



MAPA GEOLÓGICO
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA
ESCALA 1:50.000

LA VEGA
(6073-I)

Santo Domingo, R.D., Julio 2007-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

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

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)

ASESORES GENERALES DEL PROYECTO

- Dr. Grenville Draper (Universidad Internacional de Florida, USA)

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 (TYPISA) 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 La Vega (6073) y Memoria adjunta,
- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 de La Vega (6073) 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 de Petrología de las Rocas Ígneas y Metamórficas. Hojas de Jarabacoa, Manabao, La Vega, Jánico y San José de las Matas

-
- Informe de Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas. Hojas de Jarabacoa, Manabao, La Vega, Jánico y San José de las Matas
 - Informe de interpretación de la Geofísica Aerotransportada del Proyecto,
 - Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb,
 - Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar,
 - Informe/Catálogo de macroforaminíferos seleccionados.

RESUMEN

La Hoja de La Vega (6073-I) pertenece a los dominios geológicos denominados de la Cordillera Central y de la Cuenca del Cibao. El dominio de la Cordillera Central (o *Meddian Belt* de Bowin, 1975), está limitado estructuralmente al norte por la Zona de Falla de La Española y al sur por la Zona de Falla de San Juan-Restauración. En la Hoja se distinguen cuatro conjuntos litológicos: (1) un conjunto volcano-plutónico metamórfico Jurásico Superior-Cretácico Superior; (2) las rocas metavolcánicas y metavolcanoclásticas de la Fm Amina, relacionables con el arco isla primitivo del Cretácico Inferior; (3) un grupo de unidades terrígenas Eoceno Medio/Superior-Mioceno Inferior de características turbidíticas (Grupo Tavera); y (4) un conjunto de formaciones terrígenas y carbonatadas Mioceno Medio-Cuaternario de relleno de la Cuenca del Cibao (Grupo Yaque del Norte).

La estructura interna del dominio de la Cordillera Central se caracteriza por varias zonas de falla de dirección NNO-SSE a ONO-ESE y gran escala, denominadas: La Meseta, Río Guanajuma, Hato Viejo y Bonao-La Guácara. Estas zonas de falla limitan tres dominios corticales o bloques tectónicos: Jicomé, Jarabacoa y Bonao, caracterizados por una diferente estratigrafía volcánica Turoniense-Campaniense, composición geoquímica y características físicas de las rocas ígneas constituyentes.

El bloque de Jicomé no está representado en el Hoja de La Vega. El bloque de Jarabacoa está limitado por las zonas de falla de La Española y Hato Viejo por el norte y las zonas de cizalla de La Meseta y Bonao-La Guácara por el sur. Comprende la asociación volcano-plutónica de Loma La Monja, el Chert de El Aguacate, el Complejo Duarte, y la Fm Restauración del Grupo Tireo, así como las rocas metamórficas anfibolíticas de la zona de cizalla de La Meseta. El bloque de Bonao está limitado por el sur por la zona de falla de Hato Viejo, comprendiendo la Peridotita de Loma Caribe y la Fm Peralvillo Sur, así como varios cuerpos de gabros y doleritas. La zona de falla de La Española trunca las estructuras geológicas en el bloque por el norte. El dominio de la Cordillera Central está intruido por los Batolitos gabro-tonalíticos de Jumunucu y Buena Vista, así como por un conjunto de leucotonalitas con hornblenda foliadas. Los Gabros de Los Velazquitos forman una serie intrusiva máfica de desarrollo regional, emplazadas en el dominio de la Cordillera Central. En los niveles estructuralmente más altos de la Peridotita serpentinizada de Loma Caribe intruye también un grupo de diques y sills máficos de composición geoquímica variada.

Estructuralmente, a lo largo de las zonas de falla se desarrollaron durante el Cretácico Superior y bajo un régimen deformativo transpresivo a transtensivo, cinturones de rocas anfibolíticas de potencia kilométrica, caracterizadas por una penetrativa fábrica plano-linear

y con texturas frecuentemente blastomiloníticas. A lo largo de estas macroestructuras y en el interior de los bloques que limitan, intruyeron en momentos de sin- a tardicinemáticos los batolitos gabro-tonalíticos de Loma del Tambor, Macutico, Jumunucu-Buena Vista y Arroyo Caña, principalmente en el intervalo Coniacense-Santonense (90-84 Ma).

Las rocas de la Fm Amina aparecen en el sector SE de la Hoja de La Vega, separadas de la Peridotita de Loma Caribe por la Zona de Falla de La Española. Desde un punto de vista geoquímico, los protolitos de la Fm Amina son equivalentes a los de la Fm Maimón, e incluyen principalmente rocas volcánicas variablemente deformadas y metamorizadas, relacionables con el Primitivo Arco Isla Caribeño Cretácico Inferior.

Las rocas metamórficas contienen asociaciones minerales relacionadas principalmente con dos eventos metamórficos: una blastesis estática pre-cinemática de carácter hidrotermal; y una blastesis esencialmente sin-cinemática dinamotérmica. La blastesis del primer evento está relacionada con el metamorfismo de fondo oceánico (espilitización) o la alteración hidrotermal sin-, tardi- y post-magmática de los protolitos, siendo por tanto de edad Cretácica. La blastesis dinamotérmica tuvo lugar en cretácico Superior y dio lugar a asociaciones minerales indicativas de las facies de prehnita-pumpellita, esquistos verdes de baja-T y, en las zonas de cizalla, anfibolitas de baja-P.

Discordante sobre el complejo volcano-plutónico y metamórfico Jurásico Superior-Cretácico Superior y las rocas metavolcánicas de la Fm Amina, se sedimentó el grupo de unidades terrígenas de características turbidíticas del Grupo Tavera, durante el intervalo Eoceno Medio/Superior al Mioceno Inferior. El Grupo está constituido por las Formaciones de Los Velázquez, Represa y Jánico, que rellenan cuencas sedimentarias estructuradas sobre los bloques tectónicos, lo que indica que la estructura dúctil principal en el dominio de la Cordillera Central y la yuxtaposición de los bloques fue pre-Eoceno Medio/Superior. Sin embargo, las zonas de falla fueron reactivadas durante la deformación esencialmente frágil Eoceno Superior-Oligoceno, y en el levantamiento de la Cordillera Central que tuvo lugar desde el Mioceno hasta la Actualidad.

El conjunto de formaciones terrígenas y carbonatadas de edad Mioceno Medio-Cuaternario del Grupo Yaque del Norte, está constituido por las Formaciones Bulla, Cercado, Gurabo y El Licey, que forman el relleno de la Cuenca del Cibao. Sin embargo, la acción erosiva de los ríos Yaque del Norte y Camú ya ha iniciado su vacío erosional. Con esta etapa erosiva se implantan sistemas de abanicos aluviales, terrazas, coluviones y depósitos de fondo de valle.

La estructura más reciente de la Hoja de La Vega está dominada por numerosas fallas frágiles de movimiento reciente, expresión morfológica e incluso con sismicidad asociada. Estas fallas son sistemas de desgarres subverticales de dirección NO-SE a ONO-ESE y NE-SO a ENE-OSO, principalmente, de movimiento transcurrente senestro. La ciudad de La Vega fue destruida en su antiguo y nuevo emplazamiento por terremotos en 1562 y 1842. Por lo tanto, el área posee un importante riesgo sísmico ya que combina una gran densidad de población en un área muy próxima a grandes zonas de falla activas.

ABSTRACT

The La Vega 1:50000 Quadrangle (6073-II) belongs to the so-called Central Cordillera Domain and to the Cibao Basin Domain. The Central Cordillera Domain, or *Meddian Belt* de Bowin (1975), is structurally limited by the Hispaniola fault zone to the north and by the San Juan-Restauración fault zone to the south. In the La Vega area four lithological ensembles can be distinguished: (1) an Upper Jurassic to Late Cretaceous plutono-volcanic and metamorphic ensemble; (2) the metavolcanic and metavolcanoclastic rocks of the Amina Fm, correlated with the Lower Cretaceous primitive island-arc; (3) a group of Middle/Late Eocene-Lower Miocene terrigenous units of turbiditic characteristics (Tavera Group); and (4) a group of Middle Miocene- Quaternary terrigenous and carbonate formations of the filling of the Cibao Basin (Yaque del Norte Group).

The internal structure of Central Hispaniola is characterized by several main NNW-SSE to WNW-ESE trending fault zones (Fig. 1): La Meseta (LMSZ), Río Baiguate (RBSZ), Hato Viejo (HVFZ) and Bonao-La Guácara (BGFZ) fault zones. These fault zones bound three crustal domains or tectonic blocks, namely: Jicomé, Jarabacoa, and Bonao, characterized by different Turonian-Campanian volcanic stratigraphies, geochemical composition and physical characteristics of their constituent igneous rocks (see below).

The Jicomé block is not represented in the La Vega Quadrangle. The Jarabacoa block is bounded to the north by the Hispaniola fault zone (HFZ) or HVFZ and to the south by the LMSZ or BGFZ. It comprises the Loma La Monja volcano-plutonic assemblage, the El Aguacate Chert, the Duarte Complex, and the Restauración Formation of the Tireo Group, as well as the metamorphic equivalents of the LMSZ amphibolites. A regionally developed suite of distinctive mafic intrusions, referred as the Los Velazquitos gabbros, were preferentially emplaced in the NE area of the Jarabacoa block. The Late Oligocene to Present displacement of the HFZ effectively truncates geological features in adjacent Bonao

block to the north. To the south, the Bonao block is bounded by the Hato Viejo fault zone, which comprises the Loma Caribe peridotite and the Peralvillo Sur Formation, as well as several gabbro and dolerite bodies. The Jumunucu and Buena Vista gabbro-tonalitic batholiths, as well as a suite of hornblende-bearing foliated leucotonalites, were intruded syn- to late-kinematically along km-scale shear and fault zones mainly during the Coniacian-Santonian interval (90-84 Ma). These shear zones developed under a transpressive to transtensive deformation regime, thick belts of amphibolitic mafic rocks, characterized by a penetrative plane-linear fabric and often by blastomylonitic textures. The tectonic blocks of Central Hispaniola are characterized by unique Turonian-Campanian volcanic stratigraphies. This indicates that blocks represent separated, ensialic to ensimatic portions of a Loma Caribe back-arc basin. Their structural juxtaposition took place during the closure of the back-arc basin, probably in the Middle Eocene arc-continent collision.

The metavolcanic rocks of the Amina Fm occur in the SE sector of the La Vega Quadrangle, separated from the Loma Caribe Peridotite by the HFZ. From a geochemical point of view, the protoliths of the Amina Fm are similar than those of the Maimón and Los Ranchos Formations, and including variably deformed and metamorphosed volcanic rocks of the Lower Cretaceous primitive Caribbean island-arc.

The metamorphic rocks contain mineral assemblages mainly related with two metamorphic events: a pre-kinematic static blastesis of hydrothermal character; and an essentially syn-kinematic blastesis of dynamothermal character. The blastesis of the first event is related with an oceanic-floor metamorphism (spilitization) or to the syn-, tardi- and post-magmatic hydrothermal alteration of the protoliths, being therefore of Cretaceous age. The dynamothermal blastesis took place in the Upper Cretaceous and gives place to a mineral assemblages indicative of prehnite-pumpellyite, low-T greenschist and, in the shear zones, low-P amphibolite-facies conditions.

Sedimentary basins filled with the Middle/Late Eocene-Lower Miocene turbiditic formations of the Tavera Group were unconformably deposited over the juxtaposed tectonic blocks, indicating that the main ductile structure of Central Hispaniola was pre-Middle Eocene. The Tavera Group is constituted by Los Velázquez, Represa and Jánico Formations. However, the Late Cretaceous fault zones were variably reactivated during Upper Eocene-Oligocene brittle thrusting and Miocene to Recent uplift of the Cordillera Central.

The Middle Miocene-Quaternary terrigenous and carbonate formations of the Yaque del Norte Group is constituted by the Bulla, Cercado, Gurabo and El Licey Formations. Which fill

the Cibao Basin in the La Vega area. However, the erosive action of the Yaque del Norte and Camú rivers has now initiated the erosive vacuum. The establishment of alluvial-fan systems, terraces, colluviums and floor-valley deposits is related with this erosive stage.

In the La Vega Quadrangle, the most recent structure is dominated for numerous brittle faults of recent motion, morphologic expression and related seismicity. These faults are sub-vertical strike-slip faults, with a NE-SW to ENE-WSW trend and sinistral motion, which define a system geometric and kinematically compatible with a transcurrent regime. The La Vega area presents an important seismic hazard because it combines a high density population in an area very close to large-scale active fault zones.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN

- 1.1. Metodología
- 1.2. Situación Geográfica
- 1.3. Marco Geológico
 - 1.3.1. La Geología de La Española
 - 1.3.1.1. Estudios Previos
 - 1.3.2. Macro unidades geológicas
 - 1.3.3. Historia Geológica de La Española
 - 1.3.4. Macroestructura de La Española
- 1.4. Antecedentes
 - 1.4.1. Unidades de la Cordillera Central
 - 1.4.1.1. Conjunto oceánico pre-arco
 - 1.4.1.2. Volcanismo de arco
 - 1.4.1.3. Magmatismo intraplaca
 - 1.4.2. Unidades del Grupo Tavera. Eoceno Medio/Superior-Mioceno Inferior.
 - 1.4.3. Unidades del Grupo Yaque del Norte. Mioceno-Cuaternario

2. ESTRATIGRAFÍA

- 2.1. Conjunto volcano-plutónico Jurásico Superior-Cretácico Superior
 - 2.1.1 Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja.
 - 2.1.1.1. Gabros y doleritas intruidos por Gabros de Los Velázquez y doleritas indiferenciadas (7)
 - 2.1.1.2. Basaltos almohadillados e hialoclastitas, brechas basálticas, y basaltos masivos con intercalaciones de tobas máficas (8)
 - 2.1.1.3. Pizarras silíceas con intercalaciones de metaareniscas y cherts (9)
 - 2.1.2. Cherts de El Aguacate. Rocas silíceas y calizas (10)
 - 2.1.3. Complejo Duarte. Metapicritas, metaankaramitas, metabasaltos magnesianos porfídicos, y basaltos masivos afíricos (11)
 - 2.1.4. Grupo Tireo
 - 2.1.4.1. Formación Restauración
 - 2.1.4.1.1. Grupo Tireo. Fm Restauración. Metavolcanitas intermedio-básicas. Filitas y Esquistos máficos (12)
 - 2.1.4.1.2. Grupo Tireo. Fm Restauración. Metavolcanitas ácidas. Filitas y esquistos cuarzo-micáceos (13)
 - 2.1.4.1.3. Grupo Tireo. Fm Restauración. Metadacitas y metariolitas porfídicas Metadacitas. Esquistos cuarzo-feldespáticos (14)
- 2.2. Formación Amina-Maimón

2.3. Grupo Tavera. Eoceno Medio/Superior-Mioceno Inferior

2.3.1. Pizarras y metaareniscas de El Café (15)

2.3.2. Formación Velazquitos

2.3.2.1. Formación Velazquitos. Conglomerados, calcarenitas y calizas (16)

2.3.2.2. Formación Velazquitos. Lutitas grises, areniscas turbidíticas, arcillas y localmente conglomerados (17)

2.3.3. Formación Represa

2.3.3.1. Conglomerados con textura soportada por la matriz (a) y por los cantos (b). Calizas de Juana Núñez (18)

2.3.3.2. Conglomerados de La Gina (20)

2.3.4. Formación Jánico

2.3.4.1. Lutitas, areniscas turbidíticas con estratificación de fina a media, y conglomerados (19)

2.4. Grupo Yaque del Norte. Mioceno Medio-Cuaternario

2.4.1. Formación Bulla

2.4.1.1. Conglomerados masivos, arenas y arcillas (21)

2.4.2. Formación Cercado

2.4.2.1. Margas con pasadas de calizas bioclásticas (22)

2.4.2.2. Calizas de Ahuyamas. Calizas arenosas y margas bioclásticas (23)

2.4.3. Formación Gurabo

2.4.3.1. Margas masivas de cuenca (24)

2.4.4. Conglomerados, arenas con cantos y bloques y arcillas. Unidad del Licey (25).

2.5. Formaciones Superficiales de edad Cuaternaria

2.5.1. Formaciones gravitacionales

2.5.1.1. Clastos angulosos con lutitas y arenas. Coluviones (31). Holoceno

2.5.1.2. Bloques de litología variada y arenas. Movimientos en masa complejos y deslizamiento de bloques. Holoceno

2.5.1.3. Lutitas, arenas, cantos y bloques. Lóbulo o colada de soliflucción. Flujos. Holoceno

2.5.1.4. Clastos angulosos y bloques con arenas y lutitas. Conos o taludes de derrubios. Holoceno

2.5.2. Formaciones fluviales y de escorrentía superficial

2.5.2.1. Lutitas, gravas y arenas. Abanicos aluviales de baja pendiente. Pleistoceno-Holoceno

2.5.2.2. Gravas y arenas. Terrazas. Pleistoceno-Holoceno

2.5.2.3. Lutitas, arenas con gravas y bloques. Llanuras de inundación. Holoceno

2.5.2.4. Limos con gravas y arenas. Fondos de valle (Fondos de cañada torrencial). Holoceno

2.5.3. Formaciones originadas por meteorización química en rocas cristalinas y silíceas

2.5.3.1. Arcillas rojas y algunas de color beige. Argilizaciones (m).
Pleistoceno-Holoceno

3. PETROLOGIA, GEOQUIMICA, METAMORFISMO y GEOCRONOLOGÍA

3.1. Petrología

3.1.1. Peridotita Loma Caribe. Dunitas, harzburgitas y lherzolitas variablemente serpentizadas, con intrusiones gabroicas y doleríticas (1)

3.1.1.1. Harzburgitas masivas con espinela

3.1.1.2. Dunitas con espinela

3.1.1.3. Venas websteríticas

3.1.1.4. Serpentinitas masivas y foliadas

3.1.2 Anfibolitas de fábrica plano-linear blastomilonítica (2)

3.1.3 Batolito de Buena Vista

3.1.4.1. Gabros y dioritas foliadas (3)

3.1.4.2. Tonalitas con hornblenda foliadas (4)

3.1.4. Batolito de Jumunucu

3.1.4.1. Leucotonalitas con hornblenda y/o biotita, de grano grueso/muy grueso (5)

3.1.5. Gabros de Los Velazquitos

3.1.5.1. Gabros de grano medio a grueso

3.1.5.2. Microgabros y doleritas de grano fino

3.1.6. Gabros, microgabros y doleritas intrusivos en la Peridotita de Loma Caribe

3.1.6.1. Gabros, microgabros y doleritas de tipo BABB

3.1.6.2. Gabros, microgabros y doleritas de tipo E-MORB

3.1.7. Formación Amina-Maimón

3.1.7.1. Esquistos máficos clorítico-epidóticos y actinolítico-epidóticos

3.1.7.2. Esquistos y cuarzo-esquistos feldespáticos filoníticos y miloníticos

3.1.8. Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja

3.1.8.1. Basaltos

3.1.8.2. Ferrobasaltos

3.1.8.3. Basaltos almohadillados

3.1.8.4. Tobas andesíticas

3.1.8.5. Esquistos máficos y anfibolitas

3.1.8.6. Filitas/esquistos cuarzo-feldespáticos

3.1.9. Chert de El Aguacate. Radiolaritas y metaradiolaritas (10)

3.1.10. Complejo Duarte (11)

3.1.10.1. Facies de los subesquistos verdes

3.1.10.2. Facies de los esquistos verdes

3.1.10.3. Facies anfibolítica

3.1.10.4. Facies de corneanas hornbléndico-piroxénicas

3.1.10.5. Sills concordantes de doleritas y microgabros hornbléndicos

3.1.11 Grupo Tireo

3.1.11.1. Matadacitas y metariolitas porfídicas

3.1.11.2. Metavolcanitas ácidas y esquistos cuarzo-feldespáticos

3.1.11.3. Metavolcanitas intermedio-básicas y esquistos máficos

3.2. Geoquímica

3.2.1. Peridotita de Loma Caribe

3.2.2. Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja

3.2.3. Formación Amina

3.2.4. Complejo Duarte

3.2.5. Magmatismo de arco. Grupo Tireo

3.2.5.1 Serie de basaltos-andesitas toleíticas y calco-alcalinas

3.2.5.2 Andesitas magnesianas pobres en Ti

3.2.5.3 Basaltos enriquecidos en Nb

3.2.5.4 Rocas ácidas de la Formación Restauración: dacitas y riolitas

3.2.6. Gabros de Los Velazquitos

3.2.7. Batolitos de Buena Vista y Jumunucu

3.2.7.1 Características geoquímicas de los batolitos de la Cordillera Central

3.2.7.2 Grupo máfico de tipo arco

3.2.7.3. Grupo félsico de arco pobre en La

3.2.7.4. Origen rocas plutónicas batolitos

3.3. Geocronología

4. ESTRUCTURA Y METAMORFISMO

4.1. Macroestructura regional

4.2. Mesoestructuras e Historia Deformativa

4.2.1. Deformación D0

4.2.2. Deformación D1

4.2.3. Intrusiones contemporáneas con D1

4.2.4. Deformación D2

4.2.5. Deformación D3 e intrusión magmas máficos

4.2.6. Deformación D4. Zona de Falla de La Española

4.2.7. Deformación D5

4.3. Metamorfismo

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. Análisis Geomorfológico

5.2. Estudio del modelado

5.3. Evolución e Historia Geomorfológica

6. HISTORIA GEOLÓGICA

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. Hidrogeología

7.1.1. Climatología

7.1.1.1. Climatología del sector meridional

7.1.1.2. Climatología del sector septentrional

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. (INYPESA), 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 formación 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 La Vega (6073-II) 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 el SGN. 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 (La Vega, 6073).

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 La Vega (6073-II) está situada en el centro del país, en la parte este de la región Cibao-sur de la región norte de la República Dominicana.

Administrativamente pertenece a la Provincia de La Vega, de una superficie de 2287 km² y cuya capital es Concepción de La Vega. La Provincia está actualmente dividida en cuatro municipios: La Vega, cabecera provincial, Constanza, Jarabacoa y Jima Abajo. El distrito de Concepción de La Vega incluye a los distritos municipales de El Ranchito y Río Verde Arriba, y el de Jarabacoa al de Buena Vista.

En la Provincia de La Vega se distinguen dos regiones morfológicas principales, con características muy propias: la región montañosa meridional, localizada en el centro de la Cordillera Central, y que abarca aproximadamente las dos terceras partes de la provincia; y la región baja septentrional, correspondiente a la porción occidental del Valle del Cibao Oriental, relativamente llana y denominada Vega Real.

La región montañosa esta conformada por los municipios de Constanza, Jarabacoa y parte del municipio cabecera de La Vega. En esta zona nacen los principales ríos de la provincia y del país. Sus principales ciudades son Constanza y Jarabacoa. Tiene un clima templado húmedo, según la clasificación de Köppen, caracterizado por que la temperatura media es inferior a 18 °C durante todos los meses, excepto en el verano, cuando la media mensual

llega a 19 y 20 °C y la precipitación media anual es de 1000 a 1500 mm. Las zonas bioclimáticas que predominan en esta región son el Bosque muy húmedo montano bajo (Mmh-MB), destacándose el Bosque de Ébano Verde (*Magnolia pallescens*), y el Bosque muy húmedo montano (Mmh-M), con sus bosques de pino (*Pinus occidentalis*). Hacia el oeste de esta región se localiza el Macizo Central, donde se encuentran las mayores alturas del país como el Pico Duarte (3087 m). Hacia el Sur, se encuentra el Macizo de Valle Nuevo, donde está la mayor altura de la provincia: la Loma de Alto Bandera, con 2872 m. El Valle de Jarabacoa forma un triángulo enmarcado, principalmente, por los ríos Yaque del Norte y Jimenoa. El municipio de Jarabacoa (19°07'12"N y 70°38'24"O) se sitúa a 529 m de altitud, y presenta una temperatura media anual de 22,0°C, con una máxima media de 27,8 y una mínima media de 16,3. La precipitación media anual es de 1466,1 mm. El municipio posee una superficie de 665,88 km². Presenta una población de 56931 habitantes (Oficina Nacional de Estadística, 2002), de los cuales 29075 son hombres y 27856 mujeres. La densidad es de 85,5 hab/km², estando la población bastante concentrada en los núcleos urbanos (27370 hab). Jarabacoa dista 30 km a Concepción de La Vega que se sitúa a su vez a unos 125 km de Santo Domingo.

La región baja, conformada por el municipio de Jima y parte del municipio cabecera de La Vega, se caracteriza por su morfología casi completamente llana, con muy pocas colinas bajas. Su clima, según la clasificación de Koppen, es tropical húmedo de bosque, caracterizado porque la temperatura media es de 18°C durante todos los meses del año, con diferencias insignificantes entre el mes más frío y el más caliente; la precipitación media anual es mayor de 2000 mm. Predomina la zona bioclimática de Bosque húmedo subtropical (Bh-S). El principal centro urbano de la región baja (y de la provincia) es la ciudad de La Concepción de La Vega (o simplemente La Vega; 19°13'12"N y 70°31'48"O), ubicada a unos 100 m de altitud. La temperatura media anual es de 26.3 °C, con una máxima media de 31,1 y una mínima media de 21,5, con una precipitación media anual es de 1457,4 mm.

Los principales ríos de la provincia son: el Yaque del Norte, cuya cuenca alta se localiza en el municipio de Jarabacoa; el Camú, afluente del Río Yuna y que es el principal río de la provincia. Junto con sus afluentes, determina gran parte de la fisonomía de la provincia; y el Jimenoa, afluente del Yaque del Norte. Otros ríos son Licey, Verde, Tireo, Grande o del Medio (afluente del Yaque del Sur), Baiguate y Jima.

La principal actividad económica de la Provincia de La Vega es la agropecuaria, siendo los núcleos principales Constanza (papa, frutales, hortalizas y flores), Jarabacoa (hortícolas, café, flores, habichuela) y la cuenca baja del Camú (vegetales y arroz). También hay

producción de café, plátanos, cacao y frutales (sobre todo cítricos). Es importante la producción avícola, porcina y de ganado vacuno (especialmente de leche). La industria fabril se concentra principalmente en La Vega, con otras agroindustrias dispersas por toda la provincia, siendo los molinos arroceros de los más importantes del país. Como recursos mineros de la provincia existen minerales como el cobre, oro, mármol gris y ferroníquel, entre otros, siendo explotados únicamente los dos últimos. En Jarabacoa se localizan yacimientos de mármol gris de varias tonalidades. Mientras que el ferroníquel se localiza específicamente en Loma Peguera y cerca de la Loma Guaigüí.

Como áreas protegidas, la Provincia cuenta con varias reservas científicas en su territorio, como la Reserva Científica Ébano Verde y la Reserva Científica de Valle Nuevo, así como las zonas de arte rupestre pre-hispánico de Constanza, y los saltos de Aguas Blancas, en Constanza, y de los ríos Jimenoa y Baiguate, en Jarabacoa. Los principales atractivos turísticos son el valle intramontañoso de Jarabacoa, particularmente con el ecoturismo y el turismo de aventura (rafting, canyoning, parapente, cascading, mountain bike, cabalgatas, tubing, montañismo, etc.), así como con los saltos y los balnearios en los ríos (Acapulco, Bayacanes, Confluencia). Los lugares más destacados son el Santo Cerro, con el Santuario de Nuestra Señora de las Mercedes, Patrona de la República Dominicana, y el Fuerte de la Concepción (1494). Los acontecimientos festivos más importantes son el Carnaval de La Vega, que se celebra los fines de semana en febrero.

La primera fundación de la ciudad de La Vega fue realizada por Cristóbal Colón, el 8 de Diciembre de 1494. La ciudad fue destruida por un movimiento sísmico en 1562 y sus ruinas son conocidas hoy como "Ruinas de la Vega Vieja". El 7 de mayo de 1842 la ciudad fue una vez más abatida por un terremoto, que destruyó las principales construcciones con que contaba, como el Palacio de Gobierno y la Iglesia.

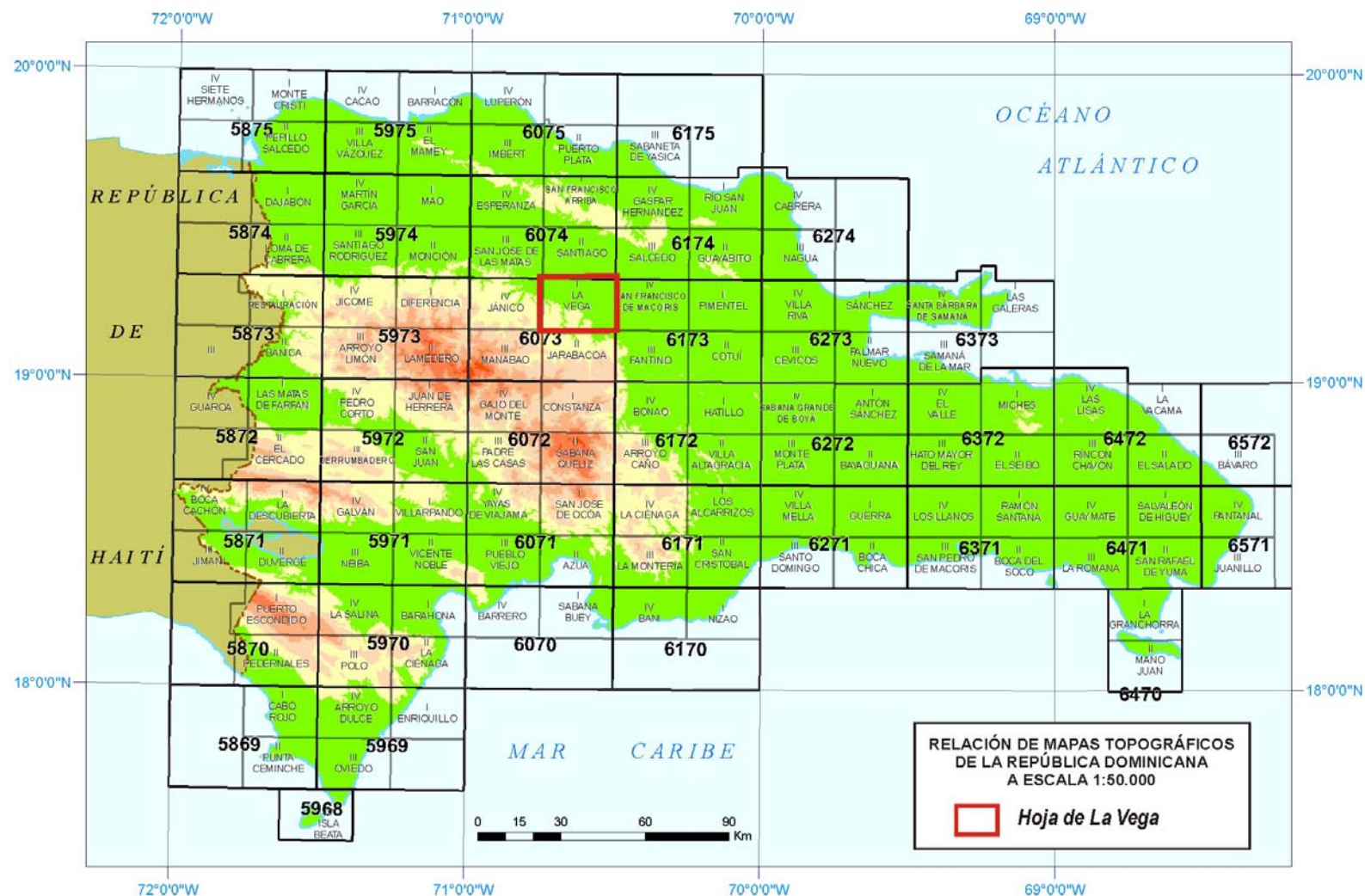


Fig. 1.1. Ubicación de la Hoja de La Vega (6073-II) en el marco del Proyecto SYSMIN II.

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. 1.3.2), 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).

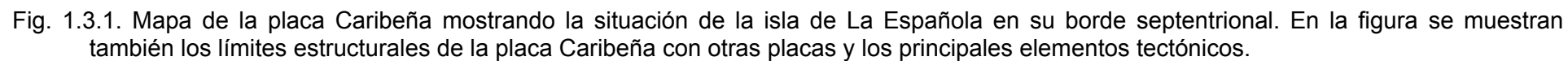
Entre los estudios y documentos previos de carácter geológico-minero, la República Dominicana dispone de un mapa geológico a escala de 1:250.000, denominado "Mapa Geológico de la República Dominicana", publicado en 1991. Las referencias sobre la geología de la Hispaniola son numerosas y han sido publicadas 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 tectónica activa 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 Bonao, 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.



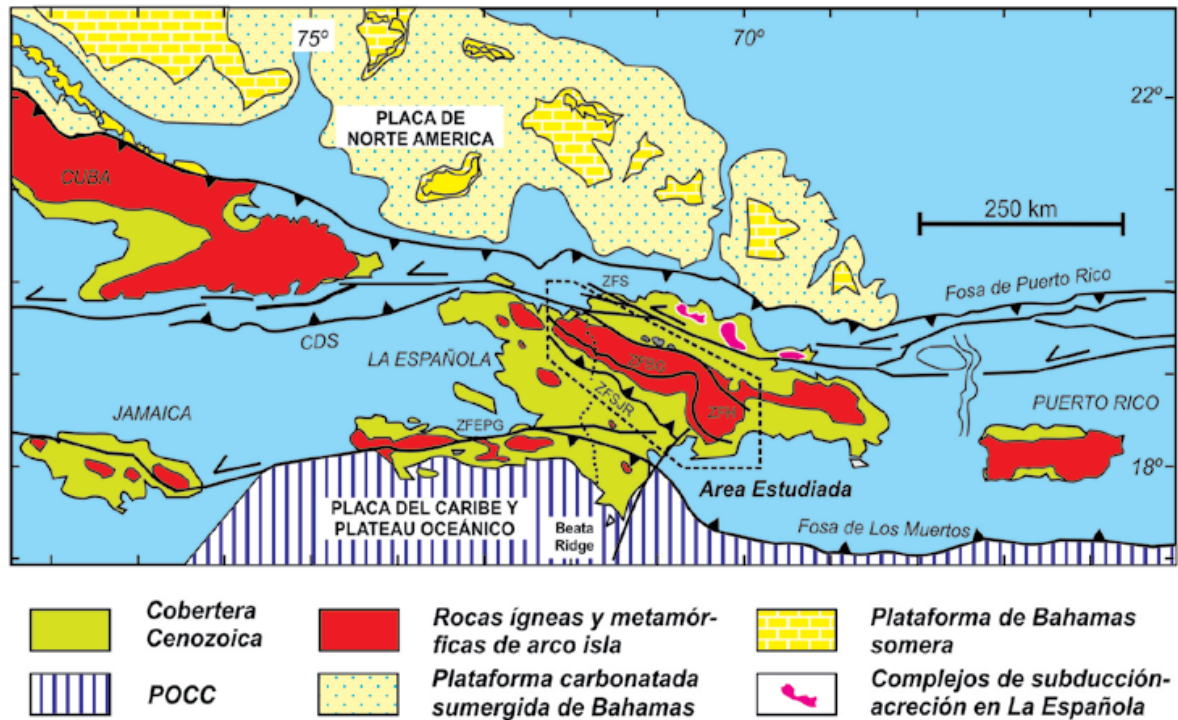
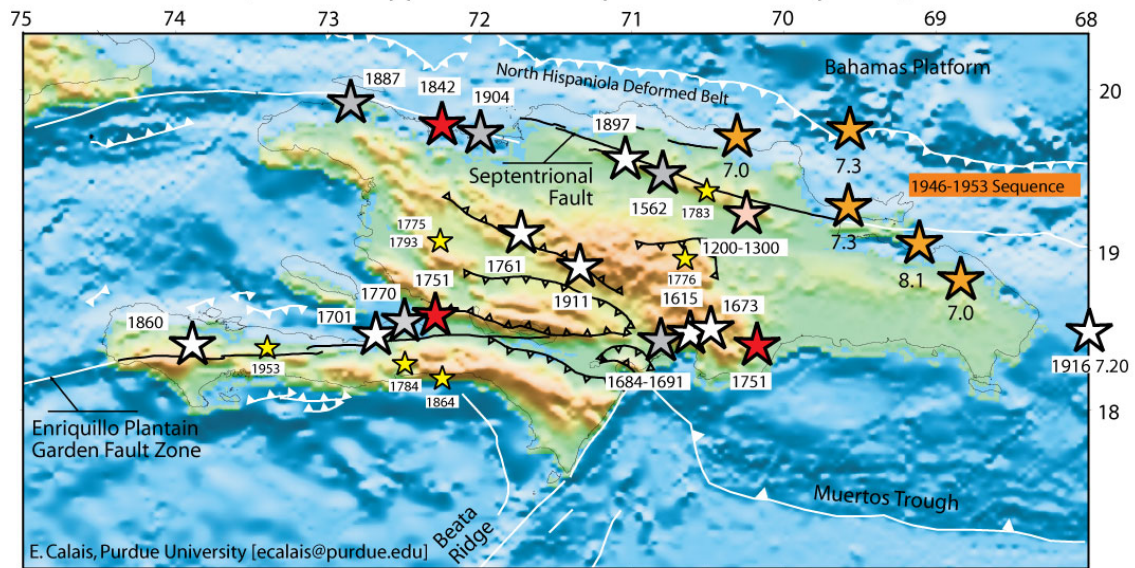


Fig. 1.3.2. Mapa del margen septentrional de la placa Caribeña (mod. de Lewis y Draper, 1990; Mann et al., 1991). La Española ha sido dividida en varios terrenos tectonoestratigráficos en base a su diferente historia geológica, yuxtapuestos tectónicamente por zonas de desgarre de dirección ONO-ESE y 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 (ZFEPG).

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)

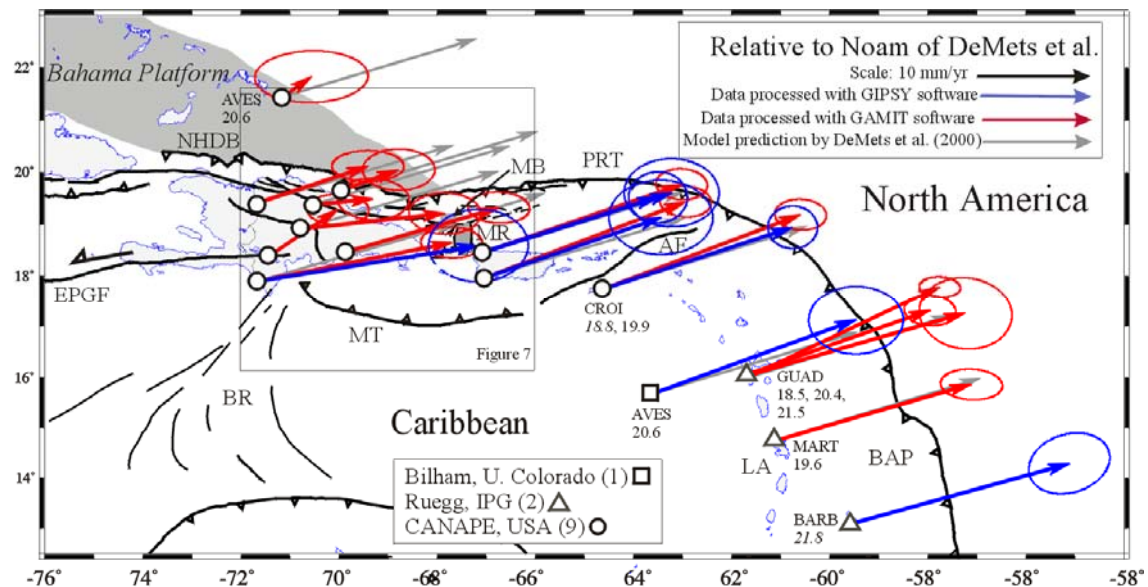


Fig. 1.3.3. (arriba) Mapa de situación de los principales terremotos históricos en el sector septentrional de la Placa del Caribe y su relación con las estructuras que marcan límites de placas (Dolan y Wald, 1998); (abajo) Movimiento relativo de la Placa Caribeña hacia el ENE deducidos en base a medidas 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). 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 (Figs. 1.3.5 y 1.3.6):

(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-Oligoceno 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-Virue 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-Virue 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-Virue 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 serpentinizadas, denominado Peridotitas de Loma Caribe (Lewis et. al, 1999, 2006; Draper et al., 1996), y las unidades volcano-plutónicas oceánicas relacionadas (Escuder-Virue 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-Virue 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-Virue et al., 2005, 2007).

(5) La secuencia de arco magmático del Cretácico Superior, 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-Virue et al., 2004; Joubert et al., 2004; Stein et al., 2004). Sobre estos materiales tuvo lugar la extrusión de la potente Fm Basaltos de Pelona-Pico Duarte, que 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 Inferior/Medio-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 1.3.6), a favor de la cual afloran las peridotitas serpentinizadas de Loma Caribe. Se trata de una falla de desgarre que resuelve un gran 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

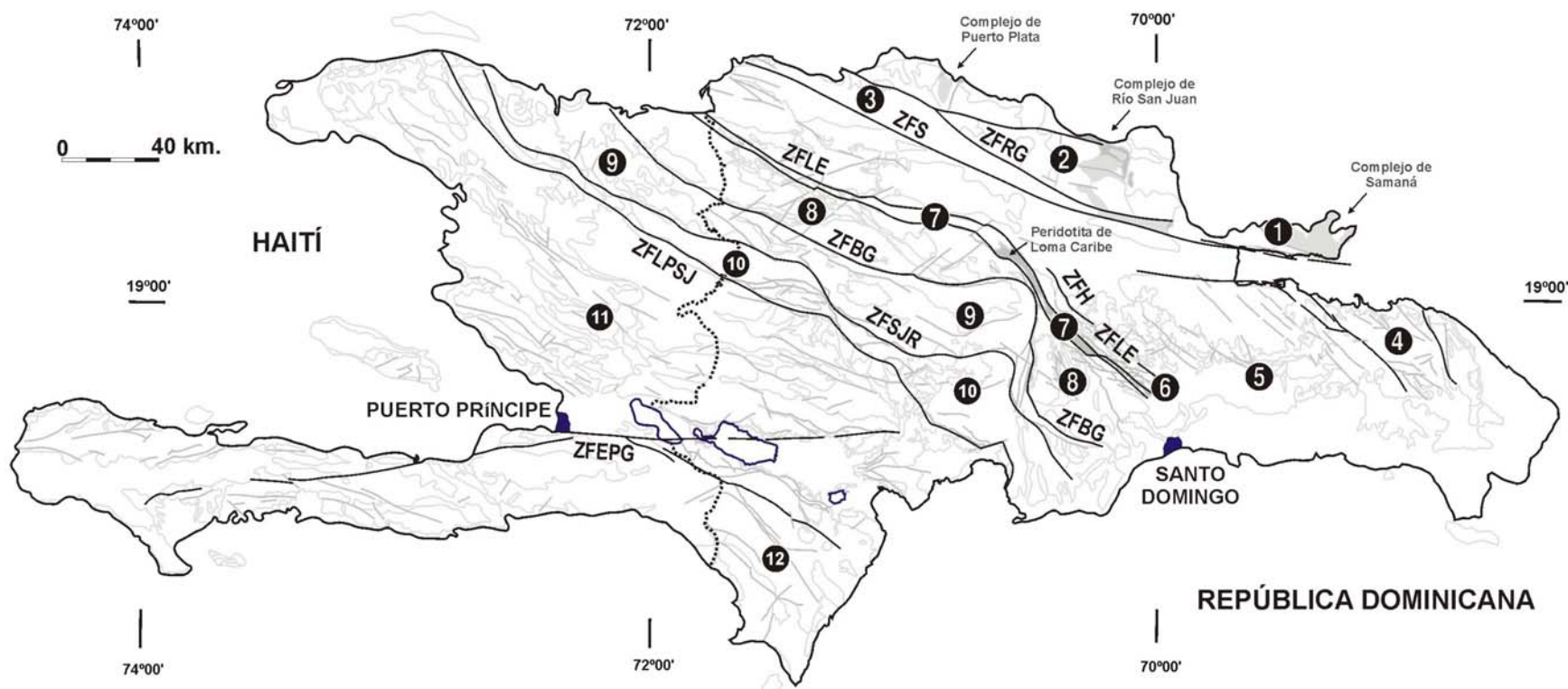


Fig. 1.3.5. Mapa de los terrenos tectonoestratigráficos de La Española según Pérez-Estaún et al. (2007): (1) Samaná; (2) Puerto Plata-Pedro García-Río San Juan; (3) Altamira; (4) Seibo; (5) Oro; (6) Tortue-Maimón-Amina; (7) Loma Caribe-Tavera; (8) Duarte; (9) Tireo; (10) Trois Rivières-Peralta (11) Presq'île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

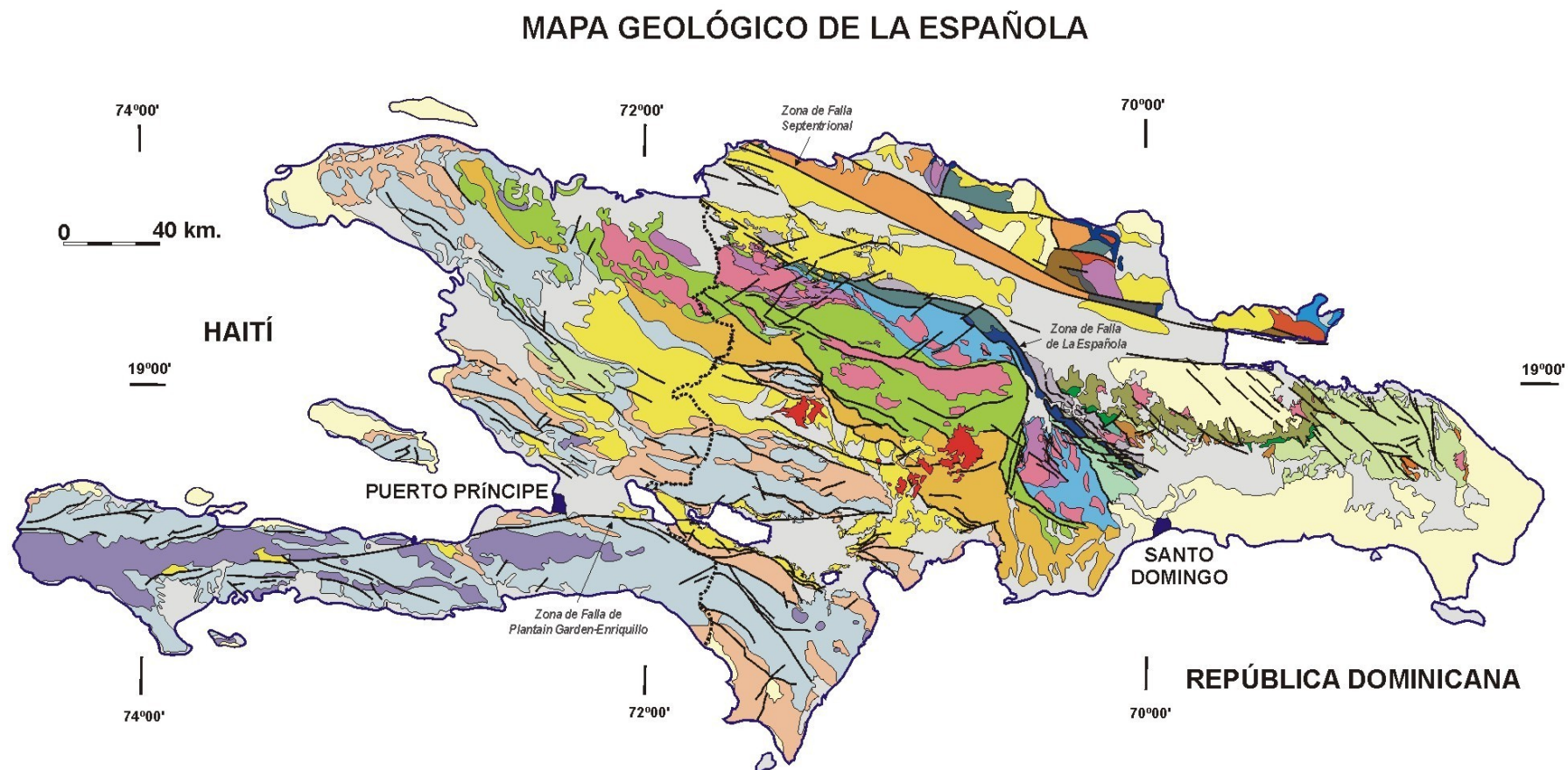


Fig. 1.3.6. Mapa Geológico simplificado de La Española según Lewis y Draper (1990) y el Programa SYSMIN (1999, 2004, 2008).

