



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

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

**LAS GALERAS
(6373-I)**

Santo Domingo, R.D., Octubre 2010

La presente Hoja y Memoria forma parte del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, Proyecto 1B, financiado, en consideración de donación, por la Unión Europea a través del programa SYSMIN-II de desarrollo geológico-minero (Programa nº 9 ACP DO 006). 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, COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)

PETROGRAFÍA DE ROCAS ENDÓGENAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)

PALEONTOLOGÍA Y PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- Ing. Luis Granados (Geólogo Consultor)
- Dra. Ana Alonso (Universidad Complutense de Madrid, España)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTOS DE COLUMNAS

- Dr. Fernando Pérez Varela (Inypsa)
- Dr. Manuel Abad de los Santos (Inypsa)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Ángela Suárez Rodríguez (IGME)

TELEDETECCIÓN

- Ing. Juan Carlos Gumiel (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Dr. José Luis García Lobón (IGME)

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

- Ing. Fernando Pérez Cerdán (IGME)

DATAACIONES ABSOLUTAS

-
- Dr. 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 Caballero (IGME)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Ing. Enrique Burkhalter, director de la Unidad Técnica de Gestión (TYPSA) del Programa SYSMIN-II

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

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

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL Servicio Geológico Nacional

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

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

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

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

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

-
- Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico del Cuadrante a escala 1:100.000 de Samaná (6373) y Memoria adjunta,
 - Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 de Samaná (6373) y Memoria adjunta,
 - Geoquímica de Sedimentos Activos y Mineralometría. Mapa a escala 1:150.000 y Memoria adjunta.
- Y los siguientes Informes Complementarios:
- Informe Estratigráfico y Sedimentológico sobre las unidades estratigráficas cartografiadas
 - Informe sobre las Formaciones Arrecifales del Neógeno y Cuaternario de la República Dominicana
 - Informe de Petrología de las Rocas Ígneas y Metamórficas. Hojas de Las Galeras, Santa Bárbara de Samaná y Sánchez
 - Informe de Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas. Hojas de Las Galeras, Santa Bárbara de Samaná y Sánchez
 - Informe de interpretación de la Geofísica Aerotransportada del Proyecto,
 - Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb,
 - Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar,
 - Informe/Catálogo de macroforaminíferos seleccionados.

RESUMEN

Desde un punto de vista físico, la Hoja de Las Galeras (6373-I) se encuentra en la Región Norteste, en la división administrativa de la Provincia de Samaná. Geológicamente, incluye la parte oriental del Complejo de Samaná. En la Hoja de Las Galeras se distinguen cuatro conjuntos litológicos: (1) un complejo metamórfico relacionado con subducción cuya estructura interna consiste en un apilamiento imbricado de láminas, constituidas esencialmente por rocas metasedimentarias mesozoicas de alta-P; (2) un grupo de unidades siliciclásticas de edad Mioceno, que se disponen plegadas y fracturadas discordantes sobre el complejo; (3) un grupo de unidades carbonatadas de edad Mioceno a Pleistoceno, que se disponen volcadas o subhorizontales sobre el complejo; y (4) una conjunto de formaciones superficiales de edad Holoceno. El conjunto del Complejo de Samaná está deformado por un sistema de fallas inversas y de desgarre, relacionadas con el movimiento transcurrente senestro Neógeno de la gran Zona de Falla Septentrional. En la Hoja de Las Galeras el grupo de unidades siliciclásticas de edad Mioceno no está cartográficamente representado.

En el Complejo de Samaná han sido distinguidas cartográficamente de norte a sur, ascendiendo en la secuencia estructural y separada por zonas de falla de gran escala, las siguientes unidades tectonometamórficas:

- Unidad de Filitas de Playa Colorado, compuesta por filitas, metareniscas, esquistos cloríticos, metacarbonatos y chert.
- Unidad de Mármoles de El Rincón, constituida por varios tipos de mármoles.
- Unidad de Esquistos de Santa Bárbara, esencialmente formada por micaesquistos, calcoesquistos y cuarzoquistos, con intercalaciones de mármoles.
- Unidad de Punta Balandra, litológicamente heterogénea y constituida por una alternancia de mármoles, calcoesquistos y micaesquistos con granate, con intercalaciones y bloques de eclogitas, esquistos azules con granate, onfacititas y glaucofanitas.
- Unidad de Mármoles de Majagual-Los Cacaos, compuesta por mármoles calcíticos y dolomíticos, masivos y bandeados, calcoesquistos y filitas.

Los bloques de eclogitas de la Unidad de Punta Balandra 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 una pequeña variación del componente subductivo y del grado de empobrecimiento de la fuente.

El Complejo metamórfico de Samaná posee una estructura dúctil interna consistente en un apilamiento imbricado de láminas de esencialmente rocas metasedimentarias mesozoicas de alta-P. Ascendiendo en la secuencia estructural de norte a sur y separadas por zonas de falla de gran escala, estas unidades son: Filitas de Playa Colorado; Mármoles de El Rincón; Esquistos de Santa Bárbara; Unidad de Punta Balandra; y Unidad de Mármoles de Majagual-Los Cacaos. Los cortes estructurales y los datos de orientación de la foliación principal, muestran que el apilamiento de unidades estructurales buza hacia el SE y S.

La evolución metamórfica seguida por cada unidad estructural y las condiciones de presión y temperatura máximas alcanzadas, permiten establecer un metamorfismo de la facies de los esquistos verdes inferior transicional a la superior para las Filitas de Playa Colorado y Mármoles de Majagual-Los Cacaos, de los esquistos verdes superior y esquistos azules para los Mármoles de El Rincón, de los esquistos azules en los Esquistos de Santa Bárbara, de los esquistos azules superior en los niveles estructurales más altos de esta última unidad, y de la facies eclogítica en la Unidad de Punta Balandra. Por lo tanto, en el apilamiento de unidades estructurales de alta-P las condiciones metamórficas P-T máximas aumentan estructuralmente hacia arriba, estableciendo un gradiente metamórfico invertido. Sin embargo, existe una pronunciada ruptura metamórfica (de hasta 10 kbar) hacia menores presiones y temperaturas a la base de la Unidad de Mármoles de Majagual-Los Cacaos.

Discordante sobre el complejo metamórfico de Samaná se depositaron facies carbonatadas y siliciclásticas de edad Mioceno-Plioceno y Cuaternario. Las unidades sedimentarias más importantes de la Península de Samaná son las Calizas de la Talanquera, la Formación Los Haitises, la Formación Sánchez y los conglomerados de Samaná. Adquieren cierta importancia cartográfica, también, las terrazas marinas arrecifales cuaternarias. Las Calizas de la Talanquera se presentan mal estratificadas y contienen una gran cantidad de fauna fósil de medios de plataforma marina somera (macroforaminíferos, algas rojas, moluscos, corales), aunque se encuentran muy recristalizadas. La Fm. Haitises está compuesta por calizas y calizas margosas bioclásticas, en ocasiones muy ricas en corales, interpretadas en conjunto como depositadas en diferentes ambientes de rampa carbonata, con desarrollo de parches de corales en sus zonas de rampa interna protegida y media. La Fm. Sánchez está dominada por lutitas y arenas muy ricas materia orgánica, con tramos de importante acumulación de lignito que han sido explotados económicamente. Las calizas con corales cuaternarias pueden integrarse dentro de la Fm. Isabela, interpretadas principalmente facies bioconstruidas de armazón arrecifal.

La estructura general de Samaná está dominada por numerosas fallas tardías. Estas fallas son desgarres subverticales que definen un sistema geométrica y cinemáticamente relacionado con la Zona de Falla Septentrional. La Zona de Falla Septentrional discurre justo al sur de la península siguiendo una dirección ONO-ESE a O-E. Esta traza se deduce a partir de la forma de la anomalía magnética que revela su presencia bajo el área sumergida, la batimetría del fondo marino en la Bahía de Samaná, y el levantamiento tectónico de formaciones bioconstruidas holocenas que forman cayos. Su movimiento Neógeno de desgarre sinistral inverso ha producido también el levantamiento de la península y su basculamiento hacia el norte.

ABSTRACT

The Las Galera 1:50000 Quadrangle (6373-I) is located in the Northeast Region, in the Administrative Division of the Samaná Province. Geologically, it includes the oriental part of the Samaná Complex. The general geology of the Samaná Peninsula is composed of four elements (Escuder-Viruete, 2008a, b; Fig. 2): (1) a subduction-related metamorphic complex whose internal structure consists of a imbricate stack of discrete high-P nappes; (2) a group of Miocene coarse-grained siliciclastic rocks that are both in fault contact and unconformably overlie the metamorphic complex along the south coast; (3) an unconformable cover of subhorizontal Late Miocene to Pleistocene limestone formations; and (4) a group of Holocene superficial formations. The whole Samaná Peninsula is deformed by sinistral strike-slip and reverse faults associated with the (at least) earliest Miocene to Present movement of the Septentrional fault zone. This large-scale, subvertical fault zone occurs onshore just south of the complex.

The nappe stacking of the Samaná complex is essentially composed of high-P metasedimentary rocks. In ascending order the major tectonic nappes are: Playa Colorado Phyllite, Rincón Marbles, Santa Bárbara Schists, Punta Balandra, and Majagual-Los Cacaos Marbles. Cross-sections and orientation data show that the nappe pile dips to the S-SSW. For each nappe, the regional tectonic unit, metamorphism, general lithology and characteristics are as follow:

- *Majagual-Los Cacaos Marbles (uppermost nappe)*. Accretionary prism. Subducted sediments of the continental margin. Upper to lower greenschist facies conditions. Composed by calcitic and dolomitic marbles, subordinate calcschists and phyllites. Locally, *Globotruncana* fossils yield a Campanian-Maastrichtian age.

- *Punta Balandra mélange-like* (uppermost structural levels). Accretionary prism. Ophiolitic material. Chaotic ductile to brittle disruption, with local *mélange-like* internal structure. Eclogite facies followed by retrograde blueschist facies conditions. Metabasic blocks wrapped in serpentinitic schists or in a metapelitic mechanically weak matrix *mélange* (<35 m thick). Serpentinized peridotite lenses. Mafic protholiths of IAT, MORB and BABB affinity. Subducted both oceanic crust (and mantle) and arc mafic material.
- *Punta Balandra*. Accretionary prism. Subducted sediments of the continental margin. Upper blueschist and eclogite facies Marbles, calcschists and micaschists, with minor mafic lenses of eclogites and Grt-blueschists. Coherent internal ductile structure. Mafic protholiths of MORB and BABB affinity.
- *Santa Bárbara Schists*. Accretionary prism. Subducted sediments of the distal continental margin. Blueschist and upper blueschist facies (uppermost structural levels). Micaschists and calcschists, with marbles and quartz-schists intercalations. Abundant marble intercalations at the bottom.
- *El Rincón Marbles*. Accretionary prism. Subducted carbonate platform of the proximal continental margin. Blueschist and upper greenschist facies conditions of metamorphism. Composed of >3000 m thick sequence of texturally heterogeneous calcitic marbles. Three mapped lithological subunits: clear banded marbles, calcschists and phyllites (upper), fine-grained dark marbles (middle) and massive white marbles (lower).
- *Playa Colorado Phyllites* (lowermost nappe). Accretionary prism. Subducted sediments of the distal continental margin. Lower greenschist transitional to upper greenschist facies. Phyllites, chlorite-schists, calcschists and chert. Similar lithologic association occurs at top El Rincón Marbles.

Within the Samaná complex, the spatial distribution of the maximum P-T metamorphic conditions increases structurally upward. A pronounced metamorphic break (up to 10 kbar) occurs towards lower pressures and temperatures above the Punta Balandra nappe. The general evolution in P-T conditions of the complex is characterized by three metamorphic events (M1 to M3). Maximum high-P assemblages in the Samaná complex developed during the first deformational event (D1) and are therefore referred to as M1. During the D2 deformation, the M1 high-P assemblages in the Samaná complex were replaced by M2 blueschist and transitional upper greenschist-facies assemblages. Maximum temperature in the uppermost structural levels of the Santa Bárbara Schists nappe occurred during the D2 deformation and therefore the upper blueschists-facies event is regarded here as M2. A subsequent greenschist-facies metamorphic event (M3) was mainly recorded by the

retrograde formation of actinolite, chlorite, epidote and white mica in metabasites of the Punta Balandra nappe. Escuder-Virueite and Pérez Estaún (2006) estimated about 5-8 kbar and 300-400°C for M3, which occurred during further decompression and cooling.

A discordant cover of Miocene-Pliocene to Quaternary carbonate and siliciclastic rocks was deposited onto the Samaná metamorphic complex. The more important sedimentary units in the Samaná Peninsula are the Talanquera Limestones, the Haitises Formation, the Sánchez Formation, and the Samaná Conglomerates. Marine arrecifal quaternary terraces also acquire a cartographic importance. The Talanquera Limestones are badly stratified and contain a great quantity of marine shallow platform fauna fossil (macroforaminifera, red algae, mollusks, corals), although they are often very re-crystallized. The Haitises Formation is composed by limestones and bioclastic limestones, very rich in corals in occasions. It was deposited in several environments of a carbonate ramp, with coral-reefs and patches development in the protected internal and middle zones. The Sánchez Formation is dominated by mud and sands very rich in organic matter, with important accumulation of lignite in sections, which have been exploited economically. The Quaternary corals-bearing limestones can be integrated inside the Isabela Formation, which is principally composed by bio-facies of arrecifal framework.

The rocks of Samana complex are affected by a number of late brittle deformation phases post-dating greenschist-facies overprint. Quite often, brittle deformation has considerable influence on the geometry of the whole structural succession. A common characteristic for all late events is that they lead to brittle behaviour in marbles. The brittle structures identified are: (1) left-lateral strike slip faults and (2) late normal faults. The Septentrional Fault Zone produces a 1 to 3 km width corridor of transpressional brittle deformation in the south coast of Samaná Peninsula. This corridor affects the metamorphic complex and the Tertiary and Pleistocene sedimentary rocks. Related to this event is a closely spaced system of ENE-WSW to W-E-trending, brittle left-lateral strike-slip faults. The last recorded deformation event is characterised by the development of steep normal faults cutting all other structures to the east of Samaná Peninsula. Recorded vertical displacements along the faults range between 10 and 100 m. The most prominent strike direction of steep normal faults is NNE-SSW.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN

- 1.1. Metodología
- 1.2. Situación Geográfica
- 1.3. Marco Geológico
 - 1.3.1. La Geología de La Española
 - 1.3.2. Macro unidades geológicas o terrenos
 - 1.3.3. Historia Geológica de La Española
 - 1.3.4. Macroestructura de La Española
 - 1.3.5. Unidades del prisma de acreción/colisión
- 1.4. Antecedentes
 - 1.4.1. El Complejo de Samaná
 - 1.4.2. Edades de los protolitos y del metamorfismo

2. ESTRATIGRAFÍA

- 2.1. Complejo Metamórfico de Samaná
 - 2.1.1. Unidad Filitas de Playa Colorado
 - 2.1.1.1. Filitas de Playa Colorado. Filitas, esquistos cloríticos, metacarbonatos y chert (1)
 - 2.1.2. Unidad de Mármoles de El Rincón
 - 2.1.2.1. Mármoles de El Rincón. Mármoles calcíticos claros, masivos, de grano fino a medio (2)
 - 2.1.2.2. Mármoles de El Rincón. Mármoles calcíticos oscuros, masivos y bandeados, de grano muy fino a fino (3)
 - 2.1.2.3. Mármoles de El Rincón. Mármoles calcíticos claros, bandeados y calcoesquistos (4)
 - 2.1.3. Unidad de Esquistos de Santa Bárbara
 - 2.1.3.1. Esquistos de Santa Bárbara. Micaesquistos, calcoesquistos y cuarzoquistos, con intercalaciones de mármoles (5)
 - 2.1.3.2. Esquistos de Santa Bárbara. Mármoles calcíticos claros y bandeados (6)
 - 2.1.4. Unidad de Punta Balandra
 - 2.1.4.1. Unidad Punta Balandra. Mármoles, calcoesquistos y micaesquistos con granate, con intercalaciones de eclogitas, esquistos azules y glaucofanitas (7)
 - 2.1.5. Unidad de Mármoles de Majagual-Los Cacaos
 - 2.1.5.1. Mármoles de Majagual-Los Cacaos. Mármoles calcíticos y dolomíticos, calcoesquistos y filitas (8)
- 2.2. Cobertera Terciaria y Cuaternaria
 - 2.2.1. Unidades carbonatadas de edad Mioceno a Pleistoceno
 - 2.2.1.1. Fm Los Haitises (9). Calizas arrecifales, calizas bioclásticas, calizas claras con foraminíferos y niveles de margas fosilíferas y arenas subordinadas Mioceno a Pleistoceno
 - 2.2.2. Formaciones superficiales de edad Holoceno
 - 2.2.2.1. Bioconstrucciones de corales (10)
 - 2.2.2.2. Abanicos aluviales y conos de deyección. Abanicos aluviales. Gravas, bloques, arenas y arcillas (11)
 - 2.2.2.3. Arcillas de descalcificación (12)
 - 2.2.2.4. Fondo de valle. Cantos, arenas, gravas y arcillas rojas (13)
 - 2.2.2.5. Marisma alta y medios transicionales, (a) canales y meandros. Limos y arenas bioclásticas (14)
 - 2.2.2.6. Áreas pantanosas y endorreicas. Ciénaga. Arcillas y limos (15)
 - 2.2.2.7. Marisma baja. Manglar. Arcillas, limos y arenas (16)
 - 2.2.2.8. Cordón litoral. (a) activo; (b) degradado. Arenas (17)

2.2.2.9. Bioconstrucciones de corales recientes (18)

3. PETROLOGIA, GEOQUIMICA, METAMORFISMO y GEOCRONOLOGÍA

3.1. Petrología

- 3.1.1. Unidad de Filitas de Playa Colorada
 - 3.1.1.1. Descripción de los materiales
 - 3.1.1.2. Filitas
 - 3.1.1.3. Esquistos con actinolita
- 3.1.2. Unidad de Mármoles de El Rincón
 - 3.1.2.1. Descripción de los materiales
 - 3.1.2.2. Mármoles claros de grano grueso con clorita
 - 3.1.2.3. Mármoles granoblásticos bandeados
 - 3.1.2.4. Mármoles microbandeados, frecuentemente miloníticos
 - 3.1.2.5. Mármoles oscuros de grano fino
 - 3.1.2.6. Mármoles oscuros microbandeados
 - 3.1.2.7. Mármoles oscuros porfiroclásticos y miloníticos
 - 3.1.2.8. Mármoles oscuros de grano fino masivos y bandeados
 - 3.1.2.9. Calcoesquistos con fengita y clorita
 - 3.1.2.10. Esquistos y calcoesquistos con actinolita
 - 3.1.2.11. Filitas esfena y mica marrón
- 3.1.3. Unidad de Esquistos de Santa Bárbara
 - 3.1.3.1. Descripción de los materiales
 - 3.1.3.2. Esquistos con glaucofana y albita
 - 3.1.3.3. Esquistos y cuarzoquistos con cloritoide y fengita
 - 3.1.3.4. Esquistos y cuarzoquistos con fengita y esfena de grano fino
 - 3.1.3.5. Filitas con fengita
 - 3.1.3.6. Calcoesquistos con epidota y albita
 - 3.1.3.7. Calcoesquistos con lawsonita
 - 3.1.3.8. Calcoesquistos con fengita y esfena
 - 3.1.3.9. Mármoles con fengita
 - 3.1.3.10. Mármoles masivos y bandeados
- 3.1.4. Unidad de Punta Balandra
 - 3.1.4.1. Descripción de los materiales
 - 3.1.4.2. Eclogitas con fengita granoblásticas
 - 3.1.4.3. Eclogitas con fengita bandeadas o foliadas
 - 3.1.4.4. Eclogitas retrogradadas
 - 3.1.4.5. Esquistos azules con granate
 - 3.1.4.6. Glaucofanitas
 - 3.1.4.7. Venas onfacíticas y glaucofaníticas
 - 3.1.4.8. Esquistos con granate y epidota con relictos de lawsonita
 - 3.1.4.9. Calcoesquistos y gneises cuarzo-calcíticos con granate y fengita
 - 3.1.4.10. Calcoesquistos con granate y lawsonita
 - 3.1.4.11. Mármoles con granate, onfacita y fengita
 - 3.1.4.12. Mármoles con granate y glaucofana
- 3.1.5. Unidad de Mármoles de Majagual-Los Cacaos
 - 3.1.5.1. Descripción de los materiales
 - 3.1.5.2. Mármoles calcíticos masivos y microbandeados, miloníticos
 - 3.1.5.3. Calcoesquistos con fengita y mica marrón
 - 3.1.5.4. Calizas marmóreas recristalizadas

3.2. Geoquímica

- 3.2.1. Introducción
- 3.2.2. Descripción de los materiales
 - 3.2.2.1. Eclogitas
- 3.2.3. Interpretación

3.3. Geocronología

4. ESTRUCTURA Y METAMORFISMO

- 4.1. Contexto geológico-estructural regional
- 4.2. Macroestructura de la Península de Samaná
- 4.3. Estructuras e Historia Deformativa
 - 4.3.1. Deformación D2
 - 4.3.2. Deformación previa D1
 - 4.3.3. Deformación posterior D3
 - 4.3.4. Deformación posterior D4
 - 4.3.5. Deformación posterior D5
 - 4.3.6. Transpresión asociada a la Zona de Falla Septentrional
- 4.4. Metamorfismo
 - 4.4.1. Asociaciones minerales metamórficas
 - 4.4.2. Puntos y Trayectorias metamórficas P-T
 - 4.4.3. Metamorfismo de alta-P en el Complejo de Samaná

5. GEOMORFOLOGÍA

- 5.1. Descripción rasgos Fisiográfico
- 5.2. Análisis Geomorfológico. Formas estructurales
- 5.3. Evolución e Historia Geomorfológica
- 5.4. Procesos Activos Susceptibles de Constituir Riesgo Geológico

6. HISTORIA GEOLÓGICA

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

- 7.1. Hidrogeología
 - 7.1.1. Climatología
 - 7.1.2. Hidrología Superficial
 - 7.1.3. Descripción Hidrogeológica
- 7.2. Recursos minerales
 - 7.2.1. Aspectos generales
 - 7.2.2. Indicios y prospectos metálicos
 - 7.2.3. Indicios no metálicos
 - 7.2.3.1. Rocas industriales y ornamentales

8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

- 8.1. Relación de LIG
- 8.2. Descripción General de los LIG

BIBLIOGRAFÍA

ANEXOS

- Anexo I. Notas sobre los estudios petrológicos**
- Anexo II. Metodología y Técnicas Analíticas**
- Anexo III. Análisis geoquímicos de roca total**
- Anexo IV. Distribución del Metamorfismo en la República Dominicana: Notas explicativas al Mapa Geológico**
- Anexo V. Cálculos termobarométricos realizados en las rocas metamórficas**

1. INTRODUCCIÓN

Debido al carácter incompleto y no sistemático del mapeo de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través de la Dirección General de Minería (DGM), se decidió a abordar a partir de finales de la década pasada, el levantamiento geológico y minero del país mediante el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, incluido en el Programa SYSMIN y financiado por la Unión Europea.

El Programa SYSMIN tiene como objetivo primordial favorecer el desarrollo del sector geológico-minero y mejorar las condiciones de vida de la población frente a los fenómenos sísmicos, la contaminación de las aguas subterráneas y la degradación del medio ambiente generada por las explotaciones mineras en la República Dominicana. Como continuación de los proyectos de Cartografía Geotemática desarrollados dentro del programa SYSMIN I, denominados C (1997-2000), K (2002-2004) y L (2002-2004), el consorcio integrado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (INYPSA), ha sido el responsable de la ejecución, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN), del presente Proyecto 1B (EuropeAid/122430/D/SER/DO).

El objetivo general del Proyecto 1B consiste en la producción de mapas geológicos a escala de 1:50.000 y otros mapas geotemáticos a escala de 1:100.000 siguiendo una normativa precisa en cuanto a su realización. Se trata de continuar la provisión de información geocientífica por el Estado en forma de mapas geológicos y temáticos (mapas geomorfológicos, mapas de recursos minerales, y mapas de procesos activos), bases de datos y otra información que sirve como base para la selección y delimitación de áreas a explorar, la selección de métodos de exploración y para la evaluación de los resultados, así como para el uso de tierras, evaluación de riesgos geológicos y prevención de desastres, entre otros.

Este Proyecto incluye, entre otros trabajos, la elaboración de las hojas geológicas a escala 1:50.000 que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1:100.000:

- **La Isabela** : Barrancón (5975-I), El Mamey (5975-II), Villa Vázquez (5975-III), El Cacao (5975-IV);
- **Puerto Plata** : Puerto Plata (6075-II), Imbert (6075-III), Luperón (6075-IV);

-
- **Santiago** : San Francisco Arriba (6074-I), Santiago (6074-II), San Jose de las Matas (6074-III), Esperanza (6074-IV);
 - **La Vega** : La Vega (6073-I), Jarabacoa (6073-II), Manabao (6073-III), Jánico (6073-IV);
 - **Sabaneta de Yásica** : Sabaneta de Yásica (6175-III);
 - **Salcedo** : Río San Juan (6174-I), Guayabito (6174-II), Salcedo (6174-III), Gaspar. Hernandez (6174-IV);
 - **San Francisco de Macorís** : Pimentel (6173-I), Cotuí (6173-II), Fantino (6173-III), San Francisco de Macorís (6173-IV);
 - **Nagua** : Nagua (6274-III), Cabrera (6274-IV);
 - **Sánchez** : Sánchez (6273-I), Palmar Nuevo(6273-II), Cevicos (6273-III), Villa Riva (6273-IV);
 - **Samaná** : Las Galeras (6373-I), Sabana de la Mar (6373-III), Santa Bárbara (6373-IV);
 - **Las Lisas** : La Vacama (6472-I), El Salado (6472-II);
 - **Enriquillo** : Enriquillo (5969-I), Isla Beata (5969-II), Oviedo (5969-III), Arroyo Dulce (5969-IV);
 - **Barahona** : La Ciénaga (5970-II), Polo (5970-III);
 - **Cabo Rojo** : Cabo Rojo (5869-I), Punta Cimanche (5869-II);
 - **Pedernales** : Puerto Escondido (5870-I), Pedernales (5870-II).

1.1. Metodología

Durante la confección de la Hoja a escala 1:50.000 de Las Galeras (6373-I) se ha utilizado la información disponible, de procedencia muy diversa, principalmente tesis doctorales y publicaciones monográficas, pero también trabajos de investigación o de exploración minera. La cartografía se ha realizado, principalmente, con el apoyo de las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1983-84) o, donde no existía cobertura de éstas, con las de escala 1:60.000 (1964), cedidas por la DGM. Los estudios fotogeológicos se han completado con la interpretación de las imágenes de *Google Earth*, muy adecuadas para esta zona, satélite Spot P, Landsat TM y SAR. Para la identificación y seguimiento de estructuras profundas o subaflorantes ha sido de gran utilidad el Mapa Aeromagnético y espectrométrico de la República Dominicana (CGG 1997, del programa SYSMIN).

Todos los puntos de observación y recorridos fueron grabados diariamente con ayuda de un PDA (*Personal Digital Assistant*) o TabletPC con sistema acoplado de GPS (*System Global Positioning*) y el software ArcPad v. 7.1 de Esri®. Los datos fueron descargados en una base de datos espaciales y representados en un sistema de información geográfica (SIG), con una confrontación respecto a la información preexistente (topografía, imágenes de satélite, datos geofísicos, etc.) ya incorporada en el SIG. Todas las coordenadas citadas en el texto son geográficas y están expresadas en Latitud-Longitud con el datum WGS84.

Los recorridos de campo se complementaron mediante fichas de control en las que se registraron los puntos de toma de muestras rocosas (petrológicas, geoquímicas, geocronológicas, paleontológicas y sedimentológicas), de datos geológicos estructurales y petrológicos, así como fotografías. De forma coordinada con la elaboración de la Hoja, se diseñó la cartografía Geomorfológica y de Procesos Activos susceptibles de Constituir Riesgos Geológicos del cuadrante correspondiente, a escala 1:100.000 (Samaná 6373).

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

1.2. Situación Geográfica

Desde un punto de vista físico, la Hoja de Las Galeras (6373-I) se encuentra en la Región Nordeste, en la división administrativa de la Provincia de Samaná (Fig. 1.1). La provincia limita al Norte y Este por el Océano Atlántico, al Sur por la Bahía de Samaná y la provincia Monte Plata (en el Suroeste) y al Oeste por las provincias Duarte y María Trinidad Sánchez. La provincia de Samaná fue creada el 4 de junio 1867, como Distrito Marítimo. La constitución de 1907 -efectiva en 1908- la convierte en Provincia. Samaná es el nombre indígena de la región.

Según datos de la Oficina Nacional de Estadística (ONE), entidad pública, rectora del sistema estadístico nacional, en el año 2002 la provincia de Samaná posee una superficie de 853,74 km² y una población de 91875 habitantes, resultando una densidad de población de 108,0 (hab/km²). La demografía por sexo se reparte entre 46738 hombres y 45137 mujeres, con un porcentaje de población urbana del 31,6%. Las ciudades principales son el municipio cabecera de Santa Bárbara de Samaná, con 51501 habitantes (10692 urbana y 40809 rural), de coordenadas 19°13' N - 69°19' W, y los municipios de Las Terrenas, Sánchez, Arroyo Barril, El Limón y Las Galeras. Las principales vías de acceso son la carretera nacional 5 que une las localidades de Sánchez con Santa Bárbara de Samaná y Las Galeras por el sector meridional y oriental de la península, y la carretera que desde las inmediaciones de Sánchez parte hacia Las Terrenas en dirección norte para dirigirse después hacia el este a El Limón y a Santa Bárbara de Samaná. La península es accesible también mediante avión a los aeropuertos domésticos de El Portillo y Arroyo Barril, así como desde el recién inaugurado aeropuerto Internacional de El Catey.

Morfológicamente, la provincia se encuentra principalmente en la Península de Samaná, la cual es atravesada de Este a Oeste por la Sierra de Samaná, siendo la montaña más alta La Meseta con 605 metros. En cuanto a sus características hidrológicas, los ríos de esta provincia son muy cortos debido a su predominante modelado kárstico. Algunos de ellos son Libón, Majagual y Tito. En la parte suroeste de la provincia se encuentra la región del Bajo Yuna, un humedal de gran importancia.

Las actividades económicas principales de la provincia son el turismo, la agricultura y la pesca. También existe un pequeño desarrollo minero, produciéndose mármol. Los productos agrícolas principales son el coco y yautía.

Samaná es una provincia de gran desarrollo turístico, principalmente en los centros de Samaná, Las Terrenas y Las Galeras. En los últimos años ha habido una profunda reestructuración de la oferta hotelera en la zona, que había caído en decadencia. Paralelamente, el sector inmobiliario de residencias turísticas ha experimentado un gran auge, particularmente en las inmediaciones de Las Terrenas.

Cada año, a mediados del invierno y primavera, Samaná es visitada por las ballenas jorobadas en su temporada de apareamiento, las cuales brindan un majestuoso espectáculo para los visitantes. El santuario de las ballenas se encuentra de camino de la isla de Cayo Levantado, lo cual permite que los visitantes que van a ver las ballenas también puedan visitar este singular paraje.

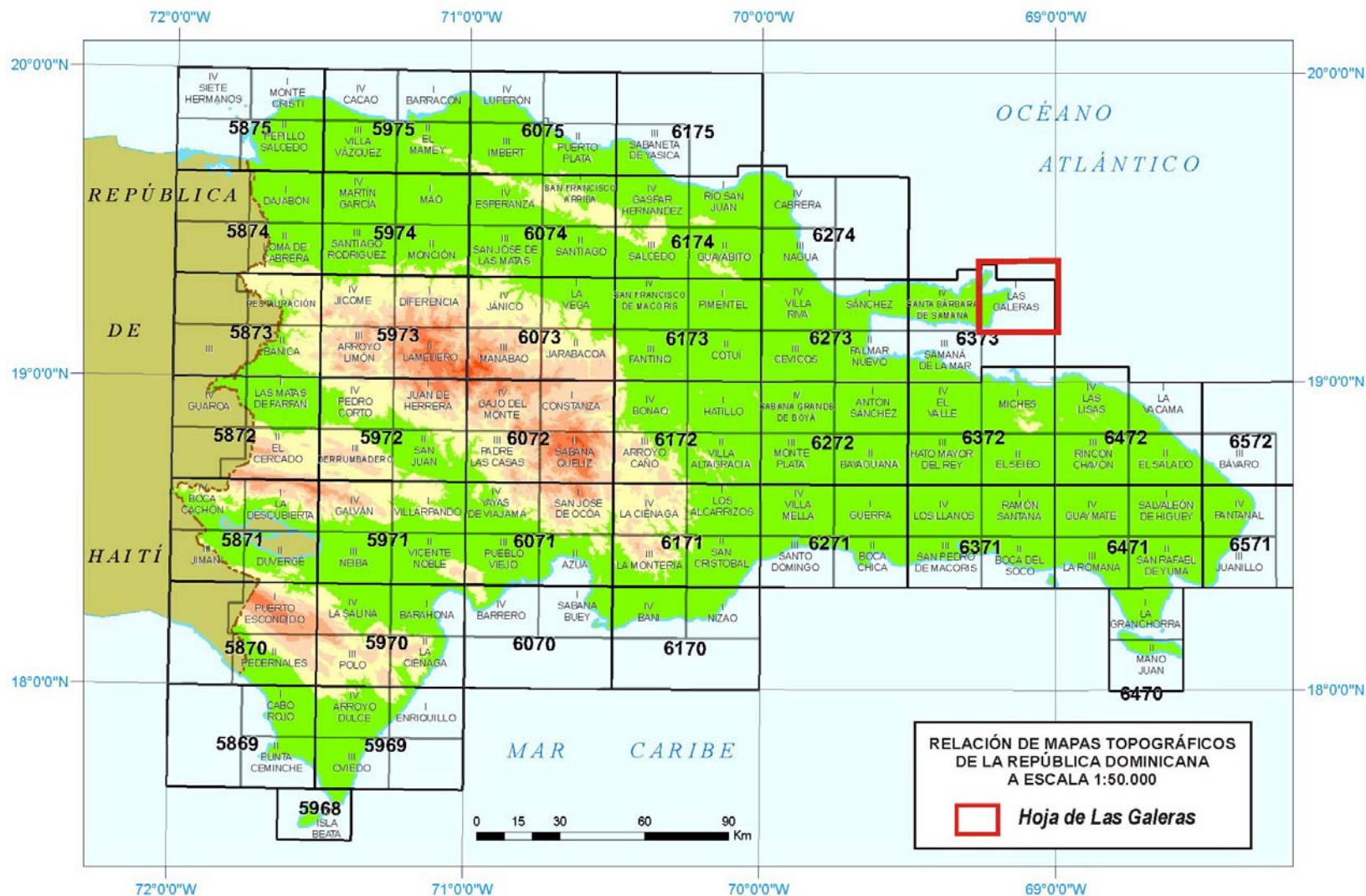


Fig. 1.1. Ubicación de la Hoja de Las Galeras (6373-I) en el marco del Proyecto SYSMIN II.

1.3. Marco Geológico

1.3.1. La Geología de La Española

1.3.1.1. Estudios Previos

La República Dominicana ocupa aproximadamente los dos tercios más orientales de la Isla La Española, cuya superficie total es de unos 80.000 km², lo que la convierte en la segunda isla más extensa de las Antillas Mayores. Desde el punto de vista fisiográfico la isla está constituida por cuatro alineaciones montañosas principales que, de norte a sur y según la toponimia dominicana, son la Cordillera Septentrional, la Cordillera Central, la Sierra de Neiba y la Sierra de Bahoruco, separadas por tres grandes valles según el mismo orden, el Valle del Cibao, el Valle de San Juan y el Valle de Enriquillo. La orografía de la isla es muy accidentada, e incluye las mayores altitudes de las Antillas Mayores (picos Duarte y la Pelona, con 3087 m). Esta circunstancia revela una activa tectónica reciente, o neotectónica, puesta también de manifiesto por la elevación topográfica de numerosas áreas, fallas activas y una importante actividad sísmica, como los importantes terremotos registrados en los años 1751, 1770, 1842, 1887, 1911, 1946, 1948 y 1953.

Desde el punto de vista geodinámico, la Isla Española se encuentra situada en la parte septentrional de la Placa del Caribe y conjuntamente con Puerto Rico, constituyen una unidad que puede interpretarse como una microplaca incipiente (Fig. 1.3.1), limitada al Norte por una zona de subducción/colisión oblicua (Fosa de Puerto Rico) y al Sur por una zona de subducción (Fosa de los Muertos). El margen Norte del Caribe ha evolucionado notablemente desde el Cretácico hasta hoy. Previamente al Eoceno Inferior, el límite Norte del Caribe fue fundamentalmente de subducción (convergente con la Placa de Norteamérica), como lo evidencia la presencia del arco magmático del Cretácico Superior-Eoceno Inferior. La colisión de este arco magmático con la Plataforma de las Bahamas (margen continental meridional de Norte América), da lugar a la transición de un régimen dominado por la subducción a uno con desplazamientos en dirección, que ha continuado a lo largo del Neógeno (Dolan y Mann, 1998). Desde entonces, este límite de placas tiene un carácter transpresivo senestro. Las reconstrucciones de placas propuestas para la región septentrional del Caribe, indican que la plataforma de las Bahamas se ha movido relativamente hacia el oeste respecto a la del Caribe en los últimos 20 Ma y que los efectos colisiones se han intensificado en la Española en los últimos 5 Ma (Mann et al., 2002; Pindell y Kennan, 2004, 2006; Pindell et al., 2009).

Situados en la Cordillera Septentrional de la Española y a lo largo del borde sur de la Fosa de Puerto Rico, los afloramientos de rocas metamórficas de alta P constituyen evidencias de

la antigua zona de subducción exhumada, levantamiento que aún continúa en la actualidad. Como indican la distribución de mecanismos focales, medidas de los desplazamientos de la Placa del Caribe mediante GPS y número de terrazas marinas emergidas (Fig. 3.2.), la isla de La Española constituye una zona de neotectónica activa, importantes terremotos históricos y levantamiento tectónico, debido a que el borde septentrional de la placa Caribeña está actualmente sometida a un régimen de convergencia oblicua (Calais et al., 1992, 1998, 2002; Mann et al., 1998; DeMets et al., 2000; Jansma et al., 2001; Bilich et al., 2001; y Prentice et al., 2002).

Entre los estudios y documentos previos de carácter geológico-minero, la República Dominicana dispone de un mapa geológico a escala de 1:250.000, denominado "Mapa Geológico de la República Dominicana", publicado en 1991. Las referencias sobre la geología de la Hispaniola son numerosas y han sido publicadas en revistas internacionales principalmente. Una síntesis de la bibliografía geológico-minera básica puede encontrarse en el *Special Paper 262* (1991) de la Sociedad Geológica de América. Existen informes inéditos, de carácter minero, realizados por la compañía Rosario Dominicana en el ámbito del Proyecto. Como resultado de la cooperación Dominico-Alemana, entre los años 1984 y 1988, se elaboraron distintos mapas a escalas variables, entre 1:100,000 y 1:25,000, de los sectores Norte y Sur de la Cordillera Central y del sector Oeste de la Cordillera Septentrional. Más recientemente, tienen un particular interés los volúmenes especiales de "Active strike-slip y collisional tectonics of the northern Caribbean Plate boundary zone", editado en 1998 por J. Dolan y P Mann (Spec. Pap. Geol. Soc. Am. vol 326) y que incluye abundante información sobre la geología de la República Dominicana; del Acta Geológica Hispánica (vol. 37), editado en 2002 por Pérez-Estaún et al., que actualiza la información geológica obtenida en el marco del Programa SYSMIN I; y del Boletín Geológico y Minero de España (vol. 118), publicado en 2007, que recoge una síntesis de los trabajos e investigaciones más recientes.

Además de ser un área de especial interés para el estudio de la neotectónica de la placa Caribeña y de los riesgos geológicos que ésta implica, la isla de La Española y, en concreto, el territorio correspondiente a la República Dominicana, también contiene un registro excepcional de la evolución del denominado Arco Isla Caribeño durante el Jurásico Superior y Cretácico, y de su deformación posterior por una tectónica transpresiva durante buena parte del Terciario. Sin embargo, a pesar de esta importancia geológica, y con la excepción de diversas investigaciones y prospecciones mineras y petrolíferas de carácter local, la mayor parte de la isla ha carecido de estudios geológicos de detalle hasta bien entrados los años 1980, a partir de los cuales varios estudios han incrementado su conocimiento

geológico. Los principales trabajos desarrollados en la parte dominicana de la isla se han agrupado en el volumen especial (*Special Paper* 262) de la Sociedad Geológica de América (Mann et al., 1991). Posteriormente, otro volumen especial de la misma sociedad (*Special Paper* 326) trata los aspectos neotectónicos del margen septentrional de La Española, derivados de investigaciones recientes. Otros resúmenes de la geología de la isla se pueden encontrar también en Bowin (1975), Draper y Lewis (1991), Joyce (1991), Lewis (1980), Lewis y Draper (1990), Lindz y Nagle (1979), Maurrasse (1981), Nagle (1974) y Pindell y Draper (1991).

Desde el punto de vista cartográfico, en la República Dominicana sólo existía cartografía geológica a escala 1:100.000 de las hojas de San Juan (5972), Comendador (5872) y San Cristóbal (6171) a escala 1:50.000. De ellas, sólo la primera se publicó con una Memoria explicativa, y las otras dos están en periodo de revisión. En la elaboración de estas hojas no se utilizó ninguna normativa específica que sirviera de base para la realización de nuevas hojas geológicas. Los proyectos SYSMIN de Cartografía Geotemática han venido a subsanar este vacío al establecer una sistemática para la elaboración de mapas geológicos y derivados a escala 1:50.000 y 1:100.000. El primero de estos proyectos, correspondiente a los cuadrantes 1:100.000 de Bonaó, Constanza y Azua, fue ejecutado durante los años 1997-2000 por un consorcio de empresas españolas del que formaron parte el IGME e Inypsa, con resultados muy satisfactorios. La primera Fase del Programa SYSMIN de la Unión Europea finalizó en 2004 con la realización del Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana por el Consorcio IGME-BRGM-Inypsa, completando 47 Hojas geológicas a escala 1:50.000 y sus correspondientes Memorias, las cuales cubren aproximadamente un 60% del territorio. La ejecución de estos Proyectos ha venido a confirmar la validez de la normativa utilizada que, con algunas mejoras, ha sido la empleada en el Proyecto SYSMIN II.

Además de las cartografías temáticas, el principal resultado obtenido en el marco del Programa SYSMIN, en gran medida como consecuencia de integrar los nuevos datos multidisciplinarios litoestratigráficos, estructurales, petrológicos, geoquímicos, geomorfológicos y mineros, es que la información y el conocimiento geológico-minero de la República Dominicana ha experimentado un importante avance, plasmado en recientes publicaciones y numerosas participaciones a congresos, como la exitosa XVIII Conferencia Geológica del Caribe realizada en Santo Domingo en el 2008. Dicho conocimiento va a permitir la localización de nuevos recursos minerales, para invertir la evolución desfavorable del sector, a la vez que una mejor protección de la población frente a desastres naturales y una mejor gestión medioambiental del territorio.

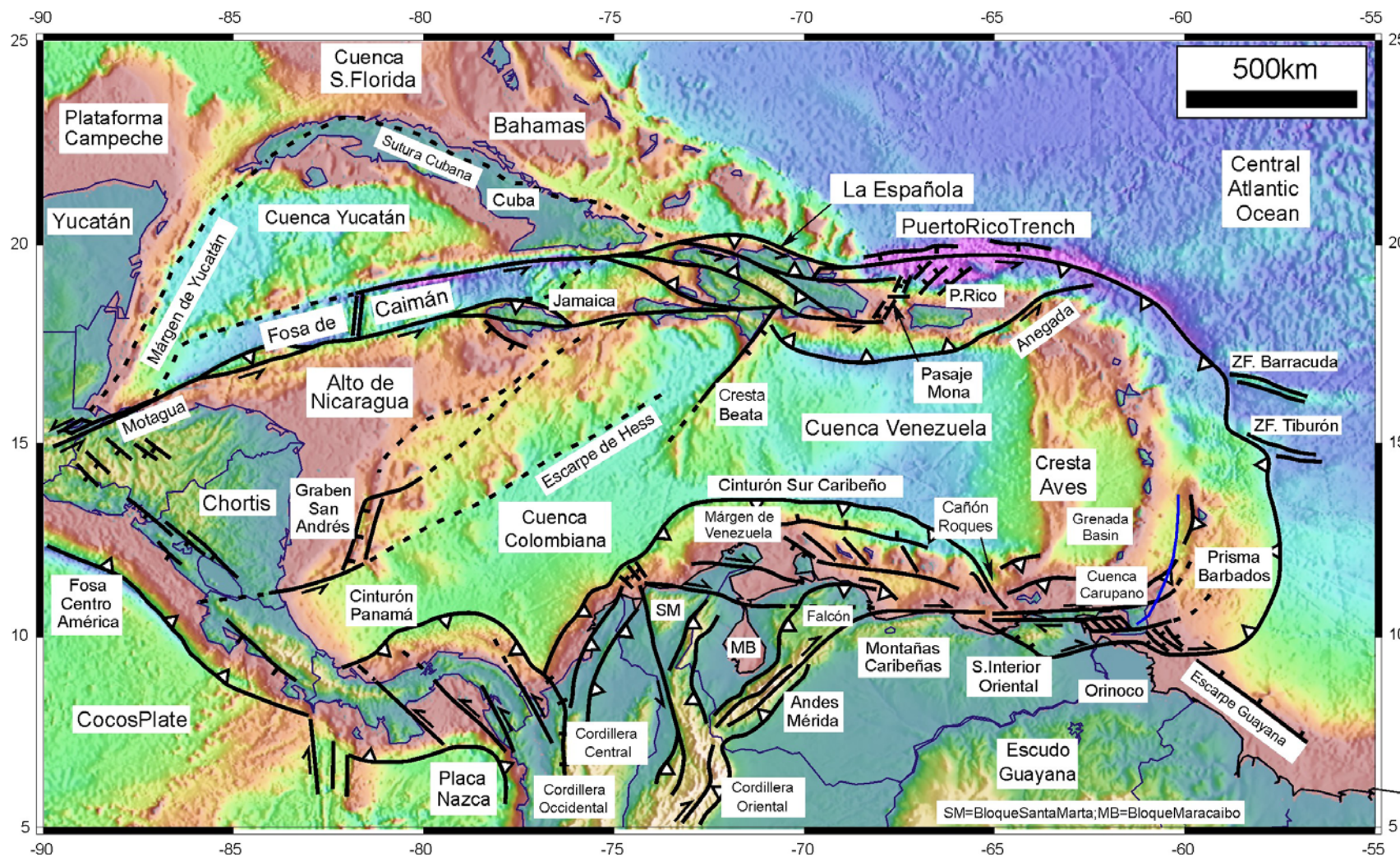


Fig. 1.3.1. Mapa de la placa Caribeña mostrando la situación de la isla de La Española en su borde septentrional. En la figura se muestran también los límites estructurales de la placa Caribeña con otras placas y los principales elementos tectónicos.

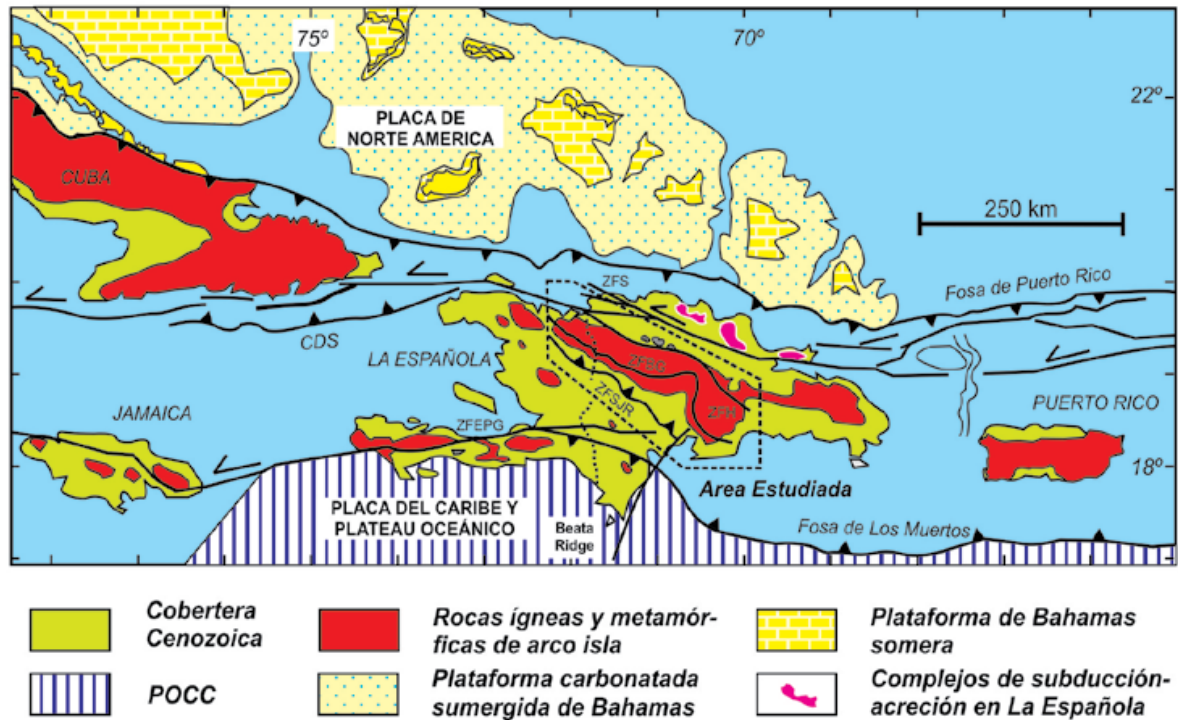
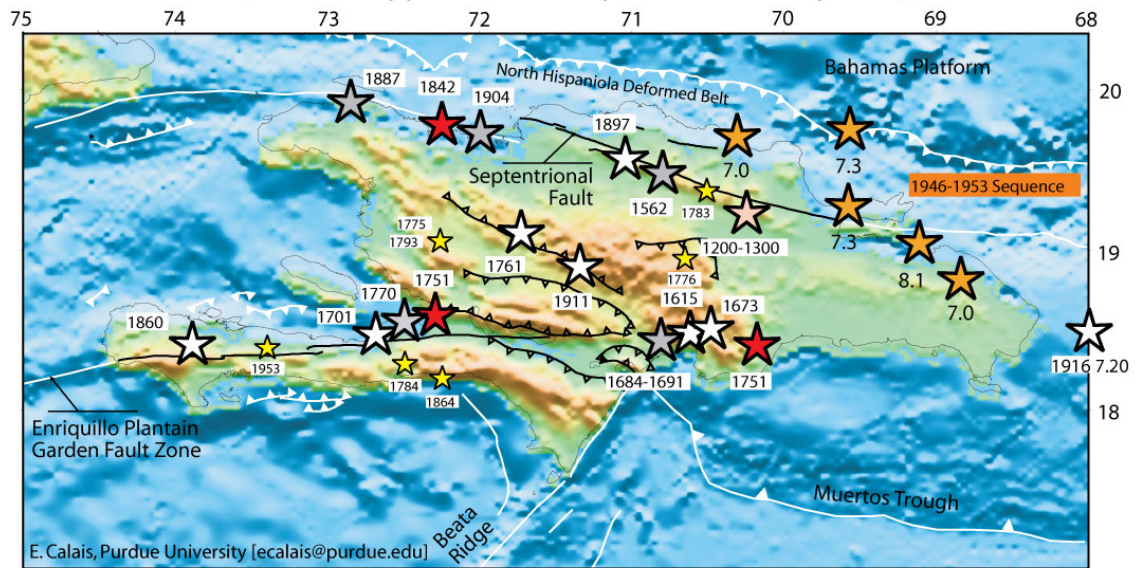


Fig. 1.3.2. Mapa del margen septentrional de la placa Caribeña (mod. de Lewis y Draper, 1990; Mann et al., 1991). La Española ha sido dividida en varios terrenos tectonoestratigráficos en base a su diferente historia geológica, yuxtapuestos tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE y edad post-Eoceno/Oligoceno (Mann et al., 1991). Estas zonas de falla son: Septentrional (ZFS), La Española (ZFLE), La Guácara-Bonao (ZFBG), San Juan-Restauración (ZFSJR) y Enriquillo-Plantain Garden (ZFEFG).

Historical seismicity in Hispaniola (before 1960)

(locations approximate except 1946-1953 sequence)



- ★ Major earthquakes
- ★ Other EQ
- ★ Paleo-earthquakes
- ★ Large EQ, city destroyed
- ★ 1946 sequence
- ★ Moderate EQ (NOAA DB)

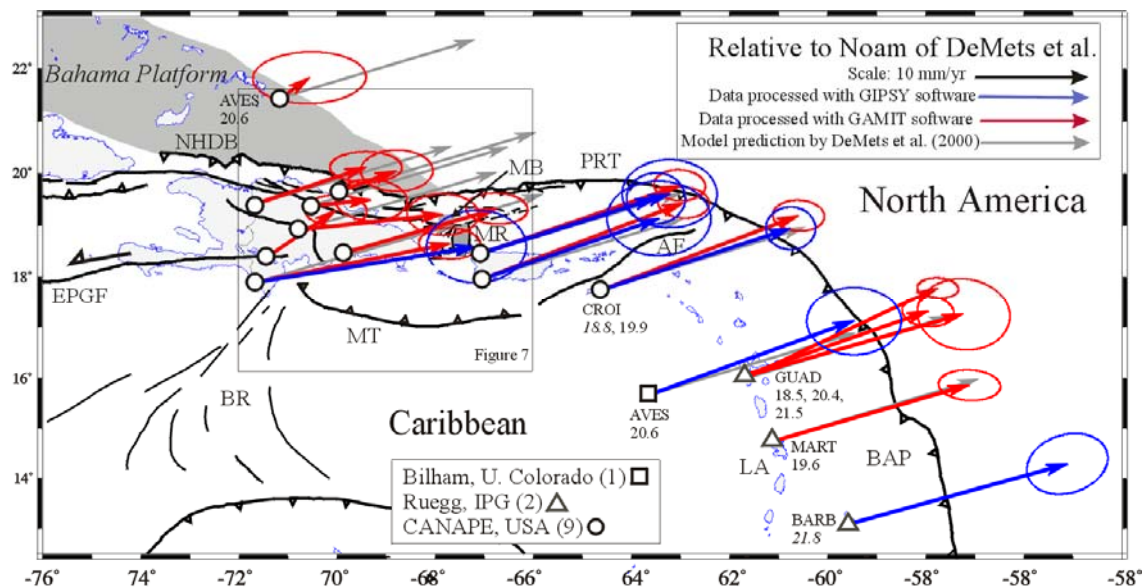


Fig. 1.3.3. (arriba) Mapa de situación de los principales terremotos históricos en el sector septentrional de la Placa del caribe y su relación con las estructuras que marcan límites de placas (Dolan y Wald, 1998); (abajo) Movimiento relativo de la Placa Caribeña hacia el ENE deducidos en base a medidas GPS y modelos dinámicos globales (de Mets et al., 2000; Mann et al., 2002). La situación de La Española en un relevo contractivo senestro origina la actividad neotectónica y creación de relieve.

1.3.2. Macro unidades geológicas

Localizada en el borde norte de la placa Caribeña, la geología de La Española resulta de la convergencia oblicua del margen continental de la placa de Norteamérica con el sistema de arco-isla Cretácico caribeño, la cual se inició en el Eoceno-Mioceno Inferior y continua en la actualidad (Donnelly et al., 1990; Mann et al., 1991, 1995, 2008). La geotectónica activa ha dado lugar a una fisiografía caracterizada por una alternancia de sierras montañosas y valles, que pueden ser agrupadas en diez zonas fisiográficas o morfogenéticas (Fig. 1.3.4). Generalmente, los límites de cada una de estas zonas están definidos por alineaciones morfoestructurales bien definidas y presentan características geológicas que las distinguen de sus zonas contiguas.

Por otra parte, la Española ha sido dividida en varias unidades tectonoestratigráficas en base a su diferente historia geológica, yuxtapuestas tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE y edad post-Eoceno/Oligoceno (Mann et al., 1991). Estas zonas de falla son: Septentrional (ZFS), La Española (ZFLE), Bonao-La Guácara (ZFBG), San Juan-Restauración (ZFSJR) y Enriquillo-Plantain Garden (ZFEPG) (Fig. 1.3.5 y 6). Las rocas de estas unidades están regionalmente cubiertas por rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno Superior a Plioceno, que postdatan la actividad del arco-isla y registran la colisión oblicua arco-continente, así como la subducción activa del margen meridional de la isla (Bourgeois et al., 1983; Mann et al., 1991, 1995; Calais et al., 1995; Dolan et al., 1998; Mann, 1999; Hernáiz Huerta y Pérez Estaún, 2002; Brink et al., 2009).

Los estudios realizados en la República Dominicana, en buena parte enmarcados dentro del Programa SYSMIN, han permitido distinguir geológicamente de Norte a Sur:

(1) Un prisma de acreción (o complejo de zona de subducción) exhumado durante la colisión del arco de islas con el continente de Norte América, que incluye: los complejos de rocas de alta presión de Puerto Plata, Río San Juan y Samaná, con mëlanges tectónicas de matriz serpentinitica y sedimentaria; y la cuenca turbidítica de antearco/antepaís suprayacente, rellena con las unidades siliciclásticas del Eoceno Inferior y carbonatadas del Mioceno Superior-Cuaternario (Donnelly y Rogers, 1980; Draper y Nagle 1991; Joyce 1991; Pindell y Draper, 1991; Draper et al., 1997; De Zoeten y Mann, 1999; Mann, 1999; Gonçalves et al. 2000; Escuder Viruete y Pérez-Estaún, 2006; Pérez Varela y Abad, 2008).

(2) El arco isla primitivo del Cretácico Inferior, que incluye las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Fm Los Ranchos y los Esquistos de Maimón y Amina, los cuales

resultan ser petrológica y geoquímicamente equivalentes (Bowin, 1975; Draper y Lewis, 1991; Kesler et al., 1990, 2005; Lebron y Perfit, 1994; Lewis et al., 1995, 2000, 2002; Joubert et al., 2004; Escuder Viruete et al., 2004, 2006). El Complejo Río Verde situado estructuralmente al SO representa el arco fallado o la cuenca de trasarco adyacente al frente volcánico (Escuder Viruete et al., 2009). La Fm Los Ranchos está estratigráficamente recubierta por la potente secuencia sedimentaria siliciclástica de la Fm Las Guayabas. Esta unidad está formada por areniscas con abundantes terrígenos derivados de la erosión de un arco isla, por lo que se interpreta constituyen el relleno de la cuenca de delantera del Arco Isla Caribeño del Cretácico Superior (García Senz et al., 2004).

(3) Un cinturón de peridotitas serpentizadas, denominado Peridotitas de Loma Caribe (Lewis et al., 1999, 2006; Draper et al., 1996), y las unidades volcano-plutónicas oceánicas relacionadas (Escuder Viruete et al., 2006, 2008).

(4) Un complejo metamórfico de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior, compuesto por la asociación volcano-plutónica de Loma La Monja (Escuder Viruete et al., 2008) y el Complejo Duarte (Palmer, 1979), que se interpreta como derivado de una meseta oceánica (Draper y Lewis, 1991; Lewis y Jiménez, 1991; Montgomery et al., 1994) edificada sobre un sustrato oceánico de basaltos, sedimentos pelágicos y radiolaritas de procedencia Pacífica (Montgomery et al., 1994). El Complejo Duarte incluye picritas olivínicas y basaltos ricos en Mg geoquímica e isotópicamente similares a los magmas generados por una pluma mantélica (Lapierre et al., 1997, 1999, 2000; Escuder Viruete et al., 2005, 2007).

(5) La secuencia de arco magmático del Cretácico Superior-Eoceno, representado principalmente por la Fm Tireo, y que está intruida por los batolitos gabro-tonalíticos de Loma de Cabrera, Loma del Tambor, El Bao, Jumunuco, El Río y Arroyo Caña, incluyendo complejos ultramáficos y plutones de leucotonalitas foliadas (Lewis et al., 1991, 2002; Contreras et al., 2004; Escuder Viruete et al., 2004; Joubert et al., 2004; Stein et al., 2004). Sobre estos materiales tuvo lugar la extrusión de la potente secuencia volcánica de la Fm Basaltos de Pelona-Pico Duarte, que registra un magmático intraplaca relacionado con los eventos más tardíos de construcción del Plateau Oceánico Caribeño en el campaniense-Maastrichtiense.

(6) Las formaciones sedimentarias Eoceno Superior-Oligoceno desarrolladas por detrás del arco isla y simultáneamente a la colisión entre el arco isla y el continente Norteamericano, representadas por el Cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta-

Trois Rivières y la cuenca de antepaís relacionada de San Juan (Heubeck et al., 1988; Dolan et al., 1991; Hernáiz Huerta y Pérez-Estaún, 2000).

(7) Las formaciones neógenas y actuales que rellenan las cuencas de Azua y Enriquillo (Mann et al., 1991, 1999; Díaz de Neira y Solé Pont, 2002), sedimentadas en relación a la formación de la nueva zona de subducción meridional, o Fosa de Los Muertos, y en la que el sustrato oceánico del Mar Caribe subduce bajo la Isla de La Española.

(8) Un fragmento levantado del plateau oceánico del Caribe, aflorante en la Sierra de Bahoruco, constituida por basaltos oceánicos del Cretácico Superior y que constituyen el sustrato de la Dorsal de Beata y aparentemente buena parte del mar Caribe (Maurasse et al., 1979; Sen et al., 1996; Mann, 1999; Kerr et al., 2002).

El contacto entre el complejo de acreción-colisión septentrional y la secuencia de arco isla de la Fm Tireo, se realiza a través de la estructura más importante de toda la isla, la Zona de Falla de La Española (Fig. 1.3.5 y 6), a favor de la cual afloran las peridotitas serpentinizadas de Loma Caribe. Se trata de una falla de desgarre que resuelve un enorme desplazamiento lateral, y aproxima y yuxtapone estos diferentes fragmentos litosféricos.



Fig. 1.3.4. Principales unidades Morfotectónicas de La Española según Lewis y Draper (1991).

