



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL  
REPÚBLICA DOMINICANA

**MAPA GEOLÓGICO**  
**DE LA REPÚBLICA DOMINICANA**

**ESCALA 1:50.000**

**GASPAR HERNÁNDEZ**

**(6174-IV)**

**Santo Domingo, R.D., Enero 2007-Diciembre 2010**

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

Ha sido realizada en el periodo 2007-2010 por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), 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

- Ing. Alberto Díaz de Neira (IGME)

#### COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Ing. Alberto Díaz de Neira (IGME)

#### ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE LAS FORMACIONES ARRECIFALES DEL NEÓGENO Y CUATERNARIO

- Dr. Juan Carlos Braga (Universidad de Granada, España)

#### ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DEL TERCIARIO

- Dr. Fernando Pérez Valera (INYPSA)
- Dr. Manuel Abad de los Santos (INYPSA)

#### MICROPALEONTOLOGÍA

- Dr. Luis Granados (Geólogo Consultor)

#### PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- Dra. Ana Alonso (Universidad Complutense de Madrid, España)
- Dra. María José Herrero (Universidad Complutense de Madrid, España)

#### PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)

#### GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Ing. Alberto Díaz de Neira (IGME)

#### GEOMORFOLOGÍA Y PROCESOS ACTIVOS

- Ing. Alberto Díaz de Neira (IGME)

#### MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

- Ing. Eusebio Lopera (IGME)

#### TELEDETECCIÓN

- Ing. Juan Carlos Gumiel (IGME)

## INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Dr. José Luis García Lobón (IGME)

## DATAACIONES ABSOLUTAS

- Dra. Janet Jabites (Pacific Center for Isotopic and Geochemical research, Universidad de British Columbia, Canadá)
- Dr. Richard Friedman (Pacific Center for Isotopic and Geochemical research, Universidad de British Columbia, Canadá)

## DIRECTOR DEL PROYECTO

- Ing. Eusebio Lopera (IGME)

## SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Ing. Enrique Burkhalter. Director de la Unidad Técnica de Gestión (TYPESA) del Programa SYSMIN

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

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

## SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL Servicio Geológico Nacional

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

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

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Fichas petrográficas o micropaleontológicas de cada una de las muestras
- Mapa de muestras
- Álbum de fotos
- Lugares de Interés Geológico

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

- Mapas Geomorfológico y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico del Cuadrante a escala 1:100.000 de Salcedo (6174) y Memoria adjunta
- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 de Salcedo (6174) y Memoria adjunta
- Mapa de Geoquímica de Sedimentos Activos y Mineralometría a escala 1:150.000 y Memoria adjunta

Y los siguientes Informes Complementarios:

- Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana
- Informe Estratigráfico y Sedimentológico del Terciario
- Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas ígneas y metamórficas
- Informe de Interpretación de la Geofísica Aerotransportada
- Informe de las Dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar
- Informe de las Dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb
- Informe/Catálogo de macroforaminíferos seleccionados

## RESUMEN

La Hoja a escala 1:50.000 de Gaspar Hernández (6174-IV) se encuentra situada en el sector septentrional de la República Dominicana, en el ámbito de la Cordillera Septentrional y de la Llanura Costera del Atlántico, océano que baña su sector nororiental.

La Cordillera Septentrional posee una amplia y variada sucesión estratigráfica, con materiales progresivamente más antiguos de este a oeste, de forma que en el extremo oriental afloran materiales del basamento ígneo-metamórfico del macizo de Río San Juan. Sobre ellos y separados por discordancias, se disponen de muro a techo: brechas atribuidas a la Fm Imbert, del Paleoceno-Eoceno; una potente sucesión rítmica de lutitas y areniscas correspondiente a la Fm La Toca, enmarcada en el Oligoceno-Mioceno Inferior; el conjunto detrítico de los Conglomerados de La Piragua, asignado al Mioceno Medio; y los materiales margoso-calcáreos de la Fm Villa Trina, generada en un contexto turbidítico, sobre los que se disponen las calizas de plataforma de la Fm Los Haitises, que coronan los principales relieves de la zona, depositados durante el Mioceno Medio-Pleistoceno.

Por lo que respecta a la Llanura Costera del Atlántico, está constituida por un variado conjunto de sedimentos cuaternarios de origen fluvial, lacustre y marino-litoral.

La estructura del sector oriental se basa en una sucesión de desgarres de orientación ESE-ONO, que separan bloques de materiales del basamento y de la cobertera paleógena, que aparece afectada por pliegues de idéntica orientación. Estas estructuras están fosilizadas por los materiales neógenos, que presentan una disposición monoclinial hacia el NNE. Una densa red de fracturación afecta al conjunto neógeno, de entre la que destaca la falla del Camú, que con dirección E-O condiciona la orientación del valle del río Yásica y el límite entre la cordillera y la llanura costera.

La historia geológica de la región se remonta al Jurásico Superior-Cretácico Inferior, en un contexto relacionado con la creación de litosfera oceánica y el posterior desarrollo de un arco insular por convergencia entre las placas Norteamericana y del Caribe. A comienzos del Terciario se produciría la exhumación de fragmentos de litosfera oceánica, así como un cambio en la cinemática de las placas, pasando a

converger de forma oblicua. Así, la deformación pasó a resolverse mediante desgarres de orientación ESE-ONO predominante, con registro de importantes aportes turbidíticos en las cuencas creadas, durante el Paleógeno-Mioceno Inferior. La elevación del macizo de Río San Juan durante el Mioceno fue seguida por un episodio de destrucción del relieve y el posterior desarrollo de una amplia cuenca marina que rodearía al macizo. Desde finales del Plioceno, la región ha seguido una tendencia ascendente continua, con la consiguiente ganancia de terreno al mar y la retirada progresiva de éste, siendo su resultado más reciente los depósitos arrecifales emergidos, las marismas abandonadas y las áreas pantanosas, relictos de antiguas lagunas costeras.

## ABSTRACT

The 1:50.000 Gaspar Hernández Sheet (6174-IV) is located in the northern sector of the Dominican Republic, in the field of the Cordillera Septentrional and the Llanura Costera del Atlántico, ocean that bathes its northeastern sector.

The Cordillera Septentrional shows a wide and varied stratigraphic sequence, with progressively younger material to west; in the easternmost sector they outcrop igneous-metamorphic materials of Rio San Juan massif. Above them, and separated by unconformities, are arranged to top of succession: breccias attributed to Imbert Fm, assigned to the Paleocene-Eocene times; a thick and rhythmic of shales and sandstones succession corresponding to the La Toca Fm, assigned to Oligocene-Miocene; the detrital unit of the Conglomerados de La Piragua, from the Middle Miocene; and marl-limestone materials of Fm Villa Trina Fm, generated in a turbiditic context, on which are the platform limestone Los Haitises Fm, crowning the main regional reliefs, having been deposited together during the Middle Miocene-Pleistocene.

The Llanura Costera del Atlántico consists of a diverse set of quaternary fluvial, lacustrine and littoral sediments.

Structure of the eastern sector consists in a succession of ESE-WNW strike-slip faults, delimiting blocks of basement and Paleogene sedimentary cover affected by similarly oriented folds. These structures are fossilized by Neogene materials, exhibiting a monocline geometry to NNE. A dense network of fractures affects to Neogene set, highlighting the Camu fault, which determines the E-W orientation of Yásica valley and the boundary between the Cordillera Septentrional and the Llanura Costera del Atlántico.

Geological history dates from Late Jurassic-Early Cretaceous, in an oceanic lithosphere formation context and a subsequent development of an island arc due to North American and Caribbean plates convergence. At Early Tertiary fragments of oceanic lithosphere were exhumated, and there was a change in the kinematics of the plates, passing to obliquely converge. Thus, the strain became resolved by ESE-WNW strike-slip faults, with major basins creation, filled by turbiditic sediments during the

Paleogene-Miocene times. The Rio San Juan massif uplift in the Miocene was followed by a relief destruction episode and a large marine basin development, surrounding the massif. Since late Pliocene, region has followed a continuous upward trend, with the resulting gain land from the sea, being its most recent result: emerged reef deposits, abandoned marshes and swamps, remnants of ancient coastal lagoons.



## ÍNDICE

1.	INTRODUCCIÓN .....	13
1.1.	Metodología .....	13
1.2.	Situación geográfica .....	16
1.3.	Marco geológico.....	20
1.4.	Antecedentes .....	23
2.	ESTRATIGRAFÍA .....	26
2.1.	Complejo ígneo-metamórfico de Río San Juan .....	26
2.1.1.	Serpentinitas de Gaspar Hernández .....	26
2.1.1.1.	Serpentinitas de Gaspar Hernández (1). Peridotitas serpentinizadas .....	27
2.1.2.	Mélange Serpentinítica de Jagua Clara .....	28
2.1.2.1.	Mélange Serpentinítica de Jagua Clara (2). Mélange serpentinitica con bloques de eclogitas y esquistos azules .....	28
2.1.3.	Unidad de Loma El Morrito.....	30
2.1.3.1.	Esquistos de Puerca Gorda (3). Esquistos máficos con esporádicas intercalaciones de esquistos cuarzo-feldespáticos.....	30
2.1.3.2.	Esquistos de El Guineal (4). Esquistos cuarzo-feldespáticos con esporádicas intercalaciones de esquistos máficos .....	31
2.1.4.	Batolito del Río Boba.....	32
2.1.4.1.	Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Martel (5). Gabros y gabro-noritas.....	32
2.2.	Cenozoico .....	33
2.2.1.	Paleoceno-Mioceno Inferior.....	33
2.2.1.1.	Fm Imbert (6). Brechas de rocas básicas y ultrabásicas. Paleoceno-Eoceno P <sub>1-2</sub> .....	34
2.2.1.2.	Fm La Toca. (7) Alternancia rítmica de lutitas y areniscas. (8) Conglomerados. Oligoceno-Mioceno Inferior P <sub>3</sub> -N <sub>1</sub> <sup>1</sup> .....	35
2.2.2.	Mioceno Medio-Pleistoceno Inferior .....	37
2.2.2.1.	Conglomerados de La Piragua. (9) Bloques y conglomerados. (10) Arcillas rojas, conglomerados y arenas. Mioceno Medio N <sub>1</sub> <sup>2</sup> .....	38
2.2.2.2.	Fm Villa Trina. (11) Margas con intercalaciones de calizas. Mb La Piedra (12) Calizas y margas. Mioceno Medio-Plioceno Inferior N <sub>1</sub> <sup>2</sup> - N <sub>2</sub> <sup>1</sup> .....	40
2.2.2.3.	Fm Los Haitises (13). Calizas arrecifales y calizas. Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior N <sub>2</sub> <sup>2</sup> -Q <sub>1</sub> .....	41
2.2.3.	Cuaternario.....	44

2.2.3.1.	Fm La Isabela (14). Calizas arrecifales. Pleistoceno Superior Q <sub>3</sub> ..	44
2.2.3.2.	Fondo de dolina o uvala (15). Arcillas de descalcificación. Pleistoceno-Holoceno Q <sub>2-4</sub> .....	46
2.2.3.3.	Terraza media (16). Terraza baja (18). Gravas, arenas y lutitas. Pleistoceno-Holoceno Q <sub>3-4</sub> .....	46
2.2.3.4.	Llanura intermareal abandonada (17). Lutitas. Pleistoceno Superior-Holoceno Q <sub>3-4</sub> .....	47
2.2.3.5.	Llanura de inundación (21) Lutitas, arenas y gravas. Cauce o meandro abandonado (19) Lutitas y arenas. Holoceno Q <sub>4</sub> .....	47
2.2.3.6.	Cordón litoral degradado (20). Arenas. Holoceno Q <sub>4</sub> .....	48
2.2.3.7.	Área pantanosa (22). Lutitas. Holoceno Q <sub>4</sub> .....	48
2.2.3.8.	Deslizamiento (23). Lutitas, cantos y bloques. Holoceno Q <sub>4</sub> .....	49
2.2.3.9.	Fondo de valle (24). Gravas, arenas y lutitas. Holoceno Q <sub>4</sub> .....	49
2.2.3.10.	Marisma baja (manglar) (25). Lutitas y arenas con vegetación abundante. Holoceno Q <sub>4</sub> .....	50
2.2.3.11.	Coluvión (26). Bloques, cantos y arcillas. Holoceno Q <sub>4</sub> .....	50
2.2.3.12.	Laguna (27). Lutitas. Holoceno Q <sub>4</sub> .....	50
2.2.3.13.	Cordón litoral (28). Arenas. Holoceno Q <sub>4</sub> .....	50
3.	PETROLOGIA .....	52
3.1.	Descripción de los materiales .....	52
3.1.1.	Serpentinitas de Gaspar Hernández .....	52
3.1.1.1.	Harzburgitas con espinela .....	52
3.1.1.2.	Gabronoritas de grano grueso isótropas o bandeadas .....	53
3.1.1.3.	Gabros y gabros hornbléndicos de grano grueso a muy grueso, isótropos y bandeados.....	54
3.1.1.4.	Gabros y ferrogabros hornbléndicos .....	54
3.1.2.	Mélange Serpentinítica de Jagua Clara .....	55
3.1.2.1.	Serpentinitas foliadas con antigorita.....	55
3.1.2.2.	Brecha cataclástica de cantos de serpentinita .....	56
3.1.3.	Esquistos de Puerca Gorda.....	57
3.1.3.1.	Esquistos con glaucofana, epidota y albita .....	57
3.1.3.2.	Esquistos con clorita, mica blanca y epidota de grano fino.....	58
3.1.3.3.	Basaltos/metabasaltos porfídicos con orto y clinopiroxeno.....	58
3.1.3.4.	Microgabros.....	59
3.1.4.	Esquistos de El Guineal .....	59
3.1.4.1.	Esquistos cuarzo-feldespáticos con cloritoide y mica marrón .....	60
3.1.5.	Batolito del Río Boba.....	60

3.1.5.1.	Gabronoritas, gabros y dioritas bandeadas, con óxidos de Fe-Ti, y metagabronoritas foliadas.....	61
3.2.	Metamorfismo .....	61
3.3.	Geoquímica.....	63
3.3.1.	Serpentinitas de Gaspar Hernández .....	63
3.3.1.1.	Harzburgitas con espinela .....	63
3.3.1.2.	Rocas ígneas máficas .....	64
3.3.1.3.	Interpretación.....	69
3.3.2.	Mélange Serpentinítica de Jagua Clara .....	69
3.3.2.1.	Serpentinitas foliadas con antigorita.....	69
3.3.2.2.	Bloques metabásicos de alta presión.....	70
3.3.2.3.	Interpretación.....	73
3.3.3.	Esquistos de Puerca Gorda.....	73
3.3.3.1.	Basaltos/metabasaltos porfídicos con orto y clinopiroxeno.....	73
3.3.3.2.	Interpretación.....	77
3.3.4.	Esquistos de El Guineal .....	78
3.3.4.1.	Metadacitas y metariolitas .....	78
3.4.	Geocronología .....	81
4.	TECTÓNICA .....	83
4.1.	Contexto geodinámico y estructura general de la Cordillera Septentrional ..	83
Fig. 4.1.	Situación de La Española en el contexto geodinámico caribeño .....	83
4.2.	Estructura de la Hoja de Gaspar Hernández .....	86
4.2.1.1.	Deformación D0.....	87
4.2.1.2.	Deformación D1.....	87
4.2.1.3.	Deformación D2.....	88
4.2.1.4.	Deformación D3.....	89
5.	GEOMORFOLOGÍA.....	92
5.1.	Análisis geomorfológico .....	92
5.1.1.	Estudio morfoestructural.....	92
5.1.1.1.	Formas estructurales.....	92
5.1.2.	Estudio del modelado .....	95
5.1.2.1.	Formas gravitacionales .....	95
5.1.2.2.	Formas fluviales y de escorrentía superficial .....	96
5.1.2.3.	Formas lacustres y endorreicas .....	97
5.1.2.4.	Formas marinas-litorales .....	98
5.1.2.5.	Formas originadas por meteorización química.....	98
5.1.2.6.	Formas poligénicas .....	99
5.2.	Evolución e historia geomorfológica .....	99

5.3.	Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico.....	101
5.3.1.	Actividad sísmica.....	102
5.3.1.1.	Tsunamis.....	104
5.3.2.	Tectónica activa.....	105
5.3.3.	Actividad asociada a movimientos de laderas.....	106
5.3.4.	Actividad asociada a procesos de erosión.....	107
5.3.5.	Actividad asociada a procesos de inundación y sedimentación...	107
5.3.6.	Actividad asociada a litologías especiales.....	108
6.	HISTORIA GEOLÓGICA.....	109
7.	GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	112
7.1.	Hidrogeología.....	112
7.1.1.	Climatología e hidrología.....	112
7.1.2.	Hidrogeología.....	112
7.2.	Recursos minerales.....	115
7.2.1.	Rocas Industriales.....	115
7.2.1.1.	Descripción de las Sustancias.....	116
7.2.2.	Potencial minero.....	117
7.2.2.1.	Rocas Industriales y Ornamentales.....	117
8.	LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO.....	118
8.1.	Relación de los L.I.G.....	118
8.2.	Descripción de los Lugares.....	118
9.	BIBLIOGRAFÍA.....	122

## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1. Metodología

Debido al carácter incompleto y no sistemático del mapeo de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través de la Dirección General de Minería (DGM), se decidió a abordar a partir de finales del siglo pasado, el levantamiento geológico y minero del país mediante el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, incluido en el Programa SYSMIN y financiado por la Unión Europea en concepto de donación. En este contexto, el consorcio integrado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (INYPESA), ha sido el responsable de la ejecución del denominado Proyecto 1B, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG, cuya asistencia técnica corresponde a TYPESA) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN).

Este Proyecto comprende varias zonas que junto con las ya abordadas con motivo de los proyectos previos (C, ejecutado en el periodo 1997-2000; K y L, ejecutados en el periodo 2002-2004), completan la mayor parte del territorio dominicano. El Proyecto 1B incluye, entre otros trabajos, la elaboración de 63 Hojas Geológicas a escala 1:50.000 que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1:100.000 (Fig. 1.1):

#### Zona Norte:

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

## Memoria

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

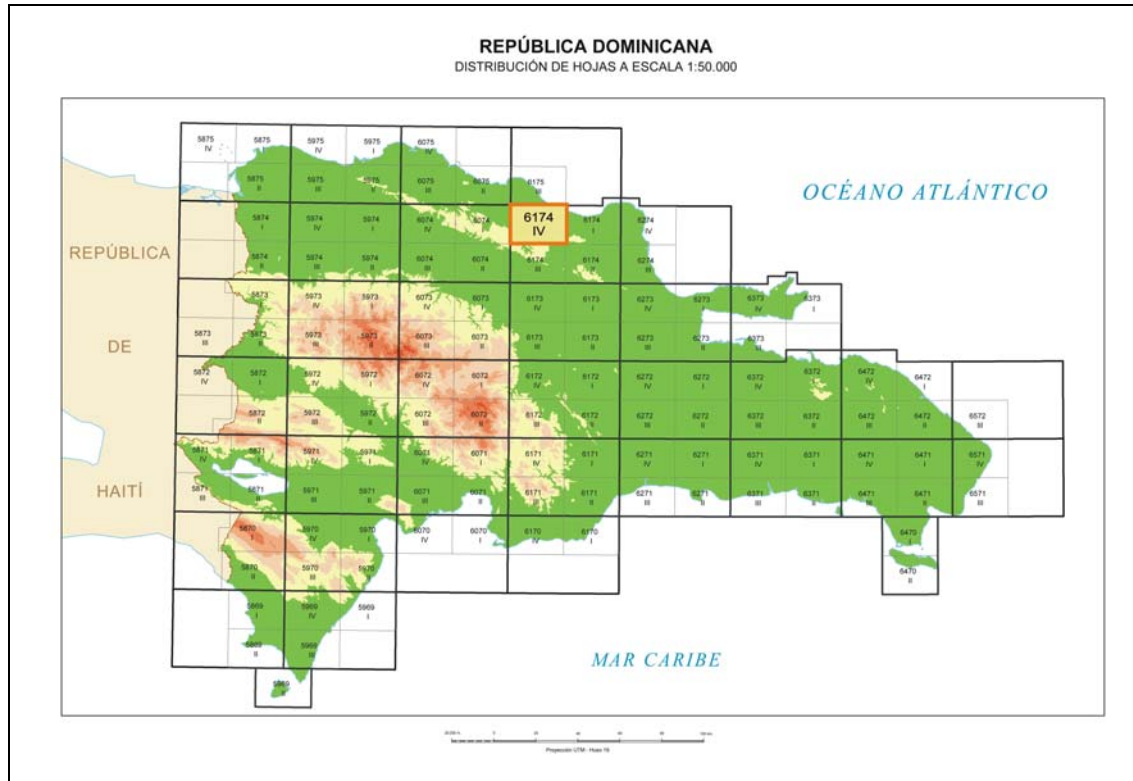


Fig. 1.1. Distribución de Hojas a escala 1:50.000 de la República Dominicana y situación de la Hoja de Gaspar Hernández (6174-IV)

#### Zona Sureste:

- La Granchorra (La Granchorra, 6470-I; y Mano Juan, 6470-II)
- Santo Domingo (Guerra, 6271-I; Boca Chica, 6271-II; Santo Domingo, 6271-III; y Villa Mella, 6271-IV)
- San Pedro de Macorís (Ramón Santana, 6371-I; Boca del Soco, 6371-II; San Pedro de Macorís, 6371-III; y Los Llanos, 6371-IV)
- La Romana (Higüey, 6471-I; San Rafael del Yuma, 6471-II; La Romana, 6471-III; y Guaymate, 6471-IV)
- Juanillo (Juanillo, 6571-III; y Pantanal, 6571-IV)
- Las Lisas (La Vacama, 6472-I; y El Salado, 6472-II)
- Bávaro (Bávaro, 6572-III)

#### Zona Sur:

- Sabana Buey (Sabana Buey, 6070-I)

- Baní (Nizao, 6170-I; y Baní, 6170-IV)

Zona Suroeste:

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

Ya que cada Hoja forma parte de un contexto geológico más amplio, la ejecución de cada una de ellas se ha enriquecido mediante la información aportada por las de su entorno, con frecuentes visitas a sus territorios; por ello, a lo largo de la presente Memoria son frecuentes las referencias a otras Hojas, en especial a la de Río San Juan (6174-I).

Durante la realización de la Hoja a escala 1:50.000 de Gaspar Hernández se ha utilizado la información disponible de diversa procedencia, así como las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1983-84) y las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR. Para la identificación y el seguimiento de estructuras profundas o subaflorescentes, ha sido de gran utilidad el Mapa de Gradiente vertical de la República Dominicana (Fig. 1.2).

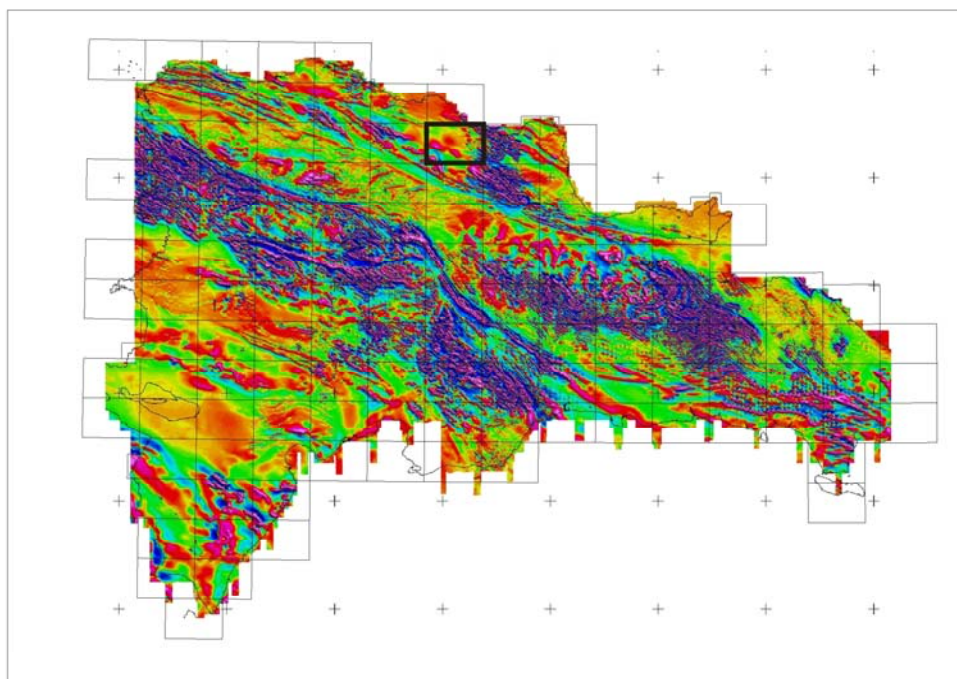


Fig. 1.2. Mapa de Gradiente vertical de la República Dominicana (Ayala *et al.*, *in press*)

Los recorridos de campo se complementaron mediante fichas de control en las que se registraron los puntos de toma de muestras (petrológicas, paleontológicas y sedimentológicas), datos de tipo estructural y fotografías. De forma coordinada con la elaboración de la Hoja, se realizó la cartografía Geomorfológica y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico del cuadrante correspondiente a escala 1:100.000 (Salcedo, 6174).

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

## **1.2. Situación geográfica**

La Hoja a escala 1:50.000 de Gaspar Hernández (6174-IV) se encuentra situada en el sector septentrional de la República Dominicana, en el ámbito del litoral atlántico. La mayor parte de su territorio pertenece a la provincia de Espaillat, concretamente a los municipios de Gaspar Hernández, Jamao al Norte y Moca, con dos áreas del sector meridional pertenecientes a los municipios de Salcedo y Tenares, en la provincia de Salcedo, y una pequeña representación del municipio de Sosúa, perteneciente a la provincia de Puerto Plata, en el extremo noroccidental. Su fisiografía queda definida por su pertenencia a la Cordillera Septentrional y a la Llanura Costera del Atlántico, que se extiende al norte de aquélla, tratándose de dos de los principales dominios fisiográficos de la República Dominicana (Fig. 1.3).

La Cordillera Septentrional es una alineación montañosa de dirección ESE-ONO que se extiende con una anchura cercana a 40 km a lo largo de unos 200 km, entre Monte Cristi y Nagua (Fig. 1.4). Incluye dominios de características netamente contrastadas, alcanzando su máxima altitud en el pico Diego de Ocampo (1.249 m). Debido al destacado carácter tectónico de su límite meridional, muestra una marcada asimetría, con una vertiente sur reducida y de elevadas pendientes, y una vertiente norte muy extensa, cuya superficie envolvente posee una pendiente baja. La Hoja de Gaspar Hernández se enmarca en su vertiente septentrional, que se configura en los sectores central y occidental como una plataforma basculada hacia el norte, a modo de superficie estructural incidida por una intensísima acción de los procesos fluviales y kársticos (Fig. 1.5); por su parte, el sector oriental, correspondiente a las estribaciones



del macizo de Río San Juan, posee una fisonomía más propia de una cordillera, con una sucesión de elevaciones y depresiones de orientación ESE-ONO.

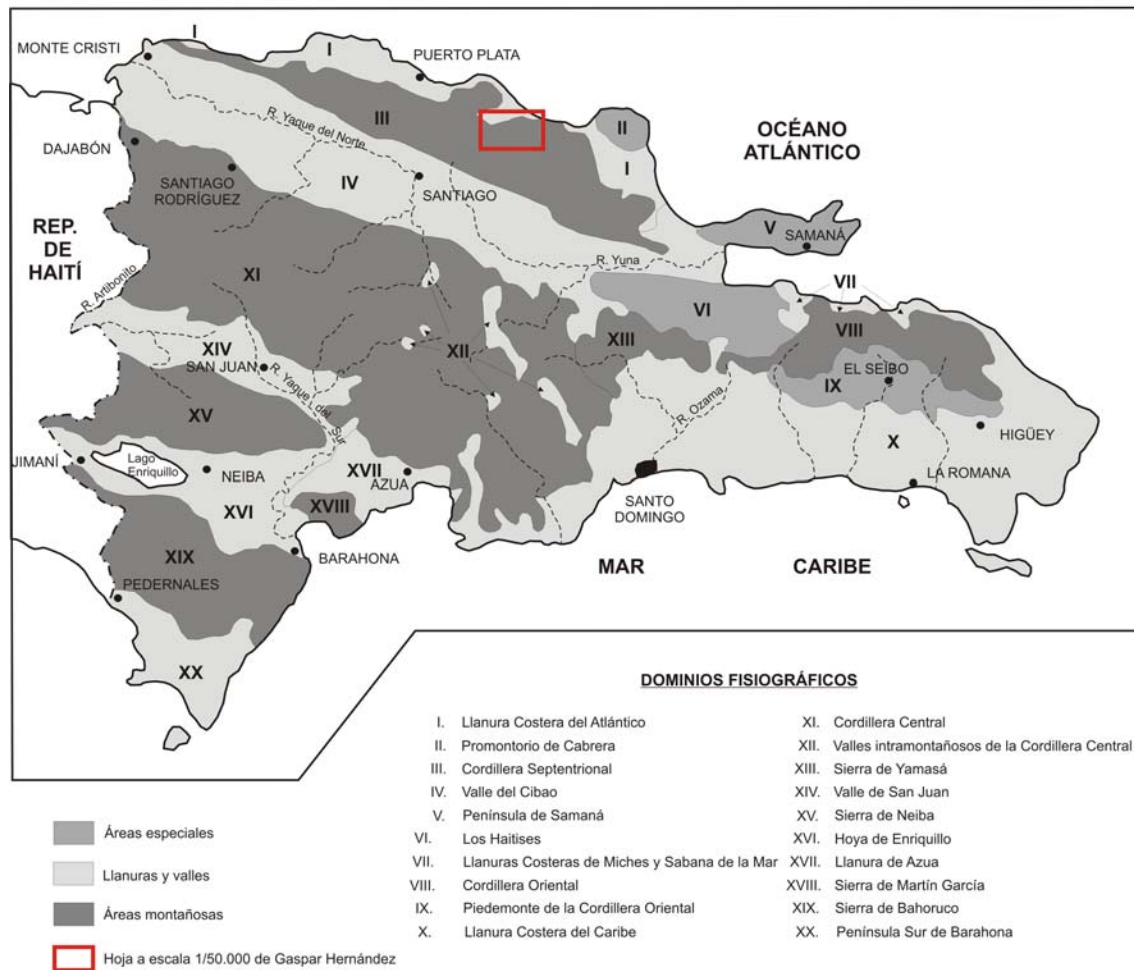


Fig. 1.3. Esquema de situación de la Hoja de Gaspar Hernández en relación con los principales dominios fisiográficos de la República Dominicana (De la Fuente, 1976, modificado)

Las máximas elevaciones, que sobrepasan 700 m en el sector suroccidental, coinciden con los restos de la superficie citada, que en los sectores de la loma Los Peñones y de Jagua Macho están integrados por la cumbre de una multitud de cerros o montículos (*hums* o *haitises*) entre los que se intercala una densa red de dolinas, configurando un espectacular relieve en “caja de huevos” (*cockpits*).

La red de drenaje está integrada por una densa red de ríos y arroyos, en algunos casos profundamente encajados, de entre los que es preciso resaltar los ríos Yásica y su afluente Jamao, que recogen los drenajes del sector occidental, destacando en el sector oriental los ríos Veragua y Joba. En las zonas de relieves kársticos, las manifestaciones de drenajes superficiales son mínimas.



Fig. 1.4. Modelo digital del terreno de la Cordillera Septentrional y de la Llanura Costera del Atlántico

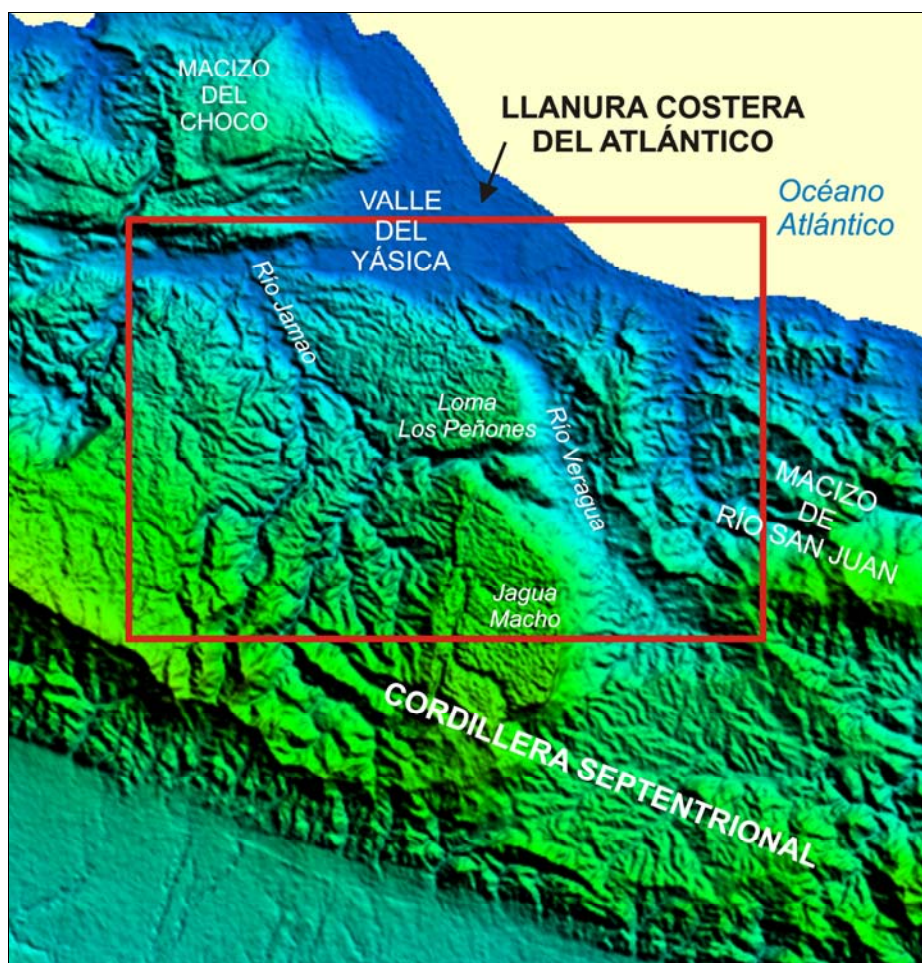


Fig. 1.5. Dominios fisiográficos en el ámbito de la Hoja de Gaspar Hernández

La Llanura Costera del Atlántico está representada en la franja septentrional, apareciendo como una planicie dispuesta a cotas inferiores a +20 m. Su anchura varía desde menos de 1 km en Arroyo Hondo, a más de 5 km en el valle del río Yásica, que puede considerarse un subdominio de la llanura. Su litoral posee un carácter predominante de costa baja, con desarrollo de manglares, áreas pantanosas, lagunas, cordones litorales y playas.

Los principales rasgos morfodinámicos de la Hoja son la intensa meteorización química de los materiales ígneo-metamórficos del macizo de Río San Juan y de los afloramiento calcáreos de la Fm Los Haitises, la notable acción erosiva y sedimentaria de la red fluvial, la inestabilidad de las vertientes elaboradas sobre la Fm Villa Trina y la actividad litoral de la llanura costera, que muestra un incremento progresivo de su área a expensas del mar.

La región posee un típico clima tropical (De la Fuente, 1976), suavizado por su carácter insular, con temperaturas medias que aumentan de suroeste a noreste desde 22 a 27° C y precipitaciones que aumentan en el mismo sentido desde 1.700 mm/a hasta 2.100 mm/año; es frecuente la llegada de tormentas tropicales y huracanes, especialmente concentrados entre septiembre y octubre, observándose variaciones estacionales ligeras, siendo algo más acusadas las diarias.

La vegetación es de tipo húmedo y muy húmedo subtropical, con existencia de extensos pastos y cultivos, más abundantes en la llanura costera y en los valles principales.

Sus habitantes se encuentran muy desigualmente repartidos, concentrándose principalmente a lo largo de las principales vías de comunicación y, especialmente, de la llanura costera, donde se encuentra Gaspar Hernández, su principal núcleo urbano. El resto de la zona posee una baja densidad de población debido a la diseminación de sus habitantes, pero son mínimas las zonas deshabitadas. La actividad de la población se relaciona con la agricultura y la ganadería, con cierto desarrollo del sector industrial y de servicios en la zona costera.

La red de comunicaciones es muy desigual, constituyendo sus principales elementos la carretera Nagua-Puerto Plata, que discurre por la franja litoral, y las carreteras Moca-Sabaneta de Yásica y Tenares-Gaspar Hernández, que permiten la comunicación con el valle del Cibao. En el resto de la zona, las vías de comunicación

son más precarias, consistiendo en una densa red de pistas, caminos y sendas, que permiten el acceso a la mayor parte de la zona.

### 1.3. Marco geológico

La Hoja de Gaspar Hernández refleja en buena medida las características geológicas de los dos dominios representados en ella, la Cordillera Septentrional y la Llanura Costera del Atlántico, coincidentes con los dominios fisiográficos del mismo nombre (Fig. 1.6).

La Cordillera Septentrional conforma, junto con la Península de Samaná, un dominio geológico bien diferenciado del resto de La Española, al concurrir en él procesos directamente relacionados con la evolución del límite entre las placas Caribeña y Norteamericana. El borde meridional de la cordillera está definido por la falla Septentrional, accidente geodinámico de primer orden que la pone en contacto con los depósitos cenozoicos de la cuenca del Cibao. Dentro de la cordillera se reconocen tres conjuntos de rocas de origen muy diferente:

- Complejos de rocas metamórficas de alta presión, rocas ultrabásicas (generalmente asociadas a mélanges) y gneises de diversa naturaleza, que forman parte del complejo colisional relacionado con la convergencia del arco volcánico caribeño y el continente americano; se reconocen principalmente en la parte norte del dominio y están representados por los complejos de Puerto Plata, Río San Juan y Samaná.
- Pequeños afloramientos de rocas volcánicas y volcano-derivadas de edad cretácica a paleocena, que forman parte del edificio del arco isla de la República Dominicana; se reconocen en la parte meridional, siempre al sur de la falla del Camú y están representados por los complejos de El Cacheal, El Paradero y Pedro García.
- Rocas cenozoicas, constituidas por potentes sucesiones sedimentarias, mayoritariamente de origen marino, que registran la historia geológica de la región desde la colisión del arco volcánico con el continente americano, hasta nuestros días; se disponen discordantemente sobre los complejos de basamento anteriormente mencionados, que ejercen un cierto control paleogeográfico sobre

ellas hasta el Mioceno Medio, a partir del cual poseen unas características más o menos uniformes a lo largo de toda la cordillera.