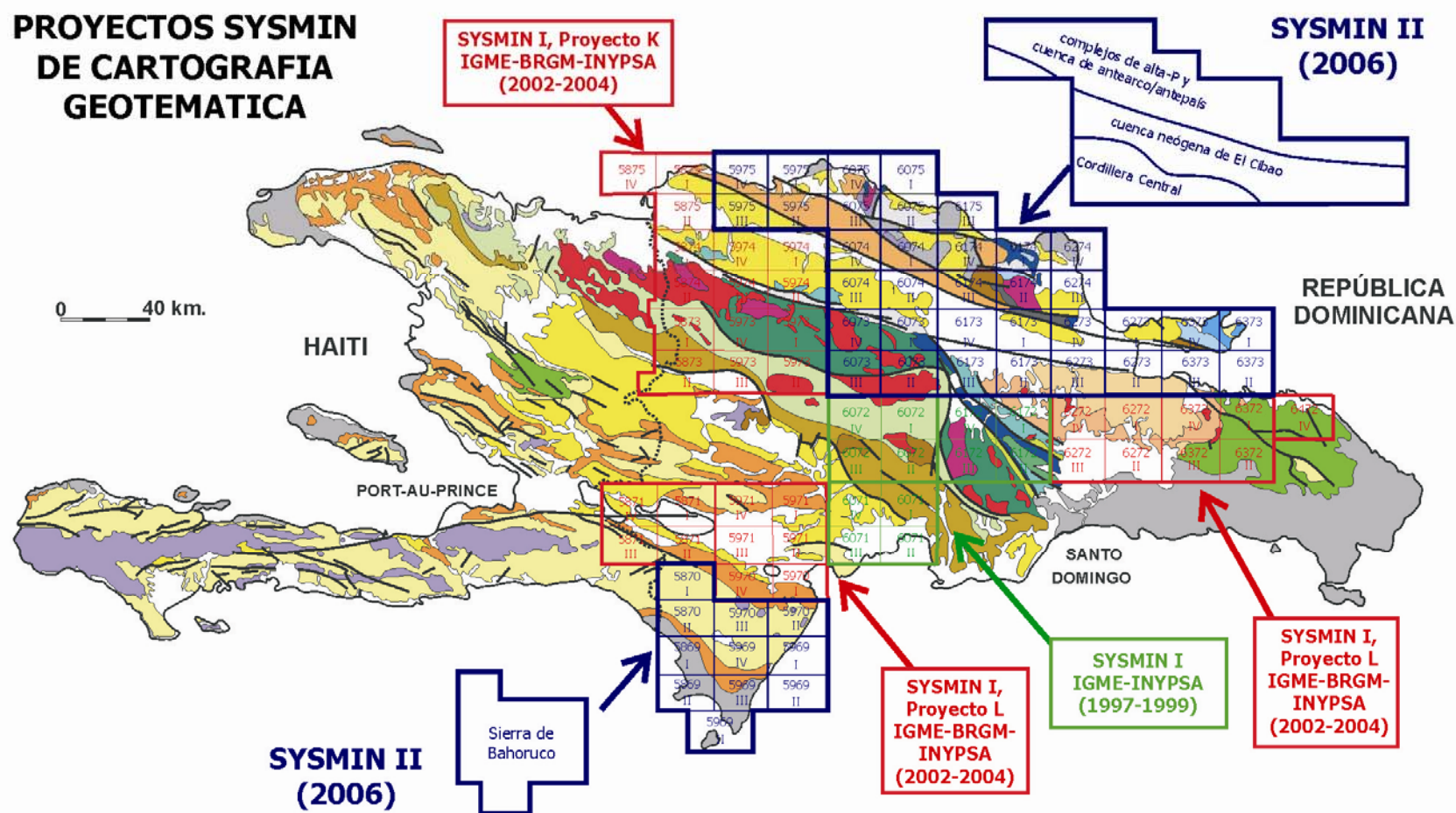


Fig. 1.3.7. Situación de los Proyectos de Cartografía Geotemática del Programa SYSMIN de la República Dominicana. La leyenda del Mapa Geológico está incluida en la Fig. 1.3.6.

LEYENDA MAPA GEOLÓGICO DE LA ESPAÑOLA

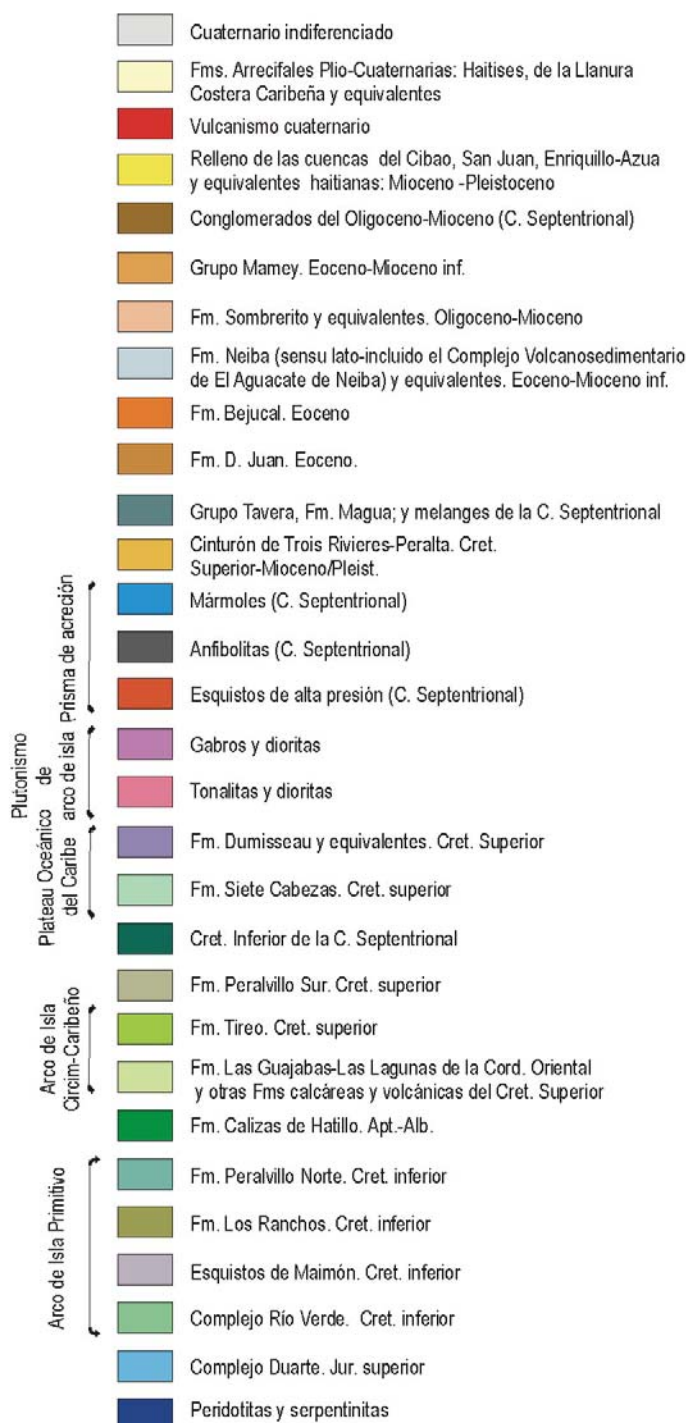


Fig. 1.3.8. Leyenda del Mapa Geológico simplificado de La Española.

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 formación del océano del proto-Caribe debido a la separación entre las placas de Norte y Sur América y (Mann et al., 1991; Montgomery et al., 1994; Lewis et al., 1999; Escuder-Virue y Pérez-Estaún, 2006; Escuder-Virue 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-Virue 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-Virue et al., 2008). 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; Lapierre et al., 1997, 1999, 2000; Escuder-Virue 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-Virue et al., 2007, 2008). Evento magmático principal de formación del Plateau oceánico del Caribe en el Turonense-Coniacense (Fm Constanza) y en el Campaniense-Maastrichtense (Fms de Siete Cabezas y Basaltos de Pelona-Pico Duarte). Inicio de la colisión arco-continente. Formación de la Falla de la Española. 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. Continuación de la 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-Virue 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 anterior etapa, 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-Virue 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 grandes unidades estructurales; 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.

1.4. Antecedentes

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

La Hoja de La Vega incluye materiales pertenecientes a las unidades de la Cordillera Central y de la Cuenca del Cibao, incluyendo el Grupo Tavera y el Grupo Yaque del Norte. Ambas unidades han sido incluidas tradicionalmente en los terrenos de Mann et al. (1991): Tortue-Maimón-Amina, Loma Caribe-Tavera, Duarte y Tireo.

1.4.1. Unidades de la Cordillera Central

El dominio de la Cordillera Central se caracteriza por una gran complejidad litológica. Está limitado al norte por la Zona de Falla de La Española y al sur por la Falla de San José-Restauración (Figs. 1.3.5 y 1.3.6), englobando los terrenos de Loma Caribe-Tavera, Duarte y Tireo (Bowin, 1975; Lewis, 1982; Groetsch, 1983; Boisseau, 1987; Mann et al., 1991; Lewis y Draper, 1991; Draper y Lewis, 1991; Draper et al. 1994; Dupuis et al., 1996; Lapierre et al., 1997, 1999; Lewis et al., 2002). En parte equivale al *Median Belt* de Bowin (1975). La Zona de Falla de La Española constituye un límite estructural de primer orden, ya que yuxtapone dos dominios corticales originalmente distantes que fueron desplazados

lateralmente posiblemente cientos de kilómetros desde, al menos, el Paleógeno (Pérez Estaún et al., 2006). Estos importantes movimientos transcurrentes, condicionan cualquier intento de correlación de las unidades geológicas más antiguas a uno y otro lado de la falla, o de establecer una historia geológica común para el conjunto de los materiales.

En la cartografía de la Cordillera Central se han reconocido siete grandes unidades litoestratigráfico-geoquímicas formando parte de la secuencia magmática, que de base a techo son (Fig. 1.4.1): (1) la Peridotita serpentizada de Loma Caribe; (2) el conjunto volcano-plutónico oceánico de Loma La Monja; (3) el Chert de El Aguacate; (4) el Complejo Duarte; (5) las rocas intermedias a ácidas extrusivas y subvolcánicas del Grupo Tireo; (6) los basaltos de la Formación Loma de Pelona-Pico Duarte; y (7) los basaltos y sedimentos de la Formación Magua. La secuencia está intruida por los batolitos gabro-tonalíticos de Loma de Cabrera, Loma del Tambor, Macutico, El Bao, El Río, Jumunuco y Arroyo Caña, incluyendo complejos ultramáficos asociados, y plutones de leucotonalitas foliadas. Todas las unidades fueron heterogéneamente deformadas y metamorizadas en condiciones de la facies de prehnita-pumpellita, esquistos verdes y anfibolitas, pero preservándose a menudo las texturas ígneas. Desde un punto de vista evolutivo, estas unidades se pueden agrupar en tres conjuntos: el oceánico pre-arco Cretácico Inferior, el volcanismo de arco Cretácico Superior, y el magmatismo intraplaca Cretácico Superior más alto.

1.4.1.1. Conjunto oceánico pre-arco

La Peridotita de Loma Caribe consiste en >6 km de espesor de harzburgitas, dunitas y lherzolitas con espinela intensamente serpentizadas, con pequeños cuerpos de cromita podiforme e intrusiones de diques de gabros y doleritas (Lewis et al., 2002, 2006). Las doleritas son especialmente abundantes en la parte más alta de la peridotita donde forman sills de potencia métrica a decamétrica. La Peridotita de Loma Caribe constituye un fragmento del manto del océano proto-Caribeño, que ha experimentado una compleja historia de fusión (Lewis et al., 2006), y que ha sido levantada tectónicamente por la Zona de Falla de La Española.

El conjunto volcano-plutónico de Loma La Monja consiste en una secuencia de <3 km de espesor de gabros isótopos, doleritas masivas, lavas basálticas submarinas masivas y almohadilladas (Escuder Viruete et al., 2004, 2008). La base del conjunto aparece en contacto tectónico con la peridotita de Loma Caribe (Dupuis et al., 1997; Lapierre et al., 1999). La Formación de Chert de El Aguacate consiste en unos 150-m de potencia de rocas

sedimentarias silíceas pelágicas, variablemente recrystalizadas, que forman capas muy regulares de 3 a 5 cm de potencia. Contienen microfauna de radiolarios de edad Oxfordiense a Titónico (Montgomery et al., 1994). Localmente, los cherts intercalan delgadas capas de calizas pelágicas y están intruidos por sills de magmas OIB del Complejo Duarte (Escuder Viruete et al., 2008).

El Complejo Duarte comprende una secuencia de rocas metavolcánicas máficas y ultramáficas OIB de ~2,5-km de potencia, donde se distinguen dos unidades litoestratigráfico-geoquímicas (Escuder Viruete et al., 2008). La unidad inferior está dominada por flujos masivos y bandeados de picritas (>18 wt. % MgO) y basaltos toleíticos ricos en Mg (>12 wt.% MgO), localmente con autobrechas, intruidos por diques sin-volcánicos y sills de basaltos y doleritas. La unidad superior está compuesta por un apilamiento de ~1 km de espesor de flujos submarinos masivos y homogéneos de basaltos y ferrobasaltos medianamente alcalinos, con raras intrusiones de diques máficos sin-volcánicos.

1.4.1.2. Volcanismo de arco

La secuencia de arco está definida por >3-km de potencia de rocas volcánicas, subvolcánicas y volcano-sedimentarias del Grupo Tireo de edad Cenomanense a Maastrichtiense (Lewis et al., 1991), siendo su base discordante sobre el Complejo Duarte (Contreras, 1987; Escuder Viruete et al., 2004, 2007). La unidad basal de El Yujo, al NO de Jarabacoa, consiste de 20-35 m de alterancias de pizarras oscuras-grises, calizas pelágicas, cherts, tobas y sedimentos tufáceos, que pasan hacia techo a flujos y brechas de dacitas y riolitas alteradas, con pequeños depósitos de sulfuros volcanogénicos. En el área de Restauración-Jicomé se distinguen dos grandes conjuntos en la Fm Tireo (Stein et al., 2004; Urien et al., 2004): el andesítico inferior y el dacítico-riolítico superior. Intercaladas y sobre todo hacia techo de ambos conjuntos, aparecen rocas sedimentarias volcanogénicas, lutitas y carbonatos marinos. El conjunto andesítico inferior es esencialmente volcanoclástico, distinguiéndose de base a techo: flujos lávicos andesíticos y basálticos afíricos y masivos, tobas andesíticas predominantemente líticas y vítreas, tobas andesíticas vítreas, tobas finas con intercalaciones de lapilli accrecionario y lutitas con intercalaciones de calizas grises, calcarenitas y margas. El conjunto dacítico-riolítico superior se inicia con depósitos de brechas y tobas principalmente dacíticas, pero también andesíticas y riolíticas, que pasan a lavas dacíticas y riolíticas con intrusiones de criptodomas y sills, con facies autoclásticas y

asociadamente mineralizaciones de sulfuros masivos. Estos dos conjuntos litoestratigráficos son muy probablemente extensibles a la región de Gajo de Monte-Constanza-Arroyo Caña.

1.4.1.3. Magmatismo intraplaca

Culminando la secuencia magmática, aparece un magmatismo intraplaca toleítico, de transicional a alcalino, representado por la Formación de Basaltos de Pelona-Pico Duarte (Stein et al., 2004; Joubert et al., 2004). Estos basaltos son probablemente discordantes sobre el Grupo Tireo, aunque no se descarta una cierta contemporaneidad, apareciendo en los sectores más elevados de la Cordillera Central, en las alineaciones de Lomas de Los Guandules-Peña Blanca en Restauración; Nalga de Maco y Los Aparejos en Jicomé; y Pico del Barranco-La Pelona-Pico Duarte en Lamedero-Manabao. Litológicamente, es muy homogénea y compuesta por una acumulación de más 300 m de potencia de lávas masivas ricas en Ti y Nb, de afinidad OIB. Su edad ha sido recientemente establecida como Campaniense-Maastrichtiense (Escuder Viruete et al., 2009).

La Formación Magua (Palmer, 1963) presenta un área de afloramiento limitada a la Zona de Falla de La Española. Consiste en una serie en parte sintectónica y de gran espesor, aunque de difícil evaluación, que incluye materiales volcánicos y vulcanosedimentarios, brechas de talud, turbiditas, calizas de plataforma y conglomerados fluviales, todo ello con un rango de edades probablemente comprendido entre el Paleoceno y el Oligoceno. La Formación aflora en una banda ONO-ESE entre Dajabón y Monción, extendiéndose al E por San José de las Matas y Jánico, a lo largo de la ZFLE (Contreras et al., 2004; Escuder Viruete et al., 2006). Estos materiales se disponen en discordancia angular sobre el Complejo Duarte y la Formación Tireo. Las intercalaciones de calizas dentro de la Fm. Magua han proporcionado microfauna de edad Cretácico Superior-Eoceno Superior, aunque puede tratarse de rocas resedimentadas, o de unidades posteriores. En el área de Monción-Santiago Rodríguez, las rocas volcánicas (Miembro el Rodeo) están representadas por flujos basálticos, autobrechas, diques doleríticos e intercalaciones de tobas finas y cineritas básicas, las cuales presentan una afinidad OIB intraplaca (Escuder Viruete, 2004). La deformación asociada a la Zona de Falla de La Española que afecta a las rocas de la Fm. Magua y unidades infrayacentes es muy heterogénea y de características dúctil-frágil y frágiles, dando lugar a la formación de rocas miloníticas y filoníticas primero, y rocas cataclásticas más o menos foliadas y bandas de harinas de falla después, marcando el progresivo descenso de la temperatura de la deformación y su localización en zonas más estrechas con el tiempo.

1.4.2. Unidades del Grupo Tavera. Eoceno Medio/Superior-Mioceno Inferior.

El Grupo Tavera está formado por sedimentos fundamentalmente detríticos (conglomerados, areniscas, lutitas y margas) depositados en una estrecha franja alargada ESE-ONO, al norte de la Cordillera Central y al sur del valle del Cibao. Su distribución cartográfica alargada permitió a Palmer (1979) definirlo como el Cinturón de Tavera (*Tavera Belt*). El Cinturón de Tavera limita por el sur con las rocas ígneas y metamórficas que constituyen la Cordillera Central (Complejo Duarte, o Fm o Amina-Maimón), aunque en la parte más oriental del cinturón se presentan sobre las pizarras del Café (Paleoceno?). Los contactos sobre el sustrato plutonometamórfico son discordantes, aunque frecuentemente tiene lugar en fallas de alto ángulo, de movimiento fundamentalmente en dirección, pertenecientes al sistema de fallas transcurrente de La Española. Por el norte limita, mediante una discordancia angular y erosiva, con el Grupo Yaque, que constituye parte del relleno sedimentario neógeno de la Cuenca del Cibao.

La edad de los sedimentos del Grupo Tavera comprende desde el Eoceno Medio/Superior-Oligoceno hasta el Mioceno Inferior, dividiéndose clásicamente en cuatro formaciones: Inoa, Velazquitos, Represa y Jánico (Reimer, 1978; Palmer, 1979). En la región de La Vega-Jánico-San José de las Matas aparece muy bien representado todo el Grupo Tavera, donde se han podido estudiar varias transversales a la cuenca (Pérez Varela y Abad, 2008), así como también establecer relaciones laterales y longitudinales en el sentido de alargamiento ESE-ONO de la cuenca. El relleno sedimentario de la cuenca se dispone discordante tanto sobre la asociación volcanoplutónica de Loma La Monja y el Complejo Duarte de la Cordillera Central como sobre los Esquistos de Amina-Maimón, por lo que la yuxtaposición tectónica de ambas unidades por acción de la Zona de Falla de La Española tuvo principalmente lugar con anterioridad al Eoceno Medio-Superior.

Desde el punto de vista de la organización secuencial, el Grupo Tavera se puede dividir en dos grandes megasecuencias deposicionales (o unidades tectosedimentarias), que corresponden al relleno de dos subcuencas muy controladas por la tectónica. La megasecuencia inferior corresponde a los conglomerados de Inoa y a las areniscas turbidíticas de los Velazquitos, a las que pasan lateral y verticalmente. La megasecuencia superior está compuesta por los conglomerados de Represa y las areniscas turbidíticas de Jánico. Entre ambas megasecuencias existe una discordancia, aunque actualmente el límite corresponde en muchos sectores a una falla o una zona de falla.

1.4.3. Unidades del Grupo Yaque del Norte. Mioceno-Cuaternario.

El relleno sedimentario neógeno de la Cuenca de El Cibao incluye depósitos de edad Mioceno a Cuaternario. En conjunto se trata de una cuenca con una historia compleja en la que se acumularon grandes espesores de sedimentos controlados tectónicamente (Maury, 1917; Bermúdez, 1949; Saunders et al., 1986; Vokes, 1989; Draper y Lewis, 1991; Bernárdez et al., 2004). La potencia máxima acumulada, con un rango de edades Oligoceno Superior-Mioceno a Plioceno Superior, podría superar los 4000 m en su sector central, en las proximidades de la Falla Septentrional, que constituye el límite norte. Las facies y litologías representadas son bastante variadas, gradando desde conglomerados aluviales a margas de cuenca con buena representación de facies de plataforma somera y construcciones arrecifales.

Los trabajos cartográficos desarrollados en todo el ámbito de la Cuenca (Proyecto SYSMIN, 2004; Pérez Valera y Abad, 2008), han permitido establecer cuatro unidades sedimentarias superpuestas desde el Mioceno Medio-Superior hasta el Pleistoceno-Holoceno. La Fm Cercado del Mioceno Superior está representada en el sector por margas de cuenca, exceptuando el miembro inferior detrítico grueso del Conglomerado de Bulla, y el miembro superior de las Calizas de Ahuyamas, con asociaciones de facies marinas someras. La Fm Gurabo (Mioceno terminal- Plioceno Medio) presenta facies de cuenca marina en la mayor parte de la hoja, sin embargo, en el borde occidental pasan a facies de talud, y la parte superior de las margas y areniscas de Las Caobas muestran asociaciones de facies mareales y transicionales. Las calizas de la Fm Mao-Adentro (Plioceno Inferior-Medio) muestran asociaciones de facies arrecifales y se interdigita con las facies de cuenca de la parte superior de la formación Gurabo. La Fm Mao (Plioceno Medio-Superior) muestra facies de talud en un contexto sintectónico. Los materiales cuaternarios aflorantes en el sector NO de la Cuenca de El Cibao están mayoritariamente representados por la Unidad del Licey (Pleistoceno) y las terrazas del Río Yaque (Holoceno). Otros depósitos cuaternarios relacionados son abanicos aluviales, glacis, terrazas, coluviones y depósitos de fondo de valle.

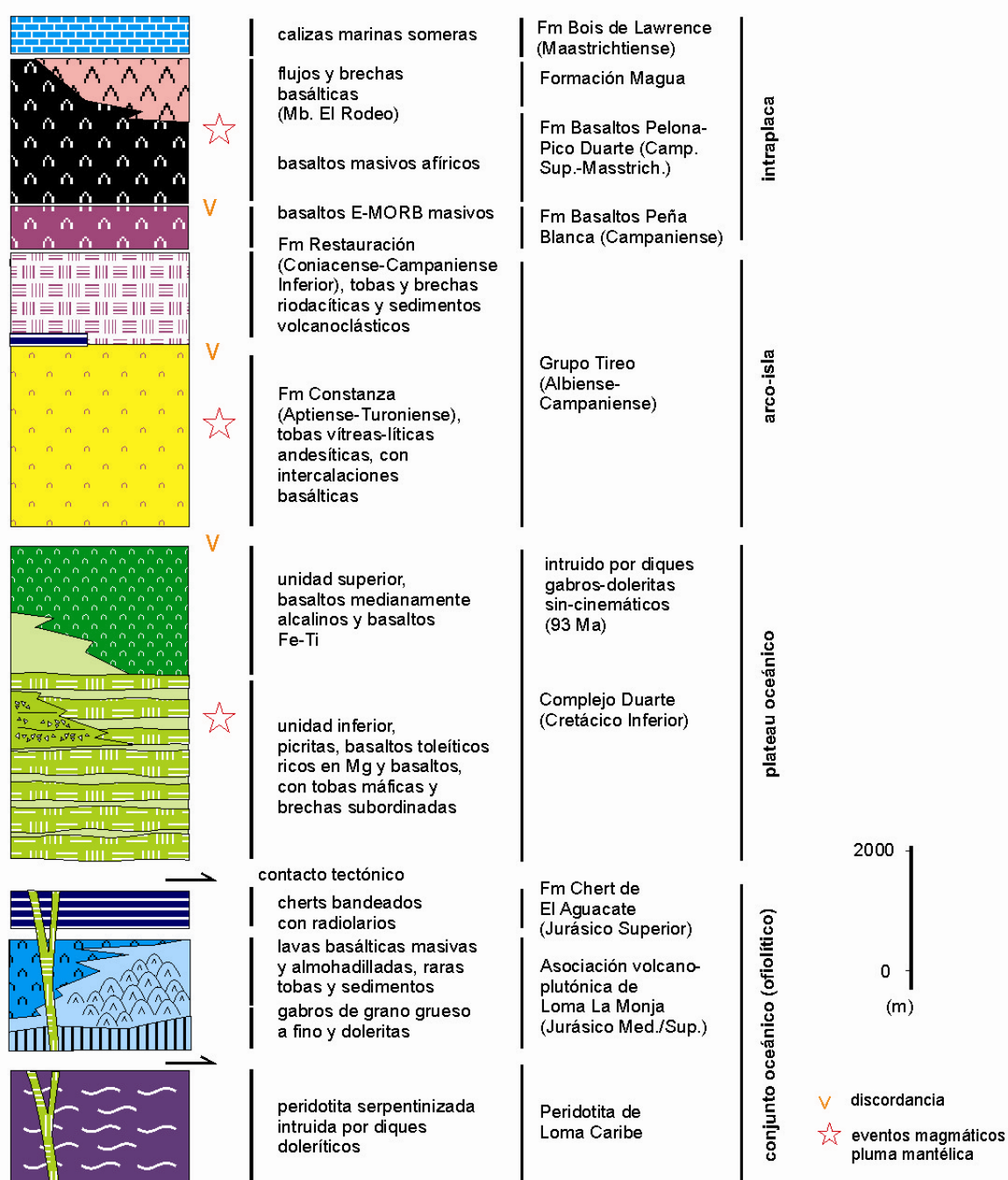


Fig. 1.4.1. Sucesión tectonoestratigráfica/litogeoquímica esquemática de la secuencia magmática Jurásico Superior-Cretácico Superior en los bloques tectónicos de Jicomé y Jarabacoa de la Cordillera Central.

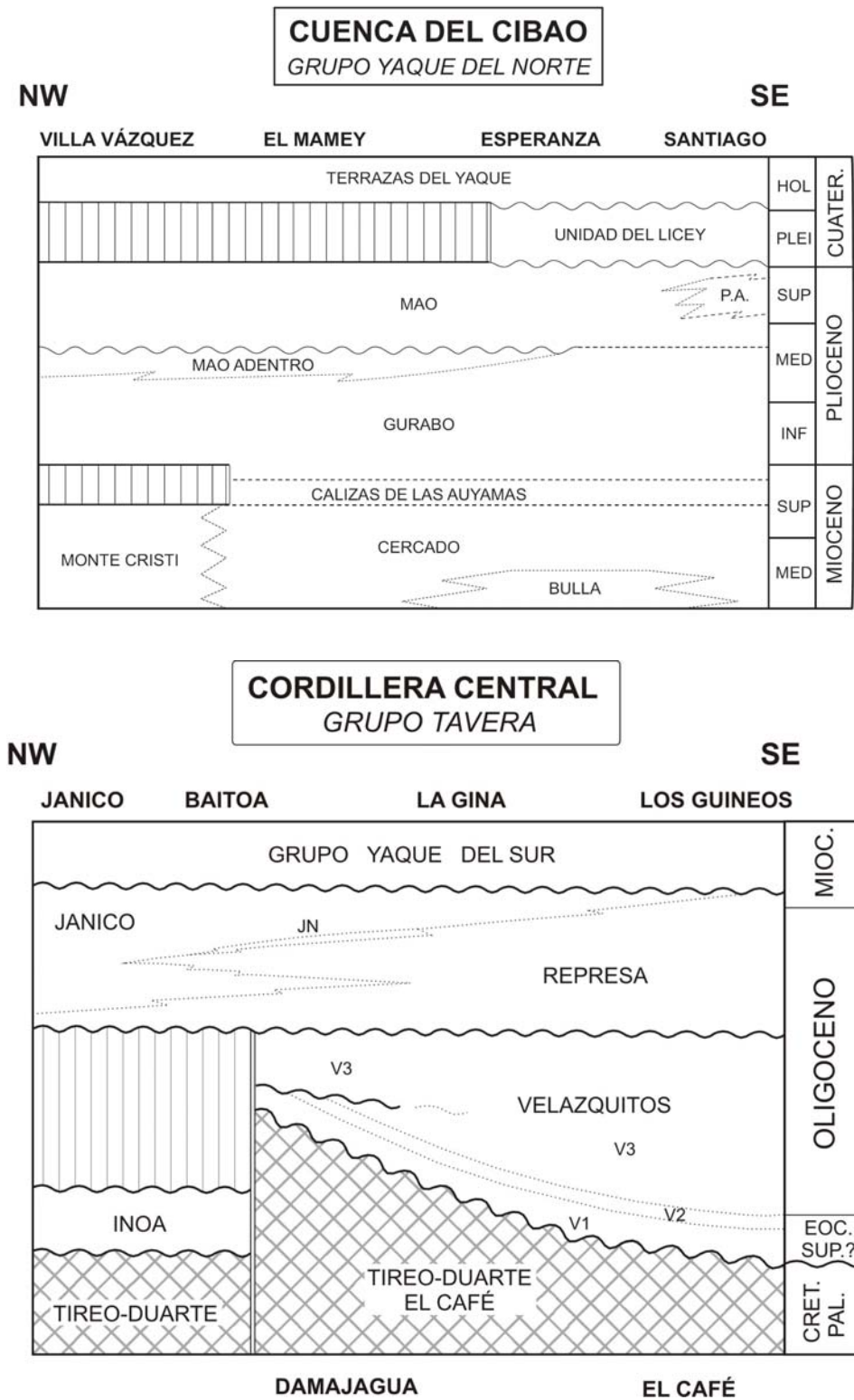


Fig. 1.4.2. Sucesión tectonosedimentaria esquemática Mioceno Medio-Cuaternaria en el dominio de la Cordillera Central.

Fig. 1.4.3. Sucesión tectonosedimentaria esquemática Eoceno-Mioceno Inferior en el dominio de la Cordillera Central.

2. ESTRATIGRAFÍA

Los trabajos de cartografía geológica realizados en la Hoja de La Vega (6073-I) han permitido distinguir cuatro conjuntos litológicos (Fig. 1.4.1, 2 y 3): (1) un conjunto volcánico-plutónico Jurásico Superior-Cretácico Superior; (2) las rocas metavolcánicas y metavolcanoclásticas de la Fm Amina, relacionables con el arco isla primitivo del Cretácico Inferior; (3) un grupo de unidades terrígenas Eoceno Medio/Superior-Mioceno Inferior de características turbidíticas (Grupo Tavera); y (4) un conjunto de formaciones terrígenas y carbonatadas Mioceno Medio-Cuaternario de relleno de la Cuenca del Cibao (Grupo Yaque del Norte). Las características litoestratigráficas o litogeoquímicas de estos tres conjuntos son descritas en los apartados que siguen a continuación.

El conjunto volcánico-plutónico metamorfozado también incluye la unidad de peridotitas serpentinizadas de Loma Caribe y está intruido por los Batolitos gabro-tonalíticos de Jumunucu y Buena Vista, así como por un conjunto de leucotonalitas con hornblenda foliadas. Los Gabros de Los Velazquitos forman una serie intrusiva máfica de desarrollo regional, emplazadas en el dominio de la Cordillera Central. En los niveles estructuralmente más altos de la Peridotita serpentizada de Loma Caribe intruye también un grupo de diques y sills máficos de composición variada. Las características estructurales, petrológicas y geoquímicas de estas unidades de rocas ígneas o metamórficas son descritas en los apartados de petrología y geoquímica de la presente Memoria.

2.1. Conjunto volcánico-plutónico Jurásico Superior-Cretácico Superior

El conjunto volcánico-plutónico Jurásico Superior-Cretácico Superior aflorante en la Hoja de La Vega pertenece al dominio de la Cordillera Central (o *Median Belt* de Bowin, 1975; Palmer, 1979; Lewis et al., 1991; Lewis y Jiménez, 1991). La estructura interna del dominio de la Cordillera central se caracteriza por varias zonas de falla de dirección NNO-SSE a ONO-ESE y gran escala (Fig. 2.1): La Meseta, Río Guanajuma, Hato Viejo y Bonao-La Guácara. Estas zonas de falla limitan tres dominios corticales o bloques tectónicos, denominados (Escuder-Virue et al., 2008): Jicomé, Jarabacoa y Bonao, caracterizados por una diferente estratigrafía volcánica Turoniense-Campaniense, composición geoquímica y características físicas de las rocas ígneas constituyentes. A lo largo de las zonas de falla y en el interior de los bloques que limitan, intruyen en momentos de sin- a tardicinemáticos el grupo de batolitos gabro-tonalíticos de Loma de Cabrera, Loma del Tambor, Macutico, Jumunucu-Buena Vista y Arroyo Caña, principalmente en el intervalo Coniacense-

Santoniense (90-84 Ma; Escuder Viruete et al., 2006a). Las principales características geológicas de los bloques tectónicos están recogidas en la Tabla 2.1.

El bloque de Jicomé está limitado al norte por la zona de cizalla de La Meseta (Joubert et al., 2004) y al sur por la zona de falla de San Juan-Restauración (Fig. 2.1). Está compuesto por una secuencia de >3 km de espesor de rocas volcánicas, subcánicas y volcano-sedimentarias de arco volcánico del Grupo Tireo, así como por las Fms de Peña Blanca y Pelona-Pico Duarte. El bloque de Jarabacoa está limitado por las zonas de falla de La Española y Hato Viejo por el norte y las zonas de cizalla de La Meseta y Bonao-La Guácara por el sur. Comprende la asociación volcano-plutónica de Loma La Monja, el Chert de El Aguacate, el Complejo Duarte, y la Fm Restauración del Grupo Tireo, así como los equivalentes metamórficos de las anfibolitas de la zona de cizalla de La Meseta. El bloque de Bonao está limitado por el sur por la zona de falla de Hato Viejo, comprendiendo la Peridotita de Loma Caribe y la Fm Peralvillo Sur, así como varios cuerpos de gabros y doleritas. La zona de falla de La Española trunca las estructuras geológicas en el bloque por el norte (Fig. 2.1).

Los materiales del Grupo Tavera rellenan cuencas sedimentarias discordantes sobre estos bloques tectónicos yuxtapuestos, lo que indica que la estructura dúctil principal en el dominio de la Cordillera Central y la yuxtaposición de los bloques fue pre-Eoceno Medio/Superior. Sin embargo, las zonas de falla Cretácico Superior fueron reactivadas durante la deformación frágil Eoceno Superior-Oligoceno, y en el levantamiento de la Cordillera Central que tuvo lugar desde el Mioceno hasta la Actualidad (Contreras et al., 2004).

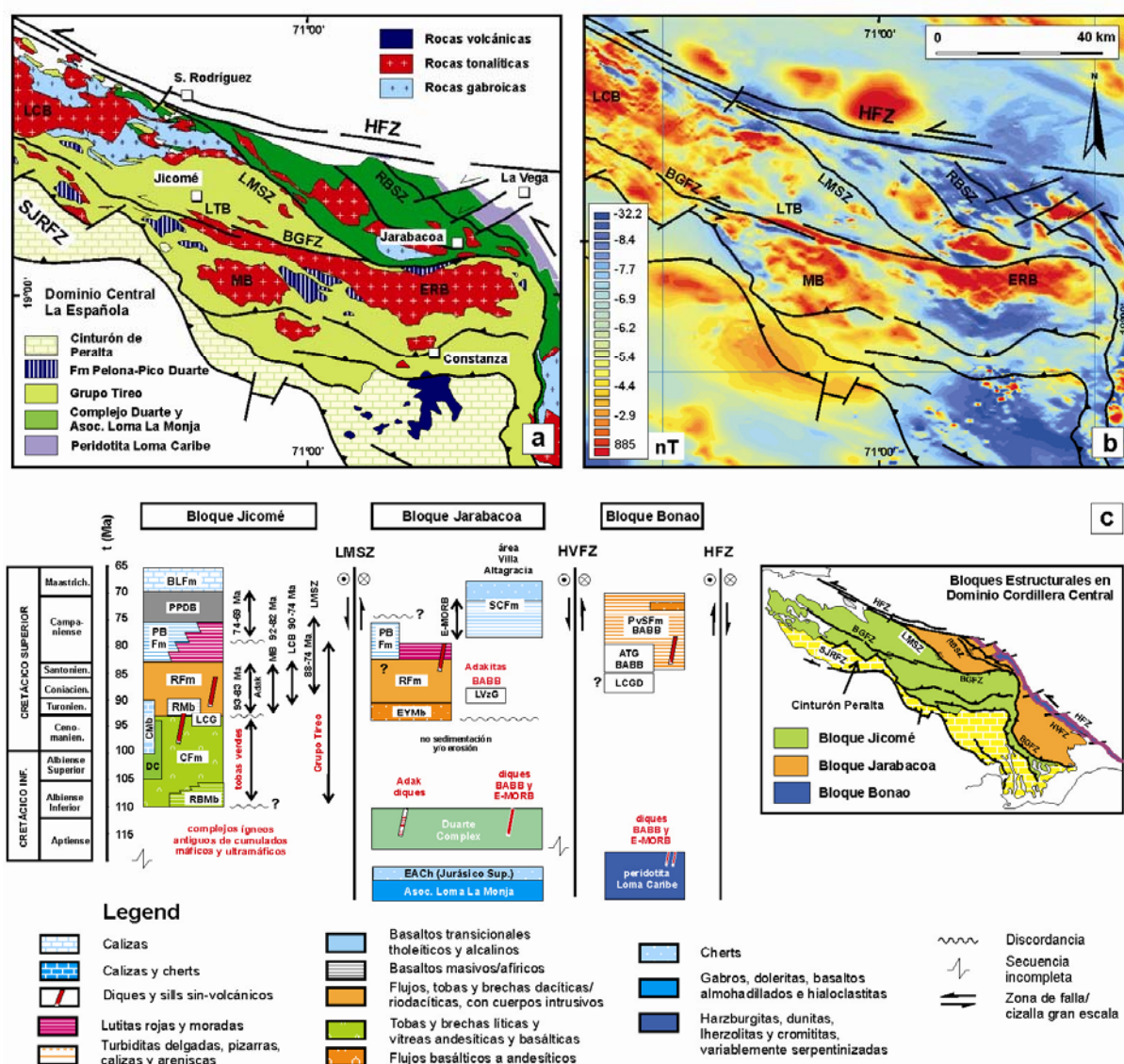


Fig. 2.1. (a) Mapa geológico esquemático de la Cordillera Central; (b) Mapa magnético esquemático de la Cordillera Central con indicación de las principales zonas de falla y macroestructuras; (c) Secuencia tectonomagmática esquemática de los bloques estructurales del Dominio de la Cordillera Central. RBMb, Miembro Río Blanco; CFm, Formación Constanza; DC, Miembro Chert Dajabón; CMB, Miembro Chert Constanza; RFm, Formación Restauración; LCG, Gabros de La Cana; PBFm, Formación Peña Blanca; BPPD, Formación Basaltos de Pelona-Pico Duarte; BLFm, Formación Bois de Lawrence; EYMB, Miembro El Yujo; LVzG, Gabros de Los Velazquitos; SCFm, Formación Siete Cabezas; LCGD, gabros/doleritas intrusivos en Loma Caribe. Rangos de edades en los bloques de Jicomé y para LVzG y LCG son de Escuder Viruete et al., (2006a, 2007b, 2008) y Joubert et al. (2004). Adak, adakitas; MB, batolito de Macutico; LCB, batolito de Loma de Cabrera; LMSZ, zona de cizalla de La Meseta; HMA, andesitas ricas en Mg; NEBA, basaltos y andesitas ricas en Nb; BABB, doleritas y gabros de tipo back-arc basin. Las abreviaciones del recuadro son: SJRFZ= HFZ, zona de falla de La Española; BGFZ, zona de falla de Bonao-La Guácara; SJRFZ, zona de falla de San José-Restauración; zona de cizalla de La Meseta (LMSZ), zona de falla de Río Guanajuma (RGSZ) y zona de falla de Hato Viejo (HVFZ).

Tabla 2.1. Geología de las unidades estructurales o mantos de la Cordillera Central

<i>Bloque Tectónico</i>	<i>Unidad Tectónica Regional</i>	<i>Unidades Litoestratigráficas/ Series Intrusivas máficas</i>	<i>Metamorfismo*</i>	<i>Intrusivos félsicos plutónicos y batolíticos</i>	<i>Limites Estructurales</i>
Jicomé	Plateau Caribeño y Arco Volcánico Cretácico Superior	Grupo Tireo: Miembro Río Blanco, Formación Constanza, Miembro Chert Dajabón, Miembro Chert Constanza, Formación Restauración, Formación Peña Blanca, Formación Basaltos de Pelona-Pico Duarte, y Formación Bois de Lawrence. Gabros de La Cana	Facies subesquistos verdes, esquistos verdes y anfibolítica baja-P	Batolito de Loma de Cabrera, Batolito de Macutico, y Batolito de El Río	Limitada por las zonas de falla de San Juan-Restauración al sur, y la zona de cizalla de La Meseta y de Bonao-La Guácara el norte
Jarabacoa	Plateau Caribeño y Arco Volcánico Cretácico Superior	Complejo Duarte. Grupo Tireo: Formación Restauración, Formación Peña Blanca, Formación Magua, Miembro El Yujo. Gabros de Los Velazquitos	Facies subesquistos verdes, esquistos verdes y anfibolítica baja-P	Batolito de Jumunucu, Batolito de El Bao, y Batolito de Arroyo Caña	Limitada por las zonas de falla de La Meseta y de Bonao-La Guácara al sur, y de Hato Viejo y La Española al norte. Zona de cizalla Río Guanajuma.
Bonao	Cuenca Trasera Arco Cretácico Superior	Formación Siete Cabezas. Gabros/doleritas intrusivos en Loma Caribe. Peridotitas serpentinizadas de Loma Caribe	Facies esquistos verdes y anfibolítica baja-P		Limitada por las zonas de falla de Hato Viejo y La Española. Estas fallas son pre-Eoceno Medio/Superior (fossilizadas por Grupo Tavera)
Hatillo (?)	Arco Cretácico Inferior	Esquistos de Maimón-Amina	Facies subesquistos verdes y esquistos verdes	Plutones dioríticos eocenos	Limitada por las zonas de falla de La Española (fossilizadas por Grupo Tavera) y Cabalgamiento Hatillo (fossilizada Fm Don Juan, Paleoceno).

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

2.1.1. Asociación volcánico-plutónica Loma La Monja

La Asociación volcánico-plutónica de Loma La Monja aflora exclusivamente en el dominio estructural de la Cordillera Central, situado al SO de la zona de falla de La Española. Esta asociación litológica aparece formando varios bloques limitados por zonas de falla de dirección ONO, que se distribuyen formando un lentejón de unos 20 kms de longitud y 2,5 km de anchura a lo largo de las Hojas de La Vega, Jarabacoa y Fantino. Los contactos entre la Asociación volcánico-plutónica y la Peridotita de Loma Caribe al NE o el Complejo Duarte al SO son siempre tectónicos. Los mejores afloramientos en la Hoja se localizan a lo largo del río Yaque del Norte, al E de la localidad de El Aguacate.

La Asociación consiste de una secuencia de unos 3 km de potencia máxima compuesta por gabros isótopos, gabros olivínicos bandeados o cumulados subordinados, doleritas y basaltos masivos, y sus equivalentes metamórficos (Fig. 2.1.1 a 3). Hacia techo los basaltos masivos gradúan a lavas almohadilladas e hialoclastitas, que están estratigráficamente superpuestas por basaltos porfídicos y metasedimentos marinos profundos bajo el El Chert de El Aguacate. Por lo tanto, la Asociación volcánico-plutónica de Loma La Monja está constituida por rocas oceánicas muy posiblemente del Jurásico Medio a Superior, de protolito esencialmente ortoderivado y minoritariamente metasedimentario, que han experimentado un variable grado de deformación esquistosa y metamorfismo sincinemático en facies de subesquistos verdes y esquistos verdes. Recientemente, la Asociación ha sido interpretada como un fragmento desmembrado de la corteza oceánica Pacífica, formado por la apertura oceánica cuando Norte y Suramérica se separaron en el Jurásico Superior (Escuder Viruete et al., 2009). La Asociación está intruida por gabros de los tipos La Cana y Los Velazquitos, en algunos sectores de forma pervasiva. La muestra de basaltos almohadillados 6073IJE9838B ha proporcionado una edad ^{40}Ar - ^{39}Ar en roca total de $27,8 \pm 2,9$ Ma, que da posiblemente da cuenta del levantamiento y enfriamiento de la unidad en el Oligoceno.

2.1.1.1. Gabros y doleritas intruidos por Gabros de Los Velázquez y doleritas indiferenciadas (7)

Gabros. Donde los afloramientos permiten su observación, los gabros de la Asociación volcánico-plutónica de Loma La Monja forman cuerpos lenticulares de aproximadamente 0,5 km de longitud y unos 100 m de espesor, excepto en las proximidades de la localidad de Los Velazquitos, en la Hoja de La Vega, donde alcanzan 2,5 km de longitud y 350 m de espesor.

En general, los cuerpos gabroicos están rodeados o cortados por zonas de cizalla de alto ángulo y subverticales transcurrentes, donde muestran una marcada disminución del tamaño de grano y son transformados en anfibolitas de fuerte fábrica plano-lineal.