TERRENOS TECTONOESTRATIGRÁFICOS DE LA ESPAÑOLA

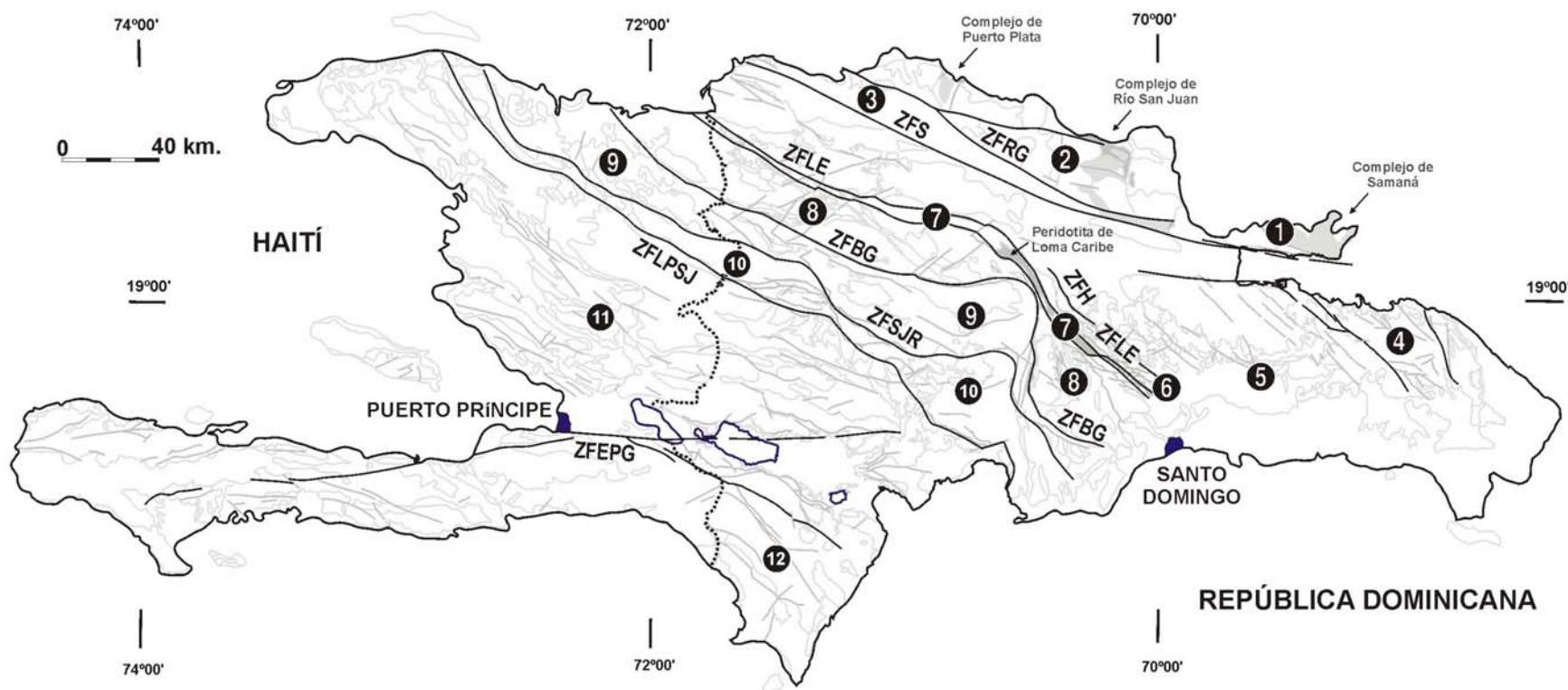


Fig. 1.3.5. Mapa de los terrenos tectonoestratigráficos de La Española según Pérez-Estaún et al. (2007): (1) Samaná; (2) Puerto Plata-Pedro García-Río San Juan; (3) Altamira; (4) Seibo; (5) Oro; (6) Tortue-Maimón-Amina; (7) Loma Caribe-Tavera; (8) Duarte; (9) Tireo; (10) Trois Rivières-Peralta (11) Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba; y (12) Hotte-Selle-Bahoruco. Zonas de Falla: ZFRG, Río Grande; ZFS, Septentrional; ZFBG, Bona-La Guácara; ZFH, Hatillo; ZFLE, La Española; ZFEPG, Enriquillo Plantain Garden; ZFSJR, San José- Restauración ; ZFLPSJ, Los Pozos-San Juan.

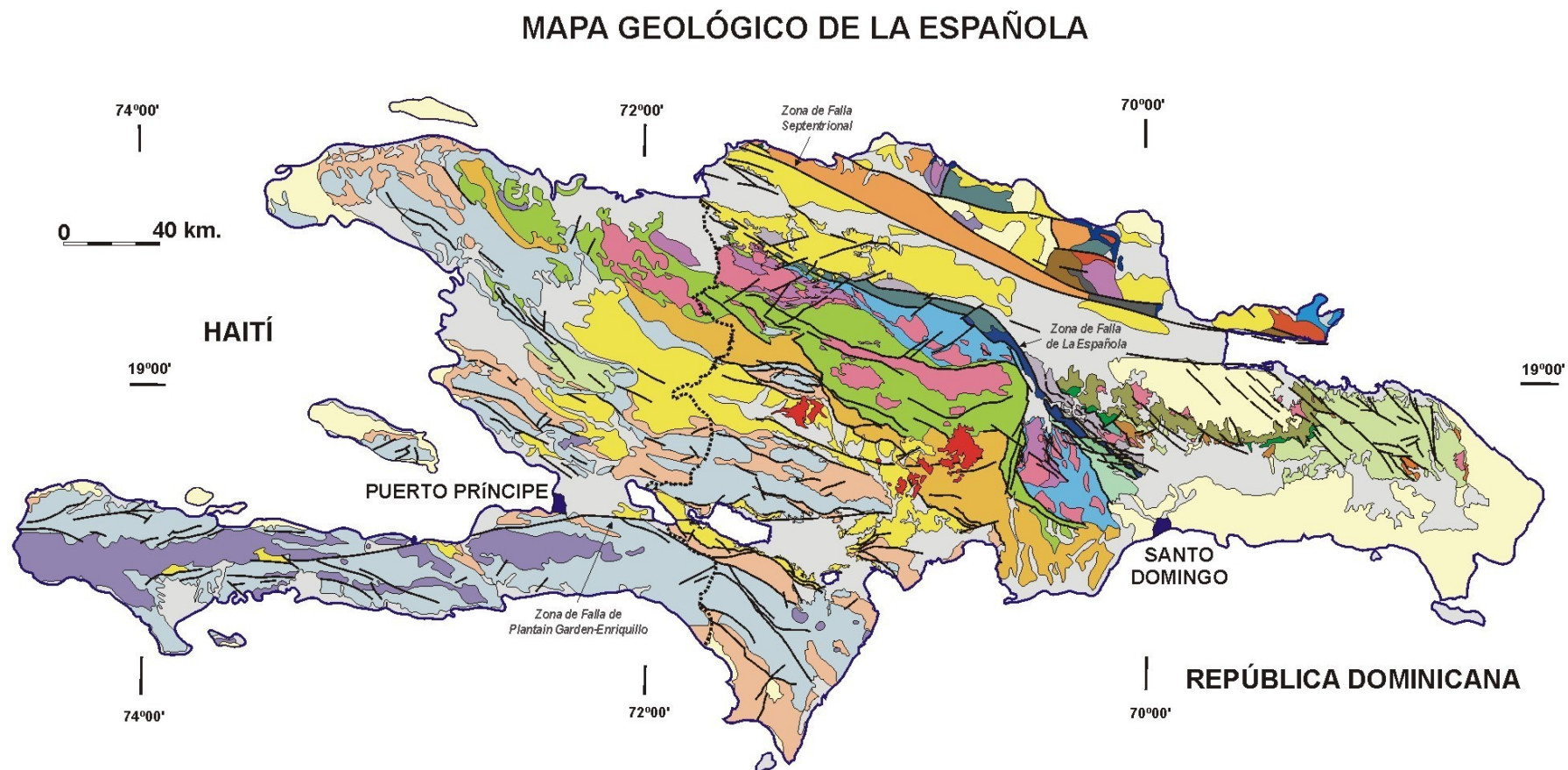


Fig. 1.3.6. Mapa Geológico simplificado de La Española según Lewis y Draper (1990) y el Programa SYSMIN (1999, 2004, 2008).

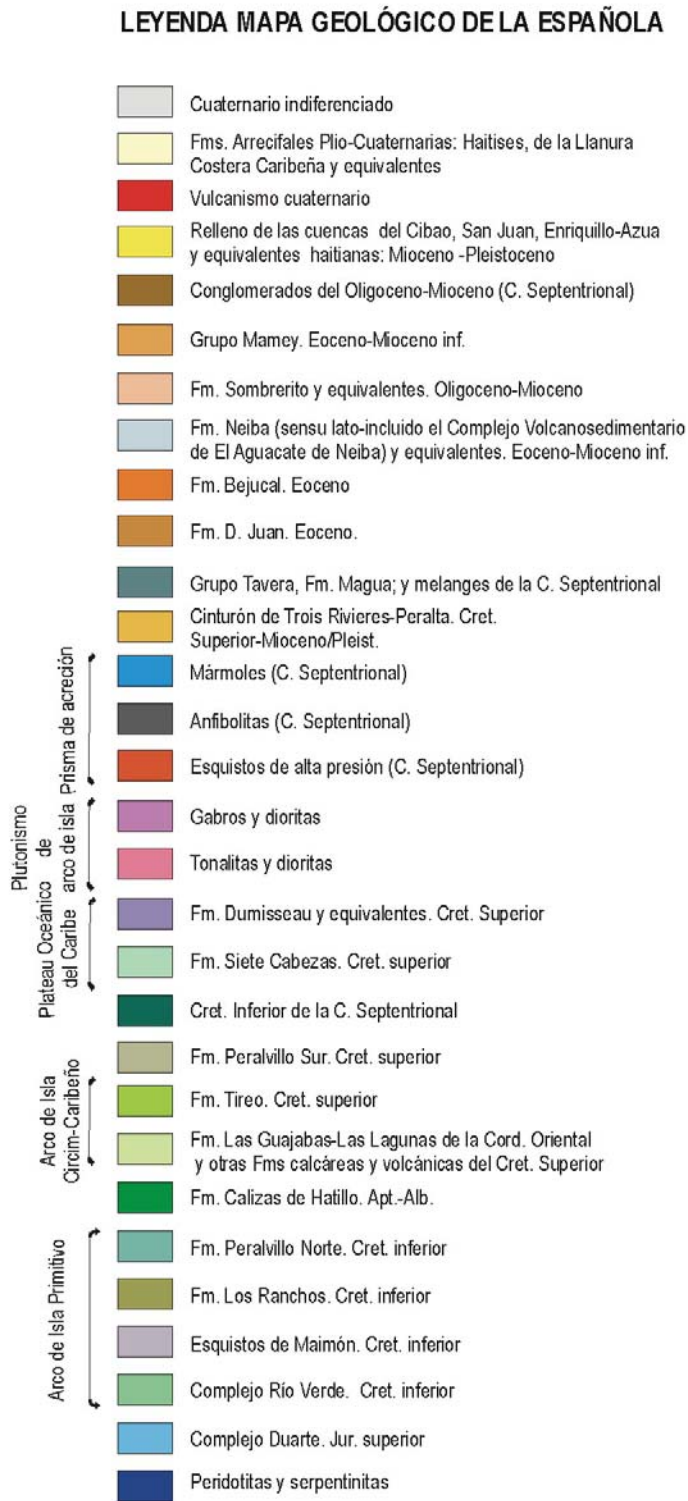


Fig. 1.3.7. Leyenda del Mapa Geológico simplificado de La Española.

1.3.3. Historia Geológica de La Española

La historia geológica simplificada que registran las muy variadas rocas que constituyen la isla de la Española puede sintetizarse en los siguientes eventos:

- Jurásico Medio-Superior. Edad de formación de las rocas oceánicas más antiguas del Caribe, siendo tanto de procedencia Pacífica como resultado de la separación de las placas de Norte y Sur América y la formación del océano del proto-Caribe (Mann et al., 1991; Montgomery et al., 1994; Lewis et al., 1999; Escuder Viruete y Pérez-Estaún, 2006; Escuder Viruete et al., 2008).
- Cretácico Inferior. Génesis del Arco de Islas Primitivo, representado por las Fms Los Ranchos, Amina y Maimón, junto con el Complejo Río Verde (Donnelly et al., 1990; Lebrón y Perfit, 1994; Draper et al., 1994; Lewis et al., 1995, 2000, 2002; Kesler et al., 1977, 2003, 2005; Escuder Viruete et al., 2006, 2008, 2009), sobre una zona de subducción con polaridad hacia el Sur (en la posición actual; Krebs y Maresch, 2005; Krebs et al., 2008; Pindell et al., 2006; Escuder Viruete et al., 20089). Existencia de episodios magmáticos relacionados con la actividad de una pluma mantélica, representados por los basaltos magnesianos y picritas del Complejo Duarte (Draper y Lewis, 1989, 1991; Lewis et al., 2000; Lapiere et al., 1997, 1999, 2000; Escuder Viruete et al., 2004, 2005, 2007).
- Cretácico Superior-Eoceno. Probable cambio en la cinemática del arco (Cenomanense Superior-Turonense) y continuación de la subducción dando lugar a la formación del Arco de Islas del Caribe, representado por el Grupo Tireo (Lewis et al., 1991, 2000, 2002; Escuder Viruete et al., 2007, 2008). Evento magmático principal de formación del Plateau oceánico del Caribe en el Turonense-Coniacense (Fm Constanza) y en el Campaniense-Maastrichtiense (Fms de Siete Cabezas y Basaltos de Pelona-Pico Duarte). Formación de la Falla de la Española e inicio de los desplazamientos laterales entre el arco primitivo y el arco Cretácico Superior, así como respecto a su parte frontal (prisma acrecional y cuencas de antearco; Donnelly, 1973, 1989, 1994).
- Eoceno Medio-Superior. Colisión del arco de islas con la plataforma de las Bahamas, exhumación de las rocas de alta P (De Zoeten y Mann, 1991, 1999; Joyce, 1991; Gonçalves et al., 2002; Escuder Viruete y Pérez-Estaún, 2006) y cese de la actividad magmática relacionada con la subducción. Desplazamiento a lo largo de la Falla de

la Española provocando la aproximación de las parte traseras del arco a las partes frontales.

- Oligoceno-Mioceno Inferior. Movimientos en dirección en la zona de colisión y en el interior del arco. Fallas de desgarre y cuencas sedimentarias asociadas (Mann et al., 2002; García Senz et al., 2005, 2006; Hernáiz Huerta et al., 2006).
- Mioceno Superior-Actualidad. Continuando con la evolución anterior, generalización de la tectónica de desgarre y estructuras relacionadas con la subducción, situada al Sur de la Isla (Mann et al., 2002; Díaz de Neira et al., 2006). Exhumación final del complejo de acreción-colisión.

1.3.4. Macroestructura de La Española

Los resultados obtenidos en los Proyectos del Programa SYSMIN han supuesto un nuevo e importante avance en el conocimiento de la geología estructural de la República Dominicana. Desde un punto de vista tectónico, la estructura de la Isla de La Española resulta de la convergencia oblicua a la colisión final del sistema de arco-isla Caribeño Cretácico y la placa de Norte América, que tuvo lugar desde el Eoceno Medio-Superior (Bowin, 1975; Donnelly et al., 1990; Mann et al., 1991, 1995, 1999; Draper et al., 1994; Escuder Viruete y Pérez-Estaún, 2006; Pérez Estaún et al., 2005, 2006).

La macroestructura de La Española resultante consiste en un conjunto de unidades tectónicas de unos 250 kilómetros de anchura, constituido por rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior a Eoceno, que se formaron y acrecieron en un arco-isla intraoceánico hasta la colisión arco-continente . Estas rocas están regionalmente cubiertas por una cobertera de rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas de edad Eoceno/Oligoceno – Actualidad, que post-datan la actividad del arco isla y registran principalmente el período de movimiento transcurrente senestro entre las placas de Norte América y Caribeña (Mann, 1999; Mann et al., 1991, 2002; Calais et al., 1995; Dolan et al., 1998).

Las estructuras formadas a lo largo de la historia cenozoica de La Española son típicamente transpresionales, como zonas de falla transcurrentes de gran escala y subparalelas a la zona de colisión, que acomodan grandes desplazamientos laterales entre “terrenos”; abanicos de fallas de alto ángulo que forman estructuras “en flor” positivas (sierras elevadas) y negativas (cuencas); sistemas de pliegues dispuestos “en-échelon”, fallas con

relevos locales compresionales y extensionales, etc. Un ejemplo regional de deformación transpresiva evidenciada por la distribución en el espacio y tiempo de las principales estructuras es el área de Neiba-Enriquillo, que produce el levantamiento regional de las Sierras de Neiba, Barohuco y Martín García, contemporáneo a la subsidencia y sedimentación en la cuenca flexural de Enriquillo. El contacto entre las áreas montañosas y la cuenca está en estas áreas definido por cabalgamientos y fallas de desgarre inverso. Las relaciones estratigráficas entre la base de la cuenca de Enriquillo y la culminación de las sierras, indican que durante la deformación Cenozoica se formó un relieve estructural de unos 7 km de altura. Otras características estructurales de la región son la formación contemporánea de zonas de desgarre y fallas normales e inversas, todas ellas cinemáticamente relacionadas; y de sistemas de pliegues anticlinales y sinclinales dispuestos cartográficamente “en-échelon”, con trazas axiales sigmoidales definiendo un relevo lateral senestro.

La macroestructura transpresiva formadas en la Cordillera Oriental durante el Cenozoico constituye otro buen ejemplo de deformación transpresiva. Consiste en un sistema de fallas de desgarre transcurrentes de dirección NO-SE, movimiento senestro y de disposición general “en flor”, siendo la falla del Yabón la más importante. La deformación transpresiva de las cuencas extensionales de edad Paleoceno-Eoceno, discordantes sobre la Fm Las Guayabas, da lugar a su inversión y a la formación contemporánea de pliegues y fallas transcurrentes oblicuas. Un segundo evento de plegamiento desarrolla pliegues de traza axial sigmoidal dispuestos “en-échelon”, relacionados con las grandes fallas de desgarre y sistemas de pliegues anticlinales y sinclinales, cortados oblicuamente por fallas de tipo Riedel, y a veces dispuestas en abanico. Todas estas estructuras son compatibles con una rotación sinistra relacionada con el cizallamiento transcurrente senestro de la zona de cizalla de Yabón.

1.3.5. Unidades del prisma de acreción/colisión

En este apartado se describen las características litológicas, petrológicas y estructurales de las unidades estratigráficas, complejos metamórficos o terrenos tectónicos que intervienen en la zona de Proyecto SYSMIN II o están geológicamente relacionadas con la Hoja de Las Galeras. En su conjunto, estas descripciones sintetizan el estado actual del conocimiento geológico del área.

Las unidades del prisma de acreción/colisión aflorantes en la Cordillera Septentrional y Península de Samaná comprenden: los complejos de rocas de alta presión de Puerto Plata,

Río San Juan y Samaná, incluyendo mélanges tectónicas, láminas ultramáficas serpentinizadas, esquistos azules y eclogitas (De Zoeten et al., 1991); y la cuenca turbidítica de antepaís suprayacente, formada durante la colisión y rellena con las unidades del grupo El Mamey (De Zoeten y Mann, 1999). Los complejos de basamento de El Cacheal, Palma Picada y Pedro Gracia, también afloran en la Cordillera Septentrional, pero sus características litológicas y geoquímicas permiten más bien relacionarlos con el arco isla Caribeño. Las unidades del prisma de acreción y los complejos constituidos por rocas de arco, están incluidos en los terrenos de Mann et al. (1991) de: Samaná, Puerto Plata-Pedro García-Río San Juan y Altamira. El límite meridional de este conjunto de unidades está constituido por la Zona de Falla Septentrional (Fig. 1.3.5 y 6).

Mann et al. (1999) propuso que las unidades de alta-P de la Cordillera Septentrional han sido exhumadas por la tectónica de desgarres inversos de movimiento senestro y edad Neógeno-Cuaternaria, asociada a la Zona de Falla Septentrional. Previamente, la asociación de esquistos azules, eclogitas, mélanges tectónicas y serpentinitas permitió a Nagle (1974) sugerir que las rocas metamórficas de alta-P de la Cordillera Septentrional y Península de Samaná, fueron generadas en una zona de subducción. Mann et al. (1991) agrupan estas rocas en los terrenos de Samaná y Puerto Plata-Pedro García-Río San Juan, los cuales fueron originados en el área de ante-arco o de la zona de subducción, durante el cabalgamiento dirigido al NE de la placa del Caribe sobre el margen continental de Norte América a lo largo de la Fosa de Puerto Rico (Pindell y Draper, 1991; Draper y Nagle, 1991; Joyce, 1991; De Zoeten et al., 1991, 1999). Los esquistos azules y eclogitas aparecen en los complejos de alta-P de dos formas: (1) como bloques exóticos intercalados tectónicamente en una mélange de matriz serpentinitica de bajo grado (mélanges de Jagua Clara y Arroyo Sabana, Complejo Río San Juan; Draper y Nagle, 1991); y como bloques lenticulares intercalados en mármoles, calco-esquistos y micaesquistos (Complejo de Samaná; Joyce, 1991; Gonçalves et al., 2000; Catlos y Sorensen, 2003; Zack et al., 2004; Escuder Viruete y Pérez-Estaún, 2006).

La geología de la Península de Samaná está compuesta de tres elementos (Joyce, 1991): un complejo metamórfico relacionado con subducción, cuya estructura interna consiste en un apilamiento imbricado de láminas discretas de alta-P (Escuder Viruete y Pérez-Estaún, 2006); un grupo de rocas siliciclásticas de posible edad Mioceno, que se disponen en contacto tectónico o discordante sobre el complejo metamórfico en la costa meridional; y una cobertera discordante de formaciones carbonatadas Mioceno Superior a Plioceno subhorizontales.

Las unidades del grupo El Mamey (De Zoeten y Mann, 1991, 1999; Dolan et al., 1991) constituyen el relleno durante el Eoceno Superior-Mioceno Inferior de una cuenca turbidítica de antepaís suprayacente a los complejos de alta-P. En el Grupo el Mamey se reconocen las formaciones de Luperón, Altamira, Las Navas y La Toca, separadas por discontinuidades y discordancias estratigráficas. Litológicamente está compuesto de base a muro por biomicritas con intercalaciones locales de tobas (Paleoceno-Eoceno Inferior), conglomerados (Eoceno Superior) y turbiditas calcáreas y siliciclásticas (Eoceno Superior-Mioceno Inferior). Otras unidades relacionadas son las Fms Imbert y San Marcos. El relleno de la cuenca turbidítica sigue un surco elongado de dirección NO-SE, y fue formada como consecuencia de la colisión oblicua en el Eoceno Medio-Superior de la Plataforma de las Bahamas bajo el arco caribeño en La Española, que origina su levantamiento como área fuente y erosión (De Zoeten y Mann, 1991, 1999; Escuder-Virueite y Pérez-Estaún, 2004).

.

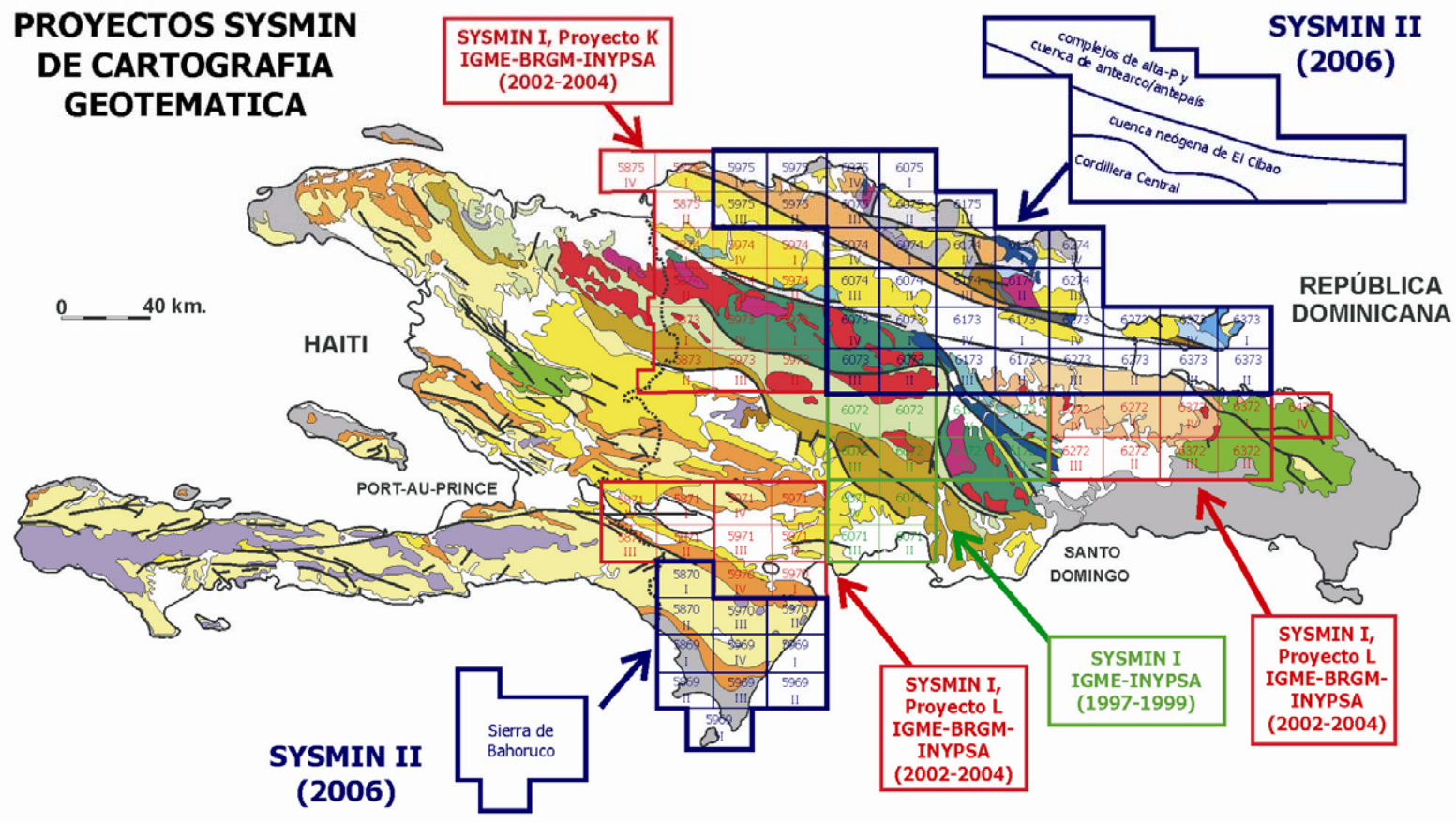


Fig. 1.3.8. Situación de los Proyectos de Cartografía Geotemática del Programa SYSMIN de la República Dominicana. La leyenda del Mapa Geológico está incluida en la Fig. 1.3.6.

1.4. Antecedentes

1.4.1. El Complejo de Samaná

La geología del Complejo de Samaná (Fig. 1.4.1 y 2) ha sido estudiada desde un punto de vista estructural y metamórfico por Joyce (1980, 1985, 1991), así como revisada por Draper y Lewis (1991). Previamente, Nagle (1974) señalaba la existencia en la península de rocas metamórficas y varios pequeños cuerpos de serpentinitas. La geología de la península de Samaná está compuesta por tres elementos (Joyce, 1991): (1) un complejo metamórfico relacionado con subducción; (2) un conjunto de rocas siliciclásticas gruesas basculadas de edad Mioceno en contacto tectónico o discordantes sobre el complejo en la costa meridional; y (3) una cobertera discordante de formaciones carbonatadas subhorizontales de edad Mioceno Superior-Plioceno. A estos tres elementos hay que añadir las formaciones superficiales Cuaternarias. El conjunto de la península de Samaná está deformado por un sistema de desgarres sinistros y fallas inversas, en parte relacionado con el movimiento Neógeno de la zona de falla Septentrional.

El complejo de Samaná está constituido por rocas metamórficas pelíticas, carbonatadas y máficas, que alternan a todas las escalas y en muy variadas proporciones relativas. Joyce (1985, 1991) establece las unidades metacarbonatadas de Mármoles de Majagual y El Rincón, y las metapelíticas de Esquistos de Santa Bárbara y de Punta Balandra. A lo largo de la península, Joyce (1991) reconoce una secuencia de tres zonas metamórficas minerales, que gradúan desde asociaciones de baja temperatura en esquistos y calcoesquistos al norte, a asociaciones de mayor temperatura en rocas eclogitas con granate y onfacita y esquistos con glaucofana al sur. La zona I está caracterizada por rocas que preservan las estructuras primarias relictas y han recristalizado a asociaciones con lawsonita y albita (unidad de Santa Bárbara). La zona II intermedia posee un espesor estructural de 1-2 km y está definida por la presencia de asociaciones con lawsonita, albita y glaucofana en metabasitas. La zona III aflora exclusivamente en el extremo meridional de la península, cerca a la zona de falla Septentrional y está definida por la presencia de asociaciones con granate, onfacita y fengita, así como con granate, glaucofana y clinozoisita, en bloques y boudines máficos intercalados entre mármoles y micaesquistos (unidad de Punta Balandra). Para Joyce (1991) esta secuencia mineralógica representa el gradiente metamórfico generado durante la subducción dirigida hacia el suroeste en el Cretácico-Eoceno. Sin embargo, el aumento en la temperatura pico de metamorfismo ocurre en una corta distancia y puede ser explicado mejor mediante la yuxtaposición tectónica de

unidades que fueron metamorfizadas a diferente profundidad (Escuder Viruete y Pérez Estaún, 2006).

Para Gonçalves et al. (2000), las condiciones mínimas de P y T metamórficas alcanzadas fueron de 13 ± 2 kbar y 450 ± 70 °C en la unidad de Punta Balandra y de $7,5\pm 2$ kbar y 320 ± 80 °C en la unidad de Santa Bárbara. Los datos estructurales obtenidos por estos autores permiten deducir que la unidad de Punta Balandra cabalga sobre la unidad de Santa Bárbara, e interpretar el apilamiento de unidades metamórficas del Complejo de Samaná como un fragmento del prisma de acreción cabalgante sobre la plataforma continental de Norte América. Para Sorensen et al. (1997), sin embargo, las estimaciones P-T para eclogitas ($P_{\min}=8-11$ kbar; $T=500-600$ °C), las asociaciones minerales y las observaciones texturales en los bordes, indican un emplazamiento relativamente tardío de los bloques en los esquistos semipelíticos encajantes y que el metamorfismo de los bloques de alto grado no tuvo lugar *in situ* a las condiciones P-T de esquistos verdes regionales. Las observaciones en los bordes consisten en la presencia local de bordes con talco, Mg-clorita y fuchcita, presumiblemente derivadas de rocas metaultramáficas. Zack et al. (2004) describen un bloque de eclogitas con lawsonita recolectado en la playa de Punta Balandra, desafortunadamente sin indicación de su contexto estructural. Estos autores calculan condiciones para el pico de presión de las eclogitas de 16 kbar and 360 °C, que indican una subducción fría de corteza oceánica en un prisma de acreción.

Posteriormente, Escuder Viruete y Pérez Estaún (2006) reconstruyen la trayectoria metamórfica P-T seguida por los bloques de eclogitas y glaucofanitas con granate de los niveles estructurales más altos de la unidad de Punta Balandra, en base a la interpretación de las meso y microfábricas, la secuencia de asociaciones minerales y su composición químico-mineralógica. Los resultados obtenidos sugieren una trayectoria programa relacionada con subducción desde la facies de esquistos azules con lawsonita sin granate a con granate, hasta las condiciones eclogíticas con fengita a $P=22-24$ kbar y $T=610-625$ °C, con un probable estadio intermedio en la facies de las eclogitas con lawsonita a menor P. La trayectoria retrógrada subsecuente incluye un estadio en la facies de esquistos azules con epidota (sin granate) y termina en el campo de los esquistos verdes, similar a la evolución programa pero a menor P. Para estos autores, las eclogitas se formaron en una zona de subducción intraoceánica, en la que litosfera oceánica fue subducida hacia el OSO/O bajo la placa Caribeña.

La composición geoquímica de elementos mayores, traza y de isótopos radiogénicos de los bloques de eclogitas y esquistos azules de la Península de Samaná, así como para rocas similares dragadas en la fosa de Puerto Rico, fue obtenida por Perfit et al. (1980, 1982) y Perfit y McCulloch (1982). Según estos autores y Sorensen et al. (1997), los bloques máficos de alta-P de Samaná poseen una composición pobre en TiO_2 (<1 wt%) y un enriquecimiento en LREE que, junto a los contenidos en elementos HFSE y REE, son característicos de rocas volcánicas basálticas de arco isla. Para Sorensen et al. (1997), las eclogitas de Punta Balandra presentan un enriquecimiento en elementos LILE (K, Ba, Rb y Cs), que son incorporados en la mica fengita, producido durante el metamorfismo de mayor T y retógrado en una zona de subducción. Dicho enriquecimiento sería producto del metasomatismo producido en los bloques máficos por fluidos previamente en equilibrio a alta-T con rocas metasedimentarias ricas en LILE. Para Escuder-Virueite et al. (2004), la composición geoquímica en elementos traza y el valor de $(\epsilon_{\text{Nd}})_t = +7.2$ (t=86 Ma) en un único bloque de eclogita, indica que proceden de metagabros oceánicos ricos en Fe y Ti derivados de fuentes mantélicas empobrecidas.

1.4.2. Edades de los protolitos y del metamorfismo

La edad de formación de los protolitos del Complejo de Samaná es en gran parte desconocida. Weaver et al. (1976) obtiene un fósil de *Globotruncana* de edad Campaniense-Maastrichtiense en un mármol o caliza recristalizada gris próximo a la localidad de Samaná, lo que indica edades Cretácicas para los protolitos sedimentarios carbonatados. Iturralde-Vinent (2008, com. pers.) señala el hallazgo de un fósil de *Belemnites* en los mármoles de Majagual, que indicaría una edad Jurásica. Los protolitos del Complejo son probablemente correlacionables con las secuencias sedimentarias Jurásico Superior-Cretácico Superior de margen continental americano del proto-Caribe aflorantes en el Cinturón de Las Placetas-Remedios-Cayo Coco del norte de Cuba.

La historia tectonometamórfica de la unidad de Punta Balandra puede ser establecida con la ayuda de los datos geocronológicos. Joyce y Aronson (1980) obtienen en los esquistos azules edades K-Ar entre 40 y 37 Ma (Eoceno) en las fengitas y entre 120 ± 100 y 125 ± 50 Ma pero muy imprecisas en las glaucofanos, posiblemente contaminadas por Ar^{40} durante la cristalización. También, Perfit et al (1982) obtienen para las rocas máficas de la unidad de Punta Balandra edades 90 ± 10 Ma mediante el método Rb-Sr en glaucofanos y fengitas, y de 78 ± 30 Ma mediante el método Sm-Nd en granates y glaucofanos. Estas edades más antiguas han sido también obtenidas aunque imprecisas por el método Sm-Nd de la

isocrona de 84 ± 22 Ma (Joyce 1991) y 86 ± 47 Ma (granate-onfacita-roca total; Escuder-Viruete et al. 2004), sugiriendo que el estadio eclogítico del metamorfismo se formó durante los estadios finales de la subducción de los protolitos máficos en el Cretácico Superior al Eoceno Inferior. Finalmente, Gonçalves et al. (1999) obtienen una isocrona Rb-Sr roca total-fengita de 32 ± 2 Ma en las eclogitas, que interpretan como la edad de la retrogresión a la facies de los esquistos azules durante la exhumación.

La retrogradación y levantamiento de los bloques de eclogitas, que está relacionado con el emplazamiento de la unidad, tuvo lugar durante el Eoceno al Oligoceno Superior, como indican las edades K-Ar en fengitas de 38 ± 2 Ma obtenidas por Joyce y Aronson (1987), y las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en granos de fengita entre $48,9\pm 3,7$ y $25,5\pm 2,5$ Ma ($n=48$; promedio $37,8\pm 2,6$ Ma con $\text{MSWD}=13$) obtenidas por Catlos y Sorensen (2003). En este último caso, las edades sugieren que las eclogitas fueron afectadas por múltiples episodios de metasomatismo de los LILE durante un largo periodo de ~ 25 Ma de interacción fluido-roca. Más recientemente, Escuder-Viruete et al. (2004) obtienen edades de enfriamiento Eoceno Superior-Oligoceno Inferior a partir de plateaux $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $35,65\pm 0,73$ Ma en fengitas de eclogitas bandeadas (2JE74) y de $33,68\pm 0,47$ Ma en fengitas de glaucofanitas con granate foliadas (2JE80). Estas edades se corresponden con el enfriamiento de las fengitas ($T < 350$ – 300 °C) que definen la fábrica S2-L2 milonítica en los esquistos azules, que registra un cizallamiento de techo hacia el ENE/E relacionado con el emplazamiento/exhumación de la unidad de Punta Balandra con eclogitas sobre las otras unidades de alta-P del Complejo de Samaná, dentro de un prisma de acreción-colisión. Adicionalmente, Escuder-Viruete et al. (in prep.) obtienen a partir de plateaux $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ edades Eoceno Inferior para el enfriamiento de las eclogitas ($T < 400$ °C) de $49,91\pm 0,29$ Ma en glaucofanas (2JE74), Eoceno Medio para el enfriamiento de los metasedimentos semipelíticos de alta-P de $41,69\pm 0,43$ Ma en micas marrones (04JE125, Puerto Viejo), y Eoceno Superior más alto para el enfriamiento de bordes de esquistos azules en bloques de eclogitas bandeadas de $33,52\pm 0,96$ Ma en glaucofanas (04JE94). Aunque basada sólo en dos steps, la eclogita 2JE80 ha proporcionado edades plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $80,86\pm 0,51$ Ma más antiguas para el enfriamiento de glaucofanas.

Estas edades son consistentes con el levantamiento y plegamiento de la cuenca de antearco suprayacente (De Zoeten and Mann 1999), la cual es rellenada con los sedimentos olitostromicos, mélanges de matriz sedimentaria y depósitos turbidíticos marinos de edad Paleoceno?-Eoceno Inferior-Medio de las Formaciones Imbert, San Marcos y Los Hidalgos. El levantamiento regional produce bloques y clastos de metabasitas y mármoles de alta-P,

incorporados a las Fm Imbert y San Marcos, y la sedimentación desde el Eoceno Superior?-Oligoceno al Mioceno Inferior de la potente sucesión turbidítica del Grupo El Mamey (Fm La Toca), dentro de una cuenca elongada de dirección O-NO. Este evento de plegamiento y levantamiento también coincide con el cese del magmatismo relacionado con subducción en el norte de La Española.

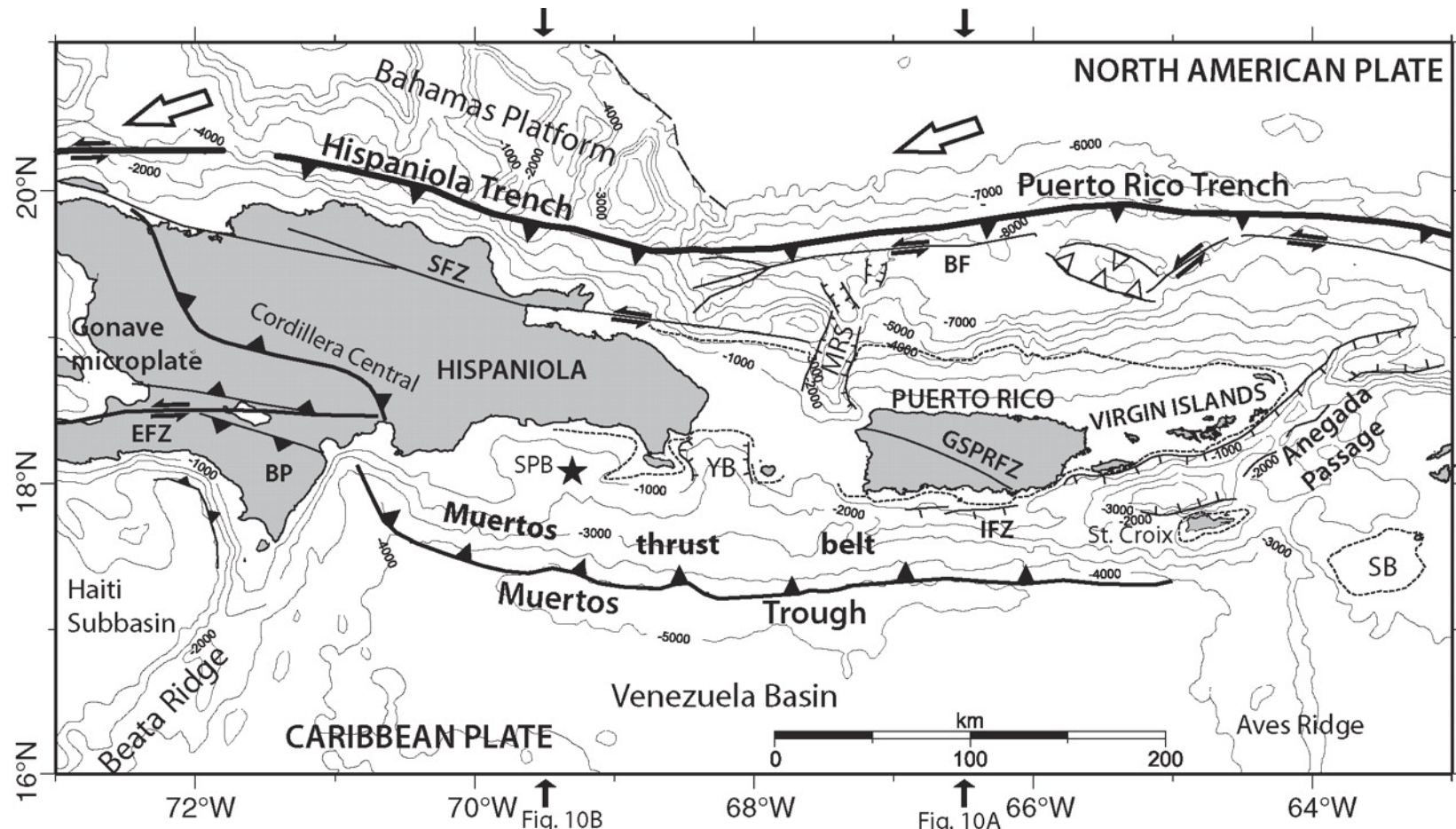


Fig. 1.4.1. Marco tectónico regional del sector NE de la placa del Caribe en el que se sitúa la Península de Samaná. Los contornos muestran los datos batimétricos de satélite interpolados en un grid de salto 2 min (Smith y Sandwell, 1997). Las flechas grandes marcan la dirección de convergencia relative entre las placas de Norte América y Caribe. La extensión de la plataforma carbonatada Oligocena-Pliocena está marcada por una línea de puntos (van Gestel et al., 1998). BF: Falla de Bunce; BP: Península de Bahoruco; EFZ: Zona Falla Enriquillo; SFZ: Zona Falla Septentrional; GSPRFZ: Zona Falla del Sur Puerto Rico; IFZ: Zona Falla Investigator; MRS: Sistema Rift de Mona; SB: Banco de Saba Bank; SPB: Cuenca de San Pedro; YB: Cuenca de Yuma.

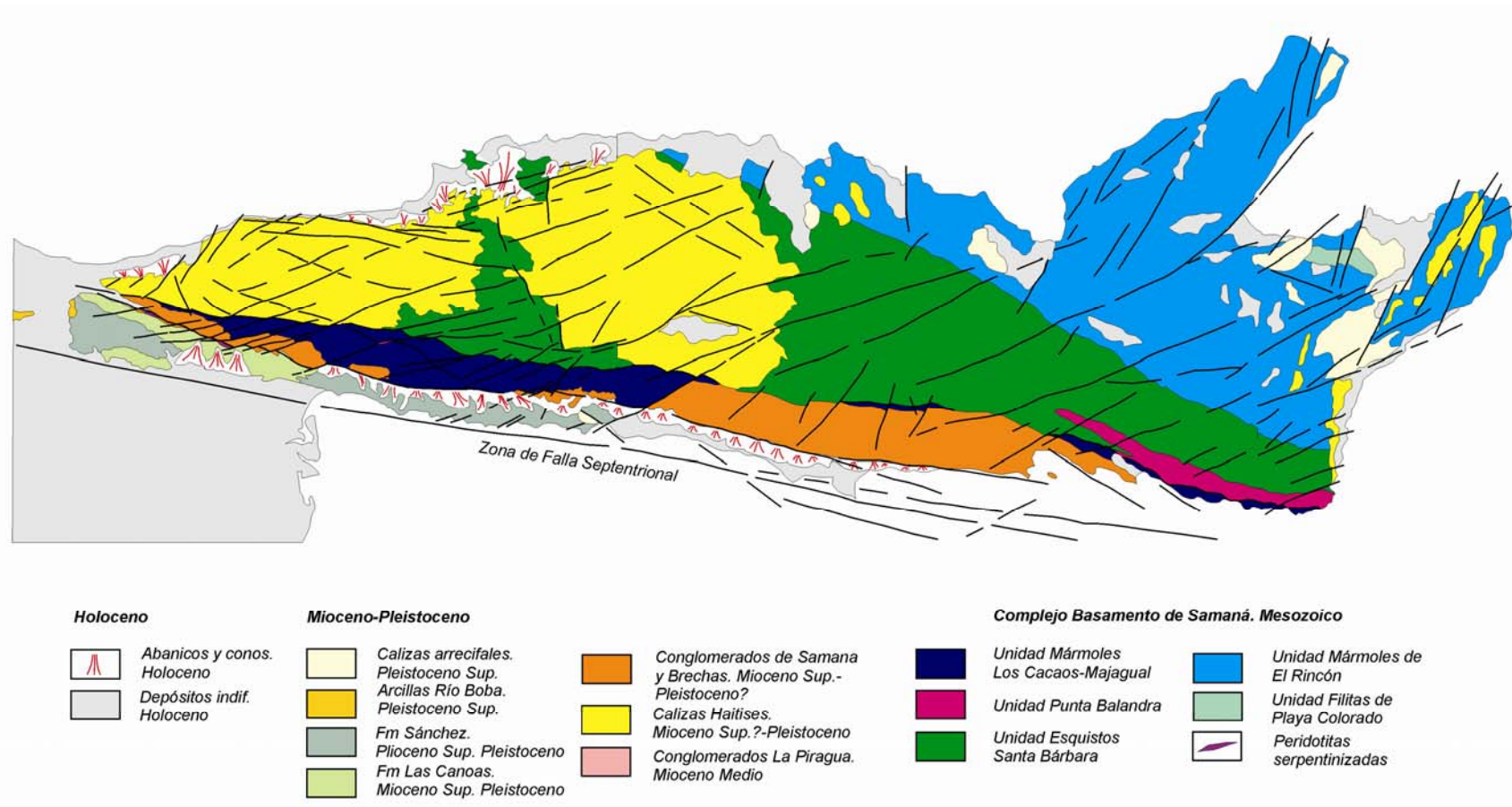


Fig. 1.4.2. Mapa geológico esquemático del Complejo de Samaná.

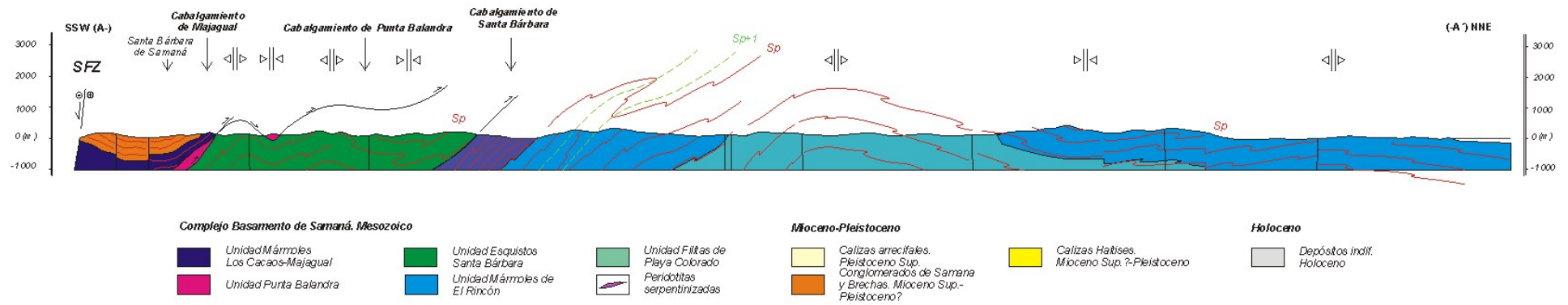


Fig. 1.4.3. Corte geológico esquemático del Complejo de Samaná, siguiendo la transversal Santa Bárbara – Cabo Cabrón.

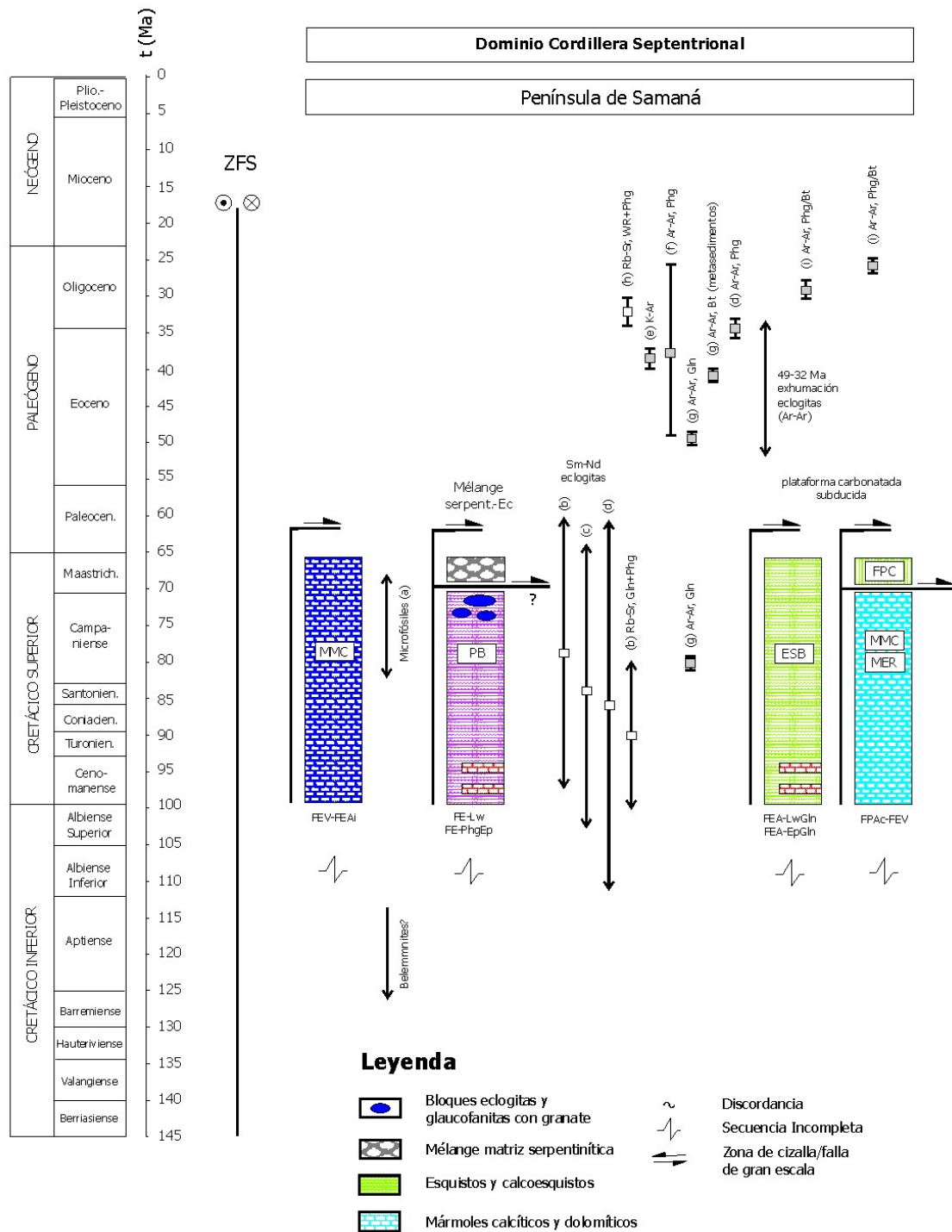


Fig. 1.4.4. Columnas tectonoestratigráficas y tectonometamórficas esquemática de las diferentes unidades que componen el Complejo de Samaná. Las columnas incluyen los datos de edades paleontológicas y geocronológicas. Fuentes; (a) Weaver et al., 1976; (b) Perfit et al., 1982; (c) Joyce, 1991; (d) Escuder-Viruete et al. 2004; (e) Joyce y Aronson, 1980; (f) Catlos y Sorensen, 2003; (g) Escuder-Viruete et al., in prep; (h) Gonçalves et al., 1999; (i) Proyecto Sysmin, 2010. La escala de tiempo es de Gradstein et al. (2004). Facies metamórficas: FE, eclogitas; FEA, esquistos azules; EV, esquistos verdes; FPac, Pumpellita-Actinolita: Las edades $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ en el Copmplejo de Samaná muestran las barras de error (en 2σ). Las abreviaciones para las zonas de falla son: ZFS, Septentrional.

2. ESTRATIGRAFÍA

El Complejo de Samaná está limitado estructuralmente al sur por la prolongación oriental de la Zona de Falla Septentrional y al norte por la costa Atlántica, aunque posiblemente se continúa hasta la Fosa de La Española-Puerto Rico (Fig. 1.4.1 y 2). Los trabajos de cartografía geológica realizados en el Complejo de Samaná han permitido distinguir cuatro conjuntos litológicos: (1) un complejo metamórfico relacionado con subducción cuya estructura interna consiste en un apilamiento imbricado de láminas, constituidas esencialmente por rocas metasedimentarias mesozoicas de alta-P; (2) un grupo de unidades siliciclásticas de edad Mioceno, que se disponen plegadas y fracturadas discordantes sobre el complejo; (3) un grupo de unidades carbonatadas de edad Mioceno a Pleistoceno, que se disponen volcadas o subhorizontales sobre el complejo; y (4) una conjunto de formaciones superficiales de edad Holoceno. El conjunto del Complejo de Samaná está deformado por un sistema de fallas inversas y de desgarre, relacionadas con el movimiento transcurrente senestro Neógeno de la gran Zona de Falla Septentrional. Sin embargo, en la Hoja de Las Galeras el grupo de unidades siliciclásticas de edad Mioceno no está cartográficamente representado.

2.1. Complejo Metamórfico de Samaná

Siguiendo Joyce (1985, 1991) y Draper y Nagle (1991), en el Complejo de Samaná han sido distinguidas cartográficamente de norte a sur, ascendiendo en la secuencia estructural y separada por zonas de falla de gran escala, las siguientes unidades tectonometamórficas (Fig. 1.4.2 y 3):

- Unidad de Filitas de Playa Colorado. Que incluye filitas, metareniscas, esquistos cloríticos, metacarbonatos y chert.
- Unidad de Mármoles de El Rincón. Constituida a su vez por una subunidad inferior de mármoles calcíticos claros, masivos y de grano fino a medio; una subunidad intermedia de mármoles calcíticos oscuros, masivos y bandeados, de grano muy fino a fino; y una subunidad superior de mármoles calcíticos claros, bandeados y calcoesquistos.
- Unidad de Esquistos de Santa Bárbara. Compuesta por micaesquistos, calcoesquistos y cuarzoesquistos, con intercalaciones de mármoles calcíticos claros y bandeados.

-
- Unidad de Punta Balandra. Constituida por una alternancia de mármoles, calcoesquistos y micaesquistos con granate, con intercalaciones y bloques de eclogitas, esquistos azules con granate, onfacititas y glaucofanitas. A techo se distingue una subunidad de espesor decamétrico, compuesta por una mélange tectónica con bloques de serpentinitas, eclogitas y metasedimentos.

 - Unidad de Mármoles de Majagual-Los Cacaos. Compuesta por mármoles calcíticos y dolomíticos, masivos y bandeados, calcoesquistos y filitas.

En el complejo aparecen además varios lentejones decamétricos de peridotitas serpentinizadas y serpentinitas, emplazados tectónicamente a lo largo de las zonas de desgarre.

Las principales características geológicas de estas unidades quedan recogidas en la Tabla 2.1.

Tabla 2.1. Geología de las unidades estructurales o mantos de la Península de Samaná

<i>Unidad o Manto</i>	<i>Unidad Tectónica Regional</i>	<i>Metamorfismo Cretácico y Terciario *</i>	<i>Características Litológicas</i>	<i>Comentarios</i>
Unidad Mármoles de Majagual-Los Cacaos	Prisma Acreción. Cinturón alta-P. Sedimentos subducidos margen continental Norte América	Facies esquistos verdes inferior transicional a la superior	Mármoles calcíticos y dolomíticos, calcoesquistos y filitas	Fósil de <i>Globo truncana</i> de edad Campaniense-Maastrichtiense (a)
Unidad Punta Balandra. Niveles superiores	Prisma Acreción. Cinturón alta-P. Mélange ofiolítica	Facies eclogítica	Mélange de matriz metasedimentaria con bloques de eclogitas y serpentinitas	Estructura interna de mélange. Disrupción dúctil y mezcla de litologías. Intercalaciones de bloques exóticos. Protolitos eclogitas IAT, MORB y BABB
Unidad Punta Balandra	Prisma Acreción. Cinturón alta-P. Sedimentos subducidos margen continental Norte América	Facies esquistos azules superior transicional a la eclogítica	Mármoles, calcoesquistos y micaesquistos con granate, con intercalaciones de eclogitas, esquistos azules y glaucofanitas	Estructura interna coherente. Estiramiento extremo. Protolitos eclogitas MORB y BABB
Unidad Esquistos de Santa Bárbara	Prisma Acreción. Cinturón alta-P. Sedimentos subducidos margen continental Norte América	Facies esquistos azules y esquistos azules superior (Ep) en los niveles altos	Micaesquistos, calcoesquistos y cuarzoquistos, con intercalaciones de mármoles	Abundantes intercalaciones mármoles hacia la base
Unidad Mármoles de El Rincón. Niveles superiores	Prisma Acreción. Cinturón alta-P. Plataforma carbonatada margen Norte América subducida	Facies esquistos verdes superior y esquistos azules	Mármoles calcíticos claros, bandeados y calcoesquistos	Secuencia de >3000 m de espesor de mármoles relativamente homogéneos.
Unidad Mármoles de El Rincón. Niveles intermedios	Prisma Acreción. Cinturón alta-P. Plataforma carbonatada margen Norte América subducida	Facies esquistos verdes superior y esquistos azules	Mármoles calcíticos oscuros, masivos y bandeados, de grano muy fino a fino	
Unidad Mármoles de El Rincón. Niveles inferiores	Prisma Acreción. Cinturón alta-P. Plataforma carbonatada margen Norte América subducida	Facies esquistos verdes superior y esquistos azules	Mármoles calcíticos claros, masivos, de grano fino a medio	
Unidad Filitas de Playa Colorado	Prisma Acreción. Cinturón alta-P. Sedimentos subducidos margen continental Norte América	Facies esquistos verdes inferior transicional a la superior	Filitas, esquistos cloríticos, metacarbonatos y chert	

(a) Weaver et al. (1976)

* El metamorfismo se refiere a las condiciones P-T máximas alcanzadas

2.1.1. Unidad Filitas de Playa Colorado

2.1.1.1. Filitas de Playa Colorado. Filitas, esquistos cloríticos, metacarbonatos y chert (1)

La Unidad de Filitas de Playa Colorado se sitúa estructuralmente bajo la Unidad de Mármoles de El Rincón. La unidad aflora exclusivamente en la Hoja de Las Galeras, en un área de aproximadamente 2 km² de superficie situado al SO de la localidad de Las Galeras. Los mejores afloramientos de la unidad se localizan a lo largo de la carretera de acceso a Playa Colorado y a la Playita de Irene. Su composición litológica y extensión cartográfica permiten considerarla como una nueva unidad independiente.

La Unidad de Filitas de Playa Colorado está compuesta por filitas versicolores con escasas intercalaciones delgadas de calcoesquistos. Las filitas están generalmente muy alteradas y resulta extremadamente difícil su muestreo. Las intercalaciones de calcoesquistos poseen una potencia de decimétrica a centimétrica. La deformación y el metamorfismo sincinemático que afecta a la unidad es muy intenso y ha dado lugar a la formación de una intensa fábrica plano-linear, obliterando tanto la minerología como las texturas de los protolitos. En la unidad son muy frecuentes las venas de cuarzo y calcita de segregación tectonometamórfica, que se disponen concordantes respecto a la foliación principal de las filitas.

Estructuralmente se localizan en el núcleo de un pliegue sinformal recumbente de gran escala bajo los mármoles calcíticos claros de El Rincón. Son posiblemente equivalentes a las filitas del sector de El Bueyero-El Morón-Playa Honda de la Hoja de Santa Bárbara de Samaná, que se situarían en el flanco normal del pliegue antiformal recumbente asociado, y definido por el complejo de mármoles de El Rincón. La potencia estructural de la unidad se estima en unos 1000 m. Las asociaciones minerales en las filitas con mica marrón, mica blanca, esfena y rara lawsonita, indican un metamorfismo entre las facies de esquistos verdes inferior (con actinolita-pumpellita) y esquistos verdes superior transicional a esquistos azules con lawsonita.

2.1.2. Unidad de Mármoles de El Rincón

Los Mármoles de El Rincón constituyen un complejo de mármoles diversos desde un punto de vista textural. La unidad fue descrita por Joyce (1991). Está litológicamente compuesta por mármoles calcíticos y dolomíticos, que gradúan hacia los niveles estructuralmente más bajos a calizas recristalizadas, los cuales contienen intercalaciones subordinadas de

calcoesquistos y bastante raras de esquistos y filitas. La deformación y el metamorfismo sincinemático ha obliterado en general tanto la minerología como las texturas de los protolitos, aunque las estructuras se preservan de manera variable en los mármoles y calizas recristalizadas de los niveles estructurales más bajos.

Los Mármoles de El Rincón constituyen el basamento aflorante en gran parte de la Hoja de Las Galeras, desde la Playa de El Francés hasta la Loma de El Frontón continuándose hacia el oeste por la Bahía de El Rincón, hasta la Loma de Cabo Cabrón y Punta Tibisi. En la Hoja de Santa Bárbara afloran extensamente a lo largo de una banda de dirección ONO-ESE desde la imponente marmolera de Loma Atravesada-Meseta al sector de El Valle, Loma de las Caobas y el Morón, a lo largo de la costa septentrional de la península. El contacto estructural con los Esquistos de Santa Bárbara estructuralmente suprayacentes es un cabalgamiento dúctil, de dirección ONO-ESE y ángulos de buzamiento medios y bajos hacia el SO. Sin embargo, esta estructura ha rejugado posteriormente como un desgarre inverso de movimiento senestro en condiciones más frágiles. La potencia estructural de la unidad, medida perpendicularmente al plano de foliación principal, se estima en unos 10-12 kms.

La unidad está constituida por tres subunidades (Figs. 2.1.1, 2 y 3): la inferior de mármoles calcíticos claros, masivos y de grano fino a medio (2); la intermedia de mármoles calcíticos oscuros, masivos y bandeados, de grano muy fino a fino (3); y la superior de mármoles calcíticos claros, bandeados y calcoesquistos (4). En general, todas las rocas poseen una fábrica plano-linear, desarrollada en relación a un cizallamiento dúctil heterogéneo de gran escala. Sin embargo, la intensidad de la deformación, el grado de recristalización metamórfica, y las texturas de deformación plástica desarrolladas en la calcita, varían en función de la temperatura de deformación y el nivel estructural.

2.1.2.1. Mármoles de El Rincón. Mármoles calcíticos claros, masivos, de grano fino a medio (2)

Estos mármoles afloran en los niveles estructuralmente más bajos de la unidad. Morfológicamente, suelen dar zonas topográficamente bajas de relieve suave. La subunidad está constituida esencialmente por bancos de potencia decimétrica a métrica de mármoles calcíticos claros, de tonos blancos a banco amarillentos a gris-blancuecinos bandeados a la escala centimétrica. Presentan un tamaño de grano generalmente medio y medio-grueso, aunque aparecen bandas de grano fino posiblemente controladas por la localización y mayor intensidad de la deformación interna. En muestra de mano presentan una textura

granoblástica elongada según la fábrica plano-linear, y una estructura generalmente masiva y subordinadamente bandeada. Por su coloración blanca, homogeneidad y comportamiento geomecánico poseen un gran interés como roca ornamental.