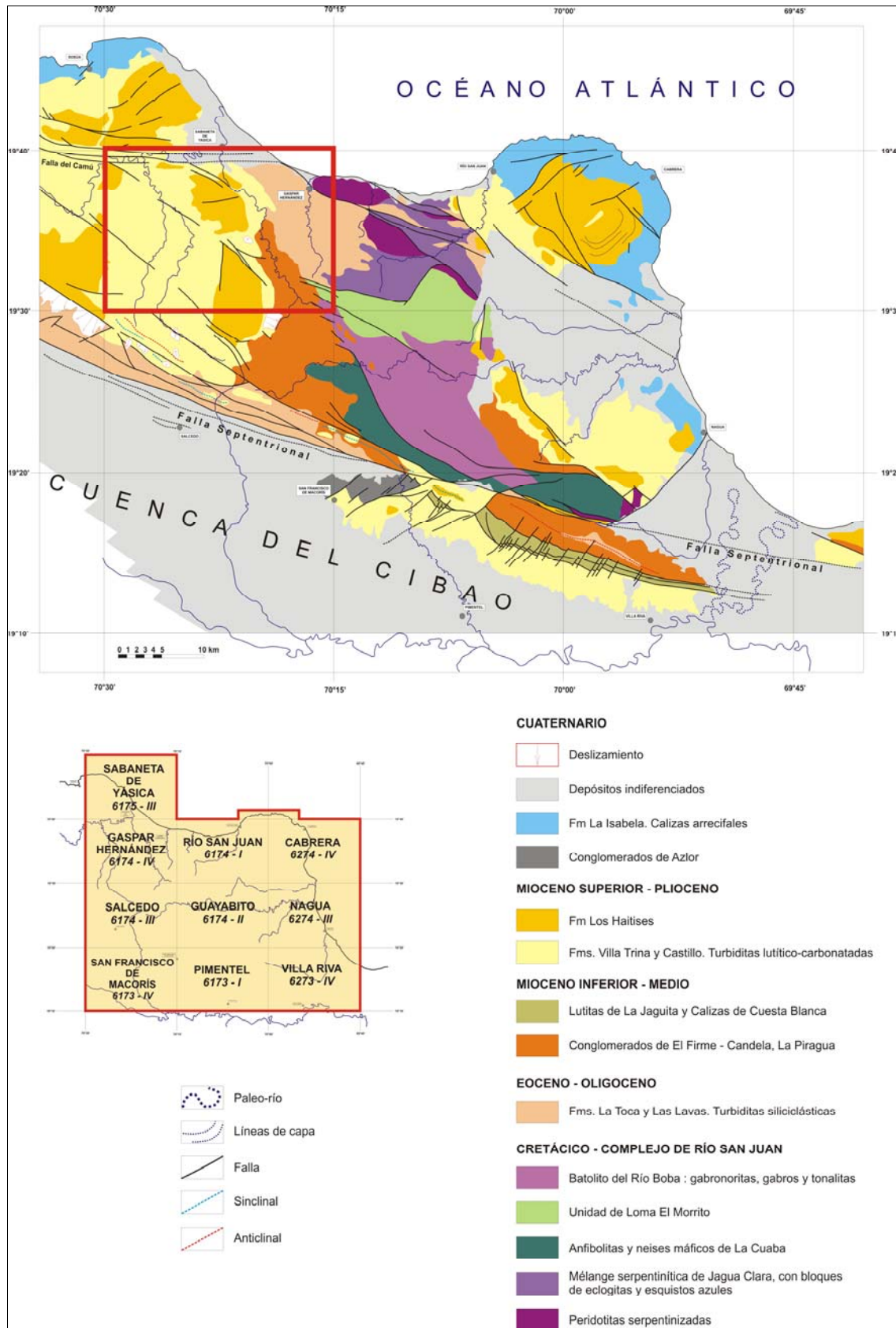


Fig. 1.6. Esquema geológico de la mitad oriental de la Cordillera Septentrional

Buena parte de la estructuración previa al Mioceno Superior, en la que los complejos ígneo-metamórficos coinciden con estructuras anticlinoriales más o menos apretadas entre las que se disponen potentes series turbidíticas paleógenas, configurando sinclinatorios, queda fosilizada por los materiales margoso-calizos de las Fms. Villa Trina y Los Haitises. Éstos se distribuyen ampliamente por la cordillera y constituyen los mejores indicadores de la deformación reciente, mostrando a grandes rasgos un basculamiento general hacia el norte debido a la componente de salto vertical de la falla Septentrional, de forma que el techo de la segunda formación configura una gran cuesta, intensamente meteorizada y dislocada por fallas de entidad menor.

Pese a que a finales del Terciario la cordillera habría adquirido en buena medida su estructuración actual, aún no habría alcanzado su fisonomía de gran sistema montañoso, estando reducida a una serie de isleos que sobresaldrían en una extensa cuenca marina en la que se depositó la Fm Villa Trina; la progresiva elevación de la región, favorecida por la actividad de la falla Septentrional, provocó el paso de los ambientes de talud-cuenca a los de plataforma carbonatada de la Fm Los Haitises y finalmente, el retroceso de los complejos arrecifales de ésta hasta su posición actual.

Por lo que respecta a la Llanura Costera del Atlántico, es una franja estrecha e irregular dispuesta al norte de la cordillera, integrada por depósitos cuaternarios de origen marino-litoral, fluvial y lacustre-endorreico, fundamentalmente.

En el ámbito de la Hoja, la estructura geológica de la cordillera se basa en la presencia de los materiales ígneo-metamórficos del macizo de Río San Juan en el sector oriental, sobre los que se dispone una potente serie sedimentaria terciaria, progresivamente más moderna hacia el oeste: Fm Imbert, Fm La Toca, Conglomerados de La Piragua y Fms. Villa Trina-Los Haitises, sucesivamente. Los materiales paleógenos se estructuran mediante pliegues de orientación ESE-ONO, en tanto que en el sector occidental, los sedimentos neógenos conforman una plataforma fuertemente degradada y suavemente basculada hacia el norte; la falla del Camú la hace desaparecer en la Llanura Costera del Atlántico, donde queda oculta por sedimentos cuaternarios.

El rasgo más significativo de la llanura costera son los depósitos aluviales del río Yásica y las marismas; junto a ellos que hay que destacar otros sedimentos cuaternarios de la cordillera, especialmente los de origen fluvial, kárstico, gravitacional y lagunar.

#### 1.4. Antecedentes

Aunque los trabajos geológicos pioneros en la República Dominicana se remontan a la época del descubrimiento de América, el conocimiento actual se sustenta principalmente en el notable impulso que se produjo entre las décadas de los años sesenta y ochenta del pasado siglo, merced a la elaboración de una serie de tesis doctorales de carácter regional, entre las que cabe señalar las de: Bowin (1960), sobre el sector central de la República Dominicana; Nagle (1966), relativa a la geología del sector de Puerto Plata; Mann (1983), centrada en aspectos estructurales y estratigráficos de La Española y Jamaica; Boisseau (1987), que precisa la estructura del flanco nororiental de la Cordillera Central; Mercier de Lepinay (1987), ambicioso estudio estratigráfico y estructural de la isla para establecer su interpretación geodinámica; De Zoeten (1988), acerca de la estratigrafía y la estructura de la Cordillera Septentrional; y Dolan (1988), que aborda la sedimentación paleógena en las cuencas orientales de las Antillas Mayores.

Más específicas de la cordillera son las aportaciones estratigráficas y tectónicas de Eberle *et al.* (1982). Igualmente, dentro de la auténtica puesta al día de los conocimientos geológicos acerca de La Española que supuso la interesante monografía de Mann *et al.* (1991a) para la Sociedad Geológica de América, y que constituye un documento básico para trabajos posteriores, diversos artículos abordan de forma específica aspectos estratigráficos y estructurales de la Cordillera Septentrional, como los de: Mann *et al.* (1991b), que tratan los principales rasgos geodinámicos; Pindell y Draper, que establecen la estratigrafía del área de Puerto Plata y proponen su historia geológica; Draper y Nagle, que hacen lo propio en la región de Río San Juan; Dolan *et al.* que abordan la estratigrafía, sedimentología y tectónica del cinturón de El Mamey, en el contexto de las cuencas paleógenas de La Española y Puerto Rico; y De Zoeten y Mann, que inciden en la estructura del sector central de la cordillera.

El volumen anterior va acompañado de una notable cartografía de síntesis a escala 1:150.000 (De Zoeten *et al.*, 1991), siendo preciso destacar también como documento cartográfico de síntesis el mapa a escala 1:250.000 efectuado por la Dirección General de Minería y el Instituto Cartográfico Universitario en colaboración con la Misión Alemana (1991).

La evidente actividad tectónica y sísmica de la región dentro del contexto del límite de placas, ha sido objeto de múltiples publicaciones, teniendo su primera referencia

importante en el trabajo de Mann *et al.* (1984). Posteriormente, cabe destacar los trabajos de Calais *et al.* (1989, 1992), así como los incluidos en el volumen monográfico editado por la Sociedad Geológica de América (Dolan y Mann, 1998) centrado en el límite septentrional de la placa del Caribe, siendo de especial interés para la zona de estudio los trabajos de Dolan *et al.*, que se abordan aspectos relativos a la topografía y estructura de la cuenca marina de La Española situada al norte del litoral atlántico, y Dolan y Wald, que profundizan en la actividad sísmica reciente.

Como resultado de todos los trabajos previos, la Sociedad Geológica de América (Mann *et al.*, 1999) organizó una excursión de campo por la Cordillera Septentrional, a fin de dar a conocer aspectos relacionados con el límite entre las placas del Caribe y Norteamérica, cuyo resumen se incluye en la guía de campo correspondiente.

Los conocimientos acumulados durante las décadas anteriores fueron reforzados por datos concretos del desplazamiento relativo entre las placas Caribeña y Norteamericana, obtenidos mediante GPS (DeMets, 2000) y que han constatado el movimiento diferencial de bloques o “microplacas” dentro de La Española (Mann *et al.*, 2002).

Entre los trabajos más recientes es preciso señalar las monografías elaboradas a partir de la información acumulada en los anteriores proyectos del Programa SYSMIN, concretamente la de Pérez-Estaún *et al.* (2002), relacionada con el Proyecto C, desarrollado fundamentalmente en la Cordillera Central, y la de Pérez-Estaún *et al.* (2007), relacionada con los proyectos K y L, desarrollados básicamente en las cordilleras Central y Oriental, las sierras de Bahoruco y Neiba y las cuencas de Enriquillo y del Cibao.

Debido a las características geológicas de la zona, sin duda uno de los trabajos de mayor interés para la elaboración de la Hoja fue el Informe elaborado por Braga (2010) dentro del presente proyecto, en el que aborda la estratigrafía, sedimentología y paleogeografía de las formaciones arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana. Cabe señalar igualmente el Informe de Pérez Valera y Abad de los Santos (2010), centrado en la estratigrafía y sedimentología de los materiales del Paleógeno y Mioceno. Ambos trabajos incluyen referencias concretas a la Hoja de Gaspar Hernández.

En cuanto a los estudios de índole geomorfológica, son escasos, al igual que en el resto de la República Dominicana. De entre ellos, hay que resaltar el libro *Geografía*



---

*Dominicana* (De la Fuente, 1976), que además de aportar una abundante cantidad de datos geográficos e ilustraciones, apunta numerosas consideraciones de orden geomorfológico; sus denominaciones geográficas han servido de referencia durante la realización del presente trabajo.

Por último, dentro del Programa SYSMIN y con carácter general en relación con el ámbito dominicano, es preciso señalar los trabajos relativos a geofísica aeroportada (CGG, 1997) y a aspectos sísmicos (Prointec, 1999) e hidrogeológicos (Acuater, 2000; Eptisa, 2004).

## 2. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja a escala 1:50.000 de Gaspar Hernández afloran dos grupos de materiales netamente contrastados, tanto por su origen y composición, como por su estructura:

- Materiales ígneos y metamórficos, constituyentes del macizo de Río San Juan y aflorantes exclusivamente en el extremo oriental de la Hoja. Se relacionan con procesos de subducción cretácicos, consistiendo su estructura interna en un apilamiento imbricado de láminas integradas por rocas de alta presión.
- Materiales sedimentarios cenozoicos, que constituyen la mayor parte de la superficie de la Hoja. Se disponen discordantemente sobre los anteriores, constituyendo una potente sucesión en la que se reconocen diversos conjuntos depositados en contextos variados, pero predominantemente marinos.

### 2.1. Complejo ígneo-metamórfico de Río San Juan

De acuerdo con Draper y Nagle (1991), en el Complejo de Río San Juan se han distinguido cartográficamente diversas unidades litológicas que constituyen el basamento regional, frecuentemente separadas entre sí por zonas de falla de gran escala; de norte a sur son: Serpentinitas de Gaspar Hernández, Mélange Serpentinítica de Jagua Clara, Esquistos de Hicotea, Unidad de El Morrito, Unidad de La Cuaba y Batolito del Río Boba. La tercera y la quinta no afloran en la presente Hoja, en tanto que la representación de las restantes es precaria, tanto por la extensión como por la calidad de sus afloramientos, siendo posible una descripción más detallada de ellas en las Hojas de Río San Juan (6174-I) y Guayabito (6174-II).

#### 2.1.1. Serpentinitas de Gaspar Hernández

Constituyen varios macizos peridotíticos variablemente serpentinizados, integrados por harzburgitas y dunitas subordinadas, que presentan una textura masiva a foliada o brechificada. Incluyen rocas ígneas básicas, principalmente gabros, microgabros y doleritas.

#### 2.1.1.1. Serpentinitas de Gaspar Hernández (1). Peridotitas serpentinizadas

Su principal afloramiento se localiza al este de Gaspar Hernández, en relación con un macizo de más de 10 km de longitud y 2-3 km de anchura, orientado según ESE-ONO, dirección de los desgarres que lo limitan al norte y al sur. Aunque presenta buenas exposiciones en los frentes de cantera del sector septentrional, con frecuencia la unidad aparece brechificada debido a una intensa deformación cataclástica, por lo que su aspecto se asemeja al de las brechas de rocas serpentínicas suprayacentes, correspondientes a la Fm Imbert, lo que dificulta notablemente su diferenciación cartográfica.

El afloramiento señalado está compuesto por harzburgitas y dunitas masivas, variablemente serpentinizadas, de tonos gris oscuros a gris-azulados o pardo-grisáceos, generalmente poco bandeadas a escala centimétrica. Se incluye como un gran bloque en los niveles estructurales más bajos entre los aflorantes dentro de la Mélange de Jagua Clara y pasa gradualmente a serpentinitas foliadas o a una harina cataclástica serpentínica que las rodea.

Poseen texturas típicamente granudas y porfiroclásticas, con olivino, ortopiroxeno enstatita (10-25% modal) y el escaso clinopiroxeno originales, reemplazados por minerales serpentínicos microcristalinos, pseudomorfos de bastita y magnetita oscura, en tanto que la espinela de Cr-Al (2-3%) aparece alterada a óxidos opacos. La asociación de minerales serpentínicos está compuesta por crisotilo, lizardita, brucita, magnetita y clorita, productos de una alteración e hidratación a baja temperatura.

Incluyen rocas gabroicas, microgabros y sills de doleritas, observándose en ocasiones su contacto intrusivo; poseen una textura magmática de isótropa a foliada y no han desarrollado asociaciones metamórficas de alta presión, sino que han sido afectadas por un metamorfismo de fondo oceánico de baja temperatura, con desarrollo de asociaciones propias de la facies de los esquistos y subesquistos verdes.

Una muestra de afinidad geoquímica N-MORB, ha proporcionado una edad de  $136,4 \pm 0,32$  Ma, edad del límite Valanginiano-Hauteriviano, interpretándose como la edad de cristalización del magma máfico producido por procesos de fusión parcial. Las características mineralógicas y geoquímicas de estas rocas ultramáficas serpentinizadas y su edad, sugieren que se trata de peridotitas abisales rehidratadas de la litosfera proto-Caribeña.

### 2.1.2. Mélange Serpentinítica de Jagua Clara

La presente unidad engloba las dos unidades de mélange originariamente definidas por Draper y Nagle (1991): la Mélange de Jagua Clara y la Mélange de Arroyo Sabana, definidas en base a la composición de los bloques tectónicos incluidos y a la naturaleza más o menos cataclástica de la matriz. Posteriormente, Krebs *et al.* (2008) revisaron el concepto geológico de la mélange, estableciendo una sola unidad, criterio seguido en la presente Hoja. Se trata de una mélange serpentinitica de matriz foliada o cataclástica, con bloques de eclogitas y esquistos azules, metasedimentos, ortogneises ácidos y *greenstones*.

#### 2.1.2.1. Mélange Serpentinítica de Jagua Clara (2). Mélange serpentinitica con bloques de eclogitas y esquistos azules

Sus afloramientos se reducen a una pequeña banda localizada al sur del macizo peridotítico de Gaspar Hernández, que presenta buenas condiciones de observación en la cantera de la loma Piedra La Candela, y a un deficiente asomo localizado al este del Alto de la Lomota, si bien la unidad posee una amplia representación en la vecina Hoja de Río San Juan (6174-I). En cualquier caso, la mélange está constituida por bloques de diversa naturaleza incluidos en una matriz serpentinitica foliada o cataclástica, en la que se reconoce una ordenación estructural tanto en la naturaleza y las condiciones metamórficas alcanzadas por los bloques, como en la asociación mineral serpentinitica de la matriz y la intensidad de la deformación cataclástica superpuesta más tardía.

Como evidencian los relictos de texturas peridotíticas preservadas, el cizallamiento dúctil y la fracturación frágil de las serpentinitas masivas de Gaspar Hernández, dan lugar a la formación de la matriz serpentinitica esquistosa y a la harina cataclástica de la Mélange de Jagua Clara, que registra varios grados y condiciones de deformación interna en función del nivel estructural. Las superficies de esquistosidad rodean los bloques más competentes de la mélange, cuyo tamaño varía desde diámetros inferiores a 1 m, hasta de varios kilómetros. Los bloques incluyen desde peridotitas masivas variablemente serpentinizadas en condiciones de baja presión, hasta rocas metamórficas “no nativas” con asociaciones de alta presión, *greenstones*, ortogneises ácidos y leucogranitos con moscovita foliados. Las rocas metamórficas son textural y litológicamente muy variadas, aunque corresponden predominantemente a varios tipos de protolitos magmáticos de composición máfica a intermedia. Las texturas varían desde granoblásticas poco o nada orientadas, a fuertemente esquistosas o bandeadas

composicionalmente, con desarrollo de estructuras típicas de zonas de cizalla y pliegues no cilíndricos (*sheath folds*).

Además de las serpentinitas foliadas que constituyen el núcleo de la mélangé, en la unidad se han reconocido otros dos tipos litológicos de relevancia, que no ha sido posible separar cartográficamente debido a las condiciones de afloramiento: serpentinitas foliadas con antigorita y brechas cataclásticas de cantos de serpentinita.

Las serpentinitas foliadas con antigorita aparecen en niveles estructurales altos, formando lentejones de rocas de tonos verde oscuros a verde azulados, con textura masiva o foliada, observándose agregados de antigorita de aspecto blástico y recrystalizado. Como la antigorita es el mineral serpentinitico estable en condiciones de alta presión, la presencia de estas serpentinitas sugiere que se trata de fragmentos del canal de subducción serpentinitico, resultado de la transformación de peridotitas de la cuña del manto suprasubducción, que fueron posteriormente exhumadas junto a bloques de eclogitas y esquistos azules, e incorporadas al prisma de acreción.

Las brechas cataclásticas de cantos de serpentinita aparecen en los niveles estructurales bajos de la mélangé, presentando una facies cataclástica equivalente en parte a la Mélangé de Arroyo Sabana cartografiada por Draper y Nagle (1991). Son muy heterométricas y están constituidas por clastos y bloques de serpentinitas foliadas, inmersos en una matriz de microbrecha a harina serpentinitica, tanto soportada por los clastos como por la matriz. La existencia de clastos foliados en la matriz sugiere que la cataclasis es posterior a la serpentinitización y constituye un proceso tectónico de localización de la deformación más frágil y tardía en este nivel estructural.

Los bloques “no nativos” incluidos en la mélangé son de rocas metamórficas de alta presión, megabloques de esquistos máficos de Hicotea e intrusiones más o menos cizalladas de leucogranitos con moscovita foliados. Las rocas metabásicas de alta presión son principalmente esquistos azules con granate, lawsonita, onfacita y jadeíta, eclogitas con fengita y glaucofana, anfíbolitas con granate, *greenstones* y raras jadeititas. Tanto la mineralogía como la textura de los protolitos máficos han sido completamente transpuestas. Subordinadamente, aparecen ortogneises ácidos (metagranitos y metatrandhjemitas), mármoles y metapelitas.

En un detallado estudio, Krebs *et al.* (2008) indican que una muestra de eclogita proporcionó una edad de  $139,1 \pm 1,9$  y  $137,8$  Ma (Valanginiano) para el protolito ígneo,

así como una edad de  $103,6 \pm 2,7$  Ma (Albiano) para el pico del metamorfismo a unos 23 kbar y  $750$  °C y edades de  $74,7 \pm 0,5$  Ma (Campaniano) y  $73,42 \pm 0,74$  Ma (Campaniano) para el enfriamiento durante su exhumación; por otra parte, un esquistos azul con onfacita ha señalado edades de  $80,3 \pm 1,1$  Ma (Campaniano) y  $73,85 \pm 0,79$  Ma (Campaniano), en tanto que un bloque de esquistos azul con jadeíta ha indicado una edad de  $62,1 \pm 1,4$  Ma (Paleoceno). Estos autores interpretan las diversas edades en cada bloque como consecuencia del momento de su subducción y de su movimiento en el canal de subducción por mecanismos de *corner-flow*.

### 2.1.3. Unidad de Loma El Morrito

Está integrada por los Esquistos de Puerca Gorda y de El Guineal, quedando separada de la Mélange Serpentinítica de Jagua Clara por la falla de El Higüero. Los Esquistos de Puerca Gorda están compuestos hacia la base estructural por esquistos máficos que pasan hacia arriba a metabasaltos porfídicos y metavulcanitas máficas, con esporádicas intercalaciones de esquistos cuarzo-feldespáticos. Por su parte, los Esquistos de El Guineal están constituidos por metariolitas porfídicas, metavulcanitas ácidas y esquistos cuarzo-feldespáticos, con raras intercalaciones de esquistos máficos.

#### 2.1.3.1. Esquistos de Puerca Gorda (3). Esquistos máficos con esporádicas intercalaciones de esquistos cuarzo-feldespáticos

Constituyen el espolón topográfico que supone la prolongación hacia el este del Alto de la Lomota, en la que aparecen fosilizados por bloques correspondientes a los Conglomerados de La Piragua (unidad 9). Con frecuencia se encuentran afectados por una argilización que ha transformado la roca en arcillas rojas, haciendo prácticamente irreconocible la roca original. En cualquier caso, afloran con extensión muy superior en el sector central del macizo de Río San Juan.

La unidad presenta, para una composición máfica global muy homogénea, una variedad estructural y microtextural relativamente grande debida a la deformación heterogénea sufrida, que en general disminuye con el nivel estructural. Los esquistos máficos de textura milonítica y los esquistos porfiroclásticos de los niveles bajos, pasan rápidamente a los basaltos/metabasaltos porfídicos y metavulcanitas máficas poco o nada deformados de los niveles altos. Con la disminución de la deformación interna hacia el techo estructural de la unidad se registra una suavización de las condiciones metamórficas, desde asociaciones minerales propias de la facies de los

esquistos azules, a la facies de los esquistos verdes y de prehnita-pumpellitita. También resulta característica de la unidad la gran profusión de venas cizalladas de epidota y cuarzo en los niveles estructurales bajos.

La litología dominante en los niveles estructurales bajos más deformados son esquistos con glaucofana, epidota y albita. Se trata de rocas esquistosas, de grano medio, subequigranulares, de característicos tonos verde malva-azulados, debido a la abundancia de glaucofana, clorita y mica blanca, y que han desarrollado una fábrica penetrativa plano-linear principal, Sp-Lp. Constituyen rocas metavolcánicas máfico-intermedias, en las que la deformación y el metamorfismo han obliterado tanto la mineralogía como la textura originales.

En los niveles estructurales altos, la litología dominante son basaltos y metabasaltos con orto y clinopiroxeno, de textura porfídica, microporfídica y vesicular. Constituyen rocas volcánicas máficas, de tonos verde-azulados oscuros a verde-amarillentos claros, típicamente porfídicas o porfiroclásticas, y con abundantes fenocristales milimétricos de piroxeno, que destacan sobre una matriz afanítica o blástica foliada. Los fenocristales aparecen tanto frescos como parcialmente alterados en grietas o totalmente pseudomorfizados por minerales metamórficos. A escala de afloramiento, se observa que al aumentar la deformación de estas rocas, se desarrollan bandas de esquistosidad, existiendo una neoblastesis orientada en la mesostasia.

#### 2.1.3.2. Esquistos de El Guineal (4). Esquistos cuarzo-feldespáticos con esporádicas intercalaciones de esquistos máficos

Conforman una banda de anchura inferior a 1 km, de calidad de afloramiento muy deficiente, dispuesta con orientación ESE-ONO al sur de los Esquistos de Puerca Gorda, de los que se encuentran separados por un desgarramiento subvertical, al igual que ocurre con relación al Batolito del Río Boba, situado al sur.

Están constituidos por rocas cuarzo-feldespáticas esquistosas, de color blanco-marrón claro a beige, caracterizadas por la presencia de una fábrica plano-linear (Sp-Lp) muy penetrativa definida por la elongación del agregado mineral cuarzo-feldespático de grano fino y el alineamiento de los filosilicatos oscuros. Es frecuente observar porfiroclastos milimétricos de cuarzo rodeados por la Sp, interpretados como relictos de fenocristales de la roca volcánica-subvolcánica ácida original, que permite proponer protolitos riolíticos porfídicos para la unidad. Esporádicamente, intercalan tramos de esquistos máficos de potencia métrica análogos a los Esquistos de Puerca Gorda.

La litología dominante es un cuarzo-esquisto con cloritoide y mica marrón, en el que la fábrica planar principal (Sp) está definida por una alternancia milimétrica a submilimétrica de niveles ricos en cuarzo con otros ricos en micas, que tiende a ser un bandeo composicional. Los Esquistos de El Guineal fueron deformados y metamorfizados en condiciones de las facies de los esquistos azules y los esquistos verdes.

#### 2.1.4. Batolito del Río Boba

Es un complejo plutónico/metaplutónico constituido esencialmente por tres series o conjuntos ígneos: Gabronoritas y metagabronoritas de Quita Espuela, Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Martel y Gabros, dioritas y tonalitas con hornblenda de La Manaclá, de las que tan sólo el segundo aparece representado en la Hoja. Para Eberle *et al.* (1982) y Draper y Nagle (1991), este batolito está formado por cumulados duníticos y peridotíticos, melanogabros, gabros bandeados y dioritas; los cumulados ultramáficos son volumétricamente minoritarios, siendo los melanogabros de grano grueso a medio la litología predominante. Draper y Nagle (1991) describen en su borde meridional un contacto intrusivo en relación con la Unidad de La Cuaba (aflorante en la Hoja a escala 1:50.000 de Guayabito, 6174-II) y un contacto por falla de desgarre con los Esquistos de Puerca Gorda, en el septentrional, relaciones que para estos autores indican que los gabros del Batolito del Río Boba representan el magmatismo del arco-isla Caribeño en el sector del antearco, cuyo basamento estaría constituido por las Unidad de La Cuaba. El conjunto fue yuxtapuesto tectónicamente con el sector septentrional del Complejo de Río San Juan antes del Paleoceno, aunque dichos autores no señalan el mecanismo mediante el cual tuvo lugar este proceso.

##### 2.1.4.1. Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Martel (5). Gabros y gabronoritas

Aparecen exclusivamente en un pequeño afloramiento localizado en el extremo suroriental de la Hoja, en el que la argilización impide cualquier tipo de observación sobre la roca original. No obstante, afloran con mayor extensión hacia el sureste, en la vecina Hoja de Guayabito (6174-II).

Se trata de gabronoritas, gabros y dioritas de grano fino con óxidos de Fe-Ti, magnéticas y generalmente melanocráticas, tanto bandeadas como foliadas (metagabronoritas y metagabros). Una gabro-diorita hornbléndica a tonalita de la



unidad de La Manaclá ha proporcionado una edad comprendida entre  $90,1 \pm 0,2$  Ma y  $92,0 \pm 7,4$  Ma (Turoniano).

## 2.2. Cenozoico

Las rocas sedimentarias, que constituyen la mayor parte de los afloramientos de la Hoja de Gaspar Hernández, corresponden a tres grupos principales, en función de sus relaciones estructurales:

- Sucesiones paleógenas (Paleoceno-Mioceno Inferior) aflorantes en el sector oriental y dispuestas discordantemente sobre el basamento ígneo-metamórfico de Río San Juan, o separadas de él mediante fallas. Se encuentran involucradas en las grandes estructuras tectónicas, especialmente a favor de sinclinales en el caso de las de plegamiento.
- Materiales neógenos (Mioceno Medio-Pleistoceno), dispuestos discordantemente sobre el conjunto paleógeno y sobre el basamento, en general con una disposición monoclinal suave.
- Depósitos cuaternarios, que conforman la Llanura Costera del Atlántico, además de aparecer dispersos por la Cordillera Septentrional.

### 2.2.1. Paleoceno-Mioceno Inferior

Las sucesiones paleógenas presentan una clara estructuración de orientación ESE-ONO. Se distinguen dos conjuntos, característicos de la Cordillera Septentrional:

- Fm Imbert (unidad 6). Posee una representación muy parcial en relación a la estratigrafía que presenta en otros puntos del macizo de Río San Juan, aflorando exclusivamente los términos inferiores de éste, asignados al Paleoceno-Eoceno. Aparece muy localmente a lo largo de la cordillera, habiendo sido definida por Nagle (1966) junto a la localidad del mismo nombre.
- Fm La Toca (unidades 7 y 8). Se trata de una potente y monótona sucesión de naturaleza turbidítica, ampliamente extendida por la cordillera. Fue definida por De Zoeten (1988) en el sector occidental, donde posteriormente ha sido objeto de diversos estudios detallados (Dolan *et al.*, 1991), no pudiendo decirse lo

mismo del sector oriental, donde tan sólo cabe señalar las referencias de Draper y Nagle (1991), que siguen algunas ideas previas de Eberle *et al.* (1982).

#### 2.2.1.1. Fm Imbert (6). Brechas de rocas básicas y ultrabásicas. Paleoceno-Eoceno P<sub>1-2</sub>

Se trata de un conjunto deficientemente representado en el sector oriental de la Cordillera Septentrional. En la Hoja aparece como un recubrimiento del basamento del complejo ígneo-metamórfico de Río San Juan, integrado por brechas de naturaleza básica y ultrabásica, correlacionables con el tramo basal de la Fm Imbert en la vecina Hoja de Río San Juan (6174-I). Aunque en dicha Hoja tan sólo son posibles observaciones puntuales, que indican una gran variedad litológica de los materiales dispuestos entre el basamento ígneo-metamórfico y la Fm La Toca, es esa posición estratigráfica lo que ha sugerido su asignación a la Fm Imbert, suposición respaldada por la fauna eocena contenida en los niveles calcáreos hallados.

La unidad aflora al noreste de Gaspar Hernández, presentando buenos puntos de observación en los diversos frentes de cantera existentes, así como en algunos pequeños taludes de las urbanizaciones próximas a la carretera Nagua-Puerto Plata; no obstante, en ausencia de cortes resulta extremadamente difícil su diferenciación con respecto a los materiales ígneo-metamórficos brechificados subyacentes, que constituyen su área madre. También se ha reconocido puntualmente al sureste de la Hoja, como en el arroyo Naranjito, pero las dimensiones de sus afloramientos no han permitido su representación cartográfica.

Aparece como una masa desorganizada de material heterogéneo, en la que se observa su carencia de estructura interna, predominando los cantos heterométricos muy angulosos a subredondeados, que confieren al conjunto una coloración verde oscura a marrón. Se disponen sobre las Serpentinitas de Gaspar Hernández (unidad 1) mediante una superficie irregular de carácter erosivo. El techo es visible en los asomos sudorientales, estando marcado por un brusco cambio litológico entre las brechas y las lutitas y areniscas suprayacentes, pertenecientes a la Fm La Toca. Su espesor máximo visible es de 60 m.

Las brechas consisten en clastos de composición ultramáfica, de tamaño comprendido entre 1 mm y 30 cm, inmersos en una matriz de similar naturaleza serpentinitica. Dicha matriz está cementada generalmente y puede ser tanto soportada por los clastos como por la matriz. Localmente, la brecha incluye bloques métricos de peridotitas frescas o

brechificadas, relativamente coherentes, aunque internamente fracturados. Muy subordinadamente, incluye fragmentos de rocas volcánicas máficas, consistentes en lavas basálticas y microgabros/doleritas de grano fino isótropos.

No se han encontrado restos fosilíferos que permitan la datación de la unidad. No obstante, la fauna del Eoceno Medio-Superior hallada en los niveles calizos de la Fm Imbert suprayacentes en la Hoja de Río San Juan, acota el techo de la unidad al Eoceno Inferior, pareciendo probable su pertenencia también al Paleoceno, tal como se ha señalado en el área de Puerto Plata (Nagle, 1979).

En principio, estos materiales con escasa o nula organización interna obedecen a depósitos de muy alta densidad (*debris flow*) con poco transporte desde el área fuente, a partir de una fuerte elevación de los materiales del Complejo de Río San Juan debida a la colisión entre las placas Norteamericana y Caribeña. El depósito deriva de un complejo de subducción exhumado hasta el fondo marino con anterioridad al Paleoceno-Eoceno Inferior, complejo que afloraría en un escarpe submarino adyacente y consistiría en peridotitas serpentinizadas, serpentinitas foliadas, brechas cataclásticas de serpentinitas, rocas ultramáficas metamorfizadas, rocas volcánicas máficas y sedimentos más antiguos, por lo que probablemente se nutre de unidades equivalentes a la Mélange Serpentinítica de Jagua Clara y a las Serpentinitas de Gaspar Hernández. Esta idea es consistente con las edades del Cretácico Superior alto obtenidas geocronológicamente para la exhumación de las eclogitas y la deformación, a relativa baja temperatura, de la mélangé.

#### 2.2.1.2. Fm La Toca. (7) Alternancia rítmica de lutitas y areniscas. (8) Conglomerados. Oligoceno-Mioceno Inferior P<sub>3</sub>-N<sub>1</sub><sup>1</sup>

Se trata de uno de los conjuntos característicos de la Cordillera Septentrional, en concreto, una de las cuatro formaciones de afinidad turbidítica que constituyen el Grupo El Mamey (De Zoeten, 1988); más concretamente, se encuadra en el denominado Bloque de La Toca (De Zoeten y Mann, 1991), limitado por las fallas del Río Grande, al suroeste, y del Camú, al norte. Dentro de la Hoja, aparece en el sector oriental, flanqueando al basamento ígneo-metamórfico del macizo de Río San Juan.

En general, aflora con deficiente calidad, dando lugar a terrenos de tonos marrones, en general de morfología poco definida. Sus mejores puntos de observación se localizan en diversos taludes de la carretera Gaspar Hernández-Tenares, que ofrece

hacia el sur mejores exposiciones de la unidad, concretamente al norte de Tenares, en la vecina Hoja de Salcedo (6174-III).

Se apoya discordantemente sobre rocas metamórficas del basamento o sobre la Fm Imbert, si bien el contacto es raramente observable, siendo difícil determinar generalmente si es de naturaleza tectónica. Consiste en una monótona sucesión rítmica de areniscas y lutitas en niveles de orden decimétrico (unidad 7). A diferencia del sector meridional de la cordillera, se observa una bajo contenido de conglomerados, pese a lo cual se han diferenciado cartográficamente (unidad 8) cuando sus dimensiones lo han hecho posible, tal como ocurre en un pronunciado escarpe existente al oeste de Gaspar Hernández, donde su espesor puede alcanzar 20 m. Su techo coincide con una nueva discordancia, sobre la que se disponen los Conglomerados de La Piragua y la Fm Villa Trina. Su potencia es difícil de establecer debido a la naturaleza de los afloramientos y al plegamiento de la unidad, si bien en el sector occidental de la cordillera se han estimado valores de 1.200 m (Dolan *et al.*, 1991), cifra que en cualquier caso puede considerarse orientativa.

En general, se observan lutitas grises, algo laminadas, con intercalaciones de niveles decimétricos a centimétricos de areniscas medias a finas, que en algunas zonas pueden alcanzar 1 m de espesor. Éstas poseen color gris, adquiriendo tonos marronáceos por alteración; muestran granoclasificación positiva, así como una composición litarenítica, básicamente de fragmentos volcánicos, cuarzo metamórfico, feldespatos, micas, carbonatos y serpentinitas. Poseen base plana neta, en ocasiones con estructuras de muro de tipo *groove cast* y *flute cast* bien desarrolladas y se agrupan en secuencias métricas estratocrecientes, con predominio de bancos arenosos hacia techo, que acaban con niveles de arena amalgamados que incluyen laminación horizontal HFR y bioturbación (*Skolithos*).

Albergan un escasísimo contenido fosilífero, generalmente mal conservado y en ocasiones, posiblemente resedimentado. En los afloramientos de la Hoja de Río San Juan (6174-I) cabe destacar la presencia de *Globigerina* af. gr. *gortanii* (Borsetti), *G.* sp., *G.* af. *venezuelana* Hedberg, *Turborotalia* sp., *Catapsydrax* af. *dissimilis* (Cushman y Bermúdez), *Globorotalia* sp., *Globoquadrina* sp., *Chilostomella* sp., *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp. y *Gyroidina* sp., además de radiolas de Equínidos, Radiolarios, dientes de peces, Globigerínidos, Bulimínidos y Rotálidos. Aunque se trata de una asociación poco determinativa, la presencia de fauna del Eoceno Superior en la infrayacente Fm Imbert y la atribución de la Fm La Toca al Oligoceno-Mioceno Inferior por Dolan *et al.*

(1991), han aconsejado seguir este último criterio, sin descartar que el techo pudiese incluirse en el Mioceno Medio.

La asociación de facies y las características de las mismas permiten interpretar el depósito de la unidad en un contexto turbidítico, con varios subambientes sedimentarios puestos de manifiesto por diversos tipos de procesos de depósito. Predominan las facies turbidíticas depositadas en contextos profundos en sentido amplio, con depósitos producidos por corrientes de turbidez de baja densidad que muestran secuencias de Bouma parciales, entre sedimentos pelágicos, donde esporádicamente llegan flujos muy densos o *debris flow*, producidos por desestabilizaciones en el talud o por entrada de material en cañones submarinos. Localmente, se han reconocido turbiditas de alta densidad que se corresponden con los niveles de areniscas más potentes.

#### 2.2.2. Mioceno Medio-Pleistoceno Inferior

A diferencia de las unidades paleógenas, los materiales terciarios posteriores a la Fm La Toca poseen una distribución claramente condicionada por la presencia del Macizo de Río San Juan, lo que indica que la elevación de éste para configurarse como un relieve positivo debió producirse en algún momento impreciso del Mioceno Inferior-Medio. Este acontecimiento provocó que sobre la sucesión paleógena plegada se dispusiese discordantemente una serie neógena escasamente deformada, integrada por tres conjuntos principales:

- Conglomerados de La Piragua (unidades 9 y 10). Se trata de un conjunto detrítico dispuesto a modo de orla del macizo de Río San Juan, asignado al Mioceno Medio. En su base se reconoce un nivel especialmente grosero, muy accesible junto a la localidad que da nombre a la unidad, cuya primera referencia es debida a Eberle *et al.* (1982).
  
- Fm Villa Trina (unidades 11 y 12). Es una monótona y potente sucesión rítmica de margas con intercalaciones calcáreas, atribuida al Mioceno Medio-Plioceno Inferior. Se extiende ampliamente por la Cordillera Septentrional y fue definida por Vaughan *et al.* (1921) junto a la localidad de José Contreras (anteriormente denominada Villa Trina). Este conjunto margoso intercala niveles calcáreos de naturaleza y envergadura muy diversa, asimilables al denominado Mb La Piedra.

- Fm Los Haitises. Constituye una extensa y monótona masa calcárea (unidad 13), atribuida al Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior, dispuesta sobre el conjunto anterior y asimilada previamente al Mb La Piedra. No obstante, la Fm Los Haitises de la Cordillera Oriental (Brower y Brower, 1982) presenta similitud de facies y equivalencia temporal (Díaz de Neira y Hernaiz, 2004), lo que sugiere la correlación de ambas (Braga, 2010), que además presentan una fisonomía muy característica debido a la intensa acción de la meteorización química sobre el conjunto calcáreo.

#### 2.2.2.1. Conglomerados de La Piragua. (9) Bloques y conglomerados. (10) Arcillas rojas, conglomerados y arenas. Mioceno Medio N<sub>1</sub><sup>2</sup>

Afloran en el sector suroriental, donde forman parte del flanco occidental del macizo de Río San Juan, configurando terrenos alomados de tonos rojizos con deficiente calidad de afloramiento. Pese a ello, presenta dos buenas exposiciones a lo largo de la carretera Gaspar Hernández-Tenares: en el poblado de La Piragua, donde afloran sus términos inferiores, y en la bajada del Alto de la Lomota a Blanco al Medio.

Se dispone discordantemente sobre los materiales ígneo-metamórficos del macizo, como puede apreciarse en el Alto de la Lomota, o sobre la sucesión rítmica de la Fm La Toca; el contacto está marcado por un brusco cambio litológico en ambos casos, al que se añade un resalte morfológico con relación a la Fm La Toca. En cuanto a su techo, está marcado por un nuevo cambio litológico, que supone la desaparición de los términos detríticos rojizos de la unidad a expensas de los margoso-calcáreos amarillentos de la Fm Villa Trina; no se ha observado la naturaleza de este contacto, pero su representación cartográfica sugiere que se trata de una discordancia. En cuanto a su espesor, es difícil de establecer ante la escasez de afloramientos, pese a lo cual se deduce su disminución hacia el norte, desde valores superiores a 100 m hasta la desaparición de la unidad en el ámbito de la colonia de Veracoa.