En los cortes realizados siguiendo los ríos Yaque del Norte y Yamí, el contacto con la Peridotita de Loma Caribe estructuralmente infrayacente, es tectónico y en la actualidad caracterizado por una fuerte deformación retrógrada por cizalla dúctil. En el sector de Loma La Monja, en la Hoja de La Vega, los gabros y las peridotitas serpentinizadas están tectónicamente imbricados. Internamente, los cuerpos de gabros están caracterizados generalmente por la ausencia de un bandeo magmático y de cambios texturales sistemáticos en la vertical, pero muestran una relative gran diversidad composicional (ver aparteado de geoquímica), desde gabros olivínicos ricos en Mg primitivos a gabros ferro-titanados muy evolucionados. Al microscopio, la parte rica en Mg de estos cuerpos (<20 % en volumen) es de grano medio a grueso, equigranular, de textura intergranular a subofítica, con olivino subidiomorfo, plagioclasa idiomorfa, y clinopiroxeno de subidio a alotriomorfo como constituyentes principales, y Cr-espinela (inclusiones en olivino), ortopiroxeno, ilmenita, magnetita, apatito y opacos como accesorios.

A escala de afloramiento, los gabros magnesianos gradúan a gabros y gabros ferro-titanados con plagioclasa y clinopiroxeno de grano medio a fino. El conjunto de los gabros aparece intruido por diques doleríticos y basálticos de composición similar que no han desarrollado bordes enfriados, indicando que su emplazamiento tuvo lugar durante el enfriamiento de los cuerpos gabroicos. Estos gabros composicionalmente más evolucionados presentan texturas intersectales a subofíticas, en las que el clinopiroxeno ocupa posiciones intergranulares respecto a los prismas elongados de plagioclasa. Mineralógicamente, están constituidos principalmente por plagioclasa y clinopiroxeno, así como por cantidades variables de olivino, anfíbol verde, titano-magnetita, ilmenita y apatito. En los gabros evolucionados, el anfíbol es una hornblende hastingsítica, y aparece como granos intersticiales entre plagioclasa y clinopiroxeno o puede formar bordes y coronas en torno o parches dentro de los clinopiroxenos. Gran parte del anfíbol es producto de la alteración tardi- o post-magmática del clinopiroxeno, llegando incluso a ser la única fase ferromagnesiana silicatada en algunas muestras. La plagioclasa está a menudo alterada a una mezcla de grano muy fino de albita, clorita, epidota amarilla, prehnita y pumpellita.

Diques Doleríticos. Los diques doleríticos forman una secuencia de localmente 0,5-1 km de espesor de rocas subvolcánicas máficas, que gradúan hacia techo a rocas basálticas

extrusivas. Las doleritas y subordinados microgabros aparecen también como cuerpos lenticulares de >250 m de longitud y sobre 100 m de potencia, estructuralmente superpuestos sobre la Peridotita de Loma Caribe a través de un contacto fallado. Igualmente, existen diques de doleritas individuales que intruyen cortando a las peridotitas serpentinizadas, aunque su composición resulta ser muy variable (ver apartado de geoquímica).

Como los gabros, las doleritas gradúan en composición desde doleritas magnesianas a doleritas ferrotitanadas evolucionadas, ricas en óxidos de Fe-Ti. Texturalmente son generalmente rocas masivas y presentan texturas intersertales e intergranulares a subofíticas de grano fino, con plagioclasa idiomorfa (40–50% modal), clinopiroxeno intersticial (30–40%) y parches redondeados de clorita que pueden representar pseudomorfos de olivino, el cual aparece fresco raramente. En las doleritas ferrotitanadas, aparecen también hornblende marrón intersticial y titano-magnetita (que llega incluso a 5-10% modal), así como granos aciculares de apatito. Los diques de microgabros son de grano medio, presentan texturas ofíticas a subofíticas y están compuestos principalmente por plagioclasa y clinopiroxeno.

Todas las doleritas han sido afectadas por un metamorfismo hidrotermal en condiciones de la facies de prehnita-pumpellita a de esquistos verdes de baja-T. Como consecuencia, la plagioclasa presenta un aspecto anubarrado debiso a la sericitización de grano muy fino, y los minerales ferromagnesianos aparecen reemplazados por clorita ± actinolita. Por otro lado, las doleritas y basaltos de la ALM aparecen frecuentemente a escala de afloramiento y al microscopio afectadas en grado variable por el desarrollo de una red de venas y microfisuras, rellenas por epidota amarilla rica en Fe^{3+} (pistachita), clorita, albita, pumpellita, cuarzo y calcita.

2.1.1.2. Basaltos almohadillados e hialoclastitas, brechas basálticas, y basaltos masivos con intercalaciones de tobas máficas (8)

Las rocas volcánicas de la Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja presentan buenos afloramientos a lo largo de los ríos Camú en sector de Guaiguí en la Hoja de Jarabacoa y Yaque del Norte en el sector de El Aguacate en la Hoja de La Vega, principalmente. Las rocas volcánicas son de composición basáltica y aparecen formando flujos masivos, lavas almohadilladas, brechas volcánicas e hialoclastitas, así como diques de alimentación que muestran contactos enfriados frente a las rocas encajantes. Las lavas

almohadilladas y las hialoclastitas forman una secuencia de 50 a 150 m de potencia, que aparece estratigráficamente bajo basaltos ferro-titanados, sedimentos tufáceos y metasedimentos lutíticos bajo el Chert de El Aguacate Chert (Fig. 1).

Al microscopio los flujos basálticos son no vesiculares y contienen microfenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y menos frecuentemente olivino, aunque son generalmente afíricos. Las texturas son predominantemente intergranulares e intersectales de grano fino, pero también incluyen tipos subofíticos/ofíticos. Composicionalmente, las lavas gradúan desde basaltos toleíticos con plagioclasa y clinopiroxeno con algún basalto olivínico magnesiano, a basaltos toleíticos ferrotitanados muy evolucionados. Los basaltos magnesianos se caracterizan por la abundancia de fenocristales de olivino esqueléticos, de subidio- a idiomorfos y Cr-espinela en una mesostasis rica en óxidos de Fe y Ti. Los basaltos ferro-titanados contienen entre 3-15% modal de titano-magnetita, con ilmenita, apatito y a menudo sulfuros de Fe-Cu. Los basaltos almohadillados poseen almohadillas de diámetro generalmente inferior a 1 m y están desprovistos de amigdalas, pero a menudo muestran fracturas radiales. Texturalmente se caracterizan por presentar microfenocristales de clinopiroxeno y olivino en una mesostasia compuesta por fibras de plagioclasa, clinopiroxeno, y probable vidrio desvitrificado intersticial. Los bordes de las almohadillas son afíricos y muestran texturas de variolíticas a arborescentes. Como material inter-almohadillas se observa una brecha y microbrecha hialoclástica oscura, posiblemente mezclada con sedimentos ferruginosos. En los basaltos se observa el desarrollo pervasivo de una alteración hidrotermal, que da lugar a la formación de pseudomorfos de plagioclasa compuestos por parches de albita, la cloritización del clinopiroxeno y olivino, y la recristalización/ reemplazamiento de la mesostasia por un agregado de grano fino de albita, clorita, pumpellita, epidota, sericita y calcita.

2.1.1.3. Pizarras silíceas con intercalaciones de metaareniscas y cherts (9)

Las rocas metasedimentarias y metavolcanoclásticas de la Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja presentan buenos afloramientos en sector de Guaiguí. La potencia y condiciones de afloramiento que presentan en este sector ha permitido su cartografía. Estos materiales forman una secuencia de unos 1500 m de potencia, consistente principalmente en pizarras silíceas ocreas con intercalaciones decimétricas de metaareniscas pardas y cherts oscuros. Estas rocas no han proporcionado restos fósiles, aunque se sitúan estratigráficamente bajo el Chert de El Aguacate, por lo que su edad es probablemente Jurásico Superior. Cuando el grado de deformación no es muy elevado, los protolitos

identificados consisten en tobas andesíticas de grano fino y eminentemente líticas, tobas máficas de grano fino, y areniscas volcanoclásticas de grano medio. La existencia de materiales volcanoclásticos de composición inetermedia y máfica, así como su relativamente elevado espesor, sugiere la presencia cercana de un arco volcánico activo. Con el aumento de la deformación dúctil y el desarrollo de esquistosidad penetrativa, estos materiales se transforman en filitas y esquistos cuarzo-feldespáticos con moscovita y pizarras sericítico-cloríticas con epidota, generalmente de grano fino a muy fino.

2.1.2. Cherts de El Aguacate. Rocas silíceas y calizas (10)

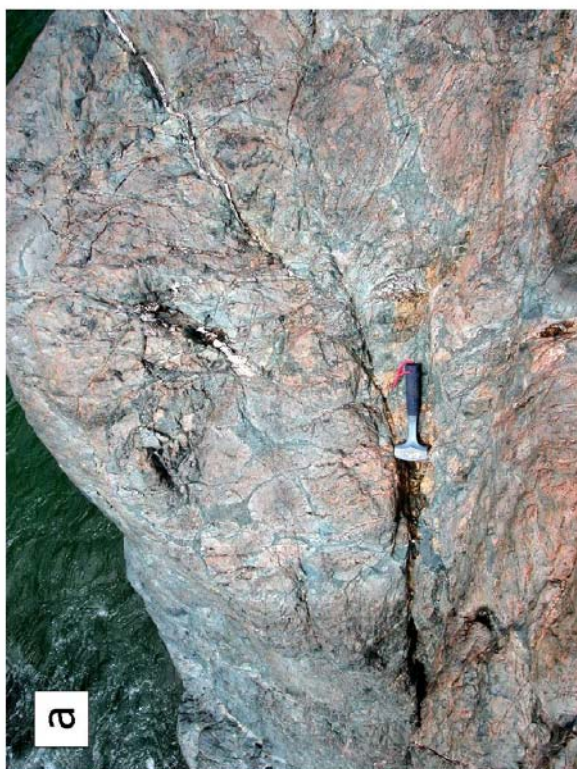
En la Hoja de La Vega, la Fm Cherts de El Aguacate consiste en unos 150-m de potencia de rocas sedimentarias pelágicas, de composición silícea, variablemente recrystalizadas, que forman capas muy regulares de 3-5 cm de potencia de colores blancos, y menos frecuentes rojos, verdes y gris-negros. Los mejores afloramientos se localizan al N y NE de la localidad de El Aguacate. Contienen microfauna de radiolarios de edad Oxfordiense a Titónico (Montgomery *et al.*, 1994). Localmente, los cherts intercalan delgadas capas de calizas pelágicas y están intruidos por sills del Complejo Duarte. En general, todos ellos aparecen muy aplastados, cizallados y recrystalizados, por lo que es rara la presencia de radiolarios identificables. El protolito de estas rocas fue tanto sedimentario hemipelágico de composición silícea, resultado de la acumulación de radiolarios, como formado por la acumulación volcanogénica de sílice en un medio submarino.

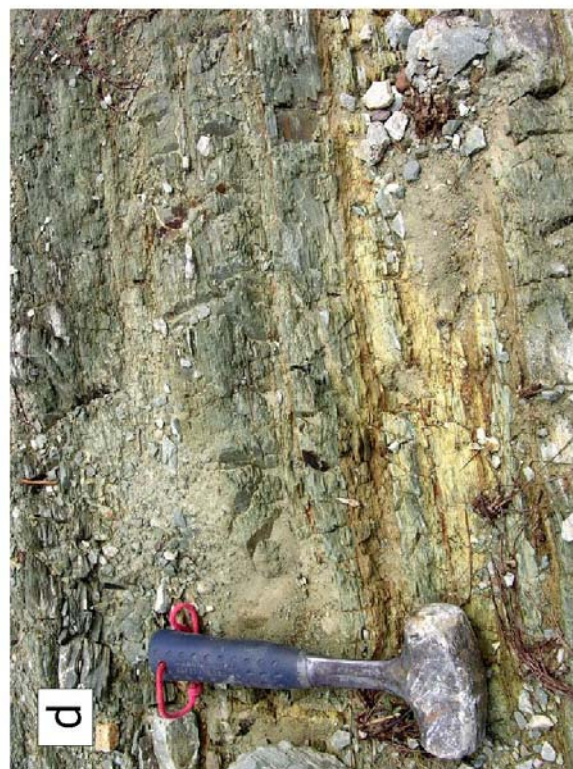
Fig. 2.1.1 (páginas siguientes). Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja. (a) Gabros; (b) Basaltos con venas epidota; (c) Sección gabros Río Yaque del Norte; (d) Diques intruyendo a diques.

Fig. 2.1.2. Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja. (a); (b); y (c) Basaltos almohadillados; (d) Hialoclastitas máficas.

Fig. 2.1.3. Chert de El Aguacate. (a) Megaenclaves de chert plegados; (b) Cherts bandeados; (c) Detalle enclaves plegados; (d) Metasedimentos pelíticos y semipelíticos.







2.1.3. Complejo Duarte. Metapicritas, metaankaramitas, metabasaltos magnesianos porfídicos, y basaltos masivos afíricos (11)

El Complejo Duarte fue definido por Bowin (1960) y Palmer (1963) para incluir un conjunto de rocas volcánicas básicas y ultrabásicas, que afloraban intruidas por los batolitos de arco a lo largo de la Cordillera Central siguiendo una banda entre Santo Domingo y el área de Jarabacoa-Monción. Palmer (1963) distinguió cartográficamente en el complejo dos facies metamórficas regionales principales: facies de subesquistos verdes, comprendiendo lavas masivas con fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa, con subordinadas tobas básicas vítreas, chert bandeados y queratófilos; y facies de esquistos verdes, que incluyen rocas variablemente esquistosas en las que un anfíbol actinolita-tremolita reemplaza al clinopiroxeno ígneo. Distinguió también rocas anfíbolíticas de mayor grado, especialmente asociadas a las intrusiones de leucotonalitas con hornblenda foliadas y corneanas básicas rodeando las masas de tonalitas isótropas con hornblenda. Ambos autores sugieren que el Complejo Duarte representa un fragmento de corteza oceánica. A partir de la asociación litológica y los contenidos en elementos traza, Lewis et al. (1983), Donnelly et al. (1990), Draper y Lewis (1991) y Lewis y Jimenez (1991), establecen que las picritas porfídicas con olivino y clinopiroxeno y los basaltos magnesianos que constituyen el Complejo, representan una isla o *plateau* oceánico de edad Jurásico superior-Cretácico inferior, posteriormente modificado por el magmatismo de arco-isla Cretácico superior-Eoceno. La edad del Complejo Duarte fue establecida a partir de los radiolarios presentes en niveles de chert intercalados en la parte baja del complejo en la región de Jarabacoa (Montgomery et al., 1994).

La petrología y geoquímica de picritas, cumulos ultramáficos y doleritas representativas del Complejo Duarte fueron descritas con detalle por Lapierre et al. (1997), que proponen un origen a partir de un manto enriquecido, como muestra su afinidad E-MORB y los valores de los isótopos Sr-Nd similares a los del *plateau* oceánico Caribeño-Colombiano. Según estos autores, el Complejo Duarte representa los restos del *plateau* proto-Caribeño generado en torno a los 150 Ma por un punto caliente de tipo Galápagos. En un trabajo posterior, Lapierre et al. (1999) aportan edades ^{40}Ar - ^{39}Ar de $86,1 \pm 1,3$ Ma para el enfriamiento de anfíboles de metapicritas y de $86,7 \pm 1,6$ Ma de anfíbolitas que sugieren una edad para el Complejo más joven, resultando contemporáneos con los basaltos del Cretácico Superior sondeados durante el DSDP Leg 15 (Sinton et al., 2000). Posteriormente, Lewis et al. (1999) argumentan que las edades radiométricas de 87-86 Ma obtenidas por Lapierre et al. (1999) en anfíboles metamórficos, son el resultado de los efectos térmicos

asociados con el metamorfismo orogénico y la intrusión de granitoides. En este sentido, las edades obtenidas para las intrusiones máficas-ultramáficas de Loma de Cabrera (123 Ma, K/Ar; Kesler et al., 1991) y del batolito de la Jautia ($121,4 \pm 6$ Ma Ar/Ar en Hbl, Hernáiz Huerta et al., 2000), establecen aparentemente una edad anterior para el Complejo Duarte encajante.

El Complejo Duarte comprende una secuencia de rocas metavolcánicas máficas y ultramáficas de ~2,5-km de potencia (Fig. 2.1.4), en el que recientemente han sido reconocidas dos unidades litoestratigráficas en el sector de El Rubio-Diferencia (Escuder Viruete *et al.*, 2004, 2007a, b), compuestas por cuatro grupos geoquímicos de rocas metavolcánicas. El grupo Ia está compuesto por basaltos ricos en Mg (>12 wt% MgO) pobres en Ti, y el grupo Ib por picritas (>18 wt% MgO) ricas en Ti y basaltos ricos en Mg primitivos, apareciendo ambos interestratificados en los niveles más bajos de la unidad inferior; el grupo II está constituido por picritas con enriquecimiento en LREE, ferropicritas y basaltos ricos en Mg, formando la secuencia de lavas principal de la unidad inferior; y el grupo III por basaltos ferrotitanados enriquecidos en LREE-enriched está presente exclusivamente en la unidad superior. Estos autores aportan edades plateau ^{40}Ar - ^{39}Ar en hornblendas de anfibolitas foliadas pertenecientes a la Zona de Cizalla de Guanajuma de $93,9 \pm 1,4$ y $95,8 \pm 1,9$ Ma (Cenomaniense: 99,6-93,5 Ma), que demuestran una edad anterior para los protolitos volcánicos, probablemente Albienses (>96 Ma). Por lo tanto, una etapa de edad Cretácico Inferior de construcción del plateau Caribeño está registrada en la Cordillera Central.

En la Hoja de La Vega, los mejores afloramientos del Complejo Duarte menos deformado se localizan en el sector El Aguacate-La Guama. En general, las rocas del Complejo aparecen variablemente deformadas y metamorfizadas, encontrándose todos los tránsitos entre rocas volcánicas espilitizadas que han preservado las texturas e incluso parte de la mineralogía ígnea, hasta rocas fuertemente deformadas y metamorfizadas sin-cinemáticamente en condiciones propias de las facies de subesquistos verdes, esquistos verdes, anfibolitas de baja-P y corneanas hornbléndico-piroxénicas. Al sur de la zona de falla de La Española y siguiendo la banda NO-SE de afloramiento de las rocas del Complejo Duarte, se observa el desarrollo de un gradiente de aumento en la deformación y el metamorfismo general hacia las Zonas de Cizalla de La Meseta y Guanajuma, pasando desde rocas volcánicas en facies subesquistos verdes, en la localidad de El Aguacate, hasta anfibolitas de fábrica plano-linear de características blastomiloníticas, en el sector de El Papayo-Llano del Higo-Boma (ver Mapa Geológico). Al intruir de forma sincinemática a lo largo de estas zonas de cizalla los

Batolitos de Jumunucu y Buena Vista, así como las láminas de leucotonalitas con hornblenda foliadas, en su entorno tiene también lugar el desarrollo de aureolas de rocas corneánicas básicas de grano fino y masivas, las cuales son frecuentes también como enclaves y *roof pendants* dentro de los batolitos (Escuder-Virue et al., 2007b).

Fig. 2.1.4 (página siguiente). Complejo Duarte. (a) Metalavas basálticas porfídicas foliadas; (b) dique doleritas concordante con la Sp encajante; (c) Duarte máfico foliado en sección Río Yaque del Norte; (d) Complejo Duarte afectado por zonas de cizalla y shear bands dirigidos al NE. N de La Cabirma.



2.1.4. Grupo Tireo

Esta unidad fue originariamente definida por Bowin (1960, 1966) con rango de Formación en el área de El Río-Constanza, para incluir los extensos afloramientos de rocas volcánicas presentes en la Cordillera Central Dominicana. Para este autor, la Fm Tireo consiste en una potente sucesión de rocas volcanoclásticas y sedimentarias, estimada en más de 4000 m de potencia, con intercalaciones de flujos volcánicos e intrusiones de rocas plutónicas y subvolcánicas de muy variada composición. Posteriormente, la Formación Tireo ha sido objeto de estudios por parte de Mesnier (1980), el JICA/MMJA (1985) y Lewis et al. (1991, 2002), principalmente. Los restos de foraminíferos hallados en los niveles de calizas intercalados han permitido establecer una edad Cenomaniense-Maastrichtiense (Bowin, 1966; Boisseau, 1987; Lewis et al., 1991). Lewis et al. (1991) reagrupa las rocas volcánicas y volcanoclásticas en un Grupo Tireo, que aflora de forma continua desde las áreas de Constanza y Restauración en la Cordillera Central hasta el Massif du Nord en Haití. En base a su composición, estos autores dividen el Grupo Tireo en una unidad inferior y otra superior, donde las intercalaciones sedimentarias fueron separadas informalmente en Miembros. La unidad inferior incluye una potente secuencia de tobas vítreas-líticas con intercalaciones de sedimentos. Los microfósiles presentes en calizas y cherts indican una edad para el volcanismo Cenomanense Superior-Turonense a Senoniense Inferior (Gómez Sáinz, 2000). La unidad superior consiste de lavas dacíticas a riolitas y rocas piroclásticas de edad Santoniense Superior a Campaniense Inferior (Lewis et al., 1991). En el área de Restauración, el Grupo Tireo es discordante bajo los sedimentos marinos turbidíticos Terciarios de la Fm Trois Rivières (Stein, 2004). Lewis et al. (1991, 2002) establecen que el Grupo Tireo es de quimismo calcoalcalino *sensu lato*, y su posición en la Cordillera Central representa el eje de la actividad magmática ligada al estadio de arco Cretácico Superior.

Los nuevos trabajos cartográficos han permitido establecer que el Grupo Tireo comprende una secuencia de >3-km de potencia, compuesta por rocas volcánicas, subvolcánicas y volcano-sedimentarias, de variables características litológicas y geoquímicas. Siguiendo a Lewis et al. (1991), el Grupo incluye dos formaciones litoestratigráficas principales que intercalan varios miembros: la Fm Constanza y la Fm Restauración. En el bloque de Jarabacoa, donde se encuadra la Hoja de La Vega, sólo aparece representada la Fm Restauración. Sin embargo, la Fm Constanza podía estar representada en algunos tipos anfibolíticos de composición geoquímica similar.

2.1.4.1. Formación Restauración

La Fm Restauración está compuesta por flujos dacíticos a riolíticos, tobas, brechas, domos dacíticos extrusivos brechificados y criptodomos, así como cuerpos intrusivos de domáticos y diques de riolitas de grano fino (Escuder-Virue et al., 2007). La secuencia presenta intercalaciones de flujos basálticos y andesíticos y está intruida por diques máficos. Localmente, aparecen también tobas félsicas monogenéticas silicificadas, tobas ricas en cristales, tobas de lapilli, ignimbritas, y en el área de Restauración secuencias grano-decrecientes de areniscas y limos volcanoclásticos, y lentejones de calizas. La Fm Restauración tiene una potencia de 600-1500 m en las áreas de Dajabón, Restauración-Jicomé y Jánico-Jarabacoa, acuñándose hacia el SE en las áreas de Gajo del Monte, Constanza y Sabana Quéliz.

Los flujos de lavas silíceas son muy viscosos y forman, principalmente, domos brechificados de grano-grueso submarino someros, e intrusiones subvolcánicas. Los flujos e intrusiones poseen texturas desde microcristalinas, a porfídicas de grano grueso a holocristalinas. Estas rocas ácidas forman también depósitos de brechas y piroclásticos producidos por explosiones freatomagmáticas. En torno a los centros emisivos ácidos tuvo lugar una importante actividad hidrotermal tardía, que produjo depósitos epitermales de sulfuros-barita polimetálicos (Cu-Au-Ag) significativos. De forma característica, las dacitas son porfídicas y de color gris claro, amarillo-beige y rosa, con fenocristales abundantes de plagioclasa, hornblenda, sanidina y cuarzo con golfos de corrosión, con raro clinopiroxeno. Las riolitas porfídicas se caracterizan por su textura de grano fino y color blanco-amarillo a rosado, con fenocristales de cuarzo y plagioclasa y la ausencia de ferromagnesianos.

La presencia de fragmentos de tobas verdes andesíticas en las tobas dacíticas indica una edad más joven de la Fm Restauración respecto a la Fm Constanza. Resgionalmente, este hecho concuerda con la edad Turoniense-Coniacense obtenida a partir de fósiles en un nivel discontinuo de ~25 m de potencia de chert, localizado a techo de la Fm Constanza al sur de Restauración e intruido por riolitas, así como por la edad plateau Ar-Ar de hornblenda de $81,2 \pm 8,2$ obtenida en dacitas (Lewis *et al.*, 1991b; Stein *et al.*, 2004). Recientemente, en el área de Jarabacoa, una edad U-Pb en zircones de $89,0 \pm 0,9$ Ma (límite Turoniense-Coniacense) ha sido obtenida en los flujos riolíticos más bajos de la Fm Restauración (Escuder-Virue et al., 2007 b), la cual también establece una edad más antigua para el Mb El Yujo infrayacente.

El contenido fósil en las lutitas calcáreas moradas, que se superponen conformablemente a las rocas volcánicas ácidas de la Fm Restauración en el área de Restauración, y en las

calizas de la sección del Río Yuna (Sabana Quéliz), establecen una edad Campaniense Superior a Maastrichtiense (Bowin, 1975; Gómez Sáinz, 2000). Para Lewis *et al.* (1991b), estos datos sugieren que el volcanismo ácido cesó antes del Campaniense Medio (~76 Ma). Escuder Viruete *et al.* (2007 a, b) aportan datos geocronológicos que establecen el inicio del volcanismo ácido de la Fm Restauración en el límite Turoniense-Coniacense y continúa en el Santoniense al Campaniense Inferior. En las áreas de Restauración-Jicomé y Constanza, estos depósitos epiclásticos y sedimentarios están superpuestos discordantemente por las calizas biomicríticas blancas y rojas, bien estratificadas, de la Fm Bois de Lawrence, de edad Maastrichtiense Superior.

En la Hoja de La Vega se han distinguido cartográficamente varias unidades dentro de la Fm Restauración, que son descritas someramente a continuación (Fig. 2.1.5). Sus principales características petrológicas y geoquímicas son descritas con detalle en los apartados correspondientes de este informe.

2.1.4.1.1. Grupo Tireo. Fm Restauración. Metavolcanitas intermedio-básicas. Filitas y Esquistos máficos (12)

Hacia la base de la Formación aparecen tramos de metavolcanitas, filitas y esquistos máficos, derivadas de protolitos volcánicos de composición andesítica o basáltico-andesítica. Tanto la minerología como las texturas originales han sido generalmente traspuestas por la deformación dúctil y el metamorfismo sincinemático. Sin embargo, se han observado relacionados cuerpos intrusivos plutónicos o sub-volcánicos de gabros y cuarzo-gabros hornbléndicos, de tonos gris blanco-verdosos, grano grueso, e isótropos; así como de gabros y ferrogabros con olivino y piroxeno, de color gris pardo-verdoso, grano fino a medio y de fábrica isótropa.

2.1.4.1.2. Grupo Tireo. Fm Restauración. Metavolcanitas ácidas. Filitas y esquistos cuarzo-micáceos (13)

Las metavolcanitas ácidas y esquistos cuarzo-feldespáticos micáceos resultan de la deformación dúctil sin-metamórfica de las rocas volcánicas dacíticas y riolíticas. Se trata de filitas y esquistos cuarzo-feldespáticos, de grano fino a medio y tonos blanquecinos, generalmente caracterizados por el desarrollo de una fábrica plano-linear Sp-Lp variablemente penetrativa. En la Hoja de Jarabacoa, esta unidad se sitúa sobre el Miembro El Yujo, que consiste en 20-35 m de arcillas oscuras, calizas, cherts laminados, lutitas

tufáceas y tobas de grano fino, dispuestos discordantes directamente sobre el Complejo Duarte. En este sector los flujos y brechas ácidas (~89 Ma; U-Pb en zircones), alojan pequeños depósitos epitermales de Au-Ag-Cu de interés económico.

**2.1.4.1.3. Grupo Tireo. Fm Restauración. Metadacitas y metariolitas porfídicas
Metadacitas. Esquistos cuarzo-feldespáticos (14)**

Las dacitas, riolitas y metariolitas porfídicas son rocas volcánicas y subvolcánicas de color beig-marrón claro, de composición eminentemente ácida. En estas rocas la menor penetratividad de la deformación y el metamorfismo ha permitido preservar su estructura lávica y su característica textura porfídica de matriz variablemente fluidal.

Fig. 2.1.5 (página siguiente). Grupo Tireo. Fm Restauración. (a) Cherts El Yujo; (b) Brechas riolíticas basales; (c) Esquistos cuarzo-feldespáticos cizallados; (d) Esquistos cuarzo-feldespáticos micáceos. NO Jarabacoa.



2.2. Formación Amina-Maimón

Las rocas volcánicas toleíticas del Primitivo Arco Isla Caribeño Cretácico Inferior están representadas por las formaciones de Los Ranchos, Maimón y Amina (Antonini, 1968; Bowin, 1975; Draper y Lewis, 1982, 1991; Draper *et al.*, 1996; Kesler *et al.*, 1990a, b, 2005; Escuder Viruete *et al.*, 2006, 2007). Desde un punto de vista geoquímico, los protolitos de la Fm Maimón son equivalentes a los de la Fm Amina, e incluyen principalmente rocas volcánicas variablemente deformadas y metamorfizadas.

En áreas poco deformadas de ambas unidades, se han reconocido depósitos de lavas y fragmentarios (metavulcanitas), incluyendo pequeñas intrusiones someras y depósitos de sulfuros masivos, tramos epiclásticos de grauvacas, pizarras carbonosas, brechas y conglomerados poligénicos, con ocasionales niveles de calizas recristalizadas y mármoles (Bowin, 1975; Draper y Lewis, 1991; Kesler *et al.*, 1990a; Lewis *et al.*, 1995, 2000; Contreras *et al.*, 2004; Joubert *et al.*, 2004). Draper y Lewis (1991) describen el volcanismo bimodal que representa la Fm Maimón, afectada por una alteración espilitica, como registro de la actividad magmática del PIA durante el Cretácico inferior. Kesler *et al.* (1990a, b), relacionan los protolitos de la Fm Maimón y la Fm Los Ranchos, separadas por el Cabalgamiento de El Hatillo, con el magmatismo de un arco magmático activo durante el intervalo Neocomiense-Aptiense. Horan (1995) aporta datos isotópicos de Sr, Nd y Pb, que permiten sugerir una misma fuente MORB para todo el magmatismo bimodal más antiguo de las Antillas Mayores. Recientemente, Lewis *et al.* (2000, 2002) reconocen similitudes entre las rocas más empobrecidas de la Fm Maimón de Loma Pesada y del Cerro de Maimón, con las boninitas y riolitas de los arcos-isla del SO Pacífico. Estos autores concluyen que estos materiales fueron generados durante los primeros estadios de crecimiento del arco isla Caribeño, posiblemente en el sector de antearco, representando la Fm Los Ranchos el magmatismo axial del arco.

Las rocas de la Fm Amina aparecen en el sector SE de la Hoja de La Vega, en el sector de La Lomita y separadas de la Peridotita de Loma Caribe por la zona de falla de La Española. Los principales tipos litológicos reconocidos responden a dos grandes grupos composicionales de protolitos máficos y básicos. Los esquistos máficos clorítico-epidóticos y actinolítico-epidóticos son los términos intermedio- básicos más deformados por el cizallamiento dúctil regional. Sus equivalentes metamórficos poco deformados son metabasaltos y metaandesitas. Estas litologías alternan a la escala cartográfica con bandas de anchura hectométrica-kilométrica de filitas y cuarzo-esquistos sericítico-albíticos. Los

términos ácidos relativamente menos deformados están constituidos por metariolitas y metariodacitas porfídicas, frecuentemente de aspecto porfiroide debido a la presencia de fenocristales ígneos de cuarzo y feldespatos, rodeados por una matriz foliada de tonos claros y grano fino. Regionalmente también se han observado tramos de metandesitas y de alternancias de metatobas básicas y ácidas. Las características petrológicas y geoquímicas de la Fm Amina son descritas en el apartado correspondiente de la presente memoria.

2.3. Grupo Tavera. Eoceno Medio/Superior-Mioceno Inferior

Discordante sobre el complejo volcano-plutónico y metamórfico Jurásico Superior-Cretácico Superior y las rocas metavolcánicas de la Fm Amina, se sedimentó el grupo de unidades terrígenas de características turbidíticas del Grupo Tavera, durante el Eoceno Medio/Superior-Mioceno Inferior. Las principales características geológicas de estas unidades quedan recogidas en la Tabla 2.2. Las características litoestratigráficas o litogeoquímicas de estos tres conjuntos son descritas en los apartados que siguen a continuación (Fig. 2.3.1 a 3). Los nuevos datos bioestratigráficos se incluyen en la Tabla 2.3.

2.3.1. Pizarras y metaareniscas de El Café (15)

La Formación Pizarras y metaareniscas de El Café aflora en el sector centro meridional de la Hoja de La Vega, entre Monte Llano, El Café y Los Velazquitos. Esta compuesta por unos 1000-1200 m de potencia de metaareniscas líticas y feldespáticas de tonos ocre hacia la base que pasan rápidamente a pizarras arenosas gris-pardo-grisáceas hacia techo. En la unidad, las metapelitas han desarrollado un clivaje o pizarrosidad de grosera a espaciada, sin blastesis detectable asociada y relacionada con un aplastamiento heterogéneo. El contacto basal de la unidad es discordante sobre el conjunto volcano-plutónico, la Peridotita de Loma Caribe y los Gabros de Los Velazquitos. Se desconoce su edad. Sin embargo, se le asigna una edad Paleoceno-Eoceno Inferior/Medio en base a su posible correlación con unidades grauváquicas aflorantes en la vertiente meridional de la Cordillera Central.

Los niveles de areniscas presentan superficies basales erosivas, con huellas de corriente, una estructura interna gradada y techos laminados o con estructuras de corriente, por lo que se interpreta registran una sedimentación de plataforma marina siliciclástica relativamente distal, a la que llegan terrígenos mediante corrientes de turbidez. La composición de las (meta-) areniscas es inmadura y muy rica en componentes líticos volcánicos y feldespatos.

Tabla 2.2. Datos de los materiales Terciarios y Cuaternarios

Formación	Subunidad/ Miembro	Litología General	Interpretación ambiental (a)	Edad Estratigráfica
Depósitos Cuaternarios		Depósitos de terraza del Yaque del Norte y Camú	Construcciones arrecifales y medios relacionados	Holoceno
Formación Gurabo		Margas masivas de cuenca	plataforma siliciclástica externa	Mioceno Superior-Plioceno Medio
	Calizas de Ahuyamas	Calizas arenosas y margas bioclásticas	medio marino somero, carbonatado, de talud arrecifal	Mioceno Superior (Messiniense)
Fm Cercado		Margas con pasadas de calizas bioclásticas	Medios marinos someros con aportes deltaicos a la base y tempestitas a techo	Mioceno Medio?-Superior
Formación Bulla		Conglomerados masivos, arenas y arcillas	Llanura deltaica distal, muy próximos al frente deltaico. Depósitos de fan-delta	Mioceno Medio
Formación Jánico		Lutitas, areniscas turbidíticas con estratificación de fina a media, y conglomerados.	Sistema fluvio-deltaico distal y cuenca turbidítica. Equivalente lateral y vertical Fm represa	Oligoceno Medio-Superior-Mioceno Inferior
	Calizas de Juana Núñez	Calizas	plataforma marina somera	
	Conglomerados de La Gina	Conglomerados rojos soportados por la matriz, arenas y lutitas rojas.	Facies rojas aluviales-fluviales	Oligoceno Medio-Superior-Mioceno Inferior
Formación Represa		Conglomerados soportados por la matriz (base) y por los cantos (techo)	Sistema fluvio-deltaico proximal. Facies aluviales, de prodelta y de frente deltáico	Oligoceno Medio-Superior-Mioceno Inferior
		Lutitas grises, areniscas turbidíticas, arcillas y localmente conglomerados.	Cuenca turbidítica pelágica, con llegadas corrientes de turbidez de baja densidad.	
Formación Velazquitos		Conglomerados, calcarenitas y calizas	Deltaicas o marino-someras. plataforma somera efímera	Eoceno Medio/Superior-Oligoceno Inferior
El Café		Pizarras y metaareniscas	Plataforma marina siliciclástica	Paleógeno?

(a) Pérez Varela y Abad (2008). Informe Sedimentológico Sysmin II

Tabla 2.3. Nuevos datos paleontológicos en el Grupo Tavera

Formación/Unidad	Muestra	Latitud	Longitud	Litología	Edad
Los Velázquez	6073IJE9652A	-70,62597	19,23759	Bioruditas-biomicroritas	Eoceno medio-superior
Los Velázquez	30MJ952	-70,81027	19,29293	Bioruditas-biomicroritas	Oligoceno
Los Velázquez	6073IJE9570	-70,73243	19,26546	Margas, lutitas (LG)	Eoceno superior-Oligoceno
Los Velázquez	6073IJE9579	-70,73941	19,28808	Biomicrorita recristalizada (LG)	Eoceno medio-superior
Jánico	30MJ9583	-70,79463	19,32374	Biomicrorita recristalizada	Oligoceno superior-Mioceno Inferior
Jánico	30MJ9586	-70,77723	19,32194	Biolitomicrita	Oligoceno Inferior alto-Mioceno Inferior Microfósiles Eoceno retrabajados
Jánico	6073IJE9753B	-70,71141	19,33314	Biomicroritas (LG)	Eoceno?
Jánico	6073IJE9753A	-70,71141	19,33314	Marga (LG)	Mioceno Inferior
Jánico	6073IJE9754B	-70,71053	19,33367	Marga (LG)	Mioceno Inferior
Jánico	6073IJE9608	-70,69898	19,31703	Biomicroritas	Eoceno superior-Mioceno Inferior
Represa-Jánico	6073IJE9589	-70,74165	19,31571	Lutitas (LG)	Mioceno inferior
Cercado	6073IJE9754B	-70,71053	19,33367	Bioruditas-biomicroritas	post-Eoceno

2.3.2. Formación Velazquitos

La Fm Velazquitos aflora en el sector centro occidental de la Hoja de La Vega, particularmente en las inmediaciones de El Caimito, en el sector meridional del Embalse de Tavera, y en el corte de Bayacanes, subiendo el puerto hacia Jarabacoa. La Formación está compuesta por tres tramos litológicos diferenciados, que de muro a techo son: un tramo basal conglomerático compuesto por unas decenas de metros de conglomerados y brechas de tonos grisáceos con clastos decimétricos redondeados que intercalan niveles métricos de areniscas y esporádicamente, limos arenosos (miembro V1). Suelen tener fábricas matriz-soportadas, aunque con una cierta organización. Por encima de este tramo, se encuentra un tramo métrico a decamétrico de calcarenitas muy detríticas con concentraciones de macroforaminíferos bentónicos (*discocyclina*), algas rojas y fauna somera (corales, bivalvos), organizado en bancos decimétricos con acumulación de bioclastos (miembro V2) que pasan al tercer tramo, el más potente y desarrollado que corresponde a una sucesión de centenares de metros de alternancia de niveles centimétricos de areniscas siliciclásticas de afinidad turbidítica con lutitas y margas y algunos niveles de calcilitas y calcarenitas subordinadas (miembro V3). Esta formación presenta un desarrollo de un clivaje espaciado y un cierto grado de deformación.

Considerada en conjunto, la Fm Velazquitos, implica la instalación de una cuenca turbidítica clásica, limitada por un borde activo de falla, probablemente transcurrente, en la que se pueden identificar tres estadios evolutivos hasta que se establece una cuenca profunda con aportes de sistemas turbidíticos. El tramo basal (V1) corresponde a materiales detríticos que erosionan parte del sustrato que en esos momentos es exhumado. El depósito se realiza en condiciones deltaicas o marino-someras, dominando los procesos de transporte por flujos de alta densidad. Sobre este conglomerado se superpone un breve episodio de plataforma somera efímera (V2), muy detrítica, con desarrollo esporádico de acumulaciones de organismos (macroforaminíferos, corales), evidenciando las condiciones marinas someras y probablemente una transgresión mayor. La subsidencia de la cuenca debió ser muy rápida y controlada por las fallas de borde, formando en algunos sectores discordancias progresivas, con rápido paso de las facies de plataforma somera a facies pelágicas de cuenca en muy poco espacio vertical, donde llegan frecuentemente las corrientes de turbidez de baja densidad (V3).

2.3.2.1. Formación Velazquitos. Conglomerados, calcarenitas y calizas (16)

En esta unidad cartográfica se han incluido los miembros V1 y V2 del tramo basal de la Fm Velazquitos, los cuales presentan significativas diferencias de espesor y facies a escala regional. Los conglomerados V1 muestran facies con fábricas matriz-soportadas, con gran proporción de arenas y microconglomerados, esporádicamente, arenas finas y lutitas, de colores grisáceos-pardos, así como bancos métricos de areniscas masivas. Este tramo puede alcanzar una potencia superior a los 50 m. Por encima se reconoce el tramo intermedio calcarenítico V2, compuesto por una decena de metros de calcarenita bioclástica, de aspecto masivo y pobremente estratificado, con una gran concentración de discocyclinasy algas rojas formando rodolitos. A techo de este tramo se encuentran algunos niveles cm de calcarenita, con un mayor contenido clástico. En este sector el tramo calcarenítico es biselado por los primeros niveles turbidíticos del tramo superior, mostrando geometrías en cuña propias de una discordancia progresiva a partir del depósito de los últimos niveles calcareníticos. Por encima, todavía siguen apareciendo algunos niveles calcareníticos y calcirrudíticos, intercalados entre facies más finas, compuestas por alternancias de areniscas laminadas y lutitas o margas grises (V3).

En la sección de El Caimito el tramo V1 presenta una potencia >100m y está compuesto por brechas angulosas y muy cementadas de serpentinitas y otras rocas metamórficas e ígneas. El tramo V2 consiste aquí en <4 m de calcarenitas ricas en componentes siliciclásticos.

En la sección del camino al Café este tramo intermedio calcarenítico alcanza un espesor de unos 40 m, sobre un conglomerado V1 poco potente (<5 m) dispuesto discordante sobre las pizarras y metaareniscas del Café. Las calcarenitas incluyen niveles de acumulación de macroforaminíferos y niveles de plataforma somera con abundantes corales y fauna somera.

2.3.2.2. Formación Velazquitos. Lutitas grises, areniscas turbidíticas, arcillas y localmente conglomerados (17)

El miembro V3 está compuesto por una alternancia de areniscas, estratificadas en capas de potencia centimétrica a decimétrica, a menudo laminadas, de base neta con estructuras de muro (*groove cast* y *bounce cast*), con lutitas o margas. Como se observa en la sección de Bayacanes, el tramo presenta generalmente una buena organización en secuencias estrato y granodecrecientes.

2.3.3. Formación Represa

En Palmer (1963 y 1979), Groetsch (1980) y Groetsch (1983) se encuentran descripciones detalladas acerca de la estratigrafía y sedimentología de los conglomerados de Represa. La unidad aflora en el sector septentrional del Embalse de Tavera y en Guadarraya, situado en la zona NO de la Hoja de La Vega. La Formación Represa está compuesta por varios cientos de metros de sedimentos fundamentalmente conglomeráticos. La base de la formación es discordante sobre la Fm Los Velazquitos en la región de Higüerito. Hacia el oeste de la Hoja de la Vega, sin embargo, el contacto es por falla. La formación pasa hacia arriba y lateralmente hacia el NO-O a la Fm Jánico, en cambio lateral y gradual bien visible en la cartografía en el sector sur de Baitoa). Además de los conglomerados la unidad está constituida por areniscas y lutitas, así como por tramos carbonatados, poco aflorantes, situados en el límite entre la Fm Represa y la Fm Jánico. Estos carbonatos son de especial interés para conocer la evolución en términos de estratigrafía secuencial, habiéndose diferenciado en la cartografía como un miembro de Calizas de Juana Núñez, intermedio entre las Fm Represa y Jánico. Cartográficamente, se han distinguido conglomerados con textura predominante soportada por la matriz (a), conglomerados con textura soportada por los cantos (b), y las Calizas de Juana Núñez (c). Los Conglomerados de La Gina constituyen una particular facies clástica roja, de textura soportada por la matriz, y rica en arenas y lutitas rojas.

2.3.3.1. Conglomerados con textura soportada por la matriz (a) y por los cantos (b). Calizas de Juana Núñez (18)

La Formación ha sido estudiada en detalle en tres sectores: Guadarraya, presa de Tavera y La Gina. En Guadarraya consiste en capas potentes de conglomerados de matriz-soportada, con cantos redondeados a subredondeados de tamaño medio de 5-6 cm (<15 cm), con organización en hileras, que alternan con tramos métricos de areniscas gruesas, con clastos dispersos, sobre todo en el techo de secuencias de orden métrico. Localmente se observa una granoclasificación normal y canales con estratificación cruzada en surco. Hacia techo se intercalan niveles cm a m de conglomerados matriz-soportados, de mayor tamaño de grano medio (15-20 cm), poco organizados, que llegan a constituir tramos decamétricos. En la presa de Tavera consiste en un tramo de decenas de metros de espesor de facies similares a las de Guadarraya, al que sigue una alternancia de margas o lutitas grises y areniscas, formando una secuencia estratodecreciente de orden métrico. Por encima se superpone una nueva megasecuencia estrato y granocreciente, correspondiente al apilamiento vertical de secuencias positivas con niveles finos progresivamente menos

potentes. Los niveles conglomeráticos tienen fábrica matriz-soportada, con cantos redondeados a subredondeados, en una matriz microconglomerática.

2.3.3.2. Conglomerados de La Gina (20)

En La Gina aflora la parte alta de la Fm Represa, aquí compuesta por unos 50 m de conglomerados de tonos rojizos, con arenas y limos también con ciertas tonalidades rojas. Los conglomerados son arenosos, de textura matriz-soportada, con estratificación difusa, e intercalaciones cm de arenas bien seleccionadas. Se observan estructuras como granoclasificación normal, estratificación horizontal e inclinada, bases erosivas e imbricación de los cantos, muy redondeados. Hacia techo abundan los niveles de arenas y lutitas rojas.

Considerada en su conjunto, la Fm Represa representa un sistema fluvio-deltaico en el que actúan diversos y diferentes mecanismos sedimentarios, aunque los flujos densos de cantos ígneos procedentes del sustrato de la Cordillera Central, constituyen los procesos dominantes. La parte basal (Guardarraya) está dominada por depósitos *debrisflow* en un contexto marino, en el que la organización secuencial tanto estratodecreciente como estratocreciente indica probablemente un control de la subsidencia tanto eustático como tectónico. La parte intermedia (Tavera) se caracteriza por secuencias producto de la progradación del frente deltaico. La parte alta (La Gina) está dominada por procesos aluviales, que dan lugar a una mayor organización en los niveles conglomeráticos y la aparición de barras fluviales longitudinales con imbricación de cantos. Los tonos rojizos, facies de relleno de canal y de arenas de inundación, indican la instalación de sistemas fluviales subaéreos de tipo trenzado.

2.3.4. Formación Jánico

La Formación Jánico fue definida por Palmer (1979). Está compuesta por unos 700 metros de potencia de alternancia de areniscas, lutitas, margas y, en menor proporción, conglomerados. Corresponde a un paso lateral ESE-ONO y vertical de la Fm Represa, definido en la cartografía y también indicado por Palmer (1979), Groetsch (1980 y 1983) y Dolan et al. (1991). En el sentido ONO disminuye también la proporción de conglomerados y se dirigen las paleocorrientes medidas en la imbricación de cantos en los tramos conglomeráticos y en las marcas de muro de los niveles areniscosos de tipo turbidítico. Como consecuencia el sector de afloramiento de la Formación en Baitoa corresponde a la zona próxima al cambio de facies con Fm Represa, mientras que el sector más al oeste de

Jánico constituye la parte distal del sistema. Sobre la Jánico existe una discordancia, bien visible en el meandro del Río Yaque del Sur, en Baitoa, sobre la cual se depositan sedimentos de la Fm Cercado (sensu lato) o, lateralmente, los conglomerados de Bulla.