2.1.2.2. Mármoles de El Rincón. Marmoles calcíticos oscuros, masivos y bandeados, de grano muy fino a fino (3)

Los mármoles de esta subunidad estructuralmente intermedia presentan la mayor superficie de afloramiento. Morfológicamente, estos mármoles definen zonas topográficamente elevadas, a menudo en Lomas de geometría cónica como el Pan de Azucar, Loma Atravesada o La Meseta, de relieve agreste. Está constituida esencialmente por bancos de potencia generalmente decimétrica y menos frecuentemente métrica de mármoles calcíticos oscuros, de tonos grises a azulados, variablemente oscuros. Presentan un tamaño de grano fino y muy fino, frecuentemente según bandas alternantes resultado de la localización de la deformación y mayor intensidad del cizallamiento dúctil. A la escala de muestra de mano presentan una textura granoblástica o nematoblástica elongada, definiendo la fábrica plano-linear, y una estructura de masiva a bandeada. Es frecuente su olor fétido al golpearlos con el martillo, así como su gran tenacidad. Aunque de color menos atractivo y estructurados en bancos de menor espesor (decimétrico), poseen una relativa homogeneidad textural y generalmente un adecuado comportamiento geomecánico, que es confiere un cierto interés como roca ornamental.

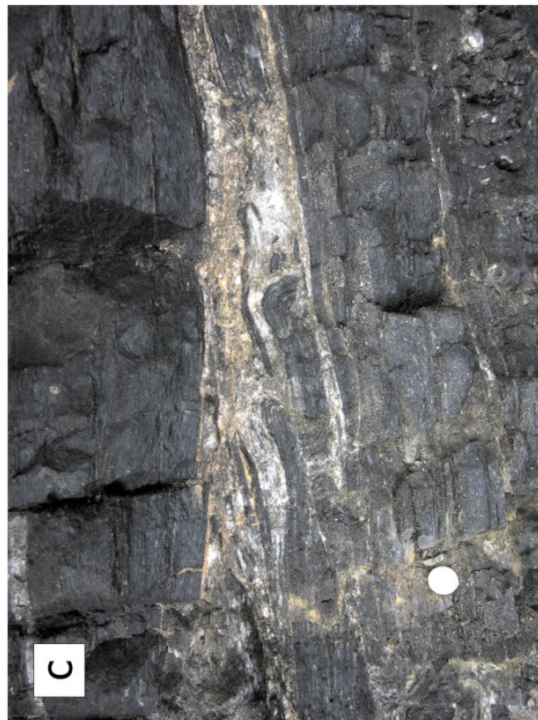
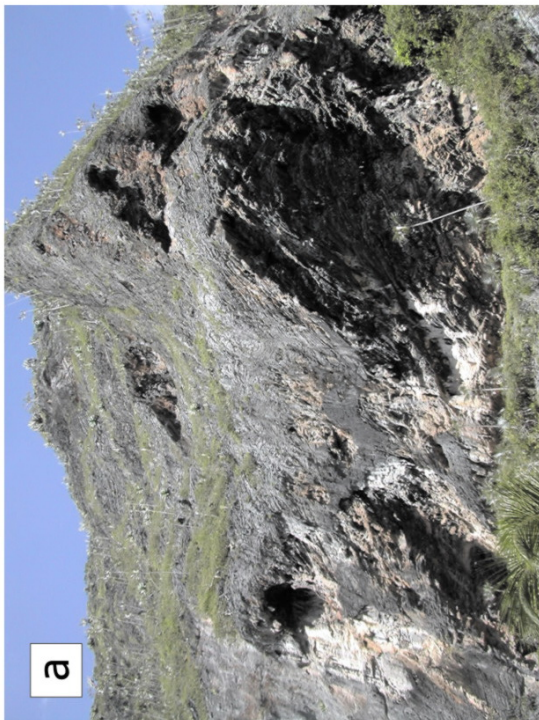
2.1.2.3. Mármoles de El Rincón. Marmoles calcíticos claros, bandeados y calcoesquistos (4)

La subunidad aflora en los niveles estructuralmente más altos. Morfológicamente, estos mármoles definen un relieve en cuesta estructural adyacente a las zonas topográficamente elevadas de la anterior subunidad, como al SO de el Pan de Azucar. La subunidad está constituida por bancos de potencia decimétrica de mármoles calcíticos claros y alternancias de mármoles y calcoesquistos. Litológicamente, posee un carácter transicional a los Esquistos de Santa Bárbara. Los niveles de mármol son de tonos blancos a gris-azulados o gris-blancuecinos, variablemente bandeados a la escala centimétrica. Los tramos y niveles de calcoesquistos son de tonos gris-satinados y de grano medio a fino. En muestra de mano se caracterizan por una textura granoblástica elongada que define la fábrica plano-linear. Debido a su heterogeneidad litológica y menor potencia de los bancos, los mármoles de la unidad poseen generalmente un menor interés como roca ornamental.

Fig. 2.1.1. (páginas siguientes). (a) Mármoles de El Rincón, subunidad intermedia. Sector Cueva del Agua. Notar el tren de pliegues asimétricos D2 de ejes OSO-ENE y vergencia al NE; (b) Mármoles de El Frontón, subunidad intermedia. Sector Playa Madama a Cabo Samaná. Notar los pliegues asimétricos D2 de vergencia al NE; (c) Mármoles de El Frontón, subunidad intermedia. Sector Cabo Samaná. Detalle de mesoestructuras duplex desarrolladas en una superficie de despegue D2; (d) Mármoles de El Frontón, subunidad intermedia. Sector Cueva del Agua. Pliegues menores asimétricos D2 de vergencia al NE y de flanco normal, con plano axial inclinado un ángulo bajo al SO.

Fig. 2.1.2. (páginas siguientes). (a) Mármoles de El Rincón, subunidad inferior. Sector La Laguna. Notar la alternancia de mármoles con delgadas pasadas de calcoesquistos; (b) Mármoles de El Frontón, subunidad intermedia. Sector Playa Madama. Notar el estiramiento extremo paralelamente al bandeado composicional (S1?), su deformación por boudinamiento heterogéneo, y su posterior cizallamiento dirigido al NE con formación de porfiroclastos asimétricos; (c) Mármoles de El Frontón, subunidad intermedia. Sector Puerto Viejo. Detalle de pliegues asimétricos en cascada D4, vergentes al SO, desarrollados en filitas y calcoesquistos.; (d) Superficie de cizallamiento D4 de buzamiento al SO desarrollada en filitas intercaladas en Mármoles de El Frontón, subunidad intermedia. Sector Puerto Viejo. La asimetría de los pliegues y las mesoestructuras S-c definen un movimiento "retrovergente" (normal) dirigido al SO.

Fig. 2.1.3. (páginas siguientes). (a) Mármoles de El Rincón, subunidad inferior. Sector Loma El Calentón. Aspecto de los mármoles claros granoblásticos, con pliegues asimétricos D2 de ejes OSO-ENE y vergencia al NE; (b) Mármoles de El Frontón, subunidad inferior. Sector Cañada de el Torito. Notar las formas cerradas definidas por S1 en pliegues en vaina D2; (c) Mármoles de El Frontón, subunidad intermedia. Sector Loma El Guano. Mesoestructuras porfiroclásticas *augen* asimétricas, desarrolladas en segregaciones cizalladas de calcita sin-D2; (d) Mármoles de El Frontón, subunidad intermedia. Sector Loma atravesada. Mesoestructuras *augen* asimétricas desarrolladas en segregaciones de calcita sin-D2, cizalladas durante la deformación progresiva.







2.1.3. Unidad de Esquistos de Santa Bárbara

La unidad de Esquistos de Santa Bárbara está compuesta por micaesquistos, calcoesquistos y cuarzoquistos, con intercalaciones subordinadas de mármoles calcíticos claros y bandeados (Joyce, 1991). Sin embargo, las intercalaciones de mármoles son más abundantes y de mayor potencia hacia la base estructural de la unidad. En estas rocas no se observan preservados restos ni de la mineralogía ni de las texturas de los protolitos, las cuales han sido completamente transpuestas por la deformación y el metamorfismo sincinemático. Todas las rocas poseen una penetrativa fábrica plano-linear y han desarrollado asociaciones minerales con carfolita, lawsonita, cloritoide, paragonita, glaucofana y epidota/clinozoisita, aunque con un diferente desarrollo espacial, que indican un metamorfismo sintectónico de alta-P en condiciones de la facies de los esquistos azules con lawsonita a glaucofana (sin granate). La unidad presenta una homogeneidad litológica y constituye un conjunto estructuralmente coherente, aunque los micaesquistos, calcoesquistos y mármoles alternan a todas las escalas.

En la Hoja de Las Galeras, los Esquistos de Santa Bárbara afloran a lo largo de una banda estructuralmente intercalada bajo la Unidad de Punta Balandra y sobre los Mármoles de El Rincón. En la Hoja de Santa Bárbara de Samaná aumenta la extensión de afloramiento de la unidad hacia el oeste, aflorando desde la Loma de La Lagunita al norte de Los cacaos, hasta Juana Vicenta el oeste y El Limón al noroeste. Los contactos estructurales con las unidades de Punta Balandra y de Majagual-Los Cacaos suprayacentes son a favor de cabalgamientos dúctiles, de dirección ONO-ESE a O-E, y con ángulos de buzamiento medios y bajos hacia el SO y S. Sin embargo, la superficie de cabalgamiento basal de Punta Balandra está plegada y truncada a bajo ángulo por el cabalgamiento de la Unidad de majagual-Los Cacaos.

En los Esquistos de Santa Bárbara se han distinguido cartográficamente dos asociaciones litológicas (Figs. 2.1.4 y 5): micaesquistos, calcoesquistos y cuarzoquistos, con intercalaciones de mármoles (5); y mármoles calcíticos claros y bandeados (6).

2.1.3.1. Esquistos de Santa Bárbara. Micaesquistos, calcoesquistos y cuarzoquistos, con intercalaciones de mármoles (5)

Los Esquistos de Santa Bárbara engloban los productos metamórficos de tres tipos composicionales principales de protolitos: pelíticos, mixtos terrígeno-carbonatados y carbonatados. Sin embargo, debido a la intensa deformación y metamorfismo sin-cinemático la textura y mineralogía originales del protolito han sido completamente borradas. Los

metasedimentos resultantes son cuarzoesquistos y micaesquistos, calcoesquistos y mármoles calcíticos, respectivamente. Estas litologías metamórficas alternan en la unidad a todas las escalas, desde milimétrica a hectométrica-kilométrica.

En general, los esquistos son de color gris satinado claro, de grano medio a fino, y caracterizados por una penetrativa fábrica plano-linear Sp-Lp, tendente a un microbandeado composicional. Dicho bandeado composicional está definido por una alternancia milimétrica de capas alternativamente ricas en cuarzo o calcita. A escala de muestra de mano se observan frecuentemente porfiroblastos de tamaños milimétricos de lawsonita, esfena, albita, epidota y pirita, generalmente elongados paralelamente a la lineación de estiramiento y/o mineral.

2.1.3.2. Esquistos de Santa Bárbara. Mármoles calcíticos claros y bandeados (6)

Los Esquistos de Santa Bárbara poseen frecuentemente intercalaciones de mármoles, las cuales aumentan en potencia hacia la base estructural de la unidad donde pueden ser cartografiadas. En la Hoja de Las Galeras, las intercalaciones de mármoles poseen una potencia de varias decenas de metros y su traza cartográfica formando zonas de charnela, permite definir varios pliegues antiformales y sinformales de D2.

Los mármoles constituyen metasedimentos carbonatados muy puros, con muy escasas intercalaciones submilimétricas de terrígenos opacos de grano muy fino, posiblemente como interestratos heredados de la estratificación S0 original. Los mármoles son de grano medio, tonos blanco-grisáceos claros, con desarrollo de una intensa fábrica plano-linear, Sp-Lp. Dicha fábrica está definida por la elongación dimensional preferente del agregado de granos de calcita. Texturalmente los mármoles pueden ser masivos o desarrollar un bandeado de alternancia de horizontes de tonos blanco-grisáceos claros y grises oscuros.

Fig. 2.1.4. (páginas siguientes). (a) Esquistos de Santa Bárbara. Sector Loma La Lagunita. Aspecto de la fábrica plano-linear (S2-L2) en los esquistos y calcoesquistos alternantes; (b) Esquistos de Santa Bárbara. Sector Loma La Lagunita. Pliegue isoclinal asimétrico D2 de un bandeado composicional S1, de flancos cizallados con pérdida de continuidad; (c) Esquistos de Santa Bárbara. Carretera a El Valle. Mesoestructuras *augen* asimétricas desarrolladas por el boudinamiento de una intercalación más competente porfiroclástica; (d) Esquistos de Santa Bárbara. Carretera a El Valle. Mesoestructuras S-C asimétricas de la foliación S2 desarrolladas en torno a una vena de cuarzo de segregación cizallada y boudinada paralelamente a L2.

Fig. 2.1.5. (páginas siguientes). (a) Esquistos de Santa Bárbara. Sector Loma El Chivo. Aspecto de la fábrica plano-lineal (S2-L2) en los mármoles intercalados en calcoesquistos, con desarrollo de mesoestructuras *augen* asimétricas en una intercalación más competente boudinada y porfiroclástica; (b) Esquistos de Santa Bárbara. Sector Loma El Chivo. Aspecto de la fábrica plano-lineal (S2-L2) en los mármoles, con desarrollo de mesoestructuras *augen* asimétricas en intercalaciones más competentes cizalladas; (c) Esquistos de Santa Bárbara. Carretera a El Valle. Mesoestructuras S-C de la foliación S2 desarrolladas en torno a venas de cuarzo y/o calcita de segregación metamórfica cizalladas paralelamente a L2; (d) Esquistos de Santa Bárbara. Carretera a El Valle. Mesoestructuras S-C espaciadas de D4 desarrolladas en los planos de la foliación S2. Notar la presencia de saltos en la continuidad de la S2 que indican un movimiento normal a lo largo de los planos S4 de carácter dúctil-frágil, y el desarrollo de sistemas de pliegues asimétricos D4 limitados a una banda de potencia métrica en la que se localiza el movimiento.





2.1.4. Unidad de Punta Balandra

2.1.4.1. Unidad Punta Balandra. Mármoles, calcoesquistos y micaesquistos con granate, con intercalaciones de eclogitas, esquistos azules y glaucofanitas (7)

La Unidad de Punta Balandra (Joyce, 1991) está compuesta por una alternancia decimétrica a métrica de metapelitas, calcoesquistos, gneises cuarzo-calcíticos, mármoles y metabasitas (Figs. 2.1.6, 7 y 8). Tanto la minerología como la textura de los protolitos han sido completamente transpuestas. Todas las rocas poseen una penetrativa fábrica plano-linear y asociaciones minerales con granate y/o onfacita, glaucofana, lawsonita, fengita y clinozoisita/zoisita, que indican un metamorfismo sintectónico de alta-P en condiciones de la facies de los esquistos azules y eclogitas. Subordinadamente, aparecen también onfacitas foliadas, gneises semipelíticos, gneises calcosilicatados y raros lentejones de serpentinitas, que se localizan hacia el techo estructural. Aunque la unidad presenta una gran variabilidad litológica a todas las escalas, constituye un conjunto estructuralmente coherente, excepto en los niveles estructurales más altos donde aparecen los lentejones de serpentinitas, se localiza la deformación retrógrada y se superponen deformaciones más frágiles a las previas dúctiles.

Las superficies de foliación desarrolladas en los micaesquistos, calcoesquistos y mármoles rodean y envuelven a los bloques de metabasitas de alta-P más competentes, los cuales gradúan desde <1 dm hasta unos 25 m de diámetro. Los bloques son principalmente de eclogitas con fengita y glaucofana y de esquistos azules con granate y glaucofana, de onfacitas y de glaucofanitas. Los bloques presentan una típica zonación composicional y textural, con un núcleo de eclogitas granoblásticas o foliadas y un borde de esquistos azules con granate y glaucofana, que transita a esquistos azules con glaucofana. Sorensen et al. (1997) describe la presencia de bordes de bloques con talco, clorita-Mg y fuchsita, presumiblemente derivados de rocas ultramáficas o de la interacción química entre metabasitas y una matriz serpentinitica, localmente preservada como bloques de geometría lenticular. Sin embargo, no se ha observado una clara matriz serpentinitica en torno a los bloques máficos como es típico de la mélange de Jagua Clara, en el Complejo de Río San Juan.

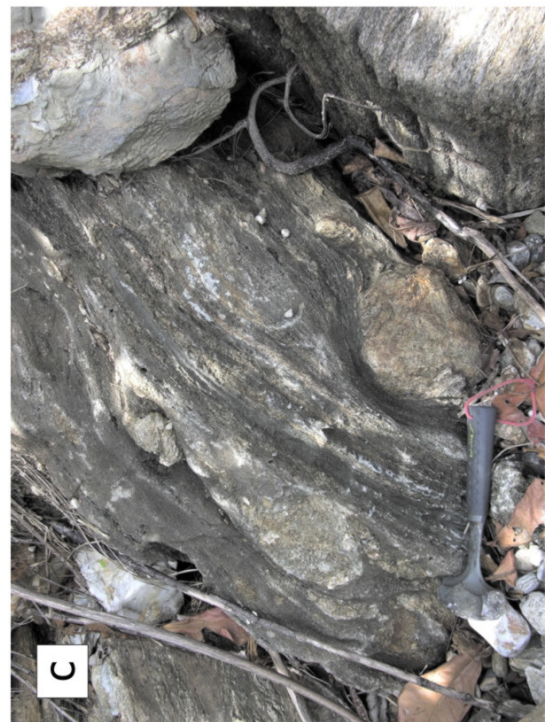
En la Hoja de Las Galeras, la Unidad de Punta Balandra afloran a lo largo de la costa meridional de la península, formando una lámina de aproximadamente 1,2 km de espesor estructural, intercalada bajo la Unidad de Majagual-Los Cacaos y sobre los Esquistos de Santa Bárbara. Desde Punta La Palometa hasta Los Naranjos, la lámina presenta una

dirección que gira de ENE-OSO a ONO-ESE, y un buzamiento de unos 20 a 45° al sur. La unidad continúa aflorando hacia el oeste en la Hoja de Santa Bárbara de Samaná, desde Los Cacaos hasta Los Yagrumos, Carenero y el sector de Las Veritas, al norte de Santa Bárbara de Samaná. En este sector, la superficie de cabalgamiento basal de la Unidad de Punta Balandra está plegada en un par de anticlinales y sinclinales D3, y truncada a bajo ángulo por el cabalgamiento fuera de secuencia de la Unidad suprayacente de Majagual-Los Cacaos.

Fig. 2.1.6. (páginas siguientes). (a) Unidad de Punta Balandra. Sector Punta La Palometa. Aspecto de los bloques elipsoidales decamétricos de eclogitas más competentes a la erosión; (b) Unidad de Punta Balandra. Sector Punta La Palometa. Bloque métrico de eclogitas rodeado por una alternancia de esquistos azules, micaesquistos y mármoles fuertemente foliados. Notar como la S2 rodea y envuelve a los bloques de eclogita; (c) Unidad de Punta Balandra. Sector Punta La Palometa. Aspecto de boudines decimétricos de eclogitas rodeados por una S2 desarrollada en una alternancia mármol-calcoesquisto; (d) Unidad de Punta Balandra. Sector Punta La Palometa. Boudin porfiroclástico de eclogita retrogradada, inmerso en calcoesquistos y mármoles con pliegues D2.

Fig. 2.1.7. (páginas siguientes). (a) Unidad de Punta Balandra. Sector Cayo de Puerto de Luís. Aspecto de pliegues isoclinales D2 en alternancias calcoesquistos, mármoles y micaesquistos, en los que el eje es paralelo a la lineación mineral L2; (b) Unidad de Punta Balandra. Sector Cayo de Puerto de Luís. Pliegues isoclinales D2 con flancos cizallados del bandeado S1 en una alternancia de mármoles y calcoesquistos; (c) Unidad de Punta Balandra. Sector Punta La Palometa. Aspecto de pliegues D2 desarrollados en la envuelta de esquistos azules máficos con foliación S2 de un boudin decimétrico de eclogita; (d) Unidad de Punta Balandra. Sector Punta La Palometa. Aspecto de pliegues D2 que pliegan a una S1 en una alternancia de micaesquistos y calcoesquistos.

Fig. 2.1.8. (páginas siguientes). (a) Unidad de Punta Balandra. Sector Puerto Viejo. Aspecto de la fábrica S2 en calcoesquistos con granate compuesta por dos familias de planos S y C, oblicuas un ángulo pequeño; (b) Unidad de Punta Balandra. Sector Punta Carenero. Aspecto de la fábrica S2, de pliegues asimétricos D2 y de estructuras *augen* porfiroclásticas, en conjunto características de una deformación no-coaxial por cizallamiento dúctil.; (c) Unidad de Punta Balandra. Sector Carenero. Aspecto de venas de cuarzo de segregación afectadas por pliegues isoclinales asimétricos D2, de flancos cizallados y boudinados, desarrolladas en una alternancia de mármoles y calcoesquistos; (d) Unidad de Punta Balandra. Sector Carenero. Superposición de una esquistosidad de crenulación S3 sobre la foliación S2 y pliegues D2 de escala centimétrica, en calcoesquistos y mármoles.







2.1.5. Unidad de Mármoles de Majagual-Los Cacaos

La Unidad de Mármoles de Majagual-Los Cacaos está compuesta por mármoles calcíticos y dolomíticos, masivos y bandeados, calcoesquistos y filitas. Joyce (1991) describe la Unidad de Majagual como el conjunto de mármoles aflorantes al oeste de la localidad de Santa Bárbara de Samaná. Los trabajos cartográficos han permitido reconocer una asociación de mármoles y calco-esquistos grises de grano fino, situados estructuralmente sobre la Unidad Punta Balandra, en el área situada al este de dicha localidad. Estos mármoles y calco-esquistos constituyen una unidad de menor grado metamórfico, puesta encima tectónicamente de la Unidad de Punta Balandra a nivel de las milonitas de playa de Los Cacaos. La unidad aflora discontinuamente a lo largo de toda la costa meridional de la península hasta prácticamente enlazar con los Mármoles de Majagual en las inmediaciones de Majagualito, por lo que se ha denominado de Majagual-Los Cacaos.

La Unidad de Mármoles de Majagual-Los Cacaos se sitúa estructuralmente sobre tanto la Unidad de Punta Balandra como de la Unidad de Esquistos de Santa Bárbara. En general, se observa un marcado contraste en el tipo y condiciones de deformación, así como en el metamorfismo con los Esquistos de Santa Bárbara, estructuralmente infrayacentes. En esta unidad, tanto el grado de deformación como la recristalización metamórfica sincinemática son muy intensos y han obliterado tanto la minerología como las texturas de los protolitos. Las asociaciones minerales en las filitas con mica marrón, mica blanca, esfena y albita indican un metamorfismo entre las facies de subesquistos verdes y la transición esquistos verdes a azules.

2.1.5.1. Mármoles de Majagual-Los Cacaos. Mármoles calcíticos y dolomíticos, calcoesquistos y filitas (8)

En la Hoja de Las Galeras, la unidad está constituida por mármoles y calco-esquistos de grano fino, de colores gris-claro a gris-beige oscuro, de estructura generalmente bandeada a microbandeada. Los mármoles aparecen formando tanto macizos masivos como alternancias con calco-esquistos de escala centimétrica a decimétrica. Ambos tipos de rocas presentan una intensa fábrica plano-linear, Sp-Lp, que tiende a estructurarse como bandeado composicional. Frecuentemente, los calco-esquistos exhiben porfiroblastos y porfiroclastos de agregados minerales de composición cuarzo-feldespática, así como cubos de pirita milimétricos con sombras de presión. En la Hoja de Santa Bárbara de Samaná la unidad tiende a ser más rica en mármoles. En este sector, los mármoles son de tonos gris blanquecinos a gris azulados, de estructura tanto masiva como bandeada y microbandeada,

todos ellos caracterizados por el desarrollo de una generalmente intensa fábrica plano-linear, Sp-Lp.

Fig. 2.1.9. (páginas siguientes). (a) Unidad de Majagual-Los Cacaos. Sector Los Yagrumos. Aspecto de la intensa fábrica planar S2 desarrollada en los mármoles y de pliegues D2; (b) Unidad de Majagual-Los Cacaos. Sector Los Yagrumos. Aspecto de la fábrica S2 desarrollada en mármoles; (c) Unidad de Majagual-Los Cacaos. Sector Santa Bárbara de Samaná. Aspecto de la intensa lineación de estiramiento L2 desarrollada en mármoles gris-azulados oscuros de grano fino; (d) Unidad de Majagual-Los Cacaos. Sector Santa Bárbara de Samaná. Aspecto de foliación S2 desarrollada en mármoles gris-azulados oscuros.



2.2. Cobertera Terciaria y Cuaternaria

Discordante sobre el complejo metamórfico de Samaná se depositaron facies carbonatadas y siliciclásticas de edad mio-pliocena y cuaternaria. La península de Samaná está localizada dentro del límite de placas activo norcaribeño, entre el borde occidental de la fosa de Puerto Rico y la Zona de Falla Septentrional. La deformación de los sedimentos neógenos a lo largo de la costa septentrional de la Bahía de Samaná por la Zona de Falla Septentrional, sugiere que la actividad de la falla prácticamente ha continuado desde el Terciario superior hasta la actualidad. De hecho, en muchas zonas el contacto entre el complejo metamórfico y las rocas sedimentarias es tectónico.

Las unidades sedimentarias más importantes de la Península de Samaná son las Calizas de la Talanquera, la Formación Los Haitises, la Formación Sánchez y los conglomerados de Samaná (ver más adelante). Adquieren cierta importancia cartográfica, también, las terrazas marinas arrecifales cuaternarias. Las Calizas de la Talanquera se presentan mal estratificadas y contienen una gran cantidad de fauna fósil de medios de plataforma marina somera (macroforaminíferos, algas rojas, moluscos, corales), aunque se encuentran muy recristalizadas. La Fm. Haitises está compuesta por calizas y calizas margosas bioclásticas, en ocasiones muy ricas en corales, interpretadas en conjunto como depositadas en diferentes ambientes de rampa carbonata, con desarrollo de parches de corales en sus zonas de rampa interna protegida y media. La Fm. Sánchez está dominada por lutitas y arenas muy ricas materia orgánica, con tramos de importante acumulación de lignito que han sido explotados económicamente. Las calizas con corales cuaternarias pueden integrarse dentro de la Fm. Isabela (aflorante en todas las áreas costeras de la isla), interpretadas principalmente facies bioconstruidas de armazón arrecifal.

Las principales características geológicas de estas unidades quedan recogidas en la Tabla 2.2.

Tabla 2.2. Datos de los materiales Terciarios y Cuaternarios de la Península de Samaná

<i>Formación</i>	<i>Joyce (1991)</i>	<i>Litología General</i>	<i>Características sedimentológicas distintivas</i>	<i>Edad Estratigráfica</i>
Depósitos Cuaternarios	Cuaternario	Bioconstrucciones de corales recientes	Construcciones arrecifales y medios relacionados	Holoceno
		Cordón litoral. Marisma. Áreas pantanosas y endorreicas. Fonde de Valle. Abanicos aluviales.	Medios continentales y transicionales marinos	Holoceno
Fm Isabela?	Cuaternario	Calizas arrecifales, calizas bioclásticas, margas y arenas subordinadas	Construcciones arrecifales y medios relacionados	Pleistoceno Superior
Fm Sánchez	Fm Sánchez	lutitas y arenas muy ricas materia orgánica, con tramos lignito		Plioceno Superior - Pleistoceno (a, d)
Fm Las Canoas	Caliza de Las Canoas	Calizas y conglomerados		Mioceno Superior - Pleistoceno
Fm Los Haitises	Caliza de La Canita	Calizas arrecifales, calizas bioclásticas, calizas claras con foraminíferos y niveles de margas fosilíferas y arenas subordinadas	Ambientes de rampa carbonata, con parches corales en rampa interna protegida y media	Mioceno Medio (a); Mioceno Superior? - Pleistoceno (c)
	Caliza de La Talanquera	Calizas recristalizadas	Superficie erosional a la base	Oligoceno?-Mioceno (a)
Fm Conglomerado de Samaná	Conglomerado de Samaná	Normalmente mal estratificadas, con abundante contenido fósil de macroforaminíferos, algas rojas, moluscos y corales	Medios inter a supramareales de plataforma interna, barrera arrecifal, plataforma calcarenítica externa y plataforma marina somera	
		Conglomerados, brechas y bloques a la base. Conglomerados, areniscas y arcillas rojas a techo.	Contiene clastos de mármoles de la UMC. La brecha basal bloques de la UPB.	Mioceno Inferior-Plioceno (a, d); Mioceno Superior - Pleistoceno? (c)
		Abanicos aluviales controlados por la Zona Falla Septentrional	Superficie erosional a la base fosilizando un paleorelieve. Discordancias progresivas	
			Facies de debris flow. Facies fluviales	

(a) Joyce (1991); (b) Informe Sedimentológico Sysmin II; © Informe Formaciones arrecifales Sysmin II; (d) Llinas, 1983

2.2.1. Unidades carbonatadas de edad Mioceno a Pleistoceno

2.2.1.1. Fm Los Haitises (9). Calizas arrecifales, calizas bioclásticas, calizas claras con foraminíferos y niveles de margas fosilíferas y arenas subordinadas Mioceno a Pleistoceno

La Formación Los Haitises está litológicamente constituida por calizas arrecifales, calizas bioclásticas, calizas margosas y margas. En la Formación se han distinguido una serie de facies sedimentarias (Informe Formaciones Arrecifales, 2008): calizas margosas, calizas micríticas laminadas (laminitas), calcarenitas bioclásticas, construcciones de corales, y calcarenitas, calciruditas y brechas bioclásticas.

Las calizas margosas afloran en el sector SO de afloramiento de la Formación en la mitad occidental de la Hoja de Santa Bárbara de Samaná. Las calizas micríticas laminadas (laminitas) constituyen depósitos en los que alternan en láminas milimétricas (y sub-milimétricas) micritas y calcarenitas de bioclastos finos embebidos en una matriz micrítica. Las láminas están agrupadas en capas finas tabulares (plano-paralelas) de unos pocos centímetros de espesor o definen domos de bajo relieve (decimétrico a métricos), es decir forman domos estromatolíticos. Este tipo de depósitos son característicos de medios intermareales a supramareales frecuentemente inundados, siempre en zonas de baja energía. Las calcarenitas bioclásticas poseen una estratificación cruzada de dimensiones reducidas (decímetros de longitud de onda/centímetros de amplitud), con un espesor de 2 m. También aparece esta facies, con unos pocos metros de potencia, intercalada con los armazones de colonias de corales masivas.

La Formación se caracteriza por la presencia de construcciones de corales masivos. En ocasiones, se suceden en la vertical armazones de colonias de *Porites* en domos o tabulares y alguna ramosa, con cabezos de *Montastrea* y *Diploria* dispersos, y potencias de hasta 15 m. Estos armazones intercalan calcarenitas bioclásticas y acumulaciones de corales ramosos, en este caso también de *Porites* (*P. divaricata*). También se pueden observar acumulaciones potentes (varios metros) de corales ramosos (*Stylophora?* y *Porites*). Las calcarenitas, calciruditas y brechas bioclásticas constituyen depósitos heterométricos, mal seleccionados, en los que fragmentos de coral centimétricos a decimétricos y, en mucha menor proporción, de moluscos y algas rojas, se encuentran en un sedimento calcarenítico con micrita entre los bioclastos (*packstones* medios a gruesos) o en calciruditas (*rudstones*). La concentración de los fragmentos bioclásticos grandes cambia repetidamente vertical y lateralmente. Cuando las condiciones de afloramiento lo permiten,

puede observarse que los fragmentos grandes se concentran sobre superficies erosivas internas canalizadas, formando lentejones con continuidad lateral de metros a decenas de metros. Los fragmentos de coral que más resaltan pertenecen a colonias masivas de *Porites* y *Montastrea*, pero también pueden reconocerse fragmentos de colonias ramosas. Entre los bivalvos, destacan los fragmentos de ostreidos y pectínidos, pero se ven moldes de bivalvos infáunicos aragoníticos y del gasterópodo *Strombus*. Fragmentos de coral, moluscos, foraminíferos, equinodermos, algas rojas y briozoos son los componentes reconocibles del sedimento calcarenítico/calcirudítico.

Considerados en conjunto, la composición de los clastos, la escasa selección de su tamaño y la presencia de incisiones erosivas rellenas con concentraciones de los fragmentos de mayor tamaño, permiten interpretar que estos depósitos se formaron en zonas de la plataforma expuestas a alta turbulencia episódica. Es decir, son el resultado de tormentas que destruían las construcciones de coral y removían el sedimento ya depositado, excavando superficies canalizadas que luego se rellenaron por los materiales previamente rotos y movilizados, con una cierta gradación de tamaños (positiva, de mayor a menor tamaño), todo ello aguas afuera y pendiente debajo de las zonas ocupadas por las construcciones arrecifales.

De la interpretación de las facies y sus relaciones espaciales descritas, y su posición con respecto al sustrato pre-neógeno, se puede deducir un modelo sedimentario en el que sobre el sustrato metamórfico, y probablemente rodeando algunos promontorios emergidos, se instaló directamente una plataforma carbonatada. En las áreas más internas de ésta, se depositaron barros calcáreos, con alguna influencia de arcillas en suspensión, todo ello con muy baja turbulencia. En estas facies proliferaron moluscos y parches de corales dispersos de poca entidad. En las zonas intermareales/ supramareales se formaron localmente laminitas y domos estromatolíticos. Las facies finas calcáreas pasaban gradualmente, hacia el mar, a calcarenitas bioclásticas, que, al menos localmente formaron pequeñas dunas subacuáticas. Entre estas dunas y, tal vez, más hacia mar abierto se desarrollaron arrecifes formados fundamentalmente por armazones de *Porites* y otros corales masivos. Estos arrecifes fueron, probablemente, la barrera que protegió la parte interna de la plataforma. En las zonas de menor energía, en el entorno de la barrera hacia tierra, crecieron corales laminares y tanto hacia tierra como hacia el mar, "campos" de corales ramosos. Aguas afuera de los arrecifes se acumularon calciruditas y calcarenitas con fragmentos de coral, producto de la destrucción de las construcciones y de la removilización de sedimento, con una cierta segregación de tamaño, pendiente abajo.

2.2.2. Formaciones superficiales de edad Holoceno

En la Cartografía se han distinguido una serie de formaciones superficiales, definidas como depósitos, consolidados o no, relacionados con el modelado del relieve actual. Su principal característica es su representación cartográfica. Una detallada descripción de estas unidades está incluida en la Memoria del Mapa Geomorfológico de la Hoja de Samaná (6373).

2.2.2.1. Bioconstrucciones de corales (10)

Las construcciones biogénicas se encuentran bien desarrolladas en algunas zonas de la península, destacando las que se encuentran en la zona sur limitando con la Bahía de Samaná desde la Punta Vieja Lora al este hasta Punta Los Caseros al oeste, adquiriendo buen desarrollo en la Punta Mangle y en la Punta de los Corozos. Al mismo tiempo también se encuentran repartidas por diferentes afloramientos en el norte litoral de la península, con desiguales desarrollos, desde Punta El Estillero a Punta Lanza del Norte, de Punta Las Galeras a Punta El Pesquero de Francisco y entre Cabo Samaná- Puerto el Frontón hasta Bahía Francés, en el este. Litológicamente son calizas con corales cuaternarias que pueden integrarse dentro de la Fm. Isabela (Pleistoceno Superior-Holoceno) (Braga, 2010), interpretadas principalmente como facies bioconstruidas de armazón arrecifal.

2.2.2.2. Abanicos aluviales y conos de deyección. Abanicos aluviales. Gravas, bloques, arenas y arcillas (11)

Las formaciones superficiales de origen fluvial son abanicos aluviales de baja pendiente y están situadas en la parte meridional de la península, al sur del relieve originado por la Falla Septentrional, entre las localidades de Majagual (al E) y Los Cocos (al O), donde presentan un dispositivo coalescente. Su depósito se produce en la salida de ríos y arroyos a las zonas más planas, donde la carga transportada por aquéllos pierde su confinamiento, expandiéndose. Sobre ellos se han instalado localmente otros abanicos posteriores de alta pendiente y siempre están incididos por el sistema fluvial actual. Algunos llegan hasta la costa y otros están interrumpidos por formaciones superficiales de origen marino-litoral. Su composición es similar a la litología que presenta la Formación Conglomerados de Samaná. Contienen lutitas, gravas y arenas. Las gravas, con clastos redondeados/subredondeados de tamaños heterométricos de mármol y esquistos, predominan en sus zonas proximales.

En la costa oriental de la península, al noroeste de la localidad El Francés, se ha cartografiado un abanico aluvial de baja pendiente de pequeña dimensión y con su parte distal en contacto con una superficie de abrasión marina sobre formaciones biogénicas coralinas recientes. Este abanico posiblemente no es activo en la actualidad y su edad sería Holocena. Además, existe otro abanico de baja pendiente en la localidad de El Limón, que aparentemente es funcional en la actualidad.

2.2.2.3. Arcillas de descalcificación (12)

Estos depósitos están formados por meteorización química en rocas carbonatadas y se concentran en la región de Los Haitises, al norte y sur de la Bahía de Samaná, y en el sector nororiental de la Península de Samaná, donde poseen una notable representación. Se relacionan con las depresiones kársticas desarrolladas sobre los materiales calcáreos de la Fm. Los Haitises y Fm. Isabela, o sobre las rocas carbonatadas mesozoicas de los diferentes tipos de mármoles de la Unidad Mármoles del Rincón. Destacan las depresiones tectono-kársticas de el Polje de La Laguna sobre Los Mármoles del Rincón y el Paleo-Polje de La Guazara-Rancho Español sobre la Fm. Los Haitises, ambos rellenos de estos sedimentos y de suelo tipo *terra rosa*. Estos depósitos son arcillas rojas de aspecto masivo, generadas por la descalcificación de las litologías calcáreas debida a la karstificación. Su espesor varía según los casos, pudiendo superar los 3 m. Su edad inferior, estaría en parte, acotada por la de la Fm Los Haitises, por lo que se enmarcan en el Pleistoceno-Holoceno.

2.2.2.4. Fondo de valle. Cantos, arenas, gravas y arcillas rojas (13)

Se trata de formaciones superficiales estrechas, coincidentes con el canal de estiaje y que constituyen el principal testimonio de la actividad sedimentaria de la red fluvial actual. Litológicamente están constituidos fundamentalmente por arenas y gravas de naturaleza variable (rocas metamórficas y sedimentarias) y lutitas de tonos rojos. Las gravas son redondeadas y heterométricas, formando depósitos discontinuos de espesores generalmente menores a los 1-2 m. En la actualidad, los fondos de valle (o mejor expresado el canal actual) de algunos de los ríos y arroyos de la hoja, a su paso por los tramos más altos, presentan saltos y desniveles importantes, como es el caso del Río Limón, con varias cascadas y una de 50 metros de desnivel. Por la situación que tienen respecto a los cursos de agua actuales se les atribuye una edad Holoceno.

2.2.2.5. Marisma alta y medios transicionales, (a) canales y meandros. Limos y arenas bioclásticas (14)

Estas formaciones se encuentran en zonas afectadas por las mareas excepcionales y coinciden con el manglar alto, (marismas altas). Aparecen por diversos puntos del litoral, al norte de la península en la zona de Las Galeras donde presenta un buen desarrollo, también están en Bahía Rincón, en la bahía del Río Cantón, en la zona de El Limón, y desde La Ciénaga de Barbacoa hasta Las Terrenas. En la costa sur de la península también aparecen, en forma de pequeños parches entre Punta de los Caseros al oeste, hasta la Punta Vieja Lora, y en la Bahía Carenero-Villa Clara. Al sur de la Bahía de Samaná se localizan exclusivamente en el extremo oriental de la Hoja, donde su escasa funcionalidad sugiere un carácter relicto. Litológicamente poseen composición lutítico-limosa, con cierto contenido arenoso, presentando casi siempre el manglar alto, lo que da lugar a un enriquecimiento en materia orgánica. Su espesor se sitúa dentro de valores métricos. Se tratan de depósitos actuales, por lo que se incluyen en el Holoceno.

2.2.2.6. Áreas pantanosas y endorreicas. Ciénaga. Arcillas y limos (15)

Aparecen en diversos puntos de la franja litoral de Península de Samaná, aunque con escasa representación areal. Se trata de depósitos de áreas de tendencias endorreicas, integrado por lutitas oscuras, a veces con limos y con un cierto contenido vegetal, cuyo espesor no ha sido determinado, aunque probablemente se acerque a 2-3 m. Por su relación con la dinámica actual se enmarcan en el Holoceno.

2.2.2.7. Marisma baja. Manglar. Arcillas, limos y arenas (16)

Estas formaciones superficiales se sitúan en zonas afectadas por las mareas diarias, (marismas bajas), y coinciden con el manglar bajo. Aparecen por diversos puntos del litoral, al norte de la península en la zona de Las Galeras, en Bahía Rincón, en El Puerto del Valle, en Playa Honda, y desde El Limón hasta Las Terrenas. En la costa sur de la península también aparecen, en forma de pequeños parches entre Punta de los Caseros al oeste, hasta la Punta de Los Corozos. Su mayor exponente se localiza al sur de la Hoja, en torno a la bahía de San Lorenzo y entre los cauces actual y antiguo del río Yabón. Poseen composición lutítica, con cierto contenido arenoso, siendo su rasgo más característico, su colonización por el manglar bajo, lo que da lugar a un notable enriquecimiento en materia

orgánica. Su espesor se sitúa dentro de valores métricos. Se tratan de depósitos actuales, por lo que se incluyen en el Holoceno.

2.2.2.8. Cordón litoral. (a) Activo; (b) degradado. Arenas (17)

En la costa norte de la península aparecen de forma discontinua cordones litorales, desde Las Terrenas-Punta Carolina hasta Boca del Río Limón, también entre las playas de Las Canas-Punta Berto, Puerto del Valle y en Bahía Rincón. Estos cordones litorales tienen diferentes longitudes y alturas y en algunos de ellos existen depósito de dunas; en el caso de la Bahía Rincón existen dos cordones litorales, el más interno se encuentra degradado y vegetado considerándose inactivo, formado por arenas pardas, y el otro está situado justo detrás de la playa actual, formado por arenas claras. Por el contrario, en el sur de la península sólo se ha observado un cordón litoral de pequeña dimensión en la Bahía Carenero. Todos ellos están formados por arenas de colores más o menos claros y con diferentes anchuras y espesores (nunca superiores a 2-3 metros). En general se encuentran en parte vegetados o bien con plantaciones de palmeras.

2.2.2.9. Bioconstrucciones de corales recientes (18)

En el tramo con bioconstrucciones de corales más oriental de la Península, entre Cabo Samaná-Puerto el Frontón hasta Bahía Francés estas construcciones arrecifales son parches discontinuos depositadas sobre el sustrato pre-cuaternario y además se encuentran formando parte de la primera plataforma de abrasión o rasa hasta el acantilado actual, situado entre los 0-20 metros sobre el nivel del mar. Estas facies 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. Según Braga (2010), estos afloramientos de calizas arrecifales se pueden considerar *arrecifes franjeantes*. Según este autor, descienden desde una cota de aproximadamente 20 hasta el pequeño acantilado costero actual (3-4 m), en escalones poco marcados.

3. PETROLOGIA, GEOQUIMICA, METAMORFISMO y GEOCROLOGÍA

3.1. Petrología

3.1.1. Unidad de Filitas de Playa Colorada

3.1.1.1. Descripción de los materiales

En las Hojas de Las Galeras los tipos petrográficos estudiados de la Unidad de Filitas de Playa Colorada (Fig. 3.1) son filitas (6373IJE9988 y 6373IJE9991) y esquistos con actinolita (6373IJE9990), que se corresponden con protolitos esencialmente pelíticos y mixtos terrígeno-carbonatados. Los esquistos y filitas estudiados poseen asociaciones con actinolita, pumpellita, clorita y mica blanca, indicativas de condiciones metamórficas de la facies de los subesquistos y esquistos verdes.

3.1.1.2. Filitas

Se agrupa un conjunto de rocas filíticas y cuarzo-esquistosas de grano muy fino y tonos de pardos a gris-azul oscuro, con delgadas intercalaciones claras ricas en calcita, aplastadas y boudinadas. Se caracterizan por presentar una intensa fábrica plano-linear, Sp-Lp, tendente a un microbandeado composicional de alternancia de microdominios ricos en cuarzo y en micas.

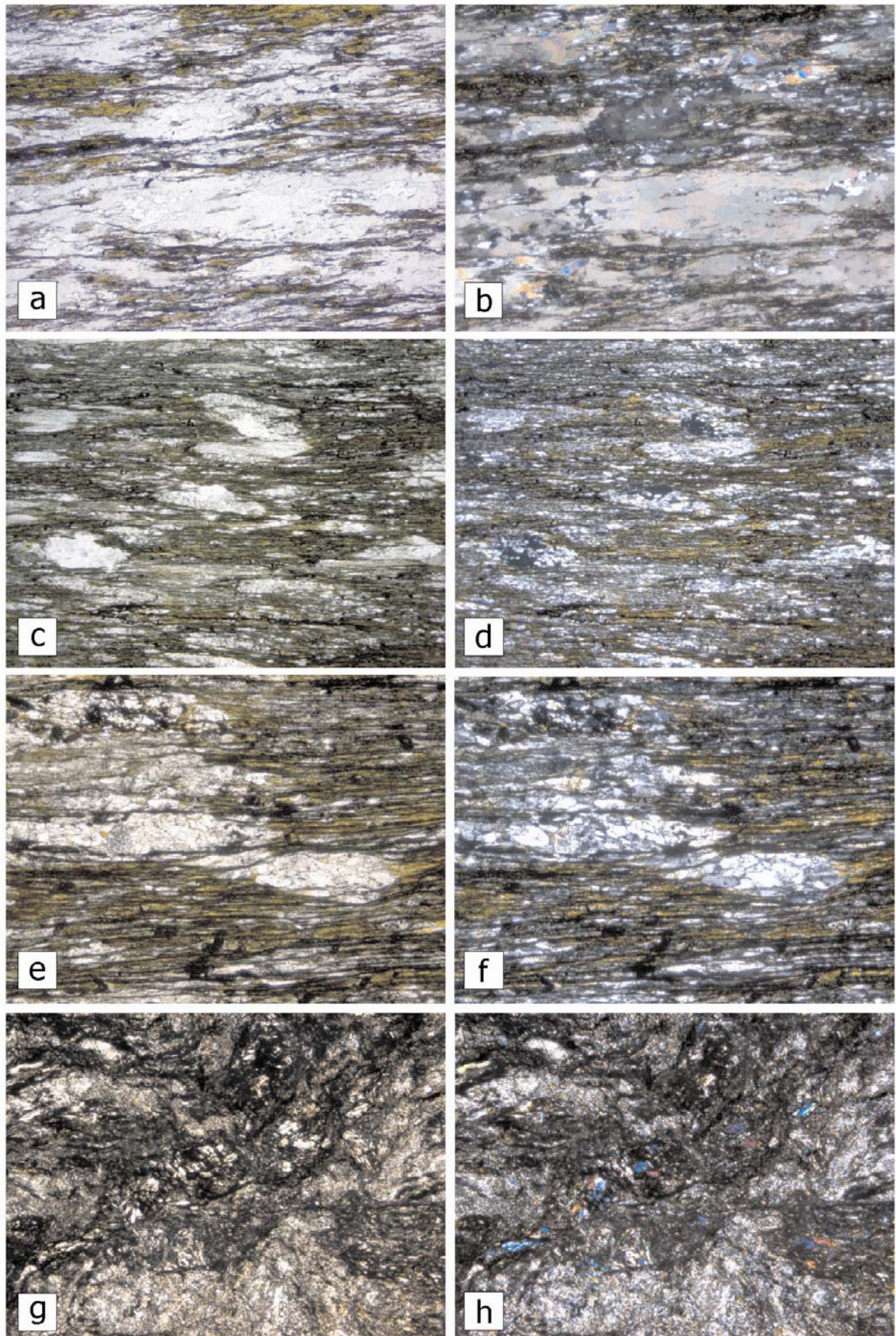
Al microscopio, las filitas presentan texturas granolepidoblásticas, granoblásticas microbandeadas, miloníticas y filoníticas. Están compuestas por un agregado de filosilicatos de grano fino elongado paralelamente a los planos de la Sp, lentejones de cuarzo elongados paralelamente y lentillas aplastadas de calcita. La alternancia de nivelillos milimétricos y submilimétricos más o menos ricos en micas, niveles ricos en cuarzo, o en calcita, define la Sp al microscopio. Poseen una composición mineral que incluye cuarzo, mica blanca, mica marrón, clorita, calcita, esfena, estilpnomelana, rara lawsonita, óxidos de Fe-Ti y opacos. Las micas son de composición entre clorita y biotita rica en Fe, y definen una polifábrica compuesta por dos familias de planos, S y C, oblicuos un pequeño ángulo. Aisladas en el agregado cuarzo-calcítico desarrollan texturas *mica fish*. El cuarzo ha recrystalizado dinámicamente mediante mecanismos de recrystalización por rotación de bordes de grano, formando *ribbons* policristalinos de granos nuevos de contactos generalmente rectos. La calcita también ha recrystalizado de forma extensa a agregados de granos nuevos, que presentan una fábrica cristalográfica interna oblicua respecto a la Sp externa. En los dominios cuarzosos aparecen porfiroblastos sigmoidales de esfena y microprismas romboidales incoloros de lawsonita incipiente.

3.1.1.3. Esquistos con actinolita

Los esquistos con actinolita derivan de protolitos sedimentarios o volcanosedimentarios, alternantes o con intercalaciones de sedimentos pelíticos y carbonatados. Se trata de rocas esquistosa de grano fino a muy fino, color gris-azul claro a gris oscuro, con niveles claros ricos en anfíboles fibrosos. Presenta una polifábrica plano-linear, Sp-Lp, producto de la superposición de varias esquistosidades.

La intensa deformación dúctil y metamorfismo sincinemático que afecta a estas rocas ha dado lugar a la formación de un agregado mineral de grano fino a muy fino, compuesto por anfíbol cálcico, escasos agregados de micas blancas y marrones, abundantes opacos y lentejones aplastados lenticulares de calcita. Las muestras estudiadas están al microscopio casi exclusivamente compuestas por un agregado muy fino de prismas y microprismas entrecruzados de anfíbol cálcico, tremolítico-actinolítico, que junto a los filosilicatos y las hiladas de esfena, ilmenita, magnetita y opacos, definen la fábrica planar principal (Sp) de la roca.

Fig. 3.1. (páginas siguientes). (a) (6373IJE9988) Filitas, LN; (b) Id., LP; (c) (6373IJE9991) Filitas, LN; (d) Id., LP; (e) (6373JE9991) Filitas, LN; (f) Id., LP; (g) (6373JE9990) Esquistos con actinolita, LN; y (h) Id., LP.



3.1.2. Unidad de Mármoles de El Rincón

3.1.2.1. Descripción de los materiales

En las Hojas de Las Galeras y Santa Bárbara de Samaná, los tipos petrográficos estudiados de Mármoles de El Rincón (Fig. 3.2 a 5) se corresponden con tres tipos principales de protolitos: carbonatados, mixtos terrígeno-carbonatados y pelíticos. Como sugieren las microtexturas deformativas, las condiciones metamórficas P-T parecen cambiar a lo largo de la unidad. Sin embargo, estas rocas metacarbonatadas son prácticamente monominerálicas y no han desarrollado minerales índices. Los calco esquistos y filitas estudiados poseen asociaciones con actinolita, pumpellita, clorita y mica blanca, indicativas de condiciones metamórficas de la facies de los subesquistos verdes (actinolita-pumpellita). Los mármoles pueden aparecer afectados por procesos tardíos de dolomitización.

Entre los mármoles calcíticos de la subunidad inferior se han estudiado mármoles claros de grano grueso con clorita (6373IJE9973, 6373IJE8346B, 6373IJE9964, 6373IJE9971, 6373IVJE8003 y 6373IJE9119B), mármoles granoblásticos bandeados (6373IVJE8025, 6373IVJE8043, 6373IVJE8125 y 6373IJE9120B), y mármoles microbandeados, frecuentemente miloníticos (6373IVJE8014, 6373IVJE8049, 6373IVJE8029 y 6373IVJE8032). En los mármoles calcíticos de la subunidad intermedia aparecen mármoles oscuros de grano fino (6373IJE9116, 6373IJE9972, 6373IVJE8036), microbandeados (6373IVJE8171, 6373IVJE8334, 6373IVJE8335 y 6373IVJE8338), y porfiroclásticos y miloníticos (6373IVJE8037, 6373IJE8059, 6373IJE8060, 6373IVJE8128 y 6373IVJE8329). Los mármoles calcíticos de la subunidad superior son oscuros masivos y bandeados (6373IVJE8130 y 6373IJE8149). Las muestras de calcoesquistos poseen fengita y clorita (6373IJE8345B, 6373IJE9116B y 6373IJE8346) y en ocasiones actinolita (6373IJE9070), y las de filitas con esfena y mica marrón (6373IJE9066, 6373IJE9068, 6373IJE9069, 6373IVJE8249 y 6373IJE9165).

3.1.2.2. Mármoles claros de grano grueso con clorita

Se agrupan bajo el epígrafe mármoles de tonos claros, blanquecinos a blanco-amarillentos, de grano grueso, granoblásticos, tanto masivos como fuertemente foliados, de una gran calidad como roca ornamental. Proceden de sedimentos carbonatados bastante puros, con algún componente terrígeno localizado en los interestratos del protolito (o estratificación), los cuales han sido completamente transformados durante la evolución tectonometamórfica. A la mesoescala presentan una fábrica plano-linear, Sp-Lp, generalmente muy penetrativa,

definida por la elongación del agregado de calcita y en su caso el estiramiento de escasas micas.

Al microscopio, los mármoles exhiben texturas granoblásticas elongadas y granolepidolepidoblásticas en zonas microbandeadas, así como porfiroclásticas. Mineralógicamente están compuestos por fundamentalmente calcita, en ocasiones con cuarzo, mica blanca, illita, clorita, mica marrón, estilpnomelana, ilmenita, óxidos de Fe-Ti y material carbonoso como accesorios. No se han observado restos o pseudomorfos claros de aragonito. Los mármoles están afectados por una deformación dúctil no-coaxial, que produjo la recristalización a un agregado granoblástico de calcita elongado paralelamente a la foliación Sp. La elongación unidimensional preferente de los granos de calcita define la lineación mineral Lp. La calcita presenta texturas de deformación plástica intracrystalina y de recristalización dinámica, como doblamientos de las maclas, extinción ondulante, y formación de tanto subgranos como granos nuevos mediante mecanismos de rotación y migración de bordes de grano. Los granos nuevos presentan una fábrica interna oblicua un ángulo pequeño respecto a los planos de la Sp. Los lepidoblastos de micas presentan una orientación paralela a los planos de la Sp., con desarrollo en ocasiones de microtexturas *mica fish*.

3.1.2.3. Mármoles granoblásticos bandeados

Se agrupan mármoles de grano grueso a medio, tonos de blanco-grisáceos claros a azulados, con una penetrativa fábrica plano-linear, Sp-Lp, definida por la elongación del agregado de granos de calcita. Proceden de protolitos esencialmente carbonatados, que contendrían delgadas intercalaciones o hiladas de terrígenos muy finos en los interestratos originales o estratificación S0.

Al microscopio presentas texturas granoblásticas elongadas y porfiroclásticas, y una composición mineral de calcita como esencial, en ocasiones con cuarzo, mica blanca, illita, clorita, opacos y material carbonoso como accesorios. En estos mármoles la deformación dúctil sin-Sp consistió en un cizallamiento no-coaxial en el plano de Sp y dirigido según la dirección de la lineación Lp, que produjo la formación de un agregado granoblástico de calcita, elongado paralelamente a la Sp. A la microescala, en los granos de calcita se observan microtexturas como extinción ondulante, subgranulación y formación de pequeños subgranos, producidas por procesos de rotación de bordes de grano, así como la recristalización dinámica de pequeños granos nuevos de contornos irregulares. Los nuevos

granos aparecen elongados oblicuamente respecto a la Sp, definiendo una fábrica de forma no-coaxial. La deformación es heterogénea a la microescala, con niveles de mayor deformación con reducción del tamaño de grano. Del agregado monomineral de calcita se destacan alineaciones de minerales oscuros criptocristalinos y filosilicatos muy finos, que forman pliegues intrafoliares, boudines asimétricos y porfiroclastos de tipo sigma y delta.

3.1.2.4. Mármoles microbandeados, frecuentemente miloníticos

La unidad también incluye tramos de mármoles de grano fino, bandeados a la escala milimétrica, de tonos blancos y grisáceos oscuros alternantes, y con una intensa fábrica plano-linear, Sp-Lp. En estas rocas, la Sp está definida por la elongación del agregado de granos de calcita y el estiramiento de los niveles más claros boudinados y microplegados, así como también por el estiramiento y cizallamiento de interestratos submilimétricos micáceos. Estos mármoles poseen una marcada heterogeneidad textural, definida por la alternancia de niveles calcíticos claros de elevada cristalinidad y niveles calcíticos o dolomíticos oscuros de grano muy fino a criptocristalinos. Proceden de sedimentos composicionalmente carbonatados, tanto calcíticos muy puros, como alternantes con niveles dolomíticos.

Al microscopio, los mármoles exhiben texturas granoblásticas microbandeadas, miloníticas y blastomiloníticas y porfiroclásticas. Mineralógicamente están compuestos por calcita y dolomita, en ocasiones con cuarzo, mica blanca, illita, clorita, ilmenita, zircón, opacos y material carbonoso como accesorios. En estos mármoles, la deformación sin-Sp estuvo acompañada por procesos de deformación y recristalización dinámica, originando la formación de un agregado granoblástico elongado de calcita hererogranular. En los niveles claros con granos de calcita de mayor tamaño, aparecen texturas de deformación como extinción ondulante, granulación, poligonización y la formación de pequeños subgranos por procesos de rotación de bordes de grano. En los niveles oscuros micro- y criptocristalinos aparentemente más deformados aparecen porfiroclastos de tipo sigma y delta, boudinage asimétrico de bandas o microdominios más competentes y micropliegues.

3.1.2.5. Mármoles oscuros de grano fino

Se agrupan mármoles de grano fino, tonos gris-azulados oscuros, homogéneos, competentes, de estructura masiva o bandeada, que muestran una fábrica plano-linear, Sp-Lp, de apariencia recristalizada. La fábrica planar está definida por la elongación del

agregado de granos de calcita y el bandeado es textural y definido por variaciones en el tamaño de grano a la escala milimétrica. Proceden de sedimentos carbonatados composicionalmente muy puros, con abundante material carbonoso. Frecuentemente son fétidos. Se caracterizan por presentar una intensa fábrica plano linear, Sp-Lp, con trasposición completa de la minerología y texturas originales, dando lugar a un mármol calcítico granoblástico elongado. La deformación sin-Sp fue dúctil y consistente en un cizallamiento no-coaxial.

Al microscopio presentan texturas granoblásticas variablemente elongadas y porfiroclásticas. La composición mineralógica de estos mármoles está casi exclusivamente compuesta por calcita, con escasos óxidos de Fe y opacos accesorios. A menudo se distinguen texturalmente calcita granoblástica y calcita (micrítica) anubarrada y criptocristalina. Los mármoles están mayoritariamente compuestos por un agregado de granos calcíticos de grano fino, subequigranulares, de buena cristalinidad, que han recrystalizado extensamente a cristales libres de deformación intracristalina, elongados subortogonalmente al plano Sp, con bordes de grano de rectos a irregulares. Estas microtexturas podrían ser resultado de la inversión de aragonito a calcita durante la retrogradación. En el agregado de granos de calcita, aparecen dispersas texturas como extinción ondulante, subgranulación y la formación de muy pequeños subgranos por procesos de rotación de bordes de grano. La existencia de estas texturas sugiere una extensiva recrystalización estática y post-cinemática. Frecuentemente aparecen niveles discontinuos de calcita pardo-oscura criptocristalina, completamente disruptados por el estiramiento y boudinage extremo paralelo a la Lx, dando lugar los fragmentos a niveles porfiroclásticos. Probablemente, la alternancia de estos niveles de calcita micro y criptocristalina está heredada de los estratos originales (o estratificación S0).

3.1.2.6. Mármoles oscuros microbandeados

Los mármoles microbandeados son de grano fino y, de forma característica, presentan una alternancia de bandas de tonos claros de mayor tamaño de grano y bandas oscuras de menor granulometría. Dicha alternancia textural es paralela a una penetrativa fábrica plano-linear, Sp-Lp. Derivan de sedimentos carbonatados muy puro con hiladas de componentes terrígenos de tamaño muy fino, posiblemente reflejo de la estratificación original (S0). Al microscopio, presentan microtexturas indicativas de una deformación dúctil sin-Sp, de carácter no-coaxial, que produjo mediante la recrystalización dinámica un agregado granoblástico de calcita elongado paralelamente a la Sp, aunque los granos preservan una

fábrica interna oblícua respecto a la Sp. Las bandas oscuras de calcita son de micro a criptocristalinas y ricas en opacos.

3.1.2.7. Mármoles oscuros porfiroclásticos y miloníticos

Hacia la base estructural de los mármoles oscuros intermedios aumenta la intensidad de la deformación por cizallamiento dúctil, produciendo mármoles porfiroclásticos y miloníticos. Afloramientos de estos mármoles se localizan por ejemplo hacia la base estructural de la marmolera de Loma Atravesada, al oeste de la playa de El rincón, y en los resaltes de El Frontón, al este de playa Madama. En estos niveles estructurales, los mármoles han desarrollado texturas miloníticas a blastomiloníticas, acompañadas con la formación de una intensa fábrica plano linear, Sp-Lp, con trasposición de la minerología y texturas originales. La trasposición consiste en un primer estadio en el boudinamiento de los niveles competentes de la estratificación original o bandeado, para el su posterior cizallamiento y microplegamiento. Los procesos de deformación y de recristalización dinámica han dado lugar a la microescala a la formación de un agregado granoblástico de calcita inequigranular, elongado paralelamente a la Sp y estirado según la Lp. En el agregado aparecen granos claros de relativo mayor tamaño de grano rodeados por granos de menor tamaño, ordenados en bandas paralelas a la Sp, que parecen resultado de la subgranulación de los primeros por el cizallamiento e implican una heterogenidad y partición de la deformación. Los granos de mayor tamaño exhiben microtexturas propias de un comportamiento plástico a relativa baja-T, tales como extinción ondulante, subgranulación, formación de pequeños subgranos por procesos de rotación de bordes de grano, y una modesta recristalización de pequeños nuevos granos. Los granos nuevos aparecen elongados oblicuamente un alto ángulo respecto a la Sp, definiendo una fábrica oblícua de forma.

3.1.2.8. Mármoles oscuros de grano fino masivos y bandeados

Los mármoles de la subunidad superior afloran a lo largo de una banda entre la ladera meridional de la Loma Pan de Azucar y la playa de El Valle. Se trata de mármoles oscuros, de grano fino a medio, masivos y bandeados, por una alternancia de horizontes de tonos blancos y grises claros, que han desarrollado de una intensa fábrica plano-linear, Sp-Lp.

A la microescala, presentan texturas granoblásticas subequigranulares elongadas y porfiroclásticas, y una composición mineral de esencialmente calcita y calcita micrítica turbia de menor cristalinidad, con grafito, óxidos de Fe-Ti y opacos como accesorios. Ambos tipos

texturales de calcita alternan a la escala milimétrica formando en bandeado, siendo los granos de mayor cristalinidad los que forman los niveles claros y los de menor tamaño son turbios, contienen abundantes microinclusiones fluidas y de opacos, y forman los niveles oscuros. El bandeado resulta deformado durante el cizallamiento progresivo, resultando microplegado y boudinado asimétricamente. Los horizontes formados por pequeños granos resultan de la reducción del tamaño de grano asociada a la localización de la deformación, e indican que la deformación fue a la microescala heterogénea. En las bandas claras se desarrollan sombras de presión y colas de recristalización en torno a los granos de mayor tamaño.