En general aparece como un conjunto detrítico en el que predominan los niveles de conglomerados, más frecuentes y groseros hacia la base, donde su elevada proporción ha permitido individualizar un tramo basal (unidad 9), dentro del presente conjunto. Hacia la parte alta de la sucesión se incrementan los niveles de arcillas rojas, que constituyen un buen diagnóstico para el reconocimiento de la unidad, excepto en las proximidades de los afloramientos del basamento, con frecuencia transformados por alteración en arcillas rojas.

El corte de La Piragua, correspondiente a la base (unidad 9), muestra unas facies compuestas por alternancia de conglomerados con clastos y bloques de rocas metamórficas de hasta 1 m de diámetro, matriz-soportados, con pequeños y escasos niveles más arenosos de tamaño de grano medio-grueso, bien seleccionados y de tonos amarillentos (Pérez Valera y Abad de los Santos, 2010). La organización general es pobre, mostrando un aspecto muy desorganizado, con ausencia glaucoclasificación y de estructuras de ordenamiento interno. No se observan canales y tan sólo una tenue diferenciación de los tamaños medios da la impresión de una estratificación.

Por lo que respecta a la sección del Alto de La Lomota, correspondiente a niveles ligeramente más altos de la unidad, muestra unas facies similares, pero con un tamaño de clasto medio bastante menor (<15 cm) y niveles más delgados, con mayor proporción de arenas; además, se intercalan tramos métricos de arenas rojizas con rizocreaciones carbonatadas.

Los muestreos efectuados en la unidad han determinado su naturaleza azoica, por lo que su atribución temporal se basa en la de las unidades infra y suprayacentes. Así, la asignación del techo de la Fm La Toca al Mioceno Inferior y la de la base de la Fm Villa Trina al Mioceno Medio enmarcan el depósito de los Conglomerados de La Piragua en el Mioceno Medio, no debiendo descartarse que su base corresponda al Mioceno Inferior.

Las facies de esta unidad muestran características propias de sistemas aluviales en sentido amplio, a partir de abanicos o ríos procedentes del macizo de Río San Juan. El sistema muestra evoluciones en la vertical hacia tamaños de grano menores, con facies más arcillosas y desarrollo de paleosuelos (Pérez Valera y Abad de los Santos, 2010). En conjunto, reflejan una importante fase de elevación del macizo ígneo-metamórfico, con la consiguiente erosión rápida, producida predominantemente por procesos de *debris flow* y *grain flow*, con abundante matriz arenosa y microconglomerática y una fábrica matriz-soportada. La aparición en la vertical de arcillas con paleosuelos y el menor tamaño de los cantos, indican claramente una atenuación de la erosión, probablemente relacionada con el rebajamiento del relieve y con el ascenso del nivel de base.

### 2.2.2.2. Fm Villa Trina. (11) Margas con intercalaciones de calizas. Mb La Piedra (12) Calizas y margas. Mioceno Medio-Plioceno Inferior N<sub>1</sub><sup>2</sup>- N<sub>2</sub><sup>1</sup>

Aunque generalmente la Fm Villa Trina conforma afloramientos de deficiente calidad debido a su alta proporción margosa, son muy numerosos los lugares que permiten observaciones puntuales de cierta calidad, los más asequibles situados en la carretera Moca-Sabaneta de Yásica. A grandes rasgos, aparece como una potente y monótona sucesión rítmica de margas con intercalaciones de niveles de calizas margosas de orden decimétrico (unidad 11), que en corte fresco muestra tonalidades grises, aunque frecuentemente confiere al terreno típicas coloraciones amarillentas por alteración.

Se dispone discordantemente tanto sobre la sucesión lutítico-areniscosa de la Fm La Toca, como sobre las arcillas rojas de los Conglomerados de La Piragua. Por el contrario, su techo es gradual y coincide con un destacado resalte morfológico, consistiendo en una alternancia de niveles decimétricos de margas y calizas con buena calidad de afloramiento en el paraje de Los Guayos (Hoja de Salcedo, 6174-III). El espesor visible de la unidad sobrepasa 200 m en el sector meridional.

El conjunto descrito, que muestra el aspecto típico de la formación, incluye niveles de calizas y calcarenitas agrupados en niveles y bancos de orden decimétrico a métrico, con intercalaciones margosas, asimilados al Mb La Piedra y diferenciados en la cartografía cuando sus dimensiones lo han permitido (unidad 12). Sus principales manifestaciones se localizan en el sector suroccidental y en las vertientes de la margen izquierda del río Veragua, aunque no debe descartarse que aquí, en algunos casos, se trate de masas de la Fm Los Haitises (unidad 13), deslizadas o correspondientes a bloques hundidos por falla.

Estas intercalaciones alcanzan espesores máximos de 60 m, mostrando texturas y geometrías variadas. Así, en el afloramiento del río Jamao localizado junto a Jamao al Norte, se reconocen calcarenitas finas a gruesas, en bancos lenticulares curvados decimétricos o en bancos mal definidos amalgamados, interpretados como adaptaciones para rellenar canales turbidíticos (Braga, 2010); poseen 8-10 m de altura y unos 40 m de anchura. En otros casos, como en Los Brazos, se trata de cuerpos lenticulares de anchura de orden hectométrico, de calcarenitas y calcirruditas con fragmentos de coral. Un tercer grupo de facies se reconoce en la pista de La Llanada, donde se observan sucesiones de calcarenitas en niveles de orden decimétrico con granoselección positiva.



Petrográficamente, los niveles de calizas y calcarenitas aparecen como *packstones* a *wackestones* bioclásticos, con una proporción del 9-46% de aloquímicos, 41-88% de matriz y valores inferiores al 9% de cemento, con frecuente contenido de cuarzo (<13%) y ocasional de fragmentos de roca (<2%). Entre los componentes texturales predominan los fósiles, en proporción superior al 95%, pudiendo clasificarse como biomicritas y, en menor medida, biomicruditas.

Entre su abundante contenido faunístico, tanto en los niveles calcáreos como en los margosos, se encuentran Algas, Briozoos, Moluscos, Equinodermos, Corales, Miliólidos, Nummulítidos y otros Foraminíferos. En particular, la presencia de *Amphistegina* sp., *A. lessoni* d'Orb., *Globorotalia* sp., *G. af. gr. merotumida-pleiotumida* Banner y Blow, *G. gr. scitula* (Brady), *G. menardii* (d'Orb.), *Globigerina* sp., *G. bulloides* d'Orb., *Orbulina* *universa* d'Orb., *O. bilobata* (d'Orb.), *Globigerinoides* sp., *G. trilobus* (Reuss), *G. obliquus extremus* Bolli y Bermúdez, *Hastigerina siphonifera* (d'Orb.), *Globoquadrina altispira* (Cushman y Jarvis) y *Sphaeroidinellopsis seminulina* (Schwager), ha permitido su asignación al Mioceno Medio-Plioceno Inferior.

La sucesión margosa de la Fm Villa Trina representa ambientes de talud-cuenca (Fig. 2.1) a los que llegarían los depósitos carbonatados mediante diversos mecanismos: como relleno de canales submarinos (Jamao); mediante flujos gravitatorios o de masas que acaban al pie del talud (Los Brazos), probablemente a favor de pequeños canales de talud (*gullies*); y a través de eventos turbidíticos (La Llanada). Estos carbonatos corresponderían a redeposiciones de una plataforma localizada al sur, indicando que el paso gradual en la vertical entre las Fms. Villa Trina y Los Haitises, también se produce en la horizontal.

#### 2.2.2.3. Fm Los Haitises (13). Calizas arrecifales y calizas. Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior $N_2^2$ - $Q_1$

Se trata del conjunto calcáreo que constituye las cumbres de los sectores central y occidental y que da lugar a los peculiares afloramientos de morfología kárstica del ámbito de la loma Los Peñones y Jagua Macho, configurados a modo de densos entramados de depresiones (dolinas y uvalas) y pronunciados montículos (*hums* o haitises), que se asemejan a cajas de huevos (*cokpits*). Esta fisonomía recuerda a la de la región de Los Haitises, lo que añadido a la sugerente correlación litoestratigráfica de los afloramientos calcáreos de ambas zonas, ha aconsejado la conveniencia de tratarlos todos como una sola formación, simplificando además con ello la terminología relativa a los materiales plio-cuaternarios de La Española.

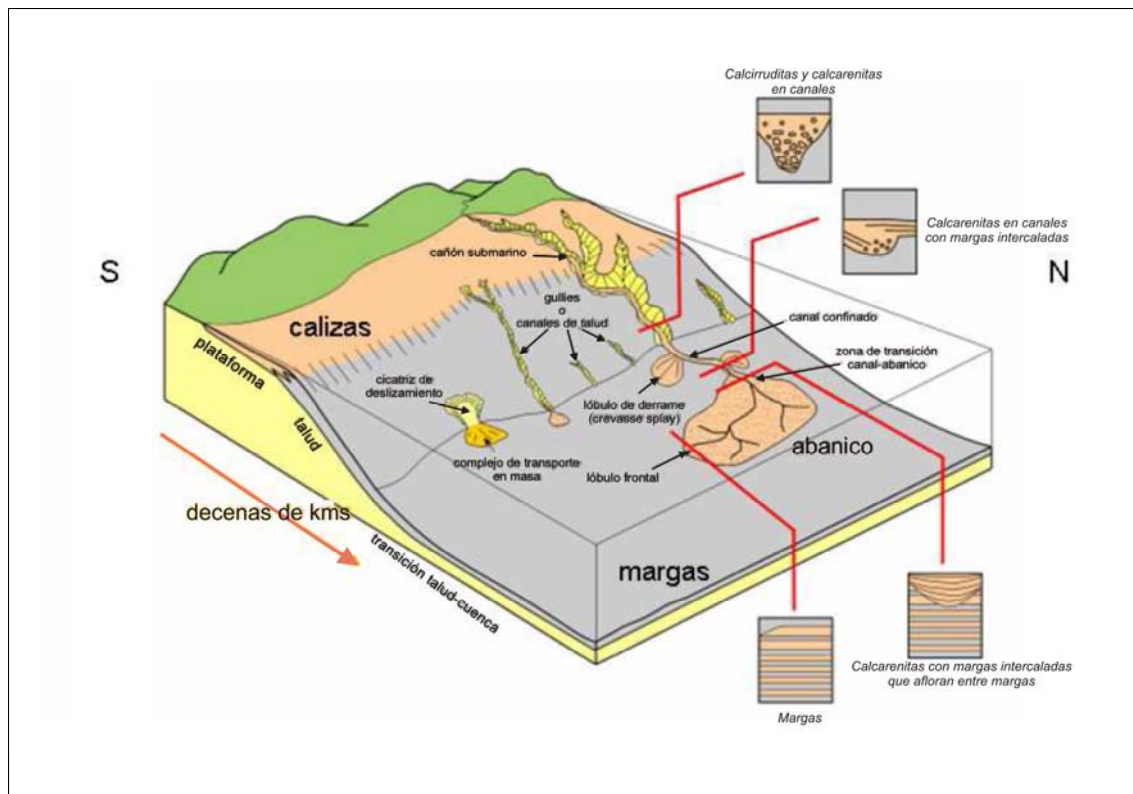


Fig. 2.1. Esquema paleogeográfico de la Fm Villa Trina (Braga, 2010)

A diferencia de otras regiones, donde la falta de acceso y la densa vegetación que acompañan a los afloramientos de estos materiales dificultan su estudio, aquí son numerosos los lugares de observación de la unidad, especialmente en el afloramiento de la loma Los Peñones, tanto a favor de frentes de canteras como de pequeños cortes en los caminos, si bien en todos los casos responden a aspectos parciales o locales de la unidad.

Aparecen como un monótono conjunto de calizas grises a blanquecinas, con un elevado contenido fosilífero, observable a simple vista. Generalmente se agrupan en bancos de espesor métrico a decamétrico, aunque con frecuencia su estratificación no es fácilmente observable, lo que acentúa su aspecto masivo. De forma ocasional, se agrupan en capas decimétricas entre las que se pueden intercalar delgados niveles de margas. Su gran uniformidad litológica se ve incrementada por la notable karstificación que afecta a la unidad, condicionada a su vez por una densa red de fracturación.

Se disponen concordantemente sobre la Fm Villa Trina, mediante un progresivo enriquecimiento calcáreo de la serie, provocando un destacado resalte morfológico, especialmente evidente en la margen izquierda del valle del río Veragua. En cuanto a su techo, no es posible determinarlo, pero debe coincidir con los restos de la superficie estructural que configura la unidad. En cualquier caso, su espesor alcanza 200 m.

Petrográficamente, aparecen como calizas fosilíferas (biomicritas) con grado de recristalización variable; poseen porosidad secundaria y, en menor medida, primaria. Se trata de *wackestones* bioclásticos a *packstones* bioclásticos o con aportes detríticos, con una mayor proporción de ortoquímicos (54-82%) que de aloquímicos (8-34%), pudiendo incluir cuarzo (<19%) y fragmentos de roca (<11%); entre los ortoquímicos predomina la matriz (54-68%) sobre el cemento (<14%). Los componentes texturales corresponden casi exclusivamente a fósiles (97-100%), con ocasional presencia de intraclastos (<3%).

Desde un punto de vista sedimentario, su interpretación se basa en observaciones parciales e inconexas, además de los datos recopilados en otros puntos de la región. Así, en la cantera de La Atravesada, en la vecina Hoja de Sabaneta de Yásica (6175-III), se han observado capas de caliza de espesor decimétrico con delgadas intercalaciones de margas, correspondientes a los sectores distales de una plataforma carbonatada, en tránsito al talud, lejos de la influencia de tormentas y corrientes (Braga, 2010). Por otra parte, en las inmediaciones de Monte Llano (Hoja de Salcedo, 6174-III), dentro del afloramiento de Jagua Macho, se observan colonias masivas de *Diploria*, *Montastrea* y *Porites* entre sedimentos bioclásticos gruesos y, a techo del afloramiento, calizas margosas con bancos decimétricos de ostras y moldes de bivalvos y gasterópodos.

Estos datos permiten establecer un modelo sedimentario para la Fm Los Haitises (Fig. 2.2), consistente, a grandes rasgos, en una plataforma carbonatada (Braga, 2010), que al sur muestra sus facies más internas, correspondientes a una plataforma protegida (calizas margosas con moluscos) por parches de coral, en tanto que al norte expone sus facies más externas (calizas con intercalaciones margosas). Las facies de talud-cuenca de la Fm Villa Trina subyacente, también debieron depositarse al norte de la plataforma correspondiente a la Fm Los Haitises, por lo que el paso gradual vertical entre ambas, también debe producirse horizontalmente.

Incluye un elevado, aunque poco determinativo, contenido faunístico integrado por Corales, Foraminíferos, Algas, Moluscos, Equinodermos y Briozoos. En cualquier caso, la asignación de la Fm Villa Trina al Plioceno Inferior, sugiere el depósito del presente conjunto durante el Plioceno Superior y posiblemente, el Pleistoceno Inferior.

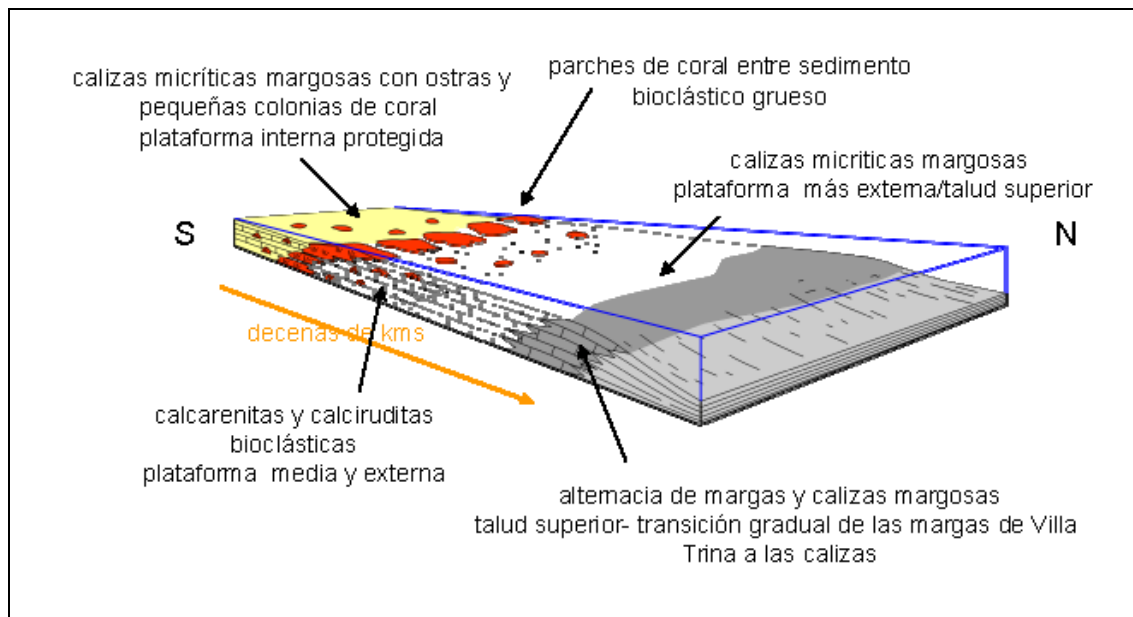


Fig. 2.2. Esquema paleogeográfico de la Fm Los Haitises (Braga, 2010)

### 2.2.3. Cuaternario

Los depósitos cuaternarios aparecen muy desigualmente repartidos, constituyendo la totalidad de la superficie de la Llanura Costera del Atlántico y apareciendo diseminados en mucha menor proporción en el ámbito de la Cordillera Septentrional, donde se concentran en los grandes valles. Los de origen fluvial y marino-litoral son los más extensos, habiéndose reconocido también sedimentos de origen gravitacional, lacustre y kárstico.

#### 2.2.3.1. Fm La Isabela (14). Calizas arrecifales. Pleistoceno Superior Q<sub>3</sub>

A diferencia de sectores próximos, donde afloran extensamente, su presencia en la Hoja se reduce a pequeños asomos en el acantilado situado al noreste de Gaspar Hernández, pudiendo complementarse las observaciones efectuadas en él con los datos aportados por los afloramientos del Promontorio de Cabrera y del sector Cabarete-Sosúa (Braga, 2010). Estas calizas forman parte del discontinuo cinturón arrecifal emergido que orla discontinuamente La Española, siendo correlacionables con los materiales similares que Marcano y Tavares (1982) definieron como Fm La Isabela en las proximidades de esta localidad.

El acantilado existente junto a la carretera Nagua-Puerto Plata ofrece una sección en cuya base se reconoce un nivel métrico de calizas coralinas blanco-amarillentas, que

pese a sus reducidas dimensiones ha sido representado en la cartografía debido a su interés en relación con la paleogeografía y tectónica reciente de la región. Este nivel se dispone sobre las Serpentinitas de Gaspar Hernández (unidad 1) y bajo arcillas oscuras correspondientes a una antigua marisma (unidad 17), reflejando la tendencia regresiva de la zona.

Dada la precariedad del afloramiento, no es posible reconstruir el dispositivo paleogeográfico descrito en otras zonas y que representan los restos conservados *in situ* de arrecifes de coral, muy semejantes, tanto en componentes como en la zonación de la composición, a los arrecifes actuales del Caribe (Fig. 2.3). En cualquier caso, parece evidente su carácter arrecifal

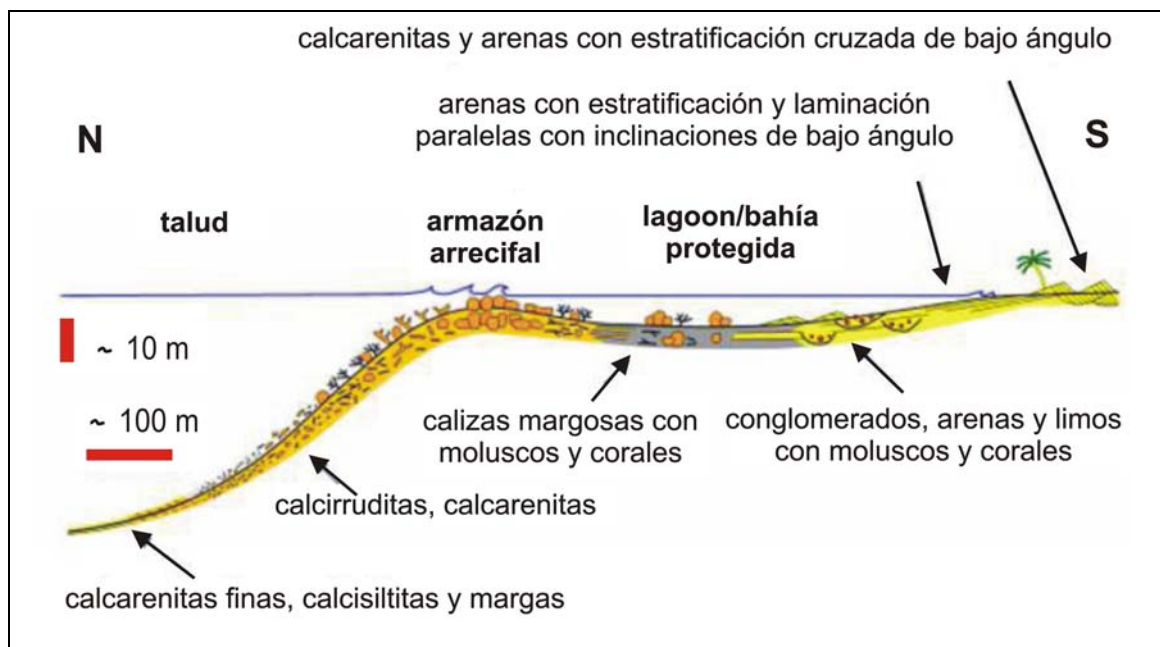


Fig. 2.3. Esquema sedimentario de la Fm La Isabela (Braga, 2010)

Pese a su elevado contenido faunístico, no se poseen datos sobre la edad de la unidad. Como dato orientativo, una datación realizada en el laboratorio de radiometría de la "School of Earth Sciences" de la Universidad de Melbourne sobre una muestra tomada en la terraza inferior (+20 m) de Cabo Francés Viejo (Hoja a escala 1:50.000. de Cabrera, 6274-IV), indica una edad de  $134.393 \pm 1.060$  a. Por motivos geoquímicos, es probable que dicha edad sea algo más antigua que la real (Braga, 2010), cabiendo suponer que dicha terraza (la más joven de esa zona), se formó en el MIS 5e, lo que sugiere su correlación con la terraza más joven de la Llanura Costera del Caribe, depositada igualmente en el MIS 5e y cuya edad ha sido precisada en  $121 \pm 9$  ka (Schubert y Cowart, 1982), dato que supone una edad máxima para la presente unidad. En cualquier caso, el hecho de que aquí la Fm La Isabela se encuentre a una

cota muy inferior a la de Cabo Francés Viejo podría indicar que se trata de un nivel más reciente o que su tasa de elevación es muy inferior. Sea como fuere, se ha asignado al Pleistoceno Superior, sin que se descarte su pertenencia al Holoceno.

#### 2.2.3.2. Fondo de dolina o uvala (15). Arcillas de descalcificación. Pleistoceno-Holoceno Q<sub>2-4</sub>

Se encuentran ampliamente repartidas por las numerosas depresiones kársticas desarrolladas sobre las calizas de la Fm Los Haitises y, en menor medida, del Mb La Piedra. Configuran afloramientos de forma y dimensiones diversas, predominando las dolinas elípticas o subelípticas, observándose también uvalas por unión de dos o más dolinas. Poseen ejes mayores de orden decimétrico a hectométrico y están condicionadas por la orientación de la fracturación.

Su depósito corresponde a arcillas rojas de aspecto masivo, producto de la descalcificación de los materiales calcáreos por acción de procesos kársticos. Su espesor varía considerablemente en función de la intensidad de la disolución, pudiendo superar los 3 m. Su edad está acotada por la del techo de la Fm Los Haitises, por lo que se enmarcan en el Pleistoceno-Holoceno.

#### 2.2.3.3. Terraza media (16). Terraza baja (18). Gravas, arenas y lutitas. Pleistoceno-Holoceno Q<sub>3-4</sub>

Constituyen las típicas plataformas elevadas con respecto al cauce actual, habiéndose reconocido en los ríos Veragua, Yásica y Jamao. Se han reconocido dos grupos, denominados informalmente como terrazas bajas y medias. Las primeras son comunes a los valles citados, apareciendo a cotas inferiores a +15 m con respecto al nivel del río, en tanto que las segundas se relacionan con las márgenes derechas de los ríos Yásica y Jamao, disponiéndose a cotas de +20-60 m.

En ambos casos poseen coloraciones rojizas y una composición similar, estando constituidas por gravas polimícticas, con predominio de cantos de origen ígneo-metamórfico en matriz arenosa, observándose niveles de lutitas; el tamaño de los cantos varía notablemente, predominando los diámetros de 5-15 cm. Su potencia oscila entre 2 y 15 m.

Por lo que respecta a su edad, en función del grado de incisión de la red fluvial actual en ellas, se atribuyen tentativamente al Pleistoceno, aunque no debe descartarse que el nivel más moderno pertenezca, al menos parcialmente, al Holoceno.

#### 2.2.3.4. Llanura intermareal abandonada (17). Lutitas. Pleistoceno Superior-Holoceno

Q<sub>3-4</sub>

Constituyen planicies localizadas en el ámbito de la Llanura Costera del Atlántico, extendiéndose por la franja costera de la vecina Hoja a escala 1:50.000 de Sabaneta de Yásica (6175-III). Corresponden a antiguas marismas, actualmente ajenas a la influencia marina, excepto en el caso de eventos catastróficos.

Sus depósitos están relacionados con los procesos mareales, mostrando un carácter eminentemente lutítico, con cierto contenido arenoso y de materia orgánica. En los acantilados situados al noreste de Gaspar Hernández, una pequeña sección muestra una sucesión de unos 3 m de espesor de arcillas oscuras con materia orgánica sobre calizas coralinas blancas, interpretándose como el resultado de la evolución ascendente y la consiguiente regresión de la zona, con desarrollo de facies progresivamente más someras, finalmente desconectadas de la dinámica marina, considerándose entonces llanuras intermareales abandonadas.

Se estiman espesores de 3-5 m para este tipo de depósitos, que se han asignado al Pleistoceno Superior teniendo en cuenta las tasas de elevación estimadas para las construcciones biogénicas de otros puntos del litoral atlántico (0,164 mm/año al oeste de Cabarete y 0,098-0,197 mm/año en el Promontorio de Cabrera), no debiendo descartarse que, al menos en algunos casos, correspondan al Holoceno.

#### 2.2.3.5. Llanura de inundación (21) Lutitas, arenas y gravas. Cauce o meandro abandonado (19) Lutitas y arenas. Holoceno Q<sub>4</sub>

Los depósitos de llanura de inundación, en los que se encuentran encajados los fondos de valle, se relacionan con los principales ríos de la zona, destacando por su envergadura los del río Yásica, cuya llanura aluvial configura una franja de más de 3 km de anchura. En ella, además de encajarse el canal principal, existen numerosos cauces o meandros abandonados que poseen una morfología más o menos curvilínea, evidenciando un comportamiento divagante; algunos de ellos pertenecen al río Veragua.

Las llanuras de inundación están constituidas por gravas polimícticas y arenas, con intercalación de niveles lutíticos. Entre las gravas predominan los componentes de origen ígneo-metamórfico, observándose además cantos de calizas y areniscas, con diámetros de 10-20 cm, si bien algunos elementos pueden sobrepasar 0,5 m.

Su espesor es difícil de determinar al no observarse el sustrato, pero debe sobrepasar 5 m. En el caso de los cauces o meandros abandonados, se observa una disminución del contenido de gravas y un aumento del lutítico. Por su dinámica actual, todos estos depósitos se incluyen en el Holoceno.

#### 2.2.3.6. Cordón litoral degradado (20). Arenas. Holoceno Q<sub>4</sub>

Se localizan al noroeste de la ciénaga de Boca Vieja, a espaldas del cordón litoral funcional. Poseen su típico aspecto de cordón, pero algo degradado, pudiendo aparecer como un manto eólico informe. En épocas pasadas protegieron marismas que en la actualidad han quedado reducidas al manglar localizado al oeste de La Cana. Su anchura aumenta hacia el noroeste, desde unas pocas decenas hasta unos 400 m, alcanzando alturas de 4 m.

Se trata de arenas finas a medias, con una alta proporción de componentes carbonatados. Por su contexto y moderado grado de degradación se han incluido en el Holoceno.

#### 2.2.3.7. Área pantanosa (22). Lutitas. Holoceno Q<sub>4</sub>

Aparecen representadas en la llanura costera, a espaldas de los cordones litorales, destacando por sus dimensiones la que circunda el manglar situado al oeste de La Cana. Se trata de lutitas oscuras depositadas en áreas de tendencias endorreicas, encharcadas estacionalmente y con un cierto contenido vegetal. Son el resultado de la evolución de antiguas lagunas costeras en proceso de colmatación-deseccación.

Su espesor no ha sido determinado, aunque debe acercarse a 2-3 m. Por su dinámica actual se enmarcan en el Holoceno.



#### 2.2.3.8. Deslizamiento (23). Lutitas, cantos y bloques. Holoceno Q<sub>4</sub>

Su principal desarrollo se produce a favor de los afloramientos margosos de la Fm Villa Trina localizados en zonas de elevadas pendientes, especialmente en la vertiente occidental del valle del río Veragua, donde se han diferenciado deslizamientos de extensión superior 1 km<sup>2</sup>, aunque en su mayor parte se incluyen en la Hoja de Salcedo (6174-III). También existen ejemplos destacados en los valles que surcan el sector occidental, si bien en algunos casos tan sólo es reconocible la cicatriz del deslizamiento debido al rápido enmascaramiento de este tipo de formas.

Se trata de masas desorganizadas de naturaleza lutítica que incluyen bloques de calizas que pueden sobrepasar 10 m de diámetro. No ha podido observarse corte alguno que permita determinar su espesor, muy variable en cualquier caso en función de la envergadura de la masa deslizada; no obstante, es posible que en los de mayores dimensiones supere los 50 m. El hecho de ser reconocidos a pesar de la rápida destrucción o enmascaramiento de este tipo de formas, ha sugerido su asignación al Holoceno.

#### 2.2.3.9. Fondo de valle (24). Gravas, arenas y lutitas. Holoceno Q<sub>4</sub>

Constituyen el principal testimonio de la actividad sedimentaria de la red fluvial actual. Se trata de formas estrechas coincidentes con el canal de estiaje. Los más destacados se asocian con los cursos principales, destacando los de los ríos Yásica, Jamao y Veragua. Están constituidos por gravas y arenas cuya composición varía según su ubicación. Así, el río Yásica y los cursos localizados al este de los afloramientos calcáreos de la loma Los Peñones y de Jagua Macho, muestran un predominio de los componentes de origen ígneo-metamórfico, con presencia de areniscas y calizas; por el contrario, los cursos del sector occidental poseen un claro predominio de los constituyentes calcáreos, al transitar exclusivamente sobre afloramientos de la Fm Villa Trina y Los Haitises.

Las gravas contienen cantos redondeados con diámetros de 10-20 cm, que en ocasiones pueden sobrepasar 50 cm. Aunque no existen cortes que permitan determinar su espesor, sin duda varía notablemente en función del curso en cuestión, pudiendo alcanzar 5 m. Por su actividad actual se asignan al Holoceno.

#### 2.2.3.10. Marisma baja (manglar) (25). Lutitas y arenas con vegetación abundante. Holoceno Q<sub>4</sub>

Aparecen exclusivamente al oeste de Palma Cana, en relación con una marisma de más de 2 km de lado. Se trata de una zona afectada diariamente por las mareas, colonizada por un manglar. Posee carácter lutítico, con cierto contenido arenoso, y abundante materia orgánica. Se estiman espesores de 3-5 m para estos depósitos, habiéndose incluido en el Holoceno por su dinámica actual.

#### 2.2.3.11. Coluvión (26). Bloques, cantos y arcillas. Holoceno Q<sub>4</sub>

Debido a la constante evolución de las vertientes, se trata de depósitos efímeros, habiéndose reconocido escasos ejemplares pese a las elevadas pendientes de buena parte de la zona. Se trata de una asociación de cantos y bloques heterométricos en matriz lutítica, en la que la naturaleza de sus componentes es función de la del área madre correspondiente. Los escasos ejemplares diferenciados, se localizan en el sector oriental.

Su espesor, muy variable, se estima en 5-10 m. Al igual que en el caso de los deslizamientos, el propio hecho de su conservación en una zona de rápida evolución del relieve sugiere su pertenencia al Holoceno.

#### 2.2.3.12. Laguna (27). Lutitas. Holoceno Q<sub>4</sub>

Pese a su presencia en la franja litoral, la mayor parte de sus manifestaciones se encuentran ligadas a áreas de desarrollo kárstico, por inundación de dolinas. Se trata de un depósito integrado por lutitas oscuras, cuyo espesor no ha sido determinado, estimándose valores de 2-3 m. Se asignan al Holoceno por su actividad actual.

#### 2.2.3.13. Cordón litoral (28). Arenas. Holoceno Q<sub>4</sub>

Excepción hecha del pequeño acantilado del sector nororiental, aparecen a lo largo de todo el litoral, en paralelo a la línea de costa en respuesta a la dirección del viento principal, a modo de sucesión de dunas de hasta 6 m de altura y una anchura variable de orden decamétrico a hectométrico. En su frente se han desarrollado playas que no han podido ser diferenciadas cartográficamente debido a su reducida anchura, en

tanto que a su espalda se encuentra un cordón litoral degradado debido a su pérdida de funcionalidad, además de una llanura intermareal abandonada y áreas pantanosas.

Están constituidos por arenas finas a medias, de naturaleza carbonatada fundamentalmente. Por su dinámica actual han sido asignadas al Holoceno.

### 3. PETROLOGIA

#### 3.1. Descripción de los materiales

Debido a la escasa representación de los materiales ígneo-metamórficos que constituyen el basamento del macizo de Río San Juan en la Hoja, la descripción petrológica, metamórfica, geoquímica y geocronológica de las unidades aflorantes (Serpentinitas de Gaspar Hernández, Melánge Serpentinítica de Jagua Clara, Unidad de Loma El Morrito y Batolito del Río Boba), se efectúa teniendo en cuenta los datos recopilados durante la elaboración de las Hojas que integran el macizo, especialmente, las de Río San Juan (6174-I) y Guayabito (6174-II).

##### 3.1.1. Serpentinitas de Gaspar Hernández

Las peridotitas serpentinizadas y serpentinitas de Gaspar Hernández incluyen varios tipos petrográficos en el ámbito de la Hoja: harzburgitas con espinela, porfiroclásticas y variablemente serpentinizadas; gabronoritas y ferro-gabronoritas de grano grueso isótropas o bandeadas; gabros y gabros hornbléndicos de grano grueso a muy grueso, isótropos y bandeados; y gabros y ferrogabros hornbléndicos foliados.

##### 3.1.1.1. Harzburgitas con espinela

Presentan una textura granuda porfiroclástica, compuesta por un agregado de granos de unos 5 mm de diámetro de olivino (>80%) y, subordinadamente, ortopiroxeno (10-20%), clinopiroxeno (<5%) y Cr-Al espinela (1-2%), asumiendo una correcta asignación de los pseudomorfos.

El olivino forma grandes granos subidiomorfos, en general totalmente transformados a serpentinas y magnetita. El ortopiroxeno forma cristales milimétricos de enstatita alotriomorfa, transformados a bastita, con inclusiones redondeadas de olivino; en los bordes pueden aparecer pequeños granos recristalizados de olivino. Poseen un cierto bandeo modal por elongación de los prismas a lo largo de bandas. Tanto el olivino como el ortopiroxeno de mayor tamaño son porfiroclásticos, como atestigua la presencia de texturas de deformación plástica intracristalina, como *kink bands*, bordes con subgranos, engolfamiento de bordes de grano, doblamiento o arqueamiento del ortopiroxeno, desarrollando lamelas de exolución de clinopiroxeno, etc. Por lo que

respecta al clinopiroxeno, aparece como pequeños cristales intergranulares, en tanto que la Cr-Al espinela forma granos marrones subidiomorfos o ameboides de hasta 1 mm de diámetro, generalmente localizados en el contacto olivino-enstatita, o como inclusión en el olivino. Como minerales secundarios aparecen crisotilo-lizardita, brucita, magnetita, clorita, magnesita, carbonatos y opacos.

Los datos químico-composicionales de los relictos de olivino, ortopiroxeno ( $En_{90}$ ) y Cr-Al espinela (Namur *et al.*, 2008, 2010), sugieren que los protolitos son tanto peridotitas abisales hidratadas, como de la cuña del manto del *forearc*; las primeras serían restos de la litosfera proto-Caribeña subducida y las segundas, exhumaciones desde niveles relativamente someros de la cuña del manto (ya que poseen una asociación mineral de baja temperatura de lizardita), e incorporadas al prisma de acreción.

### 3.1.1.2. Gabronoritas de grano grueso isótropas o bandeadas

Presentan una composición modal de plagioclasa (40-45%), ortopiroxeno (5-8%), clinopiroxeno (40-45%, incluyendo los pseudomorfos de anfíbol), hornblenda (<10%), Fe-Ti espinela (<1%) e ilmenita-magnetita (4-8%); existe cierta incertidumbre en la abundancia de los ferromagnesianos, pues están variablemente reemplazados por hornblenda postmagmática. En algunas rocas, los óxidos de Fe-Ti son abundantes, dando lugar a tipos ferro-gabronoríticos.

Poseen grano muy grueso (2-8 mm) y textura granuda subidiomorfa subequigranular, de tipo cumulado heteroadcumulado, y de aspecto isótropo o modalmente bandeado, en este caso por alternancia de niveles milimétricos más o menos ricos en plagioclasa o piroxeno, o por la elongación grosera de los prismas de plagioclasa. En algunas rocas se observan contactos ondulados entre fases que indican una recristalización subsólidas a alta temperatura.

La plagioclasa forma prismas tabulares subidio- y alotriomorfos, con contactos rectos y ondulados frente a los piroxenos, que aparecen reemplazados por albita, epidota y sericita. El clinopiroxeno augita y el ortopiroxeno enstatita forman prismas de subidio- a alotriomorfos poco pleocroicos y sin zonado. La espinela forma raros granos subidiomorfos opaquizados dispersos. El anfíbol verde pleocroico varía en composición entre hornblenda y actinolita, y aparece reemplazando sintaxial y pseudomórficamente a los piroxenos, en relación con una alteración hidrotermal de tardi- a post-magmática.

### 3.1.1.3. Gabros y gabros hornbléndicos de grano grueso a muy grueso, isótropos y bandeados

Presentan una composición modal relativamente constante compuesta por plagioclasa (55-65%), ortopiroxeno (<5%), clinopiroxeno (30-40%, incluyendo pseudomorfos de anfíbol), hornblenda primaria (<10%) y posiblemente, Fe-Ti espinela accesoría (<1%); existen facies con óxidos de Fe-Ti relativamente abundantes. Han sufrido una intensa alteración hidrotermal o metamorfismo de baja presión, con importante reemplazamiento de los ferromagnesianos por anfíboles verdes de baja presión. Constituyen rocas de grano grueso a muy grueso (2-10 mm diámetro) y textura granuda isótropa o bandeada, incluyendo facies de gabros pegmatoides.