2.3.4.1. Lutitas, areniscas turbidíticas con estratificación de fina a media, y conglomerados (19)

En la sección aflorante en el Río Yaque del Norte, la Formación presenta unos 400 m de potencia y está constituida por una alternancia de areniscas, desde arena micro-conglomerática a arenas finas, con granoclasificación positiva y laminación HRF, con lutitas arenosas laminadas, grises. Se intercalan además paquetes métricos de conglomerados con diversa organización y facies, de grano fino con granoclasificación positiva y amalgamados, hasta de grano grueso con imbricación, e incluso desorganizados con abundante matriz. Aparecen también varias megacapas de espesor métrico y granoclasificación positiva, con bases ricas en fauna marina somera, particularmente de corales redepositados, y laminación fina y bioturbación a techo (*Planolites*, *Thalassinoides*?, *Rhizocorallium*). No obstante, estos niveles muestran geometrías complejas, con superficies de amalgamación. En la sección, la tendencia vertical observada es groseramente estratodecreciente, con predominio en la parte alta de areniscas turbidíticas, margas y lutitas grises, siendo esta última facies predominante.

La Formación Jánico constituye la parte distal del sistema deltáico de la Fm Represa, en tránsito hacia un sistema turbidítico (Pérez Varela y Abad, 2008). En este contexto, la alternancia de niveles de arenas y conglomerados con lutitas es resultado del depósito de flujos de alta densidad y de la sedimentación autóctona, de tipo hemipelágico. Las megacapas organizadas en secuencias estratocrecientes registran procesos de sedimentación de alta densidad, con elementos retrabajados de la plataforma somera. Las capas de arenas finas son producidas por corrientes de turbidez de baja densidad y los tramos conglomeráticos son en parte depósitos de *debris flow* y *grain flow*. Hacia arriba en la vertical y hacia el oeste (Jánico), los materiales se corresponden con corrientes de baja densidad depositados en una cuenca turbidítica, por lo que en conjunto la tendencia es transgresiva. Las facies carbonatadas de plataforma marina somera de las Calizas de Juana Núñez, con macroforaminíferos bentónicos (*Lepidocyclina*), se sitúan en una posición intermedia entre la Fm Represa y la Fm Jánico y registran el desarrollo efímero de una plataforma carbonatada, evidenciando la tendencia general transgresiva.

Fig. 2.3.1 (páginas siguientes). Formación Pizarras y Metareniscas de El Café. (a) Afloramiento al SO de Yamí; (b) Detalle de la esquistosidad. Formación Los Velazquitos (c) parte basal; y (d) y de la alternancia arenisca-lutita en el afloramiento de Bayacanes.

Fig. 2.3.2. Conglomerados de la Formación Represa. (a) Afloramiento de presa de Tavera; (b) Afloramiento en el aliviadero presa. (c) Facies de La Gina; y (d) secuencias de conglomerados en facies fluviales o fluvio-deltáicas.

Fig. 2.3.3. Formación Jánico. (a) Afloramiento carretera Jánico de facies con estratificación delgada distales; (b) Intercalaciones de conglomerados en las lutitas arenosas cerca de la presa Tavares. (c) Intercalación conglomerática en la carretera hacia Guardarraya; y (d) afloramiento de la sección del Río Yaque en Baitoa.







2.4. Grupo Yaque del Norte. Mioceno Medio-Cuaternario

Discordante sobre el complejo volcano-plutónico metamorizado y los depósitos del Grupo Tavera, se sedimentaron las formaciones terrígenas y carbonatadas del Grupo del Yaque durante el Mioceno Medio-Cuaternario, relacionadas con el relleno de la Cuenca del Cibao. El Grupo del Yaque (Erikson et al., 1988) está constituido, de muro a techo, por la Fm. Cercado, la Fm. Gurabo y la Fm. Mao, que abarcan una edad del Mioceno medio (?)-superior al Plioceno (p.e. Palmer, 1979; Evans, 1986; Sanders et al., 1986; Dolan et al., 1991). No obstante, la Fm. Mao puede llegar al Pleistoceno. A su vez, en la base de la Fm. Cercado se ha definido una unidad conglomerática, denominada Conglomerado de Bulla, y entre las formaciones de Cercado y Gurabo, así como entre las de Gurabo y Mao, se han descrito sendas transiciones sedimentarias constituidas por calizas arrecifales. Estas calizas han sido llamadas Calizas de las Auyamas y de Mao Adentro, respectivamente (Ardèvol, 2004), considerándose como miembros dentro de las unidades anteriores (Pérez varela y Abad, 2008). Las principales características geológicas de estas unidades (Fig. 2.4.1 a 3) quedan recogidas en la Tabla 2.2.

2.4.1. Formación Bulla

La parte basal de la Fm. Cercado posee un episodio conglomerático polimítico denominado Conglomerados de Bulla, compuesto por clastos de naturaleza ígnea y metamórfica procedentes de la erosión del sustrato profundo de la Cordillera Central (Vaughan et al., 1921). La base es discordante sobre los materiales del Grupo Tavera (Oligoceno-Mioceno inferior) y, pasa lateral y verticalmente, de forma gradual pero rápida, a la Fm. Cercado (Mioceno medio?-Mioceno superior; Saunders et al., 1986; Vokes, 1989). Las facies dominantes son de conglomerados rojizos, de textura clasto-sostenida y matriz arenosa, con base erosiva y morfologías canaliformes (Ardevol, 2004). Su muy variable potencia (25 a 300 m), así como su aparición y desaparición a lo largo del borde de la cuenca puede relacionarse con el control del paleorrelieve o, incluso, a la tectónica sinsedimentaria (Bernárdez, 2004).

2.4.1.1. Conglomerados masivos, arenas y arcillas (21)

La unidad aflora con potencia muy variable a lo largo de una banda entre el Alto del Jobo y Baitoa, alcanzando los mayores espesores en las proximidades de Guardarraya. Consisten en conglomerados azoicos, muy masivos, de geometría tabular y matriz arenosa de fina a media, de tonos ocre y amarillentos claros. Muy ocasionalmente, se observan formas

canaliformes de gran relación anchura/profundidad y superficies de internas erosión. Subordinadamente aparecen niveles centimétricos de arenas finas, de color beige, con gravas y cantos dispersos que separan episodios conglomeráticos. La fábrica de los cantos es generalmente soportada por los clastos, cuyo tamaño es muy heterométrico (de 2 a 45 cm). Su grado de redondeamiento es alto y su naturaleza mayoritariamente ígnea (basaltos, gabros, andesitas y tonalitas). Típicamente aparecen muy alterados, particularmente los granos de feldespatos.

Los conglomerados presentan estructuras tractivas, morfologías canaliformes y superficies internas de erosión, que indican ambientes deposicionales de llanura deltaica distal, muy próximos al frente deltaico, aunque sin llegar a la línea de costa (Pérez Varela y Abad, 2008). El área fuente estaría situada en los relieves que constituyen la Cordillera Central, al sur del área. El transporte de los cantos y arenas tuvo lugar mediante carga de fondo, en arroyadas en manto o dentro de canales con alta capacidad de transporte y de baja estabilidad lateral, que portaban grandes volúmenes de sedimentos hacia la cuenca. En estas zonas, la expansión y deceleración rápida de las corrientes al llegar al mar, originó la acumulación poco organizada de los sedimentos. Los conglomerados de Bulla han sido también interpretados regionalmente como depósitos de abanicos deltaicos costeros (fan deltas).

2.4.2. Formación Cercado

La Fm. Cercado presenta en su extensa área de afloramiento una gran variedad de espesores (150-400 m) y facies, atribuyéndose al Mioceno superior (Saunders et al., 1986). Maier et al. (2007) y Lutz et al. (2008) datan la parte alta de la serie como Messiniense. Está formada por areniscas mal seleccionadas, con estratificación cruzada, en la que son frecuentes las pasadas de conglomerados con base erosiva y areniscas conglomeráticas (Ardévol, 2004). En la parte basal y media de la serie, poseen bajos porcentajes de carbonato y aparecen intercaladas capas de lignito y de arcillas. Hacia techo se produce una disminución del tamaño de grano y dominan las facies de limolitas, culminando con arenas y limos fangosos, muy carbonatados, con altos porcentajes de moluscos y corales en posición de vida. Para Erikson et al. (1998), el límite superior de la Fm. Gurabo sería transicional y se situaría cerca del límite Mio-Plioceno.

2.4.2.1. Margas con intercalaciones de calizas bioclásticas (22)

En el corte del Río Yaque del Norte en las inmediaciones de Baitoa, la base de la Fm. Cercado está definida por una discordancia angular y erosiva sobre la Fm Jánico, sin el conglomerado de Bulla, sobre la que se depositan unos 20 m de conglomerados y arenas carbonatadas, con contenidos altos en fauna (ostreidos, pectínidos, cónidos, corales). Por encima aparecen arenas limosas y limos, con *Thalassinoides* y moluscos resedimentados, especialmente de pectínidos y turritélidos, y localmente intercalaciones de calcarenitas muy bioclásticas y conglomerados de grano fino. Los conglomerados son de base erosiva y están formados por cantos redondeados y subredondeados, fundamentalmente de tonalitas y rocas volcánicas, con amalgamaciones y granoclasificación normal. Hacia la parte media y alta, la serie es más bioclástica y más rica en carbonatos, pasando a dominar facies de limos bioclásticos, muy cementados, y, en menor medida, las calcarenitas/calcilimolitas con fauna bien conservada. En conjunto, en la Hoja de la Vega la serie define una secuencia general granodecreciente, en la que los conglomerados disminuyen progresivamente su frecuencia de aparición y potencia hacia techo.

La Fm Cercado se interpreta tradicionalmente como producto de la sedimentación marina somera a incluso costera de aguas salobres y energía moderada-alta (Saunders et al., 1986; Erikson et al., 1998). Para Ardévol (2004) la unidad representa una llanura deltaica que evoluciona de proximal a distal hacia techo (canales fluviales, marismas, llanuras mareales, playas, lagunas costeras). Para Pérez Varela y Abad (2008) constituye una secuencia transgresiva-regresiva, situándose los niveles de máxima profundización en la parte media-alta de la unidad, llegándose a producir una emersión al techo de la serie, con erosión total de las Calizas de Auyamas, al oeste del río Cana. Para estos autores, la parte basal de la Fm. Cercado se interpreta como un medio marino afectado por la llegada de aportes detríticos desde el continente. Los niveles conglomeráticos reflejan la llegada esporádica de avenidas desde los deltas adyacentes. La fauna dispersa y fragmentada en las facies arenosas y conglomeráticas se interpreta como registro de la acción de tormentas en zonas marinas someras y del retrabajamiento. La parte media y alta refleja la progresiva profundización del medio y menor participación deltaica. Las facies limosas corresponden a etapas intermitentes de buen tiempo y de tormentas en un medio marino somero (20-50 m), representadas respectivamente por capas de limos bioturbados y con fauna en posición de vida, y por capas de limos bioclásticos retrabajados por el oleaje en tormentas.

2.4.2.2. Calizas de Ahuyamas. Calizas arenosas y margas bioclásticas (23)

Las Calizas de las Ahuyamas constituyen un episodio carbonatado a techo de la Fm. Cercado, transicional a la Fm. Gurabo. Estos materiales consisten en facies arrecifales que se intercalan con capas decimétricas de limos calcáreos y calizas con grandes bolos de corales retrabajados (Saunders et al., 1986; Erikson et al., 1998; Klauss y Budd, 2003). Maier et al. (2007) establece una edad Messiniense (aproximadamente 6,2 Ma) mediante isótopos de Sr para los corales de estas facies. Ardévol (2004) describe las Calizas de las Auyamas como 10-200 m de calizas nodulosas, algo arenosas, con trazas de estratificación, bioturbadas, que pueden contener corales domales, en posición de vida, y biohermos de ostreidos, además de algas, gasterópodos, corales solitarios y otros bivalvos.

En la Hoja de la Vega, las Calizas de Auyamas afloran únicamente en el sector de Baitoa y de forma muy limitada. Se trata de unos 30 m visibles de calizas blancas y beig claras mal estratificadas, que alternan con niveles decimétricos de limos carbonatados y calcarenitas. Las calizas son muy ricas en fauna de bivalvos, gasterópodos y corales coloniales, en su mayoría retrabajados. Estos materiales se interpretan como depositados en un medio marino somero, carbonatado, adyacente a un sistema arrecifal costero (talud arrecifal), donde se acumulaban los fragmentos de fauna retrabajados cerca de la costa (Pérez Varela y Abad, 2008).

2.4.3. Formación Gurabo

Para Saunders et al. (1986) la Fm Gurabo consiste en facies conglomeráticas y arenosas basales, en concordancia con la Fm Cercado, seguidas de varios cientos de metros de limolitas con foraminíferos, en las que se intercalan areniscas con estratificación cruzada, colonias de corales en slumps, parches arrecifales y niveles de moluscos. Estos autores establecen una edad para la base Mioceno superior y para el techo de Plioceno inferior, consistentes con las asociaciones de foraminíferos planctónicos Messiniense-Plioceno inferior de Lutz et al. (2008). Para Erikson et al. (1998) la Fm. Gurabo está formada por margas y limos calcáreos, con abundantes microfósiles y, en menor medida, corales solitarios, moluscos y restos de corales coloniales. Ardévol (2004) describe la presencia de areniscas con estratificación cruzada y de biohermos de corales en posición de vida, así como señala la presencia de rizolitos y de evidencias de exposición subaérea a techo de la unidad.

2.4.3.1. Margas masivas de cuenca (24)

En la Hoja de la Vega, la Fm Gurabo aflora en el sector de Cutupu y en los taludes producidos por el encajamiento del río Camú. Consiste en una serie homogénea de margas de color azulado cuando no están alteradas, o de color marrón cuando están edafizadas, masivas, intensamente bioturbadas, que intercalan hacia techo niveles de arenas y debris flow conglomeráticos, con fragmentos de corales y otros bioclastos. El contacto basal sobre la Formación Cercado no ha sido observado, pero se interpreta como ligeramente discordante a escala cartográfica, debido a diferencias en la dirección y ángulo de buzamiento. Pérez Varela y Abad (2008) describen la presencia en el corte de la Cañada, en la Hoja de Santiago, de facies de margas grises, masivas, en ocasiones algo arenosas, con acumulaciones de restos vegetales y gasterópodos, en general bien conservados, hacia techo.

La Fm Gurabo se interpreta como una secuencia de profundización hacia techo, que se inicia en un sistema (para)arrecifal y finaliza en un medio de plataforma siliciclástica externa, por debajo de las Calizas de Mao Adentro (McNeill et al., 2008). Para Ardèvol (2004) y Pérez Varela y Abad (2008), la parte más alta puede interpretarse como ambientes marinos transicionales o costeros (marismas lagunas, llanuras y canales mareales, etc), que registran una progresiva somerización hacia techo.

2.4.4. Conglomerados, arenas con cantos y bloques y arcillas. Unidad del Licey (25).

La Unidad del Licey es de nueva denominación dentro de la litoestratigrafía de la cuenca del cibao, habiendo sido observada en las Hojas de Santiago, La Vega y San Francisco de Macorís. Provisionalmente se ha situado dentro de Pleistoceno.

La unidad está formada en su mayoría por lutitas ocre y grises, algo arenosas, con rizolitos y restos vegetales, que presentan intercaladas y en su techo calcretas muy bien desarrolladas. Son frecuentes también los niveles decimétricos de arenas medias y finas laminadas, con restos de plantas. Lateralmente estas facies pasan a ser predominantemente arenosas medias, con intercalaciones de conglomerados de grano fino y base erosiva y de niveles decimétricos y centimétricos de arenas medias-gruesas rojizas, con laminación horizontal e inclinada. Los conglomerados presentan textura clastosuportada, matriz arenosa (algo fangosa) y granoclasificación normal. Los clastos son de tamaño canto, subredondeados, de naturaleza ígnea (basaltos y tonalitas) y sedimentaria (calizas). En la Hoja de La Vega estas facies de conglomerados dominan el sector de afloramiento

meridional de la unidad, y las facies de lutitas arenosas el sector septentrional, dando cuenta de una distribución proximal-distal en las facies siguiendo una dirección de sur a norte.

La Unidad del Licey supone la primera evidencia de instalación de un sistema de sedimentación continental dentro de la Cuenca del Cibao en este sector. El dominio de facies de grano fino, el desarrollo de suelos y la presencia abundante de restos vegetales indican ambientes de sedimentario continental de baja energía que experimentaban de forma intermitente exposición subaérea. En conjunto, estas características son propias de llanuras de inundación vegetadas desarrolladas en sistemas fluviales muy maduros. La aparición de facies conglomeráticas y arenosas groseras intercaladas en las arenas finas y lutitas pueden interpretarse como depósitos de *leeve* y de desbordamiento de canal, probablemente formados en zonas más cercanas al canal durante momentos de crecidas.

Fig. 2.4.1 (páginas siguientes). (a) Conglomerado de Bulla; (b) Formación Cercado. (c) Discordancia base Formación Cercado sobre Formación Jánico en Baitoa; y (d) Formación Gurabo.

Fig. 2.4.2. (a) Conglomerados base Los Velazquitos; (b) Paso Conglomerados Represa hacia Fm Jánico (al fondo), con resalte Calizas Juana Núñez. (c) Fm Cercado bajo unidad de ladera So del Cerro Santo; y (d) Fm Gurabo alterada.

Fig. 2.4.3. Cuaternario. (a) Conglomerados, arenas con cantos y arcillas en el corte del río Camú a su paso por Bayacanes; (b) Unidad del Licey. Conglomerados, arenas con cantos y arcillas en el corte del río Camú a su paso por Bayacanes. (c) Encajamiento del río Camú sobre depósitos de terrazas y abanicos aluviales; y (d) Encajamiento río Camú en las serpentinitas del sector oeste de Loma del Higo, Guaiguí, en la cerrada proyectada para la presa.







2.5. Formaciones Superficiales de edad Cuaternaria

Se consideran Formaciones Superficiales todos aquellos depósitos, consolidados o no, relacionados con el modelado del relieve actual, que resultan cartografiables. Se definen por una serie de atributos tales como geometría, tamaño, génesis, litología, textura, potencia, y cronología, si bien este último aspecto y ante la precariedad de las dataciones existentes, tiene carácter tentativo en la mayor parte de los casos.

2.5.1. Formaciones gravitacionales

2.5.1.1. Clastos angulosos con lutitas y arenas. Coluviones (31). Holoceno

Son depósitos de cantos heterométricos subangulosos, englobados en una matriz areno-arcillosa, que proceden del desmantelamiento de las vertientes; por ello, la naturaleza de sus componentes varía en función de la constitución del área madre. Su potencia y características internas también son variables, generalmente de orden métrico. Suelen presentar colores rojizos, producto de la alteración química. Los cantos poseen composición ígneo-metamórfica, volcánica o bien sedimentaria, en consonancia con su área fuente. El hecho de su conservación en una zona de rápida evolución del relieve sugiere una edad Holoceno.

2.5.1.2. Bloques de litología variada y arenas. Movimientos en masa complejos y deslizamiento de bloques. Holoceno

Aunque han sido representados únicamente en el Mapa Geomorfológico, los movimientos en masa son bastante abundantes en la zona estudiada, teniendo alguno longitud kilométrica. Están constituidos bien por suelo, por un potente regolito con bloques del sustrato, o por rocas del sustrato. Los formados por rocas del sustrato presentan un aspecto desordenado de arcillas y/o arenas que engloban cantos y bloques, movilizados gravitacionalmente desde las superficies de deslizamiento. Debido a la propia naturaleza del depósito, su espesor puede variar considerablemente según las zonas, llegando a alcanzar más de 20-30 m en algunos de ellos.

Dentro de este tipo de formación superficial se han distinguido deslizamientos de bloques (*block slides*), de génesis diferente. Los deslizamientos complejos cartografiados han sido originados por procesos de tipo deslizamiento en cabecera, normalmente afectados por deslizamientos rotacionales, y procesos de tipo flujo en el frente, en los que la deformación del material es muy importante. Los *blocks slide* son deslizamientos traslacionales,

originados cerca de una superficie de deslizamiento planar, aunque dependiendo de su tamaño, pueden estar conectados con otros deslizamientos rotacionales en su cabecera o en su frente. El movimiento de estos tipos de deslizamientos puede estar controlado por eventos de lluvias intensas o lluvias continuas a lo largo de años muy húmedos. Dichos movimientos están condicionados por planos de discontinuidad estructurales, bien como fallas o diaclasas, o bien por la estratificación.

En ambos tipos de movimientos en masa su génesis obedece a la existencia de elevadas pendientes, agua, existencia de planos de debilidad y actividad sísmica. Por su relación con el relieve actual se asignan al Holoceno.

2.5.1.3. Lutitas, arenas, cantos y bloques. Lóbulo o colada de solifluxión. Flujos. Holoceno

Dentro de los movimientos en masa cartografiados en la hoja, los flujos representan el 15% de los mismos. Muchos de ellos presentan morfologías alargadas y estrechas; sus tamaños son variables y varían desde algún kilómetro de largo hasta los de dimensiones métricas. Suelen afectar a suelo o regolito y dependiendo del sustrato que afecten están constituidos por lutitas, arcillas, arenas, cantos y algún bloque. Los tipos de flujos observados pueden ser de tipo mud-flow o los debris slide-flow. Depósitos de flujos han sido observados en las laderas de los ríos Guanajuma, Yamí y Camú, entre Bayacanes y Buena Vista, afectando básicamente un potente regolito.

La génesis de los flujos está relacionada con elevadas pendientes y abundancia de agua de precipitaciones ya sean episodios de lluvias intensas o periodos de lluvias continuas; otros factores desencadenantes de estos movimientos son la vegetación, las propiedades mecánicas de las rocas, la sismicidad o la acción antrópica. Por su relación con el relieve actual se asignan al Holoceno.

2.5.1.4. Clastos angulosos y bloques con arenas y lutitas. Conos o taludes de derrubios. Holoceno

Se reconocen en varias zonas de la Hoja, predominando en el sector suroriental entre los valles del Camú y el Baiguate. En estos valles, los conos de derrubios presentan elevadas pendientes y están formados por clastos angulosos y bloques de diferentes litologías, bien de las rocas metavolcánicas del Grupo Tireo o bien de las tonalitas, gabros y dioritas del

batolito de Jumunucu-Buena Vista, mezclados con una matriz arenoso-lutítica. Por su relación con el relieve actual se asignan al Holoceno.

2.5.2. Formaciones fluviales y de escorrentía superficial

En este apartado se incluyen los depósitos cartografiados de abanicos aluviales modernos (30), terrazas altas, medias y bajas (26, 27 y 28), coluviones (31) y depósitos de fondo de valle (29), así como meandros y cauces fluviales abandonados (32).

Por otro lado, el relleno sedimentario neógeno de la Cuenca de El Cibao incluye depósitos de edad Mioceno a Cuaternario, los cuales se disponen en el borde sur discordantes sobre las rocas del Mesozoico-Cenozoico de la Cordillera Central. Las facies y litologías representadas son bastante variadas, gradando desde conglomerados aluviales a margas de cuenca con buena representación de facies de plataforma somera y construcciones arrecifales. En conjunto se trata de una cuenca en la que se acumularon grandes espesores de sedimentos controlados tectónicamente. Los trabajos cartográficos desarrollados en todo el ámbito de la Cuenca (Urien et al, 2008; Pérez Valera y Abad, 2008), han permitido reconocer depósitos cuaternarios en el sector de la Cuenca de El Cibao encuadrado en la Hoja de La vega. Estos depósitos están mayoritariamente representados por la Unidad del Licey (Pleistoceno), así como por las terrazas de los grandes ríos como el Yaque del Norte y el Camú (Holoceno).

2.5.2.1. Lutitas, gravas y arenas. Abanicos aluviales de baja pendiente. Pleistoceno-Holoceno

Son las formaciones superficiales de origen fluvial más ampliamente distribuidas, destacando por su extensión las que se encuentran en la confluencia de los ríos Camú y Verde con el Licey. En la vecina Hoja de Santiago de Los Caballeros por el norte, se ha cartografiado y definido la Unidad de Licey, de edad Mioceno Superior-Pleistoceno, considerada como la primera sedimentación continental dentro de la Cuenca del Cibao, en este sector. Sus características son propias de llanuras de inundación vegetadas, desarrolladas en sistemas fluviales muy maduros (Urien *et al.*, 2008 y Pérez Valera y Abad, 2008). Según estos autores, esta unidad se debe individualizar de los depósitos cuaternarios restantes, por sus peculiares características litológicas, pedológicas y geotécnicas. Su secuencia general de muro a techo está formada por: microconglomerados, arcillas expansivas con intercalaciones arenosas y suelos arcilloso-orgánicos negros.

En otras hojas geológicas, se supone que al no diferenciarse esta Unidad de Licey, este tipo de sedimentos se han integrado en las formaciones cuaternarias comunes de abanico de baja pendiente. En el caso de la Hoja de La Vega, los materiales de la Unidad de Licey, en general, se sitúan por debajo de los abanicos de baja pendiente, en el entorno de los ríos Verde y Licey, en la esquina NE de la hoja. Por este motivo y por limitaciones de escala esta unidad no está representada en la cartografía. Aunque no ha sido observada la secuencia general de la unidad, puntualmente se han observado suelos negros por la incisión de los ríos Licey y Verde.

Los abanicos que se encuentran en la depresión del Cibao Oriental (valle río Licey), en la esquina NE, presentan radios superiores a los 5 km. No presentan cortes de buena calidad, aunque se pueden realizar diversas observaciones a lo largo de los canales de los ríos que los están incidiendo hoy en día. En estos cortes se aprecia una gran proporción de masas lutíticas de aspecto masivo, que intercalan esporádicos niveles de espesor decimétrico a métrico, integrados por gravas polimícticas redondeadas y arenas, suponemos que más frecuentes hacia el ápice. Sus potencias varían entre valores máximos de 30-40m en su zona apical y valores menores en su zona distal. Estos abanicos presentan un contacto solapado con las terrazas bajas y llanuras aluviales de los ríos Verde y Licey. Estos abanicos forman parte de la gran llanura aluvial del Licey.

2.5.2.2. Gravas y arenas. Terrazas. Pleistoceno-Holoceno

Los depósitos de terrazas están constituidos por gravas, arenas, limos y lutitas, el predominio de unos u otros materiales y su secuencia depende de cada curso fluvial y su tramo. Las gravas son polimícticas con cantos de rocas plutonometamórficas, volcánicas, y sedimentarias, predominantemente silíceas, en una matriz arenoso-limosa; el tamaño de los cantos varía notablemente, predominando los diámetros de 5 a 20 cm y a veces con algún bloque de más de 1-2 m de diámetro. Las arenas suelen ser blancas u ocre de diferentes tamaños de grano con potencias entre 1-2 metros. Los limos y lutitas son rojizos o, en ocasiones negro-grisáceas con materia orgánica y, sus potencias oscilan entre 1-3 metros. Dependiendo del río y el tramo en el que se realiza la observación, se puede ver que las terrazas bajas-llanura, por ejemplo en el Río Camú presentan gravas con cantos redondeados de 1-20 cms con matriz arenosa. En el Río Verde estas terrazas bajas están formadas por arenas y gravas, hacia el techo limos, lutitas y arcillas con colores negros, es decir, con materia orgánica.

Existen terrazas formadas por conglomerados, arenas con cantos y arcillas en el corte del río Camú a su paso por Bayacanes. El Río Yami presenta terrazas formadas por depósitos finos como arenas, limos y lutitas, con pasadas de gravas de matriz arenosa. El Río Yaque del Norte presenta terrazas de diferente composición; así, en su tramo alto, ya en Jarabacoa, se observan gravas y arenas con grandes bloques de más de 2 metros; en otros puntos de su recorrido como al sur de Jarabacoa, existen terrazas con cantos y arenas con bloques métricos. Por lo que respecta a su edad, y en función de las velocidades de encajamiento observadas en otras zonas, se atribuyen al Holoceno.

2.5.2.3. Lutitas, arenas con gravas y bloques. Llanuras de inundación. Holoceno

El aspecto más frecuente de las llanuras de inundación es el de una banda de anchura deca a hectométrica constituida por limos entre los que se intercalan niveles de arenas y gravas. En los casos de las llanuras inundación y /o terraza baja de ríos como el Licey y a veces el Río Camú, el encajamiento con respecto a su abanico de baja pendiente es prácticamente imperceptible sobre el terreno, siendo precisa la fotografía aérea para su delimitación, y no siempre se detecta; en su seno se reconocen estrechas bandas alargadas serpenteantes temporalmente inundadas, correspondientes a cauces y *meandros abandonados*, que muestran un cierto contenido lutítico. Su espesor es difícil de determinar con precisión, pero debe de fluctuar entre 2- 5 m.

En el Río Licey, la llanura de inundación no existe siempre debido al régimen erosivo actual del río; cuando ésta existe (Las Cañas, La Lima) abundan las plataneras sobre suelos oscuros ricos en materia orgánica, en sus bordes con el canal activo se producen constantes deslizamientos de los materiales finos que las conforman (arenas, limos y lutitas rojizas y beige); a veces, con pasadas de gravas y arenas en su parte inferior. Por su relación con los abanicos de baja pendiente adyacentes o bien respecto a las terrazas, se incluyen en el Holoceno.

2.5.2.4. Limos con gravas y arenas. Fondos de valle (Fondos de cañada torrencial). Holoceno

Los fondos de valle y de cañada torrencial están constituidos fundamentalmente por gravas y arenas de naturaleza silíceas (rocas metaplutónicas, volcánicas y volcano-sedimentarias de la Cordillera Central); puntualmente pueden presentar un predominio lutítico. Las gravas son redondeadas y heterométricas, pudiendo señalarse orientativamente un diámetro de 10-20

cm. Aunque no existen cortes que permitan determinar su espesor, sin duda éste puede variar notablemente en función del curso en cuestión, en los de mayor envergadura podría alcanzar 3 m.

En la actualidad, los fondos de valle (o mejor expresado el canal actual) de los grandes ríos de la Hoja, presentan saltos y desniveles importantes (Camú, Yaque del Norte, Guanajuma y Baiguaque). Los depósitos de fondo de valle están constituidos por grandes bloques de diferentes litologías; estos bloques pueden tener tamaños entre 1-3 metros de envergadura. Este tipo de depósito puede representar momentos de grandes avenidas torrenciales por efecto directo de lluvias tropicales intensas. A veces, en los depósitos de llanura también se observan estos bloques de forma aislada. Es de destacar que la práctica totalidad de los ríos que surcan la hoja no presentan grandes depósitos en su canal actual, a veces se observan barras de arenas y limos, barras de cantos y bloques en el canal actual (por ejemplo en la zona de La Confluencia en Jarabacoa, donde se unen los ríos Jimenoa y el Yaque del Norte); o bien barras de cantos y arenas en el lecho actual del Río Camú en La Vega. Se supone que la falta de grandes depósitos en esta zona responde al régimen de dichos ríos, y a que actualmente la erosión predomina sobre la sedimentación fluvial. Por su parte, muchos de los arroyos de la zona presentan en su fondo de valle bloques enormes, entre 1-3m de tamaño. Por la situación que tienen respecto a los cursos de agua actuales se les atribuye una edad Holoceno.

2.5.3. Formaciones originadas por meteorización química en rocas cristalinas y silíceas

2.5.3.1. Arcillas rojas y algunas de color beige. Argilizaciones (m). Pleistoceno-Holoceno

Corresponden a arcillas rojas o en algunas ocasiones de colores beige, en general de aspecto masivo, que constituyen el producto de la alteración de los materiales silíceos por acción de procesos de meteorización química en un ambiente tropical húmedo. Su presencia se extiende a lo largo de la práctica totalidad de la hoja, aunque es menos intensa sobre los materiales más modernos del Terciario. Su espesor varía en función de la envergadura de los procesos de alteración, pudiendo superar los 20-30 m. Estas alteritas poseen interés desde un punto de vista minero cuando se desarrollan sobre las peridotitas serpentinizadas de Loma Caribe, siendo objeto de explotación en el sector SO de La Vega.

En la práctica totalidad de la hoja existe un regolito potente o muy potente como producto resultante de estos procesos de meteorización química, formados sobretudo por arcillas,

conocidas también como mantos de alteración o alteritas; puntualmente también existen arenizaciones de las rocas ígneas, aunque no se han separado en la cartografía geomorfológica por la escala del mapa. En cuanto a su edad, se han asignado, de forma bastante imprecisa, al Pleistoceno Holoceno, sin que deba descartarse que su comienzo fuese en el Plioceno.

3. PETROLOGIA, GEOQUIMICA, METAMORFISMO y GEOCRONOLOGÍA

3.1. Petrología

3.1.1. Peridotita Loma Caribe. Dunitas, harzburgitas y lherzolitas variablemente serpentinizadas, con intrusiones gabroicas y doleríticas (1)

Macizos de peridotitas serpentinizadas de aparente afinidad ofiolítica aparecen principalmente en dos dominios estructurales en la Española, que son el Dominio de la Cordillera Septentrional y el de la Cordillera Central, en parte equivalente al Cinturón Intermedio (Bowin, 1975; Lewis, 1981; Lewis y Draper, 1990). En ambos dominios, existen evidencias de que estos macizos se originaron independientemente como parte de una asociación ofiolítica, la cual aparece en la actualidad muy desbrembrada con gran parte de las características originales destruidas (Lewis et al., 2006). El principal cinturón peridotítico serpentizado, o Peridotita de Loma Caribe, se localiza en el Dominio de la Cordillera Central, presenta un espesor de unos 4-5 km y se extiende unos 100 km desde el área de La Vega al Cerro Prieta situado al norte de Santo Domingo. Sin embargo, tanto en su sector NO como en el SE, la peridotita aflora como delgadas láminas limitadas por fallas de dirección NO-SE a ONO-ESE, relacionadas con la Zona de Falla de La Española.

La Peridotita de Loma Caribe (Fig. 3.1.1) está principalmente compuesta de harzburgitas con espinela, harzburgitas con clinopiroxeno, dunitas, lherzolitas y pequeños cuerpos de cromititas podiformes aparecen también (Lewis et al., 2006, 2008). Los cuerpos de dunitas son relativamente pequeños, de hasta 500 m de longitud y de <10 m de potencia. Los contactos con la harzburgita son principalmente irregulares, similares a los parches irregulares de dunitas descritos en la sección mantélica de numerosas ofiolitas.

Las peridotitas normalmente están extensamente serpentinizadas y variablemente cizalladas, en particular hacia el contacto estructural superior. Las rocas suprayacentes consisten en cuerpos de tamaño hectométrico de gabros bandeados, que pasan estructuralmente hacia arriba a gabros masivos e isótropos. Las relaciones de contacto de estos cuerpos con las peridotitas son siempre por falla. Las peridotitas serpentinizadas están intruidas por diques y sills de rocas doleríticas y rocas gabroicas, que muestran contactos enfriados. Estas intrusiones resultan más abundantes hacia la parte alta de la secuencia y hacia el suroeste. La asociación litológica de rocas peridotíticas intruidas y/o cubiertas por rocas ígneas máficas, ha sido considerada de carácter ofiolítico (Lewis et al., 2002, 2006), aunque no posee una estratigrafía ofiolítica completa. Sobre las harzburgitas

serpentinizadas se ha desarrollado una importante alteración laterítica rica en Ni. Las reservas de Niquel han sido estimadas por la compañía Falconbridge Dominicana en 1-2Mt con un grado de 1.2% Ni.

En la Hoja de La Vega, los principales tipos petrográficos observados en la Peridotita de Loma Caribe son (Fig. 3.1.2): harzburgitas masivas con espinela (6173IIIOA9024, 6173IIIOA9025, 6173IIIOA9032, 6073IJE9714, 6073IJE9771 y 6073IJE9779), dunitas con espinela (6173IIIOA9034), venas websteríticas (6073IJE9787), harzburgitas serpentinizadas (6073IJE9908B) y serpentinitas foliadas (6073IJE9700), especialmente las deformadas por a Zona de Falla de La Española.

Fig. 3.1.1 (página siguiente). (a) Alternancia harzburgita-dunita; (b) harzburgita de textura porfiroclástica; (c) Peridotitas serpentinizadas con bloque gabroico-dolerítico; (d) Dique dolerítico concordante foliación serpentinitas.



3.1.1.2. Harzburgitas masivas con espinela

Las harzburgitas son peridotitas con olivino (>80-85%), ortopiroxeno (<15-20%), y espinela (2 %), asumiendo una correcta asignación de los pseudomorfos de olivino, por lo que se puede clasificar como una harzburgita con espinela. Como minerales secundarios aparecen plagioclasa (<2%), magnetita, óxidos de Fe-Ti, ilmenita, epidota, clorita, serpentinitas, bastita, magnesita, talco, mica blanca y carbonatos. Son rocas faneríticas, subequigranulares, de grano grueso-muy grueso (>2mm, del orden de 5 mm de diámetro). Al microscopio, se observa una deformación plástica intracrystalina en el estado mantélico, a la que se han superpuesto procesos de alteración/rehidratación relacionados con su exhumación. La harzburgita tiene una textura granuda y porfiroclástica mantélica preservada, compuesta por un agregado de mayoritariamente olivino y ortopiroxeno, en el que los prismas de enstatita pueden estar alargados definiendo la fábrica planar. Ambas fases son porfiroclastos, como atestiguan la presencia de texturas de deformación plástica como kink bands, bordes de subgranos, engolfamiento de los bordes de grano, doblamiento o arqueamiento del ortopiroxeno, desarrollando lamelas de exolución de clinopiroxeno. El ortopiroxeno enstatita forma grandes cristales alotriomorfos, ameboides, variablemente transformados a bastita, y con "coronas" de espinela transformada a opacos. La espinela forma granos idiomorfos ambarinos de hasta 1 mm de diámetro, en el contacto Ol-Opx, o aparece como inclusión tanto en el olivino como en la enstatita. Se superpone una relativamente ligera deformación, fracturación y serpentización, con formación de minerales retrógrados pseudomórficos o rellenando microfracturas, como serpentinitas lizardita-crisotilo, clorita y opacos.

3.1.1.3. Dunitas con espinela

Las dunitas con espinela están compuestas por olivino (>90%) y ortopiroxeno (2-5%), con espinela (<2 %) y clinopiroxeno (<2%) como accesorios. La roca consiste en un agregado granudo subequigranular, de grano medio a grueso (entre 0,5 y 3 mm), compuesto por granos cumulado de olivino subido a alotriomorfo, cromita marrón rojiza a marrón oscuro (pleonasto), dispersa en el contacto Ol-Opx o como inclusión tanto en el olivino como en la enstatita, y ortopiroxeno intersticial o intercumulus, a menudo de carácter poiquilítico. Se observa localmente también clinopiroxeno intersticial de grano fino, en proporciones accesorias. En estas rocas no se observa deformación plástica intracrystalina. Estas rocas duníticas son muy refractarias y más bien típicas de la transición corteza- manto muy residual debido a los procesos de fusión parcial. Los procesos de alteración y metamorfismo relacionados con la exhumación han dado lugar a la formación de agregados de

serpentinitas lizardita-crisotilo, clorita, talco/mica blanca, opacos y óxidos de Fe, generalmente pseudomórficos del olivino.

3.1.1.4. Venas websteríticas

En los afloramientos de la carretera La Vega-Guaiguí se han observado venas centimétricas de piroxenitas, que cortan la fábrica plano-linear porfiroclástica de la harzburgita, definida por la elongación de los prismas milimétricos de enstatita. La vena piroxenítica posee una textura granuda granoblástica y está compuesta por orto y clinopiroxeno. A menudo se presentan mineralógicamente zonadas, con una zona intermedia de impregnación donde es más abundante el clinopiroxeno. Estas venas constituyen el registro del paso de fundidos que impregnan y reaccionan con la harzburgita encajante. En ellas se superpone el variable reemplazamiento pseudomórfico estático de los minerales mantélicos por agregados de serpentinita y, menos abundantemente, de mica blanca/sericita, clorita, opacos y un material amarillo amorfo.

3.1.1.5. Serpentinitas masivas y foliadas

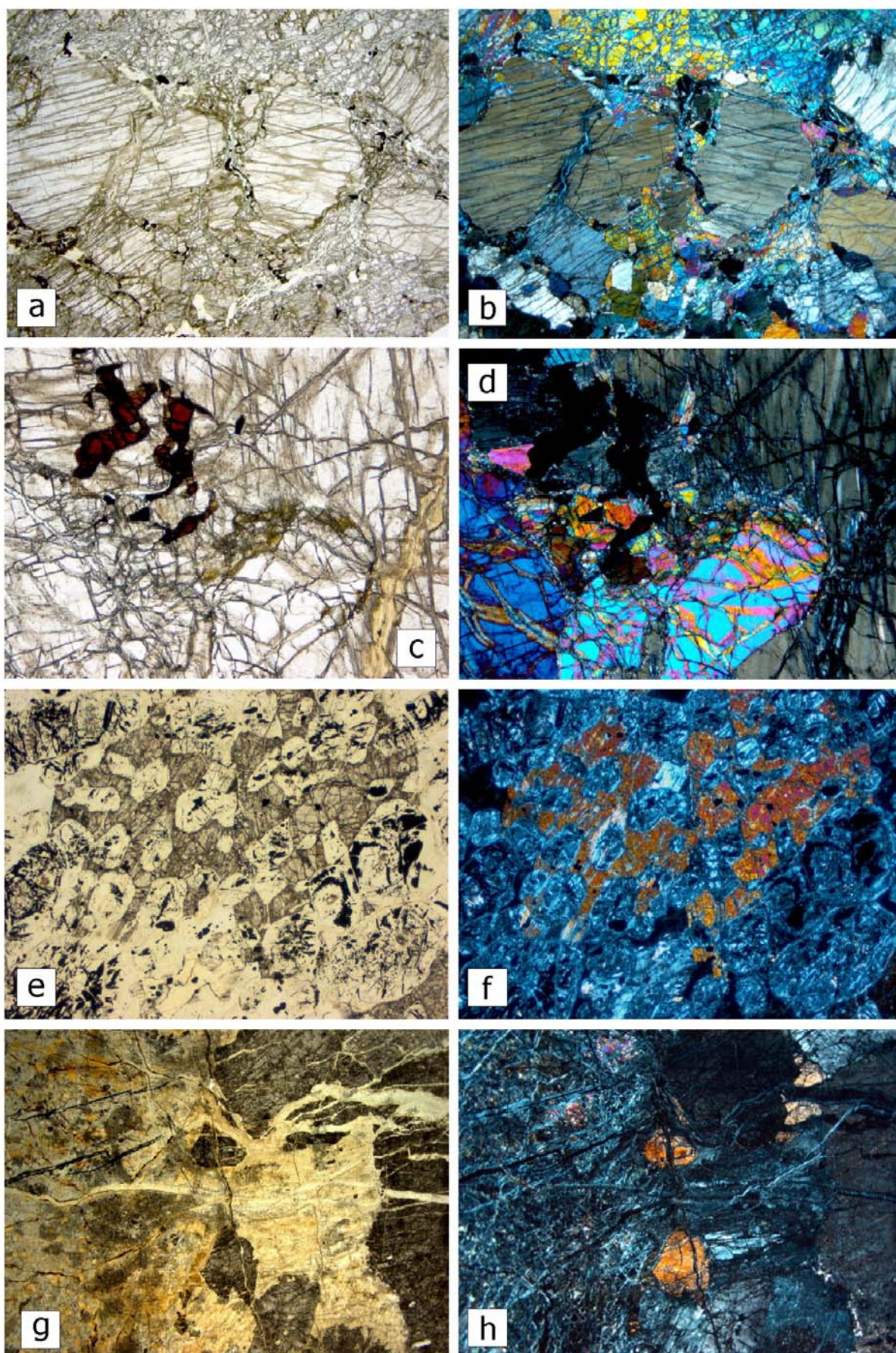
En la zona estudiada de la Peridotita de Loma Caribe se han observado dos tipos principales de rocas serpentínicas: metaperidotitas serpentinizadas masivas y serpentinitas foliadas. A su vez, jalonando la Zona de Falla de la Española y otras macroestructuras dúctil-frágiles y frágiles, las serpentinitas forman cuerpos de geometría lentejona, que aparecen intensamente foliados y cizallados.

Las serpentinitas masivas están compuestas por harzburgita y dunita completamente transformada (protolito), que forman bloques con las texturas mantélicas preservadas rodeados por serpentinitas cizalladas o harinas serpentínicas. No obstante, en la sección de la PLC aflorante al sur de La Vega, las serpentinitas masivas y harburgitas afloran en los niveles estructurales más bajos y las serpentinitas foliadas son predominantes en los niveles estructuralmente más altos, en donde las texturas mantélicas sólo se preservan en bloques porfiroclásticos. Estos niveles estructuralmente más altos se caracterizan por la presencia de sills de rocas gabroicas y doleritas, de forma abundante en algunos sectores, que han desarrollado una alteración y/o metamorfismo de la facies de los subesquistos y esquistos verdes (de fondo oceánico?). En estas serpentinitas masivas, la asociación original de olivino, ortopiroxeno y escaso clinopiroxeno está reemplazada por minerales serpentínicos microscópicos, pseudomorfos de bastita y magnetita oscura. La espinela Cr-Al (2-3%) está

alterada a óxidos opacos. La asociación mineral está compuesta por crisotilo + lizardita + brucita + magnetita + clorita, que indica una alteración hidratada de baja temperatura. No se ha observado antigorita metamórfica.

Las serpentinitas masivas con texturas mantélicas relictas son completamente transformadas en serpentinitas foliadas y harinas serpentiniticas, como consecuencia del cizallamiento dúctil y la deformación dúctil-frágil cataclástica, registrando las texturas sucesivos grados y condiciones de la deformación interna y retrogradación/hidratación a baja-T. Las superficies de esquistosidad envuelven bloques de rocas más competentes, particularmente de rocas gabroicas, los cuales gradúan entre < 1 cm a más de 100 m de longitud. Al microscopio, las serpentinitas foliadas son rocas de grano fino, compuestas por un agregado de fibras subparalelas de minerales serpentiniticos, que definen la foliación, junto con agregados de clorita, sericita, epidota, carbonatos y opacos. Las serpentinitas han crecido también rellenando microfracturas, junto a la mica blanca y clorita.

Fig. 3.1.2 (página siguiente). (a) Harzburgita de textura porfiroclástica, LN; (b) Id., LP; (c) Detalle de la asociación olivino, cromo-espinela y enstatita, LN; (d) Id., LP; (e) Cumulado dunítico con piroxeno intercúmulus, LN (f) Id., LP; (g) Vena clinopiroxenítica (derecha) intrusiva en harzburgita serpentinizada (izquierda), LN; y (h) Id., LP.



3.1.2 Anfibolitas de fábrica plano-linear blastomilonítica (2)

Las anfibolitas de fábrica plano-linear blastomilonítica (6073IJE9493, 6073IVMJ9265A, 6073IJE9566, 6073IIJE9306, 6073IIJE9365 y 6073IIJE9366B) forman la zona de cizalla del Río Guanajuma. Esta estructura dúctil de gran escala se extiende siguiendo una dirección NO-SE a ONO-ESE desde el sector de Jagua Abajo y norte de Juncalito, en la Hoja de Jánico, a Rancho Viejo-El Papayo-Llano del Higo, en la Hoja de La Vega, a el sector de Hato Viejo-La Confluencia-Piedra Blanca, donde experimenta una inflexión a la altura del río Camú continuándose por Guarey Arriba-Firme El Col, en la Hoja de Jarabacoa, a lo largo de unos 50 km de longitud (ver Mapa Geológico y la Fig. 4.2).