3.1.2.9. Calcoesquistos con fengita y clorita

En la unidad de Mármoles de El Rincón las intercalaciones de calcoesquistos y filitas son muy escasas. Estos materiales localizan superficies de despegue dentro del complejo de mármoles, como en la banda aflorante en Puerto Viejo, a la base del apilamiento de mármoles en El Frontón, donde constituyen una alternancia centimétrica de mármoles, calcoesquistos y filitas satinadas cizalladas, con desarrollo de boudinage de la foliación, estructuras S-C y pliegues isoclinales asimétricos. En la alternancia, los calcoesquistos son de tonos claros, grano fino y con pasadas milimétricas ricas en micas verdes cloríticas, habiendo desarrollado una intensa fábrica plano-linear, Sp-Lp.

Al microscopio presentan texturas granoblásticas elongadas y microbandeadas, porfiroblásticas y porfiroclásticas, así como miloníticas y filoníticas. Presentan como minerales principales o esenciales calcita, cuarzo, albita, fengita y clorita, con esfena, magnetita, ilmenita y opacos como accesorios. En algunas muestras puede aparecer lawsonita. La asociación es sincinemática respecto a la fábrica dúctil planar (Sp) principal. En estos calcoesquistos, la deformación fue dúctil y consistió en un cizallamiento no-coaxial que formó un agregado granoblástico de calcita inequigranular, elongado paralelamente a la Sp y estirado según la Lp. La calcita forma bandas alternantes de diferente tamaño de grano, reflejando el carácter heterogéneo del cizallamiento. Los granos presentan microtexturas propias de un comportamiento plástico a relativa baja-T, tales como extinción ondulante, subgranulación y formación de pequeños subgranos por procesos de rotación de bordes de grano, así como una recristalización dinámica en pequeños nuevos granos y subgranos de contornos irregulares y ondulados. Estos nuevos granos aparecen elongados oblicuamente un alto ángulo respecto a la Sp, definiendo una fábrica oblicua de forma. En las rocas microbandeadas, los microdominios de calcita alternan con microdominios

definidos por agregados de cuarzo y lepidoblastos cizallados de fengita y clorita subparalelos a la Sp.

3.1.2.10. Esquistos y calcoesquistos con actinolita

Asociados a las intercalaciones de calcoesquistos y derivados de protolitos sedimentarios mixtos más pelíticos que carbonatados, aparecen niveles de esquistos y calcoesquistos con actinolita. Se trata de rocas de fábrica planar y plano-linear, Sp-Lp, texturalmente muy similares a los calcoesquistos con fengita y clorita. Al microscopio presentan porfiroblastos de anfíbol cálcico, albita y esfena, y una abundante matriz de grano muy fino recrystalizada, compuesta por cuarzo, fengita, clorita, albita y esfena. El anfíbol es sin-Sp y de composición actinolita, habiendo desarrollado sombras de presión asimétricas que definen una poco contrastada lineación de estiramiento mineral. Las micas definen dos familias de planos oblicuos un pequeño ángulo, que estructuran una fábrica S-C metamórfica. En la matriz, el cuarzo han recrystalizado dinámicamente formando *ribbons* generalmente policristalinos, constituidos por pequeños granos nuevos de contactos irregulares, suturados y rectos.

3.1.2.11. Filitas con esfena y mica marrón

En el sector de El Bueyero aflora un importante paquete de roca filíticas de grano fino a muy fino, de color gris-verdoso claro, y que han desarrollado una penetrativa fábrica plano-linear, Sp-Lp, tendente a un microbandeado composicional. El microbandeado composicional consiste en una alternancia milimétrica de nivelillos alternativamente ricos en cuarzo y micas, que definen la fábrica principal (Sp). El protolito fue una roca sedimentaria pelítica, aunque alternan con niveles carbonatados.

Al microscopio exhiben texturas granolepidoblásticas de grano fino y granoblásticas microbandeadas. Poseen una composición mineral compuesta por mica marrón (flogopítica), estipnomelana, albita, clorita, fengita y cuarzo como esenciales, con esfena, ilmenita y opacos como accesorios. Esta asociación es sincinemática respecto a la fábrica principal (Sp). Se distinguen pequeños porfiroblastos milimétricos de mica marrón, albita y esfena, y matriz de grano muy fino recrystalizada, compuesta por cuarzo, fengita, clorita/flogopita, albita, esfena y minerales accesorios. Las micas marrones forman porfiroblastos y porfiroclastos con sombras de presión asimétricas, que definen la lineación de estiramiento mineral. Frecuentemente, las micas definen una polifábrica de superposición de una Sp sobre una Sp-1 previa, con trasposición casi total. La Sp-1 queda preservada únicamente

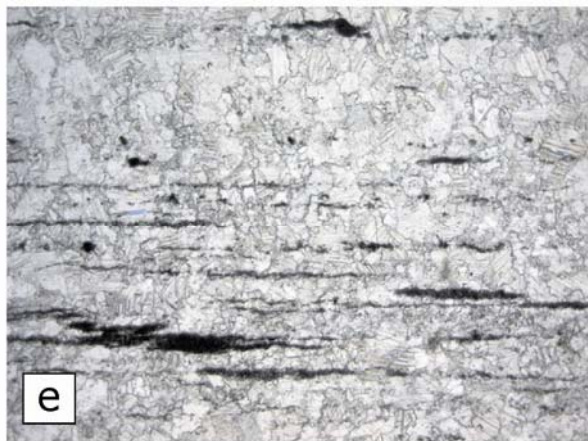
dentro de microlitones milimétricos de la Sp, por lepidoblastos de clorita y fengita microplegados. En la matriz el cuarzo y la albita han recristalizado dinámicamente formando el primero *ribbons* en general policristalinos, de granos nuevos con contactos irregulares y rectos.

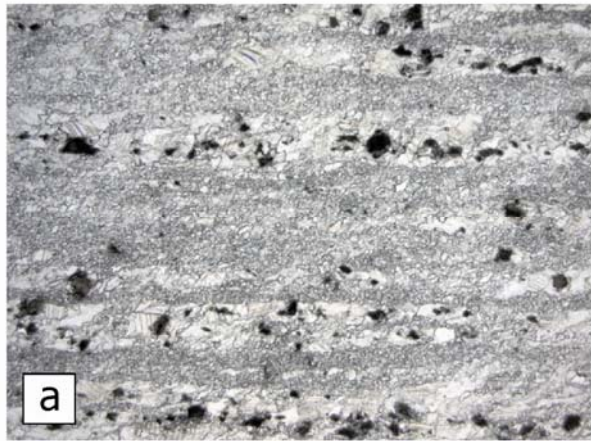
Fig. 3.2. (páginas siguientes). (a) (6373IJE8346B) Mármoles impuros claros con clorita y estilpnomelana, LN; (b) Id., LP; (c) (6373IJE9971) Mármoles claros impuros, LN; (d) Id., LP; (e) (6373IVJE8025) Mármoles granoblásticos bandeados, LN; (f) Id., LP; (g) (6373IVJE8029) Mármoles microbandeados, frecuentemente miloníticos, LN; y (h) Id., LP.

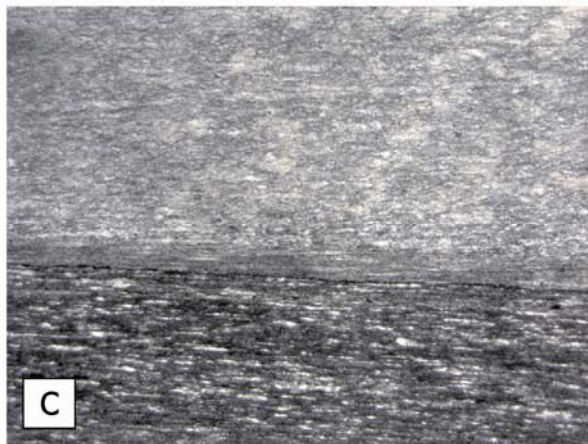
Fig. 3.3. (páginas siguientes). (a) (6373IVJE8032) Mármoles microbandeados, frecuentemente miloníticos, LN; (b) Id., LP; (c) (6373IJE9972) Mármoles oscuros de grano fino, LN; (d) Id., LP; (e) (6373IVJE8338) Mármoles microbandeados, LN; (f) Id., LP; (g) (6373IVJE8037) Mármoles porfiroclásticos y miloníticos, LN; y (h) Id., LP.

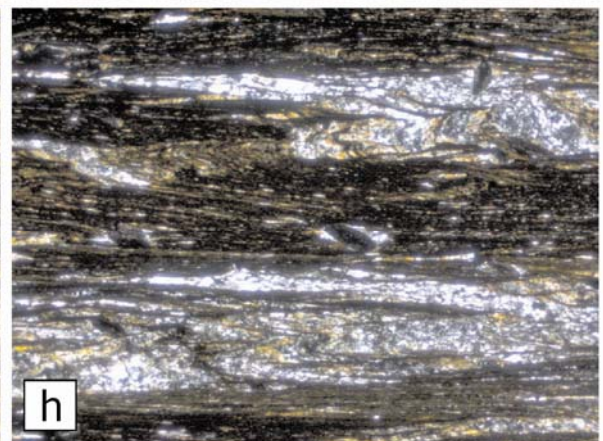
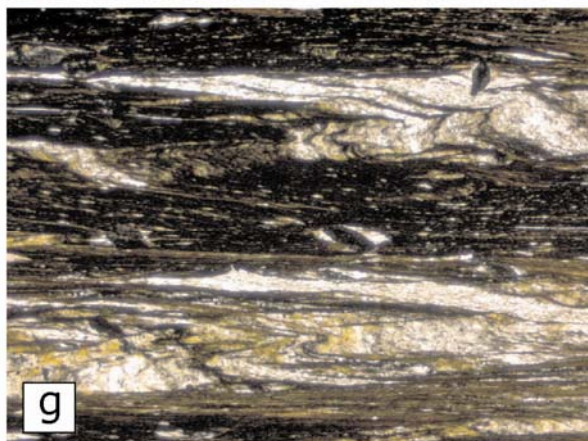
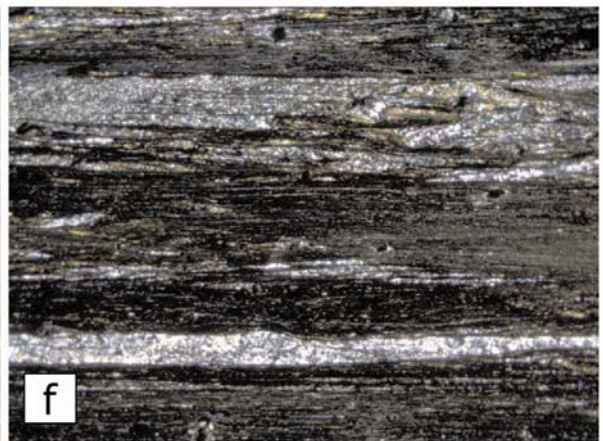
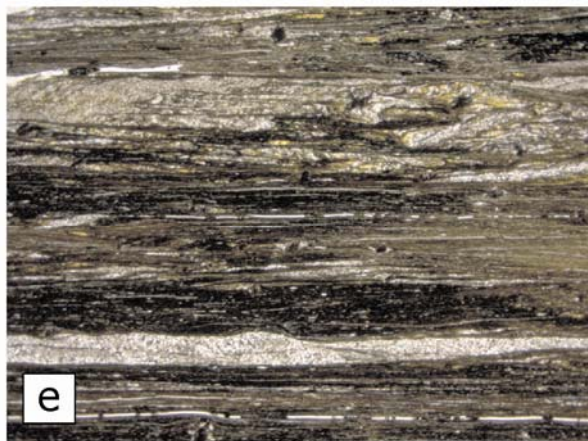
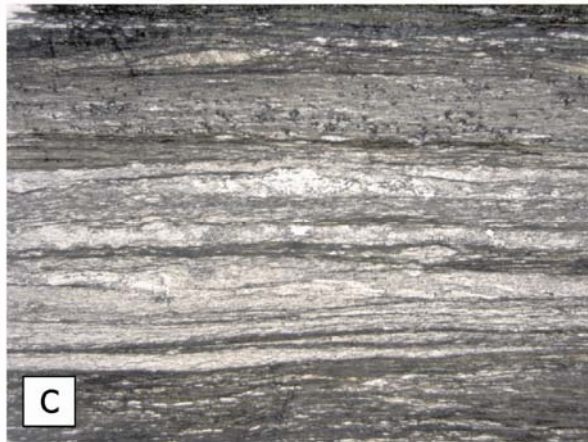
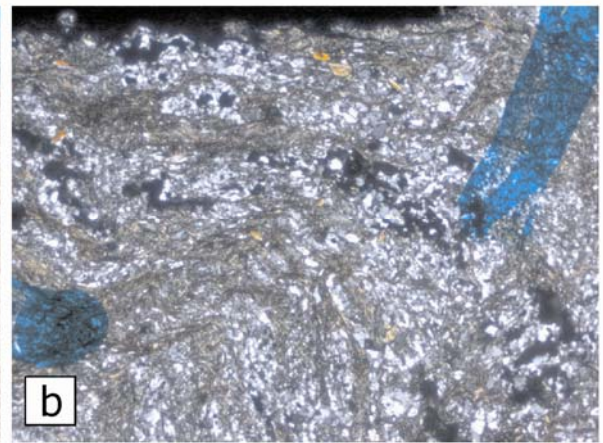
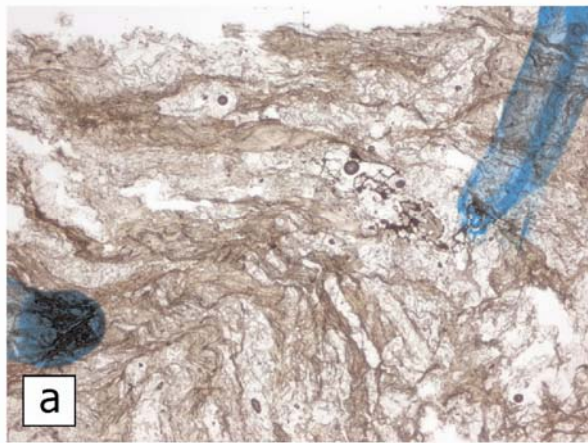
Fig. 3.4. (páginas siguientes). (a) (6373IJE8059) Mármoles porfiroclásticos y miloníticos, LN; (b) Id., LP; (c) (6373IJE8060) Mármoles porfiroclásticos, LN; (d) Id., LP; (e) (6373IVJE8329) Mármoles porfiroclásticos, LN; (f) Id., LP; (g) (6373IJE8345B) Calcoesquistos con fengita y clorita, LN; y (h) Id., LP.

Fig. 3.5. (páginas siguientes). (a) (6373IJE9070) Esquistos y calcoesquistos con actinolita, LN; (b) Id., LP; (c) (6373IJE9066) Filitas con esfena y mica marrón, LN; (d) Id., LP; (e) (6373IVJE9068) Filitas con esfena y mica marrón, LN; (f) Id., LP; (g) (6373IJE9068) Filitas con esfena y mica marrón, LN; y (h) Id., LP.









3.1.3. Unidad de Esquistos de Santa Bárbara

3.1.3.1. Descripción de los materiales

En las Hojas de las Galeras y Santa Bárbara de Samaná, los tipos petrográficos estudiados de los Esquistos de Santa Bárbara (Fig. 3.6 a 10) se corresponden con los tres principales tipos composicionales de protolitos: pelíticos, mixtos terrígeno-carbonatados y carbonatados. Las condiciones metamórficas P-T cambian a lo largo de la unidad, observándose en litología ricas en Ca asociaciones con y sin lawsonita en los niveles estructurales más bajos y asociaciones con epidota con y sin ferro-glaucofana en los niveles estructuralmente más altos (isograda Lw-Ep). En metapelitas ricas en Al, la ferro-magnesio carfolita es reemplazada por cloritoide ascendiendo en la secuencia estructural. A su vez, las asociaciones con fengita y paragonita son sustituidas por asociaciones con fengita y albita, que crece formando poiquiloblastos de sin- a tardi-S2 con abundantes microinclusiones de mica blanca, glaucofana y lawsonita.

Entre los esquistos se han estudiado esquistos con glaucofana y albita, generalmente con relictos de lawsonita y prismas de epidota (6373IJE8066, 6373IVJE8070, 6373IVJE9056D, 6373IJE9059, 6373IJE9062A, 6373IJE9062B y 6373IJE9123B), esquistos y cuarzoesquistos con cloritoide y fengita (6373IVJE8139, 6373IVJE8204?, 6373IVJE9142, 6373IJE9158), esquistos y cuarzoesquistos con fengita y esfena de grano fino (6373IVJE8076, 6373IVJE9050B, 6373IVJE9053, 6373IVJE9053A, 6373IVJE9054, 6373IVJE9055 y 6273IHH9015), y paragonita (6373IVJE9143, 6373IJE9128) o mica marrón (6373IVJE8246), y filitas con fengita (6373IVJE8246, 6373IJE9161 y 6273IHH9002). Entre los calcoesquistos se han estudiado calco-esquistos con epidota y albita (6373IJE8133A, 6373IJE8133C, 6373IJE8347, 6373IJE9057, 6373IJE9060, 6373IJE9109 y 6373IJE9116B), frecuentemente con lawsonita relictas y ocasionalmente con glaucofana (6373IJE9056, 6373IJE9058 y 6273IHH9013), calcoesquistos con lawsonita (6373IVJE8348, 6373IVJE8272, 6373IVJE9123 y 6373IVJE9128) y calcoesquistos con fengita y en ocasiones albita, (6373IVJE8076, 6373IVJE8076B, 6373IJE8063, 6373IVJE8136, 6373IVJE8140, 6373IVJE8250, 6373IJE9063B y 6273IHH9032). Entre los mármoles se han estudiado mármoles con fengita (6373IJE9056A, 6373IJE9056B y 6373IJE9063A) y mármoles masivos y bandeados (6373IVJE8176).

3.1.3.2. Esquistos con glaucofana y albita

En Joyce (1991), los esquistos con glaucofana y albita definen una zona transicional (zona II) entre los Esquistos de Santa Bárbara y la Unidad de Punta Balandra, la cual se observa especialmente bien en el corte de la carretera próximo a la Bahía del Francés. Se trata de rocas esquistosas de grano medio y tonos plateados, que derivan de protolitos sedimentarios de composición mixta pelítico-carbonatada, completamente traspuestos. Exhiben una penetrativa fábrica plano-linear (Sp-Lp), la cual es a menudo un bandeo composicional milimétrico, en el que se destacan nematoblastos oscuros elongados de glaucofana definiendo una lineación mineral y porfiroblastos de albita.

Al microscopio, presentan texturas granonemato y granolepidoblásticas microbandeadas. Su composición mineral está constituida por ferroglaucofana, albita, fengita, lawsonita, clorita, mica marrón, epidota, cuarzo y calcita como minerales principales o esenciales, con ilmenita, magnetita y opacos como accesorios. Microtexturalmente, los nematoblastos de ferroglaucofana y los poiquiloblastos de albita se destacan de una matriz granolepidoblástica tendente a microbandeada. La glaucofana es malva-azul, rica en Fe o ferro-glaucofana, y forma prismas elongados paralelamente definiendo una lineación mineral o Lp. Poseen sombras de presión asimétricas y su elongación según dos familias de planos, junto a las láminas de micas, define una fábrica S-C metamórfica. La albita forma poiquiloblastos que incluyen a minerales de la matriz en forma de alineaciones de inclusiones sigmoidales (rotacionales), incluida la ferroglaucofana, siendo por tanto de sin- a tardi-Sp. Presentan *pull-apart* retrógrados rellenos de mica blanca-clorita. Los relictos de lawsonita están formados por agregados romboidales pseudomórficos de mica blanca y, al parecer, epidota. La epidota forma prismas y agregados de microprismas elongados según la Sp e incluidos en la albita, de génesis tardía. En la matriz, los lepidoblastos de fengita y mica verde/marrón (clorita/biotita) definen dos orientaciones oblicuas un ángulo pequeño, que constituyen la fábrica principal (Sp) no-coaxial compuesta. Esta fábrica rodea microlitones donde se preservan porfiroclastos de micas pre-Sp, particularmente clorita parda, plegadas de forma intrafoliar. El cuarzo y, subordinadamente, la calcita han recristalizado dinámicamente formando un agregado granoblástico elongado paralelamente a la Sp. Este agregado forma frecuentemente *ribbons* policristalinos, constituidos por pequeños cristales nuevos de contactos rectos e irregulares. La alternancia de microdominios milimétricos y submilimétricos alternativamente ricos en micas o albita, define el bandeo composicional o Sp. La asociación sincinemática con la Sp está definida por glaucofana, epidota?, albita, fengita, clorita y cuarzo, siendo diagnóstica de la facies de los esquistos azules con epidota. Los relictos de lawsonita, clorita y probablemente paragonita, sugieren un estadio progrado en facies de esquistos azules con lawsonita.

3.1.3.3. Esquistos y cuarzoesquistos con cloritoide y fengita

Los esquistos y cuarzoesquistos con cloritoide y fengita (6373IVJE8139) alternan con calcoesquistos en los niveles estructurales más altos de la Unidad de Santa Bárbara. Constituyen rocas esquistosas, de grano medio a fino, lo que texturalmente les diferencia de los esquistos de menor grado estructuralmente infrayacentes en la unidad. Poseen un color gris claro a oscuro, una penetrativa fábrica plano-linear (Sp-Lp), y pequeños porfiroblastos oscuros de cloritoide y pirita. Presentan una composición mineral constituida por cuarzo, fengita, clorita (que puede ser accesoria), cloritoide y albita como principales, con esfena, rutilo, ilmenita, hematites, monazita y opacos como accesorios.

Al microscopio, estos esquistos presentan texturas granolepidoblásticas microbandeadas, porfiroblásticas y porfiroclásticas. Suelen presentar una polifábrica de superposición de dos esquistosidades, en la que se definen dos elementos texturales: porfiroblastos de cloritoide y pirita, pseudomorfizados por óxidos; y una matriz compuesta por un agregado de cuarzo, fengita y clorita, estructurado en un microbandeado composicional de alternancia de nivelillos milimétricos/submilimétricos, alternativamente ricos en cuarzo y fengita, que constituye la fábrica plano-linear principal (Sp-Lp). Dicha fábrica Sp traspone a una Sp-1 anterior, la cual queda evidenciada al preservarse microcrenulada en microlitones de la Sp como como lepidoblastos cruzados (arcos poligonales) y como porfiroclastos de micas. Localmente, la Sp aparece deformada por una Dp+1 de crenulación, en relación a cuyos planos Sp+1 tiene lugar el aplastamiento de las fases sin-Sp, una blástesis menor de filosilicatos, y la acumulación de opacos en relación a mecanismos de disolución por presión. Los prismas de cloritoide se disponen paralelos a la Sp y estirados según la Lp, a menudo groseramente, por lo que son sin-Sp. En su entorno no aparece clorita. La asociación mineral sin-Sp está compuesta por cuarzo, cloritoide, fengita, albita y posiblemente paragonita, siendo indicativa de la facies de los esquistos azules.

3.1.3.4. Esquistos y cuarzoesquistos con fengita y esfena de grano fino

Los esquistos y cuarzoesquistos con fengita y esfena aparecen en los niveles estructurales más altos de la Unidad de Santa Bárbara. Constituyen rocas esquistosas y filíticas de color gris claro satinado en zonas frescas, o de color marrón en zonas alteradas, y de grano fino, lo que texturalmente les diferencia de los esquistos de mayor grado estructuralmente suprayacentes en la unidad, así como el menor desarrollo de un bandeado composicional. Presentan una fábrica plano-linear, Sp-Lp, muy penetrativa y no-coaxial, tendente a un

microbandeado composicional, que generalmente es de crenulación de una Sp-1 anterior, y en ocasiones pequeños porfiroblastos oscuros de esfena o pirita, con sombras de presión elongadas según la lineación mineral. Proceden de protolitos sedimentarios pelíticos, cuya minerología y texturas han sido completamente borradas por la deformación y el metamorfismo.

Al microscopio, presentan una composición mineral constituida por cuarzo, fengita, clorita, paragonita, esfena y albita como principales, con ilmenita, hematites, monazita y opacos como accesorios. La asociación es sincinemática respecto a la fábrica dúctil planar (Sp) principal y diagnóstica de la facies de los esquistos verdes, posiblemente transicional a la de los esquistos azules con lawsonita. Texturalmente se distinguen porfiroblastos de esfena y matriz, la cual está compuesta por un microbandeado composicional (Sp) de alternancia de nivelillos milimétricos/ submilimétricos alternativamente ricos en cuarzo y micas. La Lp está definida por la elongación unidimensional preferente de los agregados de cuarzo y sombras de presión de los porfiroblastos. Los porfiroblastos de esfena presentan sombras de presión asimétricas y alineaciones de inclusiones sigmoidales, que forman una esquistosidad interna continua con la externa (Sp). En la matriz el cuarzo ha recristalizado dinámicamente formando bandas y *ribbons* policristalinos, compuestos por pequeños cristales nuevos con contactos rectos o irregulares. La mica blanca tiene una composición más moscovítica en los planos Sp-1, preservada microplegada en microlitones, y fengítica en los Sp. Las micas blancas son de composición tanto fengítica como paragonítica. En las rocas más deformadas, las micas definen dos familias oblicuas de lepidoblastos que estructuran una fábrica S-C metamórfica de cizalla.

3.1.3.5. Filitas con fengita

Las filitas son rocas de grano fino a muy fino y de tonos gris-pardo marrón, ya que están muy frecuentemente alteradas. Presentan una penetrativa fábrica plano-linear, Sp-Lp, en la que se suelen destacar porfiroblastos submilimétricos de pirita con sombras de presión. El protolito fue una roca sedimentaria pelítica, cuya minerología y texturas han sido completamente borradas por la deformación y el metamorfismo sincinemático.

Al microscopio exhiben texturas granolepidoblásticas microbandeadas y porfiroblásticas de grano fino. Presentan una asociación mineral de mica blanca moscovita, clorita, mica marrón biotita y cuarzo como principales, con albita, pirita, esfena, ilmenita, óxidos de Fe-Ti y opacos como accesorios, la cual es indicativa de la facies de los esquistos verdes de baja-T.

A la microescala presentan un microbandeado composicional tectonometamórfico, definido por la alternancia de nivelillos milimétricos/submilimétricos, alternativamente ricos en cuarzo y micas de tamaño muy fino, que definen la fábrica planar (Sp). Frecuentemente, los porfiroblastos de esfena son abundantes modalmente, están rodeados por la Sp y poseen alineaciones de inclusiones sigmoidales, por lo que su blastesis fue sin-Sp. La pirita forma cubos y agregados de pequeños granos dispersos en la roca, que han desarrollado sombras de presión rotacionales, rellenas de fibras de cuarzo sigmoidales, denotando el carácter no coaxial de la deformación. En la mesostasia, la mica marrón de composición clorítica y/o biotítica forma lepidoblastos orientados paralelamente a la Sp, la clorita resulta más abundante modalmente, y el cuarzo ha recristalizado dinámicamente formando *ribbons* mono y policristalinos. La Sp individualiza microlitones donde aparecen niveles de cuarzo plegados isoclinalmente y boudinados, o agregados de micas microcrenulados, indicando que la Sp es de crenulación.

3.1.3.6. Calcoesquistos con epidota y albita

Los calcoesquistos con epidota y albita aparecen en muy cizallados en los niveles estructuralmente más altos de la Unidad de Santa Bárbara, justo bajo el contacto con la Unidad de Punta Balandra. Estas rocas alternan a la escala métrica-centimétrica con los esquistos con glaucofana y albita. Constituyen rocas esquistosas de grano medio a grueso, coloraciones claras entre blancas y grises satinadas, y que han desarrollado una fábrica plano-linear Sp-Lp muy penetrativa, que es a menudo un microbandeado composicional. En el afloramiento se caracterizan por presentar abundantes porfiroblastos milimétricos de albita. Proceden de protolitos de composición pelítico-carbonatada.

Al microscopio presentan texturas granolepidoblásticas microbandeadas, porfiroblásticas y poiquilíticas. Presentan una composición mineral compuesta por cuarzo, calcita, albita, epidota, clorita, fengita, glaucofana, y aragonito como minerales principales o esenciales, con lawsonita, esfena, rutilo, ilmenita, zircón y magnetita como accesorios. Estos calcoesquistos están afectados por una deformación sin-esquistosa que dió lugar a un agregado granolepidoblástico microbandeado, definido por una alternancia de niveles alternativamente ricos en micas, cuarzo, albita o calcita, el cual constituye la fábrica plano-linear (Sp-Lp). Dicha fábrica Sp traspone a una Sp-1 anterior, que se preserva microcrenulada como lepidoblastos de micas dentro de microlitones de Sp. En los dominios ricos en cuarzo y calcita, ambos minerales han recristalizado extensamente formando agregados de granos elongados paralelamente a la Sp. Localmente existen parches de

carbonatos porfiroclásticos de posiblemente aragonito. La albita forma poiquiloblastos subidiomorfos, frecuentemente muy abundantes, con sombras de presión asimétricas y alineaciones de inclusiones que definen una esquistosidad interna recta o sigmoidal continua con la externa (Sp), por lo que su blastesis fue de sin- a tardi-Sp. La epidota aparece como pequeños microprismas elongados según la Lp y granos dispersos por la matriz. En general, aparecen dos tipos de epidotas: unas incoloras poco pleocróicas y otras amarillas más pleocróicas, ricas en el componente pistachita. Localmente aparecen pseudomorfos de lawsonita pre-Sp?, por agregados de epidota, fengita y cuarzo, a menudo como inclusiones romboidales en la albita. Los lepidoblastos de clorita verde y de mica blanca fengítica contribuyen en la definición de la Sp. La clorita también forma grandes porfiroclastos pre-Sp. Ocasionalmente, aparecen nematoblastos boudinados de ferroglaucofana sin-Sp. En general, estos calcoesquistos son ricos en porfiroblastos sin-Sp de esfena. La asociación mineral sin-Sp que contienen es diagnóstica de la facies de los esquistos azules con epidota, con un estadio pre-Sp en facies de esquistos azules con lawsonita.

3.1.3.7. Calcoesquistos con lawsonita

Los calcoesquistos con lawsonita aparecen en los niveles estructuralmente medios de la unidad, alternando con tipos esquistosos pelíticos, esquistos grafitosos oscuros y micaesquistos. Constituyen rocas esquistosas de grano medio a fino, y coloración variada desde gris satinada a pardo-grisácea en función de la composición de la roca.

Presenta una fábrica plano-linear Sp-Lp muy penetrativa, que en bandas constituye un bandeado o microbandeado composicional, en parte heredado desde el protolito. Derivan de protolitos sedimentarios mixtos pelíticos a carbonatados, encontrándose en el campo todos los estadios composicionales intermedios incluso a la escala milimétrica. No obstante, la deformación y el metamorfismo han borrado completamente las fábricas y texturas originales.

Al microscopio los calcoesquistos están constituidos por un agregado de granos de cuarzo, calcita, lawsonita, fengita, paragonita y clorita, algo de esfena, plagioclasa y rutilo. Estos calcoesquistos no contienen epidota. Dicha asociación mineral estructura una fábrica plano-linear (Sp-Lp), donde la lineación mineral Lp está definida por la elongación de los prismas de lawsonita y por *rods* de cuarzo y calcita. La foliación Sm por el microbandeado composicional de alternancia de niveles milimétricos y submilimétricos alternativamente ricos en cuarzo, calcita, micas y lawsonita. La lawsonita forma blastos romboidales y

ovoides, y está parcialmente reemplazada pseudomórficamente por mica blanca. El cuarzo ha recrystalizado dinámicamente formando *ribbons* monocristalinos con extinción ondulante y subgranos, y policristalinos de cristales nuevos con contactos rectos e irregulares. Los niveles ricos en filosilicatos están constituidos por agregados de finos lepidoblastos de fengita, paragonita y clorita. El rutilo está transformado a ilmenita, esfena u óxidos de Fe-Ti. La asociación mineral sin-Sp es diagnóstica de la facies de los esquistos azules con lawsonita, a T menores de su desestabilización a paragonita, fengita, epidota/zoisita y cuarzo, que si tiene lugar en los niveles estructurales más altos de la unidad.

3.1.3.8. Calcoesquistos con fengita y esfena

Los calcoesquistos con fengita y esfena aparecen en los niveles estructurales medios y bajos de la unidad de Santa Bárbara, generalmente con intercalaciones de mármoles, muy alteradas y difíciles de muestrear. Son rocas esquistosas de grano medio a fino, color gris satinados claro a gris oscuro, que presentan una fábrica plano-linear Sp-Lp muy penetrativa, tendente a un microbandeado composicional. Sobre las superficies de la Sp aparecen porfiroblastos oscuros de esfena, elongados paralelamente a la Lp. Estos calcoesquistos proceden de protolitos sedimentarios de composición mixta pelítico-carbonatada. Las texturas y mineralogía originales han sido completamente transpuestas.

Al microscopio se caracterizan por presentar texturas granolepidoblásticas microbandeadas y porfiroblásticas. Poseen una composición mineral que incluye cuarzo, calcita, clorita, fengita, esfena y en ocasiones pumpellita como minerales principales, con albita?, rutilo, ilmenita, magnetita, apatito y opacos como accesorios. La asociación es sincinemática respecto a la fábrica dúctil plano-linear principal (Sp-Lp) y diagnóstica de la facies de los esquistos con pumpellita-actinolita transicional a los esquistos azules con lawsonita.

La intensa deformación y el metamorfismo sin-cinemático han dado lugar a un agregado granolepidoblástico de grano fino a medio, compuesto por cuarzo, clorita, fengita, esfena y calcita, en el que la alternancia de niveles sub y milimétricos alternativamente ricos en micas, cuarzo o calcita, estructura un microbandeado composicional (Sp-Lp). Esta fábrica Sp resulta de la crenulación extrema y trasposición de una Sp-1 anterior, que se preserva en microlitones lentejonares de la Sp como lepidoblastos transversos y microplegados de clorita y/o fengita. Los lepidoblastos de clorita verde y de mica blanca fengítica definen la Sp con su disposición paralela. El cuarzo ha recrystalizado a agregados de granos nuevos elongados paralelamente a la Sp, aunque también recrystaliza mediante la rotación de bordes de grano y forma subgranos localmente. La calcita forma tanto bandas de granos elongados

extensamente recristalizados, como porfiroclastos. La esfena forma típicamente porfiroblastos y poiquiloblastos subidioblásticos con sombras de presión asimétricas, que engloban a la Sp como inclusiones rectas y sigmoidales, resultando su blastesis de sin- a tardi-Sp. La pumpellita forma agregados fibroso-radiales elongados según la Sp.

3.1.3.9. Mármoles con fengita

Los mármoles con fengita son de grano medio a fino, de coloración blanca a gris clara, y estructura masiva, bandeada o microbandeada. Aparecen en los niveles estructuralmente más altos de la unidad, donde alternan con calco-esquistos y esquistos con glaucofana. Derivan de protolitos carbonatados bastante puros, donde las impurezas de filosilicatos o cuarzo accesorios se localizan en hiladas heredadas de la estratificación. No obstante, no quedan restos ni de la minerología ni de las texturas originales, ya que han sido completamente borradas por el tectonometamorfismo. A escala de afloramiento pueden exhibir un bandeo composicional definido por la alterancia milimétrica de niveles de diferente tamaño de grano, composición calcítica o dolomítica, presencia de opacos, o intensidad de la deformación por cizallamiento dúctil. El aragonito aparece preservado en algunas rocas como dominios porfiroclásticos de granos xenoblásticos, que presentan texturas de deformación plástica intracristalina. En los mármoles dolomíticos bandeados, las bandas y boudines de dolomita presentan un tamaño de grano muy fino mientras que las de calcita presentan un tamaño de grano fino a medio. Todos ellos presentan una muy penetrativa fábrica plano-linear, Sp-Lp, en la que la lineación mineral y de estiramiento está definida por la elongación agregados elipsoidales de calcita.

A la microescala presentan una textura granolepidoblástica microbandeada, esencialmente compuesta por un agregado monominerálico de calcita, en el que pueden aparecer también dolomita, aragonito, clorita, fengita, cuarzo, albita, rutilo, ilmenita, esfena, epidota? y opacos. En el agregado, tanto la calcita como el cuarzo han recristalizado dinámicamente formando bandas granoblásticas elongadas paralelamente a la Sp, caracterizadas por el desarrollo de una fábrica asimétrica en la forma de los granos (no-coaxial). La calcita forma granos recristalizados de mayor tamaño que reemplazan a agregados de menor tamaño maclados y a la dolomita. Donde aparecen, la foliación queda redefinida por la presencia de hiladas o niveles submilimétricos ricos en lepidoblastos subparalelos de clorita y fengita, así como por la acumulación de opacos.

3.1.3.10. Mármoles masivos y bandeados

En el resto de la unidad de Santa Bárbara, las intercalaciones de mármoles son de grano fino y muy fino, tonos blancos a gris-azul claro a oscuro, alternantes, de estructura masiva o bandeada, frecuentemente con la estratificación preservada pero fuertemente boudinada, plegada isoclinamente o cizallada. En general presentan una fuerte fábrica plano-linear (Sp-Lp), aunque variablemente recrystalizada, en la que la Lp queda definida por la elongación de fibras y agregados de calcita. La Sp está reforzada por la alterancia milimétrica de niveles alternativamente claros y oscuros, el bandeo textural de tamaño de grano, o el bandeo composicional calcita-dolomita.

Al microscopio, los mármoles están constituidos por un agregado granoblástico xenoblástico elongado, de grano fino a muy fino, esencialmente compuesto por calcita (o dolomía), de contactos intercrecidos e irregulares, con algún grano disperso de cuarzo u opacos. Los carbonatos han recrystalizado dinámicamente formando bandas en las que los granos individuales presentan una fábrica interna cristalográfica asimétrica, así como un contorno elongado en una dirección ligeramente oblicua a la Sp, que en general denotan el carácter no-coaxial de la deformación, que consistió en un cizallamiento a baja-T. En estas bandas, la calcita exhibe texturas de deformación plástica y recrystalización dinámica, tales como doblamiento de maclas, extinción ondulante, formación de subgranos y rotación de bordes de grano.

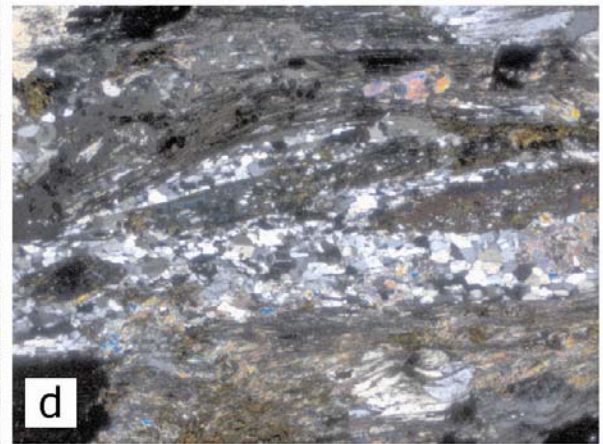
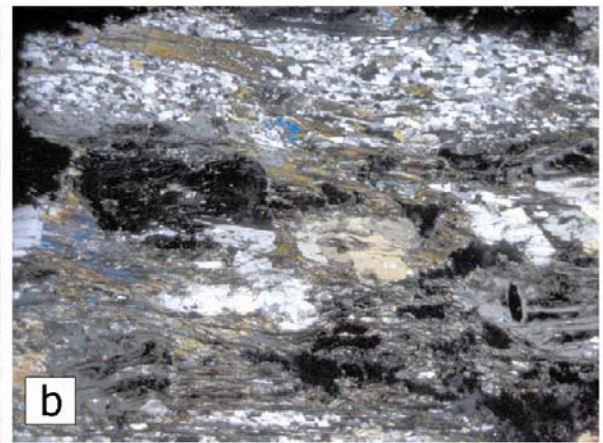
Fig. 3.6. (páginas siguientes). (a) (6373IJE9062A) Esquistos con glaucofana, LN; (b) Id., LP; (c) (6373IJE9062B) Esquistos con glaucofana, LN; (d) Id., LP; (e) (6373IJE9059) Esquistos con glaucofana, LN; (f) Id., LP; (g) (6373IVJE8070) Esquistos con albita y clogitas granoblásticas, LN; y (h) Id., LP.

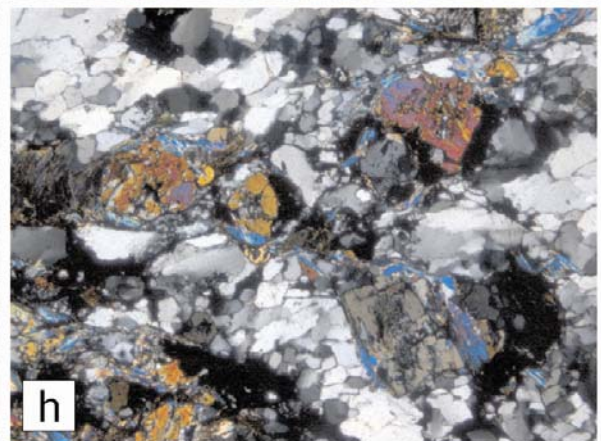
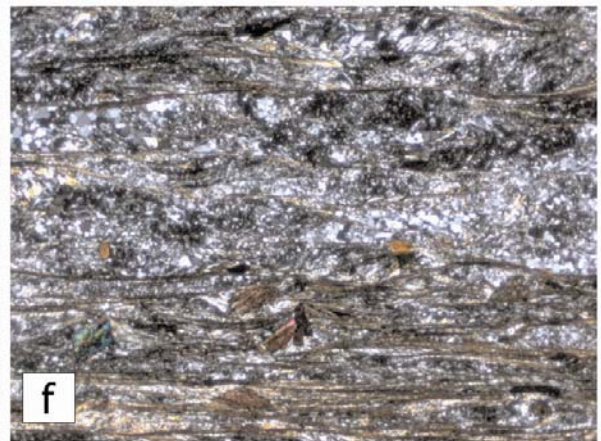
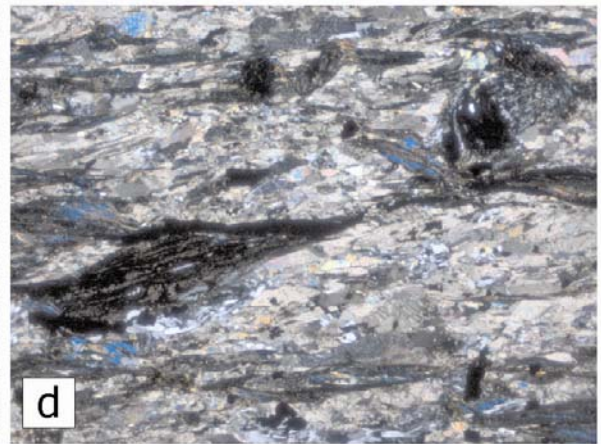
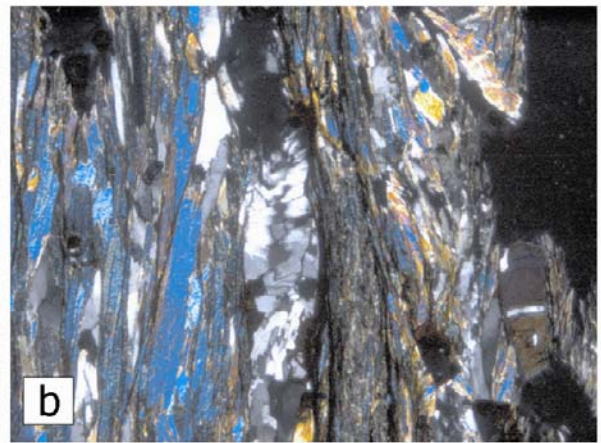
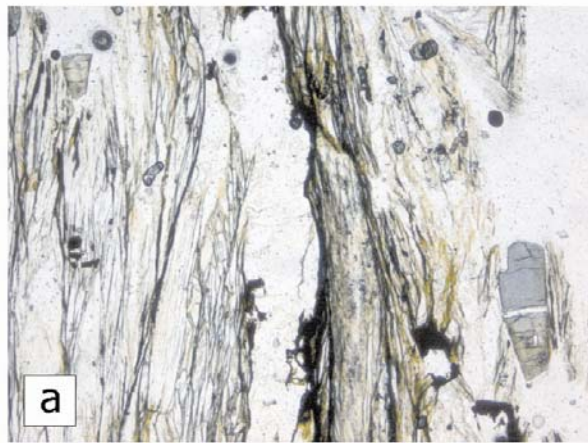
Fig. 3.7. (a) (6373IVJE8139) Esquistos con cloritoide, LN; (b) Id., LP; (c) (6373IVJE8076) Esquistos con fengita y esfena, LN; (d) Id., LP; (e) (6373IVJE9053A) Esquistos con fengita y esfena, LN; (f) Id., LP; (g) (6373IJE9128A) Esquistos con lawsonita, LN; y (h) Id., LP.

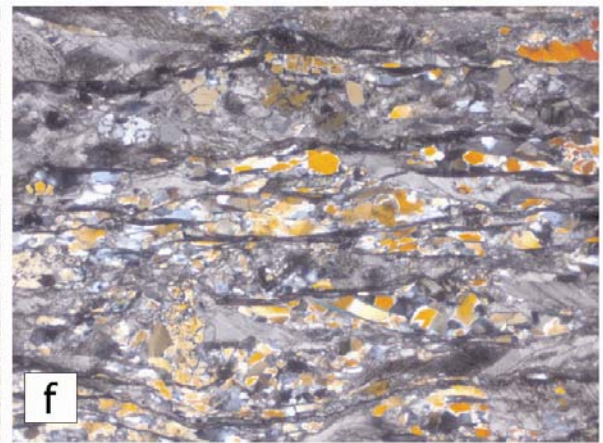
Fig. 3.8. (a) (6273IHH9013) Calcoesquistos con albita, LN; (b) Id., LP; (c) (6373IVJE8272) Calcoesquistos con albita y relictos de lawsonita, LN; (d) Id., LP; (e) (6373IJE9056) Calcoesquistos con albita, LN; (f) Id., LP; (g) (6373IJE9058) Calcoesquistos con albita, LN; y (h) Id., LP.

Fig. 3.9. (a) (6373IVJE8136) Calcoesquistos, LN; (b) Id., LP; (c) (6273IHH9032) Calcoesquistos, LN; (d) Id., LP; (e) (6373IJE9158) Esquistos con crenulación, LN; (f) Id., LP; (g) (6373IVJE8204) Esquistos con crenulación, LN; y (h) Id., LP.

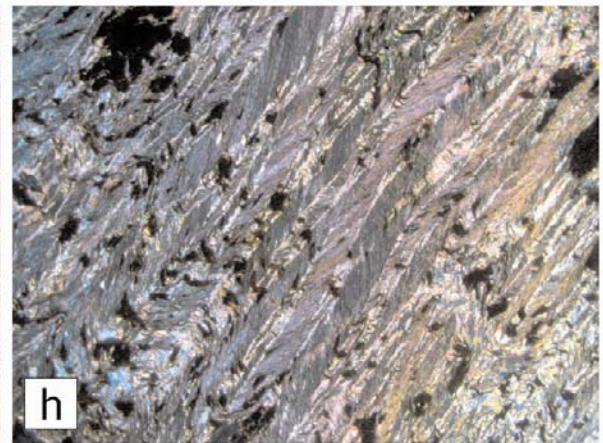
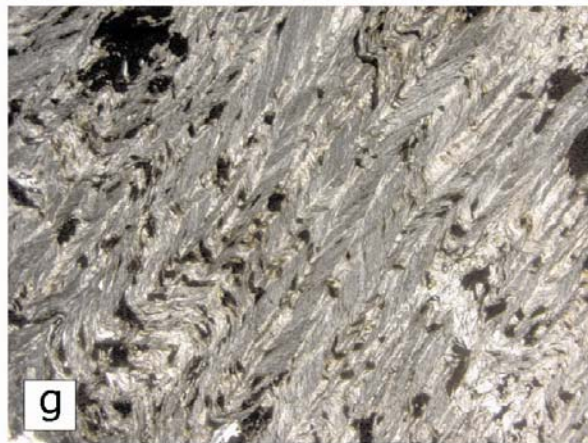
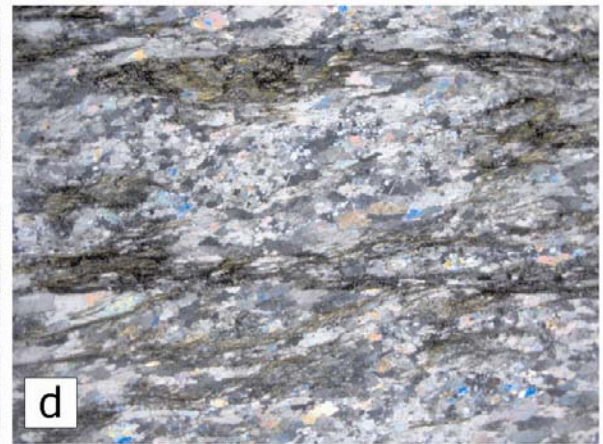
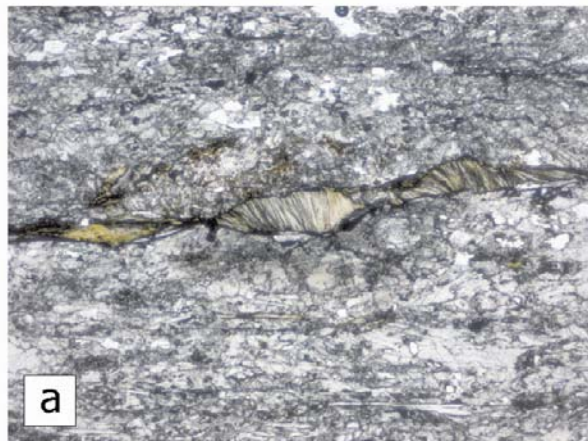
Fig. 3.10. (a) (6373IJE9056A) Mármoles, LN; (b) Id., LP; (c) (6373IJE9056B) Mármoles, LN; (d) Id., LP; (e) (6373IVJE9056D) Mármoles, LN; (f) Id., LP; (g) (6373IVJE8176) Esquistos con crenulación, LN; y (h) Id., LP.

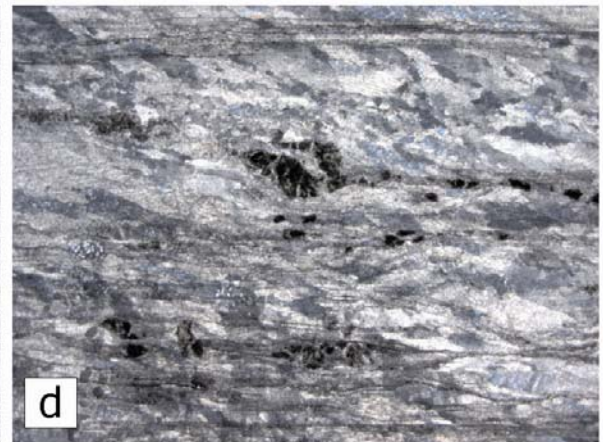
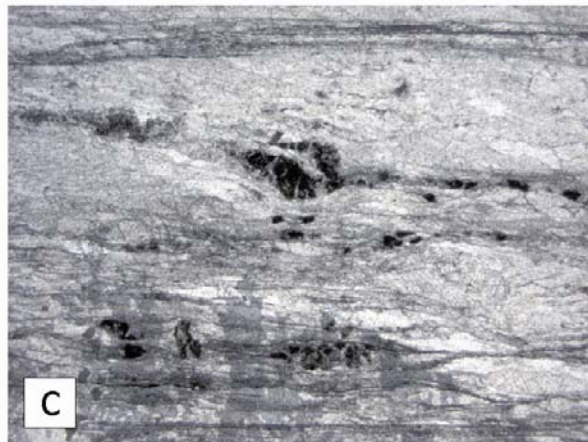












3.1.4. Unidad de Punta Balandra

3.1.4.1. Descripción de los materiales

En las Hojas de las Galeras y de Santa Bárbara de Samaná, los tipos petrográficos estudiados de la Unidad de Punta Balandra (Fig. 3.11 a 16) se corresponden con los cuatro principales tipos composicionales de protolitos: básicos, pelíticos, mixtos terrígeno-carbonatados y carbonatados. Entre las metabasitas se han observado eclogitas con fengita granoblásticas ligeramente foliadas (6373IJE9074, 6373IJE9122, 6373IVJE8159A y 6373IVJE8162A), eclogitas con fengita bandeadas o foliadas (6373IJE9078, 6373IJE9094B, 6373IVJE8159B), eclogitas retrogradadas (6373IJE9071, 6373IJE9076, 6373IJE9092, 6373IJE9125C y 6373IJE8344), venas onfacítico-glaucofaníticas (6373IJE8341), esquistos azules con granate (6373IVJE9083, 6373IJE9123 y 6373IJE9125), esquistos azules con jadeita? (6373IVJE9118) y glaucofanitas (6373IJE9080, 6373IJE9082 y 6373IJE8134A). Las metapelitas se clasifican como esquistos y micaesquistos con granate y epidota con relictos de lawsonita (6373IVJE8180, 6373IJE9072, 6373IJE9075, 6373IJE9079, 6373IJE9122B y 6373IJE9096B). Como metasedimentos carbonatados impuros se han observado calcoesquistos con granate, fengita y glaucofana (6373IJE9096A, 6373IJE9120, 6373IJE9091, 6373IJE8134B y 6373IVJE8162C), calcoesquistos con granate, fengita y epidota (6373IJE9125B, 6373IVJE9134 y 6373IVJE9113A), calcoesquistos con granate, fengita y mica marrón (6373IJE9125A), calcoesquistos con granate y lawsonita (6373IJE9119), y calcoesquistos con fengita y albita (6373IJE9065). Las rocas metacarbonatadas estudiadas han sido mármoles con granate, onfacita y fengita (6373IVJE8162B) y mármoles con granate y glaucofana (6373IJE8134C).

3.1.4.2. Eclogitas con fengita granoblásticas

Las eclogitas granoblásticas son rocas de grano grueso (0,5-8 mm de diámetro), e intenso color verde y rojo dados por la presencia respectiva de onfacita y granate. Típicamente, aparecen como bloques elipsoidales de tamaños métricos en los niveles estructurales más altos de la unidad. Pueden presentar una estructura composicionalmente bandeada por la mayor o menor abundancia modal de granate en nivelillos milimétricos, aunque normalmente son granoblásticas poco o nada elongadas. Tanto a la escala de afloramiento como al microscopio, en la muestra 6373IJE9074 se observa la transformación a favor de huecos o fracturas de la eclogita verde a esquistos azul-malva, coincidiendo con el desarrollo de asociaciones retrógradas con glaucofana, epidota y fengita. Estas transformaciones sugieren que toda la glaucofana es post-eclogítica. El protolito fue una roca ígnea básica,

basáltica o gabrítica, rica en Fe-Ti, cuya mineralogía y texturas han sido completamente borradas por la deformación y el metamorfismo.

Al microscopio, estas eclogitas se caracterizan por texturas granonematoblásticas isótropas, ligeramente foliadas o microbandeadas, en las que los nematoblastos milimétricos de onfacita y lepidoblastos de phengita presentan contactos rectos y estables frente al granate. Presentan una composición mineral compuesta esencialmente por granate, onfacita y fengita, con epidota, glaucofana, cuarzo, rutilo, esfena, aragonito/calcita, ilmenita y opacos como accesorios. Sin embargo, las diferentes relaciones microtexturales permiten establecer cuatro asociaciones minerales en relación a la fábrica planar principal (Sp). (1) La asociación pre-Sp aparece como inclusiones en el granate y está compuesta por epidota, paragonita, rutilo, clorita, fengita y albita. (2) La asociación sin-Sp, que es la S2 en la unidad, está compuesta por granate, clinopiroxeno, cuarzo, fengita y rutilo. (3) La asociación tardi-Sp aparece rellenando sombras de presión y *pull-aparts* en el granate y la onfacita, y está formada por glaucofana, fengita, epidota/clinozoisita y aragonito/calcita. Durante esta etapa tiene lugar deformación plástica y fragmentación de la onfacita, así como la formación de venas retrógradas compuestas por mica blanca, glaucofana, epidota, calcita y clorita. (4) Finalmente, en estas rocas la clorita rellena grietas en el granate, el rutilo pasa a esfena, y tienen lugar reemplazamientos tardíos de clorita verde, mica blanca, calcita. Estas asociaciones minerales definen una evolución metamórfica progradada desde condiciones de la facies de los esquistos azules con granate a la de las eclogitas con fengita; y una evolución retrógrada desde los esquistos azules con epidota a los esquistos verdes.

Los datos químico-mineralógicos del granate indican el desarrollo de un zonado progrado complejo, con un núcleo rico en Mn, una amplia zona intermedia rica en inclusiones y un reborde limpio que acaba en caras del cristal. De núcleo a borde descende X_{Fe} , X_{Sps} y X_{Grs} , con aumento de X_{alm} y rápidamente de X_{pyr} . En el reborde algunas pautas del zonado progrado se invierten, desarrollándose un delgado zonado retrogrado por difusión. El clinopiroxeno es siempre de composición calco-sódica, distinguiéndose las onfacitas magnesianas de la matriz con $X_{Jd}=45-50\%$ (pico eclogítico), localmente con núcleos progradados desde onfacitas ferrosas y magnesianas. Las inclusiones relictas en el anfíbol son de onfacita magnesiana. La evolución textural y composicional de los anfíboles es compleja, observándose: (1) núcleos de anfíbol cálcico parcialmente reabsorbido de composición actinolítica o de núcleo actinolítico y borde Mg-hornblenda; (2) recrecimientos de glaucofana magnesiana incolora que pasa hacia el borde a glaucofana malva, y (3) rebordes azules de Mg-riebeckita (y quizá alguna actinolita). La glaucofana aparece también incluida en el rutilo

y las glaucofanas de la matriz desarrollan rebordes de actinolita. En términos del contenido en Si y X_{Na} , aparecen tres tipos de micas blancas fengíticas y un cuarto tipo de paragonitas. El tipo 1 se desarrolló durante el pico eclogítico; el tipo 2 aparece como inclusiones relictas en granate y coexistiendo con paragonita; y el tipo 3 se formó durante el estadio retrogrado a los esquistos azules.

3.1.4.3. Eclogitas con fengita bandeadas o foliadas

La eclogitas bandeadas o foliadas aparecen como bloques elipsoidales elongados, boudines, e intercalaciones de tamaños desde centimétricos a métricos en los niveles estructurales más bajos de la unidad. Se trata de rocas metabásicas de grano grueso y color verde, con abundantes granates idiomorfos rojos de tamaños milimétricos: La abundancia modal relativa del granate y la onfacita en bandas define la fábrica planar (Sp), que tiende a ser un bandeo composicional formado en condiciones de la facies eclogítica. En algunas eclogitas, los nematoblastos milimétricos de onfacita definen una lineación mineral (Lm). A escala de afloramiento, los bloques pueden poseer un borde bordes de colores malva-azul rico en glaucofana retrógrada, la cual también aparece formando bandas y parches en la eclogita. Tanto la minerología como las texturas del protolito ígneo basáltico o gabrónico han sido completamente borradas por la deformación y el metamorfismo.

Al la microescala, estas rocas presentan texturas granonematoblásticas bandeadas y porfiroblásticas, definidas por minerales de la facies eclogítica, y blastomiloníticas y porfiroclásticas, en las que son estables minerales retrógrados. Presentan una composición mineral compuesta esencialmente por granate, onfacita y fengita, con epidota, lawsonita, glaucofana-crossita, cuarzo, rutilo, esfena, aragonito/calcita, ilmenita y opacos como accesorios. La alternancia de nivelillos milimétricos más o menos ricos en granate, así como la elongación de los nematoblastos de onfacita y los lepidoblastos de fengita, definen la fábrica planar al microscopio. En relación a la fábrica planar principal (Sp) se distinguen varias asociaciones minerales. La asociación (1) más antigua aparece en el interior del granate y está constituida por abundantes inclusiones de augita Al-aegirínica (Cpx_1), epidota y paragonita, que definen una fábrica planar interna (S1) continua o a alto ángulo con la fábrica planar externa (Sp). Los agregados de epidota rica en Fe y paragonita son pseudomorfos de lawsonita, que también se ha observado fresca. La asociación (2) aparece en la parte externa del granate, en el sector del zonado limpio de inclusiones, y definida como inclusiones de onfacita férrica (Cpx_2). La asociación (3) es sin-Sp (S2) y está compuesta por granate, clinopiroxeno sódico (Cpx_3), cuarzo, fengita, anfíbol sódico, epidota

y rutilo. El Cpx_3 nematoblástico de la matriz gradúa de onfacita férrica (núcleo) a magnesio onfacita (borde). Texturalmente la fengita y el anfíbol sódico no están fracturados y serían tardi-Sp. La asociación (4) es tardi-Sp y está compuesta por glaucofana, fengita y aragonito/calcita, localizándose en sombras de presión y en *pull-apart*. Durante este estadio, se forman porfiroclastos de onfacita y la glaucofana forma grandes prismas elongados según la Lp. La asociación (5) está definida por reemplazamientos tardíos de clorita verde (particularmente del granate), mica blanca, calcita y opacos. Estas asociaciones minerales definen una evolución metamórfica progradada desde condiciones de la facies de los esquistos azules con granate a eclogitas con fengita; y una evolución retrógrada hasta los esquistos azules con epidota y finalmente a los esquistos verdes.

3.1.4.4. Eclogitas retrogradadas

Las eclogitas retrogradadas se caracterizan por la variable transposición de la mineralogía y texturas de la eclogita por la deformación y el metamorfismo que acompañan a su exhumación. Al microscopio, presentan texturas granonematoblásticas bandeadas, porfiroblásticas y porfiroclásticas, así como de pseudomorfización y reemplazamiento por minerales retrógrados. En estas rocas, la asociación eclogítica sin-Sp (S2), que se puede preservar como relictas, aparece bastante recrystalizada y reemplazada por las asociaciones posteriores, compuestas por glaucofana, fengita y aragonito. Durante la retrogradación puede tener lugar la deformación plástica y la fragmentación de la onfacita, así como por la formación asociada de venas retrógradas rellenas de fengita, glaucofana, epidota, clorita y/o calcita. Estos minerales también pueden reemplazar totalmente a la eclogita en parches formando agregados sin una orientación definida. Otras texturas retrógradas observadas son la formación de clorita relleno de grietas en el granate, crecimiento de poiquiloblastos decusados de albita y de agregados de mica blanca, y la transformación del rutilo a esfena. Estas asociaciones minerales definen una evolución metamórfica retrógrada desde el pico eclogítico hasta la facies de los esquistos azules con epidota y los esquistos verdes.

3.1.4.5. Esquistos azules con granate

Los esquistos azules con granate son rocas metabásicas esquistosas, de grano medio-groso y color malva-azul, muy ricos en glaucofana y con cantidades modales variables de granate, epidota y fengita. Presentan una penetrativa fábrica plano-linear (Sp-Lp) caracterizada por la alternancia de nivelillos milimétricos alternativamente ricos en glaucofana o fengita, y la elongación de los prismas de glaucofana según la lineación

mineral (Lp). Los esquistos azules son resultado de un metamorfismo a alta-P similar al de las eclogitas, pero que no desarrolla las asociaciones diagnósticas por condicionantes composicionales, la recristalización completa de eclogitas en la facies de los esquistos azules con granate durante la retrogradación, el metamorfismo en condiciones P-T del pico algo menores al de las eclogitas.