Las facies isótropas poseen una textura granuda subidiomorfa en equilibrio, aunque hay contactos ondulados entre las fases, en tanto que las facies bandeadas presentan variaciones modales y del tamaño de grano a lo largo de bandas milimétricas, por lo que se trata posiblemente de cumulados. La plagioclasa forma prismas tabulares subidio- y alotriomorfos, con contactos ondulados frente a los ferromagnesianos y sin zonado. El clinopiroxeno es una augita de subidio- a alotriomorfa, que forma prismas milimétricos y cristales de tipo intersticial, en tanto que el ortopiroxeno forma prismas poco pleocroicos alotriomorfos; ambos son reemplazados sintaxial y pseudomórficamente por hornblenda y actinolita verde, quedando núcleos relictos preservados. Este anfíbol también forma recrecimientos claramente secundarios, por lo que es producto de una alteración hidrotermal tardi- a post-magmática. La Fe-Ti espinela forma raros granos idiomorfos dispersos y la magnetita-ilmenita aparece en granos dispersos incluidos en la plagioclasa. La alteración hidrotermal origina también parches y rellenos de microfracturas de tonos amarillo-verdosos y verde oscuros, constituidos por agregados de clorita, fibras aciculares de actinolita, sericita microcristalina, prehnita y opacos.

### 3.1.1.4. Gabros y ferrogabros hornbléndicos

Constituyen un conjunto que intruye como diques y sills, subconcordantes con respecto a la Sp de las serpentinitas, desarrollando contactos netos y bordes fríos. Poseen textura granuda subequigranular isótropa o magmática foliada, estando alterados hidrotermalmente y reemplazados por minerales secundarios verdes.

Al microscopio, las facies isótropas están compuestas por un entramado de prismas entrecruzados de plagioclasas, en cuyos huecos se alojan el clinopiroxeno, el anfíbol y

los opacos. Las facies foliadas se caracterizan por la orientación subparalela de los prismas de plagioclasa y las variaciones en el tamaño de grano de las bandas. La plagioclasa forma prismas de idio- a xenomorfos, con un ligero zonado oscilatorio hacia bordes albiticos, lo que sugiere un enfriamiento lento en un nivel superficial, sin homogeneización por difusión intracristalina; está reemplazada pseudomórficamente en diversa medida por minerales secundarios, particularmente por prehnita y albita. El clinopiroxeno forma prismas subidio- a xenomorfos, de tamaños seriados a intersticiales, estando variablemente reemplazado pseudomórficamente por agregados de anfíbol, epidota, clorita, pumpellita y opacos. El anfíbol es verde, poco pleocroico y texturalmente, intersticial, variando entre hornblenda actinolítica y actinolita; a menudo forma rebordes y coronas en torno al clinopiroxeno, siendo posiblemente tardimagmático y secundario. La magnetita-ilmenita es abundante como placas y granos dispersos, variablemente oxidados. La alteración forma también parches constituidos por agregados de clorita, actinolita, sericita microcristalina, prehnita y opacos.

### 3.1.2. Mélange Serpentinítica de Jagua Clara

Está constituida por bloques de diversa naturaleza incluidos en una matriz serpentinitica foliada o cataclástica. Los principales tipos petrográficos observados son serpentinitas foliadas con antigorita y brechas cataclásticas de cantos de serpentinita, que incluyen bloques de eclogitas y esquistos azules.

#### 3.1.2.1. Serpentinitas foliadas con antigorita

Están compuestas por un agregado de grano muy fino de minerales del grupo de las serpentinas, láminas de antigorita, anfíbol cálcico magnesiano tremolita, mica verde clorítica e incolora fengítica, agregados microcristalinos de talco, cromita y magnetita. El protolito corresponde a una roca peridotítica, ya que se observan las texturas preservadas y los restos de porfiroclastos de ortopiroxeno, más o menos pseudomorfizados, y Cr-Al espinela. Concretamente, se trata del equivalente deformado y metamorfizado de las peridotitas serpentinizadas de Gaspar Hernández.

Las texturas cambian de pseudomórficas a lepidoblásticas foliadas, distinguiéndose en estas últimas una fábrica planar principal, Sp, poco definida por lepidoblastos y fibras de minerales serpentiniticos, y por las micas. El ortopiroxeno enstatita está casi completamente pseudomorfizado a bastita, tremolita, mica incolora y opacos, especialmente en las sombras de presión rodeadas por la Sp. Por su parte, las serpentinas son incoloras y ligeramente pleocroicas en colores del primer orden,

reconociéndose grandes placas de antigorita idiomorfa y *mesh* de lizardita, en tanto que tremolita, clorita y mica blanca forman nemato- y lepidoblastos subparalelos a la Sp, y el talco aparece formando agregados de minerales amarillos microcristalinos a expensas del piroxeno. Los granos de espinela parda están transformados a ilmenita.

Namur *et al.* (2008) incluyen datos químico-composicionales de los raros relictos del olivino ( $FO_{89,5}$ ) y ortopiroxeno ( $En_{90,3}$ ) presentes en las serpentinitas de la mélange, que poseen una asociación mineral de alta temperatura y presión, constituido por antigorita, talco, tremolita y clorita. Estos datos sugieren que se trata de peridotitas hidratadas de la cuña del manto de la zona de supra-subducción, que fueron exhumadas desde niveles profundos de la cuña del manto junto a los bloques de eclogitas y esquistos azules, e incorporadas al prisma de acreción.

### 3.1.2.2. Brecha cataclástica de cantos de serpentinita

Los niveles estructurales bajos de la mélange se caracterizan por una facies cataclástica de brechas de serpentinitas, que Draper y Nagle (1991) cartografiaron como Mélange de Arroyo Sabana. La existencia de clastos y bloques de serpentinitas foliadas formando parte de la brecha e inmersos en una matriz de microbrecha a harina serpentinitica, sugiere que la cataclasis es posterior a la serpentinitización y constituye un proceso tectónico de localización de la deformación más frágil y tardía en este nivel estructural.

Al microscopio constituyen brechas compuestas por clastos angulosos y subangulosos de serpentinitas, inmersos en una matriz cataclástica muy fina; los clastos son de harzburgitas con espinela serpentinitizadas, con olivino (80-85%), ortopiroxeno (15-20%) y espinela (<2 %). Internamente, los clastos de harzburgita presentan una textura granuda porfiroclástica, en la que el olivino está completamente serpentinitizado, el ortopiroxeno forma cristales alotriomorfos y ameboides, intensamente pseudomorfizados por bastita y con lamelas de exolución de clinopiroxeno e inclusiones de espinela, y la espinela forma granos idiomorfos inferiores a 1 mm. La serpentinitización consiste en la formación de una asociación mineral de crisotilo, lizardita y magnetita, pseudomórfica o rellenando microfracturas. Los fragmentos de la brecha no aparecen seleccionados por tamaños y la matriz consiste en pequeños fragmentos de serpentinitas y un material oscuro intersticial, sin cementos ni desarrollo de matriz sedimentaria. La pátina de óxidos de Fe-Ti en el borde de algunos clastos sugiere el movimiento de fluidos a través de la matriz de la brecha.



### 3.1.3. Esquistos de Puerca Gorda

Presentan una relativa variedad estructural y microtextural, para una composición máfica global muy homogénea. La variedad textural es consecuencia de la deformación heterogénea sufrida, que disminuye con el nivel estructural: los esquistos máficos de textura milonítica y los esquistos porfiroclásticos de los niveles bajos, pasan rápidamente a los basaltos/metabasaltos porfídicos y a las metavulcanitas máficas, poco o nada deformados, de los niveles altos. Paralelamente a esta disminución de la deformación, se observa un descenso en las condiciones metamórficas desde asociaciones minerales propias de la facies de los esquistos azules hasta la facies de los esquistos verdes y de prehnita-pumpellita. Resulta notable la gran profusión de venas cizalladas de epidota y cuarzo de los niveles estructurales bajos.

Los principales tipos petrográficos estudiados son esquistos con glaucofana, epidota y albita, esquistos con clorita, mica blanca y epidota de grano fino, basaltos/metabasaltos con orto y clinopiroxeno porfídicos, microporfídicos y vesiculares, y microgabros.

#### 3.1.3.1. Esquistos con glaucofana, epidota y albita

Se trata de rocas metavolcánicas máfico-intermedias, en las que la deformación y el metamorfismo han obliterado tanto la mineralogía como las texturas originales. Poseen grano medio y carácter subequigranular, caracterizándose por poseer una fábrica plano-linear principal penetrativa, Sp-Lp.

Al microscopio, se observa una alternancia milimétrica y submilimétrica de niveles ricos en anfíbol, epidota o clorita, que produce un bandeo composicional tectonometamórfico, o fábrica plano-linear principal (Sp-Lp). A menudo, la fábrica Sp es de crenulación de una Sp-1 anterior, preservada plegada en microlitones. Tanto la Sp como la Sp-1 contienen una asociación mineral de sin- a tardi-Sp, compuesta por glaucofana, fengita, clorita/mica marrón, albita, epidota o lawsonita y cuarzo, con piritita, esfena, ilmenita y magnetita como accesorios, asociación mineral que define condiciones metamórficas de la facies de los esquistos azules. El anfíbol sódico es glaucofana poco férrica, que pasa a riebeckita magnesiana-crossita y a actinolita, cubriendo todo un rango composicional de anfíboles sódicos, calco-sódicos y cálcicos de baja-T. Por su parte, la glaucofana forma prismas y microprismas groseramente elongados según los planos de la Sp. En cuanto a las micas, la blanca es fengita y

aparece como agregados de finos lepidoblastos sin-Sp, en tanto que la marrón es biotita o Mg-clorita y forma agregados elongados paralelamente a la Sp lepidoblástica de la fengita. La epidota forma escasos microporfiroblastos de blastesis más bien incipiente y la lawsonita, pequeños blastos romboidales inmersos en agregados de clorita, epidota amarilla y mica blanca. Por último, el cuarzo y la escasa plagioclasa albita forman un agregado granoblástico de grano fino, orientado en los dominios ricos en micas.

### 3.1.3.2. Esquistos con clorita, mica blanca y epidota de grano fino

Son rocas metavolcánicas o metapiroclásticas máficas intensamente afectadas por la deformación y el metamorfismo sin-cinemático, que han dado lugar a la formación de un agregado lepidoblástico de grano fino a muy fino, compuesto casi exclusivamente por clorita, mica blanca fengítica, albita y epidota subordinada, con ilmenita, esfena y opacos como accesorios, asociación mineral indicativa de condiciones metamórficas de la facies de los esquistos verdes.

Al microscopio, la fábrica plano-linear principal, Sp-Lp, está definida por la orientación paralela de los lepidoblastos de clorita y mica blanca. Localmente, dicha Sp rodea y envuelve microdominios donde existe una Sp-1 microcrenulada, también definida por una clorita de características similares. No se observa rutilo, que puede haberse transformado a ilmenita y esfena.

### 3.1.3.3. Basaltos/metabasaltos porfídicos con orto y clinopiroxeno

Presentan texturas típicamente porfídicas o porfiroclásticas, con abundantes fenocristales milimétricos de piroxeno, que aparecen tanto frescos como alterados en grietas, o totalmente pseudomorfizados, y que destacan sobre una matriz afanítica o blástica foliada; el reemplazamiento pseudomórfico se compone de minerales metamórficos y un agregado mesostásico, de grano muy fino a criptocristalino, donde destacan muy escasos microfeno blastos de piroxeno y plagioclasa.

Con el aumento de la deformación, se desarrollan bandas de esquistosidad, observándose una neoblastesis orientada en la mesostasia. Los piroxenos son tanto ortopiroxeno incoloro como clinopiroxeno augita y forman prismas idio- y subidiomorfos, en general bastante frescos y con restos de zonado concéntrico oscilatorio y maclas, en tanto que las plagioclasas son microprismas tabulares idio- y

subidiomorfos, con macla simple, y variablemente reemplazados por agregados de albita, epidota amarilla y sericita. Los fenocristales de piroxeno están reemplazados en los bordes y grietas *pull-apart* por agregados de glaucofana-crossita-Mg riebeckita, epidota, esfena, clorita, actinolita y opacos, indicativos de un metamorfismo en condiciones de los esquistos azules con glaucofana y epidota. No obstante, en el relleno de las grietas parece verse una zonación de centro a borde desde crossita y Mg-riebeckita a Fe-glaucofana/glaucofana y actinolita, sugiriendo una retrogradación a la facies de los esquistos verdes. Con el ascenso de niveles estructurales, la asociación de minerales metamórficos sin-Sp está compuesta por clorita, actinolita, mica blanca/sericita y opacos, con y sin epidota o pumpellita. En las facies vesiculares, los rellenos amigdalares de cuarzo y calcita han recristalizado debido al aplastamiento.

#### 3.1.3.4. Microgabros

Poseen textura granuda subequigranular de grano fino a fino-medio y aparentemente sin fábricas magmáticas planares, pero están afectados por una alteración verde hidrotermal estática, clorítico-epidótica, bastante pervasiva. Están compuestos por un entramado de microfenocristales y tabletas de plagioclasa, cuyos huecos alojan al clinopiroxeno y los óxidos de Fe-Ti. La plagioclasa forma prismas de subidio- a idiomorfos, en general de mayor tamaño que el resto de las fases, en tanto que el clinopiroxeno es una augita intersticial que aparece variablemente reemplazada pseudomórficamente por agregados de epidota, clorita, actinolita-tremolita, pumpellita y opacos. Además del reemplazamiento de los piroxenos, la alteración hidrotermal origina la albitización, epidotización y sericitización de las plagioclasas, la oxidación de la magnetita y la formación de parches amarillo-verdosos constituidos por agregados de clorita, actinolita, sericita microcristalina, prehnita y opacos.

#### 3.1.4. Esquistos de El Guineal

Son rocas esquistosas cuarzo-feldespáticas caracterizadas por la presencia de una fábrica plano-linear (Sp-Lp) muy penetrativa, definida por la elongación del agregado mineral de grano fino y el alineamiento de filosilicatos oscuros. Es frecuente observar porfiroclastos milimétricos de cuarzo rodeados por la Sp, que se interpretan como relictos de fenocristales de la roca volcánica-subvolcánica ácida original y que permiten proponer protolitos riolíticos porfídicos para la unidad. La unidad fue deformada y metamorfozada en condiciones de las facies de los esquistos azules y los esquistos verdes.

Petrográficamente corresponden a esquistos cuarzo-feldespáticos y cuarzo-esquistos con cloritoide y mica marrón.

#### 3.1.4.1. Esquistos cuarzo-feldespáticos con cloritoide y mica marrón

La fábrica planar principal Sp está definida por una alternancia milimétrica a submilimétrica de niveles ricos en cuarzo con otros ricos en micas, que tiende a ser un bandeo composicional. Al microscopio, la Sp aparece como una fábrica no-coaxial, que en las zonas más deformadas se caracteriza por la formación de microestructuras S-C. Localmente, aparece una Sp-1 microplegada incluida en los microdominios ricos en cuarzo. La asociación mineral estable en la fábrica Sp está compuesta por cuarzo, mica blanca-fengita, mica marrón-biotita/flogopita, cloritoide, clorita y albita, con ilmenita, magnetita, apatito, zircón y opacos como accesorios. Esta asociación es de sin- a tardi-Sp y evidencia un pico metamórfico en facies de los esquistos azules a verdes, ya que el cloritoide posee un pleocroísmo azulado típico de variedades formadas a alta presión.

El cloritoide forma agregados fibroso-radiales y posiblemente aparece a partir de asociaciones con pirofilita y carfolita. El cuarzo forma porfiroclastos de granos monocristalinos volcánicos de tamaños milimétricos, caracterizados por su aspecto limpio y nítido, con inclusiones fluidas rectas; sin embargo, generalmente forma agregados lenticulares de pequeños granos elongados que han recristalizado dinámicamente formando una textura en mosaico, con contactos intergranulares rectos y formación de puntos triples. Las micas blancas fengíticas y marrones-verdes, de composición clorítico-biotítica, definen la Sp con su orientación lepidoblástica, aunque también aparecen lepidoblastos pre-Sp. Localmente, aparece posible rutilo muy transformado a ilmenita-magnetita.

#### 3.1.5. Batolito del Río Boba

En la Hoja de Gaspar Hernández está representado exclusivamente por un pequeño afloramiento de gabros y gabronoritas correspondiente a las denominadas Gabronoritas y metagabronoritas con óxidos de Martel.

### 3.1.5.1. Gabronoritas, gabros y dioritas bandeadas, con óxidos de Fe-Ti, y metagabronoritas foliadas

Poseen grano fino, habiendo desarrollado una intensa fábrica plano-linear de alta temperatura, destacando a menudo anfíboles aciculares de tamaños milimétricos en los planos de foliación. También aparecen rocas menos deformadas. Corresponden a magmas evolucionados, emplazados previa o simultáneamente a la deformación de alta temperatura (transición de facies granulítica a anfíbolítica), que estuvo acompañada por una importante hidratación, dada la abundancia modal de anfíbol cálcico en estas rocas.

Petrográficamente, presentan una composición modal compuesta por plagioclasa (50-60%), ortopiroxeno (<10%), clinopiroxeno (15-25%), hornblenda (10-20%), espinela Fe-Ti (<2%) y magnetita-ilmenita (5-12%). La textura es generalmente granuda subequigranular y subidiomorfa, con la foliación definida por un entramado de tabletas de plagioclasa y prismas de piroxeno subparalelos, por lo que la recristalización dinámica de ambos minerales en un mosaico elongado texturalmente en equilibrio ha borrado la textura ígnea cumulado original, tratándose más bien de rocas metamórficas. El orto y el clinopiroxeno son, respectivamente, enstatita y augita, mostrando algunos granos exoluciones del piroxeno complementario y signos de deformación plástica intracristalina (*bedding* de maclado, etc.), mientras que otros están recristalizados y libres de deformación; pueden presentar contactos ondulados frente a la plagioclasa, a la que también incluyen. Ésta posee inclusiones redondeadas y ameboides de piroxenos; algún grano de mayor tamaño ha desarrollado un zonado normal. El olivino forma escasos granos xenomorfos incluidos en el piroxeno y la plagioclasa, en tanto que el anfíbol cálcico es verde pálido poco pleocroico, de composición pargasítica, y bordea y encierra poiquilíticamente a la plagioclasa y al piroxeno subidiomorfos; puede aparecer elongado con respecto a la foliación y también formando bordes en piroxenos. La fase óxido Fe-Ti es ilmenita con bordes de magnetita, pudiendo ser muy abundante; en ocasiones incluye restos de hercinita.

## 3.2. Metamorfismo

En la Hoja de Gaspar Hernández, las rocas metamórficas contienen asociaciones minerales relacionadas principalmente con dos eventos metamórficos: (1) una blastesis pre-Sp (o pre-D1) estática de carácter hidrotermal (M0); y (2) una blastesis esencialmente sin-Sp (sin-D1 y sin-D2) dinamo-térmica o tectonometamórfica (M1 y

M2). La deformación D3 y la transpresión relacionada con la Zona de Falla del Camú, tuvieron lugar en condiciones esencialmente frágiles.

El metamorfismo M0 aparece preservado en los gabros y doleritas incluidos en las Serpentinitas de Gaspar Hernández y consiste en un reemplazamiento pseudomórfico de la mineralogía ígnea por asociaciones metamórficas de las facies de anfibolitas, esquistos verdes y prehnita-pumpellita de baja presión. Está acompañado por la formación de una red de venas rellenas de epidota, clorita y calcita, constituyendo un relicto del metamorfismo de fondo oceánico, iniciado en etapas tardi- y post-magmáticas en la zona de dorsal proto-Caribeña.

En un detallado estudio microanalítico, termobarométrico y geocronológico de los bloques de eclogitas y esquistos azules presentes en la Mélange Serpentinítica de Jagua Clara, Krebs *et al.* (2008) reconstruyen su evolución durante los eventos metamórficos M1 y M2 en términos de condiciones, obteniendo las trayectorias de presión-temperatura-tiempo (P-T-t) seguidas por eclogitas y esquistos azules en la mélangé, para tres rocas representativas diferentes (Fig. 3.1).

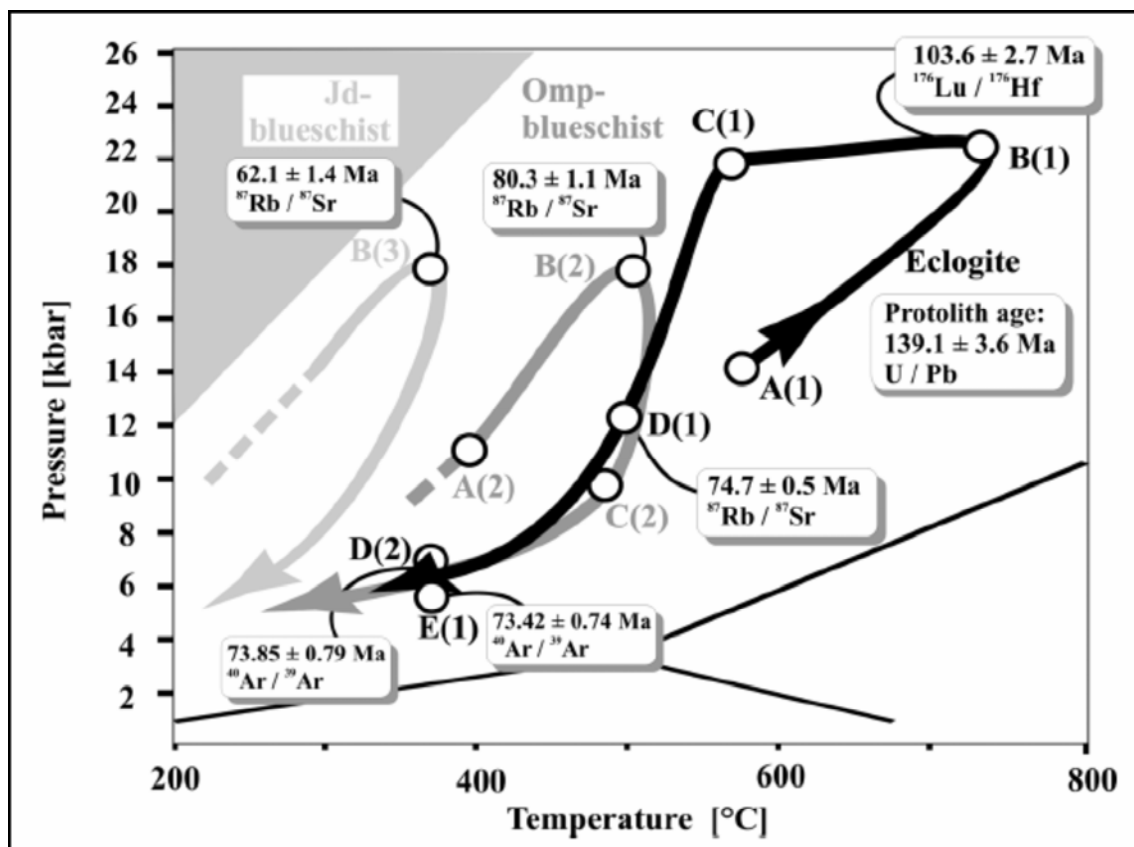


Fig. 3.1. Trayectorias metamórficas P-T para tres muestras de eclogitas, esquistos azules con onfacita y esquistos azules con jadeíta procedentes de la Mélange serpentínica de Jagua Clara, incluyendo los resultados geocronológicos obtenidos en cada una de las muestras (Krebs *et al.*, 2008)

En general, las eclogitas indican una evolución progradada siguiendo gradientes de alta-P/baja-T característicos de zonas de subducción, pero con trayectorias de sentido tanto horario como antihorario, dependiendo de la edad y el tipo de exhumación experimentado.

Los datos indican que las trayectorias horarias con forma de horquilla son seguidas por eclogitas y esquistos azules que alcanzan unas menores condiciones P-T para el pico y son exhumadas rápidamente. El esquistos azul con onfacita alcanzó unas condiciones P-T máximas de 17-18 kbar y 520 °C a los 80,3±1,1 Ma, siguiendo un gradiente P-T más frío durante la evolución progradada. Por su parte, el esquistos azul con jadeíta registró una evolución progradada siguiendo el gradiente P-T más frío, alcanzando las condiciones P-T pico de 16-18 kbar y 340-380°C a los 62,1±1,4 Ma. Las trayectorias antihorarias son seguidas por eclogitas enterradas a mayores condiciones de P-T, posiblemente al inicio de la subducción intraoceánica, y exhumadas más tarde. Un ejemplo de estas eclogitas ha proporcionado una edad de 103,9±2,2 Ma para el pico metamórfico eclogítico a condiciones P-T de 23 kbar y 750°C.

En base a estos datos, el inicio de la subducción en la Mélange serpentinitica de Jagua Clara comenzó aproximadamente hace 120 Ma y fue activa por más de 65 Ma, con una tasa de convergencia ortogonal de 15-25 mm/año y un mínimo de 975-1.625 km de corteza oceánica proto-Caribeña subducida (Krebs *et al.*, 2008).

### 3.3. Geoquímica

#### 3.3.1. Serpentinitas de Gaspar Hernández

##### 3.3.1.1. Harzburgitas con espinela

Contienen lizardita y magnetita, con relictos de la mineralogía primaria de ortopiroxeno y cromo-espinela. El Cr# y el Mg# en las espinelas varían entre 0,45-0,7 y 0,5-0,65, respectivamente, lo que indica protolitos peridotíticos poco fértiles y residuales, que sugieren para las serpentinitas una procedencia tanto de la cuña de manto hidratada suprasubducción (*forearc mantle wedge*) como a partir de peridotitas abisales hidratadas formadas en una dorsal de velocidad de apertura lenta (Saumur *et al.*, 2006, 2007a y b, 2010). Las serpentinitas muestran contenidos altos en MgO (35-36%), Cr (2.500-2.600 ppm) y Ni (1.300-2.900 ppm), y pobres en CaO (<0,3t%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

(<2%) y  $\text{TiO}_2$  (<0,06%). En un diagrama normalizado respecto al manto primordial, la concentración de elementos del grupo de platinoides define una distribución plana con empobrecimiento en el grupo de Pt-PGE y valores altos de la relación Ir-PGE/Pt-PGE (1-2) y de Os+Ir+Ru (12-25 ppb), que indican un origen a partir de un manto residual. Esto es consistente con el empobrecimiento que presentan en elementos litófilos incompatibles con relación al manto primordial, particularmente Ti y Al, así como de LREE ( $\text{La}=0,2\text{xPM}$ ), HFSE y HREE (0,02-0,04xPM). Sin embargo, la presencia de lherzolitas también indica la presencia de un manto relativamente fértil.

### 3.3.1.2. Rocas ígneas máficas

Las rocas ígneas asociadas a las Serpentinitas de Gaspar Hernández son máficas, con contenidos en  $\text{SiO}_2$  de 45,6-54,6% en los gabros y gabronoritas y de 46,7-52,6% en los microgabros y doleritas. En conjunto, generalmente presentan contenidos moderados en MgO (6,7-9,4%), relativamente altos en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (8,9-15,5%) e intermedios en  $\text{TiO}_2$  (0,8-4,3%). Algunos gabros y doleritas están enriquecidos en Fe ( $\text{FeO}_T > 14\%$ ), Ti y V, y empobrecidos en MgO (6,7-7,3%), clasificándose como ferrogabros y ferrodoleritas.

En el diagrama Nb/Y vs. Zr/ $\text{TiO}_2$  (Winchester y Floyd, 1977) se clasifican como basaltos y basaltos andesíticos subalcalinos, lo cual es compatible con su composición mineralógica (Fig. 3.2a). Al descender el contenido en MgO, estas rocas muestran un aumento en  $\text{SiO}_2$ , Zr y Nb (Th, REE e Y), y un descenso en álcalis, Cr y Ni, en tanto que  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y CaO aumentan ligeramente hasta alcanzar un máximo en el 6-7% de MgO, para decrecer en las rocas más evolucionadas. Estas tendencias son toleíticas y pueden ser atribuidas a la fraccionación inicial de olivino y Cr-espinela, seguida de la de plagioclasa, clinopiroxeno y, finalmente, de los óxidos Fe-Ti, la cual es compatible con la naturaleza de los fenocristales. El diagrama Ti vs. V (Shervais, 1982) presenta relaciones  $16 < \text{Ti} / \text{V} < 42$  (Fig. 3.2d) propias de los basaltos MORB y BABB y del tránsito hacia las toleítas de arco. Generalmente, los gabros poseen valores de la relación Ti / V más altos que las doleritas, reflejando un empobrecimiento relativo de la fuente. En el diagrama  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (Arculus, 2001), estas rocas máficas caen en el tránsito entre los campos toleítico y calco-alcalino (Fig. 3.2b-c), si bien presentan valores de la relación  $(\text{La}/\text{Yb})_N < 4$  (0,2-0,9) característicos de la serie toleítica.

En un diagrama multielemental normalizado con respecto a N-MORB, las rocas máficas asociadas a las Serpentinitas de Gaspar Hernández se caracterizan por un



significativo aumento de los LILE (Rb, Ba, U, K, Pb, Sr) en relación con la distribución plana de los HFSE (Nb, Zr, Hf, Ti y Y), LREE y HREE (Fig. 3.3). Sólo una muestra posee un enriquecimiento en Nb, La, Zr y Hf, además del de los LILE, lo que indica una fuente diferente.

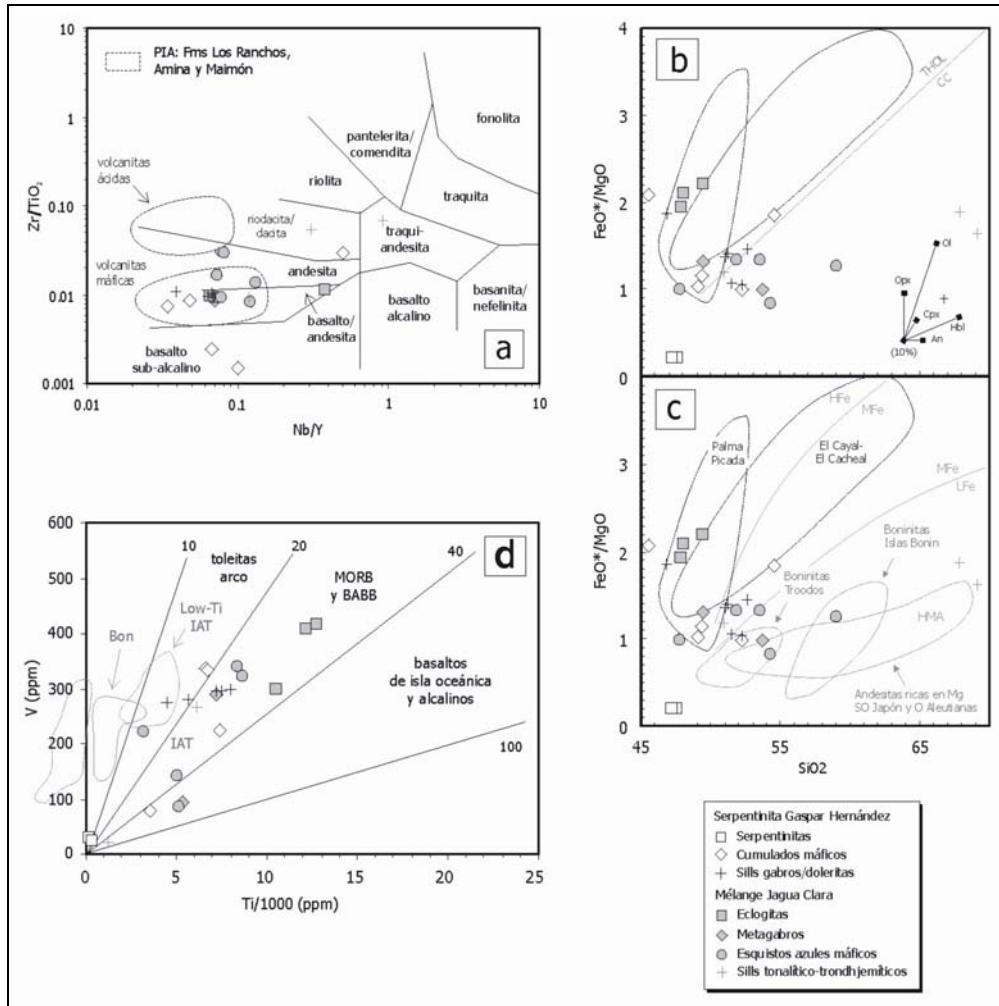


Fig. 3.2. Características geoquímicas de las Serpentinitas de Gaspar Hernández y de las rocas máficas asociadas, así como de las rocas metabásicas de alta presión incluidas como bloques en la Mélange Serpentinítica de Jagua Clara. (a) Diagrama de Nb/Y vs. Zr/TiO<sub>2</sub>; (b-c) Covariación de SiO<sub>2</sub> y FeO\*/MgO. (d) Diagrama Ti-V

En general, tanto los gabros cumulado como los sills de microgabros y doleritas presentan contenidos bajos en Th, una débil anomalía negativa de Nb (con respecto al Th y La) y un patrón de HREE plano de 0,5-1,2 x N-MORB. Algunas rocas muestran una débil anomalía negativa en Eu y positiva en Ti, relacionadas con la fraccionación de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti, respectivamente. Al comparar el espectro multielemental de las rocas ígneas máficas asociadas a las Serpentinitas de Gaspar Hernández con las toleítas de arco isla (IAT) de varias unidades de la Cordillera

Septentrional (Fig. 3.4) se aprecia, en una primera aproximación, que la distribución de los elementos inmóviles durante los procesos de alteración es plana en estas rocas y diferente de la de las IAT, por lo que proceden de fuentes similares a la de los N-MORB.

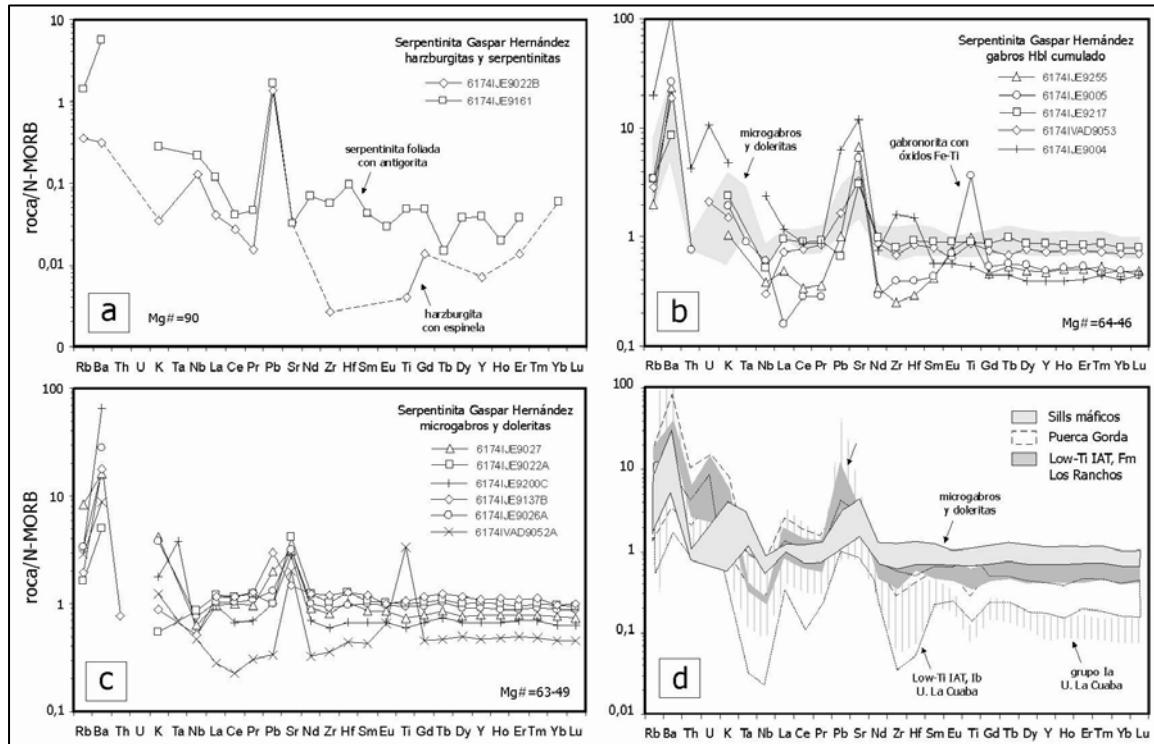


Fig. 3.3. Diagramas multielementales traza normalizados con respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de las Serpentinitas de Gaspar Hernández y de las rocas ígneas máficas asociadas

En base al contenido en  $TiO_2$ , el patrón de REE-extendido normalizado con respecto al manto primitivo y las relaciones de elementos traza incompatibles, se distinguen dos grupos composicionales en las rocas máficas asociadas a las Serpentinitas de Gaspar Hernández: grupo I, gabros y basaltos toleíticos empobrecidos en LREE; y grupo II, gabros evolucionados con un ligero enriquecimiento relativo en LREE.

Las rocas del grupo I son gabros, gabronoritas, microgabros y doleritas, con términos ricos en Fe-Ti ( $FeO_T > 14\%$ ) y varían (Fig. 3.5) desde no fraccionadas a relativamente fraccionadas ( $Mg\#=46-68$ ). Las rocas menos fraccionadas poseen contenidos en  $TiO_2$  relativamente bajos (0,7-1,1%), pero los ferrobasaltos más evolucionados poseen elevados contenidos en  $TiO_2$  (4,2-4,5%). Consistentemente, contienen sobre 27-33 ppm de Zr y 0,9-1,2 ppm de Nb a un 10% de MgO. Los elementos traza más compatibles muestran un amplio rango de contenidos, 10-150 ppm para Cr y 30-88

ppm para Ni. Los patrones extendidos de REE poseen una pendiente positiva ( $[La/Yb]_N=0,6-0,8$ ) y son similares a los basaltos N-MORB (Sun y McDonough, 1989; Perfit *et al.*, 1994), presentando: abundancia similar en HREE ( $3-8 \times PM$ ; manto primitivo), empobrecimiento en LREE ( $[La/Nd]_N=0,4-0,9$ ; promedio 0,7), ligeras anomalías en Nb ( $Nb/Nb^*=0,8-1,4$ ) en algunas rocas, ausencia de anomalías de Zr-Hf, y HREE planas ( $[Sm/Yb]_N=0,8-1,1$ ). Las relaciones de elementos incompatibles son características de basaltos MORB normales (Sun y McDonough, 1989; Mahoney *et al.*, 1993). Estas características sugieren una fuente mantélica empobrecida, similar a la de N-MORB, y lejos de la influencia de subducción y del aporte desde una corteza continental.