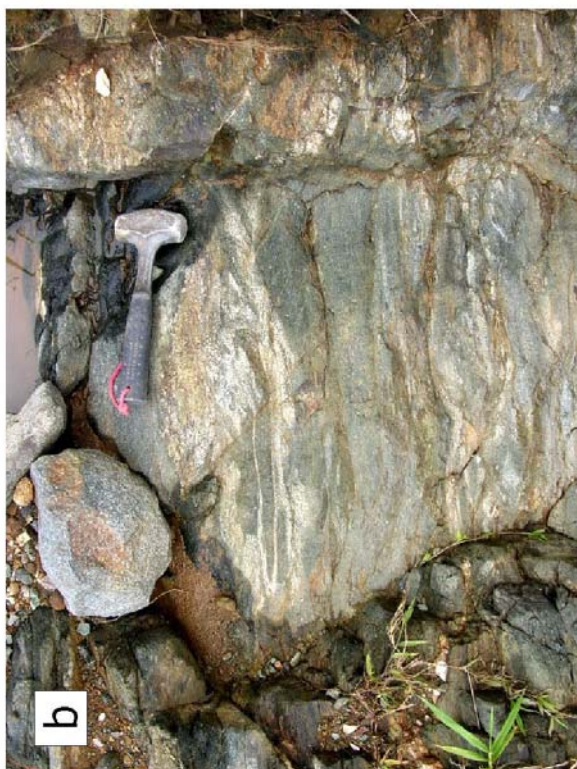
Los datos de campo y geoquímicos indican que los protolitos de las anfibolitas fueron rocas ígneas máficas y ultramáficas de la Asociación de Loma La Monja, el Complejo Duarte y unidades intrusivas de composición gabroica y ultramáfica. De forma característica, durante la deformación en la zona de cizalla tuvo lugar la intrusión sin- y tardi-cinemática de cuerpos laminares de leucotonalitas con hornblenda, que desarrollan una foliación magmática paralela a la esquistosidad en las anfibolitas encajantes. Durante la deformación progresiva las tonalitas fueron también deformadas en estado sub-solidus y desarrollaron fábricas proto- y miloníticas en condiciones metamórficas propias de la facies de las anfibolitas y esquistos verdes de alta-T. Recientemente, Escuder Viruete et al (2007) aportan edades plateau $40\text{Ar}-39\text{Ar}$ en hornblendas de estas anfibolitas de la Zona de Cizalla de Guanajuma de $93,9 \pm 1,4$ y $95,8 \pm 1,9$ Ma (Cenomaniense: 99,6-93,5 Ma), que es consistente con la intrusión regional de los magmas tonalíticos entre 92 y 88 Ma.

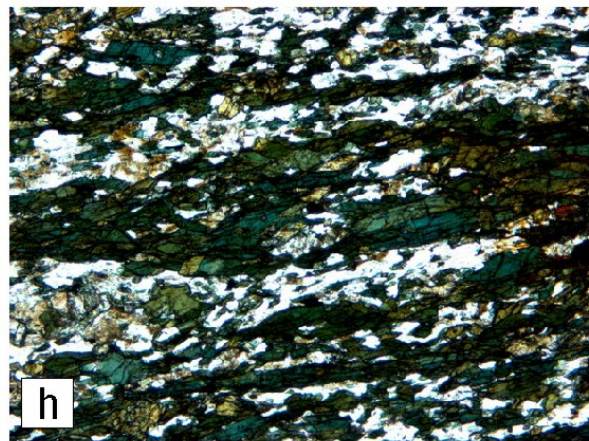
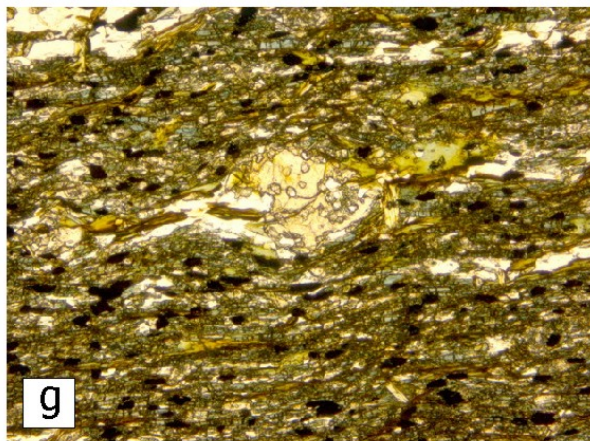
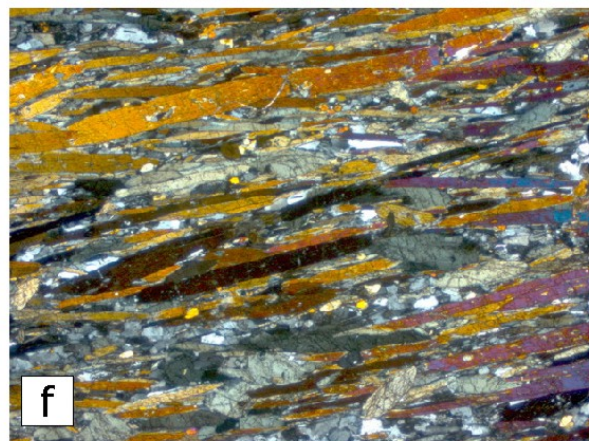
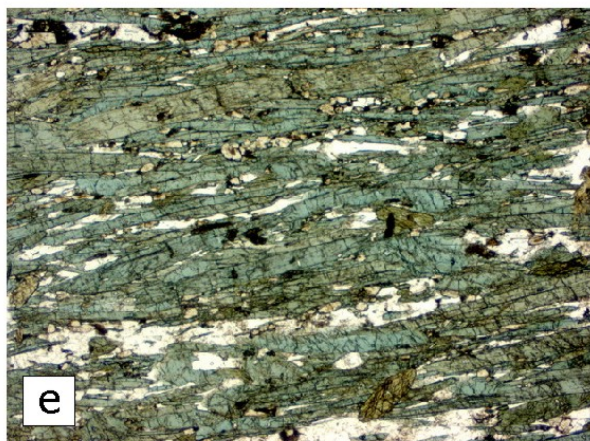
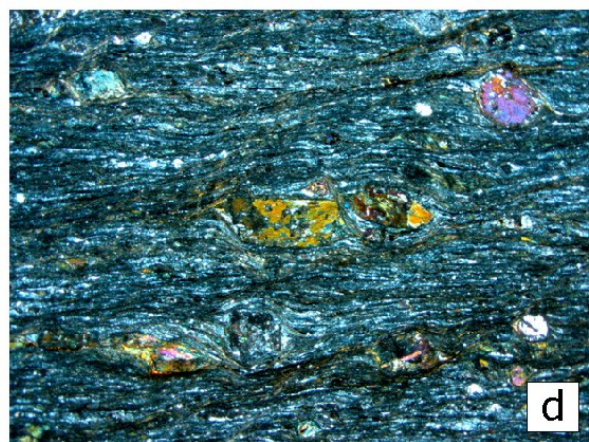
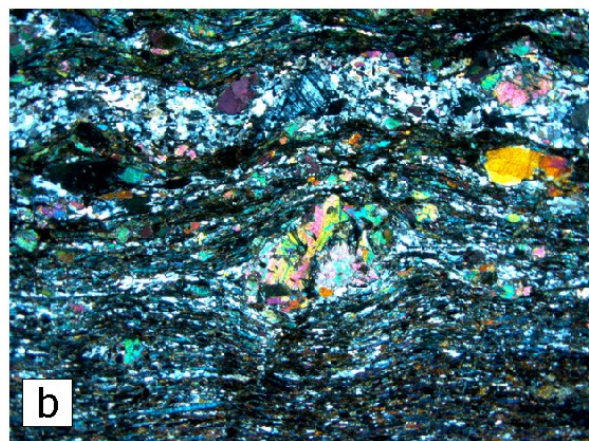
Las anfibolitas son rocas de un característico color verde oliva, densas, de grano medio a fino, y penetrativa fábrica plano-linear (Sp-Lp). En estas rocas la minerología y texturas del protolito han sido completamente borradas por la deformación y el metamorfismo (Fig. 3.1.3 y 4). La deformación fue dúctil, no-coaxial y produjo una textura granonematoblástica elongada de características blastomiloníticas. A la microescala se distinguen nematoblastos milimétricos de anfíbol hornbléndico y, en menor proporción, de plagioclasa; y una matriz de composición anfibólico-plagioclásico-epidótica de grano más fino, recrystalizada dinámicamente. En ella, la foliación está definida por la elongación prismas de hornblenda, agregados cuarzo-plagioclásticos, agregados de epidota, ribbons policristalinos de cuarzo, e hiladas de ilmenita. Los nematoblastos de hornblenda a menudo definen una fábrica compuesta de tipo S-C. Los anfíboles son hornblendas poiquilíticas, con inclusiones de clinopiroxeno relicto, plagioclasa, opacos y cuarzo simplectítico, que han desarrollado

sombras de presión sigmoidales asimétricas. En algunas rocas poseen un pleocroismo de verde azul a verde incoloro. Son transformados a anfíboles más actinolíticos, epidota y mica blanca. La plagioclasa ha recrystalizado formando subgranos de oligoclasa y albíta. El cuarzo ha recrystalizado dinámicamente formando localmente ribbons policristalinos, de pequeños cristales nuevos y contactos rectos, mediante mecanismos de migración de bordes de grano. Las anfíbolitas evidencian una deformación por cizalla dúctil en condiciones de la facies anfíbolita con epidota, sobre la que se superponen tanto una recrystalización estática por procesos de restauración de tardía a post-Sp n, como incrementos de la deformación retrógrada con formación de asociaciones de la facies de los esquistos verdes de alta-T.

Fig. 3.1.3 (páginas siguientes). (a) Anfíbolitas blastomiloníticas; (b) Anfíbolitas con venas tonalíticas microplegadas y cizalladas; (c) Anfíbolitas blastomiloníticas con texturas porfiroclásticas; (d) Esquistosidad de crenulación desarrollada sobre Sp milonítica. Zona de Cizalla de Río Guanajuma.

Fig. 3.1.4. (a) Anfíbolitas blastomiloníticas con porfiroclastos de epidota, LN; (b) Id., LP; (c) Milonitas máficas con porfiroclastos de piroxeno pseudomorfizados por epidota, LN; (d) Id., LP; (e) Anfíbolitas con hornblenda elongada definiendo la lineación mineral, LN (f) Id., LP; (g) Detalle porfiroclasto de epidota, LN; y (h) Venas leucotonalíticas intruidas y cizalladas sin-cinemáticamente a la Sp en condiciones metamórficas de la facies de las anfíbolitas, LN.





3.1.3. Batolito de Buena Vista

Los batolitos de Jumunucu y Buena Vista pertenecen al cinturón de rocas plutónicas de edad Cretácica presentes a lo largo de toda la Cordillera Central (Lewis, 1982; Kesler et al., 1991b). Estas rocas forman batolitos e intrusiones de diversa entidad, compuestos predominantemente por tonalitas hornbléndicas, pero también por rocas ultrabásicas, gabros, dioritas, granodioritas y monzogranitos. Asociadamente, aparecen también pequeños cuerpos de diferenciados más ácidos, representados por leucotonalitas, trondjhemitas y leucogranitos. Feigenson (1978), Kesler et al. (1977) y Lewis (1982), han mostrado que este variado conjunto de rocas ígneas presenta las características de los granitoides presentes en arcos-isla oceánicos, denominados como granitos de tipo *M*, y cuya principal característica es que fueron generados y emplazados sin la intervención de una corteza continental (Chappell y White, 1974; White et al., 1999). Los estudios previos sobre la petrología y geoquímica de las unidades intrusivas en la Cordillera Central y otros sectores de La Española están incluidos en los trabajos de Plamer (1963), Bowin (1966, 1975), Lewis y Kesler (1973), Kesler et al. (1975, 1976, 1977, 1991), Feigenson (1977, 1978), Lewis (1980), Cribb (1986) y Lewis et al. (1991). La petrogénesis de todos estos complejos intrusivos ha sido relacionada con procesos de subducción de corteza oceánica bajo la isla durante el Cretácico.

El Batolito de Buena Vista aflora en el cuadrante nororiental de la Hoja de Jarabacoa, constituyendo un conjunto plutónico o plutono-metamórfico de geometría laminar y dirección NO-SE a ONO-ESE, paralela a las estructuras del sustrato en la Cordillera Central. Presenta una zonación composicional y textural consistente en cuerpos laminares de hornblenditas foliadas y anfibolitas basales, que pasan a gabros y dioritas, y a techo a tonalitas con hornblenda foliadas. Su intrusión y deformación está estructuralmente relacionada con la banda de anfibolitas de la zona de cizalla del Río Guanajuma. Entre los sectores de Buena Vista y El Faro, especialmente en los afloramientos del Río Camú, el contacto entre el complejo gabróico-ultrabásico y las tonalitas hornbléndicas consiste nuevamente en una zona de cizalla dúctil de dirección general ONO-ESE a NO-SE y ángulos de buzamiento medios y altos al NE. En esta banda de cizalla, las rocas gabróicas se transforman en anfibolitas y milonitas máficas, y en las tonalitas sobre una fábrica magmática paralela se superpone también una deformación en estado sólido de alta-T. Numerosas venas centimétricas de magma tonalítico y enclaves de gabros son cizallados hasta paralelizarse con la foliación y transformadas en proto- y milonitas cuarzo-feldespáticas de grano fino. En el Proyecto ARCO se han obtenido plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblendas de anfibolitas de la

zona de cizalla del Río Guanajuma de $93,9 \pm 1,4$ y $95,8 \pm 1,9$ Ma que establecen una edad anterior para los protolitos del Complejo Duarte (>96 Ma) y la intrusión contemporánea de parte de los magmas gabroicos y tonalíticos.

Los trabajos cartográficos, petrológicos y geoquímicos realizados en el curso del presente Proyecto, ha permitido establecer que la serie plutónica del Batolito de Buena Vista puede agruparse en tres unidades cartográficas (Fig. 3.1.5 a 7): (1) hornblenditas; (2) gabros y dioritas foliadas; (3) tonalitas con hornblenda de grano medio-grueso foliadas. La secuencia intrusiva general en el batolito es similar a la del batolito de Jumunucu. Las primeras rocas en cristalizar fueron los cumulos ultramáficos y las rocas máficas (gabronoritas, gabros y dioritas), posiblemente formando una asociación ígnea comagmática. Esta asociación es deformada posteriormente en condiciones dúctiles y a relativ alta-T, dando lugar a las anfibolitas de fábrica plano-lineal y a las hornblenditas foliadas. En una etapa de sin- y tardi-cinemática intruyen los cuerpos de tonalitas con hornblenda foliadas.

En el Batolito de Buena Vista, los principales tipos reconocidos son gabros y melanogabros (6073IIJE9324), así como sus equivalentes anfibolíticos y esquistosos cizallados y metamorfizados (6073IIJE9074 y 6073IIJE9069), cuarzo-dioritas hornbléndicas (6073IIJE9073) y tonalitas con hornblenda foliadas (6073IIJE9360). Estas facies son bastante similares a las facies de gabros, dioritas y tonalitas del Batolito de Jumunucu.

3.1.3.1. Gabros y dioritas foliadas (3)

Bajo el epígrafe se describen los gabros, melanogabros hornbléndicos y hornblenditas de grano medio a grueso mayoritarios en el conjunto gabroico del Batolito de Buena Vista, así como las cuarzo-dioritas hornbléndicas subordinadas. Estas rocas gabroicas presentan composiciones modales de: hornblenda, 55-80%; plagioclasa, 10-45%; cuarzo, $<5\%$; e ilmenita, $<5\%$. Las texturas son granudas, holocristalinas, subequigranulares, a menudo de tipo ortocumulado de hornblenda. La hornblenda subidio- a idiomorfa, posee un zonado oscilatorio y ligero pleocroismo verde. En los melanogabros y hornblenditas forma un entramado cumulus de prismas entrecruzados que alojan a la plagioclasa, cuarzo y opacos, de carácter intersticial o fases intercumulus. Existen núcleos relictos de clinopiroxeno en la hornblenda. La plagioclasa forma prismas tabulares y agregados intersticiales de subidio- a alotriomorfos, y el cuarzo es intersticiales y alotriomorfo. Como minerales secundarios hay prenhita, pumpellita, albita, sericita, clorita, epidota y magnetita.

A lo largo del corte entre Buena Vista y el Río Camú, se observan tránsitos entre los gabros hornbléndicos deformados a anfibolitas de fábrica plano-lineal y esquistos máficos miloníticos. En estas rocas deformadas, la minerología y texturas del protolito son progresivamente traspuestas. La deformación es dúctil, no-coaxial y da lugar a un agregado de minerales metamórficos de grano muy fino, cuya orientación paralelamente define la fábrica plano-lineal de grano medio a fino, que a menudo es de tipo S-C blasto-milonítica. En dicha fábrica son estables nematoblastos de hornblenda actinolítica y tremolita-actinolita, porfiroblastos de plagioclasa, e hiladas de ilmenita.

En el entorno de Capacito, se observan cuerpos elongados de cuarzo-dioritas y cuarzo-gabros que presentan una fábrica magmática interna subparalela. En sectores están intensamente intruidas por magmas leucotonalíticos y variablemente afectadas por un cizallamiento retrógrado. Presentan una composición modal compuesta por: hornblenda, 20-30%; plagioclasa, 40-45%; cuarzo, <15%; e ilmenita, <5%. La textura es holocristalina inequigranular. Al microscopio están constituidas por un agregado de prismas elongados o entrecruzados de hornblenda, con inclusiones de plagioclasa, cuarzo (raras) y opacos, y prismas tabulares de plagioclasa también orientados definiendo la fábrica magmática. El cuarzo aparece como granos intersticiales alotriomorfo y los opacos son granos de ilmenita. Como minerales secundarios hay prehnita, albita, sericita, clorita, epidota y opacos.

3.1.3.2. Tonalitas con hornblenda foliadas (4)

En el vado del río Camú camino El Faro se observan excelentes afloramientos de las tonalitas con hornblenda foliadas, en una típica facies común con cuarzo de grano grueso foliada. En este corte las tonalitas presentan una intensa fábrica magmática plano-lineal definida por prismas milimétricos de hornblenda, la elongación del agregado cuarzo-feldespático y de enclaves máficos. Estos enclaves son gabros, dioritas y anfibolitas fuertemente deformadas. Al microscopio, la hornblenda verde-marrón forma grandes prismas idiomorfos zonados y microfenocristales en la matriz, con pequeñas inclusiones de plagioclasa, cuarzo y opacos. En las rocas más deformadas ha desarrollado sombras de presión y recrystalizado a anfíboles más claros, epidota y mica blanca. La plagioclasa forma fenocristales de zonado oscilatorio a bordes más albiticos. Aparece deformada plásticamente, con desarrollo de maclas irregulares, subgranos nuevos de oligoclasa y albita, y reemplazamientos de mica blanca, epidota, prehnita y opacos. El cuarzo aparece como grandes granos ovales, intersticial, o desarrollado fábricas internas de subgranos. Estas texturas evidencian en conjunto una deformación en estado magmático que formar la

fábrica magmática y subsólidos posterior en condiciones de la facies anfibolítica de baja-T y esquistos verdes.

3.1.4. Batolito de Jumunucu

El Batolito de Jumunucu aflora en los cuadrantes nororiental y noroccidental de las Hojas de Manabao y Jarabacoa, respectivamente, continuándose más al norte en las de Jánico y La Vega. Constituye un complejo plutónico de geometría ovalada y dirección general entre O-E y ONO-ESE, algo oblicua respecto a la dirección de las estructuras del sustrato en la Cordillera Central. Hacia el este probablemente conecta bajo la Cuenca de Jarabacoa con el batolito de Buena Vista. Las rocas plutónicas del Batolito de Jumunucu han intruido y metamorfizado dinamotérmicamente a las rocas volcánicas del Grupo Tireo, a las que engloban en forma de enclaves. Encima de las rocas tonalíticas del batolito, aparecen *roof pendants* y mega-enclaves de la Fm Restauración del Grupo Tireo, las cuales resultan variablemente deformadas y corneanizadas. Los estudios previos en el batolito fueron realizados por Plamer (1963) y Lewis et al. (1991). No existen datos geocronológicos previos sobre la edad del Batolito. En el Proyecto ARCO (Escuder Viruete et al., datos inéditos) se han obtenido edades U-Pb en zircones en los gabros hornbléndicos del Batolito de Jumunucu de $89,63 \pm 0,17$ Ma. En el marco del Proyecto SYSMIN se han obtenido edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $67,1 \pm 1,05$ Ma en plateau en hornblendas para las intrusiones tonalíticas en el área de Jarabacoa

Los trabajos cartográficos, petrológicos y geoquímicos realizados en el curso del presente Proyecto, ha permitido establecer que la serie plutónica del Batolito de Jumunucu puede agruparse en cuatro unidades cartográficas (Fig. 3.1.5 a 7): (1) cumulos ultramáficos y hornblenditas; (2) gabros y dioritas foliadas; (3) tonalitas con hornblenda de grano medio-grueso, variablemente foliadas; y (4) Leucotalitas con hornblenda y/o biotita, de grano grueso a muy grueso. Sin entidad cartográfica localmente aparecen diques y cuerpos de leucotalitas biotíticas, aplitas y diques máficos de sin- a post-magmáticos. En el extremo SO de la Hoja de La Vega existe un pequeño afloramiento de las leucotalitas con hornblenda y biotita, que forman típicamente facies apicales competentes a la erosión.

3.1.4.1. Leucotalitas con hornblenda y/o biotita, de grano grueso/muy grueso (5)

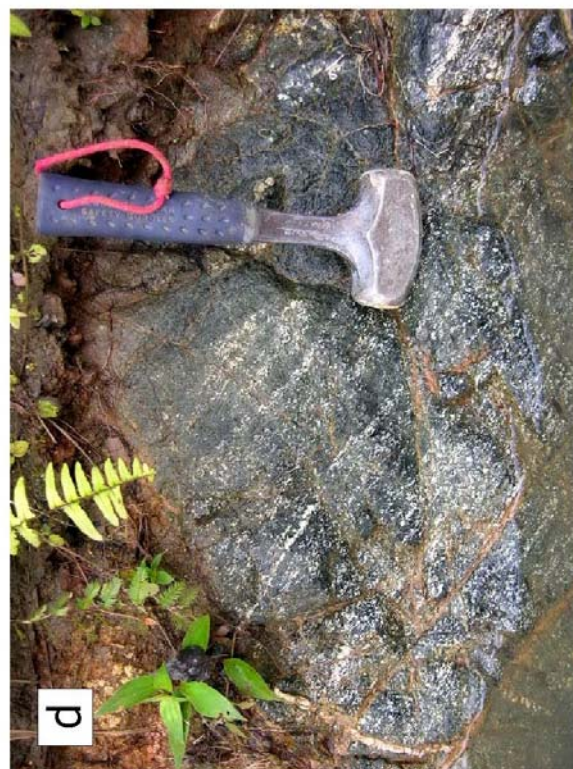
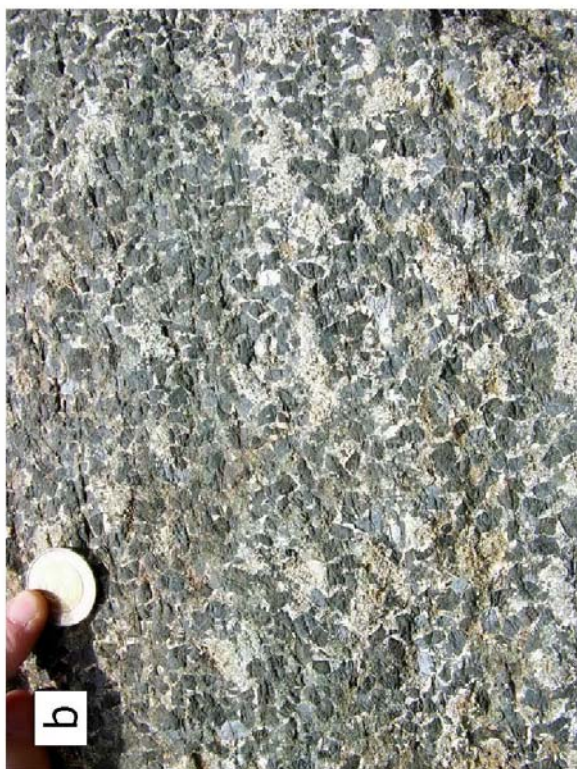
Dentro de la unidad tonalítica y ocupando los sectores de techo de la intrusión, aparecen facies de Leucotalitas con hornblenda y/o biotita, de grano grueso/muy grueso

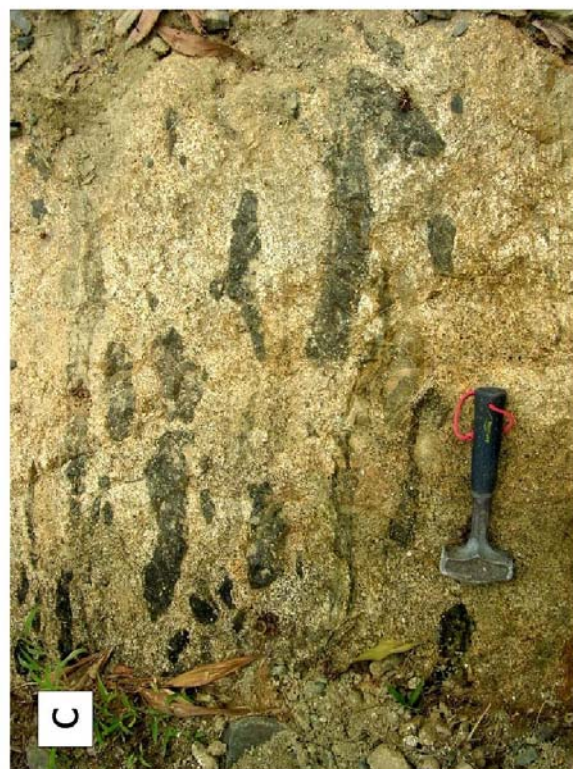
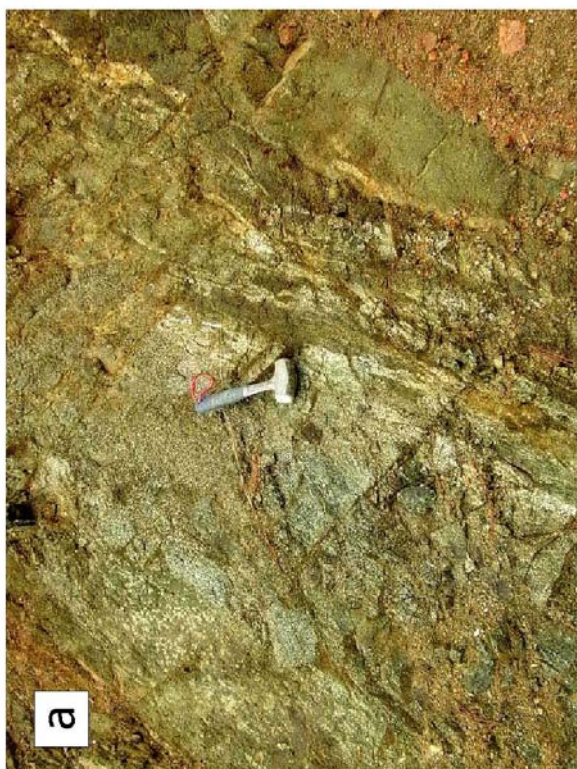
(6073IIIMJ9121y 6073IIIMJ9133). Estos sectores apicales se localizan principalmente en el área situada al noroeste de Yabacoa y en el Llano de Jumunucu, en la Hoja de La Vega, así como en el contacto septentrional del batolito con el encajante. Las tonalitas se caracterizan en estos sectores por presentar granos de cuarzo ovoides de tamaños milimétricos, y una gran abundancia de intrusiones de diques y venas pegmatíticas y aplíticas. Texturalmente se trata de rocas granudas, holocristalinas, inequigranulares, tendentes a porfídicas subvolcánicas. Mineralógicamente están compuestas por plagioclasa, cuarzo y hornblenda como principales; magnetita, ilmenita, feldespato-K, óxidos de Fe-Ti, zircón, apatito, esfena y opacos como accesorios; y clorita, sericita, epidota, carbonatos, pumpellita, y prehnita como secundarios. El anfíbol verde pleocróico es una hornblenda subidiomorfa, que incluye granos redondeados de plagioclasa, cuarzo, ilmenita y opacos, presentando en zonas un carácter poiquilítico. La plagioclasa forma prismas subido a idiomorfos, con zonado concéntrico oscilatorio a rebordes de albita. El cuarzo forma grandes cristales limpios y agregados globosos a veces con subgranos, de bordes irregulares. Hay también cuarzo y albita intersticial. Las facies más diferenciadas del Batolito de Jumunucu genéticamente relacionadas forman pequeños macizos, diques y filones de leucotonalitas y leucogranitos con biotita, leucotonalitas y leucogranitos biotítico-moscovíticos, aplitas y pegmatitas.

Fig. 3.1.5 (páginas siguientes). Batolito Buena Vista-Jumunucu. (a) Cumulados ultramáficos; (b) Cumulados de hornblenda con plagioclasa intercúmulus y hornblenditas; (c) Gabros; (d) Gabros bandeados con venas concordantes de tonalitas foliadas.

Fig. 3.1.6. Batolito Buena Vista-Jumunucu. (a) Zona de cizalla dúctil desarrollada en gabros con intrusiones concordantes de tonalitas foliadas; (b) Río Camú, enclaves de gabros elongados en tonalitas con hornblenda foliadas; (c) Río Camú, enclaves de anfibolitas foliadas en tonalitas con hornblenda foliadas; (d) Fábrica plano-linear magmática en tonalitas foliadas.

Fig. 3.1.7. Batolito Buena Vista-Jumunucu. (a) Tonalitas foliadas; (b) Enclaves elongados de gabros, dioritas y anfibolitas en tonalitas con hornblenda foliadas; (c) Río Camú, enclaves de gabros en el contacto intrusivo de tonalitas con hornblenda; (d) Facies de leutonalitas de grano grueso.







3.1.5. Gabros de Los Velazquitos

Los Gabros de Los Velazquitos constituyen una serie de intrusiones máficas de desarrollo regional, emplazadas preferentemente en el dominio de la Cordillera Central, en el área situada inmediatamente al SO de la Peridotita de Loma Caribe. Los estudios previos asumen que estas rocas pertenecen al Complejo Duarte (Lewis et al., 1991) o a la corteza oceánica de edad Jurásico Superior (Lapierre et al., 1999). Los cuerpos de mayor tamaño de los gabros de Los Velazquitos son lacolitos, de hasta 3-5 kms de longitud y 1 km de espesor, que exhiben una foliación magmática marginal paralela al contacto intrusivo, así como un bandeo modal y de gradación de tamaños de grano de tipo cumulado. En los afloramientos a lo largo del río Yaque del Norte, los lacolitos se observa están conectados por diques con bordes enfriados frente a las rocas encajantes de la Asociación de Loma La Monja. No obstante, su cartografía detallada es compleja, principalmente por la ausencia de afloramientos. Estos gabros muestran una gran variedad de texturas y composición, desde gabros olivínicos primitivos de grano grueso, a gabros de grano medio con clinopiroxeno y plagioclasa, hasta gabros y gabros ferro-titanados muy evolucionados de grano fino y dioritas. Recientemente, una muestra de gabros recogida en el interior de un lacolito de ~100 m de espesor ha proporcionado una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ promedio de $89,3 \pm 1,6$ Ma, que se interpreta como la edad de cristalización (Escuder Viruete et al., 2008).

Los principales tipos petrográficos de Gabros de Los Velazquitos son (Fig. 3.1.8 y 9): gabros piroxénico de grano medio-grueso con hornblenda (6073IJE9477), gabros de grano medio a grueso, variablemente hornbléndicos (6073IJE9821B, 6073IJE9862 y 6073IJE9878), y microgabros y doleritas de grano fino (6073IJE9861 y 6073IJE9535).

3.1.5.1. Gabros de grano medio a grueso

Los Gabros de Los Velazquitos son de color gris marrón a verdoso, de grano medio a medio-grueso, de aspecto masivo y sin fábricas magmáticas, excepto alguna facies muy piroxénicas que presentan un bandeo modal, generalmente atravesados por un entramado de venas milimétricas claras de epidota y clorita. Las muestras estudiadas no presentan fábricas deformativas dúctiles penetrativas. Al microscopio presentan una composición modal compuesta por plagioclasa (40-55%), clinopiroxeno (20-40% incluidos pseudomorfos), olivino (<5%), hornblenda (<10%), y opacos (5%). Las texturas son holocristalinas, subequigranulares, de tipo intersectal a subofíticas. La plagioclasa forma prismas de idio a subidiomorfos, elongados o dispuestos radialmente, que estructuran un

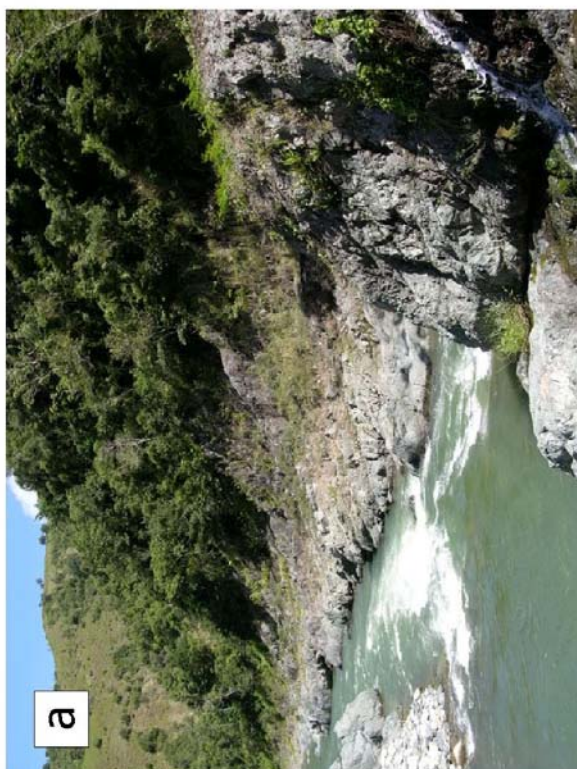
entramado que engloba en los huecos al clinopiroxeno subidiomorfo, generalmente pseudomorfizados por anfíbol, escasas hornblendas magmáticas, pseudomorfos de olivino, y granos esqueléticos de ilmenita-magnetita. La secuencia de cristalización fue Ol, Pl, Cpx, Hbl, óxidos Fe-Ti, típica de baja-P. La alteración y/o metamorfismo de tardi a post-magmática fue de carácter estático y pseudomórfico, y dió lugar a minerales secundarios tales como actinolita/hornblenda actinolítica verde pálida, epidota, mica blanca/sericita, prenhita, pumpellita, albita y clorita, los cuales son típicos de la facies de los subesquistos y esquistos verdes de baja-T. Las venas milimétricas discordantes están rellenas por epidota+sericita/mica blanca+prenhita+pumpellita+clorita+calcita+cuarzo.

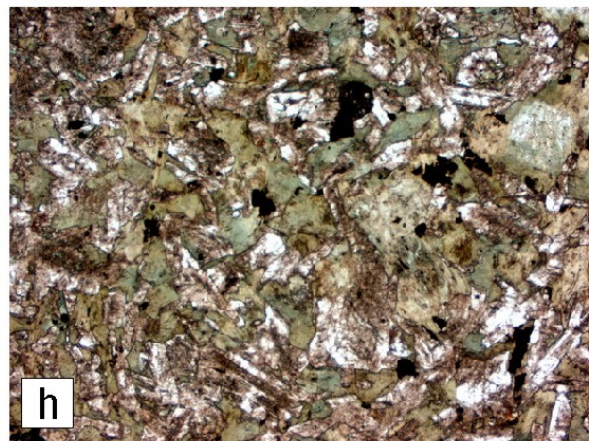
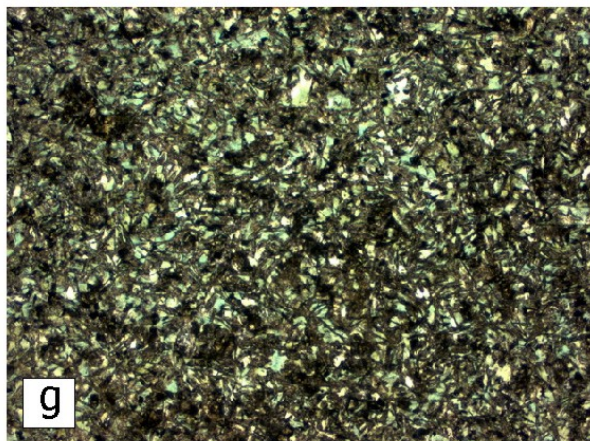
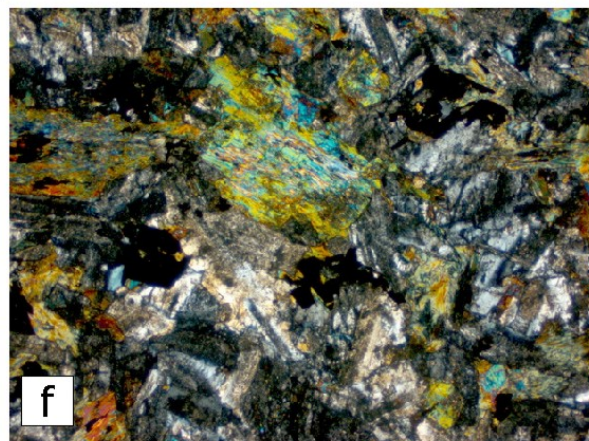
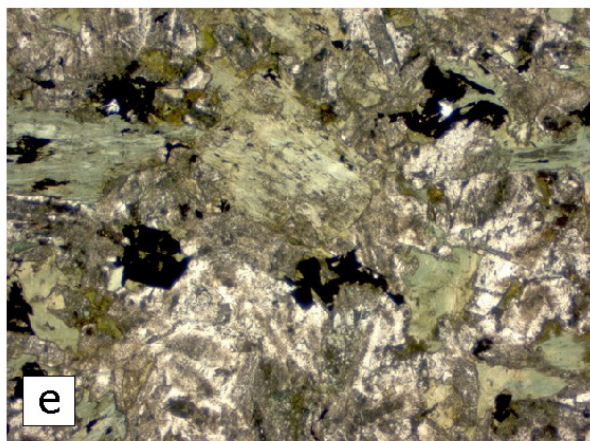
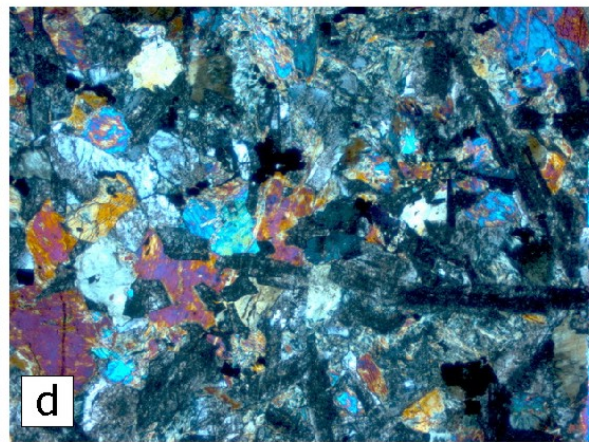
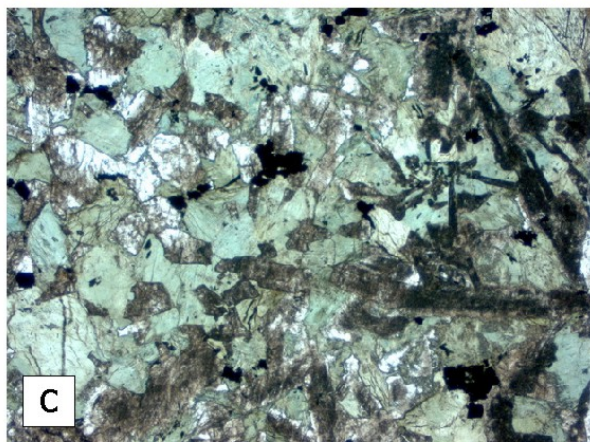
3.1.5.2. Microgabros y doleritas de grano fino

Los microgabros y doleritas son rocas homogéneas de color gris-azulado, grano fino, y de estructura tanto masiva como ligeramente bandeada por variaciones en el tamaño de grano. Están igualmente hidrotermalizados y atravesados por sistemas de venas rellenas de epidota, calcita y pumpellita. Al microscopio presentan una composición modal de clinopiroxeno (40-45% incluidos pseudomorfos de Act/Hbl), plagioclasa (35-40%), y opacos (<6%). Las texturas son típicamente entre ofíticas y subofíticas subequigranulares. En estas rocas, el clinopiroxeno es de tipo poiquilítico y forma prismas y parches que encierran a las tabletas de plagioclasas, aunque en zonas son los prismas y agregados radiales de plagioclasa los que engloban a los ferromagnesianos. La ligera fábrica magmática planar puede estar definida por una cierta elongación de las plagioclasas e hiladas de opacos. El reemplazamiento tardi/post-magmático es estático y pseudomórfico, y da lugar a actinolita, epidota, mica blanca/sericita, prenhita, pumpellita, albita y clorita, generalmente típicos de la facies de prenhita-pumpellita y de los esquistos verdes de baja-T. Las venas están rellenas por epidota+sericita/mica blanca+prenhita+pumpellita+clorita+actinolita.

Fig. 3.1.8. (páginas siguientes). (a) Panorámica corte Río Yaque del Norte con afloramientos gabros; (b) Gabros bandeados; (c) Gabros isótropos de grano grueso; (d) Dique máfico intruyendo gabros.

Fig. 3.1.9.. (a) Gabros de grano medio a fino isótropos, LN; (b) Id., LP; (c) Gabros hornbléndicos de grano grueso isótropos, tendentes a facies de cumulado, LN; (d) Id., LP; (e) Detalle del clinopiroxeno intersectoral reemplazado pseudomórficamente por hornblenda actinolítica en ferrogabros, LN; (f) Id., LP; (g) Texturas intersectoral a subofíticas en doleritas, LN; y (h) Texturas intergranulares en ferrogabros de grano medio a grueso anfíbolitizados, LN.





3.1.6. Gabros, microgabros y doleritas intrusivos en la Peridotita de Loma Caribe

Bajo este epígrafe se incluye un grupo de rocas máficas textural y composicionalmente variadas que intruyen como diques y sills en los niveles estructuralmente más altos de la Peridotita serpentizada de Loma Caribe. Generalmente se trata de cuerpos intruidos de manera concordante respecto a la foliación de las serpentinitas foliadas encajantes, con variable desarrollo de una fábrica interna planar magmática paralela al contacto intrusivo. La deformación dúctil y dúctil-frágil posterior ha originado su disrupción en bloques competentes y tectoenclaves porfiroclásticos, rodeados por la foliación serpentinitica. Buenos afloramientos de estas rocas gabróicas y doleríticas se observan en las zonas de Guaiguí, especialmente en las obras del Embalse del río Camú, y aguas abajo en Bayacanes, así como a lo largo de los ríos Yaque del Norte y Guanajuma, en las Hojas de La Vega y Jánico. En el corte de la carretera a Juncalito, en la Hoja de Jánico, también se han observado diques y sills composicionalmente similares (E-MORB) que intruyen al Chert de El Aguacate y a las pizarras ocre suprayacentes, por lo que su edad es posterior.

Los principales tipos petrográficos observados en la Peridotita son (Fig. 3.1.11 y 12): gabros de grano fino a medio, hornbléndicos, masivos y foliados (6073IJE9899, 6073IJE9803A, 6073IJE9821C, 6073IJE9842 y 6173IIIOA9023), leucogabros de grano grueso, hornbléndicos y pegmatíticos (6073IJE9899B), y microgabros de grano fino, hornbléndicos (6073IJE9803B, 6073IJE9898 y 6073IJE9699). Desde un punto de vista geoquímico estas rocas poseen un quimismo tanto de tipo MORB normal y enriquecido (N- y E-MORB), como caracterizado por una ligera componente subductiva (BABB), presentando también ambos grupos algunas diferencias petrográficas y en el grado de alteración.

3.1.6.1. Gabros, microgabros y doleritas de tipo BABB

En este grupo composicional se incluyen principalmente gabros, microgabros y ferrogabros masivos, de color gris-azulado y grano medio-grueso, muy frescos, con diferenciados de leucogabros hornbléndicos y pegmatoides hornbléndicos de color claro, así como diques doleríticos. Poseen una composición modal compuesta por cristales idio-subidiomorfos de plagioclasa (50-55%), clinopiroxeno subidio a alotriomorfo (30-35%; incluidos pseudomorfos), hornblenda magmática (<10%), y óxidos de Fe-Ti (<5%) principalmente magnetita esquelética. En alguna muestra aparece cuarzo accesorio. La microtextura es generalmente intersectal y consistente en un entramado de prismas de plagioclasa que alojan intersticialmente clinopiroxeno, hornblenda y magnetita. En ocasiones se observa una

elongación del agregado mineral que define una fábrica magmática planar, especialmente hacia los bordes de las intrusiones. La secuencia de cristalización fue Pl, Cpx, Hbl, Qtz y Mag, típica de una fraccionación gabroica a baja P de fundidos ricos en H₂O. Apareciendo en bolsadas irregulares, producto de la cristalización de magmas ya muy evolucionados, los leucogabros son rocas de grano grueso, compuestas de plagioclasa (55-65%), hornblenda (<35% incluidos pseudomorfos), relictos de clinopiroxeno, cuarzo (<5%), apatito accesorio y magnetita (<5%). La textura es inequigranular, con una típica disposición del anfíbol formando rosetas de tipo pegmatítico. Los tipos doleríticos y ferrodoleríticos poseen grano fino y texturas intersectales y subofíticas. En todas estas rocas se superpone una relativamente intensa alteración tardi- y post-magmática, pseudomórfica, que da lugar a la formación de hornblenda actinolítica verde pálida a actinolita incolora, a expensas del clinopiroxeno, así como de epidota, mica blanca/sericita, prehnita, pumpellita, albita y clorita.