Al microscopio los esquistos azules presentan generalmente texturas granonematoblásticas bandeadas (Sp) y porfiroblásticas, y una composición mineral constituida por anfíbol sódico/glaucofana, anfíbol cálcico, granate, epidota y fengita como principales o esenciales, y clinopiroxeno, cuarzo, rutilo, esfena, ilmenita y opacos como accesorios. Estos minerales definen una secuencia de asociaciones estables, formadas a diferentes condiciones de P-T.

La asociación (1) pre-Sp está preservada en forma de inclusiones en el granate y compuesta por onfacita ferrosa-magnesiana y onfacita magnesiana, actinolita, cuarzo y rutilo, que definen una esquistosidad interna a alto ángulo con la externa. La asociación (2) sin-Sp (S2) está compuesta por granate, clinopiroxeno (?), cuarzo, fengita, anfíbol sódico, anfíbol cálcico, epidota y esfena, en la que el granate y el clinopiroxeno pueden no ser ya estables. La fengita y el anfíbol sódico son tardi-Sp y reemplazan al granate. En estas rocas coexisten el anfíbol sódico y cálcico también tardi-Sp, y aparecen epidotas de dos tipos: pobres en Fe e incoloras y ricas en Fe y amarillas pleocroicas. La asociación (3) posterior está formada por clorita, mica blanca, calcita y opacos, en la que la clorita reemplaza al granate en bordes y fracturas. Algunos esquistos azules (6373IJE9125) parecen haber seguido una evolución P-T progradada por la facies de los esquistos verdes, eclogitizándose después (inclusiones de clinopiroxeno Na-Ca).

Desde un punto de vista químico-composicional, el granate presenta un zonado progrado, coexisten como inclusiones en el granate epidota, cuarzo, actinolita) y clinopiroxeno sódico-cálcico es de composición onfacita ferrosa y magnesiana ($X_{Jd}=37-32$ hacia el núcleo; $X_{Jd}=24-21$ hacia el borde). El anfíbol presenta un amplio rango composicional desde glaucofana a hornblenda actinolítica, sin llegar a ser sub-cálcico. Las micas blancas son fengitas, algunas de composición similar a la de las eclogitas.

3.1.4.6. Glaucofanitas

Las glaucofanitas son rocas foliadas de color azul claro-malva característico, resultado de la recristalización de los bordes de los bloques de las eclogitas granoblásticas y bandeadas a

un agregado de grano grueso de minerales hidratados. Esta recristalización está relacionada al flujo de fluidos a lo largo de los planos de foliación S2, que rodean y envuelven los lentejones de eclogitas. El borde glaucofanítico de los bloques de eclogitas está formado por una envuelta blastomilonítica compuesta por glaucofana, clorita, epidota y fengita, caracterizado por el desarrollo de una fuerte lineación L2 mineral y de estiramiento. En los dominios menos deformados por D2, estos minerales retrógrados están generalmente orientados de forma aleatoria y se desarrollan en parches, posiblemente controlados por el acceso de los fluidos. No obstante, las glaucofanitas preservan restos de las asociaciones minerales y fábricas eclogíticas. En estos restos, sin embargo, la onfacita aparece solo como inclusiones en granates subidio a xenoblásticos. Las glaucofanitas y glaucofanitas con granate también forman capas continuas e intercalaciones decimétricas-métricas entre los mármoles y los micaesquistos.

3.1.4.7. Venas onfacíticas y glaucofaníticas

Estas venas son el resultado de procesos de segregación metamórfica a alta-P, o del metasomatismo por fluidos de los bordes de bloques de eclogitas durante la retrogradación. Algunas venas poseen una cierta fábrica planar al microscopio, definida por una alternancia de nivelillos milimétricos alternativamente ricos en onfacita y glaucofana. En la muestra 63731JE8341 se distinguen varias asociaciones minerales en relación a la fábrica planar principal (Sp). La asociación (1) sin-Sp está compuesta por clinopiroxeno (onfacita-jadeita), epidota, aragonito/calcita, cuarzo, fengita, anfíbol sódico, clorita y rutilo. La asociación (2) forma venas retrógradas rellenas de fengita, glaucofana, epidota y calcita. La asociación (3) incluye los reemplazamientos tardíos de clorita verde, mica blanca y calcita, así como la transformación de rutilo a esfena. Estas asociaciones minerales definen una evolución metamórfica retrógrada desde esquistos azules con epidota y onfacita a esquistos verdes.

3.1.4.8. Esquistos con granate y epidota con relictos de lawsonita

Los esquistos con granate y epidota con relictos de lawsonita alternan a la escala centimétrica a decamétrica con mármoles, calcoesquistos y gneises cuarzo-calcíticos, intercalando boudines decimétricos/métricos de eclogitas. Se trata de rocas esquistosas, de grano medio-grueso y de color claro satinado, que típicamente contienen granates de tamaños milimétricos rodeados por una muy penetrativa fábrica plano-linear, Sp-Lp, que constituye un microbandedo composicional cuarzo-micas. Proceden de protolitos sedimentarios pelíticos y semipelíticos, aunque gradúan también a calco-esquistos, por lo

que debe de tratarse de alternancias originales de sedimentos terrígenos y carbonatados. Sin embargo, la minerología y textura del protolito han sido completamente borradas por la deformación y el metamorfismo sincinemático.

A la microescala, exhiben texturas granolepidoblásticas microbandeadas y porfiroblásticas, y una composición mineral compuesta por cuarzo, granate, clorita, paragonita, fengita, albita, epidota y lawsonita, con albita, rutilo, ilmenita, calcita/aragonito, esfena y opacos. Los esquistos experimentaron una deformación no-coaxial, que consistió en un cizallamiento dúctil y produjo dos elementos microtexturales: porfiroblastos de granate milimétricos y, en menor proporción, de lawsonita o epidota; y una matriz cuarzo-micácea de grano fino recrystalizada dinámicamente. La alternancia mili y submilimétrica de capas alternativamente ricas en cuarzo y micas define el microbandeado al microscopio (Sp). Sin embargo, se observan microlitones que incluyen una Sp-1 previa microplegada. La asociación mineral sin-Sp está compuesta por lawsonita o epidota estable (la lawsonita entonces sólo como inclusión), además de por cuarzo, granate, clorita, fengita, paragonita, rutilo/esfena/ilmenita, apatito y opacos. Ambas asociaciones son sin-Sp y diagnósticas de las facies de los esquistos azules y eclogitas con lawsonita a eclogitas con epidota, muy probablemente isofaciales a las eclogitas.

Texturalmente, los granates poseen sombras de presión asimétricas e inclusiones romboidales de lawsonita fresca, clorita, mica blanca, cloritoide?, rutilo y opacos, las cuales definen una esquistosidad interna recta, sigmoidal o helicítica continua con la externa (Sp). Las micas de la matriz son fengita, paragonita y clorita lepidoblásticas, que a menudo definen una fábrica S-C metamórfica. El cuarzo ha recrystalizado dinámicamente formando ribbons policristalinos, compuestos por cristales nuevos de contactos irregulares y rectos, cuya elongación define la lineación Lp. La epidota forma prismas y microprismas que pueden ser composicionalmente de dos tipos, clinozoisita muy pura y epidota rica en Fe. La albita parece texturalmente de generación tardía.

3.1.4.9. Calcoesquistos y gneises cuarzo-calcíticos con granate y fengita

Como metasedimentos carbonatados impuros se han observado calcoesquistos y gneises cuarzo-calcíticos con granate, fengita y otros minerales desarrollados en condiciones de alta-P como lawsonita, epidota, paragonita, glaucofana y mica marrón. Proceden de protolitos sedimentaria de naturaleza mixta entre pelítica y carbonatada, los cuales han sido

durante la evolución tectonometamórfica completamente transformados a calcoesquistos de penetrativa fábrica plano linear (Sp-Lp).

A la microescala, la deformación en estas litologías fue dúctil, de carácter no-coaxial y produjo, generalmente, dos elementos microtexturales: porfiroblastos milimétricos de granate y una matriz cuarzo-calcítico-fengítica de grano medio a fino, que ha recrystalizado dinámicamente de forma completa. La alternancia en la matriz de microdominios paralelos a la Sp, alternativamente ricos en calcita, cuarzo o micas blancas, define al microscopio el microbandeado o fábrica Sp. Las texturas son granoblásticas elongadas, granolepidoblásticas, porfiroblásticas y miloníticas. La composición mineral de los calcoesquistos está formada por calcita/aragonito, cuarzo, granate y fengita como minerales principales o esenciales, a los que se pueden añadir cantidades variables de lawsonita, epidota/ clinozoisita, paragonita, margarita, mica marrón y glaucofana, con albita, rutilo, ilmenita, esfena y opacos como minerales accesorios.

Los porfiroblastos de granate son de idio a subidiomorfos y contienen inclusiones de lawsonita (o sus pseudomorfos de epidota y paragonita), clorita, mica blanca, rutilo y opacos. La disposición de las inclusiones define a menudo una esquistosidad interna sigmoidal o helicítica continua o no con la esquistosidad externa. La lawsonita aparece formando granos romboidales subidiomorfos como inclusión en el granate, o como granos dispersos en la matriz generalmente pseudomorfizados a epidota y mica blanca. La epidota es poco pleocroica y forma prismas muy alargados, elongados paralelamente a la Lp. La glaucofana es poco pleocroica malva-azul y forma prismas elongados paralelamente a la lineación mineral Lp, desarrollado como el granate sombras de presión asimétricas y pull-aparts. La alternancia de nivelillos alternantes más o menos ricos en calcita, cuarzo o micas blancas de la matriz, define al microscopio el microbandeado o fábrica Sp. El cuarzo y la calcita forman agregados de granos recrystalizados dinámicamente formando agregados policristalinos, de textura granoblástica elongada paralelamente a la Sp o más equigranular, con contactos intergranulares rectos. Los lepidoblastos de micas blancas fengita y paragonita, junto a la mica marrón clorítico-flogopítica, contribuyen a la definición de la Sp con su orientación paralela. La esfena aparece formando pequeños prismas y granos dispersa en la matriz y reemplazando al rutilo. La albita es en algún calco-esquisto muy abundante modalmente y forma poiquiloblastos tardíos con inclusiones de epidota, lawsonita, cuarzo y calcita. La asociación mineral sin-Sp está compuesta por calcita, cuarzo, granate, fengita/paragonita y rutilo, con o sin lawsonita relicta, epidota y glaucofana, siendo indicativa de condiciones metamórficas propias de la facies de los esquistos azules con

granate y de las eclogitas con lawsonita y (clino)zoisita. En los calcoesquistos se desarrollan venas tardi-Sp rellenas de calcita, glaucofana, epidota y rutilo/esfena.

3.1.4.10. Calcoesquistos con granate y lawsonita

Un particular tipo litológico estudiado consiste en calco-esquistos blanco-grisáceos de grano medio a grueso y con una fábrica plano-linear, Sp-Lp: Dicha fábrica es muy penetrativa y está definida por la elongación del agregado de granos de calcita y de porfiroblastos de granate de tamaños milimétricos. Al microscopio, estos calcoesquistos se caracterizan por la presencia de porfiroblastos milimétricos y submilimétricos de granate y lawsonita, que se destacan de una matriz microbandeada en dominios alternativamente ricos en cuarzo, calcita o fengita de grano medio a fino. Los porfiroblastos de granate son idiomorfos y contienen inclusiones idiomorfas de lawsonita, cuarzo, clorita, mica blanca, rutilo y opacos. Las inclusiones definen en ocasiones una Si sigmoidal continua con la Se (Sp). La lawsonita aparece formando granos romboidales idiomorfos, elongados paralelamente a la lineación mineral Lp, con inclusiones sigmoidales en ocasiones. La matriz está constituida por un agregado de granos elongados paralelamente a la Sp de cuarzo, calcita y lepidoblastos de mica clorita, fengita y paragonita. La asociación mineral sin-Sp está compuesta por calcita, granate, lawsonita, clorita, fengita, paragonita, rutilo, apatito y opacos, sin epidota, y es diagnóstica de la facies de los esquistos azules con lawsonita a eclogitas con lawsonita.

3.1.4.11. Mármoles con granate, onfacita y fengita

Los mármoles con granate derivan de protolitos sedimentarios carbonatados algo impuros, cuya minerología y texturas han sido completamente borradas por la deformación y el metamorfismo. A escala de afloramiento presentan tránsitos a gneises calco-silicatados, gneises cuarzo-calcíticos y calcoesquistos, y se caracterizan por el desarrollo de una penetrativa fábrica plano-linear (Sp-Lp). Al microscopio, dicha fábrica es compuesta, a menudo de tipo S-C no-coaxial, y está definida por la elongación del agregado de granos de calcita o de cuarzo, los nematoblastos de clinopiroxeno, los lepidoblastos de fengita y la alternancia con niveles milimétricos más ricos en granate. La fábrica Sp está deformada a menor T por un sistema conjugado de *shear bands* más tardíos, asociadamente a los cuales recrystalizan dinámicamente las diversas fases minerales sin-Sp.

En estos mármoles se observa una secuencia de asociaciones minerales respecto al desarrollado de la fábrica planar Sp. La asociación (1) pre-Sp aparece como inclusiones en

el granate de diseño sigmoidal y helicítico, estando compuesta por lawsonita, epidota, paragonita, fengita, cuarzo, calcita y rutilo. La lawsonita forma prismas romboidales preservados o variablemente pseudomorfizados a epidota, fengita y paragonita. La asociación (2) sin-Sp está compuesta por granate, clinopiroxeno calco-sódico (onfacítico o jadeítico), calcita/aragonito, cuarzo, fengita, epidota, esfena/rutilo y posiblemente clorita. La asociación (3) tardi-Sp aparece en sombras de presión y *pull-aparts* abiertos en el granate y el clinopiroxeno onfacítico, y está constituida por clinopiroxeno (recristalizado), fengita, epidota, calcita/aragonito y esfena. Durante el cizallamiento tardío retrógrado tardi-Sp tiene también lugar la deformación plástica y fragmentación de la onfacita, y la recristalización de la calcita y el cuarzo, así como por la formación asociada de en venas rellenas de fengita, clorita, epidota y calcita/aragonito. La asociación (4) incluye los reemplazamientos tardíos de clorita verde, mica blanca y calcita, así como la transformación del rutilo a esfena. Esta secuencia de asociaciones minerales indica una evolución retrógrada desde condiciones metamórficas de la facies de los esquistos azules con granate y de las eclogitas con lawsonita y (clino)zoisita, a la de los esquistos azules y los esquistos verdes.

3.1.4.12. Mármoles con granate y glaucófana

Se agrupan bajo el epígrafe un conjunto de calcoesquistos y mármoles impuros de grano grueso y color gris-blanco, con porfiroblastos milimétricos de granate y glaucófana. La glaucófana y la orientación del agregado de calcita define típicamente en estas rocas una lineación mineral (Lp) contenida en la fábrica planar (Sp). Al microscopio, los mármoles exhiben texturas granoblásticas, nemato y lepidoblásticas, porfiroblásticas y de reemplazamiento pseudomórfico. Poseen una composición mineral de calcita/ aragonito, granate, glaucófana, cuarzo y fengita como esenciales, con epidota, esfena, albita, ilmenita, zircón y opacos como accesorios. La asociación es sincinemática respecto a la Sp e indicativa de la facies de los esquistos azules con granate.

A la microescala, la orientación preferente de la fengita, glaucófana, epidota y principalmente del agregado de calcita/aragonito con granate estable, define la fábrica planar Sp. Sin embargo, se diferencian al menos dos asociaciones minerales. La asociación (1) sin-Sp (S2) está compuesta por granate, calcita/aragonito, cuarzo, fengita, glaucófana, epidota y esfena/rutilo. La epidota es de dos tipos: pobres en Fe e incoloras y ricas en Fe y amarillas. La asociación (2) post-Sp está formada por clorita magnesiana gris verde, mica blanca, y agregados xenomorfos de albita, calcita, esfena y opacos, los cuales reemplazan a las fases previas, particularmente al granate. En estas rocas, el aragonito forma agregados y granos

dispersos xenomorfos, con marcada deformación plástica intracrystalina, mayor relieve y, característicamente, abundantes inclusiones de opacos siguiendo los planos de exfoliación. La esfena se forma a partir del rutilo y la clorita reemplaza al granate en grietas de extensión. Las asociaciones minerales definen una evolución metamórfica retrógrada desde los esquistos azules con granate hasta los esquistos azules con epidota y los esquistos verdes.

Fig. 3.11. (páginas siguientes). (a) (6373IJE9074) Eclogitas granoblásticas, LN; (b) Id., LP; (c) (6373IJE9074) Eclogitas granoblásticas, LN; (d) Id., LP; (e) (6373IVJE8159A) Eclogitas granoblásticas, LN; (f) Id., LP; (g) (6373IVJE8159A) Eclogitas granoblásticas, LN; y (h) Id., LP.

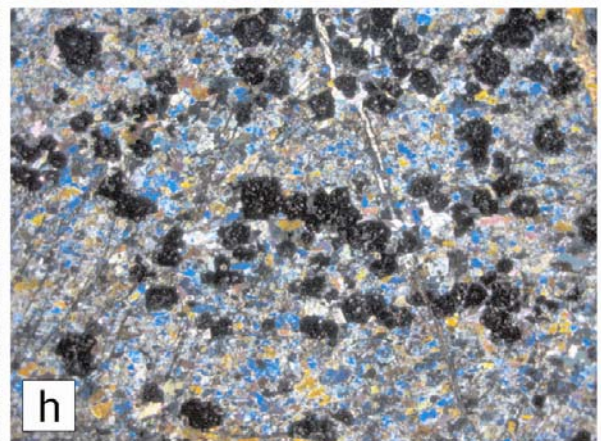
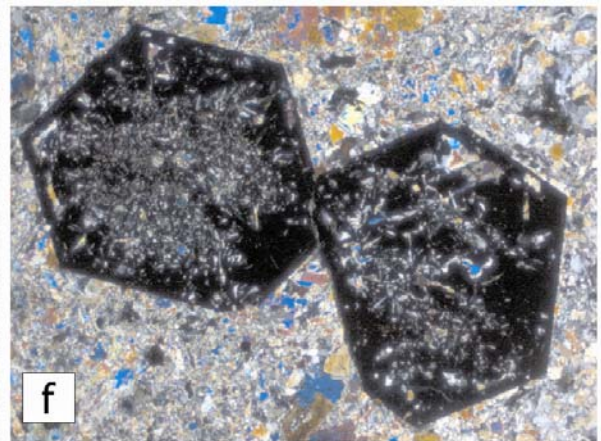
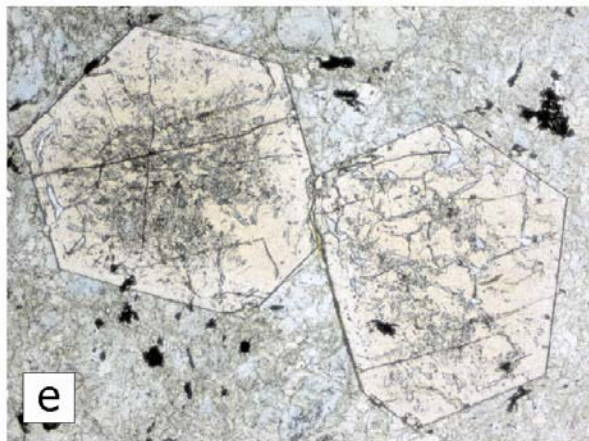
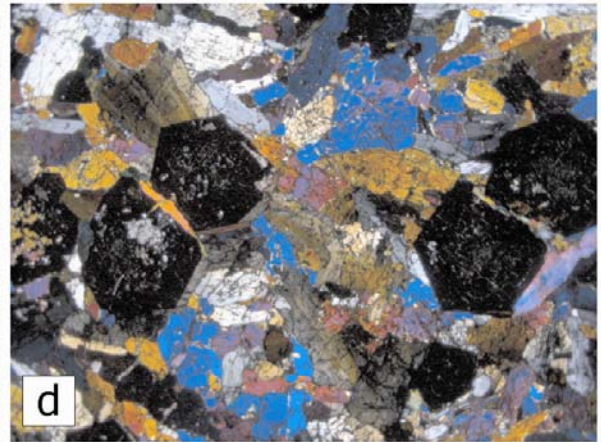
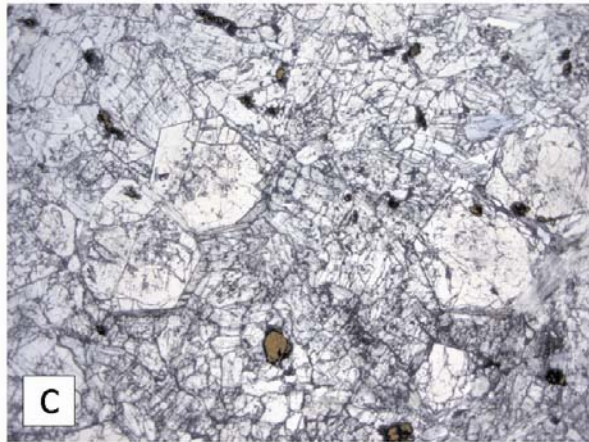
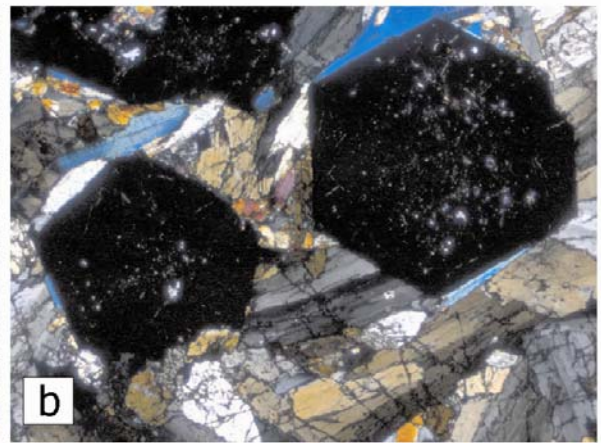
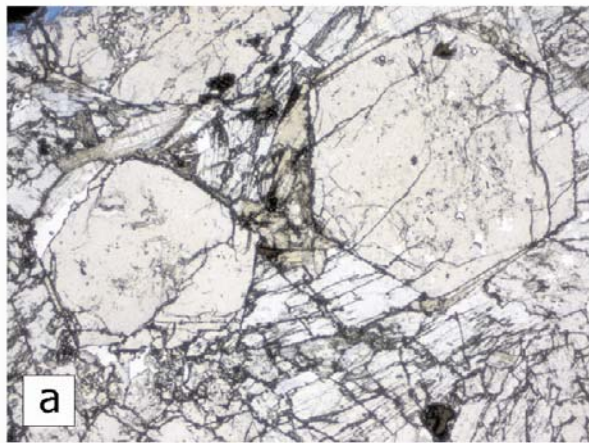
Fig. 3.12. (páginas siguientes). (a) (6373IJE9078) Eclogitas bandeadas, LN; (b) Id., LP; (c) (6373IJE9122) Eclogitas granoblásticas retrogradadas, LN; (d) Id., LP; (e) (6373IJE9122) Eclogitas granoblásticas retrogradadas, LN; (f) Id., LP; (g) (6373IJE9125C) Eclogitas retrogradadas, LN; y (h) Id., LP.

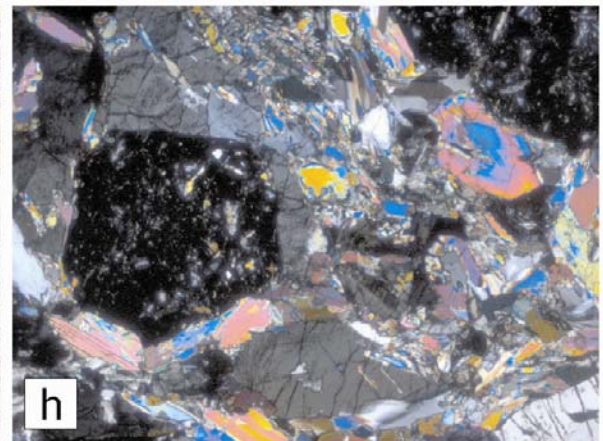
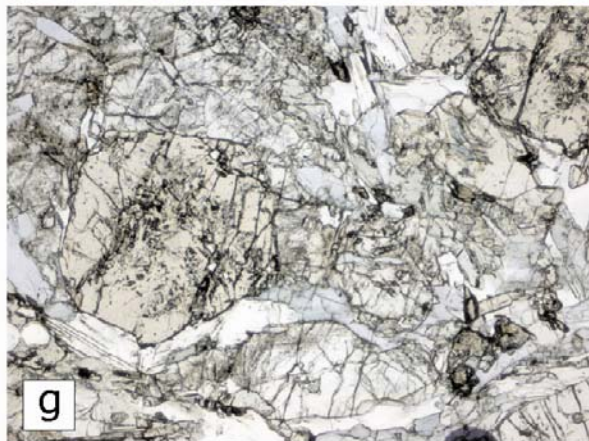
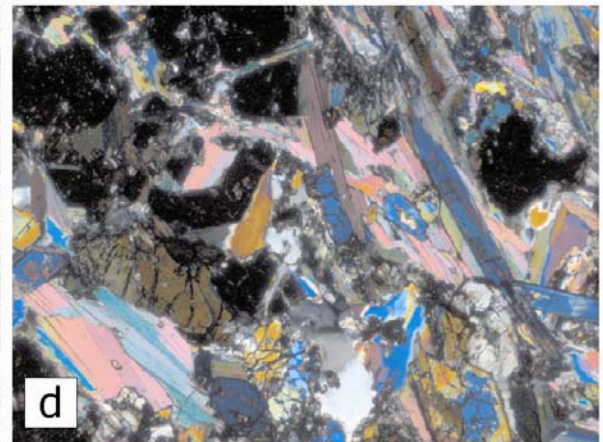
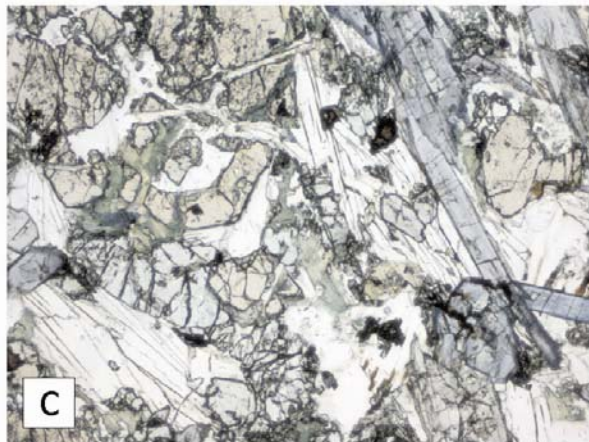
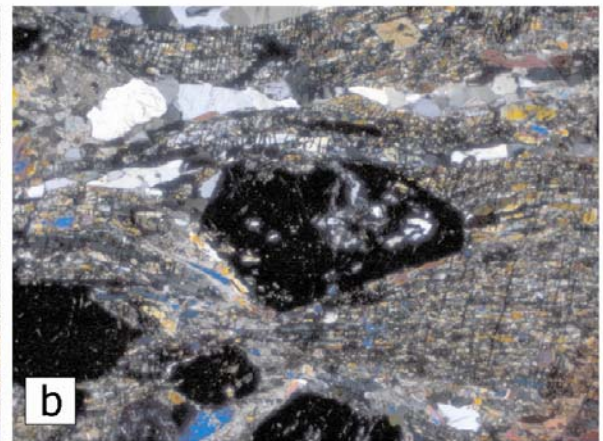
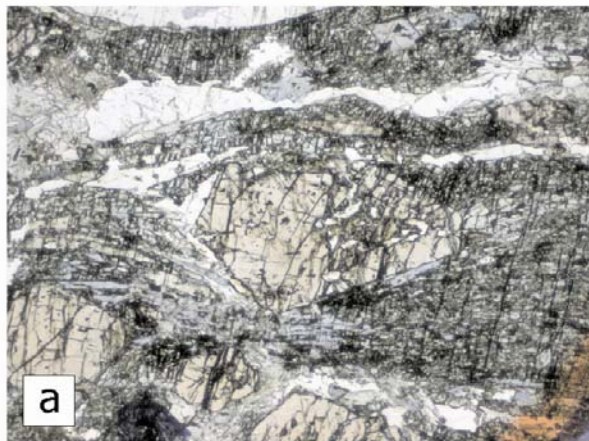
Fig. 3.13. (páginas siguientes). (a) (6373IJE9123) Esquistos azules con granate, LN; (b) Id., LP; (c) (6373IJE9125) Esquistos azules con granate, LN; (d) Id., LP; (e) (6373IJE8134) Esquistos azules con granate retrogradados, LN; (f) Id., LP; (g) (6373IVJE9118) Esquistos con jadeita, LN; y (h) Id., LP.

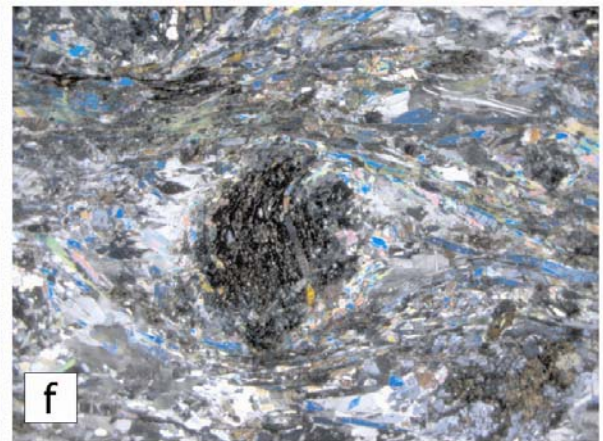
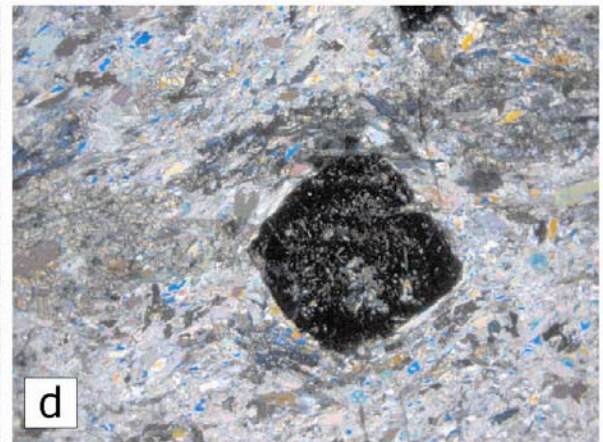
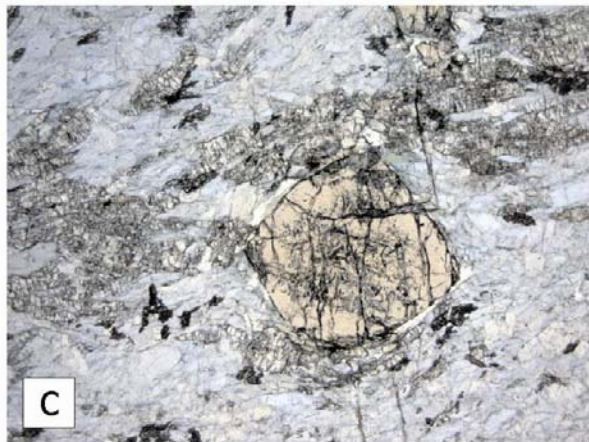
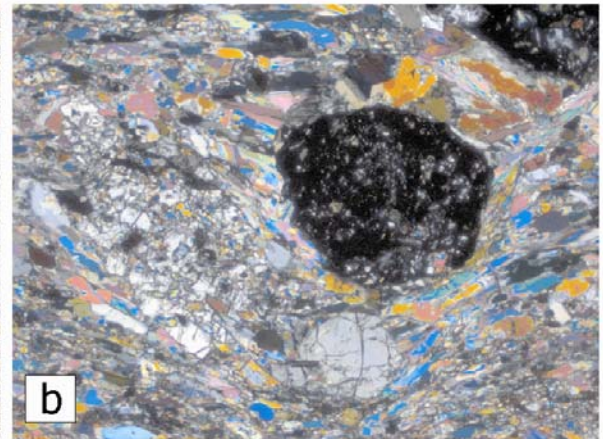
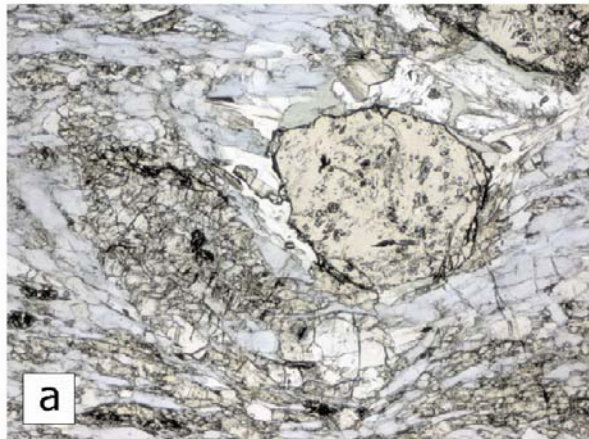
Fig. 3.14. (páginas siguientes). (a) (6373IJE9075) Esquistos y micaesquistos con granate, LN; (b) Id., LP; (c) (6373IJE9079) Esquistos y micaesquistos con granate, LN; (d) Id., LP; (e) (6373IJE9079) Esquistos y micaesquistos con granate, LN; (f) Id., LP; (g) (6373IJE9096B) Esquistos y micaesquistos con granate, LN; y (h) Id., LP.

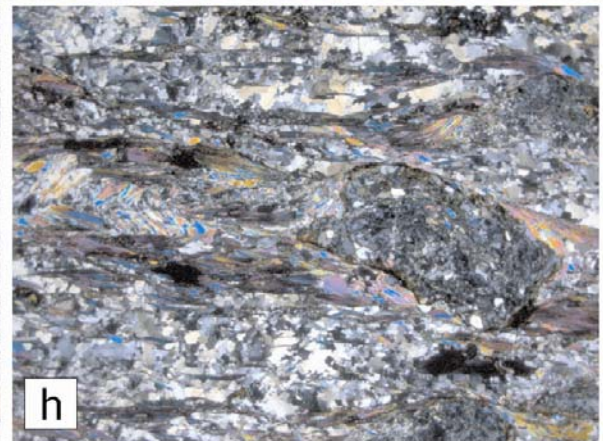
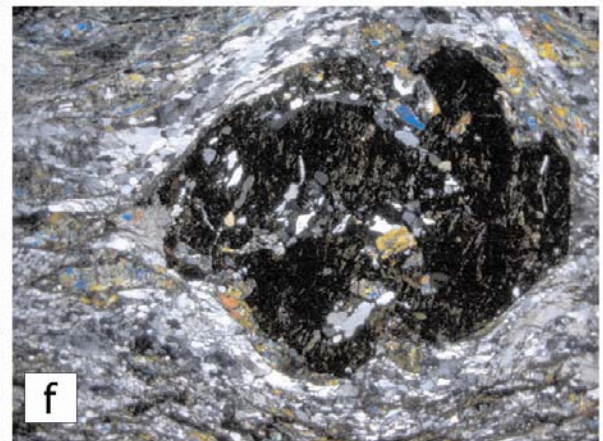
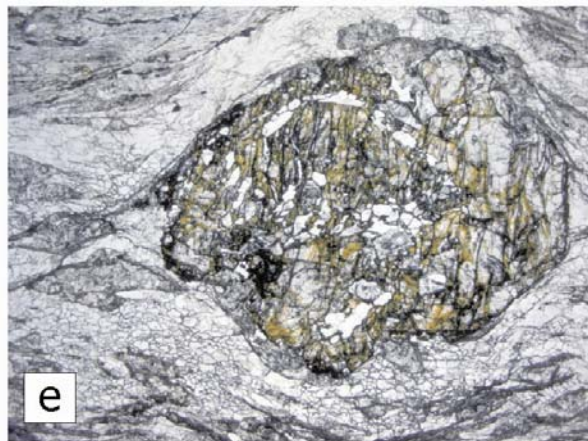
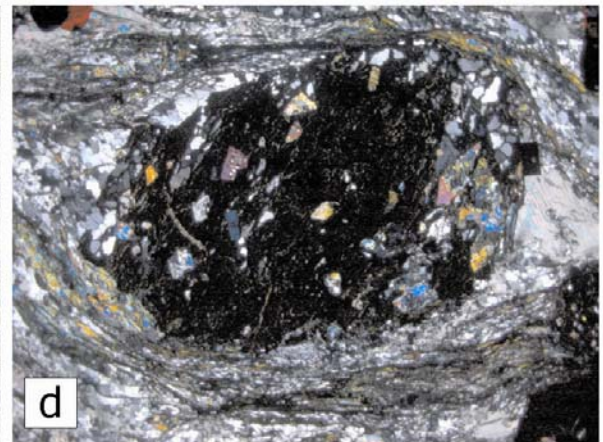
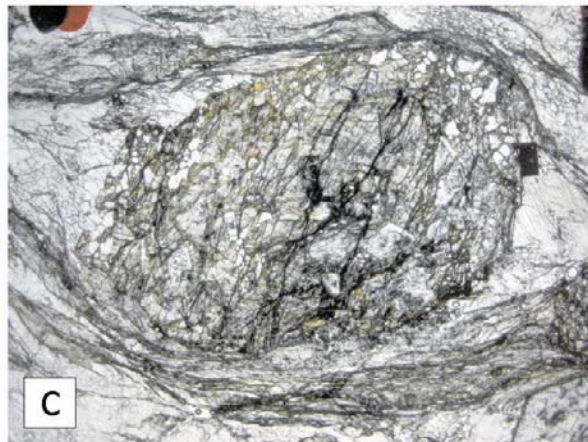
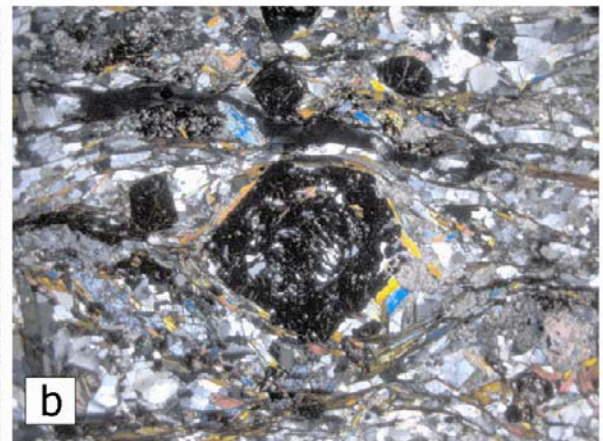
Fig. 3.15. (páginas siguientes). (a) (6373IJE9096A) Calcoesquistos con granate, LN; (b) Id., LP; (c) (6373IVJE8162C) Calcoesquistos con granate, LN; (d) Id., LP; (e) (6373IJE8134B) Calcoesquistos, LN; (f) Id., LP; (g) (6373IJE8162C) Calcoesquistos, LN; y (h) Id., LP.

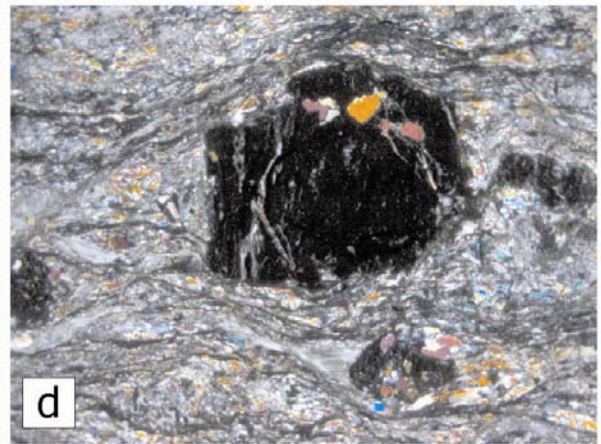
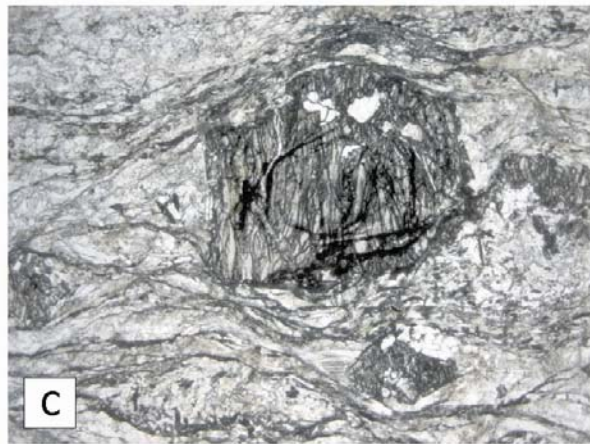
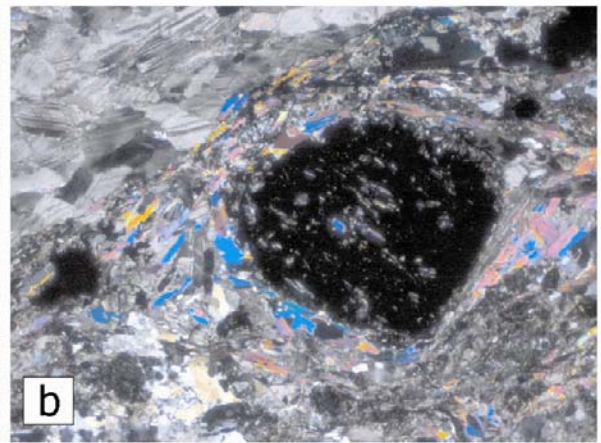
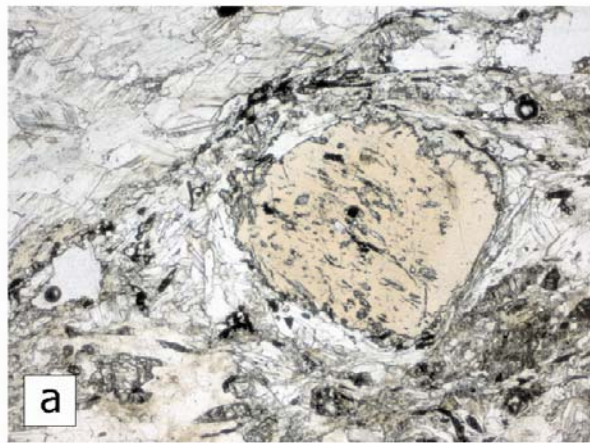
Fig. 3.16. (páginas siguientes). (a) (6373IJE9125B) Calcoesquistos con granate, LN; (b) Id., LP; (c) (6373IJE8134C) Mármoles con granate, LN; (d) Id., LP; (e) (6373IJE8134C) Mármoles con granate, LN; (f) Id., LP; (g) (6373IVJE9083) Glaucofanitas con granate, LN; y (h) Id., LP.

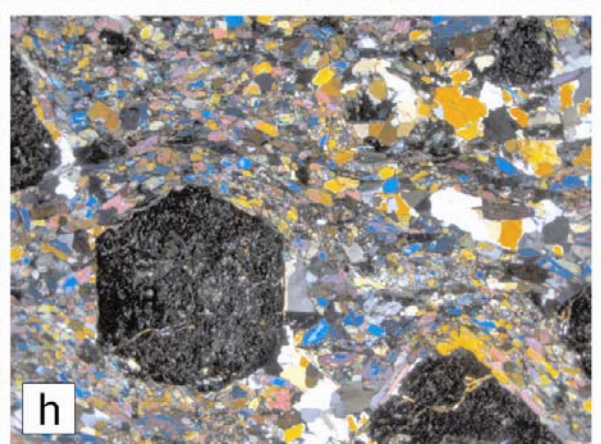
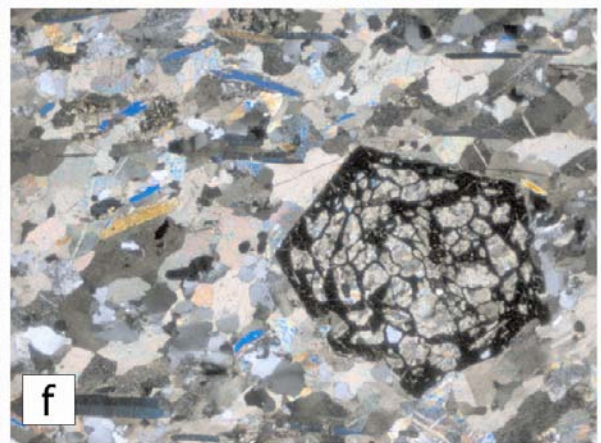
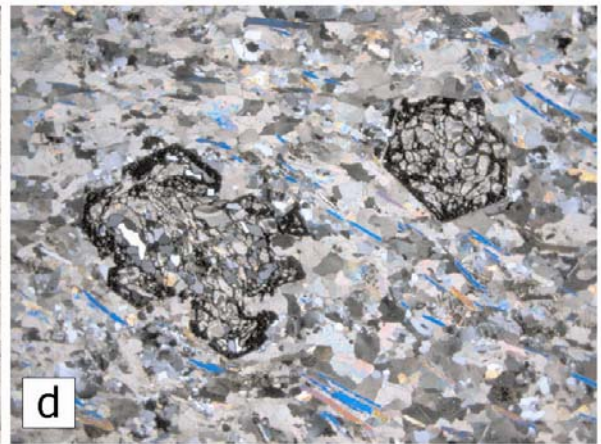
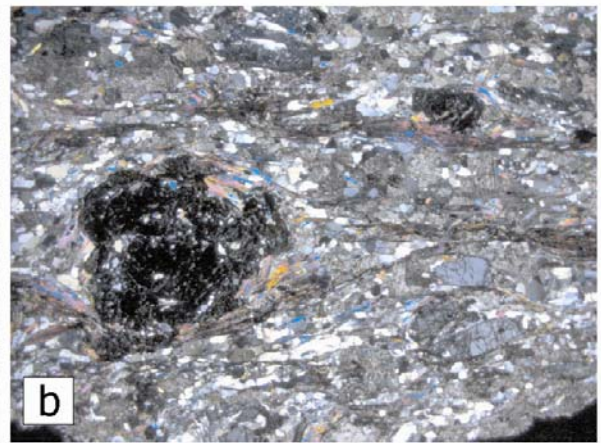












3.1.5. Unidad de Mármoles de Majagual-Los Cacaos

3.1.5.1. Descripción de los materiales

En las Hojas de Las Galeras y Santa Bárbara de Samaná, los tipos petrográficos estudiados (Fig. 3.17) son mármoles calcíticos masivos, microbandedados y miloníticos (6373IJE8155, 6373IJE8156, 6373IVJE8231 y 6373IVJE8234), calizas marmóreas recristalizadas (6373VIJE8235), calcoesquistos con fengita y mica marrón (6373IJE9144D, 6373IJE8153, 6373IVJE9050A y 6373IVJE9054B) y miloníticos (6373IVJE9049A y 6373IVJE9049B).

3.1.5.2. Mármoles calcíticos masivos y microbandedados, miloníticos

La unidad está esencialmente compuesta por mármoles de grano fino, tonos blanco-grisáceos a azulados claros, caracterizados por el desarrollo de una intensa fábrica plano-linear, Sp-Lp. Derivan de sedimentos carbonatados muy puros, con muy escasas intercalaciones submilimétricas de opacos de grano muy fino, posiblemente dispuestos en los interestratos de la estratificación S0 original. En estos mármoles, la deformación dúctil consistió en un cizallamiento no-coaxial, que produjo mediante procesos de deformación plástica y de recristalización dinámica, la formación de un agregado granoblástico de calcita sub-equigranular, elongado paralelamente a la Sp y estirado según la Lp. La deformación ha producido en los niveles estructurales más bajos de la unidad mármoles porfiroclásticos y miloníticos.

Los mármoles están mineralógicamente compuestos por calcita, con fengita, cuarzo, grafito y opacos como accesorios. A la microescala, se distinguen dos tipos texturales de calcita: granos claros de relativo mayor tamaño de grano y cristalinidad; y granos oscuros de menor tamaño, turbios por la abundancia de microinclusiones de material grafitoso y opacos. Las bandas de menor tamaño de grano son producto de la reducción del tamaño de grano y aparecen microplegadas, boudinadas asimétricamente y cizalladas, particularmente en las rocas miloníticas. Debido a su mayor competencia, a menudo son rotas y estiradas paralelamente a la lineación Lp, así como forman al fragmentarse porfiroclastos redondeados con colas de presión asimétricas. En el agregado de calcita se observan microtexturas tales como: extinción ondulante y formación de pequeños subgranos elongados oblicuamente un alto ángulo respecto a la Sp, principalmente mediante procesos de rotación de bordes de grano y con muy limitada formación de granos nuevos. Por lo tanto, la deformación del mármol tuvo lugar a relativa baja temperatura.

3.1.5.3. Calcoesquistos con fengita y mica marrón

Los calcoesquistos son rocas de grano fino y tonos blancos y grises, que alternan a la escala milimétrica con mármoles silíceos más o menos impuros. Presentan una penetrativa fábrica plano-linear, Sp-Lp, tendente a un microbandeado composicional cuarzo-calcita-micas, según los niveles, a la escala milimétrica. Aparentemente, los calcoesquistos abundan hacia la base estructural de la unidad. Derivan de protolitos pelítico-carbonatados.

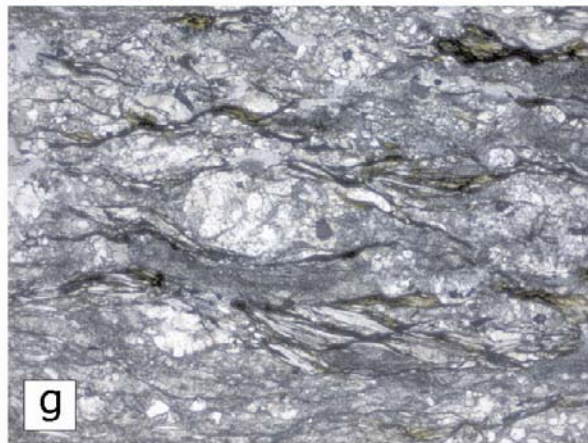
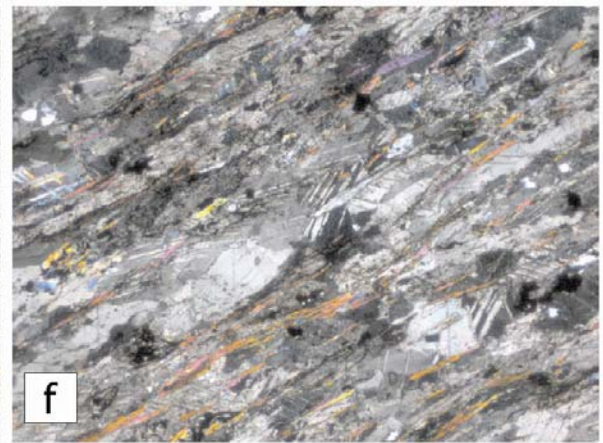
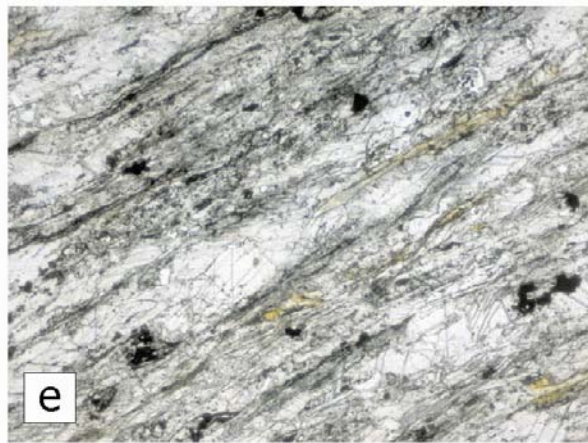
Al microscopio presentan texturas granolepidoblásticas microbandeadas, porfiroclásticas y miloníticas. Su composición mineral incluye calcita, cuarzo, clorita y fengita como esenciales, con albita (que puede ser también principal), esfena, pirita, rutilo, ilmenita, óxidos Fe-Ti, material grafitoso y opacos como accesorios. La asociación es sincinemática respecto a la fábrica dúctil plano-linear (Sp-Lp) principal. El agregado granoblástico es de grano fino a muy fino, y está estructurado en niveles milimétricos alternativamente ricos en calcita, micas y cuarzo, que definen el microbandeado Sp. Contribuyen en su definición lepidoblastos de fengita y clorita orientados paralelamente. La Sp aparece en las rocas más deformadas y ondulada por *shears bands* sintéticos al movimiento, dando lugar a una fábrica SCC espaciada. La calcita forma agregados de granos que han recrystalizado extensamente a formas ovoides elongadas paralelamente a la Sp. Exhiben texturas de deformación plástica como extinción ondulante, arqueamiento maclado, poligonización y recrystalización de nuevos granos. El cuarzo forma también forma agregados de granos elongados según la Sp. Frecuentemente, el material grafitoso, la pirita o los opacos son modalmente muy abundantes, apareciendo dispersos por el agregado de calcita. La pirita forma también porfiroclastos submilimétricos con sombras de presión asimétricas.

3.1.5.4. Calizas marmóreas recrystalizadas

Se incluyen metasedimento carbonatados puros, que han sido transformados durante la evolución tectónica y metamórfica a una caliza marmórea de grano fino y fábrica planar, Sp. En general, en estas rocas ha tenido lugar una trasposición completa de la minerología y texturas originales. La deformación consistió en un cizallamiento dúctil-frágil no-coaxial, que produjo la deformación y recrystalización total de la roca, con formación de un agregado granoblástico de calcita de grano muy fino, generalmente elongado paralelamente a la Sp. Texturalmente, la calcita al microscopio es de grano muy fino a critocristalina, en la que resulta difícil visualizar las microtexturas. En el agregado se destacan algunos granos claros de mayor cristalinidad, que aparecen boudinados asimétricamente y cizallados,

posiblemente debido a su mayor competencia. Estas microtexturas sugieren que la deformación de la caliza marmórea tuvo lugar a relativa baja T, posiblemente en condiciones anquimetamórficas. En estas rocas también aparecen bandas y horizontes de mayor deformación, en los que tiene lugar una marcada reducción del tamaño de grano, así como el desarrollo de sistemas de grietas y venas de extensión calcíticas que son rotadas consistentemente durante el cizallamiento.

Fig. 3.17. (páginas siguientes). (a) (6373IJE8156) Mármoles calcíticos masivos, microbandeados y miloníticos, LN; (b) Id., LP; (c) (6373IVJE8231) Mármoles calcíticos masivos, microbandeados y miloníticos, LN; (d) Id., LP; (e) (6373IJE8153) Calcoesquistos con fengita y mica marrón, LN; (f) Id., LP; (g) (6373IVJE9049A) Calcoesquistos miloníticos, LN; y (h) Id., LP.



3.2. Geoquímica

3.2.1. Introducción

En el marco del Proyecto Sysmin II se han estudiado desde un punto de vista geoquímico las intercalaciones y bloques de eclogitas, los esquistos azules con granate y las glaucofanitas de la Unidad de Punta Balandra. Fue Nagle (1974) el primero en apuntar la importancia de la aparición de eclogitas y esquistos azules en La Española para la evolución tectónica de la región. La geología y petrología metamórfica de la Península de Samaná ha sido estudiada por Joyce (1980, 1985 y 1991) y revisada por Draper y Lewis (1991). Los bloques de eclogitas y esquistos azules de la unidad de Punta Balandra han sido estudiados por Perfit y McCulloch (1982), Perfit and *et al.* (1982), Joyce (1991), obteniéndose datos de elementos traza y de isótopos radiogénicos. Muestras de esquistos azules han sido igualmente dragadas en la ladera meridional de la Fosa de Puerto Rico (Perfit *et al.*, 1980).

Las superficies de foliación desarrolladas en los micaesquistos, calcoesquistos y mármoles rodean y envuelven a los bloques de metabasitas de alta-P más competentes, los cuales gradúan desde <1 dm hasta unos 25 m de diámetro. Los bloques son principalmente de eclogitas con fengita y glaucofana y de esquistos azules con granate y glaucofana, de onfacititas y de glaucofanitas. Los bloques presentan una típica zonación composicional y textural, con un núcleo de eclogitas granoblásticas o foliadas y un borde de esquistos azules con granate y glaucofana, que transita a esquistos azules con glaucofana. La foliación de los esquistos azules es paralela a la de los mármoles, calcoesquistos y metapelitas que los rodean, los cuales por otra parte han desarrollado asociaciones minerales propias de un metamorfismo de alta-P en facies esquistos azules con granate y epidota/zoisita a eclogitas (a diferencia de Sorensen, 1994 y 1997). Sorensen *et al.* (1997) describe la presencia de bordes de bloques con talco, clorita-Mg y fuchsita, presumiblemente derivados de la interacción de las metabasitas con rocas ultramáficas. Sin embargo, no se ha observado una matriz serpentinitica en torno a los bloques máficos como es típico de la mélangé de Jagua Clara, en el Complejo de Río San Juan. Estos aspectos resultan importantes para establecer si los protolitos máficos de las eclogitas se intercalaban o intruían a la serie sedimentaria de Punta Balandra, o fueron tectónicamente mezclados en la zona de subducción, así como también para establecer el momento y condiciones P-T de su incorporación a la unidad.

Giaramita y Sorensen (1994) obtienen valores de salinidad de 1,2-5,3 wt% NaCl equiv. en inclusiones fluidas primarias y secundarias en onfacita y anfíbol de las eclogitas. Estos datos

sugieren la presencia de fluidos acuosos de baja salinidad durante las condiciones eclogíticas y probablemente también durante la retrogradación. Estos autores sugieren una fuente externa para estos fluidos atrapados. Por otro lado, la presencia en estas rocas y en las metapelitas envolventes de asociaciones con lawsonita y epidota rica en Al implica condiciones de estabilidad T- X_{CO_2} en presencia de fluidos con restringidos valores de $X_{CO_2} < 0,03$, lo cual sugiere que toda la unidad fue invadida por un fluido rico en H_2O durante y después del pico eclogítico. Esto contrasta con su incorporación en una mélange serpentinitica. Sorensen et al. (1997) describen un metasomatismo de elementos LILE elements en las eclogitas de Punta Balandra, los cuales son incorporados en la fengita formada durante el pico eclogítico y durante la exhumación. La fuente de los LILE pudo ser un fluido o fundido en equilibrio con metasedimentos a condiciones de alta P y T, lo cual también contrasta con la exhumación de los bloques en una mélange serpentinitica.

3.2.2. Descripción de los materiales

En las Hojas de las Galeras y de Santa Bárbara de Samaná, las rocas analizadas de la Unidad de Punta Balandra (Figs. 3.18 a 22) fueron eclogitas con fengita granoblásticas ligeramente foliadas (6373IJE9074, 6373IVJE8159A y 6373IVJE8162A), eclogitas con fengita bandeadas o foliadas (6373IJE9094B), y eclogitas parcialmente retrogradadas (6373IJE9071, 6373IJE9092 y 6373IJE8344). En el estudio se incluyen también como comparación las composiciones de los bloques máficos analizados por Sorensen et al. (1997), así como la de gabros cumulado, microgabros y doleritas de las Serpentinitas de Gaspar Hernández y de los bloques de alta-P de la mélange de Jagua Clara del Complejo de Río San Juan (Hoja de Río San Juan).

3.2.2.1. Eclogitas

Los bloques de eclogitas incluidos en la Unidad de Punta Balandra están profundamente recristalizados por el metamorfismo de alta-P, variablemente transformados a esquistos azules y glaucofanitas durante la evolución retrógrada, y posiblemente composicionalmente afectados por una alteración tropical superficial, por los que parte de los elementos mayores y trazas pueden haberse movilizado. Clasificadas respecto a esquemas basados en elementos traza inmóviles, como el diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO₂ (Winchester y Floyd, 1977), las eclogitas son subcalinas graduando en composición desde basaltos andesíticos a andesitas sub-alcalinas (Fig. 2).

Consideradas en conjunto, las eclogitas presentan un relativo amplio rango en el contenido en SiO_2 , graduando desde 42,7 a 52,1 wt% (una muestra con 62,2 wt.% posiblemente alterada; Tabla 1), para contenidos moderados en MgO entre 5,6 y 7,0 wt%, relativamente altos en Fe_2O_{3T} entre 13,2 wt%, y variables en TiO_2 entre 0,5 y 2,0 wt% (Fig. 3). Estas rocas muestran un aumento en SiO_2 , Zr y Nb, y un descenso en Cr y Ni con el descenso en el MgO (no mostrados). TiO_2 , Fe_2O_{3T} , Al_2O_3 y CaO aumentan ligeramente hasta alcanzar un máximo a los 5-6 wt% MgO, para decrecer entonces en las rocas más evolucionadas. Sin embargo, los valores del Mg# indican que las eclogitas proceden de protolitos relativamente primitivos (69-50). En el diagrama FeO^*/MgO frente al SiO_2 , las eclogitas caen generalmente en el campo toleítico, hacia composiciones ricas en Fe (Arculus, 2001). Las eclogitas presentan valores de las relaciones $\text{Zr/Y} < 6$ (2,6-3,2) y $(\text{La/Yb})_N < 4$ (0,7-3,0; promedio 2,4), característicos de la serie toleítica.

En un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB, las eclogitas se caracterizan por un variable enriquecimiento de los LILE (Rb, Ba, U, Pb, Sr y K). Sin embargo, para rocas con un similar contenido en Mg# se observan diferencias en el enriquecimiento de las LREE relativo a los HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti y Y) y HREE (Fig. 5), la presencia o no de una anomalía negativa de Nb (respecto al Th y La), típica de magmas relacionados con subducción. En base principalmente al patrón extendido de REE, así como por el contenido en Th, Nb y Ti, y de los valores en las relaciones entre elementos incompatibles, las eclogitas pueden ser divididas en dos grupos geoquímicos: grupo I, metabasitas empobrecidas en LREE (MORB); y grupo II, metabasitas enriquecidas en LREE (IAT). Estos grupos de materiales son descritos a continuación. No se ha detectado ninguna variación sistemática en cuanto a la posición estructural de estos dos grupos dentro de la unidad.

Metabasitas empobrecidas en LREE (MORB). Las metabasitas del grupo I son eclogitas con fengita. Los protolitos máficos constituyen magmas desde primitivos a poco fraccionadas (Mg#=58-54), siendo términos relativamente ricos en Fe-Ti ($\text{Fe}_2\text{O}_3=10,0-11,3$ wt%; óxidos recalculados a una base anhidra). Poseen contenidos relativamente altos en TiO_2 , que gradúan entre 1,4 y 1,8 wt%, y en CaO, que oscilan entre 13,0 y 17,8 wt%. Contienen 82-102 ppm de Zr y 2-3 ppm de Nb. Los contenidos en Th son $< 0,2$ ppm. Los elementos traza más compatibles muestran un amplio rango de contenidos, 274-335 ppm para Cr y 16,5-134 ppm para Ni. Presentan un patrón de REE de pendiente positiva ($(\text{La/Yb})_N=0,7-0,8$), con un empobrecimiento en LREE ($(\text{La/Nd})_N=0,5-0,6$), muy ligeras anomalías en Nb ($\text{Nb/Nb}^*=0,8-1,4$), ausencia de anomalías de Zr-Hf, y HREE planas ($(\text{Sm/Yb})_N=1,17-1,21$), para

abundancias en HREE de $6-9 \times PM$ (manto primitivo). Estas características son típicas de los basaltos N-MORB (Sun y McDonough, 1989; Perfit et al., 1994) y sugieren una fuente mantélica para los protolitos dominada por un manto empobrecido, lejos de la influencia de subducción y de los aportes terrígenos de una corteza continental. Son muy similares a los microgabros y doleritas de la unidad de Serpentinitas de Gaspar Hernández del Complejo de Río San Juan.