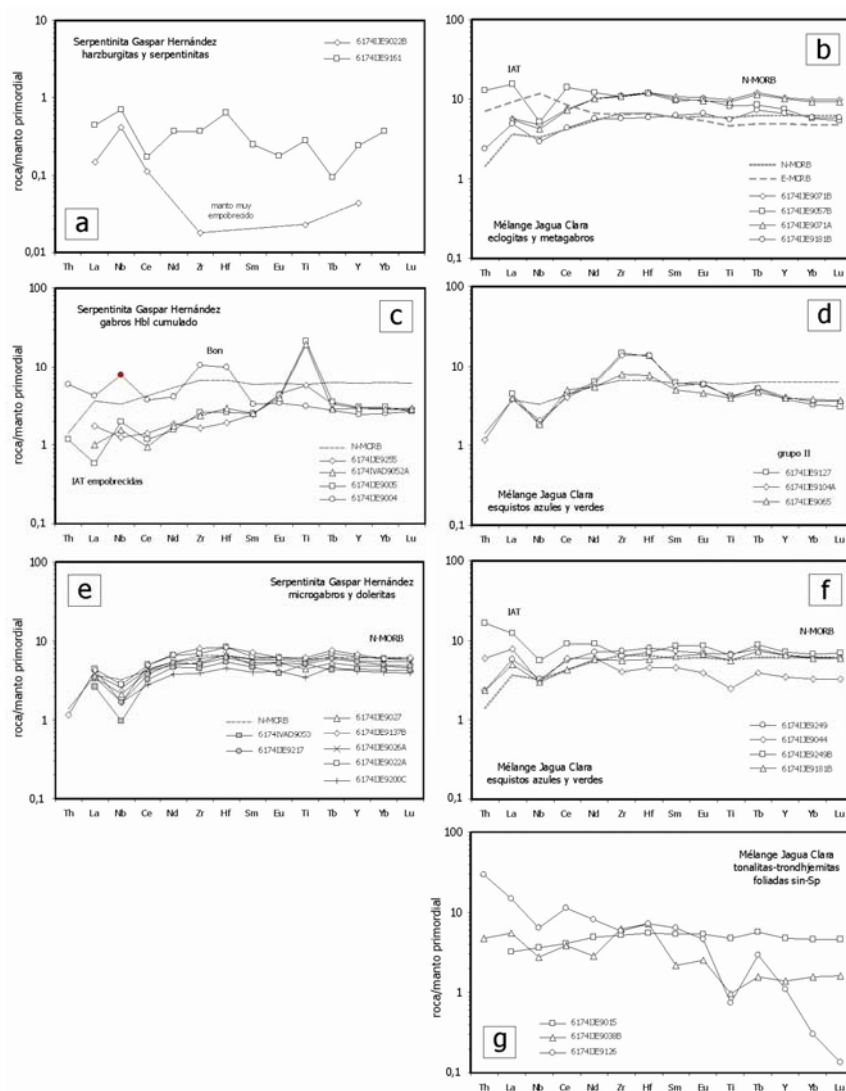


Fig. 3.4. Diagramas de elementos traza extendidos normalizados respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) de: (a) Serpentinitas de Gaspar Hernández; (b-c) Rocas ígneas máficas asociadas; (d, e, f, g) Eclogitas, metagabros, esquistos azules y verdes, e intrusivos ácidos, de la Mélange de Jagua Clara

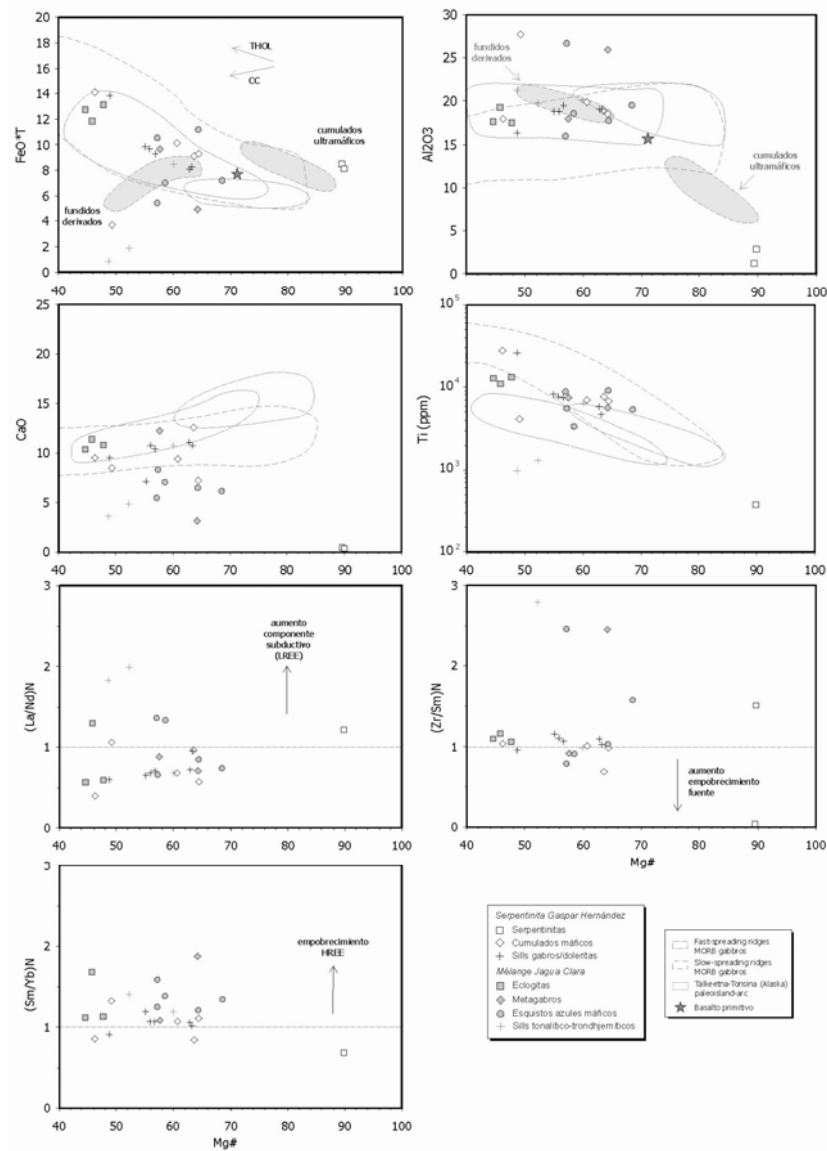


Fig. 3.5. Diagramas de  $FeO^*_T$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $Ti$  (ppm),  $(La/Nd)_N$ ,  $(Zr/Sm)_N$  y  $(Sm/Yb)_N$  vs.  $Mg\#$ , para las rocas ígneas máficas asociadas a las Serpentinitas de Gaspar Hernández, así como para las metabasitas de alta presión incluidas como bloques en la Mélange de Jagua Clara

Las rocas del grupo II consisten en gabros hornbléndicos isótropos con texturas de cumulado, relativamente evolucionados ( $Mg\#=49$ ), pobres en  $Ti$  (0,7%) y ricos en LREE ( $La/Sm=1,9$ ). Para un similar  $Mg\#$ , poseen un menor contenido en  $TiO_2$  y una mayor abundancia en LREE que el grupo I. Contienen 118 ppm de  $Zr$  y 5 ppm de  $Nb$  a 2,0% de  $MgO$ , así como 7 ppm de  $Cr$  y 5 ppm de  $Ni$ , sugiriendo una extensiva cristalización fraccionada. Presenta un patrón de pendiente negativa ( $[La/Yb]_N=1,7$ ), ligeramente enriquecido en LREE ( $[La/Nd]_N=1,2$ ) y empobrecido en HREE ( $[Sm/Yb]_N=1,3$ ), con una anomalía positiva en  $Nb$  ( $Nb/Nb^*=1,6$ ), así como en  $Zr$ ,  $Hf$  y  $Ti$ . Estas características, así como las relaciones de elementos incompatibles

(Zr/Nb<15 y La/Sm>1,5), son características de rocas boniníticas e implican una fuente mantélica dominada por un manto empobrecido.

### 3.3.1.3. Interpretación

Las Serpentinitas de Gaspar Hernández proceden de protolitos peridotíticos hidratados poco fértiles y residuales, tanto de peridotitas abisales formadas en una dorsal de velocidad de apertura lenta como de la cuña del manto suprasubducción. Los datos petrológicos y geoquímicos de las rocas ígneas máficas asociadas a esta unidad indican la presencia de una relativa homogeneidad composicional, constituyendo los productos de la cristalización de magmas de tipo N-MORB siguiendo una típica fraccionación toleítica a baja presión. Por tanto, estas rocas fueron formadas en una zona de dorsal oceánica y representan fragmentos ofiolíticos desmembrados de la corteza oceánica proto-Caribeña.

Incluyen fragmentos de materiales N-MORB de la corteza oceánica del Valanginiano-Hauteriviano ( $136,4 \pm 0,32$  Ma), como acumulados gabroicos, gabros isótopos, microgabros y doleritas, afectados por un metamorfismo de fondo oceánico de baja temperatura. Por lo tanto, los macizos serpentiniticos de Gaspar Hernández constituyen fragmentos ofiolíticos de la litosfera oceánica proto-Caribeña, formados en la separación de Norte y Sudamérica durante el Cretácico Inferior. Estos fragmentos escaparon a la subducción (no han desarrollado un metamorfismo de alta presión) y fueron incorporados tectónicamente a la Mélange de Jagua Clara.

### 3.3.2. Mélange Serpentinítica de Jagua Clara

En la Hoja está representada por serpentinitas foliadas con antigorita que incluyen bloques “no nativos” de rocas metamórficas básicas de alta presión.

#### 3.3.2.1. Serpentinitas foliadas con antigorita

Contienen proporciones variables de antigorita, talco, tremolita y clorita, con relictos de olivino, ortopiroxeno y cromo-espinela. En relación con la geoquímica de roca total, las serpentinitas muestran contenidos altos en MgO (36%), Cr (2.500 ppm) y Ni (2.900 ppm), y bajos en CaO (0,18%),  $Al_2O_3$  (2,0%) y  $TiO_2$  (0,06%). En un diagrama normalizado con respecto al manto primordial, muestran una distribución de ligera pendiente negativa de elementos del grupo de platinoideos (PGE), con

empobrecimiento en el grupo de Pt-PGE y valores altos de la relación Ir-PGE/Pt-PGE (1-2), pero relativamente bajos de Os+Ir+Ru (9-14 ppb), que establecen un origen a partir de un manto residual (Saumur *et al.*, 2010), datos consistentes con el empobrecimiento que presentan en elementos litófilos incompatibles con respecto al manto primordial, particularmente Ti y Al, así como en LREE (La=0,02xPM), HFSE y HREE (<0,01xPM). Sin embargo, presentan valores más altos de la relación Al/Si que las Serpentinitas de Gaspar Hernández, indicando una formación de éstas por hidrotermalismo en el fondo oceánico proto-Caribeño y su subducción y posterior exhumación junto con los bloques de eclogitas en el canal de subducción para formar la mélange.

### 3.3.2.2. Bloques metabásicos de alta presión

Los bloques de metabasitas incluidos en la Mélange Serpentinítica de Jagua Clara están profundamente transformados por el metamorfismo de alta presión y posiblemente alterados, por lo que los elementos mayores y trazas pueden haberse movilizado. Clasificadas con respecto a esquemas basados en elementos traza inmóviles, como el diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO<sub>2</sub>, las rocas metabásicas son subalcalinas, variando en composición desde basaltos andesíticos a andesitas sub-alcalinas (Fig. 3.2a).

Consideradas en conjunto, las metabasitas presentan un pequeño rango en el contenido en SiO<sub>2</sub> (47,5-52,8%), así como contenidos moderados en MgO (3,9-10,4%) y variables en TiO<sub>2</sub> (0,5-2,1%). Muestran un aumento en SiO<sub>2</sub>, Zr y Nb, y un descenso en Cr y Ni con el descenso en MgO, en tanto que TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y CaO aumentan ligeramente hasta alcanzar un máximo al 5-6% de MgO, para decrecer entonces en las rocas más evolucionadas. Sin embargo, los valores del Mg# indican que los metagabros y esquistos azules proceden de protolitos relativamente primitivos (69-57) y las eclogitas, de rocas moderadamente evolucionadas (48-45). En el diagrama FeO\*/MgO vs. SiO<sub>2</sub> (Arculus, 2001), las eclogitas caen en el campo toleítico y los metagabros y esquistos azules, en el límite entre los campos toleítico y calco-alcalino, y hacia composiciones medias y pobres en Fe (Fig. 3.2.b-c). Sin embargo, las rocas de estos dos grupos presentan valores de las relaciones Zr/Y>6 y (La/Yb)<sub>N</sub><4, característicos de la serie toleítica (0,6-2,7; promedio 1,3).

En un diagrama multielemental normalizado con respecto a N-MORB (Fig. 3.6), los bloques de metabasitas incluidos en la Mélange Serpentinítica de Jagua Clara se caracterizan por un variable enriquecimiento de los LILE (Rb, Ba, Th, U, Pb y K). Sin

embargo, para rocas con un contenido similar de Mg#, se observan diferencias en el enriquecimiento de las LREE relativo a los HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti e Y) y HREE, así como en la presencia o no de una anomalía negativa de Nb (respecto a Th y La) típica de magmas relacionados con subducción, y en el patrón de HREE plano o ligeramente empobrecido. En base al patrón extendido de REE principalmente, así como a los valores en las relaciones entre elementos incompatibles, las metabasitas de alta presión pueden ser divididas en tres grupos geoquímicos: grupo I, metabasitas empobrecidas en LREE (MORB); grupo II, metabasitas enriquecidas en LREE (IAT); y grupo III, metabasitas empobrecidas en LREE y HREE.

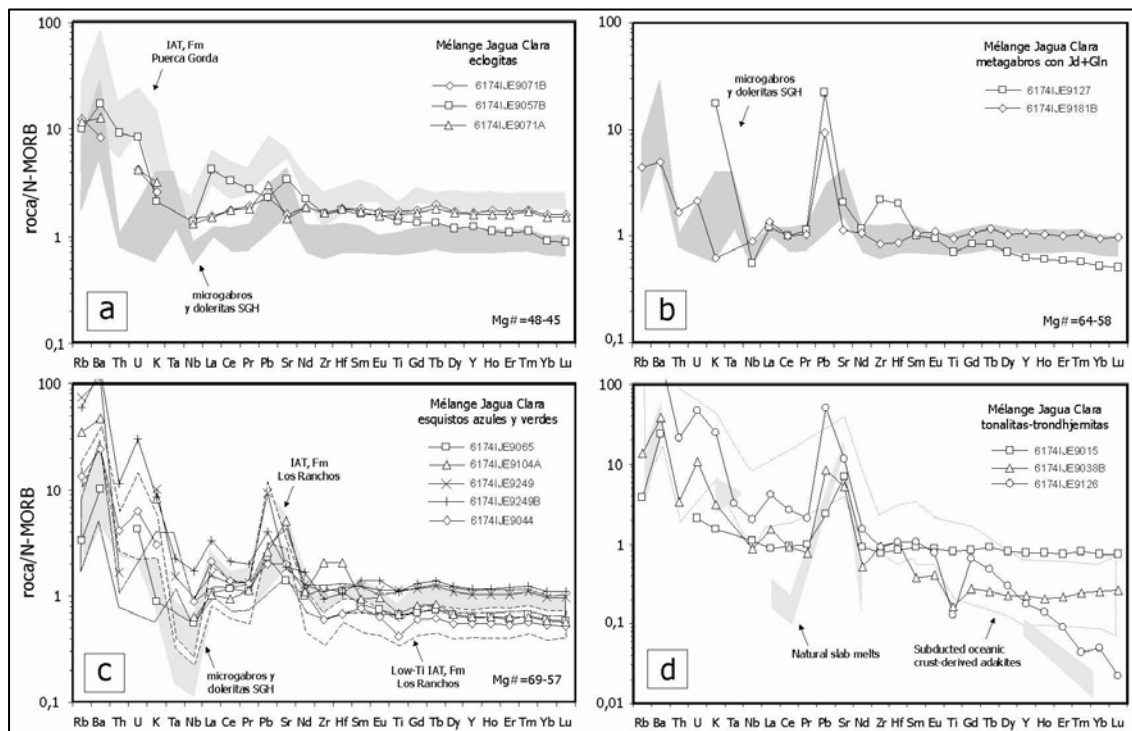


Fig. 3.6. Diagramas multielementales traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de las rocas metabásicas de alta presión incluidas como bloques en la Mélange de Jagua Clara

Las metabasitas del grupo I son eclogitas con glaucófana y fengita, esquistos azules con glaucófana y jadeíta, y metagabros con glaucófana y jadeíta. Los protolitos máficos constituyen magmas primitivos a relativamente fraccionados ( $Mg\#=65-45$ ), siendo las eclogitas términos evolucionados ricos en Fe-Ti ( $FeO_T > 14\%$ ). Poseen generalmente contenidos relativamente altos en  $TiO_2$  (1,2-2,1%) y bajos en CaO (5,8-12,6%), así como 63-124 ppm de Zr y 2,1-3,4 ppm de Nb, con contenidos en Th inferiores a 0,2 ppm. Los elementos traza más compatibles muestran un amplio rango de contenidos para Cr (151-369 ppm) y Ni (17-167 ppm), con un patrón de REE de pendiente positiva ( $[La/Yb]_N = 0,6-0,9$ ) y un empobrecimiento en LREE ( $[La/Nd]_N = 0,6-$

0,9; promedio 0,7; Fig. 3.5), con ligeras anomalías en Nb ( $Nb/Nb^*=0,9-1,7$ ) y ausencia de anomalías de Zr-Hf y HREE planas ( $[Sm/Yb]_N=1,0-1,2$ ) para abundancias en HREE de 6-10 x PM (manto primitivo). Estas características son típicas de los basaltos N-MORB y sugieren una fuente mantélica para los protolitos, dominada por un manto empobrecido, lejos de la influencia de subducción y de los aportes de una corteza continental.

El grupo II está representado por eclogitas con glaucofana y fengita, esquistos con anfíbol calco-sódico y epidota, y esquistos azules con glaucofana y fengita. Los protolitos fueron formados a partir de magmas primitivos a moderadamente fraccionados ( $Mg\#=46-59$ ). Los contenidos en  $TiO_2$ , Zr y Nb a ~6% de MgO son de 0,5-1,7%, 45-120 ppm y 2,1-4,0 ppm, respectivamente, en tanto que los de Cr (150-350 ppm) y Ni (40-57 ppm) son inferiores a los de las muestras del grupo I y los de Th varían entre 0,5 y 1,5 ppm. Presentan un patrón de REE extendido similar al de IAT (Pearce *et al.*, 1992; Taylor y Nesbitt, 1995), con similares abundancias absolutas de HREE (6-8xPM). En particular, presentan altas relaciones REE/HFSE con respecto a las composiciones N-MORB, típicas de IAT. Estas metabasitas muestran un patrón de REE de pendiente negativa ( $[La/Yb]_N=1,8-2,7$ ), con un ligero enriquecimiento en LREE ( $[La/Nd]_N=1,2-1,3$ ), además de marcadas anomalías negativas en Nb ( $Nb/Nb^*=0,4-0,5$ ) y positivas en Th y ocasionalmente, ligeras anomalías negativas en Zr y Hf ( $[Zr/Sm]_N=0,7-1,1$ ), así como HREE planas o muy ligeramente empobrecidas ( $[Sm/Yb]_N=1,2-1,7$ ). Estas características sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido, siendo muy similares a las IAT de la Fm Los Ranchos de la Cordillera Oriental.

El grupo III está representado por esquistos azules con glaucofana y jadeíta, esquistos azules con glaucofana y fengita, y esquistos verdes foliados del borde retrógrado de eclogitas. Los protolitos fueron formados a partir de magmas primitivos ( $Mg\#=69-57$ ). Los contenidos en  $TiO_2$ , Zr y Nb a ~5% MgO son de 0,8-0,9%, 86-165 ppm y 1,3-1,5 ppm, respectivamente, en tanto que los de Cr (55-328 ppm) y Ni (25-101 ppm) son similares a los de las muestras del grupo II, y los de Th son bajos (<0,2 ppm). Poseen un patrón multielemental normalizado respecto a N-MORB típico de series relacionadas con subducción, como enriquecimiento en LILE, Pb y Sr, y abundancias bajas en Nb, Ta y Ti. Respecto al PM, sin embargo, estas metabasitas presentan un patrón de REE aparentemente plano ( $[La/Yb]_N=1,0-1,3$ ), pero con un ligero empobrecimiento tanto en LREE ( $[La/Nd]_N=0,6-0,7$ ) como en HREE ( $[Sm/Yb]_N=1,4-1,9$ ), ligeras anomalías negativas en Nb ( $Nb/Nb^*=0,8-1,2$ ), ausencia de anomalía positiva en el Th y anomalías positivas en Zr y Hf ( $[Zr/Sm]_N=1,5-2,5$ ). Este grupo posee



una abundancia absoluta de HREE (4-6×PM) ligeramente menor que los anteriores. Las características señaladas indican una fuente dominada por un manto empobrecido, aunque la anomalía positiva en Zr-Hf sugiere la presencia de procesos más complejos en la fuente.

### 3.3.2.3. Interpretación

La Mélange de Jagua Clara representa un canal de subducción. Tanto los bloques de serpentinitas como la matriz serpentinitica incluyen proporciones variables de antigorita, por lo que se trata de serpentinitas subducidas y afectadas por un metamorfismo de alta presión y temperatura. Las serpentinitas de la mélangé contribuyen también a la exhumación de los bloques de eclogitas y esquistos azules. Por lo que respecta a los bloques de metabasitas de alta presión, proceden de protolitos subducidos de características geoquímicas diversas: magmas máficos de tipo N-MORB formados en una zona de dorsal de la corteza oceánica proto-Caribeña; y magmas máficos toleíticos relacionados con subducción (IAT) cuyos contenidos en LREE y HREE indican un componente subductivo, así como un grado de empobrecimiento y una profundidad de la fuente variables.

### 3.3.3. Esquistos de Puerca Gorda

Dentro de la presente unidad las muestras analizadas corresponden al grupo de basaltos y metabasaltos porfídicos poco o nada deformados, intruidos por diques doleríticos o microgabroicos.

#### 3.3.3.1. Basaltos/metabasaltos porfídicos con orto y clinopiroxeno

Poseen un contenido en SiO<sub>2</sub> de 45,0-57,3% para contenidos altos en MgO (4,5-14,3%; promedio 8,4%) y bajos en TiO<sub>2</sub> (0,3-0,8%; promedio 0,5%); una muestra, correspondiente a un dique andesítico (SiO<sub>2</sub>=60,3%), posee un menor contenido en Mg (3,0%), indicando una mayor evolución. En el diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO<sub>2</sub> (Fig. 3.7a) caen en el campo subalcalino y se clasifican como basaltos andesíticos y andesitas. En conjunto, se trata de metabasaltos derivados de magmas magnesianos poco fraccionados (Mg#=77-58), con contenidos bajos en Zr y Nb (20-90 y 0,5-1,7 ppm, respectivamente) y altos de Cr (55-1000 ppm), Ni (27-177 ppm) y Th (0,1-2,5 ppm). En diagramas binarios de variación, con el descenso en MgO muestran un aumento en SiO<sub>2</sub>, álcalis, Zr y Nb, y un descenso en Cr y Ni. Por otra parte, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

aumentan ligeramente en las rocas menos fraccionadas (CaO descende), para decrecer en las rocas más fraccionadas. Estas tendencias pueden ser atribuidas a la fraccionación de olivino y Cr-espinela, clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti, compatible con la naturaleza de los fenocristales relictos de orto y clinopiroxeno. En el diagrama  $FeO^*/MgO$  frente al  $SiO_2$  (Fig.3.7b-c), se sitúan en el campo calco-alcalino, en campos de basaltos/andesitas ricas en MgO y boninitas, a lo largo de una tendencia calco-alcalina pobre en Fe. Presentan valores de  $(La/Yb)_N=1,6-4,5$  muy variables, característicos de las series toleíticas y calco-alcalinas.

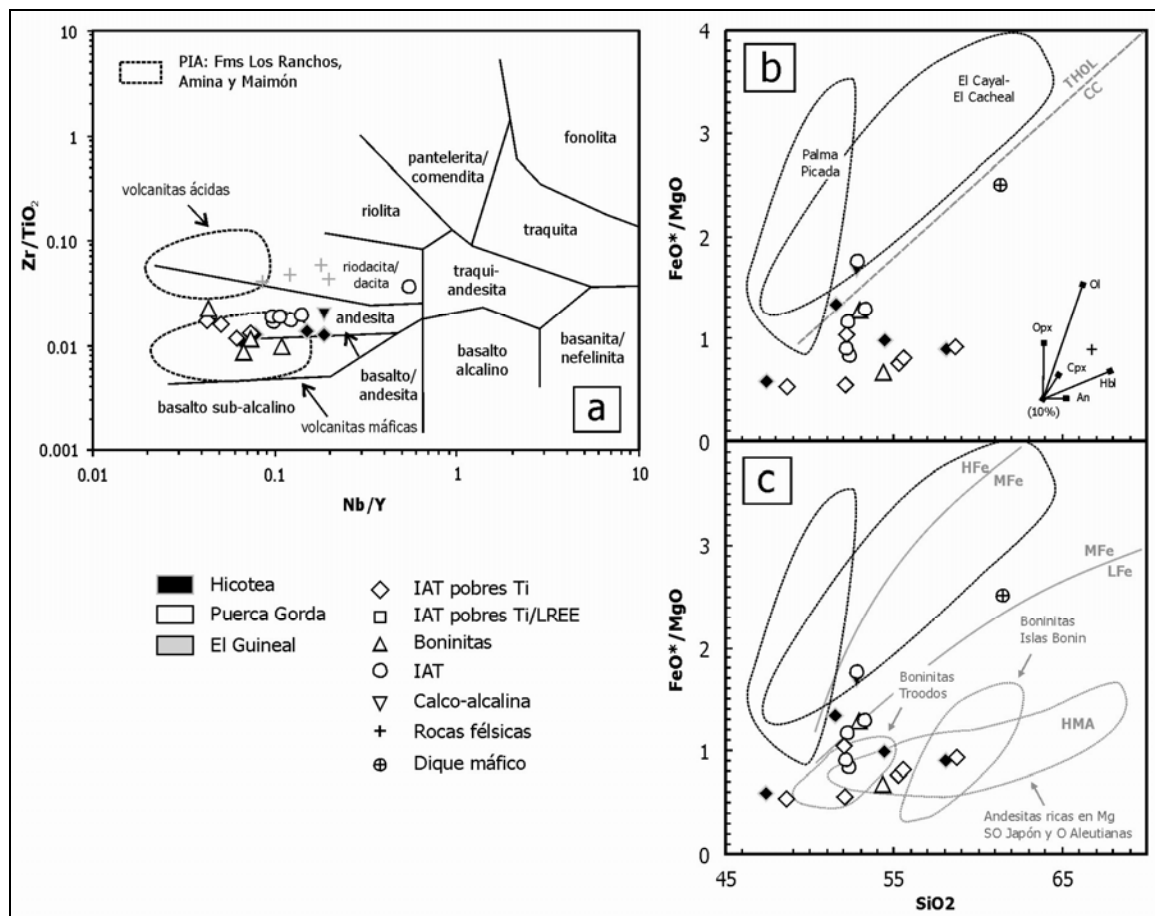


Fig. 3.7. Características geoquímicas de los Esquistos de Puerca Gorda y El Guineal. (a) Diagrama de Nb/Y vs.  $Zr/TiO_2$ ; (b-c) Covariación de  $SiO_2$  y  $FeO^*/MgO$  para las metabasitas

En un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB (Fig. 3.8), los Esquistos de Puerca Gorda se caracterizan por un significativo aumento de los LILE (Rb, Ba, Th, U, K, Pb y Sr), Th y LREE (La-Nd), con respecto a los HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti e Y) y HREE, típico de magmas relacionados con subducción. Además, presentan una pronunciada anomalía negativa de Nb y Ta (respecto al Th y La) y un patrón de HREE plano o ligeramente empobrecido, con abundancias absolutas de 0,4-

0,7 ( $\times N$ -MORB). Estas características, junto a los altos valores de las relaciones LREE/HFSE, son típicos de IAT. Sin embargo, los contenidos en Ti, Th y LREE, los valores en las relaciones  $(La/Yb)_N$ , Zr/Hf y Zr/Nb, y el patrón de REE extendido normalizado respecto al manto primordial (Fig. 3.9), permiten distinguir tres tipos composicionales, aunque posiblemente existe entre ellos una gradación composicional: grupo I, toleítas de arco isla (IAT); grupo II, toleítas de arco isla empobrecidas en Ti y LREE; y grupo III, boninitas.

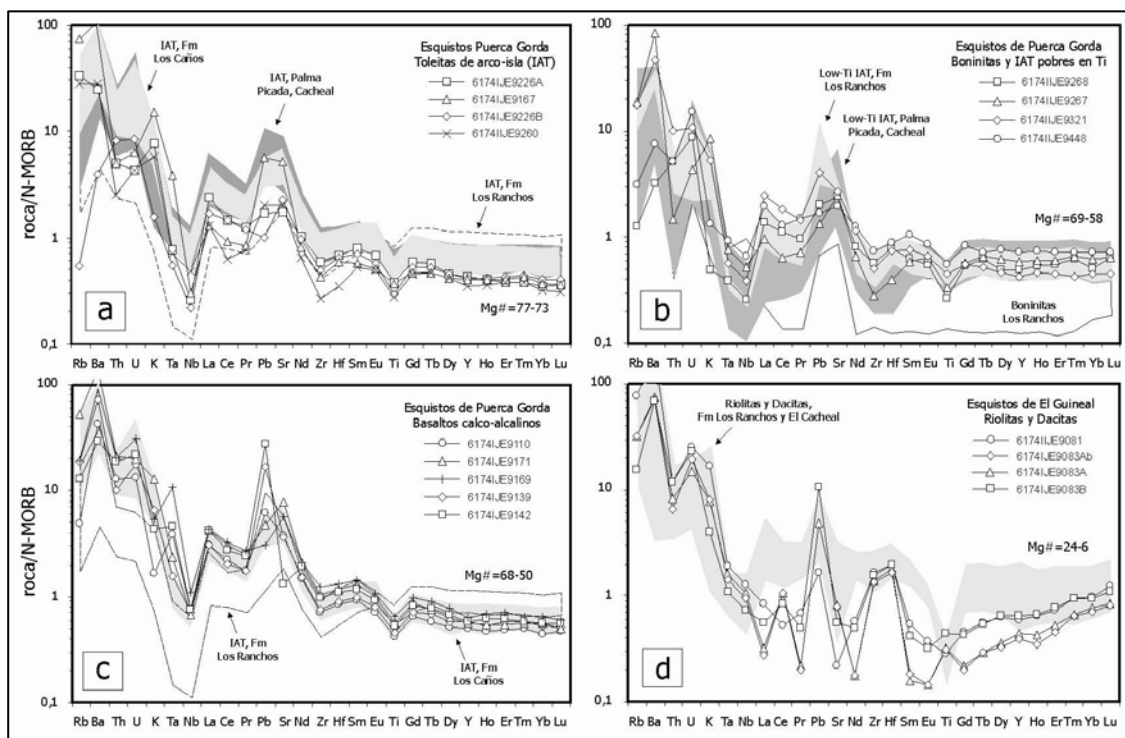


Fig. 3.8. Diagramas multielementales traza normalizados con respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de los Esquistos de Puerca Gorda y El Guineal

Las toleítas de arco isla (IAT) presentan composiciones de poco a moderadamente fraccionadas ( $Mg\# = 68-50$ ), con contenidos en  $TiO_2$ , Zr y Nb de 0,5-0,8%, 51-90 ppm y 1,5-2,5 ppm, respectivamente, así como de Cr (62-445 ppm) y Ni (27-74 ppm) inferiores a los de los grupos II y III, y de Th relativamente alto (1,2-2,5 ppm). En el diagrama de REE extendido normalizado respecto al manto primordial, se caracterizan por una distribución de pendiente negativa ( $[La/Yb]_N = 3,4-4,5$ ), con un ligero enriquecimiento en LREE ( $[La/Nd]_N = 1,3-1,5$ ), así como marcadas anomalías negativas en Nb ( $Nb/Nb^* = 0,1-0,2$ ) y Ti, y positivas en Th, sin anomalías en Zr y Hf ( $[Zr/Sm]_N = 0,9-1,0$ ), y con HREE ligeramente empobrecidas ( $[Sm/Yb]_N = 1,8-2,3$ ). Estas características sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido, siendo muy similares a las IAT de la Fm Los Ranchos (Fig. 3.7).

Las toleítas de arco isla empobrecidas en Ti tienen una composición de Mg# (77-63) superior a las IAT del grupo I, al contrario que en el caso del TiO<sub>2</sub> (0,4-0,5%). Los contenidos en Zr y Nb son de 32-44 y 0,5-0,9 ppm, respectivamente, en tanto que los de Cr (350-1.006 ppm) y Ni (49-200 ppm) son mayores que los del grupo I y el de Th, relativamente intermedio (0,6-1,2 ppm). Respecto al manto primordial, presentan un patrón de menor pendiente negativa ([La/Yb]<sub>N</sub>=1,6-4,0), un ligero enriquecimiento en LREE ([La/Nd]<sub>N</sub>=1,0-1,5) y HREE ligeramente empobrecidas ([Sm/Yb]<sub>N</sub>=1,4-2,2), con anomalías negativas en Nb (Nb/Nb\* = 0,1-0,3) y Ti. Los contenidos bajos en TiO<sub>2</sub> y de HREE absolutos, junto a las anomalías negativas en Zr-Hf ([Zr/Sm]<sub>N</sub>=0,7-0,8), sugieren una fuente algo más empobrecida que en el grupo I. El menor contenido en Th y LREE (La-Nd) sugiere una menor componente subductiva, siendo muy similares a las IAT pobres en Ti y LREE de la Fm Los Ranchos.

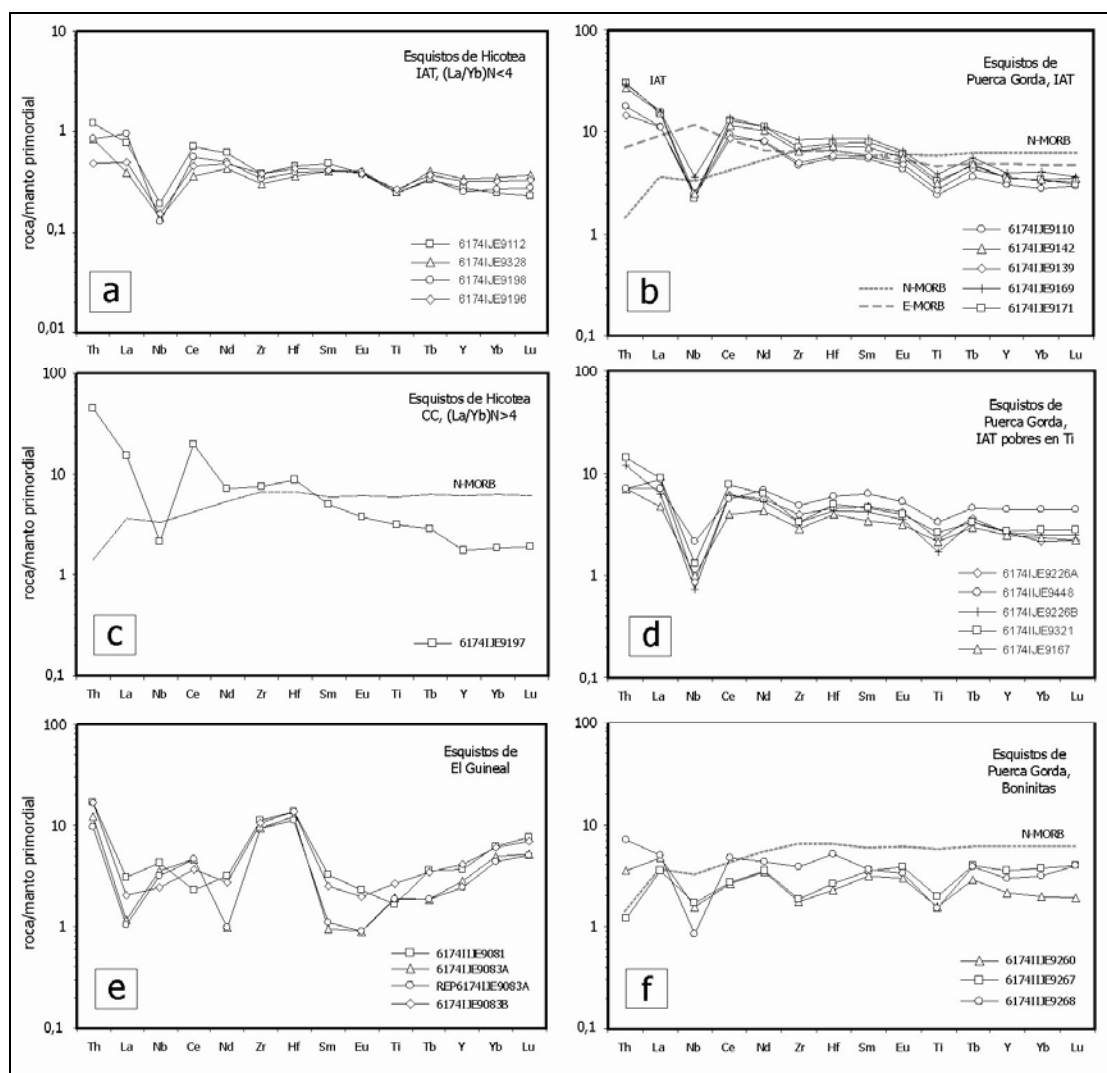


Fig. 3.9. Diagramas de elementos traza extendidos normalizados respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) de los Esquistos de Puerca Gorda y El Guineal

Las boninitas presentan un contenido en SiO<sub>2</sub> (53-59%), TiO<sub>2</sub> (0,3-0,5%) y MgO (6,7-10,1%), que encaja en su definición por Crawford *et al.* (1989), pero la alteración de las muestras y la posible movilización de los elementos mayores, hacen que los elementos inmóviles resulten más fiables en este caso. Poseen un alto Mg# (73-58), típico de magmas primitivos, un contenido en TiO<sub>2</sub> (<0,5) inferior a los otros grupos y contenidos en Zr y Nb de 20-42 y 0,6-1,2 ppm, respectivamente. Los contenidos en Cr (55-910 ppm) y Ni (16-70 ppm) son similares o inferiores a los del grupo I, en tanto que el de Th es relativamente bajo (0,1-0,6 ppm). Presentan una baja abundancia de HREE (0,4-0,6×N-MORB), que sugiere una fuente muy empobrecida. Muestran un patrón normalizado al manto primordial plano o de menor pendiente negativa que los otros grupos ([La/Yb]<sub>N</sub>=0,9-2,4), una distribución plana o ligeramente empobrecida en LREE ([La/Nd]<sub>N</sub>=1,0-1,4), HREE ligeramente empobrecidas o enriquecidas ([Sm/Yb]<sub>N</sub>=0,9-1,6) y una marcada anomalía negativa en Nb (Nb/Nb\* = 0,1-0,9), Ti y Zr-Hf ([Zr/Sm]<sub>N</sub>=0,5-1,0). La ligera distribución en “U” de REE y la baja relación CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,5-0,9) son características de las boninitas pobres en Ca (Crawford *et al.*, 1989; Falloon y Crawford, 1991; Stern y Bloomer, 1992). Por otra parte, el bajo valor en TiO<sub>2</sub>, así como de la relación CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y de la abundancia en HREE, son compatibles con una fuente mantélica dominada por harzburgitas empobrecidas. Composicionalmente, estas rocas son similares a las boninitas de las Fms. Los Ranchos, Amina y Maimón de las cordilleras Oriental y Central.

### 3.3.3.2. Interpretación

Las muestras analizadas de los Esquistos de Puerca Gorda han sido comparadas con respecto a grupos composicionales análogos definidos en la Fm Los Ranchos, en una selección de diagramas de discriminación paleotectónica. En el diagrama Ti vs. V (Fig. 3.10c), las metabasitas de los grupos I y II presentan valores de la relación Ti / V=10-16, similares a las IAT pobres en Ti de la Fm Los Ranchos, y el grupo III, relaciones condriticas (~10) análogas a las rocas boniníticas de dicha formación. En el diagrama Nb-Hf-Th (Fig. 3.10a), las metabasitas caen en el campo de los márgenes de placa destructivos, extendiéndose por los campos toleítico y calco-alcalino, reflejando la amplitud de la anomalía negativa en Nb y el enriquecimiento en Th. En el diagrama Nb-Y-Zr (Fig. 3.10b), las metabasitas se extienden lejos del vértice Zr, dentro del campo de arco volcánico, ordenándose los tipos composicionales en función de la proximidad al vértice Y, y siendo en parte coincidentes con el campo de la Fm Los Ranchos. Los diagramas del “índice de subducción” y del “índice de empobrecimiento” de la fuente mantélica, permiten sin embargo establecer similitudes entre los grupos composicionales de la Fm Los Ranchos y los Esquistos de Puerca Gorda.