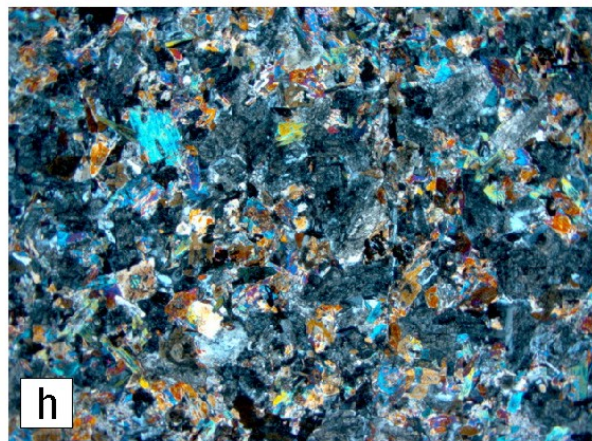
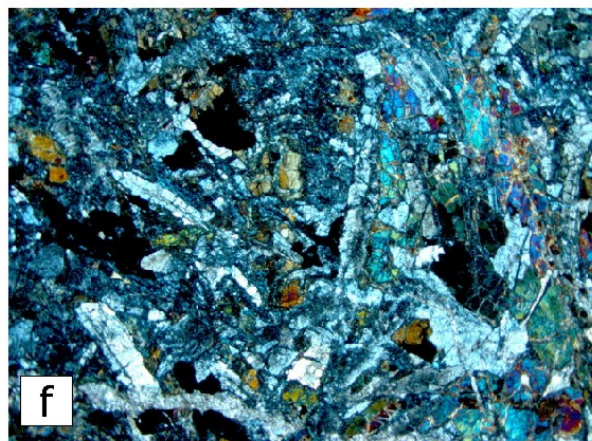
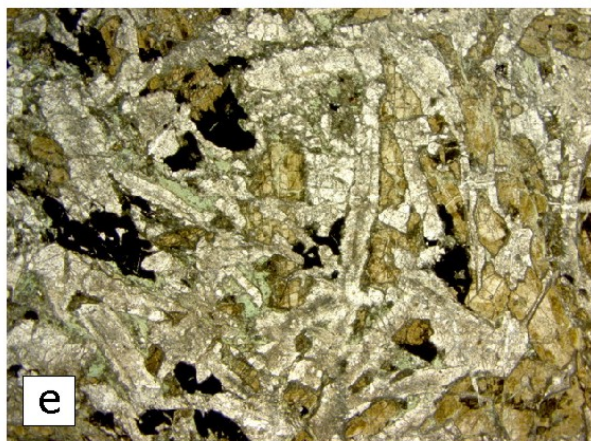
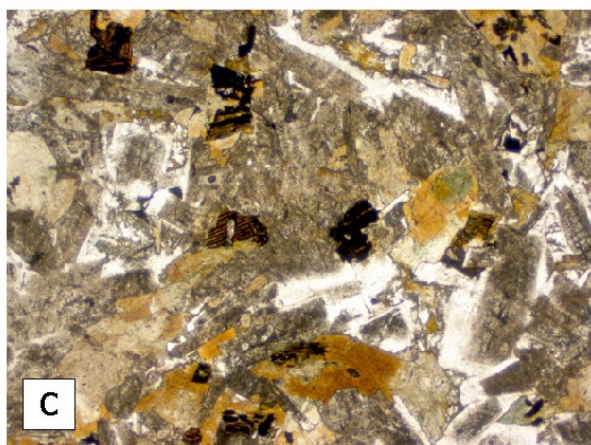
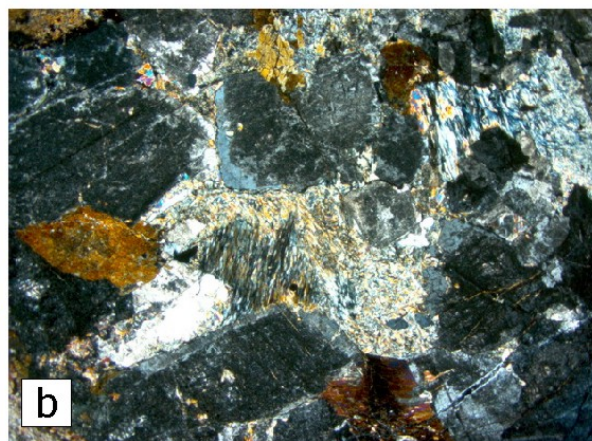
3.1.6.2. Gabros, microgabros y doleritas de tipo E-MORB

Se trata de rocas plutónicas y subvolcánicas, de grano medio a fino, de colores grises a gris-verdosos, de textura isótropa a foliada, definida por la elongación del agregado mineral. Presenta una composición modal compuesta por clinopiroxeno (35-65%, incluidos pseudomorfos de Hbl-Act), plagioclasa (25-55%), hornblenda intersticial (<10%), ortopiroxeno (<3%), y óxidos de Fe-Ti (<10%) principalmente magnetita. Se han observado tipos microgabroicos con olivino, orto y clinopiroxeno muy primitivos en composición. Las microtexturas gradúan entre intersectales elongadas a subofíticas y ofíticas. El clinopiroxeno es de composición augita. El anfíbol es una hornblenda verde pálida ligeramente pleocróica, de subidio- a idiomorfa, con ligero zonado, probablemente resultado de la transformación pseudomórfica extrema de piroxenos ígneos primarios. Forma un entramado de prismas entrecruzados que alojan a la plagioclasa y los opacos, de carácter intersticial, en zonas subofítica. La plagioclasa forma prismas tabulares subidio- a alotriomorfos y está muy sericitizada/moscovitizada. Los opacos son granos de magnetita-ilmenita esquelética. La secuencia de cristalización fue Cpx+Pl, Pl, Hbl y Mag, aunque una gran parte de la Hbl parece secundaria. Se superpone una relativamente intensa alteración tardi/post-magmática o hidrotermal, estática y pseudomórfica, que da lugar al reemplazamiento de fases ígneas por minerales secundarios como actinolita-hornblenda, epidota, mica blanca/sericita, prehnita, pumpellita, albita y clorita, que son indicativos de condiciones de la facies de los subesquistos verdes a esquistos verdes de baja-T.

Fig. 3.1.11 (páginas siguientes). (a) Panorámica corte Río Juanajuma mostrando peridotitas serpentinizadas y diques concordantes máficos; (b) Dique máfico intruyendo a serpentinitas. Corte bayacanes; (c) Dique máfico boudinado entre serpentinitas foliadas. Área Guiguí.

Fig. 3.1.12. (a) Gabros de grano grueso isótropos, de textura intersectal, bastante reemplazados pseudomórficamente por minerales secundarios, LN; (b) Id., LP; (c) Ferrogabros de grano medio a grueso isótropos, relativamente poco alterados, LN; (d) Id., LP; (e) Gabros de grano medio de textura intersectal, LN; (f) Id., LP; (g) Texturas intergranulares en gabros, LN; y (h) Id., LN.





3.1.7. Formación Amina-Maimón

En el sector de La Lomita, al SE de La Vega, la Formación Maimón está constituida por (Fig. 3.1.13): esquistos máficos clorítico-epidóticos (6074IIIMJ9031 y 6074IIIMJ9080) y esquistos actinolítico-epidóticos (6073IJE9907 y 6173IIIOA9027), y esquistos y cuarzo-esquistos feldespáticos con moscovita, filonítico-miloníticos. Regionalmente también se han observado los protolitos básicos y ácidos menos deformados de estos esquistos, así como tramos de metandesitas y de alternancias de metatobas básicas y ácidas.

3.1.7.1. Esquistos máficos clorítico-epidóticos y actinolítico-epidóticos

Los esquistos máficos esquistos clorítico-epidóticos y actinolítico-epidóticos son los términos intermedio- básicos más deformados por el cizallamiento dúctil regional. Estas litologías alternan a escala cartográfica con las filitas y cuarzo-esquistos sericítico-albíticos, definiendo bandas de anchura hectométrica-kilométrica en buena parte del ámbito de afloramiento de la Fm. Amina-Maimón.

Colectivamente, estos esquistos son referibles a protolitos de basaltos, basaltos andesíticos y andesitas. Se trata de rocas máficas de grano fino a muy fino, que presentan una fábrica planar principal (Sp) o plano-linear (Sp-Lp) bien desarrollada, que generalmente es de características miloníticas y filoníticas. La lineación está definida por la elongación de los prismas de anfíbol verde, los porfiroblastos de plagioclasa y el estiramiento de los agregados lenticulares de cuarzo. Al microscopio, las texturas observadas son desde porfiroclásticas de matriz lepidoblástica y granoblástica microbandeada, a granonematoblásticas bandeadas, graduando a filoníticas y miloníticas de grano fino y muy fino. Los componentes minerales principales de estas rocas son anfíbol cálcico (actinolita-tremolita), albita, moscovita/sericita, clorita, prenhita, pumpellita, epidota y cuarzo, con ilmenita, pirita, esfena, apatito, zircón y óxidos de Fe-Ti, como accesorios. Frecuentemente, en las rocas se distinguen porfiroclastos y matriz blástica recrystalizada dinámicamente. Los porfiroclastos son de plagioclasas fragmentadas originando texturas *pull-apart* en cuyos huecos recrystaliza albita, y de cuarzo aplastado y recrystalizado dinámicamente dando bordes con subgranos y granos nuevos. Los porfiroclastos y porfiroblastos de estas rocas se caracterizan por la presencia de sombras de presión y colas de recrystalización asimétricas. La matriz tectónica está microbandeada (Sp) en niveles más o menos ricos en cuarzo y está constituida por un fino agregado de actinolita+mica blanca+clorita+ epidota+opacos.

En estas rocas, la foliación principal Sp ha sido generada por una deformación dúctil no-coaxial, que frecuentemente ha formado una fábrica compuesta S-C milonítica sin-metamórfica. Las asociaciones minerales contemporáneas al cizallamiento dúctil están constituidas por albita+clorita+moscovita±prehnita+cuarzo+epidota+pumpellita y albita+clorita+moscovita+actinolita+epidota, que son diagnósticas de las facies de los subesquistos verdes (prehnita-pumpellita) y de los esquistos verdes de baja-T. En las láminas delgadas orientadas realizadas en los esquistos máficos, el sentido de cizalla deducido a partir de la asimetría de los indicadores cinemáticos es de techo al N y NE (inverso), paralelo a la lineación de estiramiento milonítica.

3.1.7.2. Esquistos y cuarzo-esquistos feldespáticos filoníticos y miloníticos

Las filitas y cuarzo-esquistos feldespáticos filoníticos y miloníticos son los términos ácidos de la Fm. Amina más deformados por el cizallamiento dúctil regional. Se trata de rocas esquistosas de tonos claros, grano fino a muy fino y que han desarrollado una muy penetrativa fábrica plano-lineal (Sp-Lp) no-coaxial. En boudines sin-Sp y dominios rodeados por la Sp, se ha observado localmente que la esquistosidad principal (S2) crenula, micropliega y progresivamente traspone a una fábrica S1 anterior, aunque también puede tratarse de un intenso plegamiento intrafoliar D2.

Al microscopio, estas rocas muestran texturas porfiroclásticas de matriz muy fina lepidoblástica, miloníticas y filoníticas. La asociación mineral está compuesta por plagioclasa albitica, epidota, cuarzo, moscovita/sericita y clorita. Como minerales accesorios aparecen zircón, apatito, monacita, ilmenita, magnetita y opacos. Al microscopio, se observan escasos porfiroclastos de plagioclasa y pirita con sombras de presión asimétricas, que se destacan en una matriz finamente foliada. Se distingue una esquistosidad principal, definida por la elongación lepidoblástica del agregado de sericita+clorita+opacos+óxidos de Fe. La esquistosidad es de carácter no coaxial, como evidencia la asimetría de las sombras de presión y la existencia de una familia de planos oblicuos un ángulo muy pequeño, que definen una fábrica S-C de tipo I (Passchier y Trouw, 1996) y baja-T. El carácter no-coaxial de la esquistosidad principal está también indicado por la fábrica interna de los granos de cuarzo en los *ribbons* policristalinos, que es oblicua respecto a los planos C, y en la asimetría de las colas y sombras de presión en torno a los porfiroclastos de epidota de tipo δ y σ (Passchier y Trouw, 1996). En todas las láminas delgadas orientadas estudiadas, el sentido de cizalla obtenido a partir de la asimetría de indicadores cinemáticos es de techo hacia el NO y N, paralelo a la Lp mesoscópica. Las condiciones de la deformación fueron

propias de la facies de los subesquistos y esquistos verdes, con estabilidad de una asociación mineral clorita+sericita+albita+epidota±actinolita±prenhita+cuarzo+opacos+óxidos de Fe.

En las rocas más intensamente deformadas por el cizallamiento se superpone una esquistosidad de crenulación extensional (Platt y Vissers, 1980), generada en un momento más avanzado del cizallamiento dúctil. La fábrica en los planos de dicha esquistosidad está normalmente definida por clorita, epidota, albita y mica blanca. En estas rocas, aparecen abundantes venas y grietas de extensión rellenas de cuarzo, epidota, calcita, clorita, mica blanca, mica marrón y, en ocasiones, actinolita, que registran diversos grados de rotación hacia la dirección de transporte tectónico y boudinage. En los cuarzo-esquistos miloníticos, la alteración secundaria más tardía produce una sericitización de plagioclasas, la cloritización del anfíbol y micas, y acumulación de hematites tapizando microfracturas e impregnando las plagioclasas. Como minerales accesorios se ha observado zircón, apatito, monacita, ilmenita, magnetita y opacos indiferenciados.

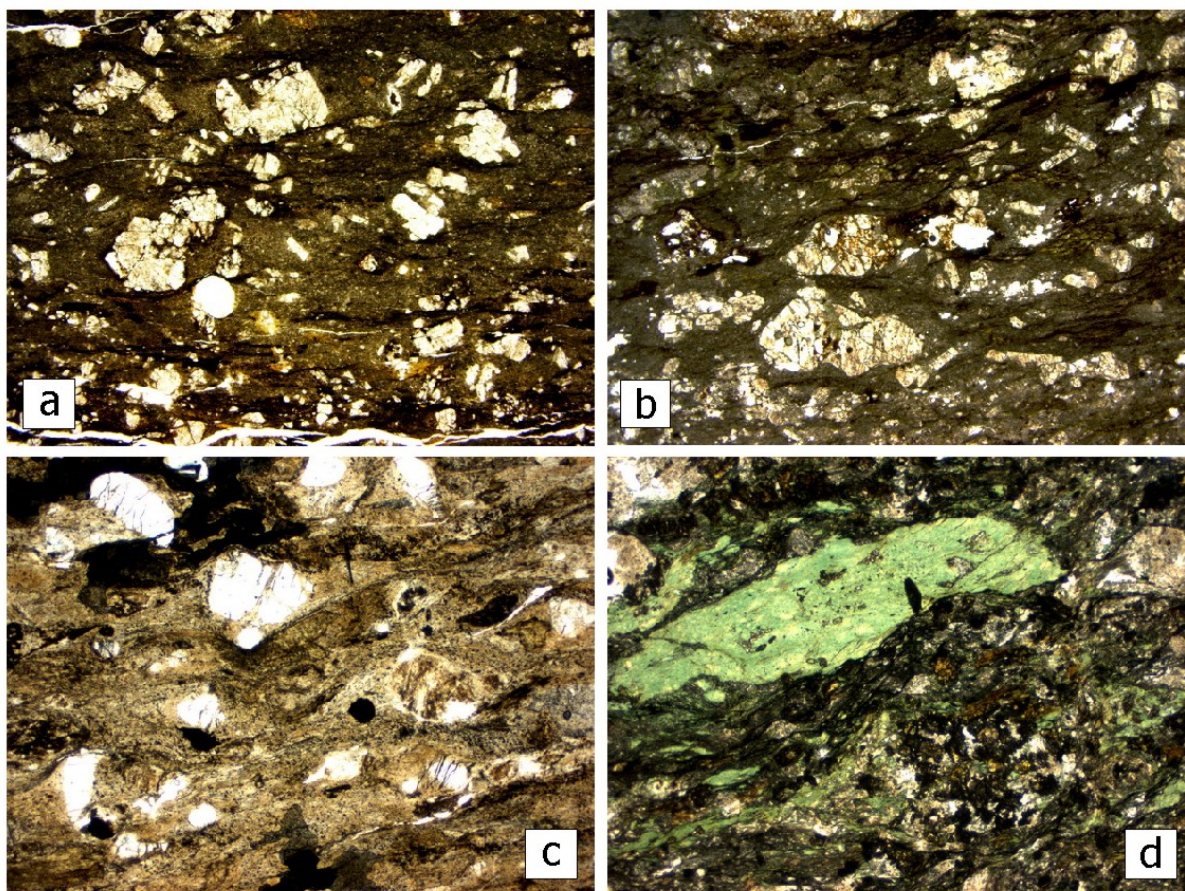


Fig. 3.1.13. (a) Andesitas porfídicas poco deformadas, LN; (b) Basaltos andesíticos porfídicos con desarrollo de esquistosidad, LN; (c) Riolitas porfídicas deformadas, LN; y (d) Metabasaltos foliados, o esquistos máficos, LP.

3.1.8. Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja (7, 8 y 9)

Los principales tipos petrográficos de rocas volcánicas observados en la Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja y descritos a continuación son (Fig. 3.1.14): basaltos con olivino y clinopiroxeno afaníticos y microglomeroporfídicos (6073IJE9548), basaltos afaníticos (6073IJE9379, 6073IJE9391 y 6073IJE9468); basaltos y ferrobasaltos (6073IJE9538); basaltos almohadillados afaníticos, variolíticos e hialoclásticos (6073IJE9391A y 6073IJE9391B); tobas andesíticas de grano fino líticas (6073IJE9383); metavolcanitas básicas y esquistos máficos (6073IJE9403y 6073IJE9706); metaareniscas volcanoclásticas de grano medio (6073IJE9470); filitas/esquistos cuarzo-feldespáticos con moscovita (6173IIIOA9033); pizarras sericítico-cloríticas con epidota (6173IIIOA9045) y metachert (6073IJE9415).

3.1.8.1. Basaltos

Los basaltos con olivino y clinopiroxeno afaníticos y microglomeroporfídicos son rocas volcánicas de color marrón-azulado oscuro, densas y magnéticas, afaníticas a escala de afloramiento. Aparecen atravesados de forma pervasiva por un sistema de venas de epidota±calcita±cuarzo, y frecuentemente mineralizadas con óxidos de Fe. Presentan texturas a menudo microglomeroporfídicas, de mesostasia microcristalina, con una variable pseudomorfosis en parches por minerales secundarios. Como componentes principales o fenocristales poseen clinopiroxeno, olivino y, menos frecuentemente, plagioclasa y ortopiroxeno; como componentes accesorios o pasta presentan ilmenita, magnetita, óxidos de Fe-Ti y opacos.

Al microscopio, los basaltos se estructuran en microfenocristales y matriz o pasta volcánica desvitrificada. Los fenocristales son de tamaños generalmente submilimétricos, de subidio- a alotriomorfos, de olivino y clinopiroxeno. A menudo forman agregados glomeroporfídicos dispersos entre la mesostasia. El olivino forma prismas aislados reemplazados por agregados de serpentinitas, calcita y mica blanca/sericita. El clinopiroxeno es una augita titanada, zonada y maclada, y está variablemente transformada a clorita, sericita y opacos. La mesostasia o matriz consiste en un agregado muy fino de microfenoblastos entrecruzados de plagioclasa, con clinopiroxenos dispersos y opacos abundantes, así como por material oscuro desvitrificado, con sericita, clorita, pumpellita, epidota, zeolita y opacos. Las texturas de la mesostasia tienden a ser variolíticas. A la microescala, la red de

microfisuras y parches se observa rellena por agregados microcristalinos de epidota, calcita, pumpellita, clorita y sericita.

Las muestras de basaltos afaníticos estudiadas son de color gris oscuro, poco magnéticas, masivas y compactas, con abundante desarrollo de venas rellenas de zeolitas, arcillas, epidota, cuarzo y clorita. Texturalmente son rocas hipocristalinas, de textura microporfídica, con mesostasia de micro a criptocristalina. Al microscopio se distinguen los microfenocristales de piroxenos y menos frecuentemente plagioclasas tabulares de idio- a subidiomorfos, aunque se observan también fenocristales completamente pseudomorizados a clorita, serpentinita y opacos, posiblemente de olivino. La mesostasia está compuesta por pequeños prismas de plagioclasa y piroxeno, vidrio desvitrificado, óxidos de Fe-Ti, y opacos dispersos. Dicha mesostasia está parcialmente alterada a un agregado sericítico-illítico-clorítico de minerales secundarios, con óxidos de Fe y opacos.

3.1.8.2. Ferrobasaltos

Los ferrobasaltos son lavas de color gris-marrón oscuro, variablemente alteradas a favor de microfracturas, de textura afanítica. Presentan una textura hipocristalina, afanítica, microintersectal, así como de reemplazamiento y recristalización tardi- y post-magmático. Como componentes principales o fenocristales poseen plagioclasa, clinopiroxeno y olivino; como componentes accesorios o pasta presentan ortopiroxeno, titano-ilmenita, magnetita, óxidos de Fe-Ti y opacos. Generalmente se trata de lavas de grano muy fino, afaníticas, de textura microcristalina intersectal. En zonas son variablemente variolíticas, producto del rápido enfriamiento del magma, en un medio submarino relativamente profundo. Al microscopio, consisten en un agregado mineral muy fino, microcristalino, de microfenocristales y agregados fibroso-radiales prismáticos de plagioclasa, que forman un entramado que en los huecos aloja el clinopiroxeno, abundantes granos de titano-magnetita, y escaso material vítreo recristalizado. Se trata de magmas toleíticos ya evolucionados como evidencia la abundancia de óxidos de Fe-Ti producto de la diferenciación. El clinopiroxeno es una augita prismática, que también puede formar agregados prismáticos radiales. Se observan pseudomorfos de olivino reemplazados por un agregado criptocristalino de un material amarillo, serpentinitico.

3.1.8.3. Basaltos almohadillados

Asociados a los ferrobasaltos se observan basaltos almohadillados afaníticos, variolíticos e hialoclásticos, que típicamente presentan un color verde claro-grisáceo y una estructura almohadillada con las típicas fracturas concéntricas y radiales. La matriz interpillow es hialoclástica. Poseen una textura masiva, hipocristalina, frecuentemente variolítica definida por microprismas fibroso-radiales de los piroxenos, debido al rápido enfriamiento. Como componentes principales o fenocristales poseen plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno; como componentes accesorios o pasta presentan, titanio-magnetita, cuarzo, óxidos de Fe-Ti y opacos. Al microscopio, la roca consiste en un agregado mineral muy fino de microfenocristales de plagioclasa, piroxeno y material vítreo intersticial recrystalizado. Los microfenocristales son de alo- a subidiomorfos de plagioclasa, clino- y ortopiroxeno, característicos de los basaltos toleíticos. Hay cuarzo intersticial posiblemente tardi-magmático.

Está variablemente recrystalizada y transformada a un agregado mineral de minerales secundarios que también rellena venas, constituido por epidota, sericita-moscovita, clorita, pumpellita, cuarzo y albita, siendo característico de un metamorfismo hidrotermal estático de la facies de los esquistos verdes de baja-T y P. Posee grandes vacuolas/amigdalas rellenas de cuarzo, pumpellita, epidota, clorita y sericita.

3.1.8.4. Tobas andesíticas

Las tobas andesíticas que aparecen hacia techo estratigráfico de la Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja constituyen rocas volcánicas piroclásticas, de tamaño de grano fino y de composición andesítica s.l. Se trata de tobas líticas-vítreas, de organización interna más bien masiva, aunque se reconoce una cierta elongación granos y quizá localmente organización de tamaño de grano, donde la deformación es menor. Los fragmentos son principalmente rocas volcánicas grises oscuras de textura afanítica o microporfídica, vidrio volcánico completamente recrystalizado, y de fenocristales rotos de plagioclasa y muy escasos piroxenos. La matriz es microcristalina a afanítica, con granos de magnetita y aparece alterada/oxidada, así como reemplazada por agregados de pumpellita, sericita y clorita.

3.1.8.5. Esquistos máficos y anfibolitas

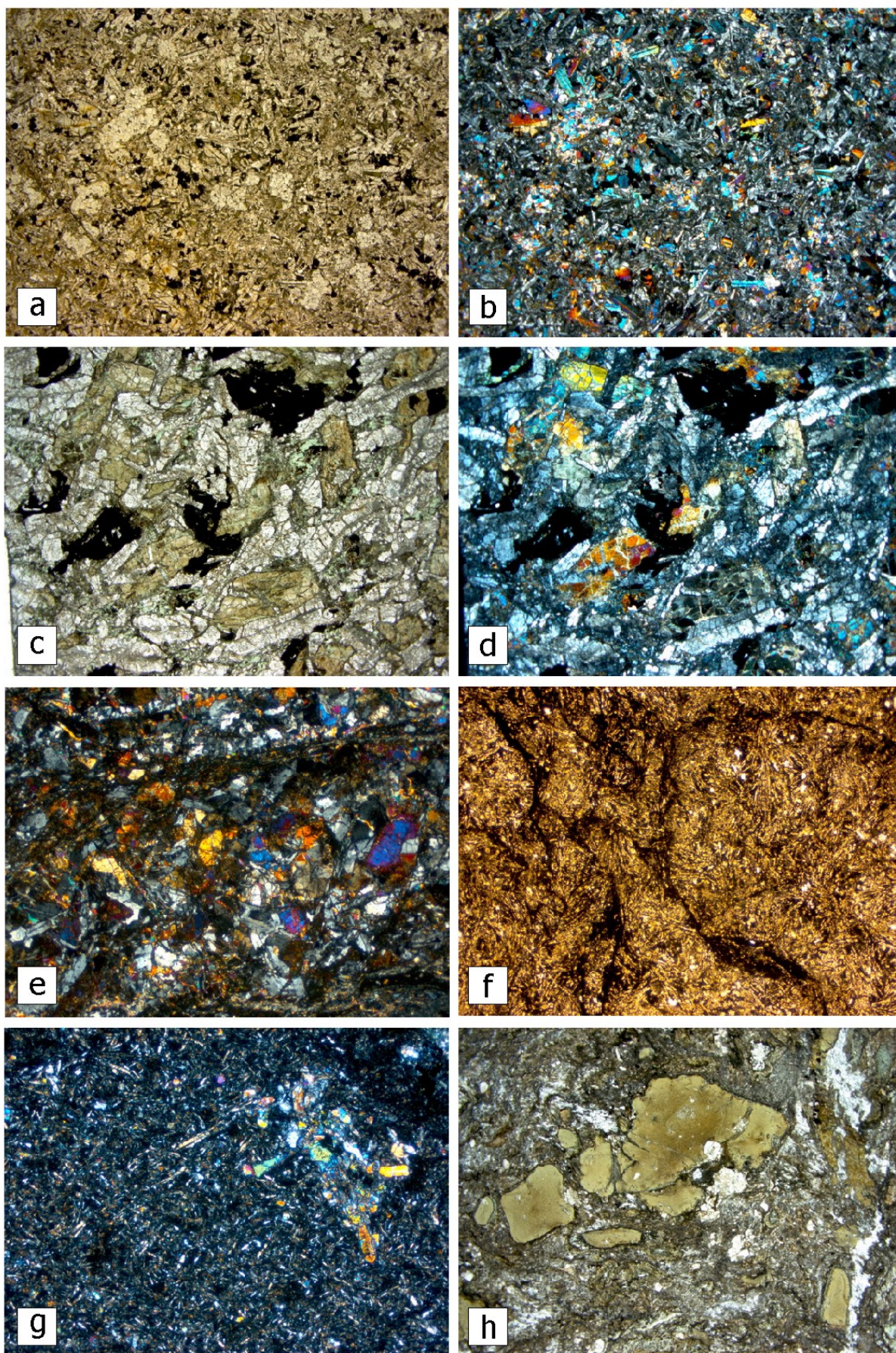
A lo largo de zonas de cizalla de alto ángulo que afectan a la Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja, se desarrolló un metamorfismo en el Cretácico Superior que fue

sincrónico a la deformación regional (Escuder Viruete et al., 2006). Cuando el grado de deformación y metamorfismo es mayor, la minerología y texturas originales de las rocas máficas van siendo progresivamente traspuestas, convirtiéndose en esquistos máficos variablemente miloníticos y anfibolitas. En estos esquistos de grano fino a muy fino, la orientación lepidó y nematoblástica de los minerales metamórficos define una fábrica plano-linear Sp-Lp variablemente penetrativa, y los restos de la roca volcánica son escasos porfiroclastos de clinopiroxeno augítico rodeados por la Sp y reemplazados en sombras de presión por minerales metamórficos. Los nematoblastos de anfíbol son verde pálido, variablemente pleocroicos y de composición actinolita, estando en las rocas de textura milonítica orientados en los planos S y C. Los planos de foliación están también definidos por la orientación de lepidoblastos muy finos mica blanca, clorita, de agregados de epidota, esfena, albita, ilmenita, óxidos de Fe-Ti y opacos. La plagioclasa ígnea ha sido deformada dúctilmente y recrystalizado formado subgranos de oligoclasa y albita. En resumen, estas rocas evidencian una deformación dúctil no-coaxial sin-metamórfica en condiciones de la facies de los esquistos verdes epidóticos de baja-P. Las anfibolitas relacionadas presentan una asociación mineral en los planos de foliación compuesta por actinolita+albita+epidota+clorita o hornblenda+oligoclasa+epidota (+mica blanca±esfena±cuarzo), las cuales indican un metamorfismo sincinemático en condiciones de la facies de esquistos verdes a anfibolítica de baja-P.

3.1.8.6. Pizarras y filitas/esquistos cuarzo-feldespáticos

El protolito de las filitas/esquistos cuarzo-feldespáticos con moscovita fue probablemente una roca ígnea ácida, cuarzo-feldespática, posiblemente plagiogranitos oceánicos. Sin embargo, la minerología y texturas han sido en ellos completamente traspuestas por la deformación y el metamorfismo. Las rocas estudiadas están formadas por un agregado granonematoblástico de grano fino muy fino, compuesto por cuarzo, albita, clorita, mica blanca y algo de epidota, en el que la elongación mineral preferente define la fábrica planar Sp. Esta Sp aparece microcrenulada por una Sp+1. En estas rocas la Sp está definida geométricamente por minerales propios de la facies de los esquistos verdes de baja-T (Ab+Ms+Ep+Chl). Los porfiroblastos de plagioclasa son de subidio a alotriomorfos y presentan sombras de presión asimétricas rellenas de mica blanca y clorita. El cuarzo forma agregados policristalinos lenticulares y pequeños granos aplastados paralelamente a la Sp, que también queda definida por pequeños lepidoblastos paralelos de clorita y moscovita, y por agregados de epidota.

Fig. 3.1.14 (página siguiente). (a) Gabros de grano fino, LN; (b) Id., LP; (c) Gabros de grano grueso, LN; (d) Id., LP; (e) Cumulado gabróico, LP (f) Textura variolítica de rápido enfriamiento en basaltos almohadillados, LN; (g) Texturas micro-glomeroporfídicas en basaltos almohadillados, LP; y (h) Fragmentos de vidrio en las facies hialoclásticas, LN.



3.1.9. Chert de El Aguacate. Radiolaritas y metaradiolaritas (10)

Además del tramo de chert y metaradiolaritas blancas bandeadas del Cherts del Aguacate (6073IVMJ95339), se han observado también tramos de cherts intercalados entre las mevolcanitas máficas del Complejo Duarte y, particularmente, los chert de Mb El Yujo situados a techo. En general, todos ellos aparecen muy aplastados, cizallados y recrystalizados, por lo que es rara la presencia de radiolarios identificables. El protolito de estas rocas fue sedimentario, de composición silíceo, tanto hemipelágico como formado por la acumulación volcánogénica de sílice en un medio submarino. No obstante, las texturas han sido generalmente completamente borradas por la deformación dúctil, la recrystalización metamórfica y la brechificación.

En estas rocas la deformación produjo una recrystalización dúctil de la roca a un agregado de granos de cuarzo, con subordinados clorita, mica blanca/sericita, epidota, albita, ilmenita y opacos. La presencia de capas milimétrica con una mayor o menor abundancia de estas fases subordinadas define el bandeo heredado sedimentario. El cuarzo ha recrystalizado dinámicamente a un agregado de granos muy fino, cuya orientación dimensional preferente define a menudo una fábrica de forma ligeramente oblicua respecto a la Sp, denotando el carácter no-coaxial de la deformación. Algunos niveles son verdaderos *ribbons* de cuarzo policristalinos paralelos a los planos Sp, aunque recrystalizados mediante mecanismos de migración de bordes de grano a relativa alta-T. Con gran aumento al microscopio, se observa la presencia de lepidoblastos de mica blanca/sericita y clorita, que forman contactos rectos frente a los granos elongados de cuarzo. En algunos niveles de composición adecuada se han formado porfiroblastos y porfiroclastos de albita y de epidota amarilla pleocroica, que forma agregados de pequeños granos estirados paralelamente a la Lp, y porfiroclastos de tipo σ y δ . En resumen, la muestras de chert estudiadas evidencia una deformación por cizalla, así como una recrystalización estática posterior, con poligonización del agregado, en condiciones transicionales entre la facies de los subesquistos verdes y los esquistos verdes de baja-T y P. La brechificación ha dado lugar a la fragmentación de las capas así como a la formación de sistemas de venas discordantes rellenas de cuarzo granoblástico.

Asociados al Chert de El Aguacate se observan capas decimétricas de mármoles (6073IVMJ9454) de color gris claro-marrón, algo feruginizados, sin una fábrica planar definida, con niveles ricos en opacos que definen la estratificación. El protolito de estas rocas fue una roca sedimentaria carbonatada, cuya minerología y texturas han sido casi

borradas por la deformación y la recrystalización metamórfica. Al microscopio, la roca está compuesta por un agregado granoblástico de calcita (>95%) de grano muy fino, casi criptocristalino, en el que no se observa una clara elongación paralela de los granos, concentraciones de opacos, y un sistema de venas discordantes rellenas de calcita granoblástica. Las variaciones en el tamaño grano y en la proporción de opacos, probablemente reflejan la estratificación original (S0) del protolito. Localmente se observan formas redondeadas dispersas, que deben ser restos de radiolarios recrystalizados e irreconocibles.

3.1.10. Complejo Duarte (11)

En la Hoja de La Vega, los materiales del Complejo Duarte forman afloramientos muy extensos, en los que aparecen variablemente deformadas y metamorizadas, encontrándose todos los tránsitos entre rocas volcánicas espilitizadas que han preservado las texturas e incluso parte de la mineralogía ígnea, hasta rocas fuertemente deformadas y metamorizadas sin-cinemáticamente en condiciones propias de las facies de subesquistos verdes, esquistos verdes, anfibolitas de baja-P y corneanas hornbléndico-piroxénicas. La descripción del Complejo Duarte que sigue a continuación recoge las variaciones petrográficas que aparecen siguiendo este gradiente.

En general, en el sector del Complejo Duarte metamorizado en condiciones de la facies de los subesquistos verdes se han preservado las texturas ígneas del protolito volcánico. En el área próxima a la localidad de El Aguacate, en la Hoja de La Vega, se reconocen depósitos de flujos lávicos, autobrechas y cumulos de la unidad inferior, cuya composición incluye términos de basaltos, basaltos ricos en Mg, picritas y ankaramitas, así como depósitos fragmentarios de tobas básicas líticas y vítreas. Los principales tipos litológicos reconocidos son basaltos y picritas con olivino y piroxeno (6073IIJE9340 y 6073IIJE9341), variablemente porfídicas (6073IIIMJ9159, 6073IJE9530 y 6073IJE9544), afaníticas (6073IIJE9342 y 6073IJE9417B), o vesiculares (6073IIJE9301 y 6073IIJE9348). En el Complejo Duarte metamorizado en condiciones de la facies de los esquistos verdes se reconocen metabasaltos groseramente foliados (*greenstones*; 6073IJE8088), filitas y esquistos actinolítico-epidóticos de color verde-gris a gris verdoso oscuro con, subordinadamente, tramos de esquistos masivos tremolítico-cloríticos con abundantes óxidos de Fe-Ti (6073IJE9837B, 6073IIJE9303, 6073IIJE9315, 6073IIJE9344 y 6073IIJE9345), y esquistos máficos muy deformados milonítico-filoníticos (6073IIJE9336, 6073IIJE9337, 6073IIJE9306, 6173IIIOA9044 y 6073IIJE9079).

Las condiciones metamórficas de la facies anfibolítica se alcanzan en las zonas de cizalla, en sectores espacialmente próximos a las intrusiones de leucotonalitas con hornblenda foliadas y a los batolitos gabroico-tonalíticos. Los tipos petrográficos reconocidos son (Fig. 3.1.15): anfibolitas de intensa fábrica plano-linear (6073IJE9366B, 6073IJE9566, 6073IJE9935, 6073IJE9506, 6073IJE9507, 6073IJE9854 y 6073IJE9856), blastomiloníticas (6073IJE9493 y 6173IIIOA9039) y gneises anfibólicos variablemente inyectados sincinemáticamente por venas leucotonalíticas centimétricas (6073IJE9365). Las rocas anfibolíticas masivas de grano fino, formadas en condiciones de la facies de las corneanas anfibólicas, han sido observadas en “roof pendants”, como en los sectores más internos de las aureolas de contacto de los Batolitos de Jumunuco y Buena Vista. En el Complejo Duarte intruyen de forma sin-cinemática respecto a la deformación principal (Sp), diques y sills subconcordantes de gabros y microgabros hornbléndicos, de grano fino a medio, variablemente foliados o isótropos. Los principales tipos litológicos reconocidos son gabros y microgabros hornbléndicos isótropos (6073IJE9427), y foliados (6073IJE9500 y 6173IIIOA9035).

3.1.10.1. Facies de los subesquistos verdes

En la parte del Complejo Duarte metamorfozado en la facies de los subesquistos verdes las texturas ígneas preservadas indican que está esencialmente compuesto por rocas volcánicas lávicas de composición básica y ultrabásica. La unidad inferior del Complejo aflora en el corte del río Yaque del Norte, en las inmediaciones de la localidad de El Aguacate en la Hoja de La Vega, donde está constituida por flujos masivos y bandeados de picritas (>18 wt% MgO) y basaltos toleíticos ricos en Mg (>12 wt% MgO), localmente con facies de autobrechas, intruidos por diques sin-volcánicos y sills de doleritas. Las picritas aparecen a lo largo de toda la estratigrafía volcánica, aunque abundan más hacia la base. Los flujos fueron extruidos en un medio marino submarino a altas tasas debido a la ausencia de sedimentos pelágicos intercalados. Las lavas gradúan hacia el techo de la unidad a brechas y tobas máficas, con fragmentos de picritas y de chert ocasional, formadas por el volcanismo explosivo causado al contactar el magma con sedimentos saturados en agua. La transición a los depósitos piroclásticos sugiere que, con el apilamiento de las lavas, las erupciones pudieron haber tenido lugar en un medio más somero; sin embargo, no se han encontrado evidencias de erupciones subaéreas.

Texturalmente, las picritas son de color verde a marrón oscuro, generalmente porfídicas pero también afídicas. Contienen fenocristales de olivino y clinopiroxeno (pseudomorfos) de

1-6 mm de diámetro, menos frecuentes de ortopiroxeno, en una mesostasia vítrea ahora recrystalizada. Como inclusion en el olivino aparece Cr-espinela rica en Ti. Otras texturas preservadas son intergranulares de grano fino y subofíticas. La gran abundancia de fenocristales (hasta el 60 %) en las picritas indica que son acumulados. El olivino está casi completamente reemplazado a clorita, serpentinita y opacos. Algunos piroxenos están zonados oscilatoriamente y presentan maclas. La presencia ocasional de plagioclasa intercúmulus sugiere que los fenocristales de olivino y clinopiroxeno cristalizaron antes en la secuencia. Como accesorios se han observado ilmenita, magnetita, hematites y opacos. Los basaltos ricos en Mg y las doleritas presentan fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, con óxidos de Fe-Ti intersticiales. Las texturas gradúan entre fluidales o glomeroporfídicas de plagioclasa variablemente alterada, a ofítica/subofíticas de clinopiroxeno englobando parcial o totalmente a la plagioclasa, u ocasionalmente, granular de grano fino. Las doleritas consisten en prismas de plagioclasa intercrecidos con clinopiroxeno. En buena parte de las rocas se superpone una alteración verde pervasiva en la que el olivino, clinopiroxeno y la plagioclasa son reemplazados por Mg-Chl, Act±Ep y Ab±Ms±Ca±Preh, respectivamente. La mesostasia ha sido reemplazada por un agregado microcristalino sin orientación compuesto por clorita, mica blanca, epidota, prismas aciculares y rosetas de prehnita o actinolita, esfena y abundantes opacos. Hay también rellenos vesiculares ovoides de clorita, albita, zeolitas o epidota.

La unidad superior aflora en la zona de La guama y está compuesta por un apilamiento de ~1 km de espesor de flujos submarinos masivos y homogéneos de basaltos medianamente alcalinos, con raras intrusiones de diques máficos sin-volcánicos. Su distinción cartográfica de la unidad inferior no ha sido posible. Típicamente, los basaltos y ferrobasaltos son gris azulados a gris oscuros y afídicos, raramente vesiculares. Las texturas son masivas o microporfídicas de fenocristales subidiomorfos de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, a veces dispersos en una mesostasia intersectal/subofítica, abundantes óxidos de Fe-Ti (titano-magnetita) y minerales secundarios. Los fenocristales pueden formar agregados microglomeroporfídicos. Los minerales producto de la alteración son clorita, albita, epidota, pumpellita, calcita y prehnita. Las amigdalas están rellenas por calcita, cuarzo, pumpellita, analcima (en rocas de menor grado) y sericita. Estos depósitos representan los sectores internos de grandes coladas submarinas o pequeñas intrusiones someras. No se han observado el desarrollo de lavas almohadilladas. Los depósitos de autobrechas volcánicas aparecen alternando con los flujos básicos y generalmente constituyen el techo de los mismos. Están constituidos por fragmentos monogénicos de hasta 15 cm de longitud, cuya composición es similar a los flujos básicos.

Otros depósitos volcánicos observados son niveles de tobas vítreas básicas. Estos depósitos subacuáticos son de color gris oscuro a negro y presentan un bandeo grosero en secciones frescas. La textura es fragmentaria y compuesta por clastos de entre 1-4 mm y forma irregular a discoidal, inmersos en una matriz marrón y verde oscura desvitrificada. Los minerales neoformados son clorita, epidota, anfíbol y plagioclasa.

3.1.10.2. Facies de los esquistos verdes

Todos los tipos litológicos incluidos en el Complejo Duarte metamorfozados en condiciones de la facies de los esquistos verdes, incluyen un anfíbol de composición tremolita-actinolita, cuya abundancia modal origina su típica coloración verde-azulada. Los metabasaltos groseramente foliados (*greenstones*) están compuestos por actinolita-tremolita y clorita, con o sin albita, como minerales principales, e ilmenita, magnetita y opacos como accesorios. Las texturas en estas rocas suelen ser blastoporfídicas y pseudomórficas, variablemente foliadas. Las filitas y esquistos verdes son rocas de moderadamente foliadas, compuestas por proporciones variables pero esenciales de actinolita, clorita, mica blanca, albita y epidota, con ilmenita, esfena, leucóxeno, magnetita, pirita, calcopirita y óxidos de Fe-Ti como accesorios. La deformación dúctil y el metamorfismo regional ha borrado ya en estas rocas las texturas y mineralogía ígneas. Las texturas son nematoblásticas y lepidoblásticas, en las que la foliación Sp anastomosada está definida por el alineamiento de agregados de actinolita y láminas de clorita y mica blanca. Óptimamente, el anfíbol es desde incoloro a verde pálido y verde amarillo, e incluso verde ligeramente azulado en rocas transicionales a la facies anfíbolítica. La epidota es pleocroica amarilla a amarillo verdosa. En algunos casos, se observan porfiroclastos de clinopiroxeno y plagioclasa relictos. Las amígdalas están rellenas de cuarzo, calcita, epidota o clorita.

Conforme aumenta la deformación y el metamorfismo asociados al desarrollo de la zona de cizalla, se forman esquistos verdes filonítico-miloníticos con actinolita-epidota-clorita. Se trata de rocas de grano fino a medio, con una penetrativa fábrica planar o plano linear (Sp-Lp), definida por la alternancia de lentejones milimétricos claros y capas milimétricas verde oscuras. Las texturas gradúan con la deformación desde granolepido y nematoblásticas foliadas a filoníticas. Como componentes principales presentan actinolita-tremolita, clorita, albita, mica blanca, epidota y cuarzo; y como accesorios ilmenita, circón, magnetita, óxidos de Fe-Ti y calcita. La fábrica planar está definida por el alineamiento de los microprismas de actinolita y los lepidoblastos de clorita y mica blanca, junto con la elongación de lentejones

de albita, cuarzo y agregados de epidota, frecuentemente producto del cizallamiento y estiramiento de venas de segregación sin-Sp. La deformación fue no-coaxial como indica la fábrica interna asimétrica en los agregados policristalinos de cuarzo (*ribbons*) y el carácter compuesto en dos familias de planos de la Sp, dispuestos un pequeño ángulo y marcados por el alargamiento de microprismas de actinolita (fábrica S-C). Sin embargo, se superpone frecuentemente una recristalización estática tardi-cinemática.

3.1.10.3. Facies anfibolítica

Los tipos litológicos del Complejo Duarte metamorizados en condiciones de la facies de las anfibolitas son anfibolitas y gneises anfibólicos de grano fino-medio e intensa fábrica plano-linear, y corneanas hornbléndico-piroxénicas de grano fino masivas. Ambos tipos litológicos fueron desarrollados a condiciones metamórficas sensiblemente diferentes (Palmer, 1963). Las anfibolitas presentan una textura de nematoblástica a granonematoblástica y se caracterizan por la formación de una hornblenda de color verde azulado coincidiendo con la desaparición de clorita, que da lugar a tonos más oscuros a la roca. En los sectores más deformados de las zonas de cizalla de La Meseta y Guanajuma, las texturas son blastomiloníticas bandeadas. La asociación mineral formada está compuesta por hornblenda, oligoclasa-andesina, epidota/clinozoisita y cuarzo, con mica verde-marrón biotita, ilmenita, magnetita, apatito, esfena, rutilo, piritita y opacos, la cual es diagnóstica de la facies de las anfibolitas con epidota de baja-P (sin granate). Al microscopio, los anfíboles están a menudo boudinados perpendicularmente a la Lp y los porfiroblastos de plagioclasa y epidota han desarrollado de sombras de presión asimétricas, implicando un carácter no-coaxial para la deformación.

En algunas localidades muy próximas al contacto con las tonalitas hornbléndicas, las anfibolitas están composicionalmente bandeadas, habiendo desarrollado capas leucocráticas de espesor entre 0,5 y 5 mm que originan una textura gneílica. En estos gneises anfibólicos se observan venas de leucotonalitas con hornblenda cizalladas heterogéneamente hasta paralelizarse con la foliación Sp. Este hecho, junto con el desarrollo periférico de aureolas de anfibolitas en torno a las intrusiones laminares de leucotonalitas con hornblenda, establece que la deformación dúctil y el plutono-metamorfismo fueron contemporáneos.