Metabasitas enriquecidas en LREE (IAT). Este grupo está representado por eclogitas con fengita y eclogitas parcialmente retrogradadas a esquistos azules con glaucofana y fengita. Los protolitos fueron formados a partir de magmas primitivos y moderadamente fraccionados ($Mg\#=69-50$). Los contenidos en TiO_2 , Zr y Nb a $\sim 6-7$ wt% MgO son de 0,5-0,9 wt% (excepto la muestra 2JE74 de 2,0 wt.%), 94-126 ppm y 3,0-5,7 ppm, respectivamente. Presentan por lo tanto menores contenidos en Ti a similares valores de $Mg\#$ que las eclogitas del grupo I. Los contenidos en Cr y Ni son de 7-130 ppm y 15-119 ppm, respectivamente. Los contenidos en Th gradúan entre 1,2 y 7,1 ppm y son superiores a los de las muestras del grupo I. Presentan un patrón de REE extendido similar a la de IAT (Pearce et al., 1992; Taylor y Nesbitt, 1995), con similares abundancias absolutas de HREE ($6-8 \times PM$). En particular, presentan valores mayores de las relaciones REE/HFSE (p.e. La/Nb y Sm/Zr) respecto a las composiciones N-MORB, lo cual es típico de IAT. Estas metabasitas presentan un patrón de REE de pendiente negativa ($[La/Yb]_N=1,3-7,2$), con un ligero enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=1,1-1,6$), marcadas anomalías negativas en Nb ($Nb/Nb^*=0,1-0,4$) y positivas en el Th, frecuentemente ligeras anomalías negativas en Zr y Hf ($[Zr/Sm]_N=0,6-1,4$), y HREE planas o ligeramente empobrecidas ($[Sm/Yb]_N=1,3-2,7$). Estas características sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido. Esto es consistente con el valor de $(\epsilon_{Nd})_f=+7,2$ obtenido en la muestra 2JE74. Son composicionalmente muy similares a las eclogitas y esquistos azules de la Mélange de Jagua Clara del Complejo de Río San Juan.

3.2.3. Interpretación

Los bloques de eclogitas de la Unidad de Punta Balandra 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 una pequeña variable del componente subductivo y del grado de empobrecimiento de la fuente.

Las eclogitas de estos dos grupos son composicionalmente similares a las rocas máficas de afinidad N-MORB incluidas en la Serpentinita de Gaspar Hernández y a las metabásitas de arco incluidas como bloques de alta-P en la Mélange de Jagua Clara, respectivamente. Por lo tanto, ambas unidades deben estar tectónicamente relacionadas y exhuman similares bloques de alta-P a lo largo del canal de subducción, aunque a diferente edad; Cretácica Superior en la mélange y principalmente en el Paleoceno-Eoceno en Punta Balandra. Las eclogitas con signatura de arco deben proceder de la base de la placa Caribeña y fueron tectónicamente incorporadas en la unidad metasedimentaria de Punta Balandra a gran profundidad (~70 km), en condiciones eclogíticas o de los esquistos azules de alta-T, cuando el margen de Norte América ya había colisionado y subducido.

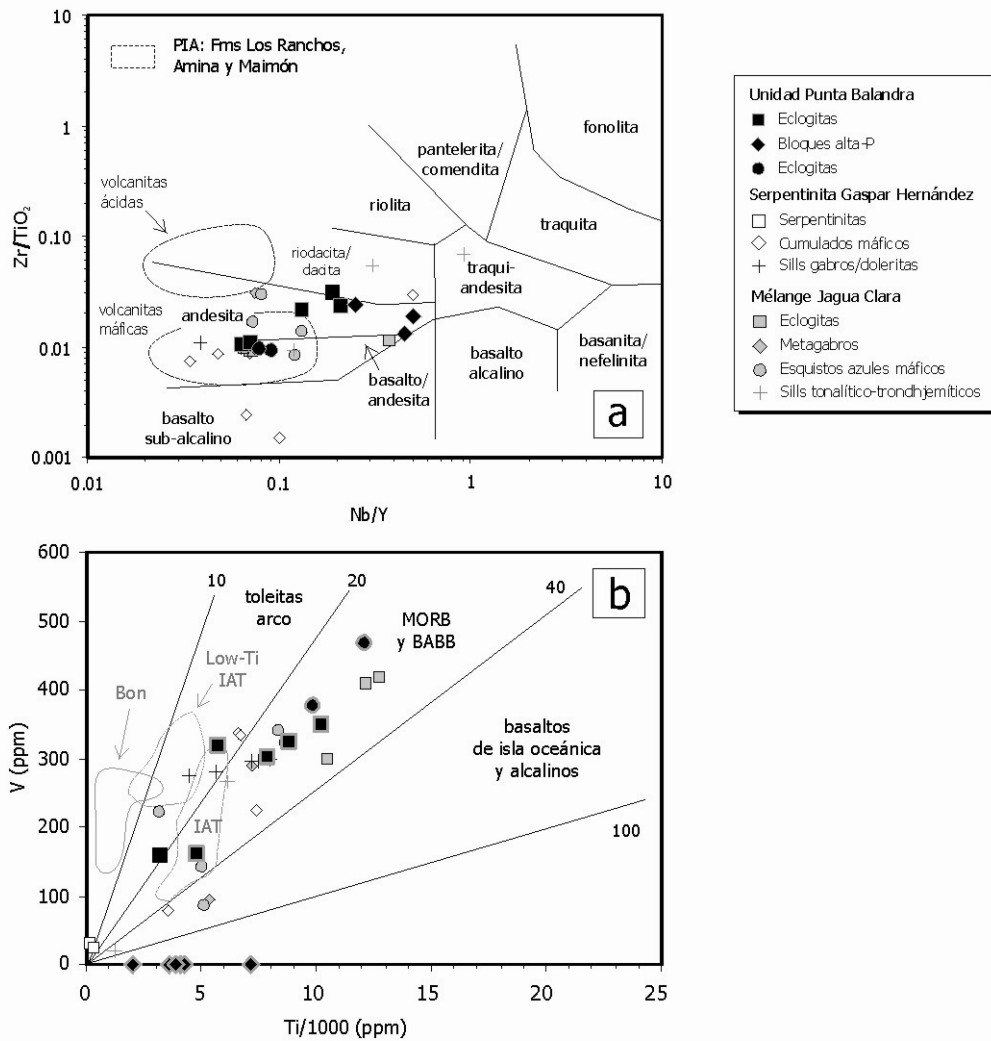


Fig. 3.18 (páginas siguientes). Características geoquímicas de las eclogitas de la Unidad de Punta Balandra y de los bloques máficos de alta-P asociados, así como de las rocas máficas incluidas en la Serpentinita de Gaspar Hernández y las metabásicas de alta-P incluidas como bloques en la Mélange de Jagua Clara. (a) Diagrama de Nb/Y frente a Zr/TiO₂, mostrando como comparación los campos composicionales de las rocas volcánicas máficas y ácidas del primitivo arco isla Caribeño (PIA); (B) Diagrama Ti-V de Shervais (1983).

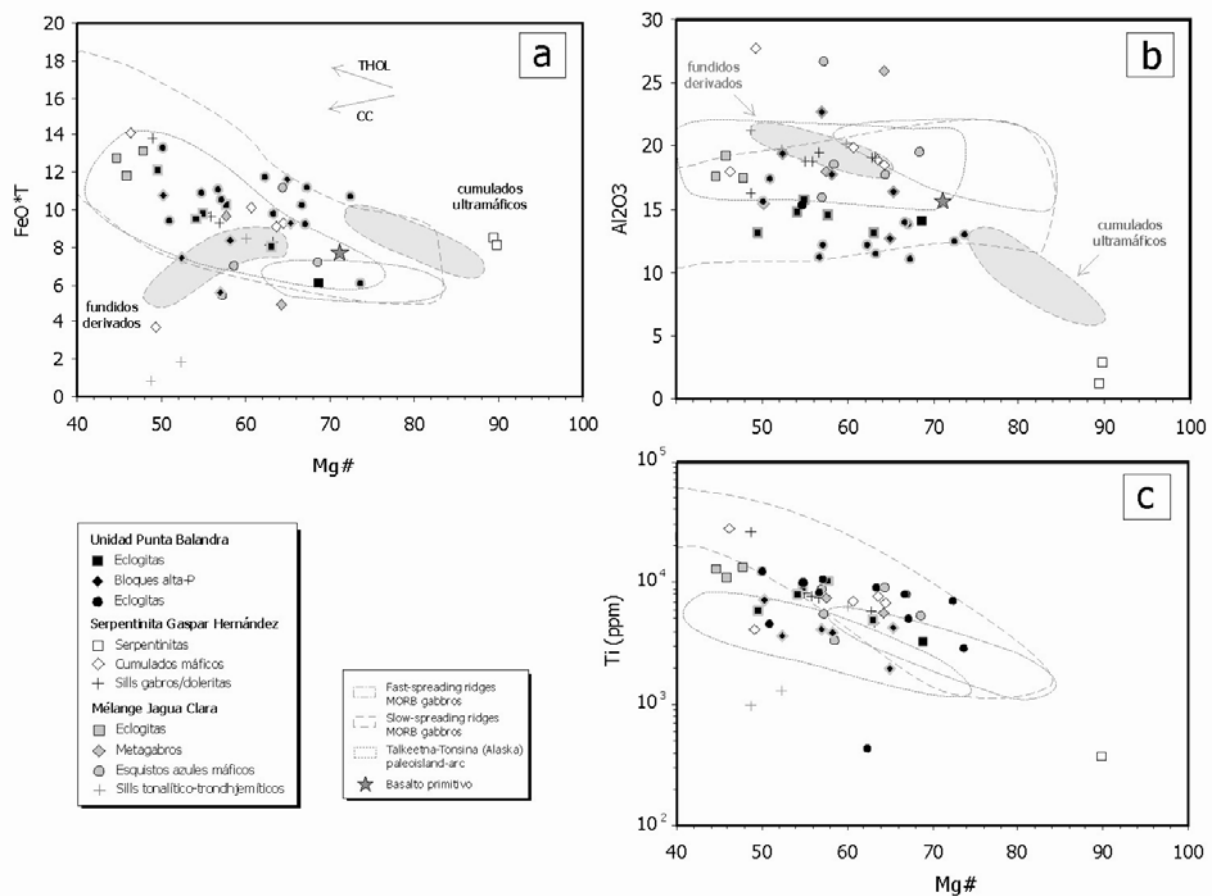


Fig. 3.19. Diagramas de (a) FeO*_T, (b) Al₂O₃, y (c) Ti (ppm) frente al Mg#, para las eclogitas de la Unidad de Punta Balandra y de los bloques máficos de alta-P asociados, así como de las rocas máficas incluidas en la Serpentinita de Gaspar Hernández y las metabásicas de alta-P incluidas como bloques en la Mélange de Jagua Clara. En las figuras se muestran también como comparación los campos composicionales de los gabros MORB formados en zonas de dorsal rápidas y lentas y de los gabros del paleoarco isla de Talkeetna-Tonsina (Alaska). En las figuras se muestran también como comparación los campos composicionales de los datos experimentales, cumulados ultramáficos y fundidos derivados, de Müntener et al. (2001), para la cristalización de un basalto primitivo de arco (estrella) a niveles corticales profundos y en condiciones hidratadas (P=1,2 GPa y ~3% H₂O).

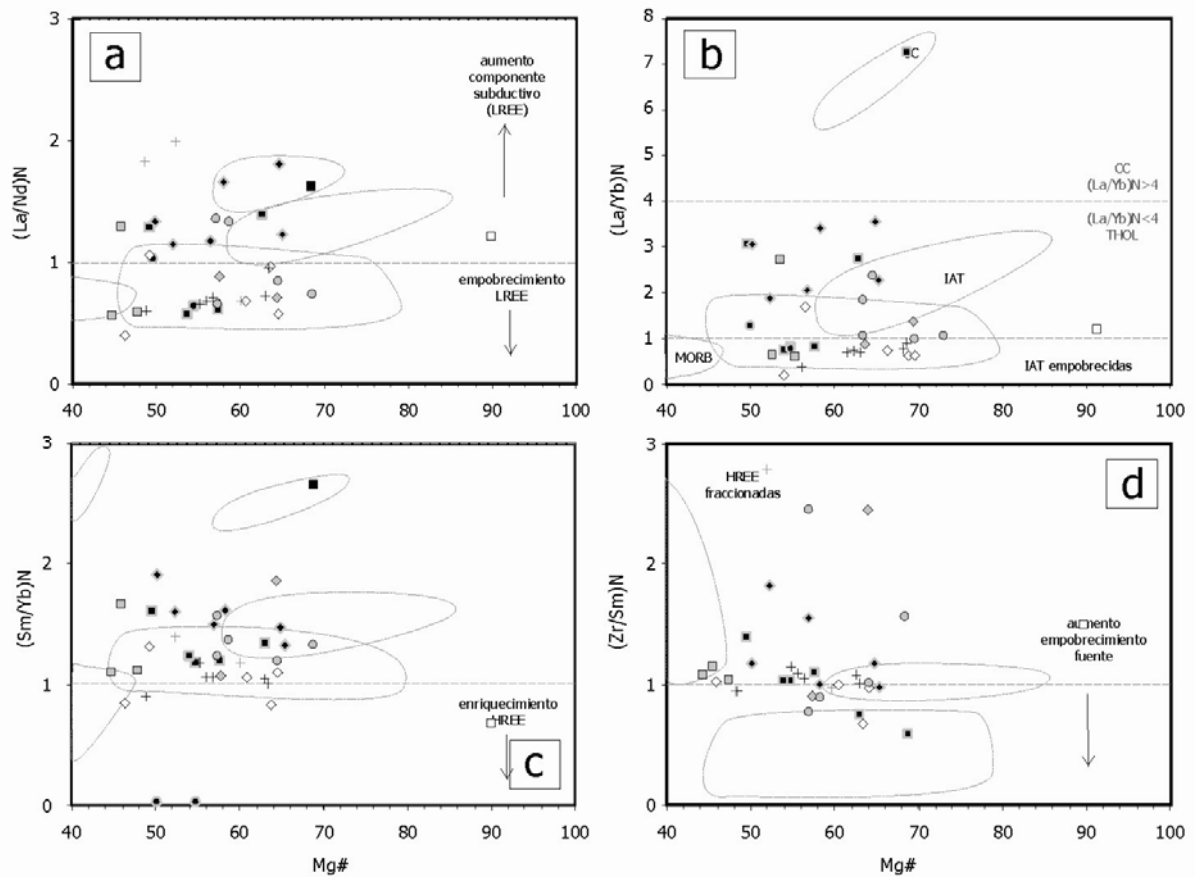
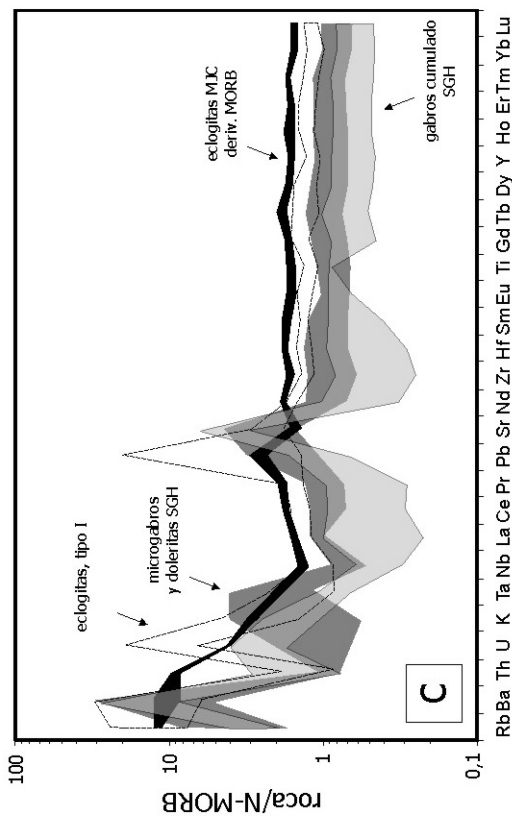
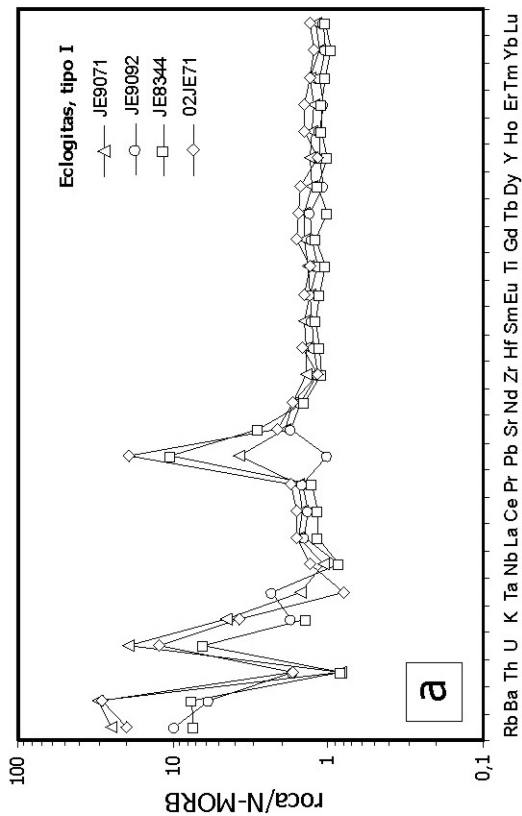
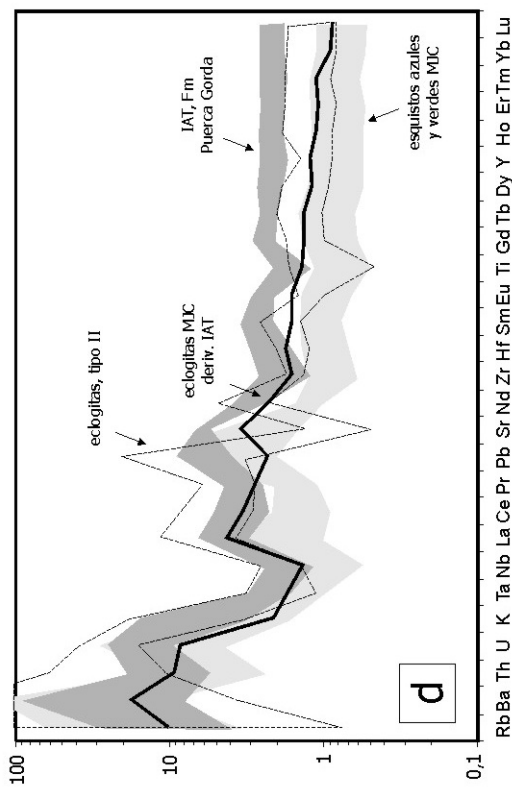
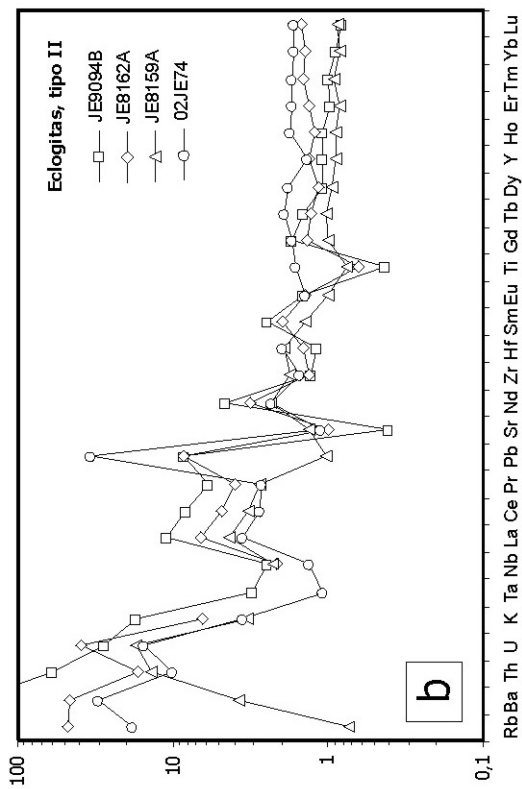


Fig. 3.20. Diagramas de (a) $(La/Nd)_N$, $(La/Yb)_N$, $(Sm/Yb)_N$ y $(Zr/Sm)_N$ frente al Mg#, para las eclogitas de la Unidad de Punta Balandra y de los bloques máficos de alta-P asociados, así como de las rocas máficas incluidas en la Serpentinita de Gaspar Hernández y las metabásicas de alta-P incluidas como bloques en la Mélange de Jagua Clara. En las figuras se muestran también como comparación los campos composicionales de los diferentes grupos geoquímicos de la Unidad de La Cuaba del Complejo Río san Juan meridional.

Fig. 3.21. (a, b, c y d; página siguiente) Diagramas multielementales traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de las las eclogitas de la Unidad de Punta Balandra y de los bloques máficos de alta-P asociados, así como de las rocas máficas incluidas en la Serpentinita de Gaspar Hernández y las metabásicas de alta-P incluidas como bloques en la Mélange de Jagua Clara.



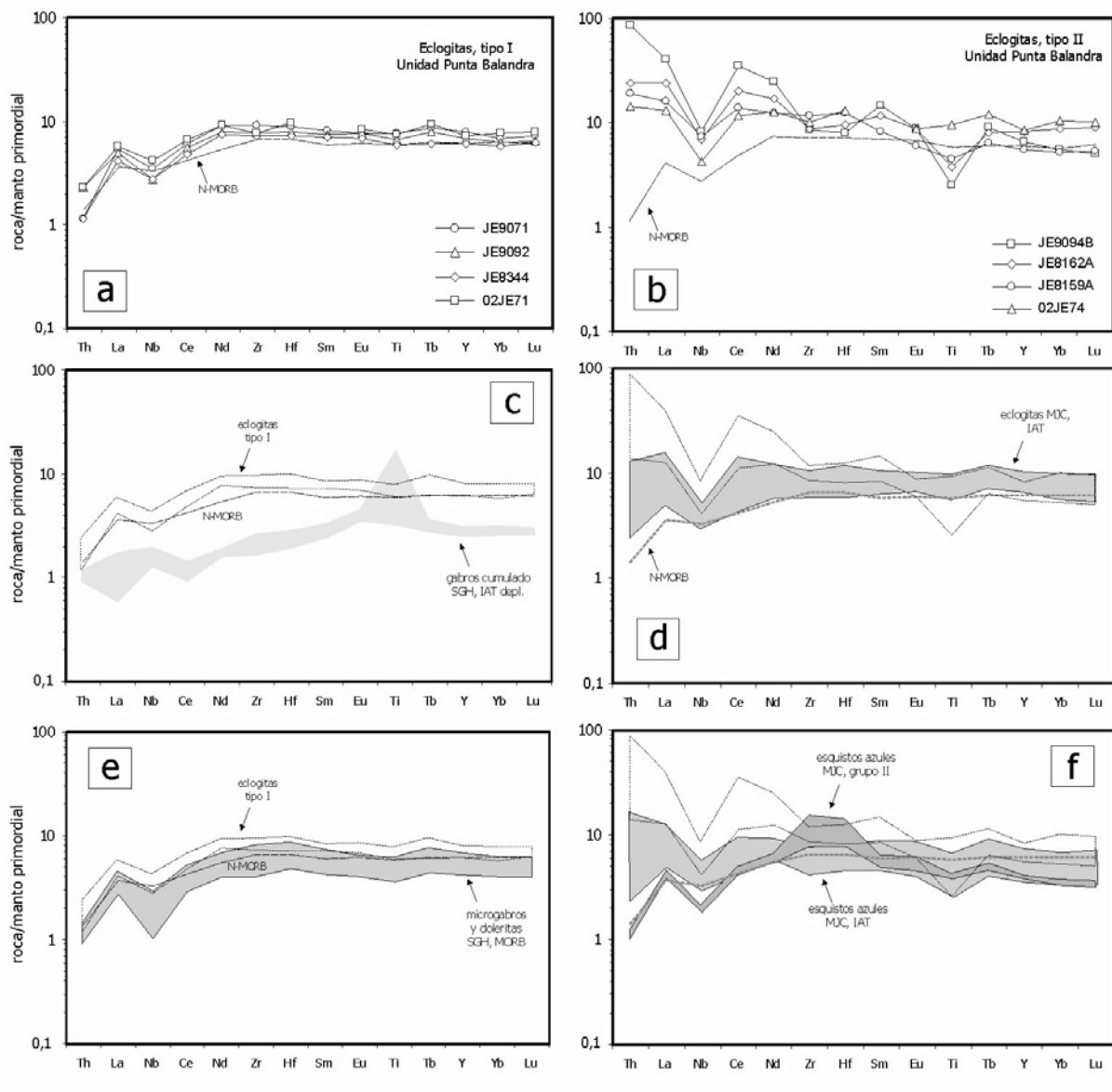


Fig. 3.22. (a, b, c, d, e y f) Diagramas de elementos traza extendidos normalizados respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) de las eclogitas de la Unidad de Punta Balandra y de los bloques máficos de alta-P asociados, así como de las rocas máficas incluidas en la Serpentinita de Gaspar Hernández y las metabásicas de alta-P incluidas como bloques en la Mélange de Jagua Clara.

3.3. Geocronología

En el conjunto de las Hojas de Las Galeras y Santa Bárbara de Samaná se recogieron muestras para su análisis geocronológico mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e interpretación. Los procedimientos analíticos seguidos se describen en los Informes de Friedman (2008) y Gabites (2010). La Tabla 3.1 recoge las principales características de dichas muestras.

Tabla 3.1. Resultados de los análisis por el método Ar-Ar							
Sample	X	Y	Unidad	Hoja	Age (Ma)	Error (Ma)	Notas
6373IVJE8345	69,16558	19,26460	MER	Las Galeras	26,35	0,67	Phg, Plateau
6373IVJE8345	69,16558	19,26460	ESB	Las Galeras	25,92	0,28	Phg, Plateau
6373IJE8347	69,22258	19,19013	ESB	Las Galeras	28,3	1,9	No plateau
6373IJE8347	69,22258	19,19013	ESB	Las Galeras	27,8	9,1	Phg, Plateau
6373IVJE8348	69,32271	19,22118	ESB	Santa Bárbara de Samaná	-	-	-
6373IVJE8345; CALCOESQUISTO CON FENGITA Y CLORITA MILONÍTICO							
6373IJE8347; CALCOESQUISTO CON EPIDOTA, FENGITA Y CLORITA							
6373IVJE8348; CALCOESQUISTO CON LAWSONITA (ζ), FENGITA Y CLORITA							

3.3.2. Muestras $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Los esquistos y calcoesquistos de las Unidades de El Rincón y Santa Bárbara (Tabla 3.1), fueron seleccionados para datar por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. La muestra 6373IVJE8345 es un calcoesquisto con fengita y clorita milonítico de grano fino. La edad plateau obtenida para la mica marrón es de $25,92 \pm 0,28$ Ma. La muestra 6373IV8347 es un calcoesquisto con epidota, fengita y clorita de los niveles estructuralmente más altos de la Unidad de Santa Bárbara. La edad (no Plateau) obtenida para la mica marrón es de $28,3 \pm 1,9$ Ma.

Las dos edades Ar-Ar plateau o de fusión total obtenidas para la mica marrón se superponen dentro de los rangos de incertidumbre. Estas edades Oligoceno Superior son interpretadas como relativas al enfriamiento de las rocas metamórficas durante su exhumación. Sin embargo, la temperatura de cierre de la biotita y las bajas temperaturas experimentadas por estas rocas en condiciones de alta-P, sugieren que estas edades son próximas o ligeramente posteriores al pico térmico del metamorfismo. Si esta interpretación es correcta, el metamorfismo a alta-P y la posterior exhumación de estas unidades tuvo lugar posteriormente a la Unidad de Punta Balandra. Estas edades contrastan con la existencia de bloques de mármoles en la Fm Imbert del sector de Cabrera-Río San Juan, de edad Eoceno Inferior-Medio.

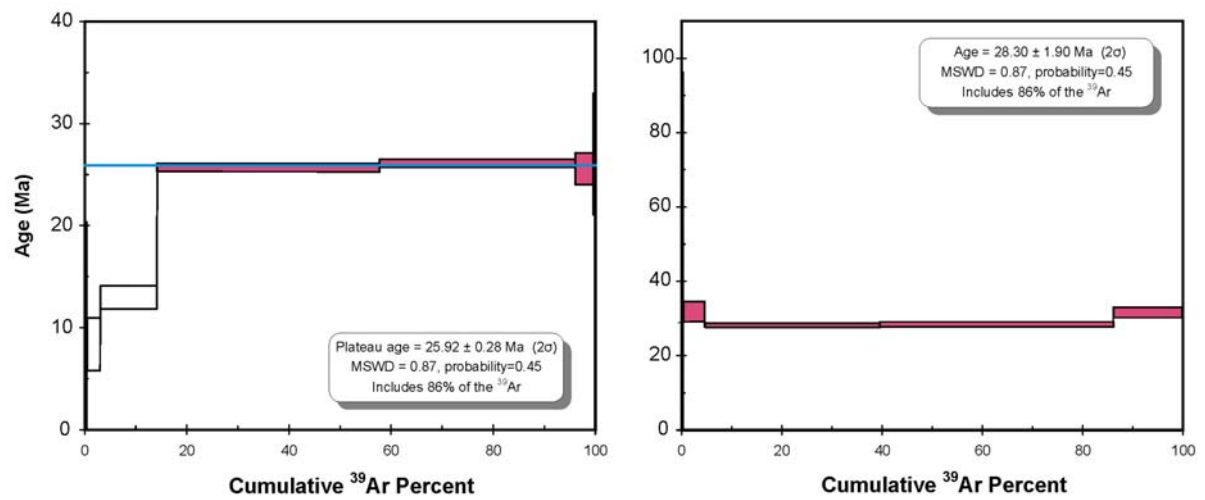


Fig. 3.23. Diagramas del espectro de ⁴⁰Ar/³⁹Ar en las micas marrones de los esquistos y calcoesquistos analizados del Complejo de Samaná. Las edades plateau fueron calculadas siguiendo las técnicas descritas por Jabites et al. (2010). En este trabajo se incluye también un resumen del experimento de calentamiento incremental ⁴⁰Ar-³⁹Ar.

4. ESTRUCTURA Y METAMORFISMO

4.1. Contexto geológico-estructural regional

El dominio de la Cordillera Septentrional-Península de Samaná consiste en un apilamiento de grandes unidades cabalgantes o mantos, que estructuran un prisma de acreción/colisión (Fig. 4.1). Para su sector oriental y en orden ascendente, las principales unidades tectónicas son: (1) un cinturón de rocas de alta-P, que comprende varias sub-unidades o mantos en la Península de Samaná, compuestos por una secuencia Mesozoica de plataforma, probablemente despegada de su basamento que no aflora; (2) un manto de tipo mélange, compuesto por rocas ofiolíticas y metamórficas de alta-P inmersas en una matriz serpentinitica, cubierto por rocas clásticas Eoceno-Oligocenas; y (3) una unidad superior compuesta por al menos dos sub-unidades, las anfibolitas y metagabros de La Cuaba inferior, y los esquistos de Puerca Gorda-El Guineal superior. El conjunto está cubierto por sedimentos siliciclásticos y carbonatados que rellenan cuencas formadas desde el Mioceno hasta la actualidad.

Todo el dominio de la Cordillera Septentrional - Península de Samaná ha sido afectado por una tectónica de gran escala de desgarres sinistros. Esta tectónica transpresiva comenzó al menos en el Mioceno medio-superior (Mann et al., 2002, 2005). Los desgarres sinistros en el dominio son generalmente considerados como el resultado de la colisión oblicua con Norte America, y ocurrió y ocurre tanto en el fore-arc como en el arc y back-arc. En este sentido, toda la isla de La Española es con posterioridad a la colisión y hasta la actualidad, más bien un cinturón transpresivo intraplaca, no un borde de placa destructivo ni un arco isla activo.

4.2. Macroestructura de la Península de Samaná

La geología de la Península de Samaná está compuesta por cuatro elementos: (1) un complejo metamórfico; (2) un grupo de unidades siliciclásticas de edad Mioceno, que se disponen plegadas y fracturadas discordantes sobre el complejo; (3) un grupo de unidades carbonatadas de edad Mioceno a Pleistoceno, que se disponen volcadas o subhorizontales sobre el complejo; y (4) un conjunto de formaciones superficiales de edad Holoceno.

El Complejo metamórfico de Samaná posee una estructura interna consistente en un apilamiento imbricado de láminas de esencialmente rocas metasedimentarias mesozoicas de alta-P. Ascendiendo en la secuencia estructural de norte a sur y separadas por zonas de falla de gran escala, estas unidades son: Filitas de Playa Colorado (FPC); Mármoles de El

Rincón (MER); Esquistos de Santa Bárbara (ESB); Unidad de Punta Balandra (UPB); y Unidad de Mármoles de Majagual-Los Cacaos (MMC). Los cortes estructurales (Fig. 4.3) y los datos de orientación de la foliación principal (Fig. 4.4 a 4.6), muestran que el apilamiento de unidades estructurales o mantos buza hacia el SE y S. Las principales características litológicas de cada unidad o manto en el apilamiento están descritas en la Tabla 4.1.

A techo de la Unidad de Punta Balandra se distingue una subunidad de espesor decamétrico (no representada en la cartografía a E. 1:50000), compuesta por una mélangé tectónica con bloques de serpentinitas, eclogitas y metasedimentos. En el complejo aparecen además varios lentejones decamétricos de peridotitas serpentinizadas y serpentinitas, emplazados tectónicamente a lo largo de las zonas de desgarre.

La estructura general de Samaná está dominada por numerosas fallas tardías. Estas fallas son desgarres subverticales que definen un sistema geométrica y cinemáticamente relacionado con la Zona de Falla Septentrional. La Zona de Falla Septentrional discurre justo al sur de la península siguiendo una dirección ONO-ESE a O-E. Esta traza se deduce a partir de la forma de la anomalía magnética que revela su presencia bajo el área sumergida, la batimetría del fondo marino en la Bahía de Samaná, y el levantamiento tectónico de formaciones bioconstruidas holocenas que forman cayos. Su movimiento Neógeno de desgarre sinestral inverso ha producido también el levantamiento de la península y el basculamiento de las capas hacia el norte.

Tabla 4.1. Eventos estructurales en las unidades o mantos del Complejo de Samaná

<i>Evolución Tectónica</i>	<i>Unidad</i>	<i>Estructuras y Fábricas</i>	<i>Características</i>	<i>Metamorfismo</i>	<i>Antecedentes</i>
D1	UPB	S1 relicta	Si recta, sigmoidal o helicítica en porfiroblastos Grt	M1, sin-, tardi- y post-D1	D1 (a)
Deformación pervasiva	ESB	Venas de cuarzo y calcita	Micropliegues D1	Esquistos azules a eclogitas	
Régimen compresional	MER y FPC	Subparalela a la estratificación	Posiblemente preservada en MER localmente	Aumento progrado de P-T. M1 aumenta de NNE a SSO	
D2	MMC	S2 NO-SE, buz. SO	Foliación principal en el Complejo	M2, sin- y tardi-D2	D2 (a)
Pervasiva y heterogénea	UPB	Pliegues D2 ONO-ESE a NO-SE todas escalas	S2 de crenulación	Esquistos azules a verdes	
Régimen compresional	ESB	L2 mineral/estiramiento, ONO-ESE a O-E	S2 bandeado tectónico o composicional	Descompresión y enfriamiento	
	MER	Sentido de cizalla de techo al ENE-E-ESE	Pliegues D2 de escala kilométrica vergentes al NE	Ligero calentamiento techo ESB bajo UPB	
	FPC		Tren de pliegues antiformal-sinormal asimétricos y vergentes al NE en MER	Calentamiento techo UPB bajo mélange serpentinitica?	
tardi-D2		S2-L2 milonítica ONO-ESE a O-E		M2 a M3	
Contactos unidades		L2 de orientación N-O a NO-SE	Despegues (thrust) en planos inversos en MER y FPC		
Régimen compresional		Sentido de cizalla de techo al N y SE	Emplazamiento <i>out-of-sequence</i> de UMC?		
D3	M1	S3 de crenulación espaciada, bandeado muy local	Plegamiento NO-SE a ONO-ESE, vergente al NE	M3	
Poco penetrativa		S3 NO-SE a O-E, buz. NE y SO	Pliegues de abiertos a apretados plano axial subhorizontal	Esquistos verdes	
Régimen extensional		L3 de crenulación e intersección. Pliegues D3 retrovergentes	Pliegues D3 subhorizontales asimétricos de geometría chevron en esquistos		
D4		bandas de deformación D4 (shear bands)	Deformación dúctil-frágil preferentemente desarrollada en rocas fuertemente foliadas	M3	D3 (a)
Deformación discontinua		S4 de crenulación, bandeado muy local	ECC escala cm a m. S2 rota en planos cizalla S4 indicando desplazamiento normal	Subesquistos verdes	
Régimen extensional		Bandas N-S a NNE-SSO conjugadas con O-E a ONO-ESE	Drag-folds y pliegues en cascada asociados, espacialmente limitados por las cizallas normales		
		Buz. Medios y altos al NO y SE. Movimiento normal	Rejuego normal al SO contacto base MMC. Zonas falla cataclásticas		
D5	M1	Pliegues tardíos	Deformación frágil	sin blastesis	
		Antiformes y sinformes regionales	Estructuras menores. Fracturación		
		pliegan S2, contactos e isogr. M2			
Zona Falla Septentrional		Zonas de falla sinestrales y sistemas de fracturas subverticales	Cataclasis	sin blastesis	
		Familias conjugadas ONO-ESE a O-E y NE-SO a ENE-OSO	Sistemas cartográficos de Riedel sinistros. Sismicidad		

(a) Joyce (1991); (b) Gonçalves et al. (2000) ; (c) Escuder-Viruete et al. (2006); (d) Sorensen et al. (1997).

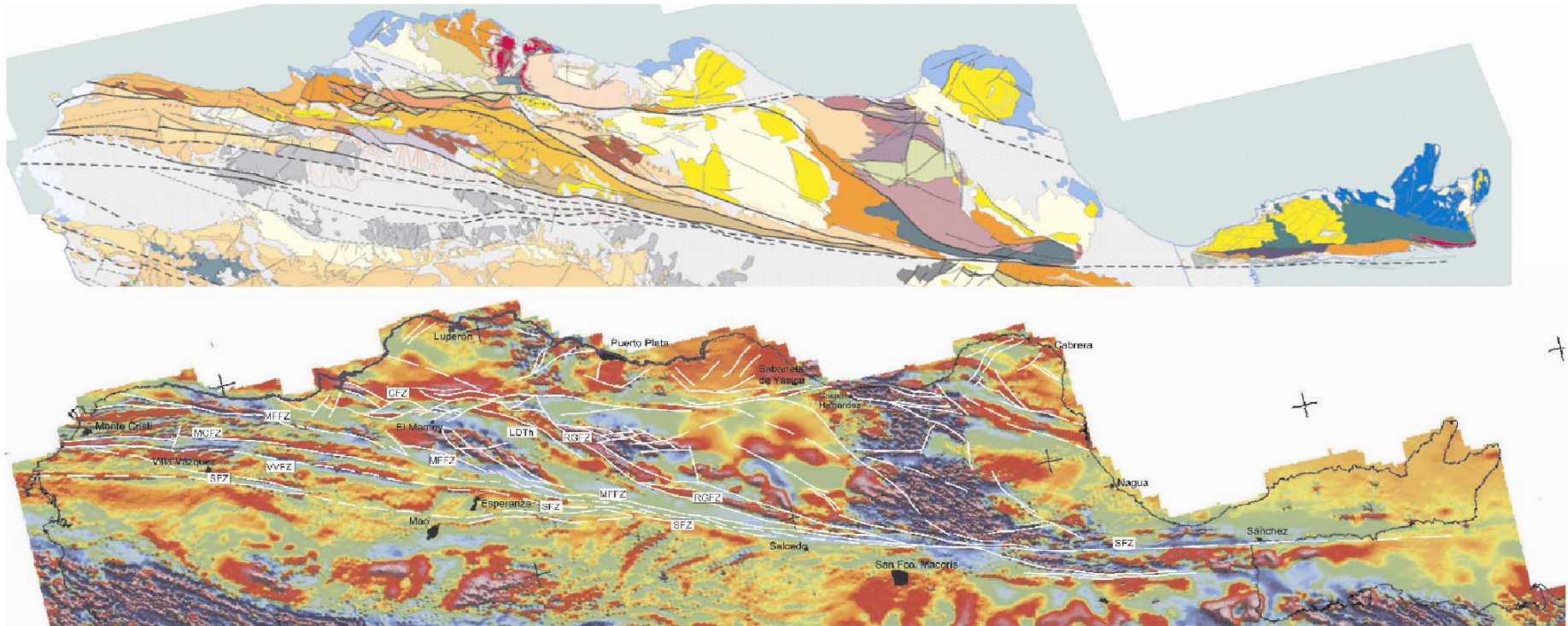


Fig. 4.1. (arriba) Mapa geológico esquemático de la Cordillera Septentrional; (abajo) Mapa magnético esquemático de la Cordillera septentrional con indicación de las principales zonas de falla y macroestructuras.

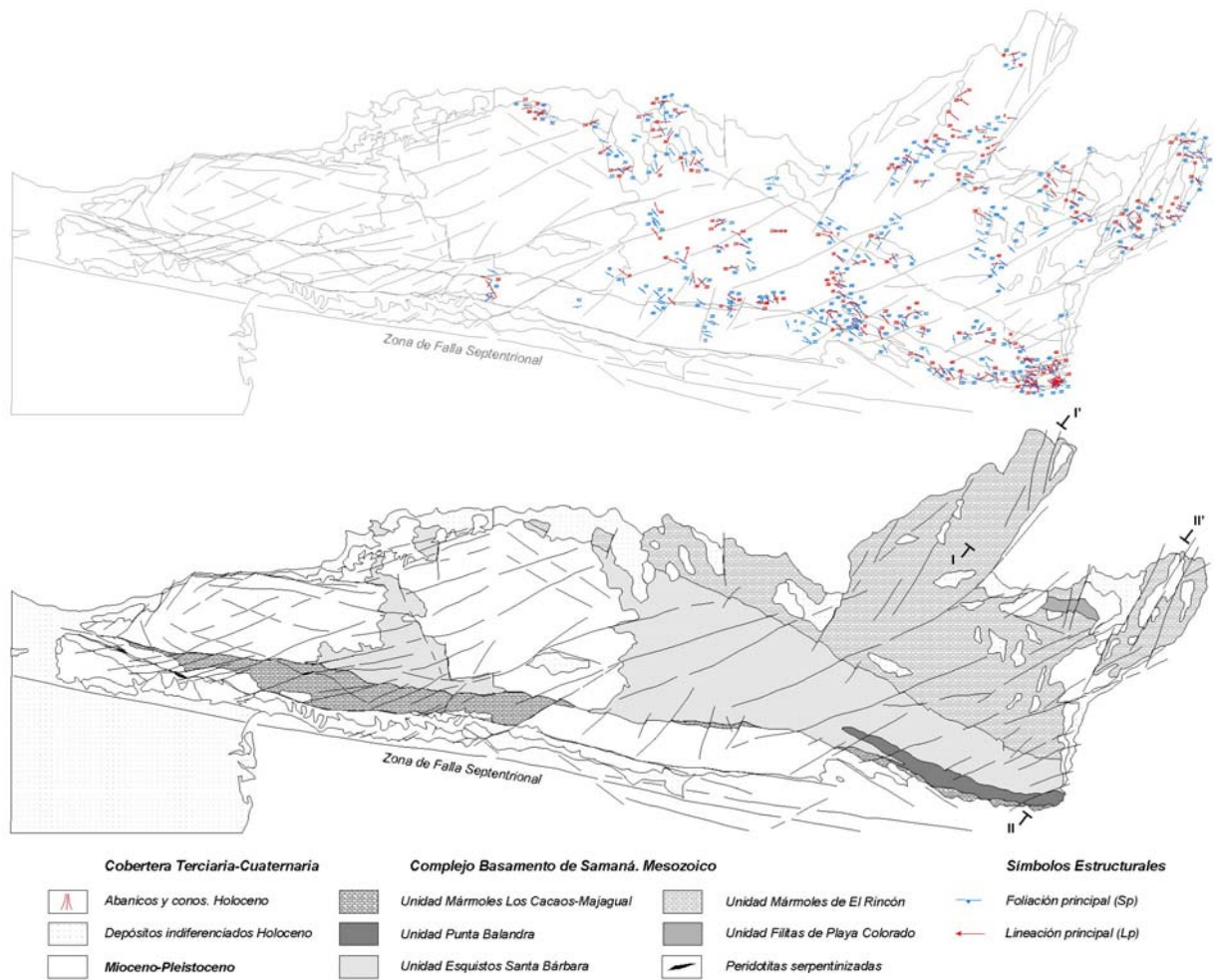
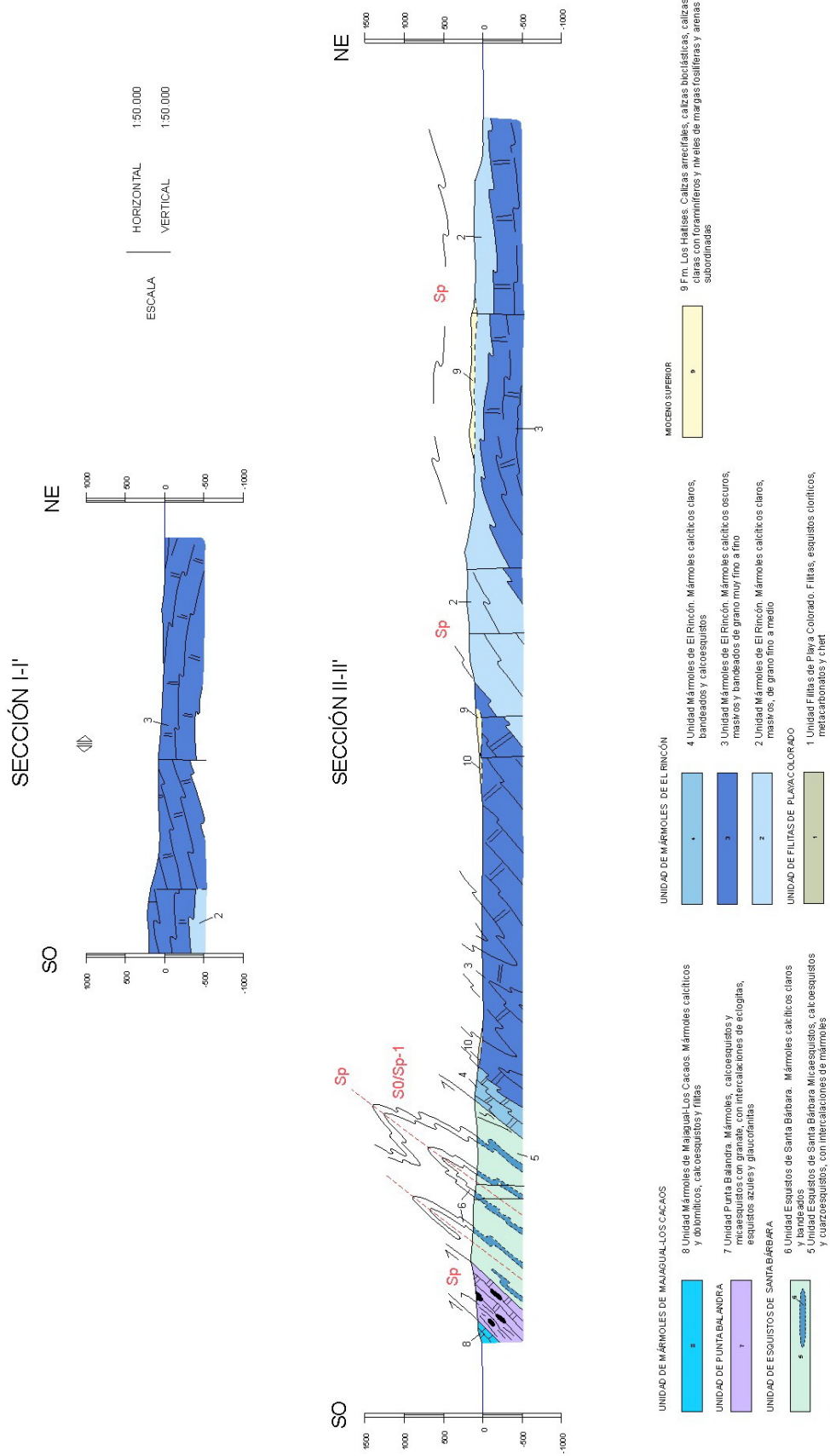


Fig. 4.2. Mapa estructural esquemático de la Península de Samaná: (arriba) símbolos estructurales; (abajo) unidades estructurales o mantos.

Fig. 4.3 (página siguiente). Corte geológico esquemático de la Península de Samaná siguiendo la transversal de Las Galeras. La situación de los cortes está indicada en la Fig. 4.2.



4.3. Estructuras e Historia Deformativa

Para obtener la historia deformativa la Península de Samaná se realizaron detallados estudios estructurales a la mesoescala, tanto en las zonas de contacto como en el interior de todas las unidades o mantos que constituyen el complejo metamórfico, así como la covertera de rocas sedimentarias Neógenas. En base principalmente a las relaciones microestructurales de las paragénesis minerales y los criterios de superposición de macro y mesoestructuras, se han reconocido conjuntos de estructuras formadas durante cinco principales eventos deformativos (D1-D5).

En la descripción que sigue a continuación, los datos estructurales son presentados en términos de los eventos deformativos dúctiles D1, D2 y D3, y de los eventos dúctil-frágil D4 y frágil D5 tardíos. Estos eventos deformativos son definidos y descritos en la Tabla X, así como comparados con las deformaciones previamente descritas en la zona. Las Figs. 4.4 a 4.6 incluyen la proyección estereográfica de los elementos estructurales característicos de cada evento deformativo. Para una mayor claridad, se describen en primer lugar las estructuras y fábricas (y relaciones de deformación/metamorfismo) de la deformación dúctil dominante D2, para continuar con las deformaciones anteriores y posteriores respectivamente. Las estructuras y fábricas D1 han sido intensamente modificadas y transpuestas, por lo tanto sólo se ha podido recuperar una muy limitada información sobre su geometría y cinemática.

4.3.1. Deformación D2

La deformación D2 es responsable de la foliación principal S2 (Sp) de medio a bajo ángulo de buzamiento al SO observable en gran parte del Complejo de Samaná (Fig. 4.4). Las mesoestructuras típicas de la deformación dúctil D2 incluyen pliegues asimétricos e isoclinales de ejes de dirección predominante ONO-ESE (Fig. X), a menudo con los flancos cizallados y de estilo similar, boudinage frecuentemente asimétrico de la S2 y de venas de segregación de cuarzo y/o calcita, y bandas de cizalla S-C penetrativas. La foliación S2 es a menudo una fábrica milonítica S-C de tipo II (Lister y Snoke, 1984) desarrollada en condiciones metamórficas de alta-P. La lineación de estiramiento mineral L2 visible en los planos S2, S o C es predominantemente ONO-ESE a O-E (Fig. X), con ángulos de inmersión bajos (<30°). Está marcada por los agregados elongados y rods de cuarzo, la orientación preferente de las láminas de fengita y clorita, de los agregados de mica-clorita que reemplazan a las fibras de carfolita, y las sombras de presión en torno a los porfiroblastos de lawsonita, epidota y esfena, así como por la elongación de los poiquiloblastos tardíos de

albita. Estos indicadores indican un descenso de las condiciones metamórficas de P y T durante D2 (desde la facies de esquistos azules superior a la inferior y a los esquistos verdes). Las fábricas oblicuas de forma de granos en agregados de cuarzo y las fábricas S-C indican consistentemente en todas las unidades del complejo un sentido de cizalla de techo hacia el E y NE durante D2.

Los pliegues D2 tienen una intensa lineación de estiramiento mineral paralela a sus ejes (L2, Fig. 4.5), y las fábricas de plano axial S2 contienen asociaciones minerales similares de progresiva menores P y T. Los flancos de los pliegues D2 aparecen casi invariablemente boudinados, indicando generalmente su orientación y asimetría (Hanmer y Passchier, 1991) una dirección de extensión dirigida al SE paralela a los ejes de los pliegues.

Las trazas de la fábrica S2 son regionalmente paralelas a los contactos entre unidades estructurales o mantos del complejo, por lo que su apilamiento se interpreta fue durante D2. Sin embargo, hacia el contacto entre unidades y durante los estadios avanzados de D2 se han desarrollado zonas de cizalla dúctil retrógradas de espesor de decamétrico a hectométrico. Estas zonas se caracterizan por el desarrollo superpuesto de una S2 muy penetrativa y de menor tamaño de grano, bandas de apretado plegamiento cilíndrico a no cilíndrico, intenso boudinage asimétrico y una muy penetrativa lineación de estiramiento L2, de dirección NNO-SSE a N-S y NNE-SSO (Fig. 4.4) e inmersión al S de bajo y medio ángulo. Las sombras de presión asimétricas en torno a porfiroclastos de granate, glaucofana, lawsonita, epidota, fengitas ricas en Si, y biotita indican la estabilidad de asociaciones minerales propias de la facies de esquistos verdes. En la fábrica S2 tardía los indicadores cinemáticos establecen un uniforme sentido de cizalla paralelo a la L2 de techo hacia el N y NNE.

4.3.2. Deformación D1

Aunque el apilamiento de unidades tectónicas y gran parte de la deformación y plegamiento observado en el campo son consecuencia de la deformación D2, en el complejo observan meso y microestructuras que predatan a la D2 y tuvieron lugar bajo condiciones de alta-P. Sin embargo, la distinción entre ambos eventos deformativos no ha podido ser claramente establecida, debido en particular a la similitud cinemática entre ambas deformaciones y del hecho de que D2 también comenzó durante las condiciones metamórficas de alta-P.

Un ejemplo de ello es el plegamiento a gran escala que afecta a la secuencia litoestratigráfica que constituye los Mármoles de El Rincón, que probablemente se inició durante la deformación D1, pero que continúa durante D2. La macroestructura consiste en un tren de pliegues D2 que pliega a una foliación S1 subparalela al bandeo composicional, compuesto por antiformes y sinformes asimétricos de flancos normales largos e inversos cortos, a menudo separados por pequeños cabalgamientos. Asociadamente a estos planos de cabalgamiento y al contacto con la Unidad de Filitas de Playa Colorada se forma una S2 de crenulación y transposición.

En el resto de las unidades del Complejo de Samaná, las estructuras e indicadores cinemáticos D1 están en gran medida superpuestas y obliteradas por las fábricas y estructuras D2. Los restos de D1 son principalmente pliegues de orientación actual para sus ejes de N-S a ONO-ESE, y vergencia hacia el N y E. Al microscopio, los restos de la S1 microplegada aparecen muy frecuentemente preservados en microlitones S2, como arcos poligonales y porfiroclastos de micas pre-S2 de diferente composición químico-mineral, así trayectorias de inclusiones sigmoidales y oblicuas en el interior de porfiroclastos y porfiroblastos sin-S2.

4.3.3. Deformación D3

D3 fue una deformación discontinua mucho menos penetrativa que las previas D1 y D2. Las estructuras formadas durante la deformación D3 son pliegues de plano axial subvertical o inclinado hacia el SO, con flancos de abiertos a apretados, de escala centimétrica a kilométrica, y con ejes de dirección NO-SE a O-E y bajo ángulo de inmersión tanto al NO como al SE, esencialmente homoaxiales con la L2. La proyección estereográfica de los polos de planos de la S2 a escala de todo el Complejo, producida principalmente por el plegamiento D3, se ajusta a un plano medio de dirección N027°E y buzamiento de 84° al E, cuyo polo resulta ser un eje de dirección N297°E e inmersión de 6° al NO, que se aproxima al promedio de los ejes D3 (N308°E, 14°NO). Los pliegues D3 se caracterizan por una lineación de crenulación L3 paralela a los sus ejes, en ocasiones acompañada por la formación de una esquistosidad espaciada S3, no pervasiva, subvertical o buzando generalmente al SO ángulos medios y altos. A escala regional, los pliegues D3 de gran escala definen un conjunto de antiformes y sinformes subverticales o moderadamente vergentes al NE (Fig. 4.6), los cuales pliegan cartográficamente a la S2, los contactos entre unidades tectónicas y las isogradas del metamorfismo M2.

La distribución de las estructuras D3 está muy condicionada por el comportamiento reológico de las diferentes unidades, limitándose a ondulaciones de la S2 a escala hectométrica a kilométrica en los Mármoles de El Rincón y de Majagual-Los Cacaos competentes (Fig. 4.3), o dando lugar a pliegues de escala centimétrica a métrica más apretados y crenulaciones de las micas a la escala de lámina delgada en los Esquistos de Santa Bárbara y metasedimentos de la Unidad de Punta Balandra.

4.3.4. Deformación D4

La deformación D4 es discontinua y eminentemente no-coaxial, y consiste en una esquistosidad de crenulación espaciada y no pervasiva que afecta a la foliación S2. En rocas con una fuerte anisotropía planar D4 está definida por: el arqueamiento de los planos S2 hacia planos de cizalla S4, indicando un desplazamiento normal; el generalmente pequeño aplastamiento de estructuras preexistentes, como pliegues D2 y D3; el microbodinage asimétrico a lo largo de bandas de deformación y cizalla D4; la formación de pliegues D4 de escala centimétrica-decimétrica; y por la cristalización de venas sin-D4 de cuarzo y/o calcita poco deformadas.

Los planos de esquistosidad S4 son poco penetrativos y se desarrollan en *shear bands* dúctiles y dúctil-frágiles. A escala de afloramiento, los sistemas de cizallas D4 se asemejan a una esquistosidad de crenulación extensional de espaciado decimétrico. Las cizallas D4 aparecen en familias N-S a NNE-SSO, de entre 10 y 60° de buzamiento tanto al O como al E, y de desplazamiento normal. La familia conjugada O-E a ONO-ESE, de alto ángulo de buzamiento (>60°) generalmente hacia el N y NE, resulta muy común en las unidades de Punta Balandra y de Esquistos de Santa Bárbara. En las cizallas, el ángulo entre S4 y los planos S2 es generalmente alto (típicamente 40°). Frecuentemente, se observa en los planos S4 una lineación de estiramiento L4 de dirección O-E a NO-SE y N-S a ENE-OSO, respectivamente para cada familia conjugada, marcada por pequeños agregados de granos de cuarzo. La fengita recristaliza en ocasiones a lo largo de las superficies de deslizamiento. Los indicadores cinemáticos indican predominantemente un sentido de cizallamiento dirigido al ONO y al N, con un movimiento normal para el bloque superior durante D4. En algunos afloramientos, los sistemas conjugados intersectan en una dirección subhorizontal (Fig. 4.6), cuya perpendicular indica aproximadamente una dirección de extensión NNE-SSO o ONO-ESE.

En los metasedimentos de las unidades de Punta Balandra y de Esquistos de Santa Bárbara los pliegues D4 son relativamente abundantes. Estas estructuras son asimétricas, de geometría angular (*chevron*), de plano axial subhorizontal, los cuales se organizan a menudo en cascada, limitados espacialmente por planos de deslizamiento normal S4, y sin una fábrica obvia de plano axial. La orientación de los ejes es variable y a menudo los planos axiales están ocupados por zonas de falla dúctil-frágiles verdes y bandas cataclásticas. En la Fig. 4.5 se observa como son de bajo ángulo de inmersión y se organizan en dos sistemas de direcciones ONO-ESE y NNE-SSO, subparalelos a las direcciones predominantes de intersección entre S2 y S4. Las zonas donde se localiza la deformación extensional D4 se caracterizan por una mayor densidad de segregaciones metamórficas con minerales de la facies de los esquistos verdes inferior. La deformación por cizalla D4 y el movimiento normal debieron ser todavía activos cuando las rocas entraron en el dominio frágil, como indica la existencia de superficies estructurales de despegue de escala hectométrica a kilométrica, que truncan a las macroestructuras D3, localizadas hacia el contacto basal de la unidad de Punta Balandra.

4.3.5. Deformación D5

La deformación D5 es consiste en la formación de pliegues tardíos de gran radio, que rotan a todas las estructuras anteriores, así como a las rocas sedimentarias Terciarias. Se trata de una deformación frágil sin desarrollo asociado de foliación ni de blastesis. Los pliegues D5 son antiformal y sinformas abiertas, de longitud de onda kilométrica, de ejes subhorizontales de dirección ONO-ESE a NO-SE.

4.3.6. Transpresión asociada a la Zona de Falla Septentrional

La Zona de Falla Septentrional produce un corredor de deformación frágil de espesor entre 1 y 3 km localizado en la costa meridional de la Península de Samaná. Este corredor afecta a los materiales metamórficos y a las rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas Terciarias y Cuaternarias. El corredor está definido por un sistema de desgarres subverticales de dirección predominante ONO-ESE a O-E, y un movimiento senestral tanto inverso como normal, producidos por saltos o relevos tanto compresionales como extensionales al transferirse el desplazamiento de un desgarre individual a otro. No obstante, el sistema desgarre senestro produce una elevación neta del bloque septentrional y hundimiento del meridional.

La estructura frágil general del resto de la Península de Samaná está dominada por numerosas fallas tardías. Estas fallas constituyen zonas de falla y sistemas de fracturas subverticales, agrupables en dos familias conjugadas de muy diferente desarrollo: la familia predominante senestral ONO-ESE a O-E y NNE-SSO-NE-SO a ENE-OSO; y la familia subordinada dextral NO-SE a NNO-SSE. Todas estas estructuras subverticales definen un sistema geométrica y cinemáticamente relacionado con la Zona de Falla Septentrional. Probablemente, la Península de Samaná constituye en su conjunto un bloque elevado dentro de un sistema Riedel senestro de gran escala, situado entre dos grandes zonas de falla: la Zona de Falla Septentrional al sur y la zona de deformación asociada a la Fosa de Puerto Rico-La Española.