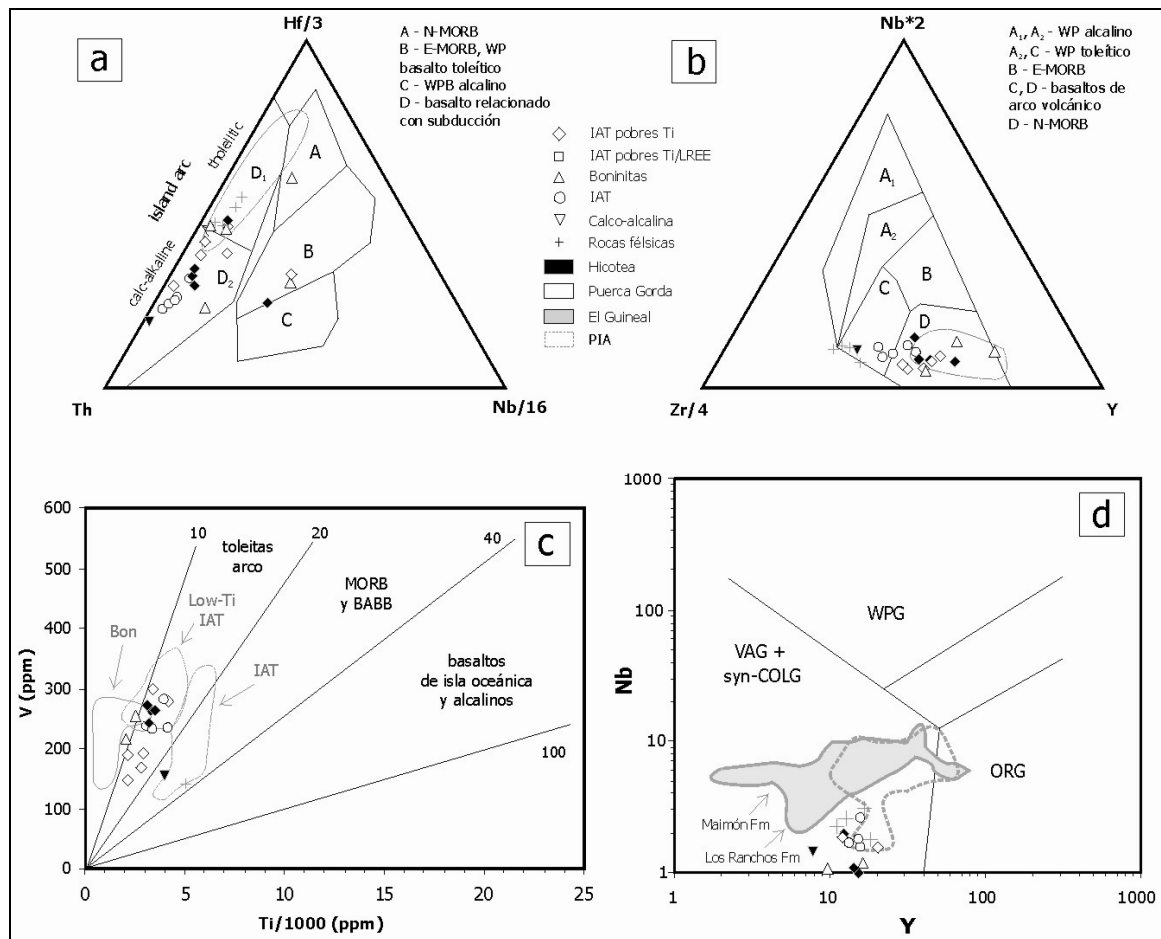


Fig. 3.10. (a-b) Diagramas de Wood (1980) con representación de los Esquistos de Puerca Gorda y El Guineal. (c) Diagrama Ti-V de Shervais (1983); (d) Diagrama Y-Nb de Pearce (1983)

### 3.3.4. Esquistos de El Guineal

En los Esquistos cuarzo-feldespáticos de El Guineal es frecuente observar porfiroclastos milimétricos de cuarzo y feldespatos, menos abundantes, que se interpretan como relictos de fenocristales de la roca volcánica-subvolcánica ácida original y permiten proponer protolitos dacíticos y riolíticos porfídicos.

#### 3.3.4.1. Metadacitas y metariolitas

Los Esquistos de El Guineal son clasificados como dacitas y riolitas en el diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO<sub>2</sub> (Fig. 3.7a). Estas metavolcanitas ácidas presentan proporciones altas de SiO<sub>2</sub> (76,2-77,0%) y moderados de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (12,6-14,4%), para contenidos muy bajos en MgO (0,15-0,7%) y bajos en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2,8-4,5%). Los protolitos derivan de magmas muy diferenciados (Mg#=24-6), pobres en K (0,6-2,4%), TiO<sub>2</sub> (0,3-0,5%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (<0,1%)

y Zr (101-124 ppm). Estas metariolitas son distinguibles de las típicas rocas ácidas calco-alcalinas por valores menores de la relación  $\text{CaO}/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$  ( $<0,1$ ). Presentan valores muy bajos de la relación  $(\text{La}/\text{Yb})_N=0,2-0,5$  y además carecen del típico enriquecimiento en LREE de las rocas ácidas calco-alcalinas, siendo interpretadas como de afinidad toleítica.

En un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB (Fig. 3.8), la unidad se caracteriza por un significativo aumento de los LILE (Rb, Ba, Th, U, K y Pb, pero no de Sr) y Th, con respecto a las LREE (La-Nd) y a los HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti e Y) y HREE, no presentando una clara anomalía negativa de Nb y Ta en relación al La. Su abundancia absoluta de REE es muy baja ( $<1,0 \times \text{N-MORB}$ ), implicando una fuente muy empobrecida. En el diagrama de REE extendido normalizado respecto al manto primordial (Fig. 3.9), se caracterizan por: una distribución de pendiente positiva ( $[\text{La}/\text{Yb}]_N < 1$ ) con un ligero empobrecimiento o enriquecimiento en LREE ( $[\text{La}/\text{Nd}]_N = 0,7-1,2$ ), fuertes anomalías positivas en Zr y Hf ( $[\text{Zr}/\text{Sm}]_N = 3,4-9,8$ ), Th y una débil anomalía negativa de Nb ( $\text{Nb}/\text{Nb}^* = 0,4-1,2$ ) y Eu, y HREE fuertemente enriquecidas ( $[\text{Sm}/\text{Yb}]_N = 0,2-0,5$ ). La distribución en "U" de REE y la baja relación  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (0,5-0,9) es característica de las boninitas pobres en Ca (Crawford *et al.*, 1989; Falloon y Crawford, 1991; Stern y Bloomer, 1992). Los bajos contenidos en  $\text{TiO}_2$  de los valores de la relación  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $<0,01$ ) y de abundancias en HREE, son compatibles con una fuente empobrecida.

Este grupo de rocas ácidas no poseen las características de los magmas producto de la fusión parcial de rocas máficas infracorticales o de la lámina que subduce (adakitas). Composicionalmente, parecen términos composicionales muy diferenciados de magmas boniniticos. La fuerte anomalía positiva de Zr-Hf sugiere un enriquecimiento de la fuente desde una componente subductiva o su procedencia mediante una extensa diferenciación magmática. Aunque la composición de elementos mayores de estas rocas es similar a la de los plagiogranitos formados en centros de apertura oceánica, en los diagramas de discriminación tectónica (Fig. 3.11) las muestras caen en el campo de los granitos de arco volcánico (Pearce *et al.*, 1984). Esta afinidad es compatible con la anomalía negativa en Nb en los diagramas multielementales, característica de magmas de zonas de subducción.

Considerados en conjunto, los diversos grupos geoquímicos de rocas metavolcánicas máficas reconocidos en el Complejo de Río San Juan, se relacionan con el magmatismo máfico toleítico, boninitico, ligeramente calco-alcalino y ácido dacítico-riolítico del arco isla Caribeño. Desde un punto de vista geoquímico, existe una gran

similitud entre estas rocas y las rocas volcánicas máficas de las Fms. Los Ranchos, Amina y Maimón de las cordilleras Oriental y Central, así como con la Fm Los Caños y los complejos de Palma Picada-El Cacheal de la Cordillera Septentrional. Las rocas toleíticas pobres en Ti y las rocas boniníticas tienen las características típicas de las series ígneas de los primeros estadios evolutivos de un arco isla intraoceánico, por lo que se pueden relacionar con el arco isla Caribeño primitivo del Cretácico Inferior. Las rocas calcoalcalinas asociadas representarían magmas generados en un estadio algo más maduro, caracterizado por un mayor componente sedimentario subductivo.

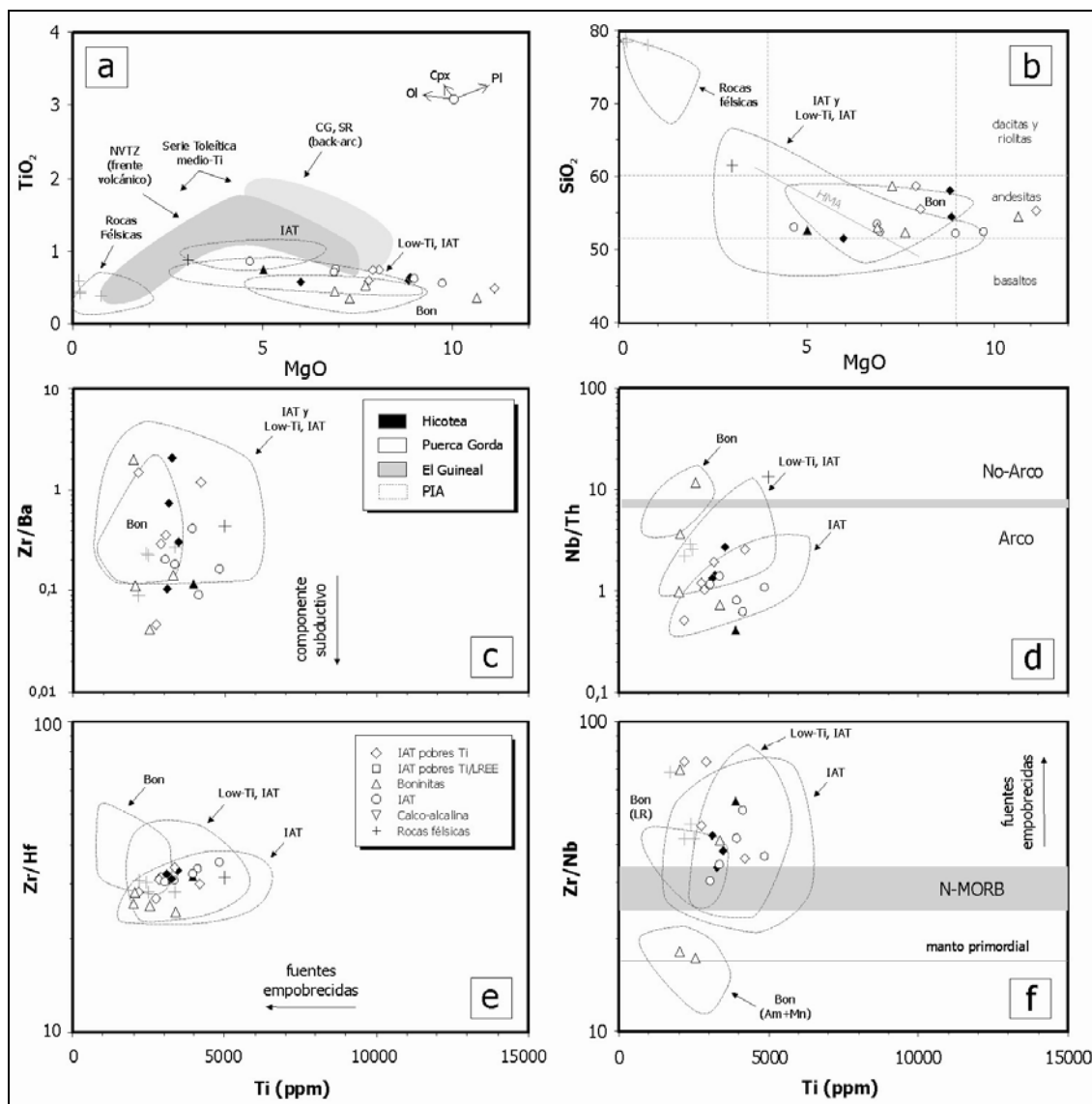


Fig. 3.11. (a-b) Diagramas de TiO<sub>2</sub> y SiO<sub>2</sub> vs. MgO para los Esquistos de Puerca Gorda y El Guineal, mostrando los campos composicionales de los grupos geoquímicos Bon distinguidos en la Fm Los Ranchos: toleítas de arco isla, toleítas de arco isla pobres en Ti y boninitas. (c-f) Diagramas de Zr/Ba, Nb/Th, Zr/Hf y Zr/Nb frente al Ti



### 3.4. Geocronología

El muestreo efectuado del macizo de Río San Juan en las Hojas de Río San Juan (6174-I) y Guayabito (6174-II) permitió efectuar dataciones geocronológicas mediante los métodos U-Pb y Ar-Ar. Las muestras datadas por el método U-Pb en zircones fueron: un gabro hornbléndico de grano grueso, pegmatítico; un leucogranito a leucotonalita con mica blanca de grano grueso; y una gabro-diorita hornbléndica.

El gabro hornbléndico corresponde a un dique intrusivo subconcordantemente en las Serpentinitas de Gaspar Hernández. La muestra proporcionó una edad de  $136,4 \pm 0,3$  Ma (límite Valanginiano-Hauteriviano), muy antigua en la historia magmática de la Cordillera Septentrional. Se interpreta como la edad de cristalización del magma, cuya geoquímica es de tipo N-MORB, generado por procesos de fusión en el manto para dar lugar a magmas basálticos cristalizados en condiciones de baja presión. El gabro y el macizo serpentinitico que lo contiene constituyen un fragmento ofiolítico de la litosfera oceánica abisal proto-caribeña (probablemente generada por separación de Norte y Sudamérica), que no subdujo (ya que no ha desarrollado asociaciones de alta presión) y fue incorporado a la Mélange de Jagua Clara del prisma de acreción.

El dique de leucotonalita con mica blanca emplazado en la Mélange Serpentinítica de Jagua Clara ha proporcionado una edad de  $68,9 \pm 0,3$  Ma (límite Campaniano-Maastrichtiano) por el método de U-Pb en zircones, consistente con las edades Ar-Ar de enfriamiento a  $T < 400^\circ \text{C}$  (fengita) obtenidas en los bloques de eclogitas por Krebs *et al.* (2008). Se interpreta como la edad de cristalización de la leucotonalita y, como indican las evidencias de campo, de la edad del cizallamiento dúctil más tardío en la mélange. La misma roca ha proporcionado una edad de  $1042,8 \pm 2,8$  Ma, que implica la existencia de núcleos de zircón de edad Greenville mezclados con bordes de edad cretácica. Como establece la geoquímica de roca total, caracterizada por un enriquecimiento en elementos LILE, Th y LREE, estas rocas poseen un componente procedente de la lámina que subduce (corteza+sedimentos), por lo que la leucotonalita corresponde probablemente a fundidos de sedimentos siliciclásticos subducidos (+corteza oceánica), derivados del margen continental meridional de Norteamérica, es decir, sedimentos mesozoicos depositados en la plataforma de Las Bahamas con zircones detríticos greenvillianos.

La gabro-diorita hornbléndica corresponde a las facies más tardías del Batolito del Río Boba y ha proporcionado una edad de  $90,1 \pm 0,2$  Ma (límite Turoniano-Coniaciano, que se interpreta como la de cristalización del magma. Coincide con la edad de un evento

magmático ampliamente representado en las cordilleras Central y Septentrional, estableciendo posibles relaciones genéticas entre las rocas volcánicas ácidas y el voluminoso plutonismo gabro-tonalítico del batolito. Los datos geoquímicos indican que estos magmas están relacionados con procesos de subducción.

## 4. TECTÓNICA

### 4.1. Contexto geodinámico y estructura general de la Cordillera Septentrional

La isla de La Española se sitúa sobre el margen norte de la placa del Caribe (Fig. 4.1), margen que ha evolucionado desde un límite controlado por subducción en el Cretácico y parte del Eoceno, a un límite dominado por desplazamientos en dirección de carácter sinistral que acomoda el desplazamiento de la placa del Caribe hacia el este en relación con Norteamérica (Mann *et al.*, 1991b). El cambio en el régimen geodinámico tuvo lugar como consecuencia de la colisión oblicua con la plataforma de Las Bahamas, fenómeno diacrónico acontecido en el Eoceno Medio-Superior en el caso de La Española. Este régimen transcurrente comenzó con la apertura del Surco del Caimán con carácter transtensivo (Mann *et al.*, 1991 b), manteniéndose hasta la actualidad en un contexto transpresivo.

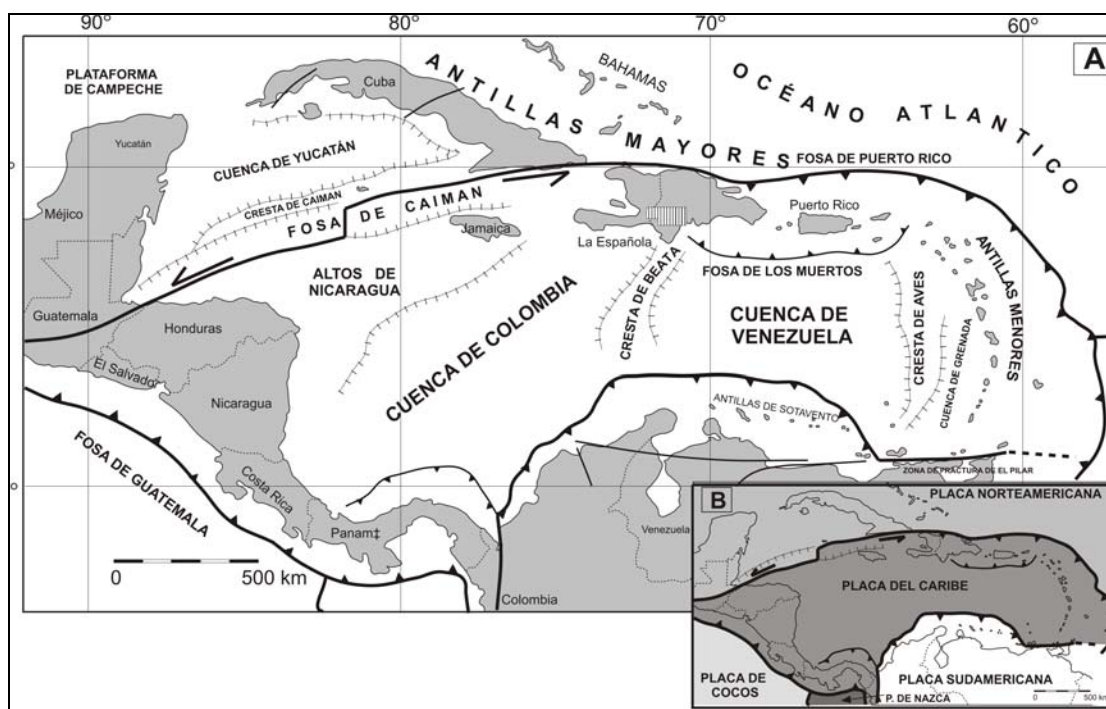


Fig. 4.1. Situación de La Española en el contexto geodinámico caribeño

La placa del Caribe se desplaza hacia el este con respecto a las placas Norte y Sudamericana a una velocidad de unos 18-20 mm/año (Dolan y Mann, 1998; Dixon *et al.*, 1998; DeMets *et al.*, 2000; Mann *et al.*, 2002). Este movimiento relativo se acomoda en el margen septentrional de la isla por la zona de subducción de la fosa de Puerto Rico y por la falla Septentrional (y fallas asociadas, como la del Camú), en un

tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera, y los movimientos sinistros, en la segunda (Dolan y Mann, 1998; Dolan *et al.*, 1998). En el interior de la isla, el citado movimiento relativo lo articula principalmente la Zona de Falla de Enriquillo-Plantain Garden (Mann *et al.*, 1991b).

Los materiales de la cordillera han sido deformados en condiciones fuertemente transpresivas como consecuencia de la colisión y convergencia oblicua de las placas caribeña y norteamericana desde el Paleógeno hasta la actualidad. La deformación está muy particionada en grandes fallas de desgarre (Septentrional, del Camú, del Río Grande, entre otras), observándose un plegamiento que afecta a todo el dominio. Los complejos de basamento afloran con dirección NO-SE, ligeramente oblicua a la ESE-ONO de la cordillera, mostrando una disposición escalonada “hacia la derecha”, claramente asociada a inflexiones contractivas (o *restraining bends*) kilométricas, consistentes con el sentido de cizallamiento sinistro que afecta a toda la región. La mayoría de estos *restraining bends* se reconocen bien en el mapa de gradiente vertical por su forma sigmoidal en planta, siendo el más espectacular el que produce el afloramiento del macizo ígneo-metamórfico de Río San Juan en el extremo oriental de la cordillera (Fig. 4.2).

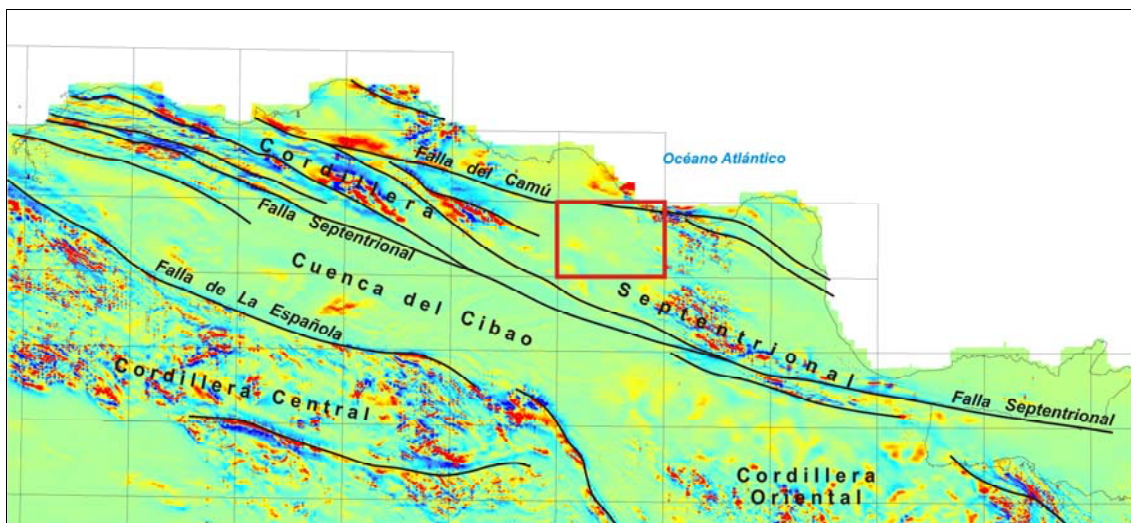


Fig. 4.2. Principales estructuras de la Cordillera Septentrional, deducidas del Mapa de Gradiente vertical (Ayala *et al.*, *in press*)

Pese a que la falla Septentrional se identifica con el límite entre la Cordillera Septentrional y la Cuenca del Cibao, en realidad su traza activa no coincide con el borde montañoso (Mann *et al.*, 1998). Así, en el sector Santiago-San Francisco de Macorís la traza activa se localiza en el interior de la cuenca, desplazada unos

centenares de metros con respecto al frente montañoso, en tanto que hacia el oeste, la falla se segmenta en diferentes ramales que parecen más activos hacia el sur.

La ausencia de marcadores regionales impide un cálculo riguroso de los desplazamientos laterales, relativos o absolutos, producidos a favor de la falla Septentrional, si bien algunos autores han realizado estimaciones a partir de correlaciones diversas. Así, Eberle *et al.* (1982) justifican un desplazamiento superior a 100 km a partir de la correlación de depósitos aluviales auríferos. Por su parte, Erikson *et al.* (1982) deducen un desplazamiento post-Mioceno de 55-125 km mediante la correlación de cuencas productoras de ámbar. A mayor escala, Pindell y Barret (1990) sugieren que la falla Septentrional ha debido acomodar una parte de los más de 400 km de desplazamiento lateral sinistro ocurrido entre Cuba y La Española a partir del Mioceno Inferior. Más recientemente, los estudios estratigráficos y sedimentológicos realizados por Braga (2010) sobre la Fm Haitises y las unidades relacionadas con ella, han permitido deducir un desplazamiento de unos 200 km para explicar su distribución de facies.

La falla del Camú se sitúa en el interior de la cordillera con una dirección próxima a E-O, ligeramente oblicua a la de la falla Septentrional. Entre las localidades de Imbert y Sabaneta de Yásica su traza es relativamente neta, aunque con algunas bifurcaciones, mientras que al oeste de Imbert se desarrolla una zona de falla con una anchura de 3-5 km formada por numerosos ramales o *splays* que individualizan bloques de formas romboidales; no está muy claro si su prolongación oriental se resuelve en el golfo situado entre Gaspar Hernández y Río San Juan o si coincide con alguna de las fallas de dirección ONO-ESE que atraviesan el sector septentrional del macizo de Río San Juan, inmediatamente al este de Gaspar Hernández. La falla del Camú constituye el límite meridional del denominado bloque de Puerto Plata (Pindell y Draper 1991; De Zoeten y Mann, 1991, 1999) y como en el caso de la falla Septentrional, no posee marcadores o referencias regionales fiables que permitan establecer su desplazamiento, si bien la idea de correlación entre los complejos de Puerto Plata y Río San Juan propuesta por Draper y Nagle (1991) es sugerente y permite suponer entre ambos un desplazamiento mínimo de 60 km.

Otra falla importante en la estructura de la Cordillera Septentrional es la del Río Grande (De Zoeten y Mann, 1999), que atraviesa la cordillera por su parte central con una dirección dominante NO-SE que hacia el sur cambia paulatinamente a ONO-ESE hasta enlazar asintóticamente con la traza de la falla Septentrional; muy probablemente enlaza con la Zona de Falla del Camú inmediatamente al sur de

Imbert. En cuanto a la falla del Río Bajabonico, se puede considerar asociada a la falla del Río Grande, discurriendo en paralelo algunos kilómetros al oeste de ella.

La intersección de las fallas o zonas de falla principales divide la cordillera en grandes bloques más o menos romboidales, característicos de zonas transpresivas. Son los bloques de Puerto Plata, Altamira, La Toca y Río San Juan, a los que hay que añadir el *ridge* de San Francisco y la península de Samaná. La geometría en planta de la cordillera corresponde a la de un dúplex contractivo (*contractional duplex*), dentro del cual se pueden identificar zonas de altitudes máximas, mayor acortamiento y exposición de rocas del sustrato o basamento correspondientes a inflexiones contractivas o *restraining bends* de rango kilométrico. Por ejemplo, el afloramiento del complejo de Río San Juan se puede considerar asociado a una inflexión contractiva aguda (*sharp restraining bend*) en la que el movimiento a través de las dos fallas principales (del Camú y Septentrional) se transfiere mediante las fallas relativamente ortogonales a éstas que conforman sus límites oriental y occidental.

Buena parte de la estructuración previa al Mioceno Superior, en la que los complejos ígneo-metamórficos coinciden con estructuras anticlinoriales más o menos apretadas entre las que se disponen potentes series turbidíticas paleógenas configurando sinclinatorios, queda fosilizada por los materiales margoso-calizos de las Fms. Villa Trina y Los Haitises. Éstos se distribuyen ampliamente por la cordillera y constituyen los mejores indicadores de la deformación reciente, mostrando a grandes rasgos un basculamiento general hacia el norte debido a la componente de salto vertical de la falla Septentrional; el techo de dichas formaciones configura una gran cuesta, intensamente meteorizada y dislocada por fallas de entidad menor.

#### **4.2. Estructura de la Hoja de Gaspar Hernández**

La historia geológica de la zona registra una deformación prácticamente continua, deformación que se ha plasmado de diversas formas según los distintos conjuntos litoestratigráficos existentes, afectando en mayor o menor medida a todos ellos, excepción hecha de los depósitos cuaternarios más recientes.

En base a criterios de superposición de macro y mesoestructuras y a las relaciones microestructurales de las paragénesis minerales relacionadas, se han reconocido grupos de estructuras dúctiles, dúctil-frágiles y frágiles, relacionables con cinco eventos deformativos principales (D0-D3), de las que las tres primeras afectan exclusivamente al basamento del macizo de Río San Juan, cuya compleja evolución

ha provocado una deformación perceptible a todas las escalas. A escala cartográfica, se observa el desarrollo de una tectónica de desgarres y plegamiento que también afecta a la sucesión paleógena, a diferencia de la serie neógena, cuya principal deformación consiste en un ligero basculamiento, acompañado de una densa fracturación.

#### 4.2.1.1. Deformación D0

Sólo está preservada en ciertos sectores de las peridotitas serpentinizadas del macizo de Gaspar Hernández, consistiendo en un bandeo modal de escala centimétrica y milimétrica en las harzburgitas, y en texturas porfiroclásticas y de recristalización dinámica en cristales de enstatita; la orientación de los planos es muy diversa. En conjunto, constituyen una fábrica de flujo mantélica, probablemente relacionada con la deformación en la zona de dorsal meso-oceánica proto-Caribeña. Se atribuye al Cretácico Inferior en base a la edad de  $136,4 \pm 0,32$  Ma proporcionada por un sill de ferro-gabro de afinidad geoquímica N-MORB intruido en las peridotitas. Durante esta etapa tuvo lugar una anfibolitización y reemplazamientos pseudomórficos hidrotermales, que indican que el metamorfismo contemporáneo M0 tuvo lugar en condiciones de las facies de los esquistos verdes y las anfibolitas de baja presión.

#### 4.2.1.2. Deformación D1

Está relacionada con la estructuración y el funcionamiento de la zona de cizalla dúctil sin-metamórfica y de escala kilométrica que constituye la Mélange de Jagua Clara, en la que las principales mesoestructuras de esta fase se relacionan con una fábrica plano-linear porfiroblástica, desarrollada en condiciones eclogíticas y preservada en el núcleo de los bloques de eclogitas inmersos en la matriz serpentinitica. De forma poco frecuente, se han observado pliegues isoclinales del bandeo granate-onfacita de geometría intrafoliar y un *boudinage* asimétrico de la foliación. En las eclogitas existe una fábrica  $S_1$  preservada también como una  $S_i$  recta, sigmoidal o helicítica en el interior de porfiroblastos de granate.

El metamorfismo asociado, M1, fue temporalmente de sin- a tardi-D1, y desarrolló asociaciones minerales propias de las facies de las eclogitas con y sin fengita, glaucofana, anfíbol cálcico y epidota; con M1 se relaciona también la formación de antigorita en las peridotitas hidratadas. En algunas metabasitas existen evidencias microtexturales que indican que durante D1 tuvo lugar una evolución progradada desde condiciones de facies de los esquistos azules con lawsonita, glaucofana y jadeíta, a la

de las eclogitas. La edad de las condiciones eclogíticas D1 ha sido establecida en  $103,6 \pm 2,7$  Ma (Krebs *et al.*, 2008).

La deformación D1 está relacionada con la presurización y el calentamiento progrado hasta condiciones metamórficas de alta presión experimentado por las rocas introducidas en el canal de subducción. La diversidad litológica observada en la Mélange de Jagua Clara indica que estas rocas fueron tanto sedimentos oceánicos, corteza oceánica y manto abisal de la placa subducida, como fragmentos de corteza y manto suprasubducción de la placa superior.

#### 4.2.1.3. Deformación D2

Se relaciona con la evolución estructural y metamórfica ligada con la exhumación de las rocas introducidas en la megacizalla dúctil que constituye la Mélange de Jagua Clara. En esta megacizalla, las principales mesoestructuras son: una fábrica plano-linear principal, Sp-Lp, muy penetrativa y generalmente consistente en un bandeo composicional o tectónico de carácter milonítico/blastomilonítico; pliegues Dp isoclinales, de flancos frecuentemente cizallados o rotos, de geometría similar; estructuras porfiroclásticas a todas las escalas; y un *boudinage* asimétrico de la foliación. La Sp-Lp es a menudo una fábrica compuesta S-C milonítica de tipo II (Lister y Snoke, 1984) desarrollada en condiciones de metamorfismo retrógrado. Todas estas estructuras indican que la deformación D2 fue pervasiva, no-coaxial y heterogénea, y como establecen los sentidos de cizalla en indicadores cinemáticos, consistió en un cizallamiento dúctil sin-metamórfico dirigido con orientación NNE a ENE.

A escala del Complejo de Río San Juan, la foliación Sp presenta una dirección general ESE-ONO en las Serpentinatas de Gaspar Hernández y la Mélange de Jagua Clara, así como una gran dispersión en los Esquistos de Puerca Gorda, con ángulos de buzamiento medios ( $30-60^\circ$ ) al SO. La lineación de estiramiento mineral Lp, generalmente definida por nematoblastos de glaucofana visibles en los planos Sp, S o C, presenta una mayor dispersión, observándose dos máximos de concentración en las direcciones SE y SSO a SO, con ángulos de inmersión generalmente bajos ( $<30^\circ$ ).

El metamorfismo asociado, M2, fue temporalmente de sin- a tardi-D2, y desarrolló asociaciones minerales propias de las facies de los esquistos azules y de los esquistos verdes, en condiciones metamórficas retrógradas. La descompresión y el enfriamiento durante D2 debieron ser algo heterócronos según el nivel estructural de la zona de



cizalla, ya que las eclogitas y los esquistos azules han proporcionado edades de  $74,7\pm 0,5$  Ma,  $73,42\pm 0,74$  Ma y  $62,1\pm 1,4$  Ma (Krebs *et al.*, 2008).

La deformación prosiguió en etapas tardi-D2 a menor temperatura, desarrollando bandas de deformación (*shear bands*) y una esquistosidad de crenulación extensional de escala centimétrica a métrica, tanto en las serpentinitas foliadas de la matriz de la mélange como en los esquistos azules y verdes de los bloques. En estas bandas, la Sp rota sigmoidalmente en planos de cizalla, indicando desplazamiento inverso.

La lineación mineral y de estiramiento Lp de los Esquistos de Puerca Gorda presenta una orientación NE-SO, con ángulos de inmersión bajos hacia el NE. En los planos Sp de los niveles estructurales bajos es estable una asociación mineral con glaucofana y epidota reemplazada por actinolita y clorita, indicativa de condiciones metamórficas de la facies de los esquistos verdes retrógradas a la de los esquistos verdes durante M2.

En momentos tardi-Sp se produjo la intrusión de diques y sills de leucotonalitas con mica blanca en la Mélange de Jagua Clara. Durante la deformación progresiva de ésta, las leucotonalitas fueron cizalladas heterogéneamente y desarrollaron una fábrica S<sub>2</sub>-L<sub>2</sub> milonítica de dirección ENE a E-O y buzamiento medio al SO. Las asociaciones minerales recristalizadas en estas fábricas indican condiciones metamórficas M2 propias de las facies de los esquistos azules transicionales a los verdes y de menor temperatura, por lo que registran incrementos de la deformación avanzados dentro de la mélange. Un sill de leucotonalitas con fengita ha proporcionado una edad de  $68,9\pm 0,3$  Ma.

#### 4.2.1.4. Deformación D3

Es la primera fase de deformación que afecta tanto al basamento metamórfico del Complejo de Río San Juan como a la cobertera sedimentaria. Inicialmente, dio lugar al desarrollo de un sistema de pliegues y desgarres sinistros de plano vertical y dirección predominante ESE-ONO a NO-SE, que además del sustrato afectan a las Fms. Imbert y La Toca.

En relación con la fracturación, la falla del Camú, correspondiente a un desgarre sinistro, es sin duda alguna el elemento estructural más destacado de la Hoja, por la que discurre con una dirección E-O que se manifiesta superficialmente por la orientación del valle del río Yásica y la del límite entre la Cordillera Septentrional y la

Llanura Costera del Atlántico, al este de Los Brazos; no obstante, existen dudas sobre su trazado en el sector oriental, pues podría seguir definiendo el límite entre ambos dominios, al menos hasta Río San Juan, o bien adquirir bruscamente una dirección NO-SE, coincidente con el valle del río Veragua. Regionalmente, el bloque situado al norte de ella, representado mínimamente en el sector noroccidental de la Hoja, se caracteriza por una compleja estructuración en la que destaca la presencia del complejo ígneo-metamórfico de Puerto Plata, de la que nada puede decirse aquí al quedar oculta por materiales neógenos y cuaternarios, mucho menos deformados.

Otras fallas destacables son los desgarres que con dirección ESE-ONO delimitan las distintas unidades ígneo-metamórficas del macizo de Río San Juan, de entre las que cabe resaltar la que limita por el sur el macizo serpentinitico de Gaspar Hernández, poniendo en contacto sus materiales con la sucesión turbidítica de la Fm La Toca, cuyos pliegues muestran una orientación ligeramente oblicua a la falla.

En cuanto al plegamiento, pese a su desarrollo en los materiales ígneo-metamórficos del macizo de Río San Juan, su principal manifestación se asocia con los afloramientos de la Fm La Toca. El propio contacto entre ambos grupos de materiales aporta información sobre el plegamiento de mayor escala, de forma que los salientes del basamento, coincidentes con elevaciones topográficas, corresponden a antifformes, y los entrantes, coincidentes con relieves más deprimidos, corresponden a sinformes. Este hecho es mucho más evidente en la representación cartográfica de la Hoja de Río San Juan (6174-IV), plasmándose en la presente por los antifformes que representan el macizo de Gaspar Hernández y los afloramientos ígneo-metamórficos localizados al sureste de La Piragua, entre los que se extiende un amplio sinforme.

En detalle, este sinforme está constituido por una sucesión de pliegues de dirección ESE-ONO a NO-SE, reconstruidos a partir de los buzamientos observados a lo largo de la carretera Gaspar Hernández-Tenares y de algunas pistas próximas a ella, ya que la naturaleza de los afloramientos no permite su reconocimiento a mayor escala. El pliegue más septentrional es el anticlinal de la Sigua, cuyo flanco norte, con buzamientos altos (60-70°), está truncado por el macizo de Gaspar Hernández; por el contrario, el flanco sur es muy largo y posee buzamientos predominantes bajos-medios (20-45°), enlazando con el sinclinal de San Ramón, que constituye el eje del sinclinorio. Su flanco suroccidental es corto y de buzamientos bajos (20-30°), enlazando con el anticlinal del cementerio, de buzamientos bajos-medios (20-45°), sobre cuyo flanco suroccidental se disponen discordantes los Conglomerados de La Piragua y las margas de la Fm Villa Trina.

Este sistema de pliegues y desgarres fue generado por la deformación transpresiva acontecida probablemente hasta el Mioceno Inferior-Medio, pues no parece afectar ni a los Conglomerados de La Piragua ni a materiales más recientes, pero sí a las Fms. Imbert y La Toca. Durante el Plioceno-Cuaternario persiste el funcionamiento de los principales desgarres, que se pone de manifiesto por la elevación sobre el nivel del mar de los materiales marinos correspondientes a las Fms. Villa Trina y Los Haitises, creándose además una densa red de fracturación.

A pesar de que la falla Septentrional discurre algunos kilómetros al sur de la zona, es evidente su reflejo en la estructura de la Hoja, pues la elevación de los materiales marinos plio-cuaternarios de su bloque septentrional hasta alturas superiores a 900 m (Hoja de Salcedo, 6174-III) ha provocado su basculamiento hacia el NNE. Este suave basculamiento es perceptible sobre el terreno debido a la superficie que determina el techo de la Fm Los Haitises, pero es mucho más evidente al observar el descenso altimétrico del contacto cartográfico entre dicha unidad y la Fm Villa Trina.

La falla del Camú ha tenido un comportamiento semejante, aunque menos acusado, con una importante componente vertical cuyo principal resultado morfoestructural es la elevación del bloque septentrional, correspondiente al macizo de El Choco, basculado hacia el norte (Hoja de Sabaneta de Yásica, 6175-III). La cuantía del salto vertical es superior a 150 m, lo que hace que el techo de la Fm Los Haitises pase desde unos 150 m en el bloque meridional, hasta algo más de 300 m en el septentrional.

La red de fracturación más reciente corresponde a un denso entramado de fallas de componente vertical, más evidentes cuando afectan a los niveles rígidos de la Fm Los Haitises. Sus trazas pueden sobrepasar 4 km de longitud y sus orientaciones son muy variables, predominando las direcciones NO-SE y NNO-SSE.

## 5. GEOMORFOLOGÍA

### 5.1. Análisis geomorfológico

En el presente capítulo se trata el relieve desde un punto de vista puramente estático, entendiendo por tal la explicación de la disposición actual de las distintas formas, pero buscando al mismo tiempo el origen de las mismas (morfogénesis). Se procede a continuación a la descripción de las distintas formas diferenciadas en la Hoja, atendiendo a su geometría, tamaño y génesis; el depósito que acompaña a algunas de estas formas (formaciones superficiales), se describe en el apartado correspondiente del capítulo de estratigrafía (2.2.3).

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

#### 5.1.1. Estudio morfoestructural

El relieve de la zona está condicionado en gran medida por la naturaleza y la disposición de los materiales que la conforman. Así, los materiales ígneo-metamórficos del macizo de Río San Juan y su cobertera paleógena se alinean a favor de estructuras de dirección ESE-ONO, configurando sucesiones de elevaciones y valles con idéntica orientación. Por su parte, el techo de los materiales sedimentarios plio-pleistocenos de la Cordillera Septentrional conforma una superficie estructural incidida por una eficiente erosión fluvial (Fig. 5.1) y trastocada localmente por una fracturación cuyo principal efecto es la creación y desnivelación de bloques. Por lo que respecta a la Llanura Costera del Atlántico, su extenso y variado conjunto sedimentario oculta totalmente las estructuras del sustrato; en cualquier caso, su límite con la cordillera tiene un marcado carácter estructural ligado a la falla del Camú.