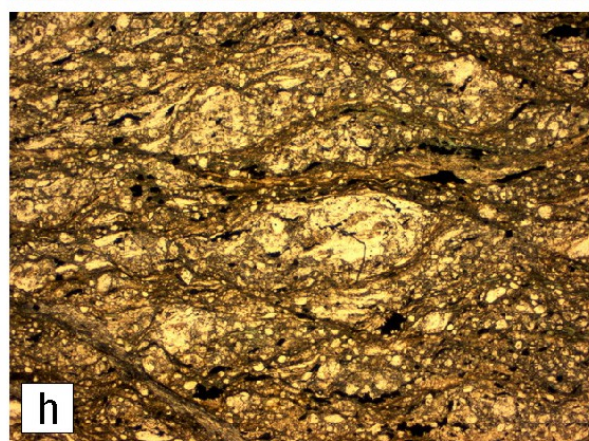
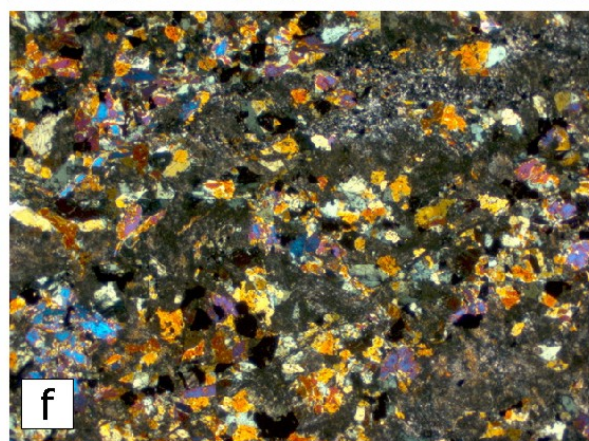
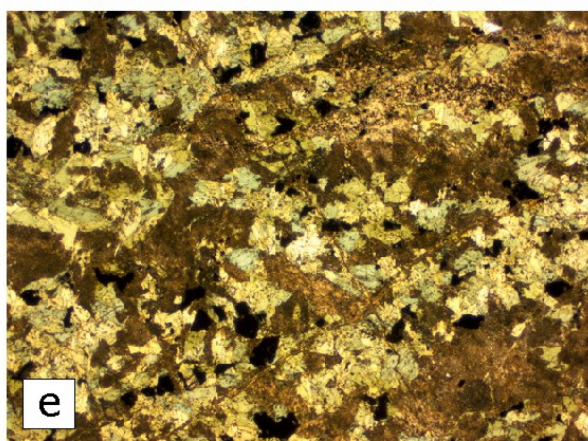
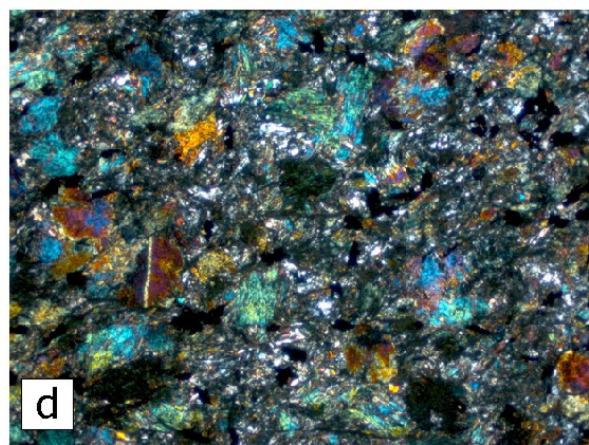
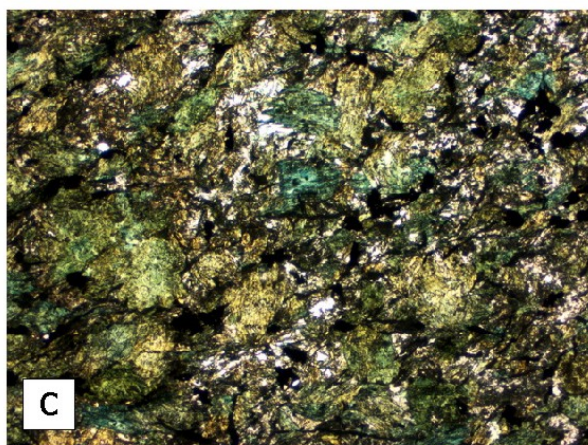
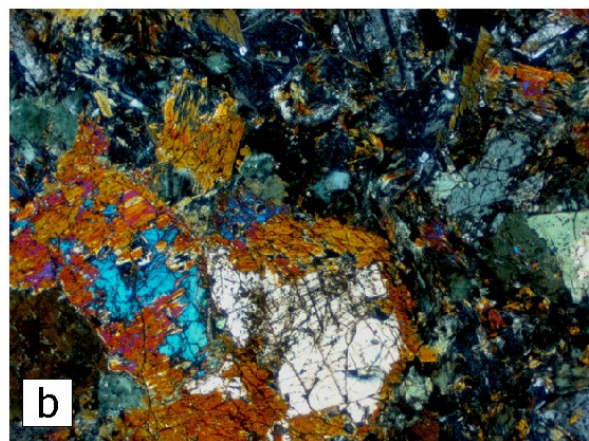
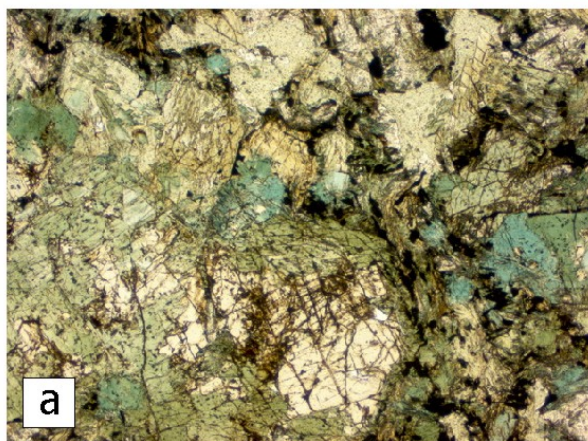
3.1.10.4. Facies de corneanas hornbléndico-piroxénicas

Las corneanas hornbléndico-piroxénicas son rocas verde oscuras muy ricas en anfíbol, frecuentemente casi monomineráficas, de grano fino y masivas. Se han observado en los sectores más internos de las aureolas de contacto en torno a las intrusiones leucotonalíticas foliadas y como enclaves en los Batolitos de Jumunuco y Buena Vista. Al microscopio se observan texturas nemato- y granoblásticas, de poligonal a débilmente elongadas y de carácter estático. La asociación mineral está compuesta por un anfíbol hornblenda de color verde oliva a verde oscuro y una plagioclasa de composición oligoclasa-andesina, sin clorita ni epidota, apareciendo raramente clinopiroxeno, indicativa de la facies de las corneanas anfibólicas.

3.1.10.5. Sills concordantes de doleritas y microgabros hornbléndicos

Los sills intrusivos en el Complejo Duarte de forma concordantes con la Sp están constituidos por gabros y microgabros, menos frecuentes doleritas, de tonos gris-verdosos, grano fino, y con una fábrica planar magmática definida por la elongación de ferromagnesianos y agregados oscuros milimétricos de minerales secundarios. No suelen presentar fábricas deformativas penetrativas. Al microscopio presentan una textura es holocristalina, granuda, subequigranular, microporfídica, y una composición modal que gradúa entre: plagioclasa, 40-45%; clinopiroxeno, <35%; hornblenda (incluyendo pseudomorfos de actinolita), 25-35%; cuarzo, 15-20%, opacos, <5%. La hornblenda forma prismas tabulares y aciculares de subidio- a idiomorfos, pleocróica de verde pálido en el núcleo a oscuro en los bordes, con un ligero zonado oscilatorio. Aparece orientada coplanarmente definiendo la fábrica magmática de la roca. El clinopiroxeno cuando aparece fresco es augita. La plagioclasa forma un entramado de prismas entrecruzados que alojan a la hornblenda y a los opacos. El cuarzo es intersticial. Los opacos son granos de magnetita/ilmenita intersticiales y esqueléticos. Se superpone una alteración hidrotermal estática, tardi- o post-magmática, que da lugar a la formación de agregados de epidota, albita, sericita, sericita/moscovita, clorita y opacos.

Fig. 3.1.15 (página siguiente). (a) Picritas en facies de cumulado de Ti-augita y olivino, LN; (b) Id., LP; (c) Facies de cumulado picrítico-ankaramitítico ligeramente foliado e intensamente anfíbolitizado, LN; (d) Id., LP; (e) Dique dolerítico a microgabroico, LN (f) Id., LP; (g) Texturas porfídicas relictas en los típicos esquistos máficos, LP; y (h) Texturas proto-miloníticas en los metabasaltos porfídicos/esquistos máficos, LN.



3.1.11. Grupo Tireo

En la Hoja de La Vega los materiales del Grupo Tireo forman afloramientos de extensión limitada, localizados en el núcleo de sinclinales. Los principales tipos litológicos estudiados son: metadacitas y metariolitas porfídicas, metavolcanitas ácidas y esquistos cuarzo-feldespáticos, y metavolcanitas intermedio-básicas y esquistos máficos (Fig. 3.1.16).

3.1.11.1. Metadacitas y metariolitas porfídicas (14)

A la mesosescala se trata de rocas volcánicas y subvolcánicas de color beig-marrón claro, de composición dacítica a riolítica, de estructura lávica y con una característica textura porfídica variablemente fluidal. En rocas poco deformadas, dicha textura está definida por fenocristales milimétricos redondeados de cuarzo incoloro, y de plagioclasa de tonos blanco-amarillentos, ambos presentes en 10-25 % modal, como cristales de 0,5 a 4 mm diámetro, que se destacan en una pasta o mesostasia afanítica. Al microscopio, se distinguen los fenocristales de cuarzo y plagioclasa. El cuarzo forma cristales de idio y alotriomorfos con bordes corroidos de hasta 5 mm de diámetro, y en ocasiones con inclusiones amarillas de fundidos goticulares. Estos fenocristales han desarrollado texturas que evidencian un desequilibrio cristal-fundido en el momento de la cristalización y/o procesos de reabsorción, como bordes de reacción subredondeados, golfos de corrosión, etc. La plagioclasa forma prismas de subidio a alotriomorfos, aunque modalmente es menos abundante. Las plagioclasas están pseudomorfizadas a un fino agregado cuarzo-feldespático y sericita microcristalino. En las dacitas puede existir hornblenda como fenocristal y en las riolitas biotita accesoria, aunque generalmente en éstas no aparecen minerales ígneos ferromagnesianos. La mesostasia o matriz volcánica está formada por un agregado de micro a criptocristalino, variablemente esferulítico y desvitricado, así como también recrystalizado. Los minerales secundarios consisten en albita, sericita, clorita, pumpellita, paragonita, cuarzo y óxidos de Fe-Ti, también en planos de microfracturas y/o disolución.

3.1.11.2. Metavolcanitas ácidas y esquistos cuarzo-feldespáticos (13)

Con el aumento de la deformación dúctil sin-metamórfica las volcanitas ácidas se transforman en rocas esquistosas cuarzo-feldespáticas, de grano fino a medio y tonos blanquecinos, que se caracterizan por el desarrollo de una fábrica plano-linear Sp-Lp variablemente penetrativa. Durante la deformación dúctil, los agregados de minerales metamórficos crecen orientados paralelamente a la fábrica plano-linear, que en las rocas

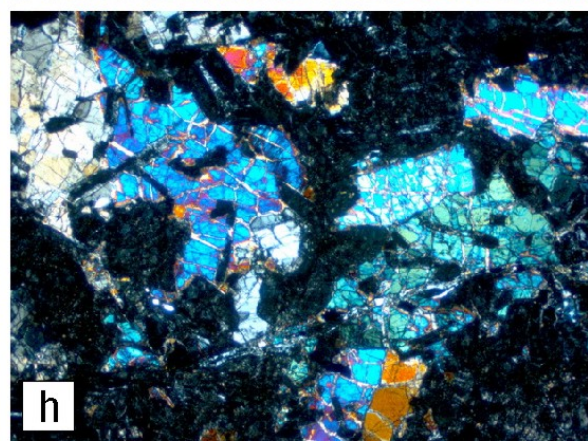
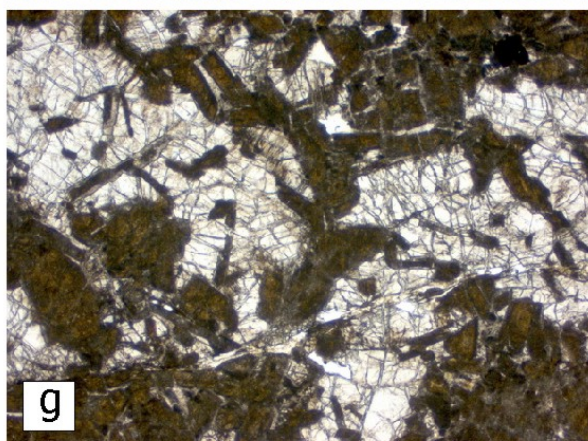
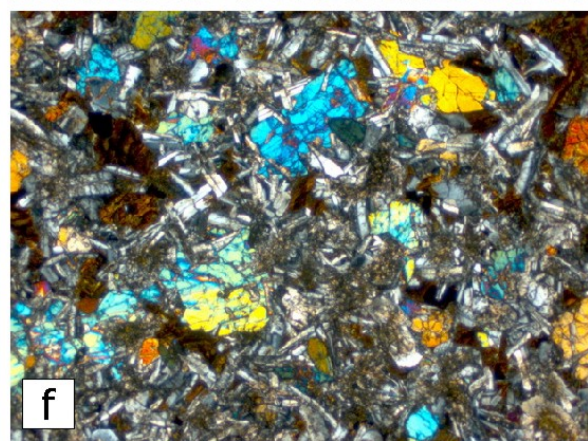
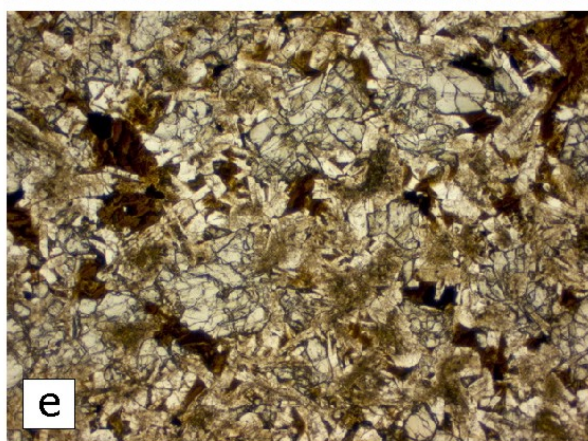
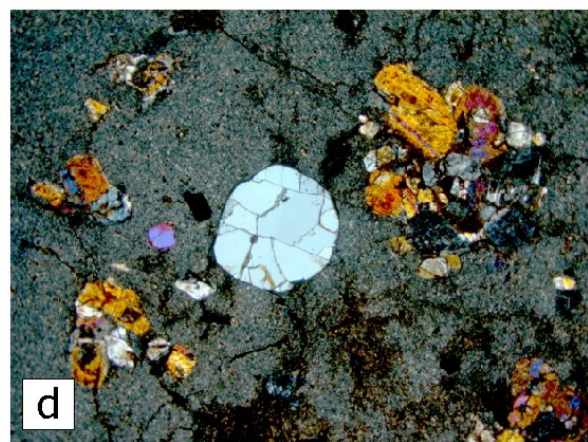
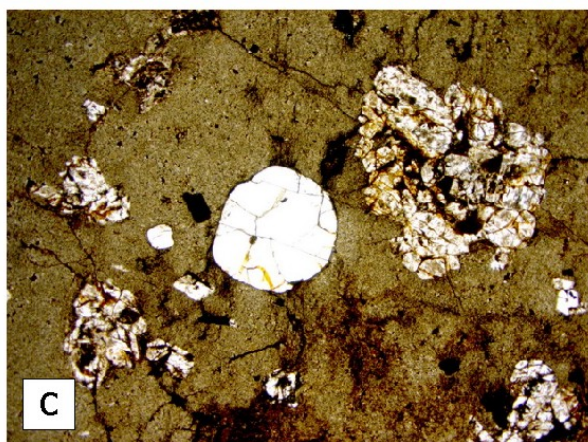
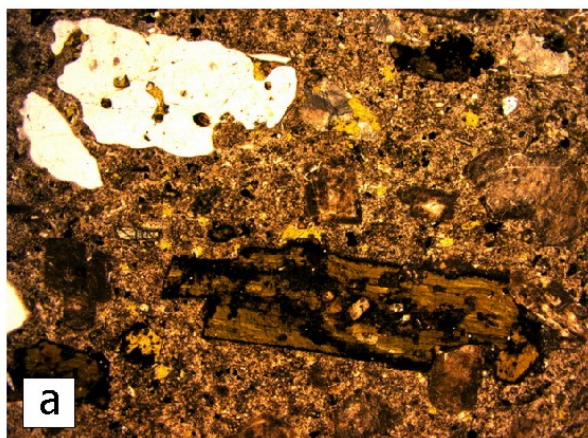
más deformadas es de tipo milonítico con estructura S-C. Como consecuencia, el cuarzo y los feldespatos del protolito forman porfiroclastos con colas asimétricas y han recrystalizado dinámicamente dando lugar a un agregado de granos elongado. Los lepidoblastos de clorita son verdes, poco pleocroicos y definen junto a la mica blanca con su orientación los planos Sp. Los Sp están también definidos por la orientación de esfena, ilmenita y opacos.

3.1.11.3. Metavolcanitas intermedio-básicas y esquistos máficos (12)

El protolito de estos esquistos fueron rocas volcánicas de composición andesítica o basáltico-andesítica, cuya minerología y texturas han sido traspuestas por la deformación dúctil y el metamorfismo sincinemático. Se trata de rocas formadas por un agregado granonematoblástico de grano fino, compuesto por actinolita, epidota, albita, clorita, pumpellitita, mica blanca, prehnita y cuarzo, cuya orientación mineral preferente define la fábrica plano-linear principal (Sp-Lp). Se destacan del agregado porfiroclastos de mayor tamaño de anfíbol hornblenda y menos abundantes de plagioclasa, muy posiblemente heredados relictos del protolito.

La fábrica Sp-Lp fue generada por una deformación dúctil, variablemente no-coaxial, sin-metamórfica en la que crecieron estables minerales propios de la facies de los subesquistos verdes a esquistos verdes de baja-T. El anfíbol metamórfico es de composición actinolita-tremolita, incoloro a débilmente pleocroico a verde, y forma microprismas orientados paralelamente a la Lp, así como reemplaza en grietas y sombras de presión a la hornblenda ígnea, a menudo formando agregados aciculares elongados y en rosetas. Los porfiroclastos de plagioclasa, de subidio a alotriomorfos, desarrollan sombras de presión asimétricas rellenas de mica blanca y clorita, transformados a epidota, sericita y albita. La epidota forma agregados de pequeños granos dispersos en la matriz y formando agrupaciones elongadas paralelamente a la Sp. Las micas forman pequeños lepidoblastos de clorita y moscovita definiendo la Sp mediante su orientación lepidoblástica. En las rocas más deformadas, definen una fábrica compuesta por dos familias de planos oblicuos un ángulo pequeño, de tipo S-C milonítica. La albita forma porfiroblastos elongados paralelamente a la Sp. El cuarzo forma agregados policristalinos lenticulares de tipo *ribbon* y pequeños granos aplastados paralelamente a la Sp.

Fig. 3.1.16 (página siguiente). (a) Dacita porfídica con fenocristales de hornblenda, plagioclasa y cuarzo con golfos de corrosión, LN; (b) Id., LP; (c) Riodacita porfídica con plagioclasa (birrefringencia anómala) y cuarzo, LN; (d) Id., LP; (e) Doleritas de grano medio-fino, LN; (f) Id., LP; (g) Gabros de grano medio, LN; y (h) Id., LP.



3.2. Geoquímica

En el marco del Proyecto Sysmin II se han estudiado desde un punto de vista geoquímico muestras representativas de las diferentes unidades tectonoestratigráficas y litogeoquímicas cartografiadas en la Hoja de La Vega del Dominio de la Cordillera Central. En este sector afloran también materiales de la Formación Amina-Maimón que son también descritos aunque pertenecen a otro dominio estructural. A su vez, también fueron analizadas muestras de los batolitos gabroico-tonalíticos de Jumunuco y Buena Vista, incluyendo complejos ultramáficos y plutones de leucotonalitas foliadas. Otros tipos de rocas plutónicas analizadas son la serie intrusiva de Gabros de Los Velazquitos y los cuerpos de diques/sills de gabros y doleritas intrusivos en la Peridotita de Loma Caribe, la cual es también descrita brevemente en el presente Informe.

3.2.1 Peridotita de Loma Caribe

Exceptuando la parte estructuralmente más alta intensamente serpentizada o lateritizada, gran parte de los cuerpos ultramáficos que constituyen la Peridotita de Loma Caribe están constituidos por harzburgitas, harburgitas ricas en clinopiroxeno y pequeñas cantidades de dunitas y lherzolitas. La clasificación geoquímica de las peridotitas puede ser realizada en base a la concentración de REE, la composición químico-mineral del olivino definida por su contenido en Forsterita, o $X_{Fo} = [Mg/(Mg+Fe)]$, y al contenido en Cr# presenten la espinela, donde $Cr\# = [100Cr/(Cr + Al)]$. En este apartado se incluye la descripción e interpretación geoquímica de las peridotitas de Loma Caribe de Lewis et al. (2006, 2008), así como datos propios inéditos de su química mineral.

Según Lewis et al. (2008), el contenido en Cr# de las espinelas de la Peridotita de Loma Caribe varía entre 0,20 (lherzolitas) y 0,88 (dunitas), indicando la presencia de peridotitas con muy diferentes historias de fusión. En base a la composición de la Cr-espinela, las peridotitas mantélicas de Loma Caribe pueden ser divididas en 3 grupos: (1) Peridotitas del grupo I, que contienen espinelas con bajos Cr# < 0,30 y X_{Fo} (promedio de Fo₉₀); (2) Peridotitas del grupo II, con espinelas con intermedios Cr# (0,30-0,65) y X_{Fo} (promedio de Fo₉₁); y (3) Peridotitas del grupo III, que incluyen espinelas con alto Cr# (0,65-0,87) y X_{Fo} (promedio de Fo₉₃). Estas peridotitas se concentran en los sectores estructuralmente más altos de la PLC, como Loma Taina, Loma Peguera y Loma Cumpié en el área de Bonao.

Las peridotitas del grupo I poseen una composición típica de las peridotitas abisales, mientras que los altos contenidos en Cr en la espinela y de Fo en el olivino de las peridotitas del grupo III sugieren que se trata de un manto residual muy empobrecido. Su composición es muy similar a la de las harzburgitas y dunitas de regiones de antearco de zonas de subducción, como las peridotitas de antearco de Izu-Bonin-Mariana. Las peridotitas del grupo II poseen una composición intermedia entre las peridotitas abisales y las peridotitas de zonas de suprasubducción. Las peridotitas del grupo I están enriquecidas en MREE y HREE respecto a las peridotitas de los grupos II y III. El patrón de REE posee bajas relaciones de LREE/MREE y MREE/HREE. Por otro lado, el patrón de REE de las peridotitas de los grupos II y III presenta contenidos homogéneos en HREE y se caracteriza por segmentos planos de LREE y fuertemente fraccionados de HREE. Estos patrones son similares a los de peridotitas empobrecidas, como las peridotitas de Mayarí-Baracoa de Cuba oriental y del antearco de Izu-Bonin-Mariana.

Las peridotitas de Loma Caribe representan un manto suboceánico heterogéneo, el cual presenta composiciones minerales y de roca total características de secciones mantélicas de tanto cuenca oceánica como de zona de suprasubducción, y que puede ser interpretado como dorsal meso-oceánica residual (litosfera oceánica proto-Caribeña de edad Jurásica-Cretácica) acrecionada a la litosfera mantélica del antearco bajo al arco isla Caribeño, similar a las peridotitas del antearco del arco de South Sandwich. Adicionalmente, este manto oceánico fue probablemente afectado por la pluma mantélica que dio lugar a las picritas y basaltos magnesianos del Complejo Duarte. Posibles restitas de los basaltos del Plateau oceánico Caribeño son las peridotitas que contienen Cr-espinelas $Cr\# \sim 0,8$, similares a las dunitas de Loma Peguera y Loma Taina.

3.2.2 Asociación volcano-plutónica de Loma La Monja

Las rocas ígneas de la asociación volcano-plutónica oceánica de Loma La Monja son máficas, con un contenido en SiO_2 casi invariable entre 53% y 49,9 wt%. Sus principales características geoquímicas están recogidas en las Figs. 3.2.1 y 2. En el diagrama Fe+Ti-Al-Mg de Jensen (1976) todas ellas son toleitas ricas en Fe. Algunos basaltos están enriquecidos en Fe ($FeO_T > 14$ wt%), Ti y V, y empobrecidos en MgO (6,3-5,9 wt%), clasificándose como ferrobasaltos. En el diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977) son subalcalinas, lo cual es compatible con su composición mineralógica. En el conjunto de las rocas, el Cr y Ni descienden con el MgO, mientras que el Fe₂O₃, TiO₂, P₂O₅,

Th, Nb, REE e Y aumentan. En los diagramas de Word (1980) caen en los campos de los tipos basálticos N-MORB y E-MORB, y las relaciones V-Ti son próximas a la condrítica.

En base al contenido en TiO_2 , el patrón de REE-extendido normalizado respecto al manto primitivo y las relaciones de elementos traza incompatibles, se distinguen tres grupos composicionales en la asociación, aunque probablemente existe un continuo composicional: grupo I, basaltos toleíticos empobrecidos en LREE; grupo II, basaltos, doleritas y gabros toleíticos con REE planas; y basaltos y ferrobasaltos toleíticos con un ligero enriquecimiento relativo en LREE.

Grupo I. Los basaltos muestreados del grupo I son lavas almohadilladas, las cuales constituyen las composiciones más fraccionadas de todas las muestras ($\text{Mg\#}=45-44$; con $\text{Mg\#}=100 \text{ mol MgO}/[\text{mol MgO}+\text{mol FeO}_T]$). El contenido en TiO_2 es $\sim 1.2 \text{ wt\%}$, Zr y Nb son alrededor de 50 ppm y 3 ppm a un 6 wt% MgO, respectivamente. El contenido en Cr (45-30 ppm) y Ni (75-55 ppm) son inferiores que en las rocas de los grupos II y III (Tabla X). Los patrones extendidos de REE son similares a los basaltos N-MORB (Sun y McDonough, 1989; Perfit et al., 1994) teniendo similares abundancias en HREE ($3-5 \times \text{PM}$; manto primitivo), un ligero empobrecimiento en LREE ($[\text{La}/\text{Nd}]_N=0,9-1,2$), anomalía positiva en Nb ($\text{Nb}/\text{Nb}^*=2,1-2,2$), y HREE planas ($[\text{Sm}/\text{Yb}]_N=0,7-0,8$).

Grupo II. Las muestras del grupo II son gabros magnesianos, microgabros, diques de doleritas y basaltos Fe-Ti masivos ($\text{FeO}_T > 14 \text{ wt\%}$). Estas rocas gradúan desde no fraccionadas a relativamente fraccionadas ($\text{Mg\#}=68-41$). Las rocas menos fraccionadas poseen contenidos en TiO_2 relativamente bajos que gradúan entre 0,7 y 1,0 wt%, pero los ferrobasaltos más evolucionados poseen elevados contenidos en TiO_2 (1,4-2,2 wt%). Concordantemente, contienen sobre 27-33 ppm Zr y 2 ppm Nb a 10 wt% MgO. Los elementos traza más compatibles muestran un amplio rango de contenidos, 650-60 ppm para Cr y 185-15 ppm para Ni. Los patrones de REE son similar en las muestras analizadas, y difieren de aquellos de los basaltos del grupo I por las mayores abundancias absolutas de HREE ($3-9 \times \text{PM}$) a el mismo Mg#. Estas toleitas muestran patrones de REE con una distribución plana de LREE ($[\text{La}/\text{Nd}]_N=0,8-1,1$) y HREE ($[\text{Sm}/\text{Yb}]_N=0,7-0,95$), con una pequeña anomalía en Nb en algunas muestras ($\text{Nb}/\text{Nb}^*=0,9-2,5$). Las rocas más evolucionadas poseen anomalías ligeramente positivas de Hf y Ti y negativas de Y. Como las muestras del grupo I, las relaciones de elementos incompatibles (ej. $\text{Zr}/\text{Nb} > 14$ y $\text{La}/\text{Sm} < 1.5$) son características de basaltos MORB normales y transicionales (Sun y McDonough, 1989; Mahoney et al., 1993). El rango de $(\varepsilon_{\text{Nd}})_i$ es de +6,9 a +8,3 ($t=160 \text{ Ma}$),

que sugiere también una fuente mantélica dominada por manto empobrecido, similar a la de N-MORB, y lejos de influencias de la corteza continental.

Grupo III. El grupo III está representado por flujos basálticos, lavas almohadilladas e hialoclastitas, gabros masivos isótropos y diques doleríticos, relativamente ricos en Ti y LREE. Las rocas muestreadas gradúan desde no fraccionadas a fraccionadas ($Mg\# = 66-43$). Generalmente, son ricas en TiO_2 (0,9-1,6 wt %) y Fe_2O_{3T} (13,5-15,5 wt%), y las muestras más fraccionadas son clasificables por lo tanto como basaltos ferro-titanados. Contienen 35 ppm Zr y 3 ppm Nb a 11.5 wt% MgO. Los elementos traza más compatibles muestran un amplio rango de valores, 580-55 ppm para Cr y 170-28 ppm para Ni, sugiriendo una extensiva cristalización fraccionada. En general, estas rocas tienen un mayor contenido en TiO_2 y abundancia en LREE que los grupos I y II para similar $Mg\#$. Presentan un patrón ligeramente enriquecido en LREE ($[La/Nd]_N = 1,0-1,4$), anomalía positiva en Nb ($Nb/Nb^* = 1,2-2,3$), y HREE planas ($[Sm/Yb]_N = 1,0-1,3$). Algunas muestras poseen una ligera anomalía negativa en Hf, Eu y Ti relacionada con la fraccionación de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. Estas características, así como las relaciones de elementos incompatibles ($Zr/Nb < 15$ y $La/Sm > 1,5$) son características de MORB enriquecidos (Sun y McDonough, 1989; Mahoney et al., 2002). En los basaltos y diques doleríticos (ϵ_{Nd})_i gradúa entre +6,9 y +7,4, implicando una fuente mantélica dominada por un manto empobrecido (Escuder Viruete et al., 2008).

En resumen, los datos petrológicos y geoquímicos de la Asociación indican la presencia de una relativa gran variedad composicional de rocas ígneas, las cuales constituyen los productos de la cristalización de magmas de tipo MORB siguiendo una típica fraccionación toleítica a baja P, graduando de N- a E-MORB. Por lo tanto, estas rocas fueron formadas en una zona de dorsal oceánica variablemente influenciada por una pluma mantélica. Como consecuencia, la asociación volcánico-plutónica de Loma La Monja y sus equivalentes metamórficos representan un fragmento desmembrado de la corteza oceánica proto-Caribbeña.

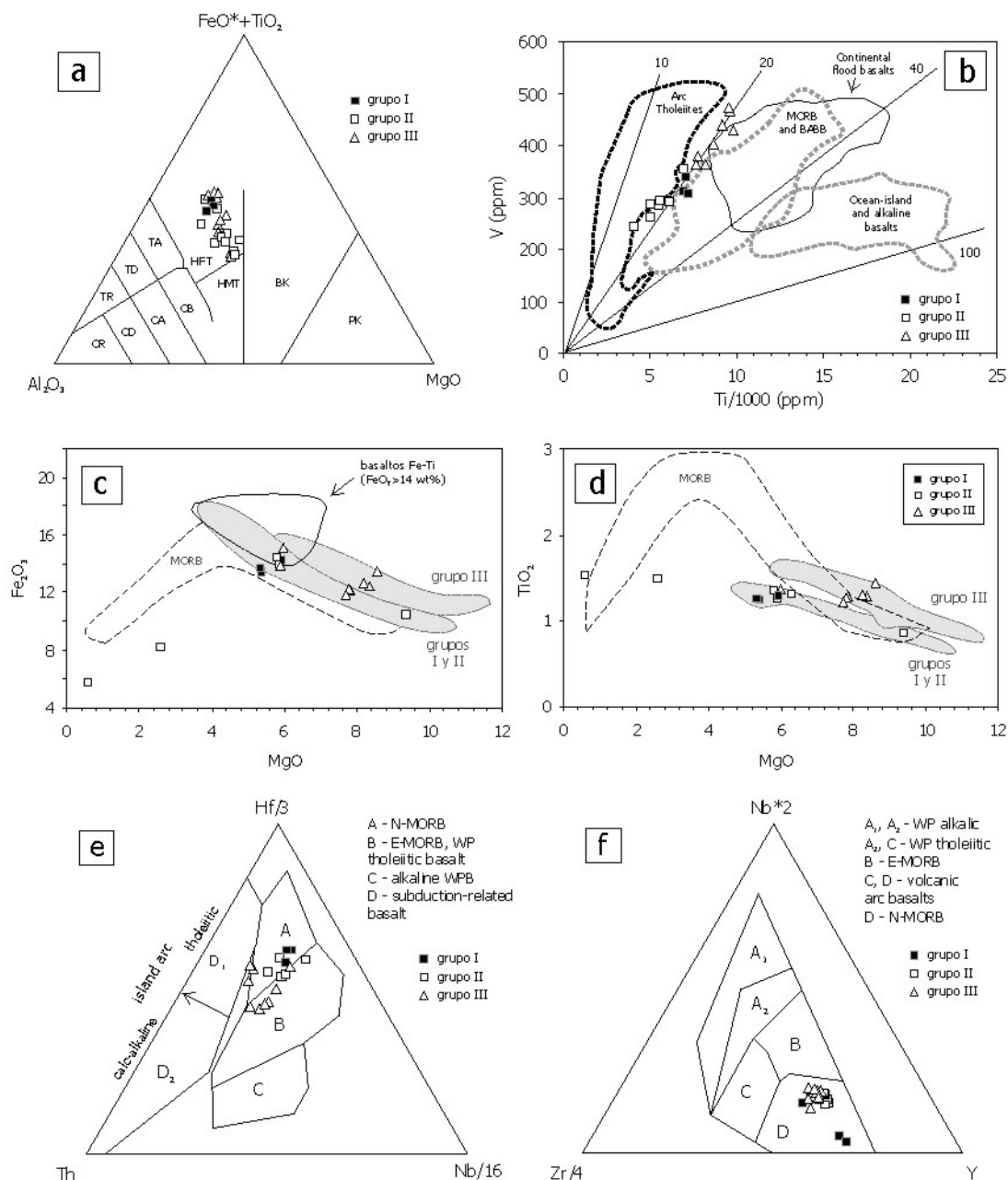
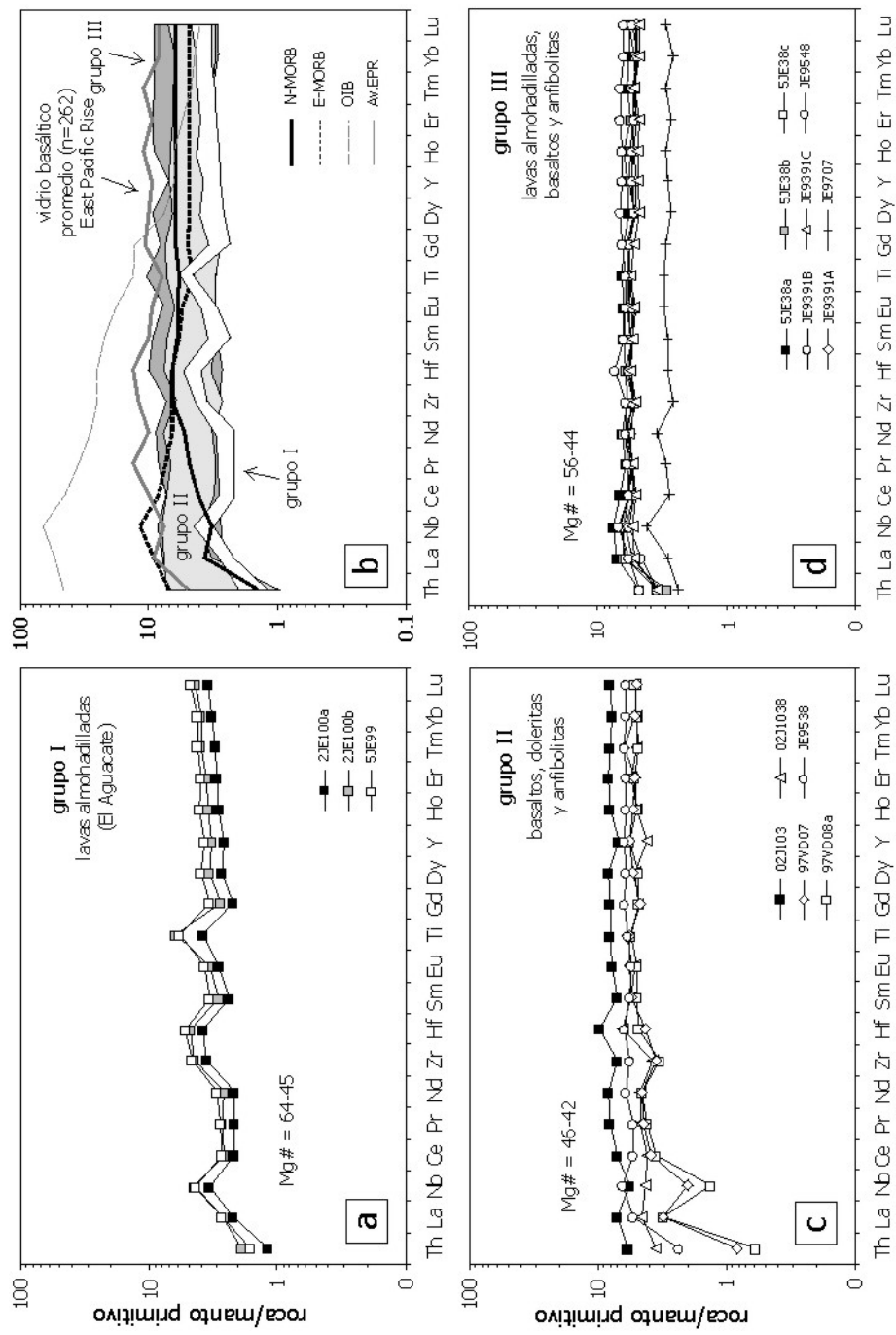


Fig. 3.2.1. Características geoquímicas de la asociación volcánico-plutónico de Loma La Monja. (a) Diagrama de Jensen (1974); (b) Diagrama Ti-V de Shervais (1983); (c) y (d) Diagramas de Fe_2O_3 y TiO_2 frente al MgO , mostrando los campos composicionales de los diversos grupos composicionales en la LMA (Escuder Viruete et al., 2008), los ferrobasaltos y MORB (Hawkins, 1995); (e) y (f) Diagramas de Wood (1980). Ver explicación en el texto.

Fig. 3.2.2 (a, b, c y d; página siguiente). Diagramas de REE extendidos normalizados respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) de los diversos grupos geoquímicos de la LMA definidos en el texto. Ver explicación en el texto. En (b) los patrones de N-MORB, E-MORB y OIB proceden de Sun y McDonough (1989), y se incluye un promedio de los vidrios basálticos de la East Pacific Ridge ($n=262$; Su y Langmuir, 2003) como comparación.



3.2.3 Formación Amina

En las Hojas de La Vega y San José de Las Matas afloran materiales de la Fm Amina, los cuales pertenecen al Dominio Estructural de la Cordillera Oriental en La Española. Las rocas ígneas de la Fm Amina pueden agruparse en dos grandes grupos de protolitos: máfico-intermedios y ácidos. Sus principales características geoquímicas están recogidas en las Figs. 3.2.3, 4 y 5. En el diagrama catiónico de Jensen (1976), las rocas de la Fm Amina caen en el campo de las series toleíticas: las metavolcanitas ácidas en el campo de las riolitas toleíticas y las intermedio-básicas en el de las andesitas y los basaltos toleíticos ricos en Fe, con términos más magnesianos, observándose un salto composicional entre ambos grupos aunque se dispone de pocas muestras. Una muestra de metabasalto picrítico cae en el campo de las komatiitas basálticas. En el diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO₂; Winchester y Floyd, 1977), composicionalmente gradúan entre basaltos andesíticos y andesitas subalcalinas, al igual que las rocas de la Fm Los Ranchos (Escuder Viruete et al., 2006) y de la Fm Maimón (Lewis *et al.*, 2002). Los contenidos generalmente bajos en K₂O que presentan las rocas de ambas formaciones son propios de la serie toleítica pobre en K, aunque los álcalis pueden haberse movilizado. No obstante, todas ellas presentan una clara afinidad toleítica en los diagramas Yb *versus* Th y Zr *versus* Y (Barrett y MacLean, 1999; no mostrados). En el diagrama Ti/1000 *versus* V de Shervais (1982), se sitúan en el campo de las toleitas de arco isla (IAT) de relación Ti/V < 20, así como las rocas de la Fm Maimón (Ti/V próxima a la condrita).

La Fig. 3.2.4 incluye la variación de TiO₂ respecto al MgO en rocas de la Fm Amina, comparándose además con la Fm Los Ranchos y la Fm Maimón. Los contenidos en TiO₂ son bajos (<0,8%), aunque en algunas es de 1,0-1,2%. En las rocas menos fraccionadas, el TiO₂, Fe₂O_{3t} y V aumentan ligeramente con el descenso en MgO (Escuder Viruete et al., 2007), sugiriendo una afinidad toleítica, aunque en las rocas félsicas más fraccionadas el TiO₂ y el Fe₂O_{3t} también decrecen. Estas pautas son análogas a las de la Fm Maimón; con el descenso en el MgO, se registra un aumento de Y y Zr (HFSE) y un descenso de Cr y V (no mostrado), controlados por procesos de fusión parcial y fraccionación. Sin embargo, la dispersión observada en el TiO₂, V, Zr, Y y Cr a similares contenidos de MgO, sugiere que los protolitos máficos de la Fm Amina fueron formados a partir de volúmenes discretos de diversos magmas parentales. Por otro lado, en un diagrama multielemental normalizado respecto a N-MORB (Fig. 7), las rocas de la Fm Amina presentan un enriquecimiento en LIL (Sr, Rb y Ba), variables picos en K, Pb y Sr (movilizados), un empobrecimiento en HFSE y REE, alineados paralelamente a una relación roca/N-MORB entre 0,2 y 0,8, y anomalías

negativas de Nb-Ta, muy marcadas en las metariolíticas. Todas estas características son propias de magmas generados en zonas de subducción (Pearce, 1983; McCullough y Gamble, 1991; Hawkeworth *et al.*, 1993). La diversidad de magmas queda bien patente en los diagramas de REE extendidos, distinguiéndose tres tipos de protolitos básico/intermedios y un tipo adicional de ácidos, entendiendo que probablemente existen composiciones transicionales entre ellos. Estos son: toleitas de arco isla (IAT; *island arc tholeiites*); toleitas de arco isla pobres en Ti y LREE; boninitas; y rocas ácidas (metariolitas).

Toleitas de arco isla. El grupo está representado por rocas de composición basalto andesítico y andesita, relativamente ricas en Fe y poco fraccionadas ($Mg\# = 64-60$). En un diagrama de REE las rocas de este grupo son muy semejantes a las IAT modernas (Saunders y Tarney, 1991; Pearce *et al.*, 1992; Taylor y Nesbitt, 1995), a similares abundancias de HREE (6-7 x manto primitivo). Presentan desde un ligero empobrecimiento en LREE a un ligero enriquecimiento [$(La/Yb)_N = 0,8-1,3$; promedio de 1,1], marcadas anomalías negativas en Nb y Ti, ligera anomalía negativa también en el Th [$(Zr/Sm)_N = 1,1-1,3$] y HREE o planas o con una muy ligera pendiente negativa. Estas características sugieren una fuente mantélica empobrecida similar a la de N-MORB.

Toleitas de arco isla pobres en LREE y Ti. El grupo incluye composiciones de basaltos y andesitas, con contenidos bajos en Ti ($<1\%$). Las rocas muestreadas están ya relativamente fraccionadas ($Mg\# = 49-40$ y $MgO < 5\%$). En el diagrama de REE muestran un empobrecimiento de ligero a fuerte en LREE [$(La/Yb)_N = 0,3-1,0$; promedio de 0,78] y una fuerte anomalía negativa en Nb y más ligera en Zr, Ti y Th [$(Zr/Sm)_N = 0,5-1,0$], para menores abundancias absolutas de HREE (2,5-5,4 x manto primitivo) que se disponen planas. El fuerte empobrecimiento en LREE, bajos contenidos en TiO_2 (media=0,72%) y HREE para moderados $Mg\#$, sugiere una fuente mantélica más empobrecida que la de las IAT y/o un mayor grado de fusión parcial.

Boninitas. La presencia de (meta-) boninitas refuerza la idea de que la Fm Amina representa los estados más primitivos de formación de un arco isla intraoceánico (Pearce *et al.*, 1992; Bloomer *et al.*, 1995; Taylor y Nesbitt, 1995). Este grupo incluye tipos composicionales con $SiO_2 > 53\%$, $MgO > 7-8\%$ y $TiO_2 < 0,5$, que encajan en la definición de boninitas de Crawford (1989). Presentan de forma característica los contenidos más bajos en HREE (0,8-1,2 x manto primitivo), al compararlas con las IAT menos fraccionadas de los grupos anteriores. Presentan un ligero enriquecimiento en LREE [$(La/Yb)_N = 0,66$], HREE planas y anomalías positivas en Th y Zr-Hf [$(Zr/Sm)_N = 1,4$], definiendo el patrón típico de boninitas actuales.

Composicionalmente son similares a las boninitas pobres en Ca de Crawford (1989), presentando una baja relación $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ frente a las IAT pobres en Ti a similares grados de fraccionación. Boninitas de composición muy similar han sido también identificadas en la Fm Maimón (Lewis *et al.*, 2002) y Fm Los Ranchos (Escuder Viruete *et al.*, 2007). La baja relación $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ y los muy bajos contenidos en HREE son compatibles con una fuente mantélica dominada por harzburgitas fuertemente empobrecidas.

Rocas metavolcánicas ácidas. Las metariolitas son distinguibles de las típicas rocas ácidas calco-alcalinas por menores valores de la relación $\text{CaO}/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ ($<0,1$) y Mg# (28-29), además de ser pobres en K_2O ($<1,0\%$), Zr (74-88 ppm) y P_2O_5 ($<0,05\%$). En un diagrama extendido de REE presentan un ligero empobrecimiento en LREE, a diferencia del moderado a fuerte enriquecimiento en LREE característico de las rocas ácidas calco-alcalinas. Presentan contenidos en HREE=4-16 x manto primitivo, fuertes anomalías negativas de Nb y Ti, y una ligera anomalía positiva en Th, en todo análogos a los de las rocas félsicas de la Fm Los Ranchos. En los diagramas de discriminación tectónica de Pearce *et al.* (1984) las metariolitas caen dentro del campo de los granitos de arco volcánico (VAG), como las rocas ácidas de la Fm Maimón, lo cual es consistente con una anomalía negativa en Nb característica de rocas de arco. Este grupo de rocas ácidas pobres en K_2O y ricas en SiO_2 son generalmente interpretadas como producto de la fusión parcial de rocas máficas, en oposición a una fraccionación (Drummond y Defant, 1990; Jenner y Swinden, 1993; Smith *et al.*, 2003; Tamura y Tatsumi, 2003), que heredarían su signatura subductiva.

Las relaciones iniciales $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, calculadas a $t=115$ Ma por Escuder Viruete *et al.*, (2007), son muy variables (0,7039-0,7051), para un casi constante ϵ_{Nd} (~ 9). Estos valores son similares a los de la Fm Los Ranchos y de rocas alteradas de arcos intraoceánicos modernos, y consistentes con la alteración hidrotermal de los protolitos en el fondo oceánico (Kesler *et al.*, 1990b). Las rocas félsicas presentan relaciones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,16 y 0,22, para un estrecho rango de valores ϵ_{Nd} entre +8,9 y +9,1 (Escuder Viruete *et al.*, 2006, 2007). La variación en ϵ_{Nd} refleja la de las rocas máficas de las cuales proceden, con una mínima incorporación de material sedimentario subducido en su génesis.