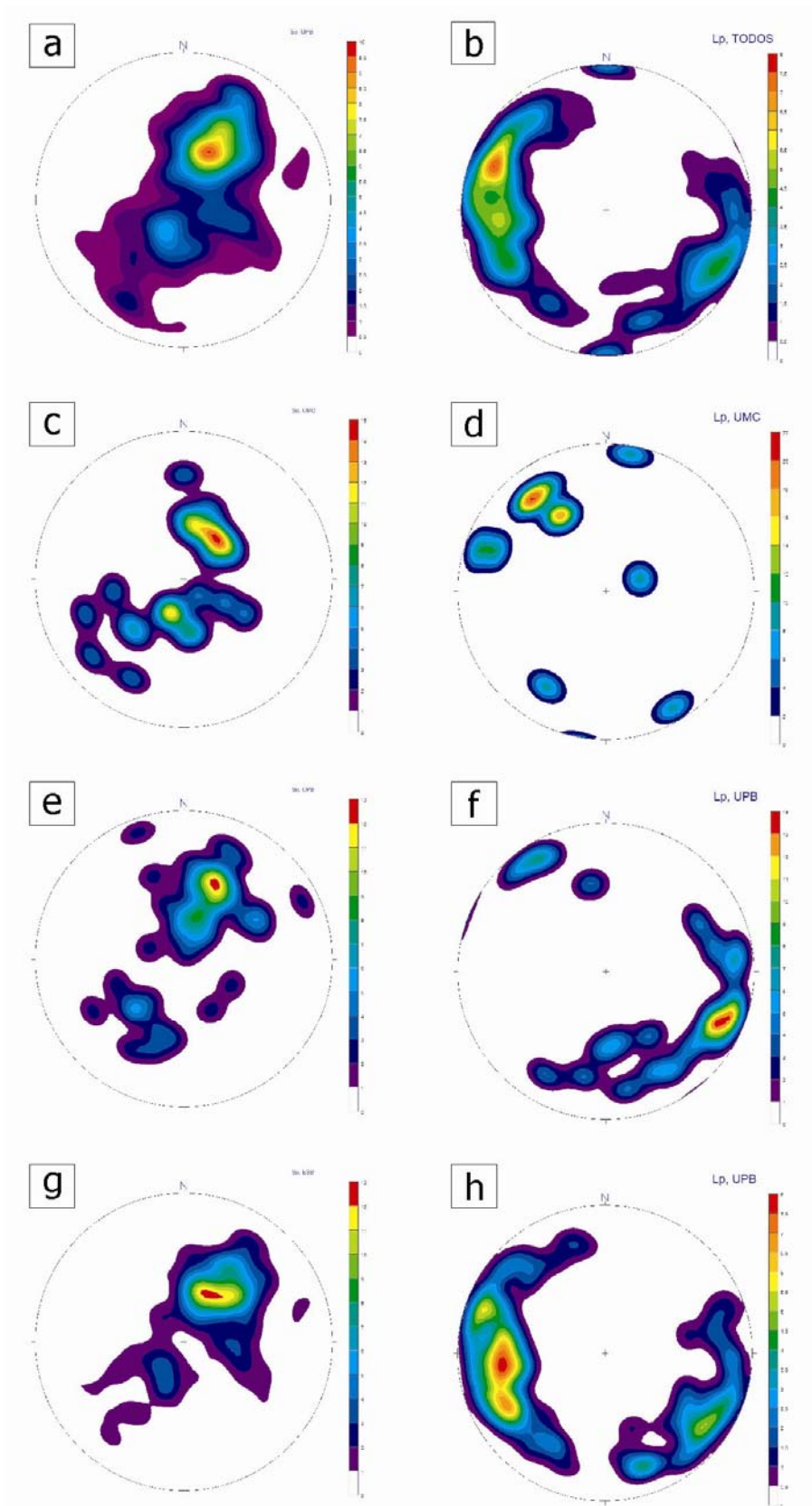


Fig. 4.4. Diagramas de densidad de polos de los elementos estructurales que caracterizan a cada evento deformativo en cada unidad. Sp=S2; Lp=L2.

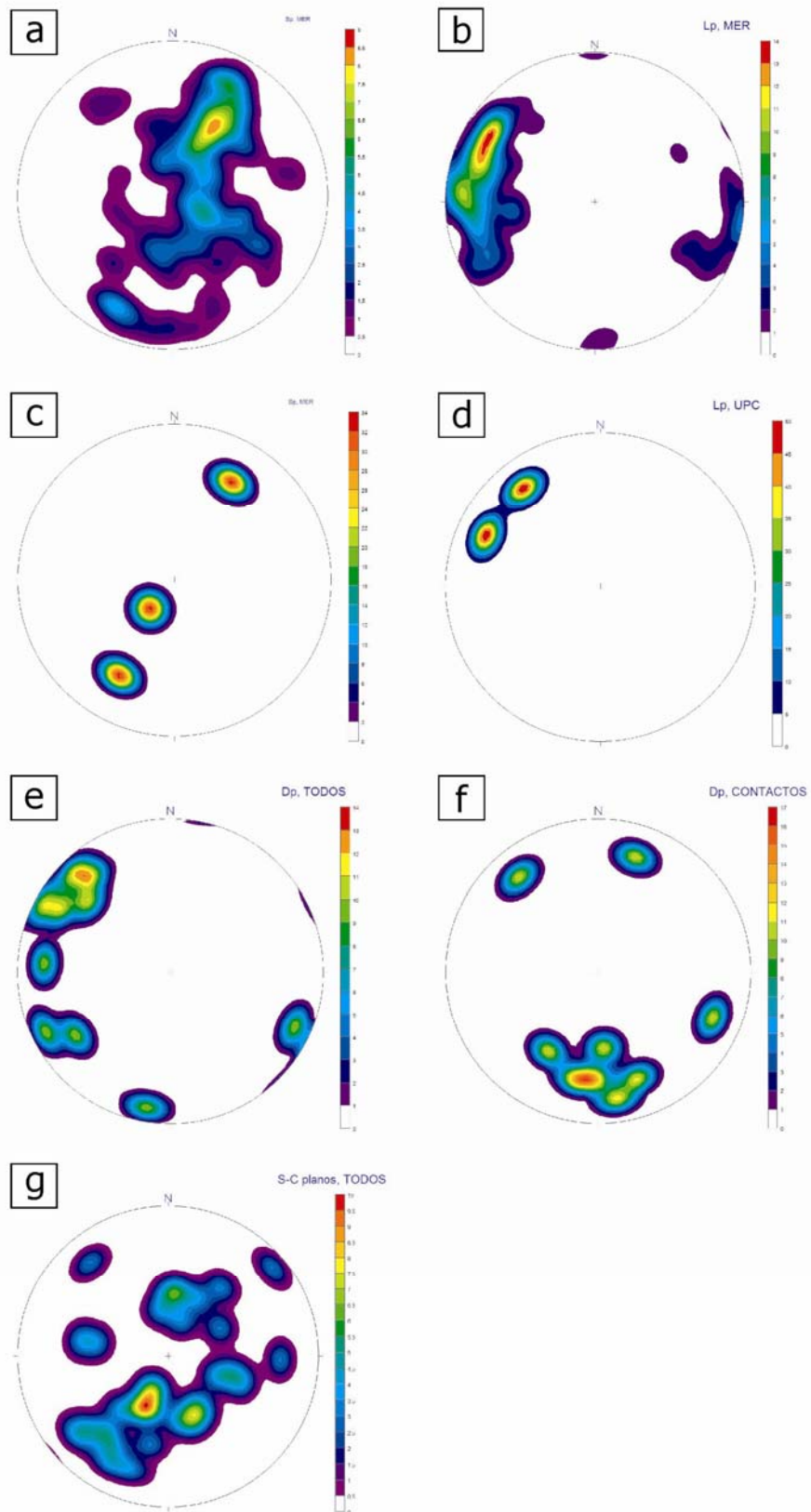


Fig. 4.5. Diagramas de densidad de polos de los elementos estructurales que caracterizan a cada evento deformativo en cada unidad. Dp=Pliegues D2. Planos S-C=D4

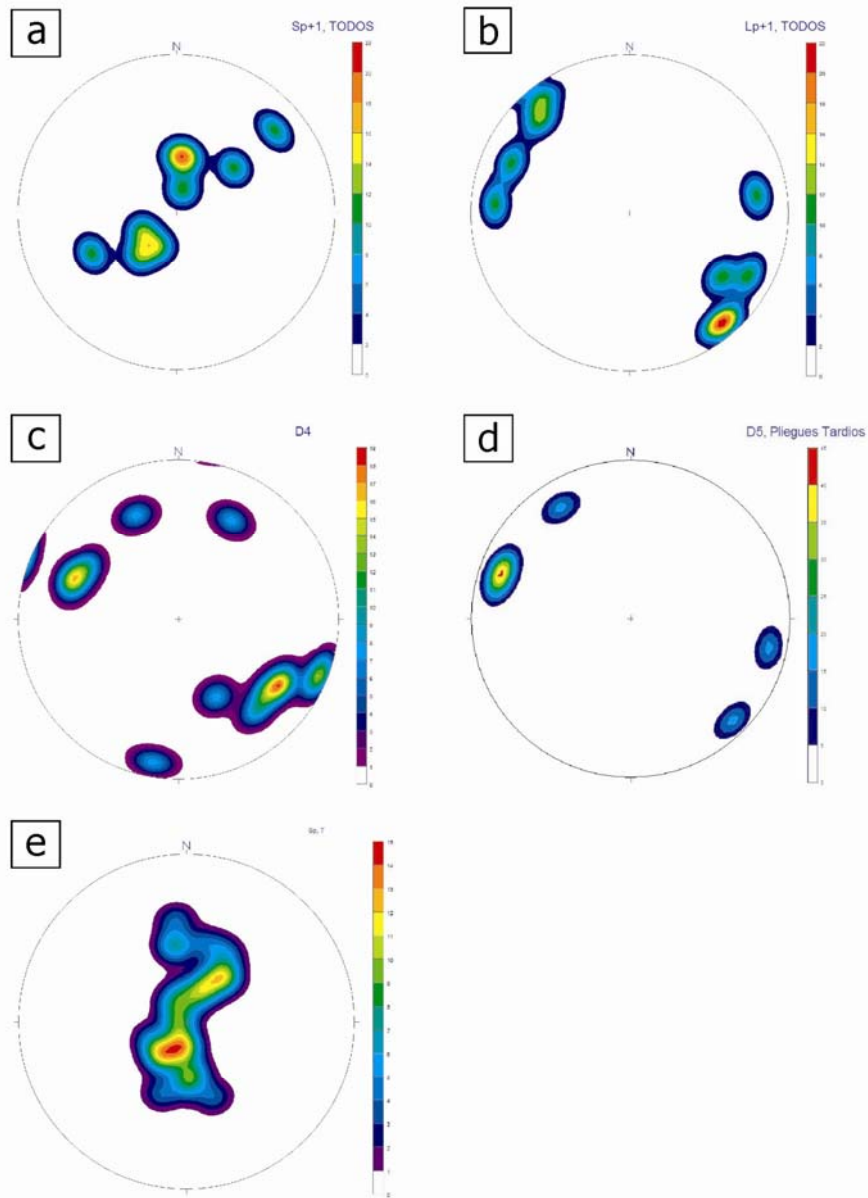


Fig. 4.6. Diagramas de densidad de polos de los elementos estructurales que caracterizan a cada evento deformativo en cada unidad. Sp+1=S3; Lp+1=L3.

4.4. Metamorfismo

4.4.1. Asociaciones minerales metamórficas

Las asociaciones minerales diagnósticas en cada sistema composicional litológico están recogidas en la Tabla 4.2, así como definidas formalmente en el Anexo IV. Un mapa metamórfico esquemático para la Península de samaná está recogido en la Fig. 4.7. La evolución metamórfica seguida por cada unidad estructural y las condiciones de presión y temperatura (P-T) máximas alcanzadas (Tabla 4.2), permiten establecer un metamorfismo de la facies de los esquistos verdes inferior transicional a la superior para las Filitas de Playa Colorado y Mármoles de Majagual-Los Cacaos, de los esquistos verdes superior y esquistos azules para los Mármoles de El Rincón, de los esquistos azules en los Esquistos de Santa Bárbara, de los esquistos azules superior en los niveles estructurales más altos de esta última unidad, y de la facies eclogítica en la Unidad de Punta Balandra.

Por lo tanto, en el apilamiento de unidades estructurales de alta-P que constituye la Península de Samaná, las condiciones metamórficas P-T máximas aumentan estructuralmente hacia arriba. En consecuencia, la secuencia de unidades apiladas establece un gradiente metamórfico invertido. Sin embargo, existe una pronunciada ruptura metamórfica (de hasta 10 kbar) hacia menores presiones y temperaturas a la base de la Unidad de Mármoles de Majagual-Los Cacaos.

Como ha sido descrito microestructuralmente, en todo el Complejo de Samaná las asociaciones minerales de mayor P se desarrollaron durante el primer evento deformativo o D1 y son por tanto designados como M1. La foliación asociada S1 está definida en las metapelitas por láminas de fengita y clorita, y fue sobrecrecida porfiroblásticamente por lawsonita, cloritoide y granate durante un evento de crecimiento de tardi-S1 a estático post-S1, relacionado con un aumento isobárico de la temperatura. En los niveles estructurales más bajos, las condiciones metamórficas de alta-P están indicadas por la presencia de ferro-magnesiocarfolita y/o cloritoide en las metapelitas ricas en Al y de lawsonita en las ricas en Ca, así como por ferro-glaucofana en las metabasitas. La carfolita se preserva como fibras incluidas en el cuarzo, frecuentemente de segregación metamórfica sin-D1 (microplegadas por D2). Estas asociaciones minerales indican condiciones de la facies de los esquistos azules. En los niveles estructurales más altos, la carfolita sólo aparece como relictos pseudomorfizados por fengita, clorita y subordinada paragonita.

Durante la deformación D2, las asociaciones de alta-P de M1 fueron reemplazadas por las asociaciones de M2, descompresivas a la facies de los esquistos azules y la transición a los esquistos verdes en todas las unidades del Complejo de alta-P. Típicamente, estas asociaciones están definidas en metapelitas y calcoesquistos por láminas orientadas de fengita, clorita y paragonita, que alternan con microdominios ricos en cuarzo y/o calcita definiendo el bandeo composicional S2. Las metapelitas ricas en Ca son generalmente ricas en lawsonita. Aunque no se ha podido precisar la ubicación de la isograda con mucho detalle, la carfolita es reemplazada por cloritoide y cuarzo durante D2. Sin embargo, en los niveles estructurales más altos de los Esquistos de Santa Bárbara la formación progada a partir de la lawsonita de epidota y glaucofana en los planos de la S2, la cual define la transición de la facies esquistos azules con lawsonita a los de epidota, indica que las temperaturas más elevadas tuvieron lugar durante M2, que experimenta un ligero calentamiento durante la descompresión bajo la unidad de Punta Balandra. En momentos tardi-S2, la glaucofana y epidota son reemplazadas por la asociación de la facies esquistos verdes de albita, anfíbol tremolítico y clorita.

La evolución metamórfica descompresiva acompañada de enfriamiento continúa con la superposición del evento metamórfico M3, que se caracteriza por la formación subsecuente de asociaciones minerales propias de la facies de los esquistos verdes, principalmente asociadas a los planos de las fábricas S3 y zonas de cizalla D4 retrógradas de distribución espacial heterogénea.

Las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas en glaucofanas y fengitas de las eclogitas de la Unidad de Punta balandra indican la retrogradación y levantamiento de la unidad principalmente durante el Eoceno al Oligoceno Superior (Catlos y Sorensen, 2003). Como las edades de enfriamiento obtenidas por Escuder Viruete et al. (2004) fueron en fengitas de la fábrica fábrica S2-L2 desarrollada en las eclogitas y la temperatura de cierre de la fengita es de ~350-450 °C, estas edades registran momentos ya avanzados de la D2 en el Eoceno Superior-Oligoceno Inferior. Sin embargo, las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas en micas marrones en las filitas de la Unidad del Rincón y esquistos de la Unidad de Santa Bárbara establecen una edad Oligoceno más reciente para el metamorfismo (Proyecto Sysmism, 2010). Adicionalmente, Escuder-Viruete et al. (in prep.) obtienen edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Eoceno Medio para el de los metasedimentos semipelíticos de la Unidad de Punta Balandra que incluye a las eclogitas (T~250-350 °C), que probablemente también registran los estadios avanzados de la D2 y la D3.

Tabla 4.2. Datos metamórficos unidades estructurales o mantos Península de Samaná

Unidad	Evento metamórfico	Sistema litológico y asociación mineral	Condiciones P-T
UMC	M1	Marmol impuro: Cc+Dol+Qtz+Phg1+Chl1+Ab+Lw; Metapelita: Qtz+Phg1+Chl1+Lw+Cc	P=3-6 kbar y T<300°C (no Arag) (a), FEVI-FEVS
	M2	Marmol impuro: Cc+Dol+Qtz+Phg2+Chl2+Ab; Metapelita: Qtz+Phg2+Chl2+Ab+Sph+Cc	
UPB	M1	Metapelita: Qtz+Phg1+Chl1+Grt+Ctd+Lw+Rt+Par1	P=10/12-16/20 kbar y T>430-480°C (a)
		Marmol impuro: Cc/Arag+Dol+Grt+Qtz+Phg1+Chl1+Par1+Lw	P>8-11 kbar y T=500-600°C (d),
		Metabasita: Grt+Omp+Phg1+Chl1+NaAmph1+Lw+Rt+Par1 (a, b, c)	P=13±2 kbar y T=450±70°C (b), FEAS-FE P=22-24 kbar y T=610-625°C (c)
	M2	Metabasita: Ep+Clz+Phg2+Chl2+NaAmph+Cc/Arag+Rt+Sph+Ilm (c)	P=10-16 kbar y T=400-550°C (c)
	M3	Metabasita: Ep+Clz+Phg3+Chl3+NaAmph2+Cc+Sph+Ilm (c)	P=5-10 kbar y T=300-400°C (c)
ESB sup	M1	Metapelita: Qtz+Phg1+Chl1+Mn-Grt+Ctd+Lw+Par1+Rt+Sph	P=8-12 kbar y T=300-450°C (a)
		Marmol impuro: Cc/Arag+Dol+FeGln+Qtz+Phg1+Chl1+Par1+Lw	FEAS
		Metabasita: FeGln+Ep+Phg1+Chl1+Lw+Rt+Sph+Par1 (a, c)	P=7,5±2 kbar y T=320±80°C (b)
	M2	Metapelita: Qtz+Phg2+Par2+Sph+Ep+Ab+Bt+Hem Marmol impuro y calcoesquisto: Cc/Arag+Dol+Qtz+Phg2+Chl2+Par2+Ep+Bt Metabasita: Act+NaCaAmph+Ep++Phg2+Chl2+Sph+Par2 (a, c)	
ESB	M1	Metapelita: Qtz+Phg1+Chl1+Fe-MgCar+Lw+Ab+Par1+Sph+Hem+Ilm	P=4-8 kbar y T=250-350 (a)
		Marmol impuro: Cc/Arag+Dol+Qtz+Phg1+Chl1+Par1+Lw+Sph	FEA
		Metabasita: Act+Phg1+Chl1+Lw+Ab+Pmp+Sph (a, c)	
MER	M1	Marmol impuro: Cc+Dol+Qtz+Phg1+Chl1+Lw+Sph	FEA-FEVS
		Metapelita: Qtz+Phg1+Chl1+Lw+Ab+Sph+Hem	
		Metabasita: Act+Phg1+Chl1+Lw+Ab+Pmp+Sph (a, c)	
FPC	M1	Metapelita: Qtz+Phg1+Chl1+Lw+Ab+Hem	FEVI-FEVS

(a) Joyce (1991); (b) Gonçalves et al. (2000) ; (c) Escuder-Virueite et al. (2006); (d) Sorensen et al. (1997).

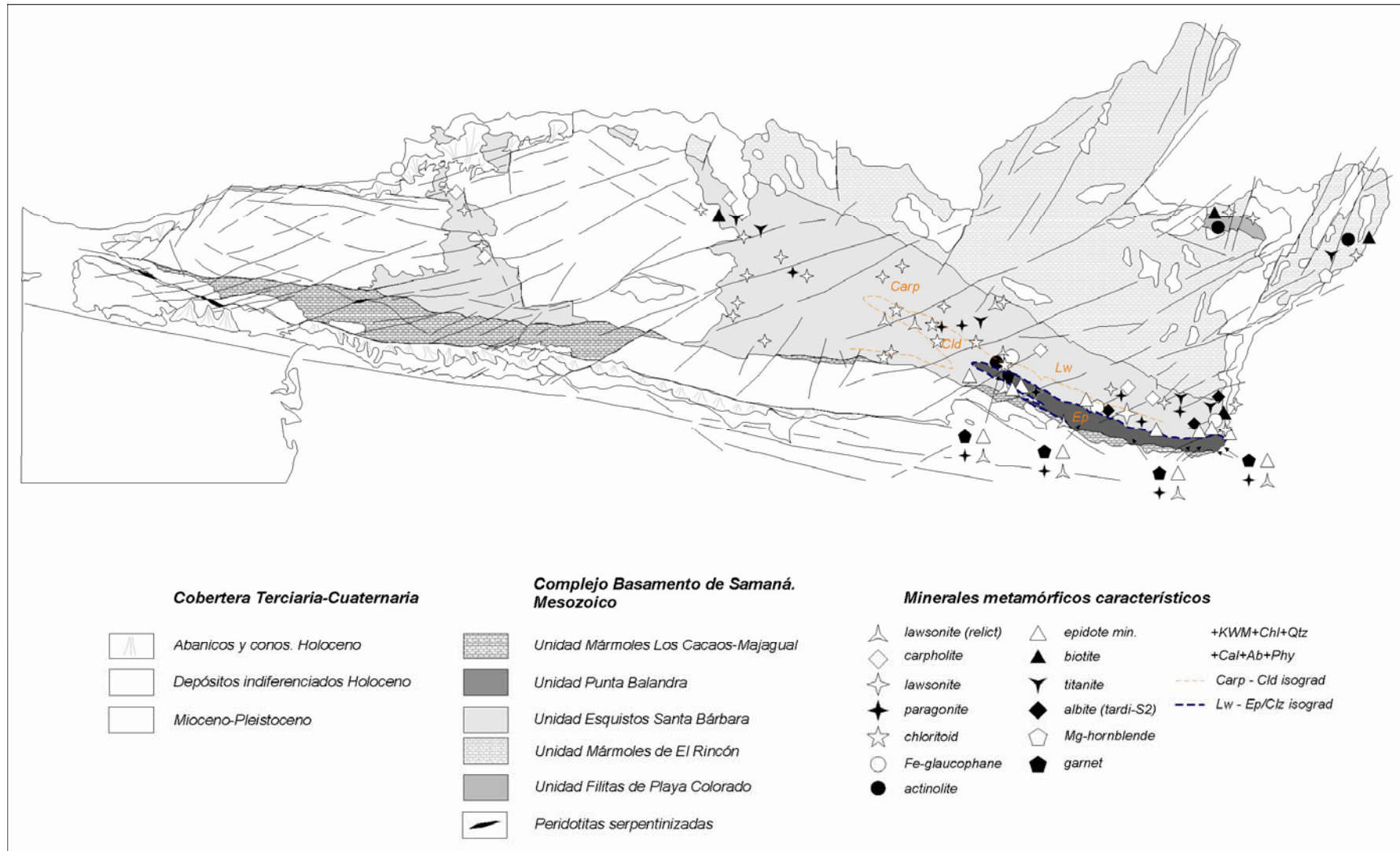


Fig. 4.7. Mapa metamórfico esquemático de la Península de Samaná (Escuder Viruete et al., 2010, submitted).

4.4.2. Puntos y Trayectorias metamórficas P-T

Para la obtención de puntos y trayectorias P-T que permitan reconstruir la historia tectonometamórfica de cada unidad del Complejo de Samaná, se realizaron análisis minerales mediante microsonda electrónica para obtener la composición de las fases minerales de interés, se realizaron cálculos termobarométricos mediante el método multiequilibrio (TWQ), y se construyeron diagramas de fase en los sistemas KFMASH y CaFMASH, válidos para metapelitas ricas en Al y Ca, respectivamente. Los detalles relacionados con los datos termodinámicos y propiedades de la solución sólida utilizados en los cálculos termobarométricos y en la construcción de diagramas petrogenéticos de fases, están descritos en el Anexo IV.

Las condiciones P-T del pico térmico fueron estimadas para las diferentes unidades y niveles estructurales presentes en el Complejo de Samaná, las cuales están recogidas en la Tabla 4.2 y representadas en la Fig. 4.8 y 4.9. Las condiciones P-T para el estadio del pico térmico metamórfico varía en función de la unidad estructural, graduando desde la facies de los esquistos azules inferior en las unidades de Mármoles de El Rincón (12-13 kbar para 320-340 °C) y en la parte baja de la de los Esquistos de Santa Bárbara (15-17 kbar para 375-400°C), a la facies de los esquistos azules superior en la parte alta de los Esquistos de Santa Bárbara (17-19 kbar para 400-450°C), a la facies eclogítica en la unidad de Punta Balandra (18-22 kbar para 450-500 °C). La parte estructuralmente más alta de la unidad de Punta Balandra, con restos de mélanges serpentínicas, pudo alcanzar incluso condiciones P-T superiores. En la Fig. 4.9 se incluye la trayectoria P-T obtenida para estas eclogitas de los niveles estructurales más altos por Escuder Viruete et al. (2006). La unidad de Majagual-Los Cacaos supone una ruptura en la secuencia tectonometamórfica y alcanza unas condiciones transicionales entre la facies de los esquistos verdes y azules inferior (7-8 kbar para 300-325°C).

Estas estimaciones del pico P-T evidencian un progresivo aumento de la presión (hacia el S y SO) en el Complejo de Samaná estudiado, sin significativos saltos de presión, excepto en el contacto con la unidad de Majagual-los Cacaos. Estas estimaciones son más altas que las realizadas previamente por Joyce (1991). Aunque existen ciertas incertidumbres en los datos termodinámicos de las fases minerales utilizadas y en el contenido en Fe³⁺ de las cloritas y fengitas, que dan lugar probablemente a errores de unos 2 kbar en las presiones absolutas, la posición relativa de las condiciones P-T y las trayectorias resultantes deben ser correctas. Por otro lado, las estimaciones P-T derivadas de los cálculos TWQ son consistentes con las redes petrogenéticas calculadas con Theriak-Domino.

Las estimaciones P-T para el Complejo de Samaná son consistentes también con las estimaciones realizadas en unidades adyacentes a lo largo y a través de la Cordillera Septentrional. Las estimaciones del pico metamórfico para las eclogitas de la parte alta de la Unidad de Punta Balandra (22-24 kbar para 600-625 °C) y los bloques de esquistos azules y eclogitas de la Mélange de Jagua Clara en el Complejo de Río San Juan (Krebs et al., 2009), definen un gradiente metamórfico simple (progrado) de alta-P/baja-T de unos 8-10°C/km.

La forma de la trayectoria retrograda está limitada o restringida por las siguientes observaciones:

- En las unidades de Mármoles de El Rincón y en la parte estructuralmente baja de los Esquistos de Santa Bárbara no se ha observado la formación de cloritoide a expensas de la carfolita. La presencia de fengitas D2 y D3 con un menor contenido en Si y de cloritas de menor temperatura, indica una descompresión acompañada por un enfriamiento.
- en la parte estructuralmente alta de los Esquistos de Santa Bárbara, la deformación D2 tiene lugar a temperaturas en y por encima de la isograda del cloritoide, pero dentro del campo de estabilidad de la lawsonita. Estas condiciones son consistentes con la aparición de paragonita S2 y albita tardi- y post-S2.
- hacia el contacto de los Esquistos de Santa Bárbara con la unidad de Punta Balandra aparecen asociaciones D2 con epidota y ferro-glaucófana, de ligera mayor temperatura, preservándose relicta la lawsonita. La trayectoria de descompresión y enfriamiento es consistente con el progresivo menor contenido en Si de las fengitas en las metapelitas, y la aparición de anfíbol Ca-Na (winchita) y anfíbol Ca (tremolita-actinolita) en raras metabasitas.
- El granate y la zoisita sin-D2 aparecen en las metapelitas de la Unidad de Punta Balandra, que preservan una S1 con lawsonita y cloritoide relicta como inclusiones sigmoidales y *snow-ball* en los granates. Estas asociaciones sugieren una temperatura ligeramente superior. Los geotermómetros granate-moscovita establecen T= 398-421 °C. Sin embargo, los cálculos Theriak-Domino y el diagrama petrogenético establecen temperaturas de hasta 500-530°C. Algunas metapelitas poseen biotita tardía, pero no se ha observado ni distena ni estauroilita, por lo que la descompresión debió estar acompañada por un enfriamiento. La trayectoria P-T es consistente con la aparición de glaucófana y actinolita en las metabasitas adyacentes.

4.4.3. Metamorfismo de alta-P en el Complejo de Samaná

La aparición de un metamorfismo de alta-P caracterizado por asociaciones con lawsonita y ferro-magnesiocarfolita en las unidades estructuralmente más bajas del Complejo de Samaná, indica que los mármoles y metapelitas experimentaron condiciones metamórficas de alta presión durante la convergencia y colisión con el margen de Norte América. Los protolitos metasedimentarios de plataforma fueron enterrados a condiciones de unos 12-18 kbar y 325-425 °C. La edad más joven de este metamorfismo de alta-P y baja-T puede ser constreñida a partir de la edad paleontológica Eoceno Medio-Superior de la unidad olistostrómica más baja de la 'covertera' Terciaria no metamórfica (Fm Imbert), que incluye bloques de mármoles y esquistos azules (olistolitos de la Hoja de Cabrera). Esta edad puede ser correlacionada con las edades entre 49-32 Ma (Eoceno Medio-Superior), obtenidas para la exhumación de la Unidad de Punta Balandra por el método Ar-Ar en glaucofanos y fengitas de las eclogitas y esquistos azules (Catlos y Sorensen, 2003; Escuder Viruete et al., 2006; submitted). Como se trata de una edad de enfriamiento a $T < 350^{\circ}\text{C}$ aproximadamente, la edad del pico bórico del metamorfismo y del inicio de la subducción del margen debió ser más antigua. El mecanismo responsable de este metamorfismo de alta-P es compatible con un enterramiento contemporáneo con subducción y el apilamiento de unidades estructurales o mantos en el prisma de acreción, el cual fue contemporáneo con la deformación D1. El metamorfismo retrogrado y descompresivo se puede relacionar con el levantamiento y exhumación del complejo, que temporalmente tuvo lugar durante las deformaciones D2 y D3, posiblemente ya en estadios avanzados de la colisión. Las deformaciones D4, D5 y la transgresión asociada a la Zona de Falla Septentrional tuvieron lugar en condiciones esencialmente frágiles.

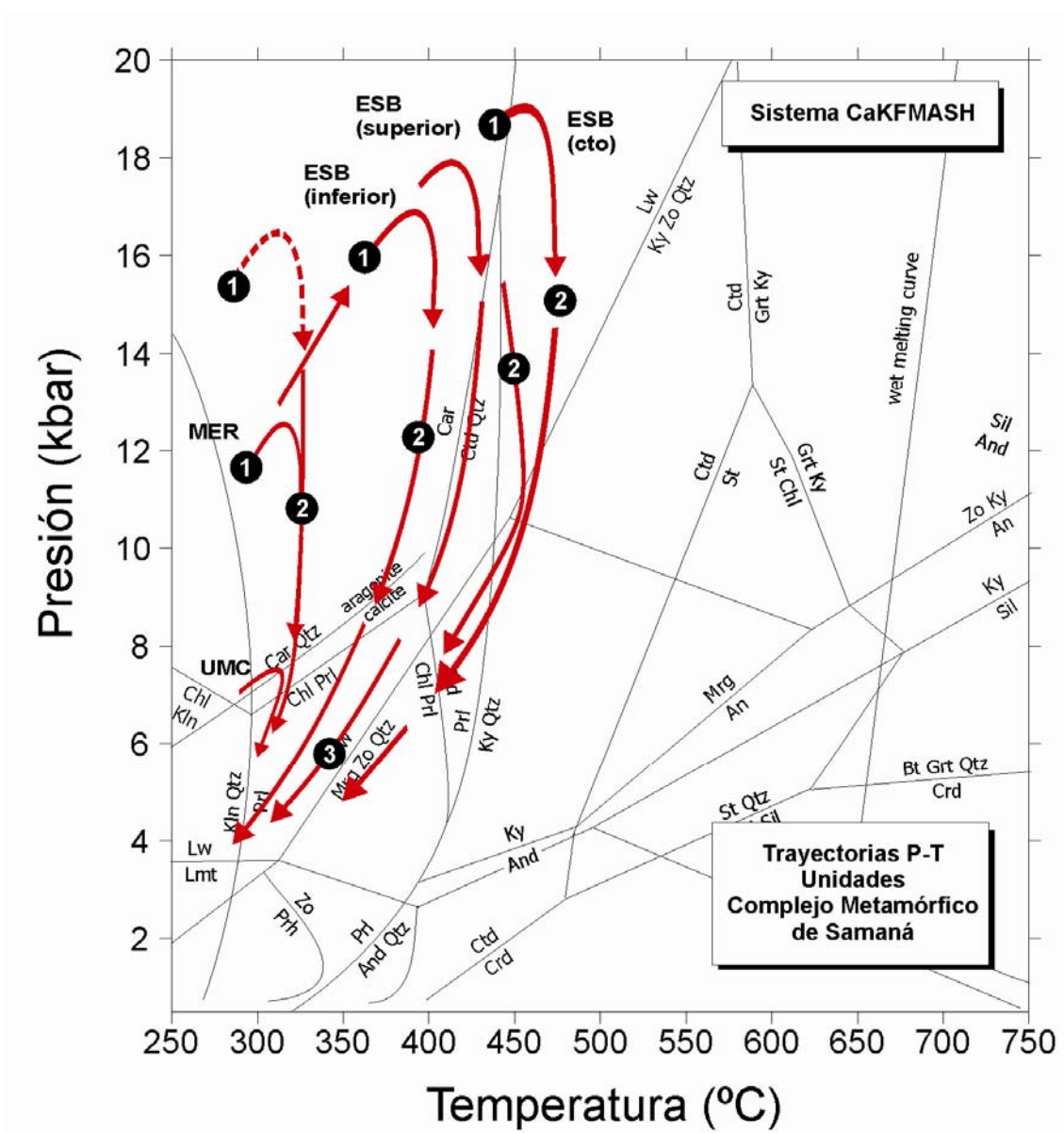


Fig. 4.8. Diagrama P-T incluyendo las principales reacciones en el sistema químico composicional modelo CaFMASH y las trayectorias P-T seguidas por las diferentes unidades estructurales del Complejo de Samaná. UMC=Unidad de Majagual-Los Cacaos; MER=Mármoles de El Rincón; ESB=Esquistos de Santa Bárbara; ESB (cto)=contacto bajo la UPB=Unidad de Punta Balandra. Eventos Metamórficos: 1=M1; 2=M2; y 3=M3.

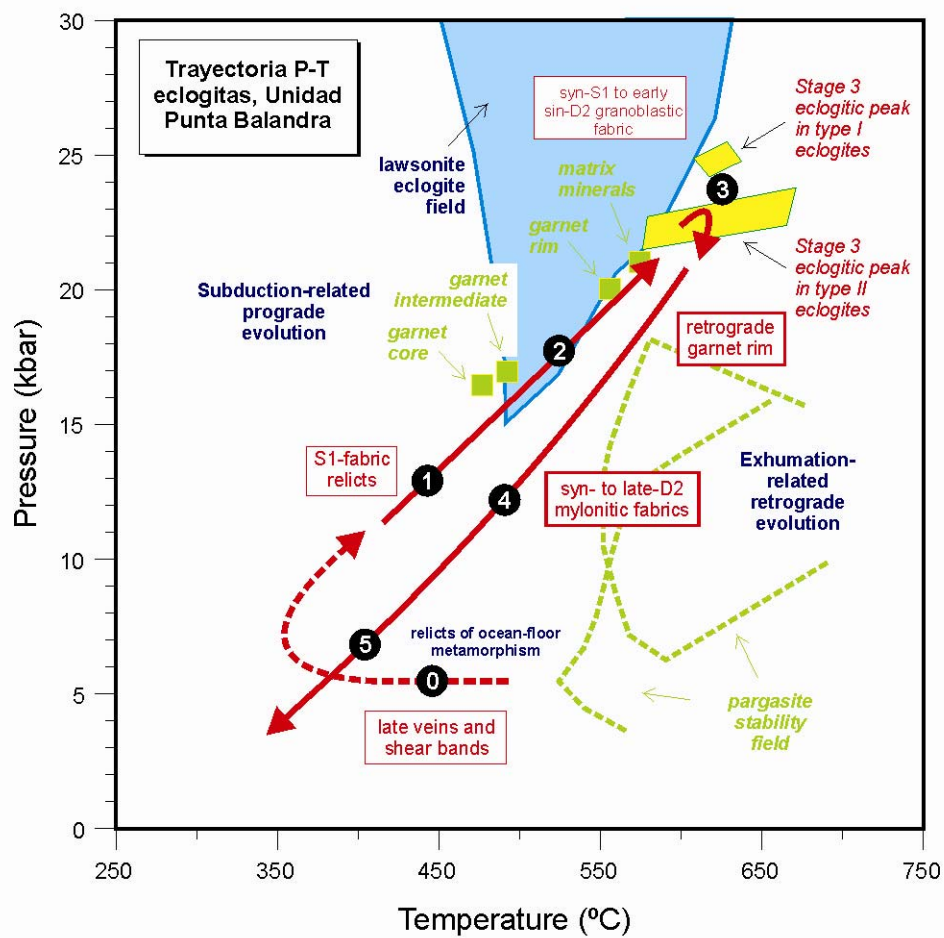


Fig. 4.9. Trayectoria P-T seguida por las eclogitas de los niveles estructurales altos de la Unidad de Punta Balandra, obtenida por Escuder Viruete et al. (2006). Los Eventos Metamórficos 0 a 5 están definidos en dicho trabajo.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. Descripción rasgos Fisiográficos

La Hoja de Las Galeras pertenece al dominio fisiográfico de la Península de Samaná. Este dominio constituye en casi en su totalidad una masa montañosa de materiales metamórficos, cuyo grupo principal de montañas se divide en “3 cerros paralelos”. (De la Fuente, 1976), sin constituir un relieve excesivamente escarpado. La Hoja de Las Galeras se sitúa en el extremo oriental de la península. Su máxima elevación está en La Meseta con 650 m de altitud. El dominio está fuertemente incidido por una densa red de drenaje, favorecida por el predominio de un sustrato de naturaleza metamórfica. En su litoral predomina la costa acantilada en el noreste y en el resto de la península la costa baja.

5. 2. Análisis Geomorfológico. Formas estructurales

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

En la Hoja de Las Galeras existe una densa red de fracturación, con una muy frecuente expresión morfológica. Las fallas con expresión morfológica se agrupan en torno a la familia principal NO-SE, NE-SSE, y otras con orientaciones cercanas a E-O. Este sistema de fallas, además de condicionar el reparto de bloques elevados o hundidos, condicionan el encajamiento de la red fluvial y la orientación preferente de la karstificación. Corresponden a fallas normales, y desgarres (fallas con salto en dirección) de longitud kilométrica. Entre ellas la más importante es la Zona de Falla Septentrional situada al sur de la península, con una dirección ONO-ESE a O-E, que presenta un movimiento neógeno de desgarre sinistral inverso, produciendo el levantamiento de la península (escarpe de falla con indicación de bloque hundido) y un basculamiento de las capas hacia el norte.

El modelado de la Península de Samaná es el producto de una larga evolución geodinámica presidida por procesos, sedimentarios y tectónicos desde el Cretácico al Mioceno. Desde el Mioceno hasta la actualidad los procesos tectónicos volvieron a generar un relieve positivo sobre el que han actuado, con mayor o menor efectividad, diversos procesos morfogenéticos modeladores, destacando los de carácter fluvial, marino-litoral y meteorización química. En el caso de la Bahía de Samaná, su modelado es el producto de

procesos tectónicos y sedimentarios recientes (rellenos sedimentarios marino-continentales) acaecidos a lo largo del Terciario-actualidad.

Puede remarcarse que la evolución más reciente del modelado en toda la Hoja además de los anteriores, también han participado en la construcción del relieve actual los procesos gravitacionales y antrópicos. No obstante, tras un periodo tendente a la nivelación por la acción combinada de erosión y sedimentación, la actual tendencia fluvial es la erosión fluvial remontante e incisión de las redes de drenaje. Esta tendencia implica que el relieve de la zona, y en general el de la Isla La Española, presenta un levantamiento tectónico activo, un nivel de base de los ríos más bajo que hace miles de años y una dinámica de retroceso en las vertientes.

En el estudio del modelado de la Hoja de Las Galeras se reconocen formas gravitacionales, fluviales y de escorrentía superficial, lacustres y endorreicas, marinas-litorales, por meteorización química y antrópicas.

Formas gravitacionales. Pese a los desniveles existentes en el ámbito de la Península de Samaná no se trata de formas muy extendidas, ya que el importante retroceso de las vertientes y la intensa dinámica fluvial actúan en contra de su preservación y provoca su permanente evolución. Las formas más frecuentes y cartografiadas en la zona norte de la Hoja son coluviones, deslizamientos, movimientos de masa complejos, flujos, derrumbes y laderas con reptación.

Formas fluviales y de escorrentía superficial. Son formas tanto erosivas como sedimentarias, constituyendo una buena parte de la superficie de la depresión de El Valle, así como una amplia zona de la península entre la Punta El Bufadero al oeste, hasta Los Róbalos al sureste y El Limón al norte. Es decir, en general se encuentran en las zonas donde el sustrato no es carbonatado. Destaca la extensión de los abanicos aluviales de baja pendiente situados en la península, al sur del relieve originado por la Falla Septentrional entre las localidades de Majagual (al E) y Los Cocos (al O), los cuales presentan un dispositivo coalescente. Así como los abanicos aluviales, de alta pendiente, diseminados por los diferentes valles fluviales de la hoja. Los fondos de valle son el principal testimonio de la actividad sedimentaria de la red fluvial actual, son formas estrechas y alargadas que coinciden con el canal de estiaje. Sus depósitos están relacionados con la alternancia de procesos fluvio-torrenciales y gravitacionales. Las formas fluviales erosivas son abundantes, entre ellas se han reconocido marcas de incisión lineal sobre los materiales mesozoicos y miocenos. La intensidad de los procesos de incisión fluvial se observa en la práctica

totalidad de la zona, dando lugar a: saltos de agua y cascadas, como las del Río Limón, en la vecina Hoja de Santa Bárbara de Samaná; rápidos, gargantas, cañones; divisorias montañosas, con representación en las zonas de mayor relieve; y cárcavas, en muchos puntos de la hoja. Además de aristas y escarpes de terraza. La red de drenaje es densa, integrada por cortos ríos y arroyos de carácter permanente debido a la elevada pluviometría.

Formas lacustres y endorreicas. Se trata de áreas pantanosas diseminadas por el norte de la Península de Samaná, destacando de oeste a este las áreas pantanosas de la Ciénaga de La Barbacoa, de la llanura costera del Río Limón, de la llanura del Río San Juan (El Valle) y las existentes en la llanura costera de Bahía Rincón. Además, al este de la localidad de Santa Bárbara de Samaná se encuentra el área pantanosa de la Bahía Carenero.

Formas marinas-litorales. Se distribuyen por toda la costa y en algunas zonas interiores de la Península de Samaná, donde se reconoce un variado cortejo integrado por playas, manglares-marismas, cordones y flechas litorales, construcciones biogénicas, deltas, acantilados, acantilados fósiles y varios niveles de plataformas de abrasión. Además, la superficie estructural degradada del techo de la Formación Los Haitises, posiblemente constituye los restos de una plataforma de abrasión, igualmente degradada. Una de las formas más extendidas del litoral son las marismas-manglares, áreas sometidas a la acción de las mareas. Dentro de ellas se han distinguido los manglares bajos o marismas bajas que son las zonas afectadas por las mareas diarias, y las marismas altas o zonas afectadas por las mareas excepcionales. De las primeras existe manglar bajo de menor entidad a lo largo de la costa norte de la Península de Samaná, como en la zona del El Estillero, El Valle y Las Galeras.

Las playas se encuentran diseminadas por la costa a lo largo de toda la Hoja, tratándose en general de formas estrechas, con una anchura de orden decamétrico e incluso inferior. Destacan las playas en el norte de la península, prácticamente continuas desde Las Terrenas-Punta Carolina hasta Boca del Río Limón, también es importante la playa de Las Canas-Punta Berto, la playa de Puerto del Valle, la playa de Bahía Rincón y las existentes en la zona de Las Galeras. Estas playas presentan en general un cordón litoral en su parte trasera con diferentes longitudes y alturas; en el caso de la Bahía Rincón existen dos cordones litorales, el más interno se encuentra degradado y vegetado considerándose inactivo, y el situado justo detrás de la playa es activo. Por el contrario, en el sur de la península las playas que dan a la Bahía de Samaná son pequeñas en extensión y anchura y se presentan de forma discontinua, sólo presenta un cordón litoral la playa de Bahía Carenero.

Las construcciones biogénicas se encuentran bien desarrolladas en algunos puntos de la costa de Samaná, destacando las que se encuentran en la zona sur, limitando con la bahía, desde la Punta Vieja Lora al este hasta Punta Los Caseros al oeste, adquiriendo buen desarrollo en la Punta Mangle y en la Punta de los Corozos. También se encuentran repartidas por diferentes afloramientos en el norte de la península, con desiguales desarrollos, desde Punta El Estillero a Punta Lanza del Norte, desde Punta Las Galeras a Punta El Pesquero de Francisco y entre Cabo Samaná-Puerto el Frontón hasta Bahía Francés en el este. Estas construcciones biogénicas, que se han representado en el Mapa Geomorfológico, son calizas con corales cuaternarias que pueden integrarse dentro de la Formación La Isabela (Pleistoceno Superior-Holoceno) (Braga, 2010), interpretadas principalmente como facies bioconstruidas de armazón arrecifal. En el tramo más oriental, entre Cabo Samaná- Puerto el Frontón hasta Bahía Francés estas construcciones arrecifales son parches discontinuos depositadas sobre el sustrato pre-cuaternario y además se encuentran formando parte de la primera plataforma de abrasión o rasa hasta el acantilado actual, situado entre los 0-20 metros sobre el nivel del mar.

En la península se pueden distinguir varios niveles de plataformas de abrasión, particularmente en su extremo nororiental, casi siempre acompañados de acantilados fósiles a diferentes alturas; siempre con un basculamiento más o menos acusado hacia el N-NE. Una descripción pormenorizada de estos niveles está incluida en la memoria del mapa geomorfológico. Exceptuando la posible plataforma de abrasión de los Haitises, que no ha sido representada como tal, aunque probablemente constituye los restos de una rasa degradada; todas las demás rasas se encuentran labradas sobre diferentes materiales precuaternarios y cuaternarios. Los acantilados son formas erosivas que presentan las costas rocosas, destacan en el sector nororiental de la península donde la costa es de tipo estructural, entre el Puerto del Valle, Punta Tibisi, Cabo Cabrón hasta la Bahía Rincón, y de igual forma entre Cabo Samaná y Punta Balandra. De la situación de las plataformas de abrasión y de los afloramientos de Calizas de los Haitises sobre el sustrato mesozoico en la zona de los promontorios de Cabo Cabrón y Cabo Samaná, así como por la configuración de los escarpes de acantilados fósiles tanto al este como al oeste del promontorio de Cabo Samaná se constata una evolución de progresiva emersión. Este paso desde un medio marino implica la existencia de una isla en ascenso y erosionada por el mar. Posteriormente el paso marino entre las inmediaciones de Cuatro Ojos hasta Las Galeras se rellenaría con sedimentos carbonatados del Pleistoceno Superior-Holoceno hasta cerrarse al mar por la sedimentación y el levantamiento que sufre la Isla Española.

Formas por meteorización química. Las formas debidas a procesos de meteorización química en rocas carbonatadas, en zonas tropicales, se encuentran ampliamente extendidas en la Hoja de Samaná, sobretodo por el desarrollo de los procesos kársticos y por el de los mantos de alteración. Destacan los poljés o paleo-poljés, frecuentemente limitados por varias fallas de orientación NE-SO y NO-SE, como el antiguo Poljé de La Guázara, con una superficie de un 9 km², capturado por la erosión remontante de los ríos. Por otro lado en la península los procesos de karstificación tanto exokársticos como endokársticos se extienden en la zona nororiental sobre todos los afloramientos de la Unidad de los Mármoles del Rincón, y sobre las formaciones carbonatadas del Pleistoceno-Holoceno, presentando también en muchas zonas paisajes tropical con relieves cónicos como residuos de dolinas. Otras formas de meteorización química son los procesos de argilización, muy extendida en el centro de la región, entre el Río Limón al oeste y el Río San Juan al este.

Formas antrópicas. La actividad antrópica es importante y localmente intensa en diversas zonas, estando relacionada principalmente con la modificación del paisaje debida a los usos del suelo para actividades agropecuarias, labores extractivas, construcción de redes de transporte y asentamientos poblacionales.

5. 3. Evolución e Historia Geomorfológica

La fisonomía actual de la Península de Samaná empieza a perfilarse a partir del Mioceno Superior, coincidiendo con la generalización de la tectónica de desgarre en la zona de colisión entre las placas Caribeña y Norteamericana. Desde el Plioceno a la actualidad se produce una tectónica de desgarre en la zona de Falla Septentrional, que origina también numerosas fallas tardías. A comienzos del Cuaternario, la Cordillera Oriental poseía una envergadura inferior a la actual, estando constituida por una serie de islas e islotes (Díaz de Neira et al., 2007), flanqueadas al norte y al sur por las plataformas carbonatadas arrecifales que se convertirían posteriormente en la región de Los Haitises y en la Llanura Costera del Caribe al sur, respectivamente. Algo similar sucedería en el sector de la Península de Samaná. A comienzos del Pleistoceno Superior se produciría el depósito de la Formación La Isabela, en la Península de Samaná en un contexto regresivo. Con la tendencia a su elevación hasta la actualidad.

La naturaleza carbonatada de la plataforma de Los Haitises tanto al norte y sur de la Bahía de Samaná ha favorecido un notable desarrollo kárstico, condicionado y favorecido por la intensa fracturación desarrollada sobre ella. En los relieves de la Península, la red de drenaje ya habría esbozado su geometría actual, basada en cursos de pequeña longitud y

una tendencia consecuente general, que incrementarían su poder incisivo al ascender con respecto al nivel de base. A partir de este momento, la evolución general del relieve ha estado presidida por el comportamiento de la red de drenaje. El encajamiento ha sido simultáneo con la meteorización del sustrato, con el retroceso de las vertientes por acción de los procesos gravitacionales, y con los cambios de orientación de la red por adaptación a fracturas y contrastes litológicos. La emersión o levantamiento de la península ha provocado en algunos puntos la evolución de la marisma baja a marisma alta para finalmente quedar aislada de la actividad marina, es decir, abandonada; a medida que se producía la ganancia de terreno al mar, Por lo que respecta al desarrollo de cordones litorales favoreció la formación de lagunas costeras que evolucionarían a áreas pantanosas.

Como principales motores en la futura evolución de la red, deben tenerse en cuenta: la influencia de las fallas relacionadas con la elevación general de la cordillera y de la península de Samaná; las posibles modificaciones del nivel de base; el retroceso de las vertientes; la tendencia a la colmatación de las marismas y áreas pantanosas costeras; la erosión remontante y las posibles capturas derivadas de ella; la dinámica kárstica sobre la Fm. Haitises como sobre la Unidad de Mármoles de Rincón; y la actividad gravitacional de las vertientes.

4. Procesos Activos Susceptibles de Constituir Riesgo Geológico

Dentro de la Hoja de Las Galeras existe una gran variedad de los procesos activos, habiéndose detectado diversos tipos de actividad: sísmica, neotectónica, asociada a movimientos de laderas, por procesos de erosión, de inundación y de sedimentación, asociada a litologías especiales y antrópica.

Los seísmos registrados y representados en el Mapa de Procesos Activos están espacialmente relacionados con las alineaciones de falla E-O, como la Falla Septentrional y a la zona de la Fosa de Puerto Rico. Poseen un carácter generalmente intermedio y profundo (>60 km). En el sector geográficamente próximo del Puerto del Valle se han registrado magnitudes con $M > 7$. Por lo tanto, el área estudiada posee un importante riesgo sísmico ya que se combina la densidad de población en un área muy próxima a grandes zonas de falla activas.

La Península de Samaná esta expuesta a los tsunamis, tal como atestigua el registro de epicentros que producen terremotos en el mar. En la costa norte de la Península tuvo lugar un terremoto histórico en 1946 de $M = 8,1$, el cual produjo un maremoto que afectó a todas las costas de la Bahía Escocesa (al noroeste de la península), y según las crónicas de la

época más de 1000 réplicas. Los poblados de El Limón (a 4 km de la costa) y Las Cañitas fueron inundados y destruidos por un tsunami.

La actividad geotectónica se reconoce en fallas de orientación E-O en la zona de la Bahía de Samaná, es decir, la zona de Falla Septentrional, que es la principal causante de la elevación del relieve al norte de dicha falla, respecto a la Bahía. El catálogo de la actividad neotectónica se completa con fallas, escarpes de fallas normales, y fallas normales con indicación de labio hundido, de las cuales destacan por su mayor extensión las que están al este de la hoja, en los promontorios de Cabo Samaná y en el Cabo Cabrón y sus prolongaciones en el mar, con dirección NE-SO y NO-SE.

La actividad asociada a movimientos de laderas existe de forma restringida en la zona central de la península. Se han reconocido y clasificado diferentes movimientos en masa, como movimientos en masa complejos, flujos, avalanchas y deslizamientos, algunos destacando por la envergadura de su cicatriz o fracturas de tensión. La dinámica litoral de carácter erosivo se restringe a los acantilados, esculpidos principalmente en las rocas carbonatadas de la Unidad Mármoles El Rincón en todo el norte de la península, en la Unidad Marmoles de Majagual-Los Cacaos en el sureste, y en las calizas de la Fm Los Haitises al sur de la hoja.

En relación a los procesos de inundación y sedimentación y señalando los elementos que minimicen los efectos de los acontecimientos catastróficos, debe tenerse en cuenta la posibilidad de separar las zonas habitadas del entorno del cauce fluvial, ya sea río, arroyo o cañada, ya que normalmente tanto la erosión como las inundaciones de los márgenes de los sistemas fluviales afectan a muchas viviendas.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica simplificada que registran las rocas aflorantes en la Hoja de Las Galeras puede sintetizarse en los siguientes eventos:

- Jurásico Medio-Superior. Edad de formación de las rocas oceánicas más antiguas del océano proto-Caribe, resultado de la separación de las placas de Norte y Sur América. Sedimentación en el margen continental de Norte América de los protolitos terrígenos, mixtos y carbonatados, de las diferentes unidades que constituyen el Complejo de Samaná. El margen continental pudo estar ya muy atenuado y el prisma de sedimentos edificarse directamente sobre corteza oceánica. Formación de los protolitos máficos de las eclogitas MORB.
- Cretácico Inferior. Génesis del Arco de Islas Primitivo, sobre una zona de subducción con polaridad hacia el Sur (en la posición actual; Krebs et al., 2008; Pindell et al., 2006; Escuder Viruete et al., 2009) en la que se consume el proto-caribe. Inicio de la convergencia arco-continente y generación del prisma de acreción.
- Cretácico Superior. Eclogitización de los protolitos de las eclogitas de los niveles estructuralmente más altos de la Unidad de Punta Balandra, posiblemente en un canal serpentínico. Sedimentación de los protolitos carbonatados de la Unidad de Majagual-Los Cacaos en el Campaniense.
- Cretácico Superior más alto-Eoceno Inferior. Inicio de la subducción de los sedimentos del margen continental y de la colisión. Evento deformativo D1 y metamorfismo de alta-P M1 en las Unidades del Complejo de Samaná, progresivamente van entrando en la zona de subducción. Cese de la actividad máfica relacionada con subducción.
- Eoceno Medio-Superior. Continuación de la colisión del arco Caribeño con la plataforma de las Bahamas. Evento deformativo D2, con formación del apilamiento de unidades que estructuran el prisma de acreción, y metamorfismo descompresivo y retrógrado M2, relacionado con la exhumación de las rocas de alta P (Joyce, 1991; Gonçalves et al., 2002; Escuder Viruete y Pérez-Estaún, 2006). Incorporación de las eclogitas procedentes de protolitos de arco a la Unidad de Punta Balandra. Formación de las cuencas turbidíticas de antepaís suprayacentes al prisma de acreción.
- Oligoceno-Mioceno Medio-Superior. Generalización de la tectónica de desgarramiento transpresiva en la zona de colisión y en el interior del arco, y exhumación final del complejo de acreción-colisión. Deformaciones tardías en el Complejo de Samaná.

Relleno cuencas antepaís. Formación de la zona de Falla Septentrional, régimen transpresivo senestro, y del desplazamiento lateral entre el arco Cretácico y las unidades del prisma de acreción. Sedimentación de los Conglomerados de Samaná.

- Mioceno Superior-Actualidad. Tectónica de desgarre en la zona de Falla Septentrional. Sedimentación de la Fm Calizas de Los Haitises. Levantamiento de la Península de Samaná.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. Hidrogeología

7.1.1. Climatología

Para la realización del presente apartado de Hidrogeología se ha consultado el Estudio Hidrogeológico Nacional de la República Dominicana correspondiente a la Unidad Hidrogeológica de la Península de Samaná (Sysmin, 2004). La Hoja de Las Galeras queda integrada en la unidad hidrogeológica de Samaná, que ocupa íntegramente la península de Samaná, y está limitada al sur por la Bahía de Samaná, y al norte y este por el océano Atlántico, quedando conectada a la isla por el istmo de Samaná en el extremo oeste. El área de la unidad es próxima a los 600 km². Se ha estimado una población total de unos 92249 habitantes, por lo que resulta una densidad de población de 154 hab/km², muy próxima a la media del país, 168 hab/km².

Los datos climatológicos de la unidad hidrogeológica de Samaná proceden de dos estaciones climáticas del INDRHI, situadas en Samaná (19°12'0", 69°20'0", 7m) y Sánchez (19°13'0", 69°36'0", 17m). La serie de años utilizada para el análisis de precipitación es de 43 años, entre 1961 y 2003. Los valores anuales de precipitación, en mm, para los años tipo de cada estación se presentan en la Tabla 7.1. La Fig. 7.1 recoge la distribución mensual de la precipitación, para año medio, de las dos estaciones, de la unidad.

CÓDIGO	NOMBRE DE LA ESTACIÓN	AÑO SECO	AÑO MEDIO	AÑO HÚMEDO
1071	SAMANÁ	1671.0	2176.0	2718.0
1072	SÁNCHEZ	1372.3	1819.9	2376.3
	MEDIA	1521.7	1998.0	2547.2

Tabla 7.1. Valores anuales de precipitación, en mm

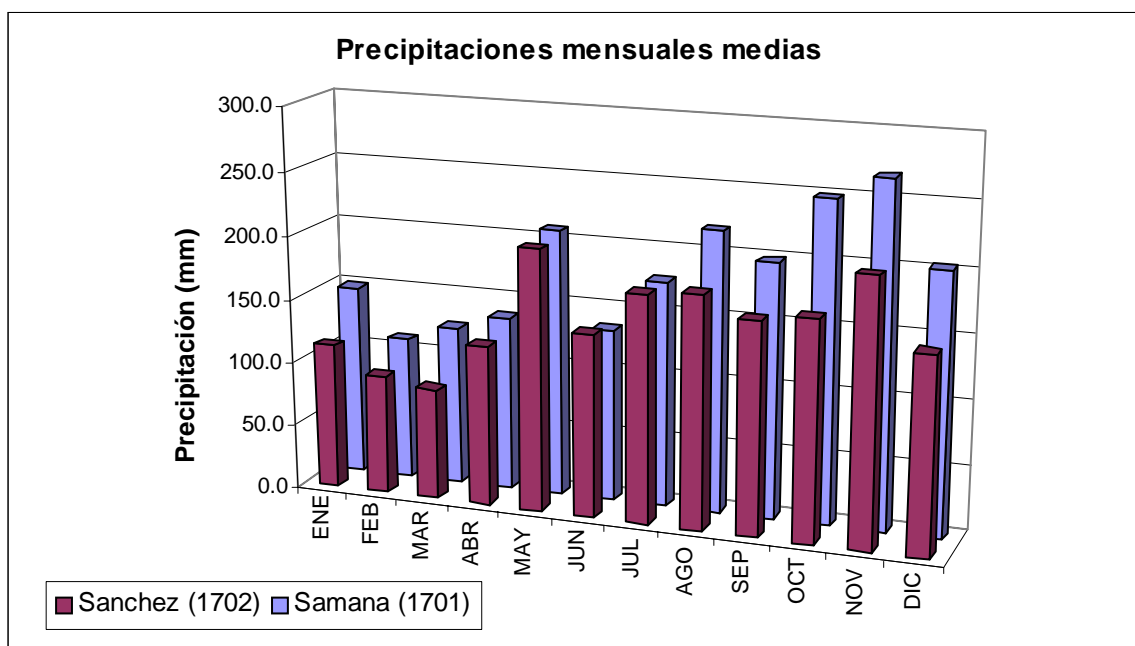


Fig. 7.1. Distribución mensual de la precipitación, para año medio, en cada estación.

La serie de años utilizada para el análisis de temperatura es de 20 años, entre 1977 y 1998. Al no haber datos de temperatura en las estaciones de la Península de Samaná, se han utilizado los datos de la estación 1814 – Barraquito, perteneciente a la Unidad Hidrológica de Valle del Cibao adyacente. La temperatura media anual resultante es de 25,7 °C. La distribución mensual de las temperaturas medias de esta estación queda representada en la Fig. 7.2.

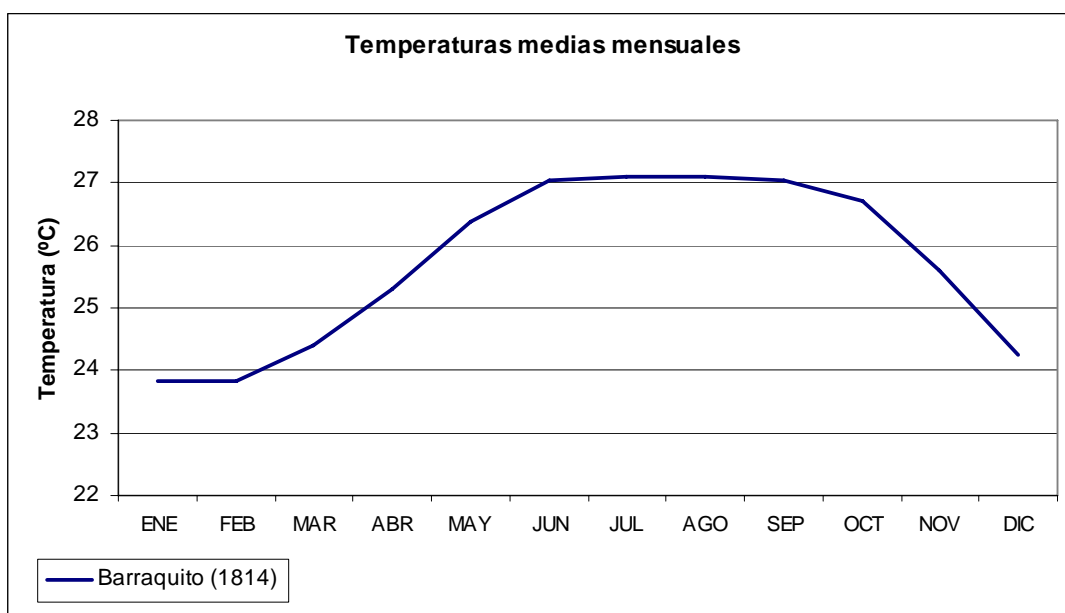


Fig. 7.2. Distribución mensual de temperaturas medias en la estación.

Tras el cálculo de la evapotranspiración potencial según Hargreaves, se obtiene la evapotranspiración real y los valores de lluvia útil (cantidad de agua de lluvia que pasará a formar parte de la escorrentía subterránea o superficial) mediante el método de Balance de Agua en el Suelo. Los valores de dicha lluvia útil, en mm, están recogidos en la Tabla 7.2.

Subunidades	Año medio	Año húmedo	Año seco
Calizas de las Galeras	534	1076	191
Calizas de Naranjito	479	1023	153
Conglomerados de Samaná	477	1022	193
Mármoles de los Guanos	534	1076	180
MEDIA DE LA UNIDAD (*)	506	1049	179

Tabla 7.2. Valores de lluvia útil, en mm. La Media de la unidad ha sido ponderada con la superficie de materiales permeables.

7.1.2. Hidrología Superficial

Dentro de la unidad de Samaná se diferencian cuatro zonas hidrológicas: (1) la suroccidental, en la que los arroyos que nacen en el borde meridional de la unidad descargan fuera de ella, en la margen izquierda de la cuenca del río Yuna; (2) la meridional, en la cual la red hidrográfica nace en la mitad del borde meridional de la unidad, de escaso recorrido, descarga hacia la Bahía de Samaná; (3) la noroccidental, que debido a su morfología tipo karst, los arroyos son de pequeña entidad y descargan directamente al océano Atlántico; y (4) la nororiental, donde aparecen los tres ríos más largos de la península, los cuales nacen en la mitad norte meridional y descargan en dirección sur-norte hacia el océano Atlántico. La Hoja de Las Galeras pertenece principalmente a la unidad hidrológica nororiental. La Tabla 7.3 incluye los puntos de agua reconocidos en la Hoja de Las Galeras.