##### 5.1.1.1. Formas estructurales

Se distribuyen por toda la zona, constituyendo el principal condicionante de su morfoestructura, retocada por otros procesos morfogenéticos. Tan sólo están ausentes

en la Llanura Costera del Atlántico, si bien tal como se ha señalado establecen su límite con la cordillera.

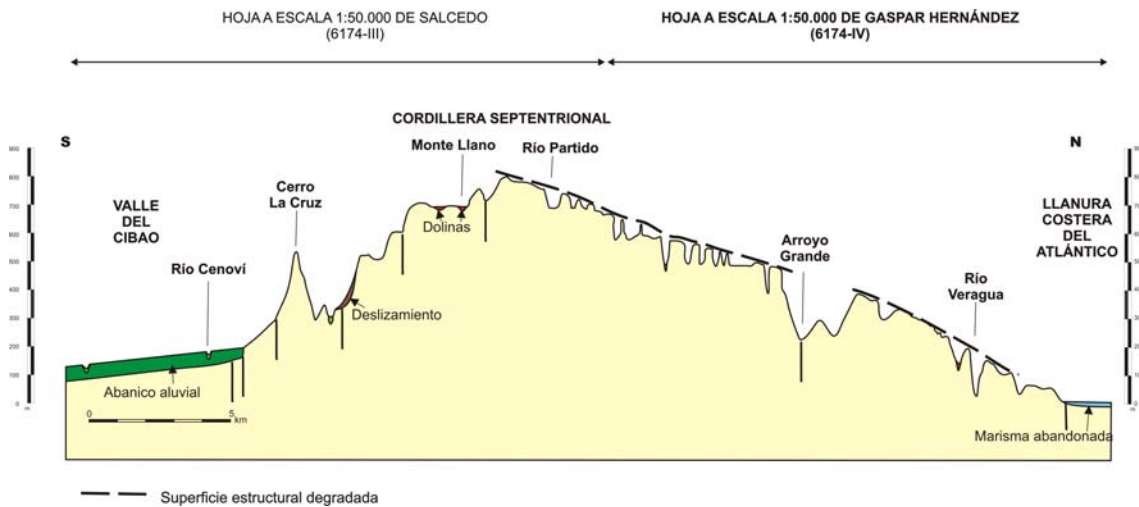


Fig. 5.1. Perfil esquemático de la Cordillera Septentrional en la transversal de la Hoja de Gaspar Hernández (6174-IV). Exageración vertical aproximada 5:1

Las más destacadas son las *fallas con expresión morfológica*, que se manifiestan a través de la delimitación de las grandes unidades orográficas, así como en la distribución de algunos relieves menores y en la orientación de numerosos elementos de la red de drenaje (Fig. 5.2). En ocasiones se encuentran bajo depósitos cuaternarios sin afectarlos y en otros, ciertos rasgos morfológicos parecen estar condicionados por ellas, sin que se tenga la total certeza de su existencia, habiéndose representado en ambos casos como *fallas supuestas*.

La falla más destacada de la Hoja, con evidente expresión morfológica, es la del Camú, desgarre sinistro que discurre con dirección E-O a través del valle del río Yásica, delimitando al este del valle un segmento del frente de la Cordillera Septentrional. Debido a su componente vertical, algunos segmentos de sus trazas poseen un marcado *escarpe de falla, degradado* con frecuencia. Otra destacada falla se pone de manifiesto en el modelo digital del terreno en el valle del río Veragua, aunque pese a su dirección NNO-SSE podría constituir la prolongación de la falla del Camú. Son muy numerosas las fallas de menor entidad que condicionan la orientación de diversos tramos de la red de drenaje, predominando las de orientación ESE-OSO.

Pese a estar situada algunos kilómetros al sur, la componente vertical de la falla Septentrional hace que en los sectores occidental y central de la Hoja, la cordillera aparezca como un bloque con *basculamiento* hacia el NNE (Fig. 5.1). La Fm Los

Haitises es el mejor marcador de esta morfoestructura, confirmada en los lugares donde muestra su *rumbo* y suave *buzamiento*.

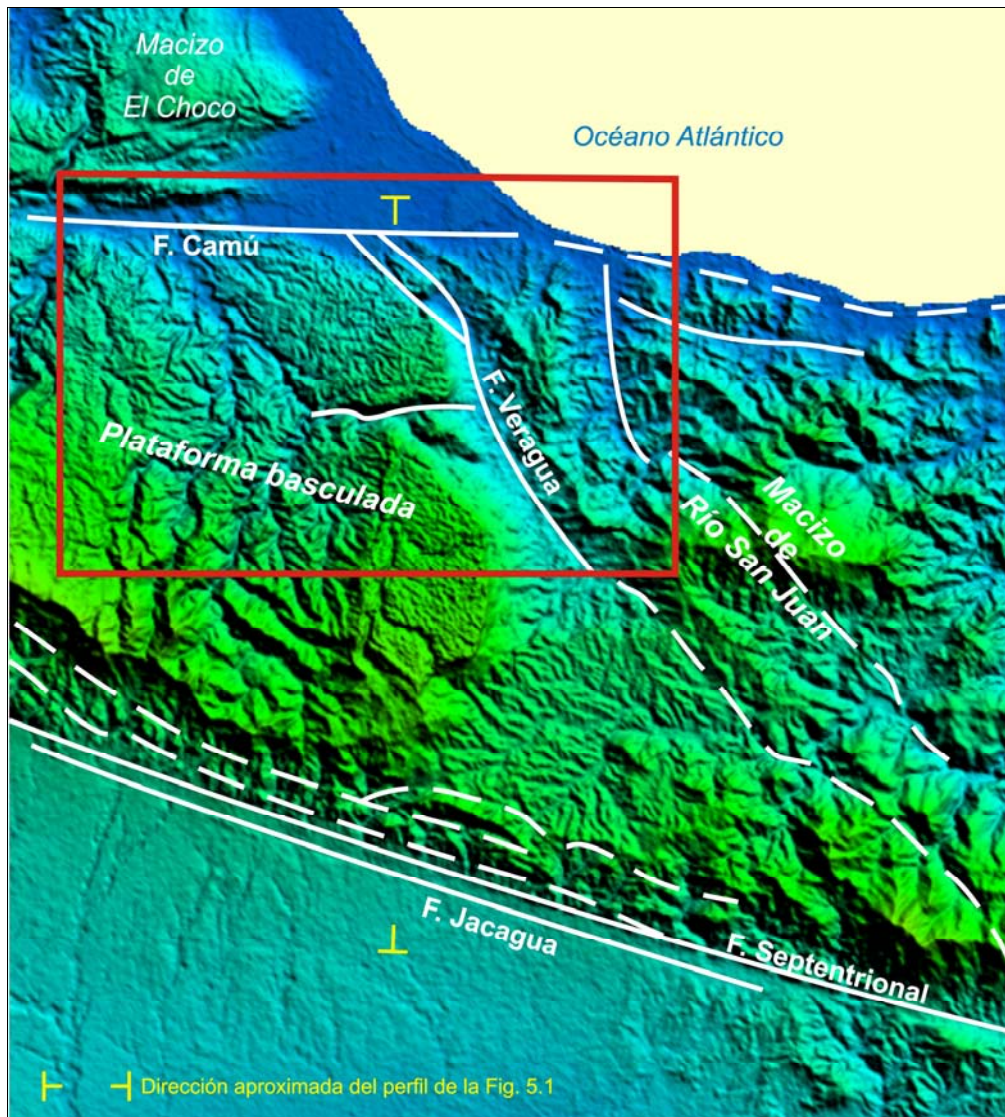


Fig.5.2. Principales elementos estructurales de la Hoja de Gaspar Hernández

Entre las morfologías condicionadas por la distinta resistencia ofrecida por los materiales aflorantes a la erosión, o formas litoestructurales, destacan los *escarpes estructurales en capas monoclinales*, que en su mayor parte reflejan el contraste entre las margas de la Fm Villa Trina, fácilmente erosionables, y los resistentes niveles de calizas intercalados en ella o constituyentes de la Fm Los Haitises; en el caso de ésta, los escarpes calcáreos pueden alcanzar 100 m de desnivel. Por su extensión, cabe destacar la *superficie estructural degradada* coincidente con el techo de la Fm Los Haitises, que constituye el mejor marcador de la estructura superficial de los sectores central y occidental.

En el sector oriental se observan *líneas de capa con indicación de buzamiento* de más de 5 km de longitud, relacionadas con los niveles más resistentes de la Fm La Toca y los Conglomerados de La Piragua, generalmente acompañados por escarpes.

### 5.1.2. Estudio del modelado

La acción de los agentes externos sobre dominios tan contrastados como la Cordillera Septentrional y la Llanura Costera del Atlántico, tiene como resultado una expresión morfológica sensiblemente diferente. Así, el modelado de la cordillera es el producto de una larga evolución presidida por los procesos sedimentarios y tectónicos acaecidos a lo largo de todo el Cenozoico, sobre cuyos relieves positivos derivados han actuado a lo largo del Cuaternario, con mayor o menor efectividad, diversos agentes morfogenéticos encaminados a su destrucción o modelado, destacando los de carácter fluvial, gravitacional y por meteorización química. Por lo que respecta a la llanura, son los procesos fluviales y marino-litorales los condicionantes fundamentales de su aspecto actual. Además de los anteriores, también han participado en mayor o menor medida en la construcción del relieve actual los procesos poligénicos y lacustre-endorreicos.

#### 5.1.2.1. Formas gravitacionales

Se trata de morfologías repartidas por la cordillera. Pese a su relevancia en determinadas áreas, son menos abundantes de lo que cabría esperar en función de las elevadas pendientes existentes, debido a su rápido enmascaramiento por la vegetación y a que la propia dinámica de retroceso de las vertientes provoca su permanente evolución.

Entre ellas se han reconocido *coluviones*, cuyo desarrollo no les confiere especial relevancia, a diferencia de lo que ocurre con los *deslizamientos*, ampliamente desarrollados en relación con los afloramientos de la Fm Villa Trina, cuya plasticidad, unida a la elevada pluviometría de la región y a los importantes desniveles existentes, provocan la inestabilidad de grandes masas, en algunos casos de superficie superior a 1 km<sup>2</sup>; su envergadura también queda reflejada por la longitud de sus cicatrices, que llega a sobrepasar 1 km de longitud. Su desarrollo es especialmente evidente al suroeste de Blanco Arriba, no sólo por su extensión, sino por la inestabilidad que producen en la carretera Tenares-Gaspar Hernández, cuyo firme es distorsionado tras los periodos de lluvias importantes.

En relación con los desniveles más verticalizados se producen *caídas de bloques*, cuyas principales manifestaciones se asocian con los escarpes de la Fm Los Haitises.

#### 5.1.2.2. Formas fluviales y de esorrentía superficial

Son las que poseen una mayor distribución superficial, adquiriendo su máximo desarrollo en relación con el río Yásica y, en menor medida, con sus afluentes Jamao y Veragua.

Los *fondos de valle* son el principal testimonio de la actividad sedimentaria de la red fluvial actual. Se trata de formas estrechas coincidentes con el canal de estiaje, destacando entre ellos por su longitud los de los ríos señalados. Éstos poseen una *llanura de inundación* acorde con su envergadura, adquiriendo su máximo desarrollo en la salida del río Yásica a la Llanura Costera del Atlántico, donde la llanura aluvial sobrepasa 3 km de anchura. Durante las épocas de crecidas importantes, su aspecto varía drásticamente, quedando toda la llanura anegada y determinando la geometría del cauce, considerando como tal el conjunto de la llanura de inundación y el fondo de valle o canal; por el contrario, en las épocas de estiaje se observan barras de gravas de dimensiones decamétricas. Dentro de la llanura inundación de los ríos Yásica y Veragua se observan numerosos *cauces* y *meandros abandonados*, que denotan una continua deriva aleatoria del cauce; este tipo de formas también aparecen en la desembocadura del río Joba Arriba.

Los ríos principales también poseen *terrazas*, en general con *escarpes* marcados, que en su mayoría se han considerado informalmente bajas, al disponerse a cotas inferiores a +15 m sobre el cauce actual; por su abundancia a lo largo de sus valles, destacan los niveles asociados a los ríos Veragua, Jamao y Yásica. Tan sólo junto a la confluencia de los dos últimos se han hallado terrazas colgadas a cotas de +20-60 m, consideradas informalmente como terrazas medias.

Las formas erosivas también son variadas, habiéndose reconocido *incisión lineal*, densamente desarrollada en la cordillera por sus múltiples ríos y arroyos, excepto en los afloramientos de la Fm Los Haitises; entre sus distintos elementos se han configurado *aristas en interfluvios*. Por otra parte, la intensa erosión sobre las argilizaciones del macizo de Río San Juan ha propiciado la elaboración de áreas acaravadas sin representación cartográfica, a diferencia de lo observado sobre sustratos más resistentes a la erosión, donde la incisión ha esculpido *escarpes*, así como *gargantas* y *desfiladeros*, bastante extensos en los ríos Jamao y Yautía.



Los desniveles asociados a cambios litológicos o a fallas dan lugar a *cambios bruscos de pendiente*, que provocan saltos de agua. A diferencia de zonas próximas, la erosión remontante, favorecida en algunas zonas de fractura, no ha dado lugar a capturas evidentes.

La litología y la estructura son los principales condicionantes de la geometría de la red de drenaje, por lo que ésta sigue un patrón dendrítico con pautas diferentes en los diversos dominios de la zona. Por una parte, en el sector occidental, la red muestra un marcado carácter consecuente, discurriendo a favor de la máxima pendiente regional, suave en cualquier caso, excepción hecha del río Yásica, que circula de oeste a este por adaptación a la falla del Camú. Por el contrario, en el sector oriental la densa red de fracturación posee una dirección dominante ESE-ONO, adaptándose a ella los numerosos elementos de la red secundaria, que en última instancia adquieren una orientación más norteada por adaptación a los valles de los ríos Veragua y Joba Arriba.

Como principales factores condicionantes de la futura evolución de la red, deben tenerse en cuenta: la influencia de la actividad de la falla Septentrional, elevando la cordillera y con ello incrementando el régimen energético de la red; las modificaciones eustáticas del nivel de base; el retroceso de las vertientes; la erosión remontante y las eventuales capturas derivadas de ella; las modificaciones del cauce activo en las llanuras aluviales de la llanura costera; y la progresión de la disolución kárstica en los afloramientos calcáreos, teniendo en cuenta que una vez alcanzado el sustrato margoso tienden a desarrollarse nuevos elementos de la red de drenaje.

### 5.1.2.3. Formas lacustres y endorreicas

Las más extensas corresponden a *áreas pantanosas* o ciénagas desarrolladas en la franja litoral, correspondiendo posiblemente a antiguas lagunas costeras en proceso de desecación-colmatación.

Aunque también existen *lagunas* en la llanura costera, su número es mayor en la cordillera, principalmente asociadas a depresiones de origen kárstico. Muestran carácter *permanente* o *estacional*, según los casos, y reducidas dimensiones, no llegando en ningún caso a 400 m de diámetro.

#### 5.1.2.4. Formas marinas-litorales

Sus manifestaciones se distribuyen a lo largo de la Llanura Costera del Atlántico, siendo elemento más determinante de su fisonomía el *cordón litoral* que se extiende a lo largo de la práctica totalidad de la costa, presentando su típico aspecto de sucesiones de dunas, enmascaradas por la densidad de palmeras existente, con una anchura decamétrica a hectométrica. En su frente se han desarrollado *playas*, en tanto que hacia el interior se reconoce un *cordón litoral degradado*, de anchura ligeramente superior, cuyas *líneas de crecimiento* se reconocen en la fotografía aérea. El evidente carácter de costa baja de la zona se rompe únicamente al noreste de Gaspar Hernández, donde adquiere carácter *acantilado*, con desniveles de 3-7 m.

Otro de los elementos característicos del litoral es la *marisma baja* situada al este de Veragua; se trata de una zona afectada por las mareas diarias, coincidente con el *manglar*. La tendencia ascendente de la región provoca que las marismas sigan una evolución que culmina con su total aislamiento de la acción marina, considerándose entonces marismas o *llanuras intermareales abandonadas*, constituyendo la mayor parte de la Llanura Costra del Atlántico una marisma abandonada, ligeramente retocada por procesos posteriores.

Pese a la envergadura que alcanzan las *construcciones biogénicas* de la Fm La Isabela en zonas próximas, como el Promontorio de Cabrera, su presencia en la zona es testimonial, habiéndose reconocido exclusivamente al noreste de Gaspar Hernández, donde están fosilizadas por depósitos de marismas abandonadas.

#### 5.1.2.5. Formas originadas por meteorización química

Poseen una gran representación en los afloramientos calcáreos del Mb La Piedra (de la Fm Villa Trina) y de la Fm Los Haitises, configurando en ésta varias *áreas con intensa karstificación*, destacando por su extensión las de la loma Los Peñones y Jagua Macho. Aparecen como densos *campos de dolinas*, observándose también *áreas con relieves residuales kársticos*, a modo de sucesión de mogotes o *hums* (haitises).

En cualquier caso, las formas más extendidas son las *dolinas*, individualizadas cuando sus dimensiones lo han permitido, predominado las formas elípticas; su confluencia ha dado lugar a la formación de *uvalas*. A una escala inferior, también se observa por la

totalidad de los afloramientos calcáreos el desarrollo de un *campo de lapiares* desnudo. La dinámica del río Partido y su afluente, el arroyo de Jagua Macho, ha dado lugar al desarrollo de un extenso *cañón*, cuyas paredes sobrepasan 100 m de desnivel. El espectro de formas por meteorización química de rocas carbonatadas se completa por la presencia de formas endokársticas, entre ellas cuevas, cuyas dimensiones no han aconsejado su individualización cartográfica.

En el caso de las rocas silíceas del sector suroriental, el producto más extendido son las *argilizaciones*, puestas de manifiesto por arcillas rojas. Constituyen el producto típico de la meteorización química de rocas ígneas y metamórficas, favorecida por un ambiente tropical. Mucho menos frecuentes, pero también presentes en el ámbito del macizo de Río San Juan son las puntuales manifestaciones de relieves en bolos, en cuya génesis influye el diaclasamiento de la roca, así como su composición y textura.

#### 5.1.2.6. Formas poligénicas

Pese a la evidente actividad poligénica desarrollada en el ámbito de la Cordillera Septentrional, en la mayor parte de los casos no genera formas definidas susceptibles de ser representadas. Las más destacadas son los *escarpes* generados en algunos valles del sector meridional, en cuya génesis parecen haber participado al menos procesos fluviales y gravitacionales.

## 5.2. Evolución e historia geomorfológica

Aunque la morfología de la región es el resultado de los procesos acaecidos a lo largo de la historia de la Cordillera Septentrional, el diseño de su fisonomía actual empieza a perfilarse durante el Mioceno Medio, cuando el macizo de Río San Juan se habría alzado como un relieve positivo. Una importante transgresión acontecida en el Mioceno Superior, provocó la instalación en torno al macizo de una cuenca marina relativamente profunda en la que se depositó la Fm Villa Trina, cuenca que evolucionó en el Plioceno a la extensa plataforma carbonatada en la que se depositó la Fm Los Haitises, observándose durante todo este lapso de tiempo una profundización de la cuenca hacia el norte.

Esta somerización registrada en el Plioceno se enmarca en la tendencia ascendente que perdura en la actualidad y por la que los depósitos de la cuenca marina neógena constituyen extensas áreas de la cordillera, en algunos casos elevados a altitudes

superiores a 1.000 m. En concreto, su ascenso en la zona se ha articulado principalmente en función de los movimientos de la falla Septentrional, cuya componente vertical ha provocado la elevación preferente del borde meridional de la cordillera, dando lugar a una vertiente meridional corta y de elevada pendiente, frente a una vertiente septentrional extensa y de baja pendiente. Por su relación con la falla, la emersión de la plataforma pliocena habría dado comienzo desde el sur.

Algo parecido se produjo en relación con la dinámica de la falla del Camú, en este caso con elevación del macizo de El Choco al norte, si bien con un ascenso sensiblemente inferior al producido por la falla Septentrional.

Simultáneamente a estos procesos, las áreas ya emergidas del macizo de Río San Juan habrían comenzado a sufrir los efectos de una intensa meteorización química, que a su vez favorecería el desarrollo de una enérgica erosión por parte de la red de drenaje.

Sea como fuere, en el Pleistoceno Medio-Superior ya se habría producido la emersión del ámbito de la cordillera, con el consiguiente retroceso de la línea de costa, coincidente entonces con el límite interno de la actual llanura costera. En el ámbito de la cordillera, la red de drenaje ya habría esbozado su geometría actual, basada en cursos encajados según una tendencia consecuente general, en el sector occidental, y adaptada a la estructura, en el oriental. Con la emersión de la plataforma carbonatada pliocena, la meteorización química ha tenido un notable desarrollo, especialmente en relación con los afloramientos de la Fm Los Haitises.

Durante el Holoceno, la principal actividad fluvial ha consistido en el encajamiento de la red y en su ampliación a través de la llanura costera, a medida que iba emergiendo, hecho que tiene su principal manifestación en el caso del río Yásica.

La evolución más reciente en la franja litoral ha estado caracterizada por el desarrollo de cordones litorales y marismas, abandonadas a medida que ha proseguido la elevación de la región. Los cordones protegerían lagunas costeras que evolucionaron a áreas pantanosas dentro de una tendencia general de colmatación-deseccación. Por otra parte, algunas de las numerosísimas depresiones kársticas generadas por toda la región han propiciado la formación de lagunas.

Como principales factores condicionantes de la futura evolución de la región, deben tenerse en cuenta: la tendencia ascendente de la misma, el retroceso de la línea de costa y el descenso del nivel de base, circunstancias que incrementarán el poder erosivo de los elementos de la red fluvial, con la consiguiente erosión remontante y las posibles capturas derivadas de ella; asimismo, deben considerarse la actividad gravitacional en las vertientes, la tendencia a la colmatación de las lagunas y áreas pantanosas, y los retoques producidos por los fenómenos kársticos.

### **5.3. Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico**

Se denomina procesos activos a aquellos fenómenos de origen endógeno o exógeno, potencialmente funcionales sobre la superficie terrestre y cuyo principal interés es que bajo determinadas circunstancias son susceptibles de constituir riesgo geológico. Su cartografía supone, por tanto, un inventario de procesos geológicos funcionales, siendo preciso recordar el carácter generalmente imprevisible de buena parte de los fenómenos naturales, tanto en zonas muy activas como en zonas de baja actividad geodinámica.

Los datos reflejados en la cartografía son el resultado de un reconocimiento general realizado mediante la interpretación de fotografías aéreas y la realización de recorridos de campo, por lo cual se trata de una estimación preliminar y orientativa de los principales procesos geodinámicos activos del territorio. Consiguientemente, la información aportada tanto en el mapa como en la presente memoria no exime de la necesidad legal de realizar los estudios pertinentes en cada futuro proyecto ni debe ser utilizada directamente para la valoración económica de terrenos o propiedades de cualquier clase.

Igualmente, ha de tenerse presente que a la escala de trabajo carecen de representación algunos fenómenos claramente perceptibles sobre el terreno. Sirva de ejemplo la nutrida red de arroyos y cañadas, afectadas por procesos erosivos y, al menos temporalmente, de inundación; con frecuencia, los primeros son representables mediante el correspondiente símbolo de incisión lineal, pero la escala no permite una representación areal de los segundos.

Dentro de la Hoja de Gaspar Hernández existe una gran variedad en cuanto a la naturaleza de los procesos activos, habiéndose reconocido diversos tipos de actividad: sísmica, tectónica, asociada a movimientos de laderas, por procesos de erosión, de inundación y de sedimentación, y asociada a litologías especiales.

### 5.3.1. Actividad sísmica

La sismicidad es uno de los procesos activos más relevantes de La Española, como consecuencia de su situación en un contexto geodinámico de límite entre dos placas: Norteamericana y del Caribe. Actualmente existe consenso en el reconocimiento de las principales estructuras tectónicas de la isla y su relación con el desplazamiento relativo entre las placas litosféricas citadas. No obstante, aunque los rasgos generales son conocidos, el estudio de detalle de la actividad sísmica en la República Dominicana tropieza con una cierta escasez de datos. Los registros históricos e instrumentales son parcos y no pueden considerarse definitivos.

El registro histórico se inicia con la llegada de los españoles en el siglo XV, lo que limita su ámbito a los últimos 500 años, a diferencia de otras zonas del planeta donde el registro histórico abarca un milenio (Europa, Oriente Medio) o excepcionalmente varios milenios (China). Por lo que respecta al registro instrumental, también tiene graves inconvenientes, pues la Red Sísmica de la República Dominicana fue establecida durante los trabajos del Programa SYSMIN (Prointec, 1999) y su registro es, por tanto, manifiestamente incompleto.

Por ello, los catálogos existentes más antiguos provienen, en su mayor parte, de agencias situadas fuera del territorio dominicano, por lo que sólo se han detectado los eventos con magnitudes lo suficientemente grandes como para ser registradas por redes alejadas. La red sísmica de Puerto Rico ofrece una buena cobertura del territorio dominicano en cuanto a superficie, pero no así en cuanto a tiempo, ya que su registro se restringe al periodo posterior a 1985.

Para la elaboración del presente trabajo se ha accedido a las bases de datos de la Red Sísmica Nacional Dominicana (RSND), el Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH), la Red Sísmica de Puerto Rico (PRSN) y el Middle American Seismograph Consortium (MIDAS), además de las incluidas en el citado Programa SYSMIN. El periodo cubierto ha sido 1505-2010.

La Hoja de Gaspar Hernández pone de manifiesto la necesidad de abordar los estudios sísmicos en relación con áreas de un orden de magnitud superior, ya que en e la distribución de epicentros aparece como una nube de puntos que no sigue un patrón evidente. Sin embargo, en una representación de escala regional se observa la pertenencia de dichos epicentros a un dominio con importante actividad sísmica

delimitado por la falla Septentrional, al sur, y el límite entre las placas Norteamericana y del Caribe, al norte (Fig. 5.3).

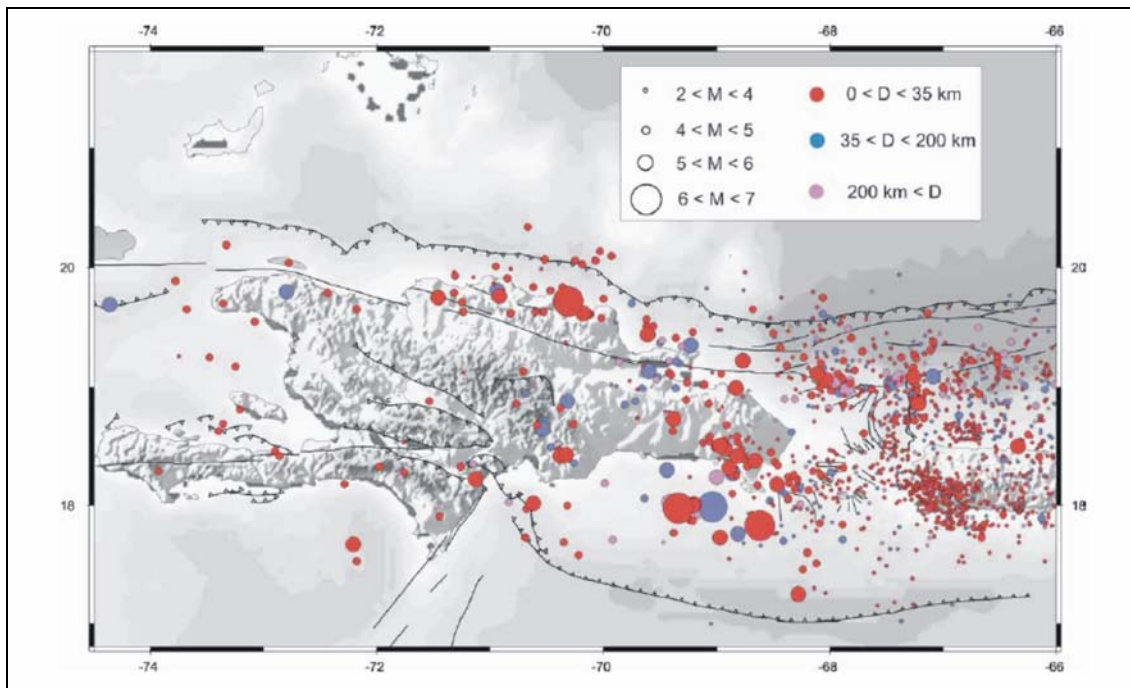


Fig. 5.3. Sismicidad instrumental de La Española (1972-2002). Catálogo NEIC-USGS (Calais, 2008)

En cualquier caso, los seísmos registrados en la Hoja son intermedios (25-54 km) y profundos (109-111 km), no pareciendo correlacionarse con estructuras reflejadas superficialmente en este mapa en la mayoría de los casos. En cuanto a su magnitud, el mayor evento registrado alcanzó un valor de 6,2 (1945). Cabe destacar que la mitad suroccidental de la Hoja se vio incluida en la zona severamente afectada por el terremoto de 1897, al igual que el extremo suroeste lo fue por el de 1842 (Fig. 5.4). También se vio afectada de forma directa por la sucesión de seísmos desencadenados entre 1946 y 1953 en el sector nororiental de La Española (Fig. 5.5), relacionándose con el proceso de subducción de la placa Norteamericana bajo la Caribeña (Dolan y Wald, 1998).

Conviene reseñar por su proximidad el terremoto de intensidad 6,5 que aconteció el 23 de septiembre de 2003 en la zona de Puerto Plata, que se vio severamente afectada por él, siendo el de mayor intensidad en la región desde la sucesión señalada. La interpretación de los mecanismos focales deducidos para este terremoto sugiere que el movimiento lo produjo, probablemente, una falla inversa de plano subvertical y dirección aproximada E-O; el terremoto se originó a unos 10-15 km de profundidad y su localización más probable, a tenor de la concentración de sus réplicas, es a unos

10 km al sur de Puerto Plata, es decir, muy próxima a la vertical del plano de la falla del Camú (Prentice *et al.*, 2003).

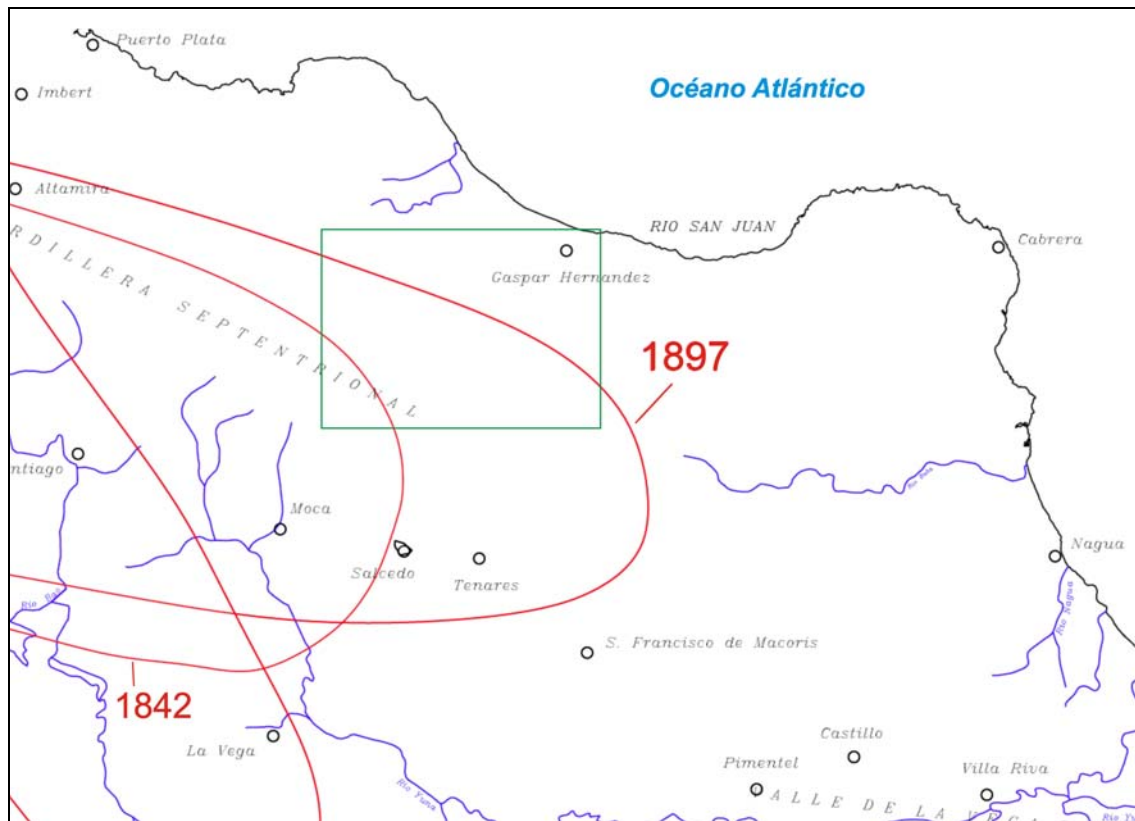


Fig. 5.4. Zona severamente afectada por los principales seísmos históricos de La Española (Prointec, 1999)

#### 5.3.1.1. Tsunamis

Los *tsunamis* son olas de grandes dimensiones u olas sísmicas marinas, causadas por un movimiento súbito a gran escala del fondo marino, debido mayoritariamente a terremotos y, en escasas ocasiones, a deslizamientos, erupciones volcánicas o explosiones de origen antrópico.

Los tsunamis difieren de otros peligros sísmicos en el hecho de que pueden causar daños serios a miles de kilómetros de las fallas detonantes. Una vez generados son prácticamente imperceptibles en el mar abierto, donde la altura de su superficie es inferior a un metro. Viajan a velocidades muy grandes, de hasta 900 km/h, y la distancia entre dos crestas de ola consecutivas puede alcanzar 500 km. A medida que las olas se acercan a aguas poco profundas, la velocidad del tsunami disminuye y su energía se transforma en un aumento de la altura de la ola, que a veces supera 25 m; el intervalo de tiempo entre olas sucesivas permanece sin cambios, siendo



generalmente de 20 a 40 minutos. Cuando los tsunamis se aproximan a la línea de costa, el mar suele retraerse a niveles inferiores a los de la marea baja, creciendo luego como una ola gigante.

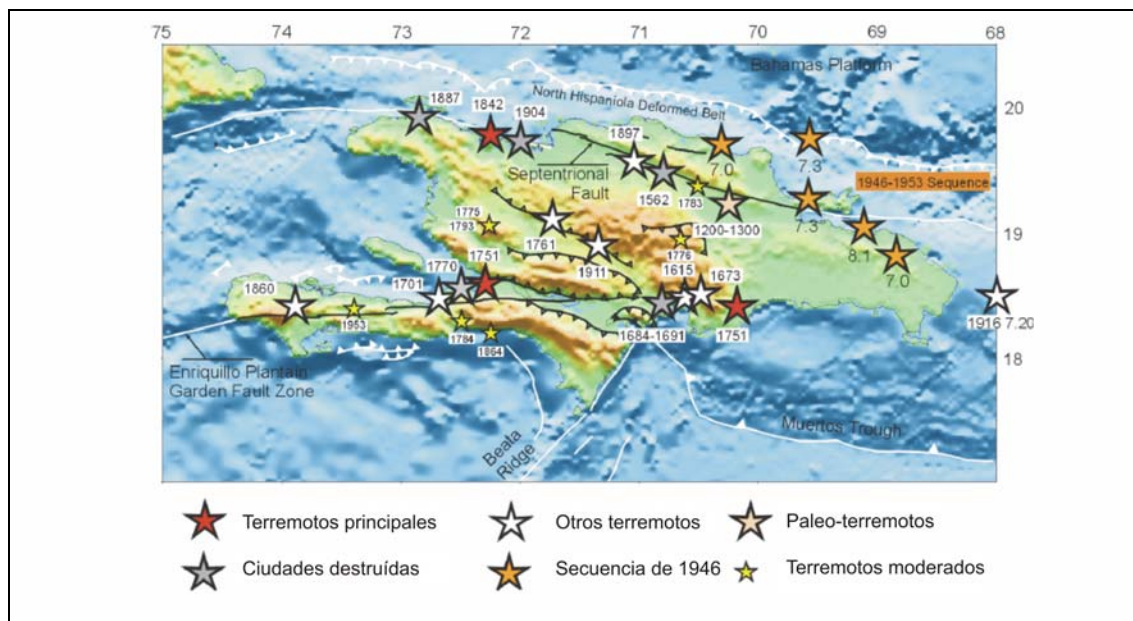


Fig. 5.5. Sismicidad histórica en La Española anterior a 1960 (Calais, 2008)

Los efectos de los tsunamis pueden ser condicionados por la configuración de la línea de costa local y del fondo marino. Ya que no existe una metodología precisa para definir estos efectos, es importante el examen del registro histórico para determinar si una sección particular del litoral ha sido afectada por tsunamis y qué elevación alcanzaron. Debe remarcarse que, debido a la fuerza de la ola, la inundación puede llegar a una elevación mayor que la de la cresta de la ola en la línea de costa.

Las costas haitianas y dominicanas han sido afectadas por tsunamis en diversas ocasiones, por lo que el ámbito del litoral de la Llanura Costera del Atlántico debe considerarse susceptible de sufrir este tipo de fenómenos. En concreto, la mayor parte de dicho dominio en la Hoja constituye un área vulnerable ante estos eventos.

### 5.3.2. Tectónica activa

En una región donde la actividad tectónica reciente es evidente, como denuncian las diversas plataformas de abrasión del macizo de El Choco y del Promontorio de Cabrera, tan sólo se reconoce una pequeña cantidad de rasgos que denuncian este

tipo de actividad. Los más destacados son las *fallas*, con frecuencia con *escarpe*, y en algunos casos *supuestas*. Su principal manifestación es la falla del Camú.

En la zona, el rasgo más destacado en relación con la actividad tectónica reciente es el *basculamiento* regional hacia el NNE de los materiales de las Fms. Villa Trina y Los Haitises, confirmado por sus *rumbos* y suaves *buzamientos*. Esta disposición implica actividad de la falla Septentrional (Hoja a escala 1:50.000 de Salcedo, 6174-III) posterior al Plioceno, actividad que persiste en la actualidad, tal como denuncian la sismicidad y diversos estudios detallados de la falla (Mann *et al.*, 1998).

De acuerdo con la cota máxima de +967 m alcanzada por la Fm Los Haitises inmediatamente al sur de la Hoja (loma El Mogote) y suponiendo que su ascenso se iniciase durante el Plioceno Superior (3,6 Ma), la tasa de elevación sería de 0,27 mm/a; igualmente, tomando el final del Pleistoceno Inferior (781 ka) como el inicio de la elevación (el otro extremo en el impreciso intervalo del depósito de la formación), la tasa se incrementa hasta 1,24 mm/a, cerca de los valores máximos calculados para la Cordillera Septentrional y muy superiores a los de otras áreas de la República Dominicana.

La actividad tectónica también se manifiesta a través de diversos rasgos relacionados con la red de drenaje, como son las *pendientes anómalas por exceso*, las *inflexiones bruscas* de algunos de sus elementos y los *encajamientos anómalos*.

### 5.3.3. Actividad asociada a movimientos de laderas

Se trata de una actividad muy destacada en la Cordillera Septentrional, tanto por la extensión de su ámbito de actuación como por su incidencia sobre la población en algunas zonas. En este sentido, cabe destacar los *deslizamientos*, con sus *cicatrices* características, que adquieren un espectacular desarrollo en la vertiente oriental de los relieves de Jagua Macho y de la loma Los Peñones, áreas donde convergen diversos factores favorables a este tipo de procesos: elevadas pendientes, existencia de un sustrato margoso, elevada pluviometría y actividad sísmica. A diversas escalas, la actividad en esta zona es prácticamente continua, como puede observarse especialmente en la carretera Gaspar Hernández-Tenares. Debido a los riesgos que pueden ir aparejados con este tipo de fenómenos, en la cartografía se han señalado las *áreas susceptibles de sufrir grandes deslizamientos*, entendiéndose por tales los de orden hectométrico a kilométrico.

También denotan actividad gravitacional los *coluviones*, tratándose de formas efímeras debido a la continua dinámica de las vertientes y, en cualquier caso, de menor incidencia en la población. Junto a las anteriores, pero con carácter puntual, es preciso señalar las *caídas de bloques*, de envergadura variable, asociadas a los escarpes estructurales de la Fm Los Haitises.

#### 5.3.4. Actividad asociada a procesos de erosión

El enérgico relieve de la Cordillera Septentrional hace que se hayan diferenciado pequeñas *áreas sometidas a una intensa erosión*. En cualquier caso, la principal manifestación de los procesos erosivos viene dada por la *incisión lineal* ligada a la actividad de la red de drenaje, siendo muy destacada la *erosión lateral del cauce*, especialmente en el caso de los ríos principales, fenómeno que favorece las frecuentes modificaciones de su curso principal. En diversas zonas también se observa el desarrollo de *cárcavas*.

En relación con la dinámica litoral de carácter erosivo, se restringe al *acantilado* esculpido en las Serpentinatas de Gaspar Hernández, al noreste de dicha población.

#### 5.3.5. Actividad asociada a procesos de inundación y sedimentación

Es la actividad que se produce por una mayor variedad de procesos, además de ser la que tiene una mayor incidencia sobre la población. Su origen está relacionado con la actividad fluvial, el desarrollo lacustre-endorreico, la dinámica litoral y, en general, con cualquier tipo de proceso generador de flujos acuosos o aportes sedimentarios susceptibles de acumularse en áreas deprimidas.

Los procesos de inundación y sedimentación actúan de forma prácticamente continua sobre los *fondos de valle* de los ríos y arroyos de la zona, a diferencia de las *llanuras de inundación* y los *cauces y meandros abandonados* en ellas, en los que las inundaciones se producen de forma estacional; por su envergadura es digna de destacar la llanura aluvial del río Yásica.

El régimen pluviométrico de la región hace que las *lagunas y áreas pantanosas* aparezcan como áreas inundadas o encharcadas, si bien pueden hacerlo de forma *permanente o estacional*.

Asociadas con la dinámica litoral actual se encuentran las *marismas*, además de las *playas* y los *cordones litorales*. En relación con procesos de inundación en la franja litoral, no deben olvidarse los potenciales efectos que podría ocasionar la ocurrencia de un tsunami ni los más frecuentes debidos a la llegada de tormentas tropicales y huracanes; en este sentido, en la cartografía se ha representado el límite del *área especialmente sensible a la acción de huracanes* y que ocupa buena parte de la Llanura Costera del Atlántico.

También son susceptibles de aparecer como áreas inundadas tras lluvias intensas las innumerables depresiones de origen kárstico de los afloramientos calcáreos del Mb La Piedra y de la Fm Los Haitises, especialmente en las depresiones revestidas por un importante depósito de arcillas de descalcificación.

#### 5.3.6. Actividad asociada a litologías especiales

También se relacionan con los afloramientos de naturaleza calcárea, destacando las extensas *áreas con depresiones por disolución sin representación cartográfica individualizada* de las regiones de la loma Los Peñones y Jagua Macho, desarrolladas en relación con la Fm Los Haitises. No obstante, también son abundantes las *depresiones por disolución* cuyas dimensiones han posibilitado su representación cartográfica individualizada. Evidenciando la actividad kárstica, aunque con efectos menos perceptibles, hay que señalar el extenso *lapiaz desnudo* desarrollado en los afloramientos de materiales calcáreos.

En función de la intensidad de los procesos de disolución, es preciso tener en cuenta los potenciales procesos de colapso que podrían generarse como consecuencia del desarrollo del endokarst, originando en su caso dolinas superficiales.

## 6. HISTORIA GEOLÓGICA

El registro geológico de la Hoja de Gaspar Hernández permite reconstruir una larga y tortuosa evolución que se remonta a finales del Jurásico o comienzos del Cretácico. Los primeros compases de esta reconstrucción se basan en datos puntuales e inconexos en el tiempo, por lo que su interpretación posee un cierto grado de especulación. Por el contrario, las etapas más recientes son bien conocidas merced a un registro más continuo y de mayor dispersión geográfica.

A nivel geodinámico, la historia geológica de la zona ha estado condicionada por la evolución del límite entre las placas caribeña y norteamericana desde el arco insular primitivo del Caribe, con subducción de la placa Norteamericana bajo la proto-caribeña en el Cretácico, hasta la colisión oblicua y el régimen transpresivo subsiguiente. A nivel regional, la fisonomía actual responde a la evolución del territorio correspondiente actualmente a la Cordillera Septentrional y sus zonas limítrofes.

El primer evento deducible en la zona corresponde a la formación de la litosfera oceánica proto-caribeña, representada por las peridotitas de Gaspar Hernández y parte de los protolitos de la Mélange de Jagua Clara, evento que aconteció durante el Berriasiano-Valanginiano ( $139,1 \pm 1,9$  Ma), aunque probablemente se desarrolló durante buena parte del intervalo Jurásico Superior-Cretácico Inferior.

En el Cretácico Inferior se produjo el inicio de la subducción del océano proto-caribeño bajo el arco isla del Caribe con polaridad hacia el sur, registrándose un magmatismo de arco boninitico y toleítico que dio lugar a los protolitos de los esquistos de Puerca Gorda y El Guineal, así como a parte de los protolitos de la Mélange de Jagua Clara. Se generó el canal de subducción y dio comienzo un metamorfismo progrado de alta presión, incorporándose al canal sedimentos oceánicos, corteza oceánica y manto abisal de la placa que subducía, así como fragmentos de corteza y manto de la placa superior.

El Cretácico Superior registró condiciones del pico bórico del metamorfismo de alta presión en facies de eclogitas y esquistos azules, así como el movimiento de bloques de alta presión en el canal de subducción, representado por la Mélange de Jagua Clara; posteriormente, se desarrolló un metamorfismo retrógrado relacionado con su exhumación continua. Durante el Turoniano ( $90,1 \pm 2$  Ma) se produjo la intrusión de gabros y tonalitas del Batolito del Río Boba relacionados con la subducción y durante

el Maastrichtiano ( $68,9 \pm 0,3$  Ma), la de fundidos derivados de la corteza y los sedimentos del margen continental de Norteamérica subducidos. En los últimos episodios se inició la colisión del arco isla del Caribe con el margen continental de Norteamérica, cesando la actividad magmática relacionada con la subducción.

Con el cambio en el régimen geodinámico debido a la colisión oblicua y el consiguiente paso a una tectónica de desgarres, presidida en la región por las fallas Septentrional y del Camú, a comienzos del Terciario (Paleoceno-Eoceno Inferior) se produjo la exhumación submarina del complejo de subducción, que constituiría el área fuente de los depósitos en masa caóticos correspondientes a la Fm Imbert. La nueva configuración regional, basada en la existencia de una gran cuenca submarina, provocó la llegada de ingentes aportes de tipo turbidítico correspondientes a los niveles superiores de dicha formación y, especialmente, a la Fm La Toca, durante el Eoceno Medio-Mioceno Inferior.

La actividad transpresiva de los desgarres, de orientación ESE-ONO predominante, dio lugar a grandes desplazamientos, yuxtaponiendo territorios que anteriormente habrían estado separados en mayor o menor medida, según los casos. Además del desarrollo de desgarres, en un momento impreciso del Mioceno Inferior-Medio la región fue sometida a un plegamiento de idéntica orientación. La principal manifestación de la deformación en la región fue la elevación del macizo de Río San Juan, que inmediatamente fue sometido a una enérgica erosión cuyo reflejo más destacado fue la sedimentación de los Conglomerados de La Piragua, a modo de orla aluvial del macizo.

Tras este breve periodo sometida a un régimen continental, la región sufrió una importante transgresión, probablemente aún en el Mioceno Medio, de forma que en torno al macizo se registraron nuevamente condiciones marinas relativamente profundas que dieron lugar al depósito de la Fm Villa Trina. A partir del Plioceno, el territorio correspondiente a la Cordillera Septentrional ha seguido una elevación continua, con retroceso de los ambientes marinos y el consiguiente incremento del territorio emergido.

Esta tendencia provocó en el Plioceno Superior la instalación de una plataforma carbonatada en la que tuvo lugar el depósito de la Fm Los Haitises. A partir del Pleistoceno Inferior se ha producido el desarrollo de las plataformas arrecifales correspondientes a la Fm La Isabela, que en zonas próximas sufrieron un escalonamiento a medida que tenía lugar el retroceso marino.

La evolución más reciente de la zona ha estado marcada por los procesos sedimentarios desarrollados en la Llanura Costera del Atlántico, de naturaleza fluvial, marino-litoral y lacustre-endorreica predominante, sin olvidar los procesos erosivos desencadenados sobre la Cordillera Septentrional ni la meteorización química que ha afectado a los materiales ígneo-metamórficos del macizo de Río San Juan y a las rocas carbonatadas de los sectores central y occidental.

## 7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

### 7.1. Hidrogeología

#### 7.1.1. Climatología e hidrología

El territorio ocupado por la Hoja de Gaspar Hernández está afectado por un típico clima tropical, con temperaturas anuales medias que varían entre 22°C (sector SO) y 27°C (sector NE), observándose un efecto suavizador del océano ante los cambios de temperatura en relación con regiones meridionales.

En cuanto a las precipitaciones, sus valores anuales medios son de 1.700-2.100 mm, aumentando a 2.000-2.900 en los años húmedos y disminuyendo a 1.300-1.700 mm en los secos, observándose en todos los casos una tendencia ascendente de suroeste a noreste. En cualquier caso, los valores pluviométricos son objeto de una notable irregularidad debido a la acción de los huracanes y las tormentas tropicales.

En los afloramientos constituidos por las calizas karstificadas de la Fm Los Haitises y del Mb La Piedra, la escorrentía se resuelve de forma subterránea principalmente. En el resto, las elevadas precipitaciones se encauzan a través de la red fluvial, integrada por una densa red de ríos, arroyos y cañadas de carácter permanente, que desaguan en última instancia en el océano Atlántico. Debido a la climatología de la zona, estos cursos fluviales pueden ser afectados por crecidas rápidas y violentas.

#### 7.1.2. Hidrogeología

En el cuadro adjunto (Fig. 7.1.) se resumen las unidades o agrupaciones hidrogeológicas consideradas en la Hoja de Gaspar Hernández. En él se señalan, para cada unidad o agrupación hidrogeológica, la litología predominante, el grado de permeabilidad y, en su caso, las características de los acuíferos que alberga, además de algunas observaciones puntuales.

Las unidades y agrupaciones consideradas se ajustan a las siguientes tipologías:

- *Formaciones porosas y fisuradas, que constituyen acuíferos de permeabilidad muy alta a alta y productividad alta.* Son los conjuntos calcáreos neógenos (Fm



Los Haitises e intercalaciones del Mb La Piedra en la Fm Villa Trina), afectados por una intensa karstificación.

EDAD	UNIDAD O AGRUPACIÓN HIDROGEOLÓGICA	UNIDADES CARTOGRÁFICAS	LITOLOGÍAS	GRADO/TIPO DE PERMEABILIDAD	TIPOS DE ACUÍFEROS Y OBSERVACIONES
CUATERNARIO	Depósitos litorales y fluviales	16, 19, 20, 21, 24, 25, 28	Arenas y arenas y gravas	Alta por porosidad intergranular	Acuíferos libres de productividad limitada
	Depósitos kársticos, llanuras intermareales abandonadas, áreas pantanosas, deslizamientos, coluviones y lagunas	15, 17, 22, 23, 26, 27	Lutitas	Baja	Sin acuíferos significativos
MIOCENO- PLEISTOCENO INFERIOR	Mb La Piedra y Fm Los Haitises	12, 13	Calizas	Muy alta por karstificación y fracturación	Acuíferos libres de productividad elevada
OLIGOCENO- PLIOCENO INFERIOR	Fms. La Toca y Villa Trina	7, 8, 11	Ritmita de lutitas y areniscas con niveles de conglomerados y ritmita margoso-calcárea con intercalaciones de calizas	Baja. Incrementada localmente en los niveles de conglomerados y calizas	Sin acuíferos significativos. Sólo localmente, acuíferos, de baja productividad
PALEOCENO. MIOCENO MEDIO	Fm Imbert y Conglomerados de La Piragua	6, 9, 10	Bloques, conglomerados y arcillas	Media-baja	Acuíferos libres o confinados de productividad variable
CRETÁCICO	Serpentinitas de Gaspar Hernández, Mélange de Jagua Clara, Unidad de Loma El Morrito y Batolito del Río Boba	1, 2, 3, 4, 5	Rocas ígneas y metamórficas, argilizadas superficialmente	Baja	Sin acuíferos significativos. Potencialidad local por fracturación

Fig. 7.1. Cuadro-resumen de las unidades o agrupaciones hidrogeológicas de la Hoja de Gaspar Hernández

- *Formaciones porosas, que constituyen acuíferos de permeabilidad alta, pero de productividad limitada* debido a sus dimensiones. Se incluyen entre ellas los depósitos de playa, terraza, llanura de inundación, cauce y meandro abandonado, fondo de valle, cordón litoral, marisma baja y playa.
- *Formaciones porosas, que constituyen acuíferos de permeabilidad media-baja por porosidad intergranular y productividad limitada* debido a sus reducidas dimensiones o la intercalación de niveles arcillosos. Corresponden a la Fm Imbert y a los Conglomerados de La Piragua, respectivamente.
- *Formaciones de baja permeabilidad y sin acuíferos significativos.* Se trata de los depósitos margosos y de alternancia lutítico-areniscosa terciarios de las Fms. Villa

Trina y La Toca, junto con los sedimentos cuaternarios kársticos, gravitacionales y lacustre-endorreicos.

- *Formaciones de baja permeabilidad por fisuración, susceptibles de constituir acuíferos de productividad baja.* Se trata de los materiales ígneo-metamórficos del macizo de Río San Juan.

La zona se enmarca en la Unidad Hidrogeológica nº 5-“Cordillera Septentrional” (Acuater, 2000) y de forma más específica en su Subunidad denominada Sabaneta-El Choco, localizada en el sector norte de la Unidad, mostrando un límite septentrional abierto, con aportación al océano Atlántico.

La Fm Los Haitises constituye el acuífero principal, en cuyos afloramientos la mayor parte de las elevadas precipitaciones se traducen en escorrentía subterránea. Posee carácter libre y bajo él, la Fm Villa Trina actúa como nivel impermeable, de forma que los flujos subterráneos siguen el sentido del buzamiento de ambas formaciones, es decir hacia el NNE. Además de su drenaje mediante diversos manantiales, su caudal es aportado a los acuíferos cuaternarios de la Llanura Costera del Atlántico. Su aprovechamiento es mínimo para actividades humanas al aflorar en zonas escasamente habitadas y que evidencian un claro desinterés económico en la actualidad. El Mb La Piedra posee características similares, pero sus relaciones de cambio lateral con el resto de la Fm Villa Trina hacen que su potencial hidrogeológico sea sensiblemente inferior, pese a su interés local.

Al margen de los afloramientos de las formaciones carbonatadas señaladas, la mayor parte del territorio de la cordillera corresponde a un sustrato de baja permeabilidad que favorece el desarrollo de la escorrentía superficial, exceptuándose al respecto la Fm Imbert y los Conglomerados de La Piragua, que poseen cierta permeabilidad por porosidad intergranular y, en menor medida, fracturación, aunque en cualquier caso su productividad es muy limitada.

En la Llanura Costera del Atlántico, además del aprovechamiento de las aguas del río Yásica mediante acequias, se observa una elevada concentración de puntos de agua, habiéndose inventariado 83, de los que 79 corresponden a pozos, empleados en su mayoría para abastecimiento doméstico. Además de estos drenajes para aprovechamiento humano, la descarga de los acuíferos se produce mediante aportaciones al mar o a otros acuíferos cuaternarios.

Los valores de transmisividad calculados para las calizas de la Fm Los Haitises en la cordillera varía para los dos puntos ensayados entre 179,5 y 621,8 m<sup>2</sup>/día, en función del grado de karstificación (Eptisa, 2004). Los depósitos fluviales cuaternarios alcanzan valores que pueden aproximarse a 4.000 m<sup>2</sup>/día, pero muestran sensibles variaciones en función del contenido lutítico y del grado de cementación.

Los datos piezométricos existentes denuncian oscilaciones notables de los niveles, con descensos durante los periodos de estiaje y recuperaciones durante agosto-septiembre. Como se ha señalado, el flujo general es hacia el río Yásica y el océano Atlántico.

En cuanto a la calidad química de las aguas, presentan un marcado carácter bicarbonatado-cálcico en los acuíferos carbonatados, existiendo evidencias de ciertas tendencias clorurado-sódicas en los acuíferos cuaternarios costeros en la región, indicando en este caso la influencia marina. En cualquier caso, las muestras analizadas en el ámbito de la Hoja se encuentran dentro de los límites de potabilidad para el consumo humano.

## **7.2. Recursos minerales**

Los indicios identificados en la Hoja de Gaspar Hernández corresponden exclusivamente al grupo de las Rocas Industriales (Fig. 7.2). No obstante, en el sector suroriental son frecuentes los testimonios de los lugareños que señalan la presencia de oro aluvionar, del que existen búsquedas ocasionales en la vecina Hoja de Río San Juan (6174-I), hecho que no se ha confirmado en la presente Hoja.

### **7.2.1. Rocas Industriales**

La actividad extractiva se ha centrado en canteras de materiales relacionados con obras de distinto tipo, principalmente de tipo urbanístico y de infraestructura vial, tanto en lo que se refiere a construcción, como reparación y mantenimiento.

Excepto una pequeña explotación activa de arenas para áridos naturales situada en playa Gen, la producción de las canteras consiste en áridos de machaqueo. Predominan las de tamaño pequeño, estando abandonadas en casi todas los casos, con algunas explotaciones intermitentes en respuesta a demandas puntuales. Se

sitúan en los bordes de caminos y carreteras, facilitando el transporte al punto de utilización.

NÚMERO	COORDENADAS		FORMACIÓN	SUSTANCIA	ACTIVIDAD	TAMAÑO	USO
	X	Y					
1	03 49.425	21 74.698	Villa Trina	Caliza	Abandonada	Pequeña	Arm
2	03 49.286	21 73.912	Villa Trina	Caliza	Abandonada	Pequeña	Arm
3	03 49.330	21 73.962	Villa Trina	Caliza	Abandonada	Mediana	Arm
4	03 47.735	21 73.304	Villa Trina	Margas	Abandonada	Pequeña	Arm
5	03 53.203	21 73.962	Villa Trina	Caliza	Intermitente	Grande	Arm
6	03 54.575	21 68.940	Villa Trina	Caliza	Abandonada	Pequeña	Arm
7	03 56.693	21 73.588	Villa Trina	Caliza	Intermitente	Grande	Arm
8	03 58.438	21 65.298	Villa Trina	Caliza	Abandonada	Pequeña	Arm
9	03 68.137	21 71.597	Serpentinitas Gaspar H.	Serpentinita	Intermitente	Grande	Arm
10	03 67.846	21 69.903	Mélange Jagua Clara	Serpentinita	Intermitente	Mediana	Arm
11	03 66.667	21 69.299	La Toca	Conglomerado	Abandonada	Pequeña	Arm
12	03 66.463	21 64.190	La Toca	Arenisca	Abandonada	Pequeña	Arm
13	03 61.718	21 57.728	Villa Trina	Caliza	Intermitente	Pequeña	Arm
14	03 67.258	21 71.965	Imbert	Brechas	Intermitente	Grande	Arm
15	03 66.586	21 71.580	Serpentinitas Gaspar H.	Serpentinita	Abandonada	Pequeña	Arm
16	03 63 245	21 73.476	Cuaternario	Arena	Activa	Mediana	Ari

Ari: áridos naturales

Arm: áridos de machaqueo

Fig. 7.2. Cuadro-resumen de indicios mineros de la Hoja de Gaspar Hernández

#### 7.2.1.1. Descripción de las Sustancias

Mayoritariamente se explotan calizas, ya sean micríticas, arrecifales o brechoides, agrupadas en capas o en bancos, correspondientes a intercalaciones de la Fm Villa Trina, cuyo espesor, aunque variable, sobrepasa en todos los casos 5 m. Otras sustancias que evidencian interés han sido los niveles de conglomerados y areniscas de la Fm La Toca, de escasa entidad, las brechas de la Fm Imbert, con espesores de orden decamétrico, y las rocas ígneo-metamórficas de las Serpentinitas de Gaspar Hernández y la Mélange de Jagua Clara, que se presentan en cuerpos masivos afectados por intrusiones de diques y una intensa fracturación. Junto a las sustancias señaladas cabe destacar las arenas blancas del cordón litoral, que alcanza 5 m de altura, explotadas actualmente.

## 7.2.2. Potencial minero

### 7.2.2.1. Rocas Industriales y Ornamentales.

Como se ha señalado, la actividad en este sector está ligada al campo de las obras, fundamentalmente a la construcción, reparación y mantenimiento de edificaciones y vías de comunicación.

Los litotectos existentes en la Hoja no tienen características que les aseguren un panorama de explotación permanente y de exportación a otras zonas del país, estando condicionados a la futura actividad constructiva. En cualquier caso, las reservas de algunos de ellos son grandes, especialmente en el caso de las Serpentinitas de Gaspar Hernández y la Mélange de Jagua Clara.

## **8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO**

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

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

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

### **8.1. Relación de los L.I.G.**

En la Hoja de Gaspar Hernández (6174-IV) se han inventariado dos Lugares de Interés Geológico: Sección estratigráfica de La Piragua y Macizo kárstico de la loma Los Peñones (Fig. 8.1).

### **8.2. Descripción de los Lugares**

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

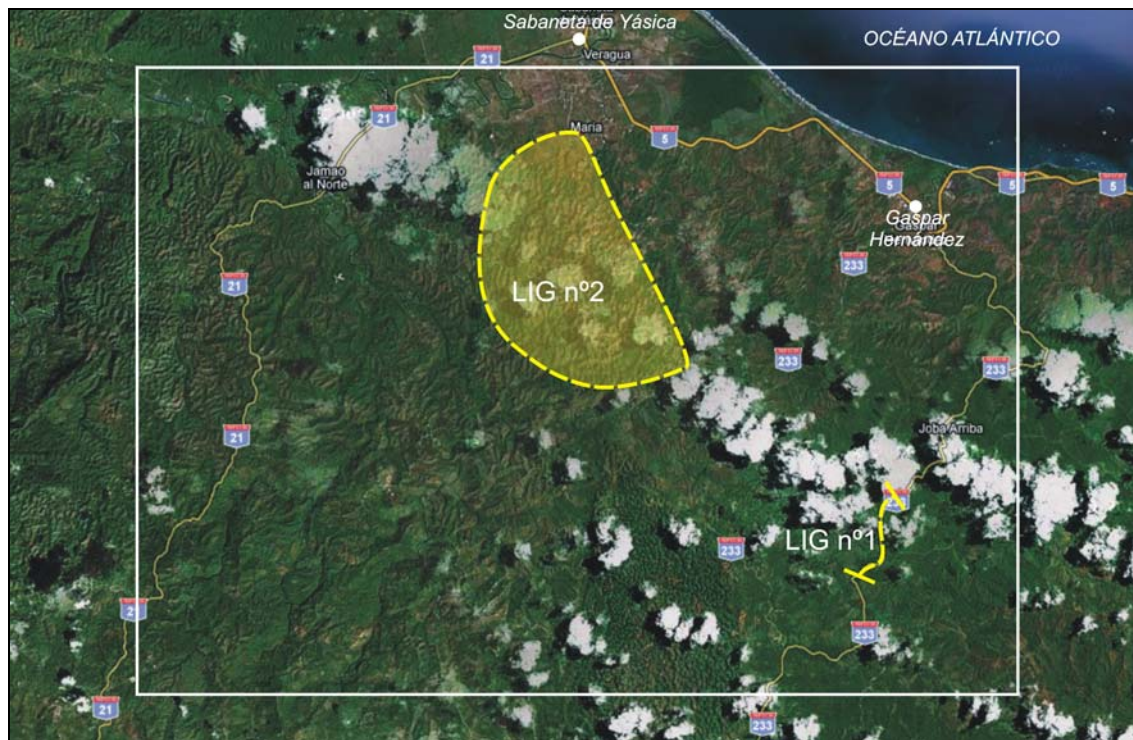


Fig. 8.1. Esquema de situación de los LIG de la Hoja de Gaspar Hernández

- LIG n°1. Sección estratigráfica de La Piragua

Tiene carácter de breve itinerario a través de la carretera Gaspar Hernández-Tenares, dividiéndose en dos tramos; se trata de sendos taludes que permiten contemplar las características litológicas y sedimentológicas de los Conglomerados de La Piragua (unidades 9 y 10). Aunque no aflora la totalidad de la unidad, su representatividad es mucho mayor que la de cualquier otro afloramiento de la región, donde en el mejor de los casos tan sólo es posible comprobar la presencia de conglomerados o arcillas rojas. Su interés principal es de tipo sedimentológico, con un interés geomorfológico y estratigráfico subordinado; por su utilización se puede considerar como científico y por su influencia, regional.

El tramo basal de los Conglomerados de La Piragua es observable junto a la localidad del mismo nombre. Consiste en unas facies compuestas por conglomerados con clastos y bloques de rocas metamórficas de hasta 1 m de diámetro, matriz-soportados, con pequeñas y escasas intercalaciones de niveles más arenosos, de tamaño de grano medio-grueso, bien seleccionados y de tonos ocre. Su organización general es pobre, mostrando un aspecto muy desorganizado, con ausencia de granoclasificación y de estructuras de ordenamiento interno. No se observan canales y tan sólo una tenue diferenciación de los tamaños medios podría dar la impresión de una estratificación.

El segundo tramo se localiza en la ladera del Alto de La Lomota, correspondiendo a niveles ligeramente más altos de la unidad. Sus facies son similares, pero con un tamaño de clasto medio bastante menor (<15 cm) y niveles más delgados, con mayor proporción de arenas. Su rasgo más peculiar son las intercalaciones de tramos métricos de arenas rojizas con rizocreaciones carbonatadas.

La sección conjunta muestra características propias de sistemas aluviales en sentido amplio, a partir de abanicos o ríos procedentes del macizo de Río San Juan. El sistema refleja evoluciones en la vertical hacia tamaños de grano menores, con facies más arcillosas y desarrollo de paleosuelos (Pérez Valera y Abad de los Santos, 2010), indicando una importante fase de elevación del macizo ígneo-metamórfico, con la consiguiente erosión rápida, producida predominantemente por procesos de *debris flow* y *grain flow*, con abundante matriz arenosa y microconglomerática y una fábrica matriz-soportada. La aparición de arcillas con paleosuelos en los niveles superiores y el menor tamaño de los cantos indican claramente una atenuación de la erosión, probablemente relacionada con el rebajamiento del relieve y el ascenso del nivel de base.

Las observaciones de tipo sedimentológico pueden ser complementadas con observaciones de tipo estratigráfico, al observar a lo largo de la carretera Gaspar Hernández-Tenares las diferencias con las Fms. La Toca y Villa Trina, que constituyen su muro y su techo, respectivamente. Además desde el Alto de la Lomota existe una buena perspectiva de la margen izquierda del valle del río Veragua, coronada por el escarpe estructural producido por los niveles calizos de la Fm Los Haitises.

- LIG nº2. Macizo kárstico de la loma Los Peñones

A diferencia del LIG anterior, posee carácter areal, tratándose de una zona de algo más de 10 km<sup>2</sup> comprendida entre Veragua, al norte, Los Peñones, al oeste, Arroyo Grande, al sur, y el río Veragua, al este. Se trata de un paraje peculiar, semejante al de la región de Los Haitises, especialmente en sus áreas menos accesibles, caracterizada por el predominio de los afloramientos de calizas de la Fm Los Haitises, sobre los que la intensa meteorización química ha favorecido el desarrollo de un espectacular modelado kárstico. El acceso principal está constituido por la pista que parte de Jamao al Norte hacia Los Jobs, desde la que salen numerosas sendas que permiten múltiples observaciones. Su interés principal es de tipo geomorfológico, con un interés subordinado de tipo hidrogeológico, en tanto que por su utilización se puede catalogar como de interés científico y didáctico, y por su influencia, regional.



A lo largo de la pista principal pueden realizarse observaciones de diversos aspectos. La llegada al lugar se pone de manifiesto por la presencia de pequeñas lagunas, creadas a favor de depresiones kársticas. También se observan asomos de las típicas arcillas rojas que constituyen el producto de la descalcificación de las calizas de la Fm Los Haitises. El paisaje va adquiriendo el aspecto de un laberíntico entramado de cerros calcáreos y depresiones, cada vez más denso, hasta configurar un campo de dolinas que con frecuencia poseen profundidades de 50 m.

Al sur y al este del LIG se aprecia el neto contraste morfológico proporcionado por las calizas con relación a las margas de la Fm Villa Trina infrayacente, que da lugar a un pronunciado escarpe. También se observan esporádicos manantiales que drenan el importante acuífero constituido por la Fm Los Haitises.

## 9. BIBLIOGRAFÍA

- ACUATER (2000).** Mapa Hidrogeológico Nacional. Programa SYSMIN, Proyecto J. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.
- AYALA, C., GARCÍA-LOBÓN, J.L., ESCUDER-VIRUETE, J., REY-MORAL, C., PÉREZ-ESTAÚN, A., PADÍN-DEBÉN, A. (in press).** High resolution magnetic, regional gravity and petrophysical characterization of the Central Cordillera (Dominican Republic). *Geologica Acta* (2010).
- BOISSEAU, M. (1987).** Le flanc nord-est de la Cordillere Centrale Dominicaine (Española, Grandes Antilles). Un édifice de nappes Crétacé polyphase. Tesis Doctoral, Universidad Pierre y Marie Curie, París, 200 pp.
- BOWIN, C. (1960).** Geology of central Dominican Republic. Tesis Doctoral. Universidad de Princeton, Nueva Jersey, 211 pp.
- BRAGA, J.C. (2010).** Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto 1B. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 73 pp.
- BROUWER, S.B., BROUWER, P.A. (1982).** Geología de la región ambarífera oriental de la República Dominicana. 9ª Conferencia Geológica del Caribe, Santo Domingo, República Dominicana. *Memorias*, 1, 303-322.
- CALAIS, E. (2008).** Risque Sismique en Haïti: Fondements Scientifiques et Nature du Risque. Conferencia de Puerto Príncipe.
- CALAIS, E., BETHOUX, N., MERCIER DE LEPINAY, B. (1992).** From transcurrent faulting to frontal subduction: A seismotectonic study of the Northern Caribbean plate Boundary from Cuba to Puerto Rico. *Tectonics*, 11, 114-123.
- CALAIS, E., MERCIER DE LEPINAY, B., RENARD, V., TARDY, M. (1989).** Geometrie et regime tectonique le long d'une limite de plaques en coulissage: La frontiere nord-Caraibe de Cuba a Hispaniola, Grandes Antilles. *Compte rendu de l'Académie Science Paris*, 8, 131-135.
- CGG (COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE) (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.

**DE LA FUENTE, S. (1976).** Geografía Dominicana. Ed. Colegial Quisqueyana S.A., Instituto Americano del Libro y Santiago de la Fuente sj; Santo Domingo, 272 pp.

**DE ZOETEN, R. (1988).** Structure and stratigraphy of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. Tesis Doctoral, Universidad de Texas, Austin, 299 pp.

**DE ZOETEN, R., DRAPER, G., MANN, P. (1991).** Geologic Map of the Northern Dominican Republic. En: MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F. (Eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 262, 401 pp.

**DE ZOETEN, R., MANN, P. (1991).** Structural geology and Cenozoic tectonic history of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. En: MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F. (Eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 262, 265-279.

**DE ZOETEN, R., MANN, P. (1999).** Cenozoic El Mamey Group of northern Hispaniola: A Sedimentary Record of Subduction, Collisional and Strike-Slip Events within the North America-Caribbean Plate Boundary Zone. En: MANN, P. (Ed.) Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World, 4, 247-286.

**DEMETS, C., JANSMA P., MATTIOLI, G., DIXON, T., FARINA, F., BILHAM, R., CALAIS, E., MANN, P. (2000).** GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion, Geophys. Res. Lett., 27, 437-440.

**Servicio Geológico Nacional (SGN), BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR); COOPERACIÓN MINERA DOMINICO-ALEMANA (1991).** Mapa geológico de la República Dominicana Escala 1:250.000.

**DÍAZ DE NEIRA, J.A., HERNÁIZ HUERTA, P.P. (2004).** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6272-I (Antón Sánchez) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto L. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

**DIXON, T., FARINA, F., DEMETS, C., JANSMA, P., CALAIS, E. (1998).** Relative motion between the Caribbean and North American plates and related boundary

zone deformation based on a decade of GPS measurements. *J. Geophys. Res.*, 103, 15, 157-182.

**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 pp.

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

**DOLAN, J.F., MANN, P., DE ZOETEN, R., HEUBECK, C., SHIROMA, J., MONECHI, S. (1991).** Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico. En: MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F. (Eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 262, 217-263.

**DOLAN, J.F., MULLINS, H.T., WALD, D.J. (1998).** Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs. En: DOLAN, J.F., MANN, P. (Eds.). Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Geological Society of America Special Paper, 326, 1-61.

**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. En: DOLAN, J.F., MANN, P. (Eds.). Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Geological Society of America Special Paper, 326, 143-169.

**DRAPER, G., NAGLE, F. (1991).** Geology, structure, and tectonic development of the Río San Juan Complex, northern Dominican Republic. En: MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F. (Eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 262, 77-95.

**EBERLE, W., HIRDES, W., MUFF, R., PALAEZ, M. (1982).** The geology of the Cordillera Septentrional (Dominican Republic). Transactions 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo. Santo Domingo, República Dominicana, Amigo del Hogar, 619-632.

- EPTISA (2004).** Estudio hidrogeológico Nacional de la República Dominicana. Fase II. Programa SYSMIN, Proyecto N. Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo.
- KREBS, M. (2008).** Geothermobarometrie und Geochronologie subduktionsbezogener Hochdruckmetamorphite des Rio San Juan Komplexes (nördliche Dominikanische Republik). Tesis Doctoral, Universidad del Rhur, Bochum. (Inédito).
- KREBS, M., MARESCH, W.V., SCHERTL, H.P., BAUMANN, A., DRAPER, G., IDLEMAN, B., MÜNKER, C., TRAPP, E. (2008).** The dynamics of intra-oceanic subduction zones: A direct comparison between fossil petrological evidence (Rio San Juan Complex, Dominican Republic) and numerical simulation. *Lithos*, 103, 106-137.
- MANN, P. (1983).** Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Hispaniola. Tesis Doctoral. Universidad de Nueva York, Albany, 688 pp. (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, 311-324.
- MANN, P., CALAIS, E., RUEGG, J.C., DEMETS, C., DIXON, T., JANSMA, P., MATTIOLI, G. (2002).** Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics*, 21, 6, 1057.
- MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F., Eds. (1991a).** Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. *Geological Society of America Special Paper*, 262, 401 pp.
- MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F. (1991b).** An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. En: MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F. (Eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper*, 262, 1-28.
- MANN, P., GRINDLAY, N., DOLAN, J. (1999).** Subduction to Strike-slip Transitions on Plate Boundaries Conveners. Penrose Conference Puerto Plata, Dominican Republic.
- MANN, P., PRENTICE, C.S., BURR, G., PEÑA, L.R., TAYLOR, F.W. (1998).** Tectonic geomorphology and paleoseismology of the Septentrional fault system, Dominican Republic. En: DOLAN, J.F., MANN, P. (Eds.), *Active Strike-Slip and*

Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Geological Society of America Special Paper, 326, 63-124.

**MARCANO, E., TAVARES, I. (1982).** Formación La Isabela, Pleistoceno temprano. Publicaciones especiales Museo Nacional de Historia Natural, 3, Santo Domingo, 30 pp.

**MERCIER DE LEPINAY, B. (1987).** L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: L'exemple de la transversale de l'île d'Hispaniola (Grandes Antilles). Tesis Doctoral, Universidad Pierre y Marie Curie, 378 pp. (Inédito).

**NAGLE, F. (1966).** Geology of the Puerto Plata area, Dominican Republic. Tesis Doctoral. Universidad de Princeton, Nueva Jersey, 171 pp. (Inédito).

**NAGLE, F. (1979).** Geology of the Puerto Plata area. En: Hispaniola, tectonic focal point in the Caribbean; three tectonic studies in the Dominican Republic. Miami, Florida, Miami Geological Society, 1-28.

**PEARCE, J.A., VAN DER LAAN, S.R., ARCULUS, R.J., MURTON, B.J., ISHII, T., PEATE, D.W., PARKINSON, I.J. (1992).** Boninite and Harzburgite from Leg 125 (Bonin-Mariana forearc): A case study of magma genesis during the initial stages of subduction. En: FRYER, P., PEARCE, J. *et al.* (Eds.). Proc. ODP, Sci. Results 125 Ocean Drilling Program, 623-659.

**PÉREZ-ESTAÚN, A., HERNAIZ, P.P., LOPERA, E., JOUBERT, M., Eds. (2007).** Geología de la República Dominicana. Boletín Geológico y Minero, IGME, 118-2, 155-413.

**PÉREZ-ESTAÚN, A., TAVARES, I., GARCÍA CORTÉS, A., HERNAIZ, P.P., Eds. (2002).** Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geologica Hispanica, 37, 77-80.

**PÉREZ VALERA, F., ABAD DE LOS SANTOS, M. (2010).** Informe Estratigráfico y Sedimentológico. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto 1B. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 168 pp.

**PERFIT, M., FORNARI, D., SMITH, M., BENDER, J., LANGMUIR, C., HAYMON, R. (1994).** Small-scale spatial and temporal variations in mid-ocean ridge crest magmatic processes. *Geology*, 22, 375-379.

**PINDELL, J. L., BARRETT, S. F. (1990).** Geological evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. En: DENG, G., CASE, J.E. (Eds.). The Caribbean,

Volume H, Decade of North American Geology. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 404-432.

**PINDELL, J.L., DRAPER, G. (1991).** Stratigraphy and Geological History of the Puerto Plata Area, Northern Dominican Republic. En: MANN, P., DRAPER, G., LEWIS, J.F. (Eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper, 262, 97-114.

**PRENTICE, C., MANN, P., PEÑA, L., BURR, G. (2003).** Slip rate and earthquake recurrence along the central Septentrional fault, North American-Caribbean plate boundary, Dominican Republic, J.Geophys. Res., 108, 3, 2149.

**PROINTEC (1999).** Prevención de Riesgos geológicos (Riesgo sísmico). Programa SYSMIN, Proyecto D. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

**SAUMUR, B.M., HATTORI, K.H., GUILLOT, S. (2006).** Origin of hydrated peridotites associated with ultra high-pressure eclogites in Hispanolia, northern edge of Caribbean plate, Abstract, Joint Annual Mtg, Geological Association of Canada and Mineralogical Association of Canada, Montreal.

**SAUMUR, B.M., HATTORI, K., GUILLOT, S. (2007a).** Protrusion of forearc mantle serpentinites along major strike-slip faults in an oceanic subduction complex. Abstract. Journées scientifiques. Serpentes. Grenoble, France.

**SAUMUR, B.M., HATTORI, K., GUILLOT, S. (2007b).** Protrusion of fore-arc mantle serpentinites together with HP and UHP rocks along major strike-slip fault zones, Northern Subduction Complex, Hispaniola Subduction Zone Geodynamics Conference, Montpellier, France.

**SAUMUR, B.M., HATTORI, K., GUILLOT, S. (2010).** Contrasting origins of serpentinites in a subduction complex, northern Dominican Republic. Geological Society of America Bulletin, 122 (1/2), 292–304.

**SCHUBERT, C., COWART, J.B. (1982).** Terrazas marinas del pleistoceno a lo largo de la costa suroriental de la Rep. Dominicana: cronología preliminar. 9ª Conferencia Geológica del Caribe (Santo Domingo, 1980), 2, 681-688.

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

**SUN, S.S., McDONOUGH, W.F. (1989).** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. En: SAUNDERS,

A.D., NORRY, M.J. (Eds.). Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication, 42, 313-345.

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

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

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