Hoja	Coord.X	Coord.Y	Cota.Z (m)	Naturaleza	Uso
Las Galeras	478524	2132332	18	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Las Galeras	478512	2132543	11	POZO	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Las Galeras	476407	2122892	45	MANANTIAL	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)
Las Galeras	478466	2128466	64	POZO	AGRICULTURA

Tabla 7.3. Puntos de agua en la Hoja de Las Galeras.

7.1.3. Descripción Hidrogeológica

La Unidad o Zona Hidrogeológica de Samaná tiene una superficie de 651 Km², abarcando la totalidad de la península de Península, con una longitud aproximada de 50 Km y una anchura de 15 Km. Esta península se caracteriza morfológicamente por la existencia de una sierra central que la atraviesa de este a oeste, cuyas cotas máximas se encuentran en torno a 400 y 600 m.de altitud. La divisoria de esta sierra se encuentra desplazada al sur con respecto a los límites de la península, por lo que la pendiente en la vertiente sur es muy superior a la de la vertiente norte.

Con criterios de funcionamiento hidrogeológico se pueden diferenciar en la unidad cuatro subzonas y ocho tipos distintos de formaciones permeables o niveles acuíferos, así como tres formaciones de baja permeabilidad (Sysmin, 2004). Las principales características de estas formaciones quedan recogidas en la Tabla 7.4.

FORMACIONES DE PRIMER ORDEN	FORMACIONES DE SEGUNDO ORDEN	TIPO DE MATERIALES PERMEABLES	SUPERFICIE (en Km ²)
Formaciones con permeabilidad por porosidad intersticial	Formaciones porosas con permeabilidad de muy alta a media-alta y productividad media	Depósitos de terrazas fluviales del Cuaternario	30
		Depósitos de conglomerados, poligénicos, areniscas y margas del Mioceno.	35,07
		Abanicos cuaternarios. Cantos de carbonatos en matriz arcillo-arenosa.	1,75
		Materiales indiferenciados del cuaternario	23,97
	Formaciones porosas con permeabilidad media-baja y productividad baja	Depósitos de marismas y manglares de edad Cuaternario Holoceno.	3,41
Formaciones fisuradas con permeabilidad por fisuración-karstificación	Formaciones fisuradas de alta permeabilidad y productividad	Calizas arrecifales detríticas, muy karstificadas y de edad Plioceno-Pleistoceno.	134,68
		Caliza arrecifal karstificada del Mioceno	12,99
	Formaciones fisuradas de permeabilidad media-alta y productividad moderada	Formación metamórfico carbonatada (mármol masivo muy karstificado)	85,51

Tabla 7.4. Tipos de formaciones hidrogeológicas diferenciadas

En la Unidad Hidrogeológica de Samaná hay que destacar, por su interés desde el punto de vista hidrogeológico, las calizas arrecifales Pliocenas, situadas en la parte occidental de la península y en zonas topográficas bajas próximas al litoral, y los materiales metamórficos mármoles, situados al noreste. Ambas formaciones se caracterizan por presentar un proceso de karstificación avanzado con un alto grado de permeabilidad por fisuración y karstificación, siendo su superficie conjunta superior a 220 Km² (134 Km² las calizas arrecifales y 85 Km² los mármoles). Las calizas del Mioceno-Pleistoceno aflorantes en la Hoja de Las Galeras también se consideran de interés desde el punto de vista hidrogeológico, aunque su importancia es mucho menor, por su escasa superficie de afloramiento (13 Km²).

7.2. Recursos minerales

7.2.1. Aspectos generales

En la Hoja de Las Galeras existe un potencial importante para la explotación de rocas ornamentales. La concesión minera “La Talanquera” se sitúa en el sector Noreste de la República Dominicana, en el extremo Este de la conocida como Península de Samaná, en el paraje denominado El Frontón. Dicha concesión minera pertenece a la compañía “Marmolería Nacional, CxA”, y se refiere a un yacimiento de interés económico constituido por mármol tipo Portoro, que pertenece a la Unidad de Mármoles de El Rincón. El Programa Sysmin de la EU ha realizado recientemente un estudio sobre la viabilidad de explotación de estos mármoles (Sysmin, 1998). A la fecha de finalización de este trabajo, en la concesión se realizan trabajos de sondeo y de corte diamantado con fines a su explotación.

7.2.2. Indicios y prospectos metálicos

En la Hoja de Las Galeras no hay indicios de minerales o sustancias metálicas.

7.2.3. Indicios no metálicos

7.2.3.1. Rocas industriales y ornamentales

En la Hoja de Las Galeras los indicios de minerales o sustancias no metálicas son de rocas industriales y ornamentales, los cuales quedan recogidos en la Tabla 7.5. En la Hoja existe un yacimiento de interés económico constituido por mármol tipo Portoro. El mármol tipo Portoro es una brecha tectónica que ha sufrido una cementación, distribuida al menos en tres fases, lo que confiere a la roca unas condiciones óptimas para obtener bloques de tamaño comercial, calidad estética, etc. Los caracteres relativos a los aspectos estéticos del material no son uniformes, aunque sí lo suficiente para el adecuado aprovechamiento comercial del mismo con un simple proceso de selección en cantera y tratamiento en planta de elaboración.

En la concesión existen otros tipos de mármol (gris, blanco, brecha roja, etc.), cuyo aprovechamiento es problemático como consecuencia de la concurrencia de múltiples factores negativos: fracturación, estratificación, reducido volumen, carstificación, etc.

Los recursos teóricos totales del mármol tipo Portoro existentes en el área de Samaná podrían cifrarse en varios millones de metros cúbicos. Sin embargo, atendiendo a criterios medioambientales y a su menor grado de carstificación, el Proyecto Sysmin (1998)

seleccionó como yacimiento de interés económico de aprovechamiento a más corto plazo el correspondiente al del afloramiento circunscrito a la denominada "plataforma inferior", donde se han evaluado unas reservas del orden de 740.000 m³.

Las características mecánicas de estos mármoles, tanto por las pruebas llevadas a cabo in situ, como en laboratorio de acuerdo con la Norma UNE, permiten afirmar que se encuentran en el mismo orden de magnitud que las de otros mármoles similares existentes en el mercado internacional e incluso superando a alguno de estos tipos comerciales.

Otra litología de interés como roca ornamental en la Hoja ha sido las calizas grises y blancas fosilíferas, de la facies de plataforma externa de los Haitises. Estas canteras de calizas Terciarias se localizan en las laderas de La Talanquera y El Flaire.

Por otro lado existen canteras de muy diversa magnitud y actividad utilizadas para la extracción de áridos para la construcción y el mantenimiento de las carreteras locales. Las canteras explotan los tramos más ripables de la Formación Calizas de los Haitises, los depósitos de fondo de valle cuaternarios, y las arenas de los cordones litorales.

En el sector de Punta Balandra-Los Yagrumos-Carenero existe una minería artesanal de losas y lajas de mármoles y calcoesquistos, utilizada en la construcción como revestimiento de fachadas, zócalos, pavimentos y como roca ornamental sin pulido.

Sustancia	Indicio	Lat. (°dec)	Log (°dec)	Paraje	Comentarios	Unidad Geológica
Cantera	1	-69,167155	19,263279	El Frontón	Cantera mármol	Mármoles de El Rincón
Cantera	2	-69,172163	19,259778	El Frontón	Cantera mármol	Mármoles de El Rincón
Cantera	3	-69,198664	9,279422	Las Galeras	Calcarenitas y Calizas	Cuaternario
Cantera	4	-69,20056	19,252776	La Guázuma	Calcarenitas y Calizas	Cuaternario
Cantera	5	-69,207076	19,242759	Pozo de Paco	Calcarenitas y Calizas	Cuaternario
Cantera	6	-69,218503	19,232256	Cuatro Ojos	Calizas blancas y grises	Terciario
Cantera	7	-69,214564	19,227588	Cuatro Ojos	Calizas blancas y grises	Terciario
Cantera	8	-69,218357	19,21728	La Talanquera	Cantera mármol	Mármoles de El Rincón
Cantera	9	-69,219767	19,213924	La Talanquera	Cantera mármol	Mármoles de El Rincón
Cantera	10	-69,220205	19,211979	La Talanquera	Cantera mármol	Mármoles de El Rincón
Cantera	11	-69,237807	19,203567	La Lagunita	Cantera mármol	Esquistos de Santa Bárbara
Cantera	12	-69,246803	19,2024	La Lagunita	Cantera mármol	Esquistos de Santa Bárbara
Cantera	13	-69,235133	19,186257	Punta Balandra	Cantera mármol	Punta Balandra
Cantera	14	-69,24515	19,186062	Los Naranjos	Cantera mármol y esquisto	Punta Balandra

Tabla 7.5. Indicios Rocas industriales y ornamentales de la Hoja de Las Galeras

8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

Los lugares de interés geológico (LIG) son todos aquellos lugares o puntos concretos de la Hoja cuyas peculiares características geológicas resultan útiles para reconocer, estudiar e interpretar la historia geológica de la región. Estas características pueden ser tanto formaciones litológicas, estructuras geológicas, yacimientos de minerales o de fósiles, como paisajes o datos de interés cultural, educativo o recreativo, relacionados con el medio natural.

8.1. Relación de LIG

Los puntos LIG escogidos muestran los lugares de interés geológico accesibles tanto por carretera asfaltada o no, siendo recomendable en este caso la utilización de un vehículo todo terreno (4x4). La totalidad del itinerario se puede realizar en un solo día, partiendo de Santa Bárbara de Samaná. La denominación, coordenadas y situación geográfica de cada LIG queda recogida en la Tabla 8.1. Información adicional en las Fichas LIG asociadas.

<i>Hoja</i>	<i>N° de LIG</i>	<i>Lat. (°dec)</i>	<i>Log (°dec)</i>	<i>Provincia</i>	<i>Municipio</i>	<i>Paraje</i>	<i>Denominación</i>
Las Galeras	1	69,22145	19,183158	Samaná	Punta Balandra	Punta La Palometa	Punta Balandra
Las Galeras	2	69,22488	19,191065	Samaná	El Francés	Bahía Francés	Bahía Francés
Las Galeras	3	69,16328	19,267006	Samaná	Las Galeras	Puerto El Frontón	Puerto El Frontón
Las Galeras	4	69,15145	19,298068	Samaná	Las Galeras	El Frontón. Cabo Samaná	Playa El Frontón. Sendero Ecoturístico
Las Galeras	5	69,15145	19,298068	Samaná	Las Galeras	Playa Madama. Cabo Samaná	Playa Madama
Las Galeras	6	69,24897	19,288441	Samaná	Las Galeras	Rincón. Playa de Rincón	Playa de Rincón
Las Galeras	7	69,24226	19,254146	Samaná	Las Galeras. Los Tocones	Laguna Salada	Laguna Salada

Tabla 8.1. Situación y coordenadas de los L.I.G de la Hoja de Las Galeras

8.2. Descripción General de los LIG

LIG 1: Punta Balandra

Desde la localidad de Punta Balandra, seguir la carretera en dirección a Las Galeras aproximadamente 1 km y aparcar el coche. Descender a pie hasta la costa caminando unos 250 m hacia el E.

El interés del Punto 1 es debido a que constituye una sección de excelente afloramiento de la Unidad de Punta Balandra, que constituye una unidad estructural del Complejo metamórfico de Samaná. En particular afloran bloques de escala métrica a decamétrica de rocas metabásicas metamorfizadas en condiciones de la facies de los esquistos azules con granate y eclogitas, inmersos en un conjunto de mármoles, calcoesquistos y micaesquistos fuertemente deformados. La asociación litológica es característica de la unidad.

La importancia del afloramiento es que las eclogitas son relictos del metamorfismo de alta presión y media a baja temperatura, que experimento la unidad al ser deformada y metamorfizada en un plano o canal de subducción durante el Cretácico y hasta el Eoceno, previamente a la colisión de la placa de Caribe con el margen meridional de la placa de Norte América. Las máximas condiciones P-T obtenidas para las eclogitas (20-22 kbar/550-625°C) indican que estas rocas fueron enterradas a profundidades de 70 km antes de volver a la superficie.

Los bloques de eclogitas han sido objeto de estudio por numerosos especialistas y los resultados publicados en revistas científicas. El LIG fue objeto de una parada durante la Excursión del Congreso Geológico Internacional del Caribe en el año 2008.

Desde un punto de vista geomorfológico las vistas a la Bahía de Samaná son de gran belleza. En temporada se pueden avistar ballenas.

LIG 2: Bahía Francés

Desde la localidad de Punta Balandra, seguir la carretera en dirección a Las Galeras aproximadamente 2 km y aparcar el coche a la altura del vértice topográfico Rex, o a la altura de un cruce con una pequeña carretera con colmados.

El interés del Punto 2 es debido a que constituye una sección de relativamente buen afloramiento de la Unidad de Esquistos de Santa Bárbara, que constituye una unidad estructural del Complejo de Samaná. En la sección aflora un conjunto de micaesquistos, calcoesquistos y esquistos máficos con asociaciones metamórficas propias de la facies de los esquistos azules. La asociación litológica es característica de la unidad. En las rocas se

observan a simple vista los minerales típicos de este metamorfismo de alta-P, como glaucofana, lawsonita, mica blanca fengítica, mica verde-marrón clorítica, epidota, albita, etc.

La importancia del afloramiento es que los esquistos azules son resultado del metamorfismo de alta presión y baja temperatura, que experimento la unidad al descender a lo largo de un canal de subducción durante el Terciario. Estas rocas proceden de sedimentos de plataforma depositados en el margen meridional de la placa de Norte América. Desplazándose hacia el sur, es decir subiendo en el nivel estructural, se transita a la Unidad de Punta Balandra a través de rocas extremadamente cizalladas.

Estas rocas han sido objeto de estudio por numerosos especialistas y los resultados publicados en revistas científicas. El LIG fue objeto de una parada durante la Excursión del Congreso Geológico Internacional del Caribe en el año 2008.

LIG 3: Puerto El Frontón

Desde la localidad de Punta Balandra, seguir la carretera en dirección a Las Galeras aproximadamente 10 km y, en el paraje Cuatro Ojos, tomar una pista asfaltada que sale a la derecha en dirección E. Continuar unos 6 km hasta el final de la pista, en el denominado Puerto El Frontón.

El interés del Punto 3 radica en la observación de un sistema de pliegues de gran escala desarrollados en la Unidad de Mármoles de El Rincón. Este sistema de pliegues es bien visible en el farallón oeste de El Rincón, en un afloramiento excepcional.

En el afloramiento se observa un conjunto de mármoles y muy subordinados calcoesquistos con asociaciones metamórficas propias de la facies de los esquistos verdes superior y esquistos azules. Los pliegues son de escala deca a hectométrica, asimétricos, de ejes de dirección ENE-OSO, vergentes al NE, con asociados pequeños planos de cabalgamiento dúctil dirigidos al NE, como la aflorante en el paraje denominado "El Bufadero".

La importancia del afloramiento es que el tren de pliegues se formó durante los procesos de subducción y colisión de los materiales carbonatados del banco de Bahamas, o margen meridional de la placa de Norte América, con el arco del Caribe.

Estas rocas han sido objeto de estudio por numerosos especialistas y los resultados publicados en revistas científicas. El LIG fue objeto de una parada durante la Excursión del Congreso Geológico Internacional del Caribe en el año 2008.

El lugar también posee interés ya que se observan varios niveles de rasas o terrazas marinas y paleoacantilados formados durante el levantamiento de la Península de Samaná. Las vistas y paisaje son de gran belleza. En temporada se avistan ballenas.

LIG 4: Playa El Frontón. Sendero Ecoturístico

Desde la localidad del LIG 3, seguir el sendero ecoturista en dirección norte aproximadamente 3,5 km, hasta llegar a la Playa. Desde la playa ascender al NO unos 50 m hasta el pie del acantilado este de la Loma El Frontón.

El interés del Punto 4 estriba en la realización de un itinerario a pie siguiendo un sendero ecoturístico a Playa de El Frontón, en el Monumento Natural Cabo Samaná.

A lo largo del itinerario se observan farallones de mármoles afectados por sistemas de pliegues de gran escala de la Unidad de Mármoles de El Rincón, en afloramientos excepcionales. Además el itinerario posee también interés geomorfológico, ya que discurre a lo largo de varios niveles de rasas o terrazas marinas y paleoacantilados formados durante el levantamiento de la Península de Samaná.

Adicionalmente, el sendero recorre ecosistemas de bosque húmedo preservado hasta llegar a la recóndita Playa de El Frontón de excepcional belleza. Justo encima de la playa, se localiza el paraje “Los Órganos” o resalte vertical de la Loma El Frontón que cae directamente al mar. Las vistas y paisaje son de gran belleza. En temporada se avistan ballenas jorobadas.

LIG 5: Playa Madama

Desde la localidad de Las Galeras, partir siguiendo una pista asfaltada hacia el este en dirección a Playa Aserradero. Continuar subiendo un resalte de gran pendiente hasta el paraje Madama, donde se deja el coche. Seguir el sendero en dirección norte aproximadamente 1,5 km, hasta llegar a la Playa Madama. Desde la playa se puede caminar unos 400 m al este hasta el pie del acantilado norte de la Loma El Frontón.

El interés del Punto 5 consiste en la realización de un itinerario a pie siguiendo un sendero a Playa Madama, en el Monumento Natural Cabo Samaná.

A lo largo del itinerario se observan los farallones de mármoles de la Unidad de Mármoles de El Rincón, que constituyen la vertiente oeste de la Loma El Frontón. En la parte oeste de Playa Madama se observan las relaciones estratigráficas de las formaciones de bioconstrucciones arrecifales Holocenas sobre los mármoles deformados del basamento. Los mármoles aparecen intensamente deformados y cizallados como consecuencia de su incorporación al prisma de acreción-colisión. Además el itinerario posee también interés geomorfológico, ya que discurre a lo largo de niveles de rasas o terrazas marinas y paleoacantilados formados durante el levantamiento de la Península de Samaná, particularmente caminando hacia el este, hacia el resalte de mármoles de Cabo Samaná que cae directamente al mar. Las vistas y paisaje son de gran belleza.

LIG 6: Playa de Rincón

Desde la carretera que une Punta Balandra y Las Galeras, partir a los 7 km a la izquierda por una pista asfaltada hacia el oeste en dirección a Rincón. Desde el Rincón, continuar subiendo una pista pedregosa hacia el noreste hasta la playa de Rincón, donde se deja el coche. Desde la playa se puede caminar unos centenares de metros al noroeste hasta los afloramientos de mármoles de la vertiente este de la Loma Atravesada.

El interés del Punto 6 estriba en la observación de ecosistemas de manglar y de bioconstrucciones arrecifales actuales y fósiles holocenas en Playa de Rincón, así como la realización de un corto itinerario a pie siguiendo un sendero paralelo al margen oeste de Bahía de Rincón.

En el extremo este de la playa afloran formaciones arrecifales bioconstruidas de edad holoceno, distinguiéndose 2 o 3 niveles escalonados. A profundidades bajo el agua de entre 0,5 y 3 m se pueden observar bancos de corales de diferente morfología. En el extremo oeste de la playa desemboca el Arroyo Caño Frío, con desarrollo de manglares. La parte trasera del cordón arenoso de la playa consiste en ambientes de marisma, ciénaga y supramareales. Desde este punto oeste de la playa, parte el sendero a lo largo del margen oeste de la Bahía. En el itinerario se observan los mármoles de la Unidad de Mármoles de El Rincón, variablemente karstificados. Las vistas y paisaje son de gran belleza. Probablemente es una de las últimas playas vírgenes de la República Dominicana.

LIG 7: Laguna Salada

Desde la carretera que une Punta Balandra y Las Galeras, partir a los 7 km a la izquierda por una pista asfaltada hacia el oeste en dirección al Rincón. A la altura de Los Tocones, unos 150 m pasada la localidad, parte una pista hacia el sur aproximadamente 1 km hasta llegar a la laguna, donde se deja el coche.

El interés del Punto 7 estriba en la observación del modelado kárstico desarrollado en la Unidad de mármoles de El Rincón, en particular de la gran dolina o polje de Laguna Salada. La Laguna del Diablo es de génesis similar y más exuberante en vegetación, pero de difícil acceso (a pie o en mulo). El polje está inundado y la depresión morfológica que lo rodea constituye una gran cubeta con acumulación de arcillas rojas de descalcificación. Las vistas y paisaje son de gran belleza.

BIBLIOGRAFÍA

- Bowin, C. 1975. The geology of Hispaniola: Naim, A., Stehli, F., (ed.), The ocean basins and margins. The Gulf of Mexico and the Caribbean, Vol. 3. New York, Plenum Press, 501-552.
- Bowin, C.O., 1960, Geology of the Central Dominican Republic . (Ph.D. Thesis): Princeton New Jersey Princeton University, 211 pp.
- Bowin, C.O., 1966, Geology of the Central Dominican Republic: A case history of part of an island arc. In Hess, H., de. Caribbean Geological Investigations. Geol. Soc. of American Mem. 98, p.11-54.
- 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.
- Calais E. and Lépina B., 1992. Strike-slip tectonic processes in the Northwestern Caribbean between Cuba and Hispaniola (Windward Passage), Marine Geophys. Res. 17 (1992) 63–95.
- Carswell DA 1990 Eclogites and the eclogite facies: definitions and classification. In: Carswell, DA (ed) Eclogite Facies Rocks. London: Blackie, pp 1-13
- Catlos, E.J., Sorensen, S.S., 2003. Phengite-based chronology of K- and Na-rich fluid flow in two paleosubduction zones. Science 299: 92-95
- 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
- Deschamps, F., Guillot, S., Godard, M., Andreani, M., Hattori, K., Saumur, B.M., 2007. Subduction-related serpentinites: New insights from Microprobe and Laser ICP-MS analyses on serpentine minerals. Abstract. Subduction Zone Geodynamics Conference, Montpellier.
- Deschamps F., Godard M., Guillot S., Chauvel C., Andreani M. and Hattori K., Wunder B and France L., in prep., Behaviour of fluid mobile element during subduction and exhumation of abyssal peridotites: Example of serpentinites from the accretionary wedge of greater Caribbean (Cuba and Dominican Republic), to be submitted at Journal of Petrology.
- Deschamps F., Guillot S., Godard M., Chauvel C., Andreani M. and Hattori K., In situ characterization of serpentinites from forearc mantle wedges: Timing of serpentinization and behaviour of fluid mobile elements in subduction zones, submitted at Chemical Geology.
- 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. In: Mann P (ed) Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World 4, pp 247-286
- Donnelly, T.W., Beets, D., Carr, M.J., Jackson, T., Klaver, G., Lewis, J., Maury, R., Schellenkens, H., Smith, A.L., Wadge, G., Westercamp, D., 1990. History and tectonic setting of Caribbean magmatism. In: Dengo, G., Case, J. (eds), The Caribbean Region. Vol. H. The Geology of North America. Geological Society of America, 339–374.
- Donnelly, K., Goldstein, S., Langmuir, C., Spiegelman, M., 2004. Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics. Earth Planetary Science Letters, 226, 347–366.
- Dolan J., Mullins, H., Wald, D., 1998. Active tectonics of the north-central Caribbean region: oblique collision, strain partitioning and opposing slabs. In: Dolan J., Mann, P. (Eds), Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper 326, 1-61.
- Draper, G., Lewis, J.F., 1991. Metamorphic belts in Central Española. In: Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. (eds.). Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Española. Geological Society of America Special Paper, 262, 29-46.
- Draper, G., and Nagle, F., 1991, Geology, structure, and tectonic development of the Rio San Juan Complex, northern Dominican Republic, in Mann P., Draper, G., and Lewis, J.F., eds., Geologic and Tectonic development of the North American-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola: Geological Society of America Special Paper 262, p. 77-95.
- Draper, G., Mann, P. y Lewis, J. F., 1994. Hispaniola. En: Donovan, S.K., Jackson, T.A. (ed.), Caribbean Geology: An introduction. Kingston, Jamaica, University of the West Indies Publishers Association, 129-150.

- Escuder-Viruete J, Pérez-Estaún A (2004) Trayectoria metamórfica P-T relacionada con subducción en eclogitas del Complejo de Basamento de Samaná, Cordillera Septentrional, República Dominicana. *Geo-Temas* 6(1): 37-40
- Escuder Viruete J, Iriondo A, Premo WR, Pérez-Estaún A (2004) Subduction, collision and exhumation events within Caribbean-North America plate boundary zone: geochronological constraints from eclogites and blueschists of the Samaná Peninsula complex, Northern Hispaniola. *Geoph Research Abs*, Vol 6, 06964
- Escuder-Viruete, J. and Perez Estaun, A., 2006. Eclogites and garnet glaucophanites from the Samana peninsula basement complex. *Int. J. of Earth Sciences (Geol. Rundschau)*, doi 10.1007/s00531-006-0079-5.
- Escuder Viruete, J., Friedman, R. Pérez-Estaún, A., Joubert, M., Weis, D., 2009. U-Pb constraints on the timing of igneous and metamorphic events in the Rio San Juan complex, northern Hispaniola. VII Congreso Cubano de Geología. Workshop IGCP-544.
- Evans BW (1990) Phase relations of epidote-blueschists. *Lithos* 25: 3-23.
- Friedman (2009, inédito). Informe sobre dataciones geocronológicas mediante el método U-Pb en zircones. Proyecto Sysmin, República Dominicana. University of British Columbia.
- Gabites (2010, inédito). Informe sobre dataciones geocronológicas mediante el método Ar-Ar. Proyecto Sysmin, República Dominicana. University of British Columbia.
- García-Casco, A., Torres-Roldán, R.L., Iturralde-Vinent, M., Millán, G., Núñez Cambra, K., Lázaro Calisalvo, C., and Rodríguez Vega, A., 2006, High pressure metamorphism of ophiolites in Cuba: *Geologica Acta*, v. 4, p. 63-88.
- García-Casco, A., Iturralde-Vinent, M. A. and Pindell, J., 2008. Latest Cretaceous collision/accretion between the Caribbean Plate and Caribbeana: origin of metamorphic terranes in the Greater Antilles. *International Geology Review*, 50, 781–809.
- Gerya, T.V., Stockert, B., and Perchuk, A.L., 2002, Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: A numerical simulation: *Tectonics*, v. 21, no. 6-6, 1056, doi:10.1029/2002TC001406.
- Gonçalves Ph, Guillot S, Lardeaux JM, Nicollet C, Mercier de Lépinay B (2000) Thrusting and sinistral wrenching in a pre-Eocene HP-LT Caribbean accretionary wedge (Samaná Peninsula, Dominican Republic). *Geodinamica Acta* 13: 119–132
- Gradstein F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., 2004. A geologic time scale 2004. Cambridge University Press, 610 pp.
- Guillot, S., Hattori, K.H., de Sigoyer, J., 2000. Mantle wedge serpentinitization and exhumation of eclogites: Insight from eastern Ladakh, northwest Himalaya. *Geology* 28, 199-202.
- Guillot S., Hattori K., de Sigoyer J., Nægler T. & Auzende A.L., 2001, Evidence of hydration of the mantle wedge and its role in the exhumation of eclogites, *Earth and Planetary Science Letters*, 193, 115-127.
- Harlow, G.E., Sisson, V.B., Ave Lallemand, H.G., Sorensen, S.S., 2003. High pressure metasomatic rocks along the Motagua Fault Zone, Guatemala. *Ophioliti* 28, 115-120.
- Harlow, G.E., 1994. Jadeitites, albitites, and related rocks from the Motagua fault zone, Guatemala. *J. Metamorph. Geol.* 12, 49-68.
- Harlow, G. E., Hemming, S. R., Avé Lallemand, H. G., Sisson, V. B., Sorensen, S. S., 2004, Two highpressure-low-temperature serpentinite-matrix mélange belts, Motagua fault zone, Guatemala: A record of Aptian and Maastrichtian collisions: *Geology*, v. 32, p. 17-20.
- Hattori K., Takahashi Y., Guillot S., Johanson B. 2005, Occurrence of arsenic (V) in forearc mantle serpentinites based on X-ray absorption spectroscopy study, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, n° 23, 5585-5596.
- Hattori K.H., Guillot S. 2003, Volcanic fronts as a consequence of serpentinite dehydration in the forearc mantle wedge, *Geology*, 31, n° 6, 525-528.
- Hattori, K., Tubrett, M., Saumur, B.M., Guillot, S. (2009). Subduction of shallowly formed arc cumulates: Evidence from clinopyroxene compositions of garnet peridotites in the Rio San Juan Complex, northern Dominican Republic. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11, EGU2009-6237.
- Heinrich H., Althaus E., Experimental determination of the $4 \text{ lawsonite} + 1 \text{ albite} = 1 \text{ paragonite} + 2 \text{ zoisite} + 2 \text{ quartz} + 6\text{H}_2\text{O}$ and $4 \text{ lawsonite} + 1 \text{ jadeite} = 1 \text{ paragonite} + 2 \text{ zoisite} + 2 \text{ quartz} + 6\text{H}_2\text{O}$, *Neues Jahrb Mineral Monatsh* 11 (1988) 516–528.
- Heubeck, C. (1988). Geology of the Southeastern Termination of the Cordillera Central, Dominican Republic, Greater Antilles. Tesis de Master (Inédita), University of Texas, Austin, Texas, 333 pp.

- Iturralde-Vinent, M. A., and García-Casco, A., 2007, Caribeana, a posible solution to a long standing puzzle: The Caribbean latest Cretaceous tectonic events. *Memorias Segunda Convención Cubana de Ciencias de la Tierra. Geociencias 2007*. CD-ROM ISBN 978-959-7117-16-2.
- Joyce, J. (1983). The Lithology and Structure of the Eclogite and Glaucophanite-Bearing Rocks of the Samaná Peninsula, Dominican Republic, *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo DR*, pp 417-429.
- Joyce J (1991) Blueschist metamorphism and deformation on the Samaná Peninsula: A record of subduction and collision in the Greater Antilles. In: Mann P, Draper G, Lewis J (eds), *Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary Zone in Hispaniola. Geol Soc Ame Spec Paper 262: 47–75*
- Joyce J, Aronson J (1987) K-Ar ages for blueschist metamorphism on the Samaná Peninsula, Dominican Republic. *Transac 10th Caribbean Geolog Conference, Cartagena, Colombia*, pp 454-458
- Jolly, W.T., Lidiak, E.G., Dickin, A.P., 2006, Cretaceous to mid-Eocene pelagic sediment budget in Puerto Rico and the Virgen Islands (northeast Antilles Island Arc). *Geologica Acta*, 4, 35–62.
- Krebs, M., 2008. *Geothermobarometrie und Geochronologie subduktionsbezogener Hochdruckmetamorphite des Rio San Juan Komplexes (nördliche Dominikanische Republik)*. Unpubl. Ph.D. thesis, Ruhr-Universität Bochum, Bochum.
- Krebs, M., Maresch, W. V., Schertl, H.-P., Baumann, A., Draper, G., Idleman, B., Münker, C. Trapp, E., 2007, The dynamics of intra-oceanic subduction zones: A direct comparison between fossil petrological evidence (Rio San Juan Complex, Dominican Republic) and numerical simulation: *Lithos* (in press, doi:10.1016/j.lithos.2007.09.003).
- Leake BE, Woolley AR, Arps CES, Birch WD, Gilbert MC, Grice JD, Hawthorne FC, Kato A, Kisch HJ, Krivovichev VG, Linthout K, Laird J, Mandarino JA, Maresch WV, Nickel EH, Rock NMS, Schumacher JC, Smith DC, Stephenson NCN, Ungaretti L, Whittaker EJW, Youzhi G (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Ame Mineral* 83: 1019-1037.
- Lewis, J.F., Proenza, J.A., Espaillet, J., Jimenez. J. (2006): Ophiolite-related ultramafic rocks (serpentinites) in the Caribbean region: a review of their occurrence, composition, origin, emplacement and nickel laterite soils. *Geologica Acta* 4, 237-263.
- Mann, P., 1999. Caribbean Sedimentary Basins: Classification and Tectonic Setting from Jurassic to Present. En: Mann, P. (ed.), *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, 4, 3-31.
- Marchesi, C., Garrido, C.J., Godard, M., Proenza, J.A., Gervilla, F. & Blanco-Moreno, J. (2006): Petrogenesis of highly depleted peridotites and gabbroic rocks from Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba). *Contrib. Mineral. Petrol.* 151, 717-736.
- Massone, H.J., 1995. Experimental and petrogenetic study of UHPM. In: Coleman RG, Wang X (eds) *Ultrahigh Pressure Metamorphism*. Cambridge University Press, pp 33-95
- Massonne HJ, Szpurka Z (1997) Thermodynamic properties of white micas on the basis of high-pressure experiments in the systems K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O and K₂O-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Lithos* 41: 229-250.
- Mercier de Lépinay B., L'évolution géologique de la bordure nord-Caraïbe : l'exemple de la transversale de l'île d'Hispaniola (Grandes Antilles), thèse de doctorat d'État, université Pierre-et- Marie Curie, 1987, 374 p.
- Morimoto N (1989) Subcommittee on Pyroxenes, Nomenclature of pyroxenes. *Can Miner* 27: 143-156
- Nagle F (1974) Blueschist, eclogite, paired metamorphic belts, and the early tectonic history of Hispaniola. *Geol Soc Ame Bull* 85: 1461-1466.
- Pérez-Estaún, A., Hernaiz Huerta, P.P., Lopera, E., Joubert, M., y grupo SISMYN. *Geología de la República Dominicana: de la construcción de arco-isla a la colisión arco-continente. Boletín Geológico y Minero*, 118 (2): 157-174.
- Pérez Varela, F., Aban De Los Santos, M. (2009). Informe Estratigráfico y Sedimentológico. Proyecto SYSMIN de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. 168 pp.
- Perfit M.R., Heezen B.C., Rawson M., Donnely T.W., *Metamorphic rocks from the Puerto Rico trench: their origin and tectonic significance, Marine Geology* 34 (1980) 125–156.
- Perfit M.R., McCulloch M.T., Nd- and Sr-isotope geoghemistry of eclogites and blueschists from the Hispaniola- Puerto Rico subduction zone, *Terra Cognita* 2 (1982) 325 p.

- Perfit, M. R., Nagle, F., and Bowin, C. O., 1982, Petrology and geochemistry of eclogites and blueschists from Hispaniola. 1st International Eclogite Conference, Clermont-Ferrand, France, p. 20.
- Pindell JL, Draper G (1991) Stratigraphy and geological history of the Puerto Plata area, northern Dominican Republic. *Geol Soc Am Spec Paper* 262: 97-114
- Pindell, J., Kennan, L., Maresch, W.V., Stanek, K.P., Draper, G., Higgs, R. 2005. Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. In: Lallemand, A. and Sisson V.B. (e.ds.), Caribbean-South American plate interactions. Geological Society of America Special Paper, 394, 7-52.
- Pindell, J., Kennan, L., 2009 (in press). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. In: James, K., Lorente, M. A. & Pindell, J. (eds) The geology and evolution of the region between North and South America, Geological Society of London, Special Publication.
- Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J.C. & Bodinier, J.L. (1999): Al- and Cr- rich chromitites from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba): consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotite in suprasubduction mantle. *Econ. Geol.* 94, 547-566.
- Proenza, J.A., Zaccarini, F., Lewis, J. F., Longo, Garuti, G., 2007, Chromium spinel composition and the platinum group minerals from the PGE rich Loma chromitites, Loma Caribe peridotite, Dominican Republic: *Canadian Mineralogist*: v. 45, p.631-648.
- Rojas-Agramonte, Y., Neubauer, F., Kröner, A., Wan, Y. S., Liu, D. Y., Garcia-Delgado, D. E., and Handler, R., 2004, Geochemistry and age of late orogenic island arc granitoids in the Sierra Maestra, Cuba: Evidence for subduction magmatism in the early Palaeogene: *Chemical Geology*, v. 213, p. 307- 324.
- Saumur B.M., Hattori K.H., Guillot S. (2006). Origin of hydrated peridotites associated with ultra high-pressure eclogites in Hispanolia, northern edge of Caribbean plate, Abstract, Joint Annual Mtg, Geological Association of Canada and Mineralogical Association of Canada, Montreal.
- Saumur, B.M., Hattori, K., Guillot, Sph. (2007a). Protrusion of forearc mantle serpentinites along major strike-slip faults in an oceanic subduction complex. Abstract. Journées scientifiques. Serpentes. Grenoble, France.
- Saumur, B.M., Hattori, K., Guillot, Sph. (2007b). Protrusion of fore-arc mantle serpentinites together with HP and UHP rocks along major strike-slip fault zones, Northern Subduction Complex, Hispaniola Subduction Zone Geodynamics Conference, Montpellier, France.
- Schneider, J., Bosch, D., Monie, P., Guillot, S., García- Casco, A., Lardeaux, J. M., Torres-Roldán, R. L., and Millán, G., 2004, Origin and evolution of the Escambray Massif (central Cuba); an example of HP/ LT rocks exhumed during intraoceanic subduction: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 22, p. 227-247.
- Schwartz, S., Allemand, P., Guillot, S., 2001. Numerical model of the effect of serpentization on the exhumation of eclogitic rocks: Insights from the Monviso ophiolitic massif (Western Alps). *Tectonophysics* 342, 193-206.
- Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 101-118.
- Sisson, V.B., Harlow, G.E., Avé Lallemand, H.G., Hemming, S., Sorenson, S.S., 2003. Two belts of jadeitite and other high-pressure rocks in serpentinites, Motagua fault zone Guatemala. *Geol. Soc. Am. Abstr.* 35, No 4, 75.
- Smith, C.A., Sisson, V.B., Avé Lallemand, H.G.A., Copeland, P., 1999. Two contrasting pressure-temperature-time paths in the Villa de Cura blueschist belt, Venezuela: Possible evidence for Late Cretaceous initiation of subduction in the Caribbean. *Geol. Soc. Am. Bull.* 111, 831-848.
- Stanek, K. P., and Maresch, W. V., 2007, Timing of the HP metamorphism of the Escambray massif, Central Cuba, in Martens, U., and García-Casco, A. (Eds) "High-pressure belts of Central Guatemala: The Motagua Suture and the Chuacús Complex". IGCP 546 Special Contribution 1. <http://www.ugr.es/~agcasco/igcp546/> >> Activities >> Guatemala 2007 >> Abstracts.
- Stanek, K. P., Maresch, W. V., Grafe, F., Grevel, Ch., and Baumann, A., 2006, Structure, tectonics and metamorphic development of the Sancti Spiritus Dome (eastern Escambray massif, Central Cuba): *Geologica Acta*, v. 4, p. 151-170.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle compositions and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication 42, 313-345.

- SYSMIN (1998). Proyecto G: Depósitos de Rocas Ornamentales de Samana y Vicente Noble. Economía Recursos Naturales, SI (Econatura) y Gabinete Minero Tecnología de Evaluación de Yacimientos, SL.
- SYSMIN (2004). Estudio Hidrogeológico Nacional de la República Dominicana. Fase II. Unidad Hidrogeológica de la Península de Samaná. 134 pp.
- Tabrez Ali, S., Freed, A. M., Calais, E., Manaker, D. M. y McCann, W. R. (2008). Coulomb stress evolution in Northeastern Caribbean over the past 250 years due to coseismic, postseismic and interseismic deformation. *Geophys. J. Int.* 174, 904–918.
- Weaver J.D., Panella G., Llinas-Castellan, Preliminary sketch of the tectonic history of the Samaná Peninsula, Dominican Republic, presented at “3rd Congreso Latino-Americano de Geología”, Mexico, 1976.
- Wei, C.J., Powell, R., Zhang, L.F., 2003. Eclogites from the south Tianshan, NW China: petrological characteristic and calculated mineral equilibria in Na₂O-CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O system. *J. Metamorph. Geol.* 21, 163-179.
- Will, T., Okrusch, M., Schmädicke, E., Chen, G., 1998. Phase relations in the greenschist-blueschist-amphibolite-eclogite facies in the system Na₂O-CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (NCFMASH), with application to metamorphic rocks from Samos, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.* 132, 85-102.
- Willner, AP (2005) Pressure-temperature evolution of a Late Palaeozoic paired metamorphic belt in North-Central Chile (34°-35°30'S). *Jour Petrology* 46: 1805-1833.
- Winchester J.A. y Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11-30.
- Wunder, B., Schreyer, W., 1997. Antigorite: High-pressure stability in the system MgO-SiO₂-H₂O (MSH). *Lithos* 41, 213-227.
- Zaccarini F., J.A. Proenza, N.S. Rudashevsky, L.J. Cabri, G. Garuti, V.N. Rudashevsky, J.C. Melgarejo, J.F. Lewis, F. Longo, 2008, A Possible Assemblage of New Platinum Group Minerals in the Loma Peguera Chromitite, Central Dominican Republic. Abstract, 18th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo.
- Zack, T, Rivers, T, Brumm, S and Kronz, A., 2004. Cold subduction of oceanic crust: Implications from a lawsonite eclogite from the Dominican Republic, *European Journal of Mineralogy*, v. 16. p. 909-916.

Anexo I

Notas sobre los estudios petrológicos

1. Los límites utilizados en las divisiones del tamaño de grano en rocas ígneas cristalinas han sido:

<i>Grano muy grueso</i>	= ≥	16 mm
<i>Grano grueso</i>	= ≥	2 < 16 mm
<i>Grano medio</i>	= ≥	0,25 < 2 mm
<i>Grano fino</i>	= ≥	0,032 < 0,25 mm
<i>Grano muy fino</i>	= ≥	0,004 mm < 0,032 mm
<i>Criptocristalino</i>	<	0.004 mm (4 μm)

2. Las abreviaciones minerales utilizadas en su descripción proceden de: Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals: American Mineralogist, v. 68, p. 277-279.

3. En la microfotografías las abreviaciones indican: LN, luz normal; LP, luz polarizada. La anchura del campo es normalmente de 1 cm (x1,25) o de 5 mm (x2,5), aproximadamente.

4. Las texturas de las rocas volcánicas, volcanoclásticas y volcanogénicas sedimentarias son descritas siguiendo la terminología de: McPhie, J., Doyle, M., Allen, R. (1993). Volcanic Textures, a guide to interpretation of textures in volcanic rocks. University of Tasmania. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. 190 pp.

5. Las rocas ígneas y volcánicas son clasificadas siguiendo la terminología de: Gillespie, M.R., Styles, M.T. (1999). BGS Rock Classification Scheme. Volume 1: Classification of igneous rocks. British Geological Survey Research Report, RR 99-06. 52 pp.

Anexo II Metodología y Técnicas Analíticas

Geoquímica

Para la interpretación de la petrogénesis e historia tectónica de las rocas ígneas y metamórficas del Complejo de Samaná, la metodología seguida en este trabajo consistió en integrar un gran volumen de datos petrológicos, geoquímicos e isotópicos, en lo posible de los tipos litológicos poco o nada deformados y/o metamorfizados. Para ello, la composición de elementos mayores y trazas fue obtenida en muestras de roca total, molida en ágata y analizada mediante ICP-MS en ACME Analytical Laboratories Ltd en Vancouver. Los análisis obtenidos en el ámbito del presente Proyecto en muestras de rocas ígneas y metamórficas de las Hojas de Las Galeras y Santa Bárbara de Samaná están incluidos en el Anexo III.

Para los óxidos de elementos mayores, los límites de detección son <0,01% excepto para Fe_2O_3 (0,04%), P_2O_5 (0,001%) y Cr_2O_3 (0,002%); para los elementos trazas son típicamente <0,1 ppm y para las tierras raras <0,05 ppm, e incluso <0,01 ppm. En detalle, los límites de detección (en ppm) fueron: Ba, 1; Be, 1; Co, 0,2; Cs, 0,1; Ga, 0,5; Hf, 0,1; Nb, 0,1; Rb, 0,1; Sn, 1; Sr, 0,5; Ta, 0,1; Th, 0,2; U, 0,1; V, 8; W, 0,5; Zr, 0,1; Y, 0,1; La, 0,1; Ce, 0,1; Pr, 0,02; Nd, 0,3; Sm, 0,05; Eu, 0,02; Gd, 0,05; Tb, 0,01; Dy, 0,05; Ho, 0,02; Er, 0,03; Tm, 0,01; Yb, 0,05; Lu, 0,01; Mo, 0,1; Cu, 0,1; Pb, 0,1; Zn, 1; Ni, 0,1; As, 0,5; Cd, 0,1; Sb, 0,1; Bi, 0,1; Ag, 0,1; Au, 0,5 (ppb); Hg, 0,01; Tl, 0,1; y Se, 0,5. La precisión y exactitud analítica fue estimada analizando los estándares internacionales STD CSC y SO-18, así como mediante análisis duplicados de algunas muestras. En general, la precisión del estándar fue mejor de $\pm 1\%$ y la exactitud en los análisis duplicados mejor de 0,5%. El Fe procedente de los análisis fue Fe total como Fe_2O_3 , por lo que fue recalculado como $\text{Fe}_{2\text{O}_{3t}} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} \cdot 1,11135$ y $\text{FeO}_{\text{calc}} = \text{FeO} / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$. Los análisis de todas las muestras fueron recalculados a una base anhidra si la suma de los elementos SiO_2 a P_2O_5 fue <99,98%. El número de Mg (Mg#) fue calculado como $100 \cdot \text{mol MgO} / (\text{mol MgO} + \text{mol FeO}_t)$, donde $\text{FeO} = 0,8 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_{3t}$ y $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,2 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_{3t}$. Las composiciones de referencia utilizadas para el manto primordial y los basaltos promedio N-MORB, E-MORB y OIB son las propuestas por Sun y McDonough (1989).

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

de elementos traza para discriminar entre varios medios tectónicos relacionados o no con arcos isla. Los datos isotópicos de Sr-Nd procedentes de la bibliografía fueron utilizados en algunos casos junto con los geoquímicos de elementos traza, para interpretar la naturaleza de la fuente mantélica y, particularmente, como evidencia de la influencia o no de plumas mantélicas y de la litosfera continental en la petrogénesis de las rocas ígneas.

En la zona estudiada se reconoció una relativa gran variedad composicional de tipos magmáticos básicos que tienen análogos en medios oceánicos modernos, los cuales proporcionan el marco para la interpretación geoquímica e isotópica. Las rocas volcánicas no relacionadas con procesos de subducción fueron comparadas respecto a los basaltos N-MORB (*normal mid-ocean ridge basalts*), E-MORB (*enriched-MORB*) emitidos en dorsales influenciadas por plumas, y OIB (*ocean island or oceanic intra-plate basalts*) relacionados con la actividad de plumas mantélicas. Los basaltos transicionales son aquellos que tienen características geoquímicas intermedias entre los toleíticos y alcalinos según Winchester y Floyd (1977). Las rocas volcánicas de medios de arco se caracterizan por un enriquecimiento de LFSE (Th) relativo respecto a los más incompatibles HFSE (Nb-Ta), y empobrecimiento en Nb (y Ta) respecto a La. Los tipos reconocidos fueron característicos de arcos intraoceánicos: boninitas fuertemente empobrecidas en elementos incompatibles, andesitas ricas en Mg, basaltos toleíticos IAT (*island arc tholeiites*) variablemente empobrecidos en Ti o LREE, andesitas y basaltos calco-alcalinos CAB (*calc-alkalic basalts*), rocas volcánicas félsicas de composición dacítica-riolítica asociadas con las series IAT-CAB y adakitas. Las rocas plutónicas que forman las unidades o batolitos ultramáfico-gabroico-tonalíticos fueron caracterizadas geoquímicamente siguiendo un procedimiento similar.

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

Anexo III

Análisis geoquímicos de roca total

<i>Hoja</i>	<i>Número</i>	<i>Muestra</i>	<i>Clasificación</i>
Las Galeras	6373I	JE9094B	ECLOGITA FOLIADA CON FENGITA
Santa Bárbara de Samaná	6373IV	JE8162A	ECLOGITA CON FENGITA
Las Galeras	6373I	JE9071	ECLOGITA CON FENGITA, RETROGRADADA
Las Galeras	6373I	JE9092	ECLOGITA RETROGRADADA
Las Galeras	6373I	JE8344	ECLOGITA RETROGRADADA
Santa Bárbara de Samaná	6373IV	JE8159A	ECLOGITA CON GLAUCOFANA CALCOESQUISTO CON GRANATE, GLAUCOFANA Y EPIDOTA
Las Galeras	6373I	JE9091	EPIDOTA
Santa Bárbara de Samaná	6373IV	JE8231	MARMOL CALCÍTICO MICROBANDEADO, MILONÍTICO

Hoja	6373I	6373IV	6373I	6373I	6373I	6373IV	6373I	6373IV
X (UTM)	-69,22178	-69,2981	-69,2244	-69,2231	-69,2268	-69,2888	-69,2238	-69,5047
Y (UTM)	19,18288	19,19151	19,18694	19,18217	19,18137	19,19751	19,18214	19,22679
Muestra	JE9094B	JE8162A	JE9071	JE9092	JE8344	JE8159A	JE9091	JE8231
SiO₂	62,19	52,07	44,95	49,23	42,68	50,17	60,2	0,36
TiO₂	0,53	0,8	1,69	1,46	1,31	0,95	0,28	0,01
Al₂O₃	14,04	12,96	14,38	15,58	14,64	12,97	7,76	0,14
Fe₂O₃	6	7,94	10,17	9,7	9,43	12	3,9	0,02
MgO	6,68	6,84	7,02	5,96	5,62	5,96	1,39	1,74
CaO	0,96	11,73	12,45	12,9	16,59	12,07	13,07	57,93
Na₂O	2,35	5,29	2,94	2,84	2,29	5,36	0,42	0,01
K₂O	2,43	0,91	0,65	0,25	0,2	0,02	1,74	0,02
P₂O₅	0,267	0,267	0,174	0,137	0,14	0,057	0,324	0,02
MnO	0,18	0,32	0,14	0,12	0,15	0,29	0,41	0,005
Cr₂O₃	0,012	0,001	0,04	0,042	0,049	0,019	0,006	0,001
LOI	4	0,7	5,2	1,6	6,7	-0,1	10,2	39,7
C/TOT	0,09	0,03	1,04	0,06	1,48	<0,02	2,75	12,74
S/TOT	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,02	<0,02	<0,02
SUM	99,71	99,81	99,82	99,86	99,8	99,8	99,75	99,96
Mg#	69	63	58	55	54	50	41	99
Cs	3,4	1,5	0,8	0,2	0,2	<0,1	1,9	<0,1
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Rb	66,9	26,5	13,6	5,4	4,1	0,4	61,8	0,5
Ba	1222	289	187	37	47	23	582	40
W	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Th	7,1	2	0,1	0,2	0,1	1,6	6,2	<0,2
U	1,3	1,8	0,9	<0,1	0,3	0,8	1,2	2,3
Nb	5,7	4,9	2,5	2	2	5,2	6,2	0,2
Ta	0,4	<0,1	0,2	0,3	<0,1	<0,1	0,4	<0,1
La	27	16,1	3,8	3,5	2,9	10,7	30,8	0,6
Ce	61,3	35,5	11	10,1	8,8	24,2	55,7	0,9
Pb	2,5	2,5	1,1	0,3	3,1	0,3	7,7	0,1
Pr	7,68	5,11	2,04	1,93	1,68	3,54	8,01	0,1
Mo	1,2	0,2	0,1	<0,1	0,2	0,5	0,1	0,1
Sr	20,3	87,4	169,6	156,1	249,3	116,7	199,9	545,3
Nd	33,1	22,8	12,4	10,9	10,2	16,5	33,3	<0,3
Sm	6,41	5,1	3,68	3,31	3,16	3,61	6,29	0,09
Zr	94,6	97,3	102,3	85,9	81,7	126,6	49,8	3
Hf	2,4	2,9	2,8	2,5	2,3	3,8	1,3	0,2
Eu	1,44	1,42	1,31	1,31	1,15	0,99	1,41	0,02
Sn	2	1	1	1	<1	1	2	<1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Gd	6,16	4,92	5,2	4,62	4,35	3,6	5,93	0,05
Tb	0,95	0,84	0,95	0,86	0,67	0,67	0,89	0,02
Dy	4,92	5,2	5,72	4,9	5,28	4,17	4,72	<0,05
Y	29,5	36,9	36,1	31,2	28,2	24,3	34,1	0,4
Ho	1,07	1,21	1,29	1,15	1,11	0,88	1,02	0,03
Er	2,82	3,91	3,65	3,21	3,25	2,49	2,71	0,04
Tm	0,45	0,64	0,6	0,52	0,48	0,41	0,44	0,01
Yb	2,68	4,25	3,45	3,15	2,89	2,51	2,48	<0,05
Lu	0,37	0,66	0,55	0,48	0,47	0,39	0,38	<0,01
Se	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As	0,9	<0,5	<0,5	0,7	<0,5	0,6	<0,5	<0,5
Be	1	2	<1	<1	<1	1	<1	<1
Ga	14,7	13,7	15	17,2	14,6	14,3	10,8	0,7
V	156	157	344	320	298	315	79	8
Co	51	15,9	33,5	37,1	33,8	37,2	20	0,5
Ni	118,9	15,7	42,2	16,5	87,9	23,2	20,4	2,1
Cu	119,2	6,7	63,8	47,5	73,8	93,5	9,8	0,7
Zn	68	6	21	13	33	6	29	<1
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sc	20	24	40	40	37	44	10	<1
Ni	180	51	86	117	121	52	48	<20
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Au	<0,5	<0,5	1,9	3,3	<0,5	<0,5	2,6	<0,5

Anexo IV

Distribución del Metamorfismo en la República Dominicana: Notas explicativas al Mapa Geológico

Principales zonas metamórficas

En el área de la República Dominicana, las condiciones del metamorfismo son de tanto una alta relación P/T como de baja relación P/T, graduando desde condiciones de la facies de los esquistos verdes de muy bajo grado a las condiciones de ultra-alta-P.

Generalmente, los contactos entre unidades metamórficas se corresponden con contactos tectónicos, tales como cabalgamientos, fallas normales y zonas de desgarre.

A pesar de que el metamorfismo de cada unidad está establecido en base a un criterio metamórfico simplista, sólo orientado a las condiciones del pico metamórfico y así relacionado con los procesos magmáticos (plutonismo y volcanismo de arco) u orogénicos tempranos (subducción), su distribución a escala regional es consistente con la geometría y evolución geodinámica de La Española. Es decir, las condiciones metamórficas P-T aumentan hacia el núcleo plutonometamórfico del arco isla Caribeño exhumado en la Cordillera Central, y desde las partes externas a las internas del prisma de acreción-colisión estructurado en la Cordillera Septentrional, relacionado con el movimiento de la lámina que subduce. Sin embargo, resultan situaciones más complejas desde la superposición de eventos térmicos más tardíos relacionados con la extensión del arco, o resultantes del desplazamiento lateral de bloques debido a la tectónica de gran escala Neógena de desgarres tardíos.

Facies metamórficas en la República Dominicana

Las facies metamórficas utilizadas aquí están principalmente basadas en los grids petrogenéticos establecidos por Evans (1990) y Spear (1993) para composiciones básicas. En el caso de los metasedimentos ricos en Al o Ca presentes en el prisma de acreción, principalmente en la Península de Samaná, las definiciones de facies cubren actualmente una relativa gran variedad de minerales índice dependiendo de la naturaleza de los protolitos.

A continuación, se describen las principales facies metamórficas presentes en la República Dominicana, representadas por un conjunto de minerales índices específicos para cada grupo litológico composicional. En la lista de facies, los minerales diagnósticos de la asociación mineral metamórfica índice son designados en **negrita**, con los minerales índices adicionales, localmente presentes, indicados en *italica*. Entre paréntesis se indican las apropiadas referencias geográficas de aparece la asociación mineral.

Facies de subesquistos verdes (200–300°C; P < 4kbar)

Sistema máfico: **albita** – **clorita** – **pumpellitita**

Metasedimentos volcanoclásticos: **laumontita** – **prehnita**

Sistema pelítico: **caolinita** – **clorita** – **illita** – **interestratificados illita-esmectita**,

Facies esquistos verdes inferior (300–400°C; P < 4kbar)

Sistema máfico y metasedimentos volcanoclásticos: **albita** – **clorita** – **epidota** – **actinolita**

Metapelitas ricas en Na: **albita** – **clorita** – **fengita**

Metapelitas ricas en Al: **pirofilita** – **clorita** – **illita-fengita** – **paragonita** – *cloritoide*
(Samaná)

Facies esquistos verdes superior (300–400°C; 4 < P < 8kbar)

Sistema máfico y metasedimentos volcanoclásticos: **albita – lawsonite – clorita – paragonita – fengita – riebeckita-crossita – pumpellita – stilpnomelana**

Sistema pelítico: **fengita – clorita – cloritoide (Samaná)**

Facies esquistos azules (300–400°C; 8 < P < 15kbar)

Sistema máfico: **glaucófana – lawsonita – jadeita-cuarzo – pumpellita (Río San Juan)**

Marble and calcschists: **aragonito - glaucófana**

Sistema pelítico: **ferro-magnesiocarfolita – fengita – cloritoide – pirofilita – lawsonita – aragonito – paragonita (Samaná)**

Metapelitas ricas en Na: jadeita + cuarzo – glaucófana – clorita – paragonita

Metapelitas ricas en Al: **ferro-magnesiocarfolita – pirofilita – diáspora – cloritoide – lawsonita – aragonito – paragonita – sudoita (Samaná)**

Facies esquistos azules superior (400–500°C; 10 < P < 15kbar)

Sistema máfico: **glaucófana – epidota - granate u onfacita (+ jadeita)-esfena (Río San Juan)**

Sistema granítico: **fengita – jadeita- epidota ((Río San Juan)**

Sistema pelítico: **cloritoide – glaucófana – fengita – grafito**

Facies transicional esquistos azules a eclogitas (400–480°C; 15 < P < 20kbar)

Sistema máfico: **glaucófana – epidota (+ granate) – onfacita (+ jadeita)-esfena (Samaná)**

Sistema pelítico: **Mg-cloritoide – fengita – magnesiocarfolita – granate – grafito**

Facies Eclogitas (500–600°C; 13 < P < 25kbar)

Sistema máfico: **granate – onfacita – cuarzo – zoisita – fengita- rutilo**

Sistema granítico: granate-jadeita-fengita- zoisita-rutilo (Samaná, Río San Juan)

Sistema pelítico: **cloritoide – diatena – fengita – granate – glaucófana – paragonita - grafito**

Facies de ultra alta presión (600–800°C; 25 < P < 40kbar)

Sistema máfico: **granate – onfacita – zoisita – coesita – distena – Mg-cloritoide – talco (Unidad La Cuaba)**

Sistema pelítico: **Magnesio-cloritoide – distena – fengita – piropo – talco – coesita**

Anexo V

Cálculos termobarométricos realizados en las rocas metamórficas

Datos termodinámicos y propiedades de la solución sólida

Para la realización de cálculos termobarométricos y la obtención de trayectorias P-T, en el presente trabajo se utilizó la base de datos termodinámica actualizada y las propiedades de las soluciones sólidas minerales de TWEEQ (*Thermobarometry With Estimation of Equilibration state*; Berman, 1991). Se utilizaron datos externos para los siguientes minerales: clorita (Vidal et al., 2001), sudoita (Vidal et al., 1992), mica blanca potásica (KWM; Parra et al., 2002a), ferro-magnesio-carfolita (Vidal et al., 1992), y cloritoide (Vidal et al., 1994; 2001). Las actividades de la carfolita fueron calculadas mediante las expresiones de Vidal et al. (1992): $a(\text{car})=(\text{XMg})(\text{XAl})^2(\text{XOH})^4$ con $\text{XMg}=\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2++}\text{Mn})$; $\text{XAl}=(2-\text{Fe}^{3+})/2$; y $\text{XOH}=(4-\text{F})/4$. Las XMg y XFe del cloritoide fueron calculadas considerando el contenido en Mn $\text{XMg}=\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2++}\text{Mn})$ y $\text{XFe}=\text{Fe}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2++}\text{Mn})$, y las actividades proceden de Vidal et al. (1994): $a[\text{Mg-Clid}]=\text{XMg}$ y $a[\text{Fe-Clid}]=\text{XFe}$.

Método de cálculo multi-equilibrio

Los puntos P-T más relevantes seguidos por las rocas durante su historia metamórfica se obtuvieron mediante un método de cálculo que permite obtener de forma simultánea estimaciones de P y T, a partir de un relativo pequeño número de fases presentes de forma sistemática en las láminas delgadas estudiadas y comprobar su equilibrio químico-composicional. El método está basado en el concepto del "cálculo multi-equilibrio" (Berman, 1991), el cual requiere asumir la existencia de un equilibrio local y el uso de modelos de solución sólida y de datos termodinámicos para minerales caracterizados por variaciones composicionales.

El método consiste en representar todas las reacciones de equilibrio (TER) calculadas con los términos composicionales extremos (EM) utilizados para describir por ejemplo la composición de la clorita y la fengita (y sus asociaciones con otros minerales). Los metasedimentos del Complejo de Samaná son muy pobres en asociaciones minerales diagnósticas de las condiciones metamórficas, aunque contienen habitualmente fengita, clorita y cuarzo, así como contenidos muy variables de calcita, lawsonita, carfolita, cloritoide, ferro-glaucófana y epidota.

Aumentar el número de EM para expresar la variabilidad composicional de la clorita, mica blanca potásica (KWM) y otros minerales asociados permite aumentar el número de TER que puede ser calculado para una paragénesis dada implicando estos minerales, y por lo tanto el número de reacciones de equilibrio linealmente independientes (IER) (Vidal y Parra, 2000; Vidal et al., 2001; Parra et al., 2002a; Parra et al., 2002b). Los pares o triplets de minerales utilizados para el cálculo fueron primero seleccionados utilizando criterios microtexturales clásicos que sugieren el estado de equilibrio. En particular, los minerales formadores de asociaciones deben estar en contacto y estar implicados en la misma microestructura, por lo que deben haber crecido al mismo tiempo.

Asumiendo que los datos termodinámicos en estado estándar y las relaciones de actividad-composición están bien calibradas, todas las reacciones calculadas para una paragénesis dada deben intersectar en un simple punto en el campo P-T si se alcanzó el estado de equilibrio. Sin embargo, los errores acumulados en el cálculo de cada reacción dan lugar a una dispersión en los puntos de intersección. Si la dispersión no es elevada, el programa

InterSX (Berman, 1991) incluidos en el paquete TWEEQ permite calcular P, T y la dispersión $\text{scat}(P)$ y $\text{scat}(T)$, entre intersecciones.

Diagramas de Fase

La validez de los resultados termobarométricos fue también contrastada con ayuda de diagramas de fases petrogenéticos (o pseudosecciones P-T), construidos para composiciones de metapelitas en el rango de temperaturas 250-750 °C, en los sistemas KFMASH ($\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgOAl}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$) y CFMASH ($\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgOAl}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$). Estos diagramas fueron construidos desde la experiencia en el campo y los estudios teóricos de Spear y Cheney (1989), Vidal et al. (1992), Oberhänsli et al. (1995), Bousquet et al. (2002), Proyer (2003), Wei et al. (2004), Wei y Powell (2004), McDade y Harley (2001), así como mediante los cálculos realizados utilizando el software Theriak-Domino (De Capitani y Brown 1987; De Capitani, 1994) usando la base de datos de Berman (1988) completada con los datos termodinámicos de: Mg-cloritoide (Goffé y Bousquet 1997), Fe-cloritoide (Vidal et al., 1994), clorita (Vidal et al., 2001), y aluminio-celadonita (Massonne y Szpurka, 1997). Las abreviaciones minerales son Bucher y Frey (2002), excepto pata (Fe, Mg)-carfolita (Car).