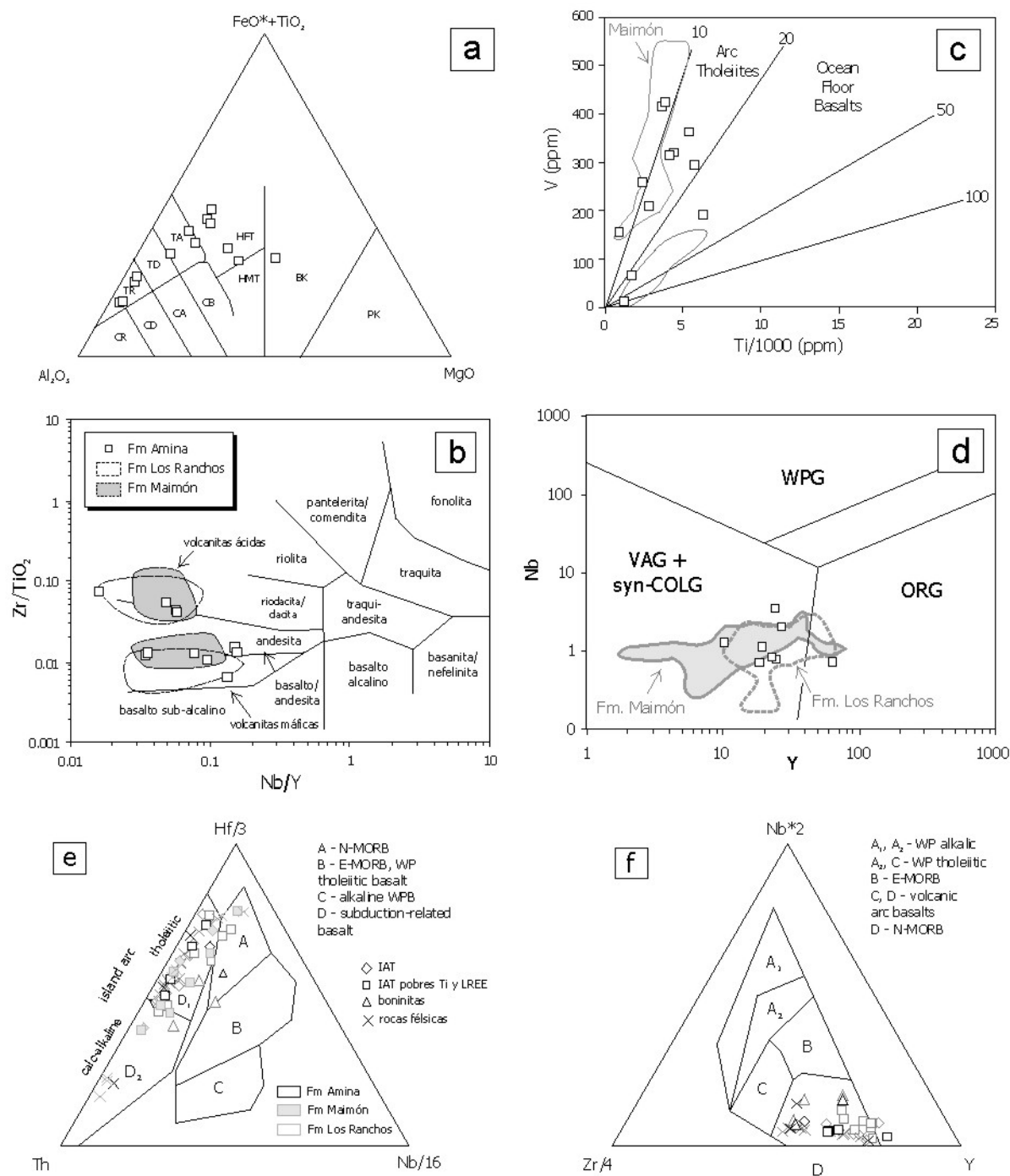
Considerados en conjunto, los 4 tipos geoquímicos de protolitos reconocidos en la Fm Amina se relacionan el magmatismo toleítico y boninitico de los primeros estadios evolutivos de un arco isla intraoceánico. Desde un punto de vista geoquímico, isotópico y petrogenético, existe una gran similitud entre los protolitos de las Formaciones Amina y Maimón con las rocas volcánicas de la Formación Los Ranchos, que implica que las rocas

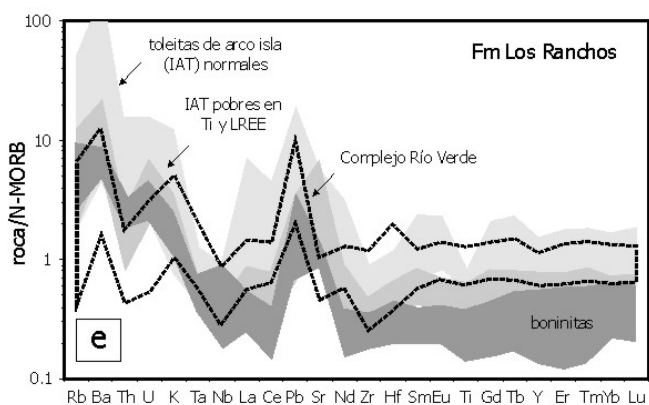
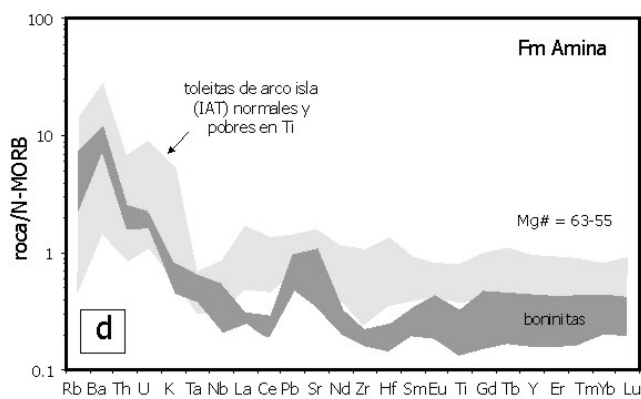
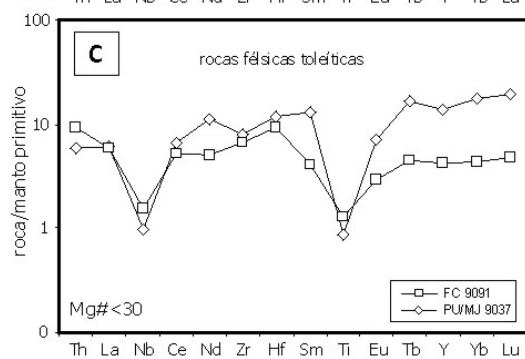
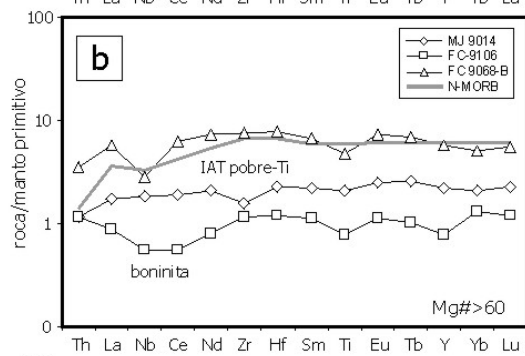
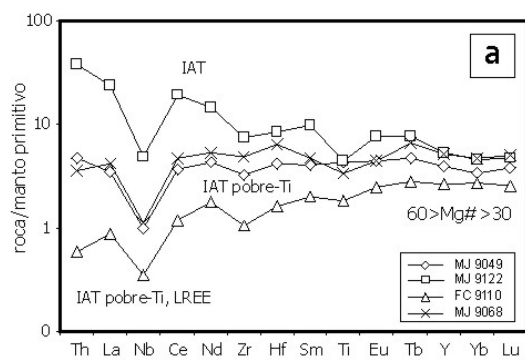
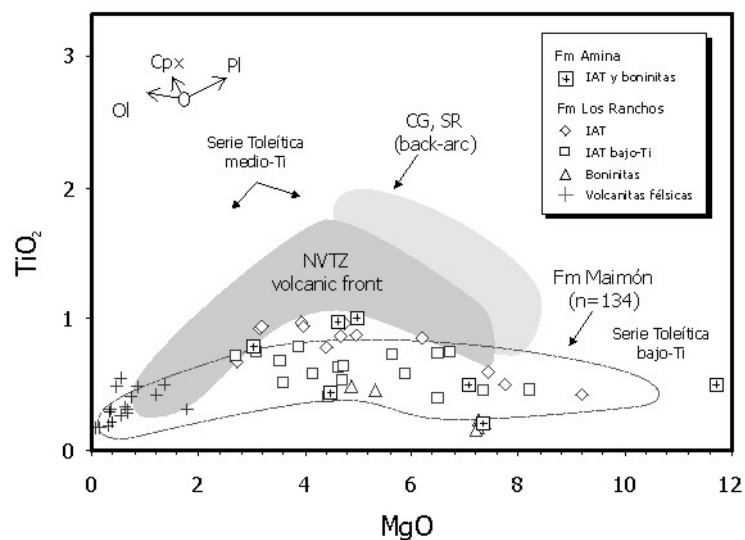
del primer grupo son los equivalentes deformados y metamorfizados del segundo. Todas ellas tienen las características típicas de series ígneas de arcos isla intraoceánicos, por lo que en conjunto representan la formación y desarrollo del arco isla Caribeño primitivo en el segmento de La Española durante el Aptiense-Albiense.

Fig. 3.2.3. (a) Diagrama triangular de Jensen (1976); (b) Diagrama Nb/Y frente a Zr/TiO₂ mostrando los campos composicionales de la Fm Los Ranchos; (c) Diagrama Ti-V de Shervais (1983); (d) Diagrama Y-Nb de Pearce (1983), y (e, f) Diagramas de Wood (1980).

Fig. 3.2.4. (a) Diagrama de TiO₂ frente al MgO para las rocas de las Fms Amina y Los Ranchos.

Fig. 3.2.5. (a, b y c) Diagramas de elementos traza normalizados respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) para las rocas máficas y félsicas de la Fm Amina; (d y e) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las rocas de las Fms Amina y Los Ranchos, comparándolas con los metabasaltos del Complejo Río Verde.





3.2.4. Complejo Duarte

Las características geoquímicas de las rocas volcánicas del Complejo Duarte están recogidas en las Fig. 3.2.6 a 9. Composicionalmente gradúan entre picritas, con incluso >25 wt% MgO, basaltos ricos en Mg y basaltos. En base a los valores Nb/Y-Zr/TiO₂, las muestras de la unidad inferior y superior se clasifican como subalcalinas transicionales y alcalinas, respectivamente. En diagramas de Harker (Escuder Viruete, 2004), con el descenso en MgO, hay un aumento en SiO₂, Fe₂O_{3T}, álcalis y TiO₂; y un descenso en Cr y Ni. El Al₂O₃ y CaO aumentan ligeramente hasta alcanzar un máximo a unos 6-7 wt% MgO, decreciendo en los basaltos ya evolucionados. Estas tendencias son atribuidas a la fraccionación y/o acumulación de olivino, Cr-espinela, clinopiroxeno y plagioclasa, siendo los altos contenidos en MgO debidos a que se trata de cumulos de cristales. Todas las rocas muestran anomalías positiva en Nb-Ta y negativa en Th en un diagrama multielemental normalizado respecto al manto primordial, con un enriquecimiento en LREE y empobrecimiento en HREE-Y, característico de los basaltos de isla oceánica.

Sin embargo, en base al contenido en TiO₂ y las relaciones de elementos traza e isotópicas, se identifican cuatro tipos geoquímicos (Escuder Viruete *et al.*, 2007a): basaltos ricos en Mg y pobres en Ti (tipo Ia); picritas ricas en Ti y basaltos ricos en Mg (tipo Ib); picritas, ferropicritas y basaltos ricos en LREE (tipo II); y basaltos ricos en Ti y LREE (tipo III). En la litoestratigrafía del Complejo Duarte, los tipos Ia y Ib aparecen intercalados en los niveles más bajos de la unidad inferior, el tipo II forma la principal acumulación de lavas de la unidad inferior, y el tipo III aparece exclusivamente en la unidad superior.

Basaltos ricos en Mg y pobres en Ti (tipo Ia). Este grupo está representado por los flujos máficos y brechas autoclásticas de la base del complejo. En la Fig. 3.2.6 presentan composiciones similares a las komatiitas basálticas y están poco o nada fraccionadas (Mg#=71-54), con contenidos en TiO₂ entre 1,0 y 1,7 wt%. El patrón de REE extendido (Figs. 9 y 10) es muy similar a basaltos de isla oceánica actuales, para similares abundancias absolutas. Presentan LREE planas o ligeramente enriquecidas ([La/Nd]_N=0,98-1,5), ligera anomalía positiva en Nb, negativa en Zr, y empobrecimiento en HREE e Y ([Sm/Yb]_N=1,9-3,0; promedio 2,55). Los valores de (ε_{Nd})_t obtenidos son de +6,5 (t=120 Ma), sugieren una fuente dominada por un manto empobrecido.

Picritas ricas en Ti y basaltos ricos en Mg (tipo Ib). El grupo incluye los flujos máficos masivos y bandeados, cumulos y brechas autoclásticas de la unidad inferior. Tienen una

composición de komatiitas basálticas y no están fraccionadas ($Mg\#=76-71$), debido a su carácter cumulado. Los diagramas extendidos de REE son semejantes entre muestras y difieren del tipo Ia por el mayor contenido en Ti (2,1-2,6 wt%) y de abundancia absoluta de REE a similar $Mg\#$. Presentan distribución plana o un ligero enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=1,0-1,26$), ligera anomalía positiva en Nb, negativa o positiva en Zr (y Hf), y empobrecimiento en HREE-Y ($[Sm/Yb]_N=2,8-3,1$). El $(\epsilon_{Nd})_i$ gradúa de +6,2 a +6,6, sugiriendo una fuente dominada por manto empobrecido.

Picritas, ferropicritas y basaltos ricos en LREE (tipo II). El grupo está dominado por picritas, ferropicritas ($FeO_T > 15$ wt%) y ankaramitas, generalmente cumulosos, y por intercalaciones de basaltos ricos en Mg en la unidad inferior. Su composición en elementos mayores gradúa entre komatiitas basálticas y Fe-toleitas, extendiéndose a composiciones más fraccionadas ($Mg\#=70-48$) que los tipos Ia y Ib. El contenido en TiO_2 es intermedio (1,6-2,1 wt%), pero mayor que en el tipo Ia para un valor dado de MgO . Los diagramas de REE son subparalelos entre muestras y muestran un enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=1,2-1,4$) y empobrecimiento en HREE ($[Sm/Yb]_N=2,4-3,4$; promedio 3,0), con anomalías positivas en Nb y negativa en Th. Los valores de $(\epsilon_{Nd})_i = +6,2$ y $+6,3$ son compatibles con una fuente mantélica empobrecida, pero el mayor contenido en TiO_2 y relación $[Sm/Yb]_N$ sugiere que fue más enriquecida que la del tipo Ia.

Basaltos ricos en Ti y LREE (tipo III). El grupo incluye los basaltos medianamente alcalinos de la unidad superior. Se trata de toleitas ricas en Fe que evolucionan a las composiciones más fraccionadas ($Mg\#=61-17$). Con el enriquecimiento en TiO_2 (2,8-4,0 wt%) las lavas de tipo III están enriquecidas en Fe ($Fe_2O_{3T}=11,8-15,2$ wt%), resultando basaltos ferrotitanados. A similar $Mg\#$, estas rocas presentan mayor abundancia en LREE y HREE que el tipo II, caracterizándose por un fuerte enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=1,4-2,0$) y empobrecimiento en HREE ($[Sm/Yb]_N=3,0-3,9$). Presentan variables anomalías positivas en Eu y Ti, relacionadas con la acumulación de plagioclasa y óxidos Fe-Ti. Estos patrones son típicos de basaltos alcalinos de isla oceánica. Los valores obtenidos de $(\epsilon_{Nd})_i$ de +5,07 y +5,17 son compatibles con una fuente mantélica empobrecida, pero relativamente más enriquecida que la de los tipos I y II (o menor grado de fusión parcial).

En resumen, la diversidad composicional de elementos traza incompatibles e isótopos de Nd presente en las rocas del Complejo Duarte es consistente con fuentes mantélicas relacionadas con una pluma heterogénea. Los modelos de fusión del manto desarrollados por Escuder Viruete et al. (2007) sugieren que la fusión temprana extensiva (10-20%) de un

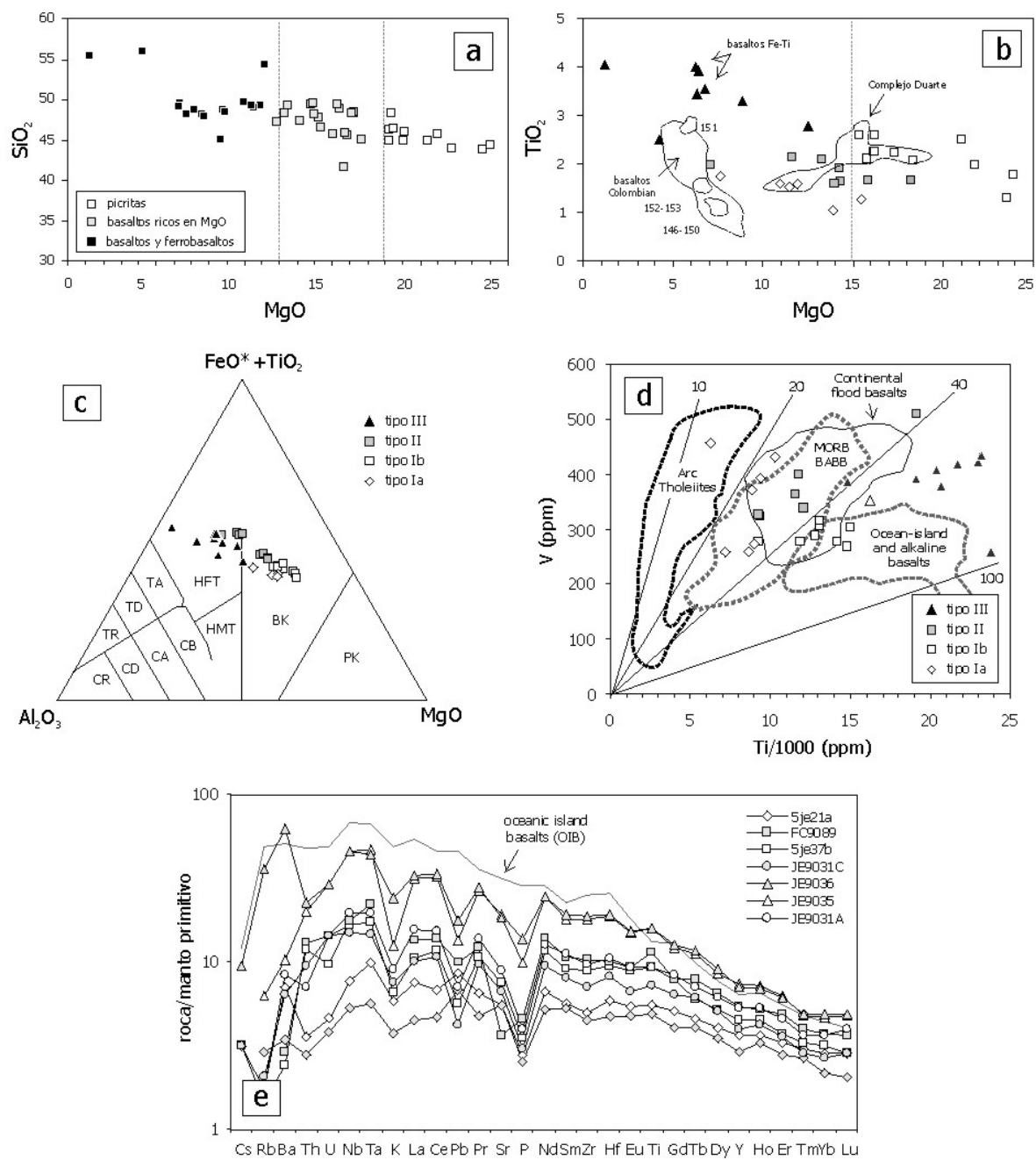
manto somero da lugar a la formación de los magmas relativamente emobrecidos de los grupos I y II, mientras que los magmas tardíos más enriquecidos del grupo III fueron producto de tasas bajas de fusión (<3%) de un manto profundo. Por lo tanto, las fuentes mantélicas fueron con el tiempo más enriquecidas y profundas. Las edades Cenomanenses obtenidas en las anfibolitas foliadas del Complejo Duarte demuestran una edad más antigua para el protolito, probablemente Albiense (>96 Ma). Por lo tanto, el Complejo Duarte representa una etapa de construcción del Plateau oceánico Caribeño-Colombiano durante el Cretácico Inferior. Sin embargo, como se observa en la Fig. 3.2.9, este evento es geoquímicamente distinto al del Cretácico Superior. Por otro lado, los diques doleríticos intrusivos sin-cinemáticamente en la zona de cizalla del Río Guanajuma, datada en $93,9 \pm 1,4$ y $95,8 \pm 1,9$ Ma por Ar-Ar en Hbl (Escuder Viruete et al., 2007c), poseen unas similares características geoquímicas de pluma (Fig. 11), particularmente con los basaltos de la unidad superior. Por lo tanto, los últimos magmas de este evento podrían ser ligeramente más jóvenes.

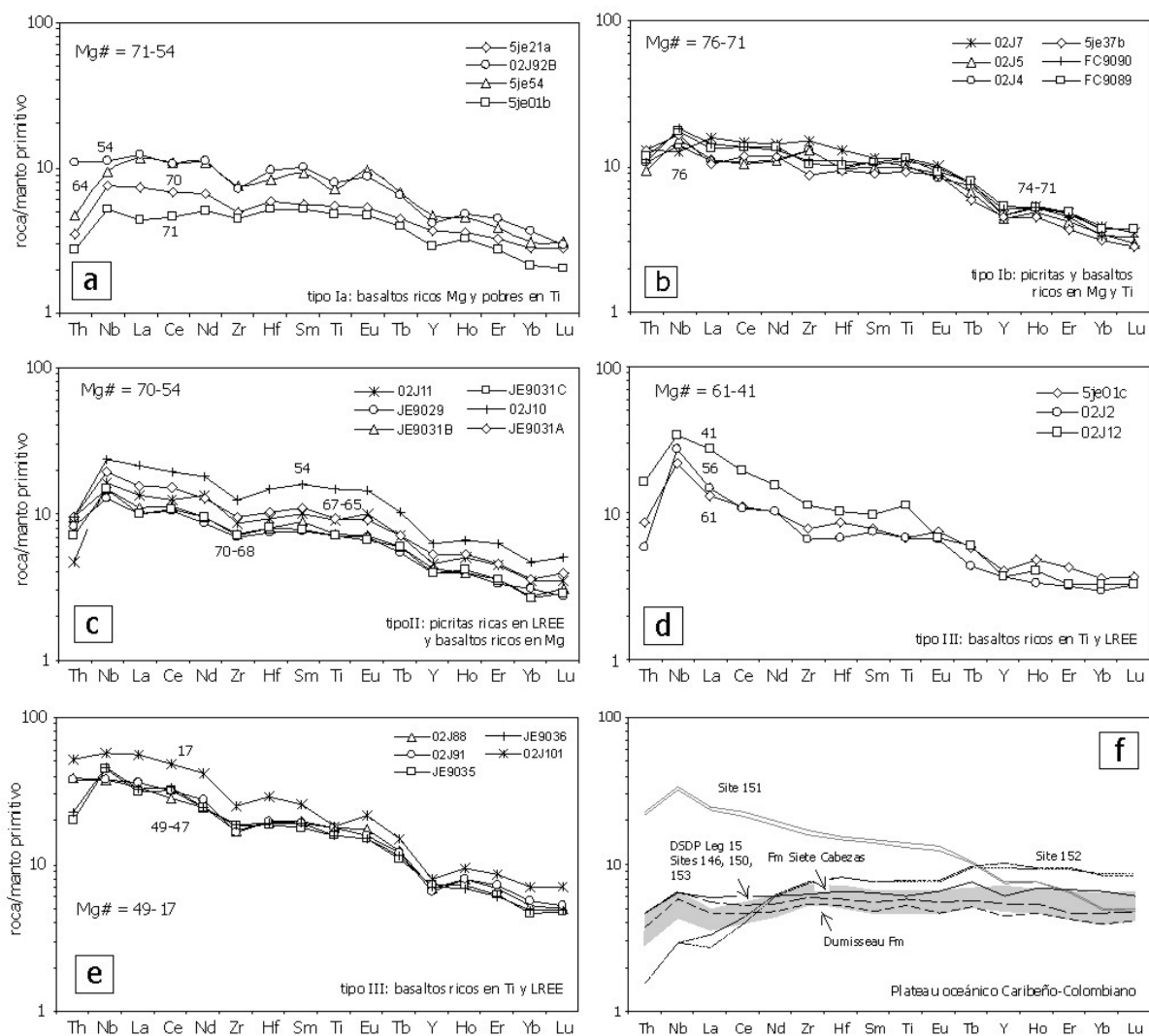
Fig. 3.2.6 Características geoquímicas del Complejo Duarte. (a) y (b) Diagramas de SiO_2 y TiO_2 frente al MgO de las picritas, basaltos magnesianos y basaltos estudiados (Escuder Viruete et al., 2007), mostrando como comparación los campos composicionales de las muestras incluidas en Lapierre et al. (1997), los basaltos obtenidos en los Sites 146, 150, 151, 152 y 153 del DSDP Leg 15, y los basaltos Colombianos (Kerr et al., 1997a, 2002); (c) Diagrama de Jensen (1976); (d) Diagrama Ti-V de Shervais (1983); y (e) Diagrama multielemental normalizado respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).

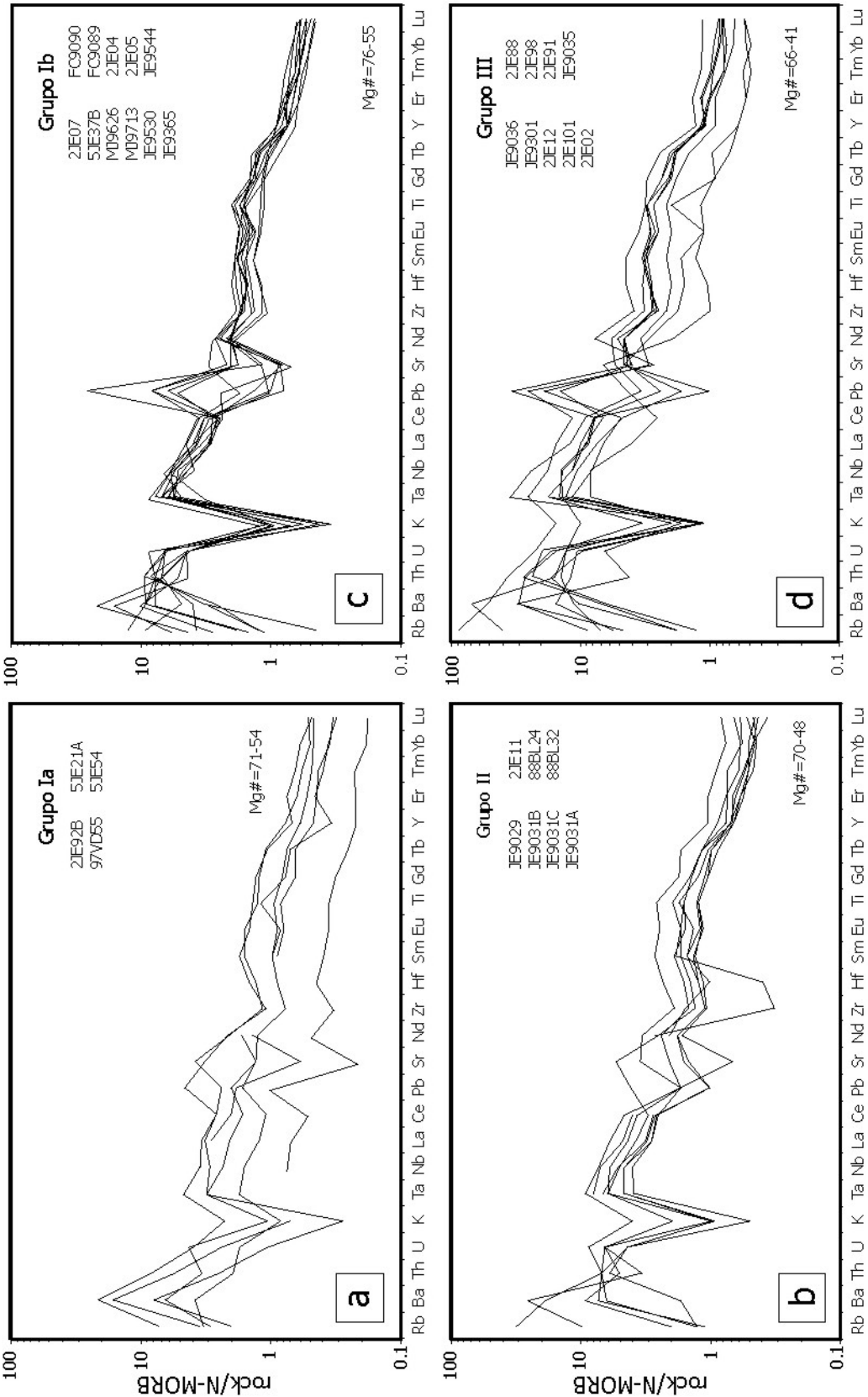
Fig. 3.2.7. (a) a (f) Diagramas de REE extendidos para los diversos grupos geoquímicos del Complejo Duarte definidos en el texto. En (f) se incluyen como comparación los campos composicionales de los basaltos de los Sites 146, 150, 151, 152 y 153 del DSDP Leg 15, y del Plateau oceánico Caribeño-Colombiano (Kerr et al., 1997a, 2002). Ver explicación en el texto.

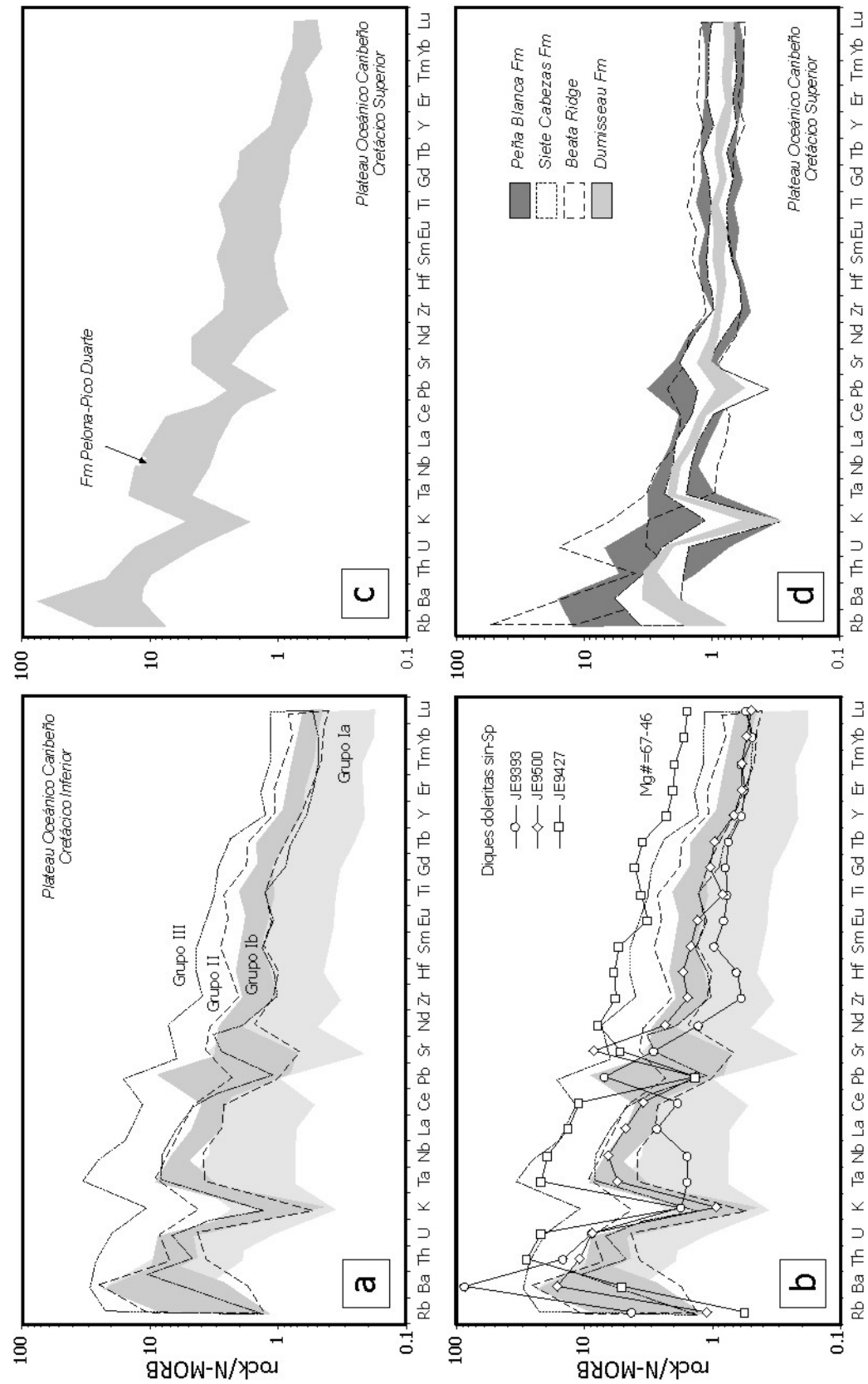
Fig. 3.2.8. (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de los diferentes grupos geoquímicos del Complejo Duarte.

Fig. 3.2.9. (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de los diferentes grupos geoquímicos del Complejo Duarte, de los diques doleríticos sin-esquistosos (sin-Sp) intrusivos en el complejo, y de las unidades del Plateau Oceánico Caribeño del Cretácico Superior en La Española.









3.2.5. Magmatismo de arco. Grupo Tireo

En la Hoja de La Vega, gran parte de las rocas del Grupo Tireo están variablemente deformadas y metamorfozadas. En la caracterización geoquímica de las rocas ígneas del Grupo Tireo que sigue a continuación se omite para simplificar el prefijo “meta-“. Dicha caracterización está basada en muestras que mejor representan la composición de un fundido. Por ello, los flujos de basaltos masivos afíricos y los diques sin-volcánicos basálticos o doleríticos representan la mejor estimación de un líquido ya que no contienen comúnmente abundantes fenocristales. En las brechas volcánicas, los clastos centimétricos de basaltos y andesitas afíricas homogéneas se interpreta también representan la composición de un fundido. Las tobas monogenéticas vitreas y líticas de grano grueso fueron también analizadas con el fin de comparar su composición, seleccionándose después de su estudio petrográfico. Las doleritas y microgabros poseen un patrón de elementos traza muy similar al de las rocas volcánicas máficas, sugiriendo que los posibles minerales acumulados han preservado las abundancias relativas de elementos trazas características de los magmas de los cuales derivan. Los resultados geoquímicos del muestreo se han representado en diagramas geoquímicos apropiados e incluidos en las Figs. 3.2.10 a 15.

En las figuras, las rocas ígneas del Grupo Tireo gradúan entre términos de basaltos ricos en Fe a andesitas, dacitas y riolitas toleíticas, con algunas composiciones de komatiitas basálticas (andesitas magnesianas) y de basaltos calco-alcalinos. Presentan contenidos pobres en K y, los términos más diferenciados, medios en K, para contenidos generalmente bajos en TiO_2 (<0,8 wt%), aunque los álcalis están probablemente movilizados por la alteración y el metamorfismo. En base a las relaciones de elementos inmóviles Nb/Y-Zr/ TiO_2 , las muestras del Grupo Tireo se clasifican globalmente como subalcalinas y, menos frecuentes, transicionales (basaltos ricos en Nb), graduando desde términos basáltico andesíticos a riolíticos. En el diagrama FeO^*/MgO frente al SiO_2 , las rocas máficas caen tanto en el campo toleítico como calco-alcalino, así como en los campos de las series de arco pobres, medias y ricas en Fe (Arculus, 2001).

En el diagrama V-Ti caen en el campo de las toleitas de arco y en el de los basaltos calco-alcalinos, mostrando algunas rocas afinidad boninitica, con relaciones $\text{Ti/V} < 10$. En diagramas de Harker, con el aumento en SiO_2 , desciende el Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, TiO_2 y CaO; y con el descenso en MgO también desciende el Fe_2O_{3t} , Ni y V. Estas tendencias son compatibles con la cristalización fraccionada de la plagioclasa, ferromagnesianos (olivino y clinopiroxeno) y óxidos de Fe-Ti. El aumento en las rocas menos fraccionadas de V y TiO_2

con el descenso en Mg# sugiere una afinidad toleítica, aunque en las muestras más fraccionadas el TiO_2 desciende con el Mg# que es más típico de la serie calco-alcalina. Algunas muestras poseen contenidos en MgO de hasta un 15 wt%, los cuales son debidos a que se trata de magmas producto de tanto la fusión de un manto empobrecido como de cumulos de cristales. En los diagramas de elementos traza normalizado respecto a N-MORB las muestras del Grupo Tireo en general muestran un variable enriquecimiento en Th y LREE respecto a elementos HFSE tales como Nb, Ta, Zr y Hf, así como las HREE; característicos de magmas relacionados con subducción.

Sin embargo, en base a los contenidos de elementos traza, en el Grupo Tireo se incluyen rocas ígneas de una gran diversidad composicional (Escuder Viruete *et al.*, 2007b, 2008), distinguiéndose los siguientes grupos geoquímicos de rocas máficas: basaltos y andesitas toleíticas y calco-alcalinas, andesitas y basaltos magnesianos pobres en Ti, basaltos y andesitas enriquecidos en Nb; y dos grupos de rocas ácidas: dacitas y riolitas calco-alcalinas, y dacitas y riolitas adakíticas. Rocas volcánicas contemporáneas relacionadas con la actividad del arco-isla Caribeño son los basaltos del Miembro Loma La Vega (Coniacense) de la Fm Las Guayabas de la Cordillera Oriental, las cuales son también incluidas en el estudio para su comparación.

3.2.5.1 Serie de basaltos-andesitas toleíticas y calco-alcalinas

Está representada por las intercalaciones de basaltos y brechas monogenéticas de la Fm Restauración del Grupo Tireo del bloque de Jarabacoa, y los basaltos de la Fm Las Guayabas de la Cordillera Oriental. Sin embargo, la gran acumulación de tobas vítreas-líticas basáltico andesíticas de la Fm Constanza del Grupo Tireo del bloque de Jicomé posee una diferente composición geoquímica. Este grupo no está representado en el sector de Bonao. Como una serie, los basaltos y andesitas de esta serie definen una tendencia calco-alcalina de suave descenso en TiO_2 , Fe_2O_3 , Cr y Ni con el incremento de la fraccionación como es monitorizada por el MgO (o TiO_2). El contenido en TiO_2 gradúa entre 0,5 and 1,1 wt.%, siendo similar a los basaltos de la Fm Las Guayabas. Los valores en la relación La/Yb permiten distinguir las rocas toleíticas (0,9-2,0) de las calco-alcalinas (3,2-8,4, con un valor de 18,3), siendo similares a los de los basaltos del Mb Loma La Vega (6,8-11,5) y las rocas volcánicas contemporáneas de la fase III en Puerto Rico Central y Nororiental (Jolly *et al.*, 1998, 2001).

En los diagramas multielementales normalizados respecto a N-MORB de las Fig. 14, 15 y 16, se muestra el patrón general de elementos traza de la serie junto con rocas representativas del Mb Loma La Vega y de la fase III de Puerto Rico. Todas estas rocas volcánicas máficas presentan un patrón típico de magmas relacionados con subducción (Pearce and Parkinson, 1993; Woodhead et al., 1998): un enriquecimiento en los LILE (particularmente el Th) respecto a las LREE (ej. Ba/La=18-80), y ambos grupos están enriquecidos respecto a los HFSE (ej. Ba/Nb=37-460; La/Nb=2-8), dando lugar a las características anomalías de Nb-Ta ($Nb/Nb^*=0,2-0,7$). Los flujos masivos y diques sin-volcánicos toleíticos de la serie definen un patrón subhorizontal, próximo al seguido por N-MORB, aunque con anomalías negativas de Nb-Ta, HREE planas o ligeramente empobrecidas ($[La/Yb]_N=0,6-1,7$), y un variable enriquecimiento en los elementos movilizados durante la subducción tales como Th, Sr, Pb y LREE. Los basaltos del Mb Loma La Vega ($[La/Yb]_N=4,7-8,0$) presentan el moderado a fuerte enriquecimiento en LREE típico de las rocas calco-alcálinas del Grupo Tireo ($[La/Yb]_N=2,3-6,8$), aunque presentan un menor empobrecimiento en HREE, probablemente debido a una fuente mantélica menos empobrecida (o a un menor grado de fusión parcial). Jolly et al. (2001) describe un enriquecimiento en las LREE con el tiempo similar en las rocas volcánicas contemporáneas de Puerto Rico ($[La/Yb]_N=1,4-8,9$).

Consideradas en conjunto, las rocas volcánicas de esta serie representan los magmas del arco-*isla Caribeño Cretácico Superior*, en el que la variación en el patrón de empobrecimiento o de enriquecimiento intra-arco puede registrar los procesos de fusión dinámica en la cuña de manto sub-arco (Pearce et al., 1995b). Siguiendo a Jolly et al. (2006), el cambio composicional de toleítico a calco-alcálico en las lavas emitidas refleja un incremento en la proporción de sedimentos pelágicos subducidos bajo el arco.

3.2.5.2 Andesitas magnesianas pobres en Ti

Los basaltos y andesitas magnesianas pobres en Ti están representadas por los flujos y tobas máficos, intercalados con las rocas volcánicas félsicas de la Fm Restauración en el Grupo Tireo del bloque de Jarabacoa (Escuder Viruete et al., 2007b, 2008). Estas rocas se caracterizan por contenidos anómalamente altos en MgO (14,9-4,8 wt.%), Cr (978-219 ppm) y Ni (186-20 ppm) para un rango en SiO₂ de basalto-andesita. El contenido en TiO₂ es bajo y gradúa entre 0,17 y 0,54 wt.%, siendo valor que en las rocas del grupo anterior para un valor dado de MgO. El patrón de elementos traza de estas rocas es similar al de las rocas toleíticas, teniendo un consistente enriquecimiento en LREE ($[La/Yb]_N=1,7-4,9$) y pequeñas

anomalías en Nb-Ta, que pueden ser pronunciadas, pero las abundancias absolutas son menores (HREE 0,1-0,5×N-MORB) y las anomalías de Zr y Hf son mayores ($[Zr/Sm]_N=0,3-1,8$; promedio 0.78). Las muestras más primitivas pueden ser clasificadas como boninitas ricas en Ca, de acuerdo con la definición de Crawford et al. (1989), y las muestras más evolucionadas exhiben características intermedias entre las series ricas y pobres en Ca. Sin embargo, la alteración y el metamorfismo pueden haber cambiado la composición de los elementos mayores. Los contenidos bajos en TiO_2 y HREE (particularmente Yb), y las anomalías negativas en Zr y Hf sugieren que la fuente de estas rocas fue más empobrecida que la del grupo de basaltos-andesitas toleíticas y calco-alcalinas. También, su composición rica en MgO indica altas temperaturas de fusión, una fuente mantélica relativamente empobrecida y un rápido tránsito de los magmas a través de la corteza que impida su diferenciación (Falloon y Danyushevsky, 2000; Yagodinski et al., 2001).

3.2.5.3 Basaltos enriquecidos en Nb

Se trata de flujos basáltico-andesíticos identificados en la Fm Restauración, donde coexisten con dacitas ricas en Nb, Ti y, en ocasiones, en Mg relacionadas. Presentan contenidos altos en Nb (5-16 ppm), en comparación con los basaltos de arcos intraoceánicos ($Nb < 2$ ppm). El contenido en TiO_2 es medio y gradúa entre 0,7 y 1,35 wt.%, siendo mayor que en las rocas toleíticas y calco-alcalinas para un valor dado de MgO. Composicionalmente, estas rocas muestran un descenso en Fe_2O_{3T} , TiO_2 , CaO, álcalis, V, Cr y Ni; y un aumento en SiO_2 , Nb y Zr con el descenso en MgO, con valores muy similares a los basaltos ricos en Nb descritos por Defant y Drummond (1990), Maury *et al.* (1996) y Sajona *et al.* (1996). El patrón de elementos traza es similar al de las rocas máficas calco-alcalinas, pero presentan en ocasiones menores abundancias absolutas (HREE 3-5×MP), un menor enriquecimiento relativo en LREE, ausencia de una clara anomalía de Nb-Ta ($Nb/Nb^*=0,8-1,2$) y marcado empobrecimiento en HREE. Respecto a las variaciones Yb-MgO y patrón de REE se distinguen dos subtipos: I, con ligero enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=1,8-2,2$) y empobrecimiento en HREE ($[Sm/Yb]_N=1,8-2,9$); y II, con mayor enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=1,7-2,3$) y empobrecimiento en HREE ($[Sm/Yb]_N=2,4-4,1$). Estas características sugieren una fuente mantélica para el subtipo II más enriquecida que para el I. También, la fuente mantélica para los subtipos ricos en Nb fue más enriquecida que la de la serie toleítica y las andesitas magnesianas.

3.2.5.4 Rocas ácidas de la Formación Restauración: dacitas y riolitas

Las rocas ácidas del Grupo Tireo incluyen las rocas volcánicas de la Fm Restauración, los domos subvolcánicos relacionados y las intrusiones de diques de tonalitas con Hbl. Estas rocas pueden agruparse en dos tipos: dacitas-riolitas calco-alcalinas y adakitas (dacitas y riolitas ricas en Al. Las dacitas y riolitas definen junto a las andesitas magnesianas una serie de rocas de arco pobre en Ti. Todas estas rocas ácidas fraccionadas ($Mg\# = 39-23$) son pobres en K_2O ($<0,7$ wt% en riolitas), TiO_2 (0,2-0,6 wt%), P_2O_5 ($<0,1$ wt%) y Zr, en relación a las típicas rocas ácidas calco-alcalinas. Presentan valores de $(La/Yb)_N$ de 2,8-6,5 y, en general, carecen del moderado a fuerte enriquecimiento en LREE típico de las rocas ácidas calco-alcalinas, por lo que se interpreta poseen una afinidad transicional. No obstante, en el diagrama FeO^*/MgO frente al SiO_2 caen tanto en el campo calco-alcalino junto a las adakitas. Presentan patrones de REE ligeramente enriquecidos en LREE ($[La/Nd]_N = 1,7-2,1$), o empobrecidos en HREE e Y ($[Sm/Yb]_N = 1,3-3,2$), para abundancias absolutas bajas (HREE 3-5×MP). Poseen en ocasiones una ligera anomalía negativa en Nb ($Nb/Nb^* = 0,5-1,5$) y contenidos de TiO_2 entre 0,15 y 0,7 wt%.

Composicionalmente, las adakitas son dacitas y riolitas ricas en Al_2O_3 (12-18 wt%). Además, se distinguen por (Martin, 1999): (1) contenidos altos en La pero bajos en Yb, resultando unas REE extremadamente fraccionadas ($[La/Yb]_N = 11-32$); (2) contenidos relativamente altos en TiO_2 (0,3-0,9 wt%), Fe_2O_3 , MgO (0,4-5,3 wt%), Cr (116-308 ppm) y Ni (15-49 ppm); (3) pequeñas anomalías en Eu; y (4) generalmente anomalías negativas pronunciadas en Nb-Ta, Ti, Sc y V ($Nb/Nb^* = 0,2-0,7$). Los diques de tonalitas con Hbl intrusivos en el Grupo Tireo presentan un patrón de REE muy similar a las adakitas (Fig. 17), lo que sugiere que se trata de sus equivalentes intrusivos. De acuerdo con Drummond *et al.* (1996), Yogodzinski *et al.* (2001) y Rapp *et al.* (2003), las adakitas pueden representar fundidos de la lámina oceánica que subduce, dejando un residuo de anfibolitas con granate o de eclogitas con anfíbol. Las dacitas-riolitas no adakíticas son fundidos formados a baja P (<8 kbar) de rocas máficas en los niveles corticales bajos de un arco intraoceánico.

Consideradas en conjunto, la asociación espacial temporal de adakitas, andesitas magnesianas y basaltos ricos en Nb, colectivamente define un cambio en la composición de las lavas emitidas relacionadas con subducción en el arco-isla Caribeño (Escuder Viruete *et al.*, 2007 b). El cambio de vulcanismo tuvo lugar en el límite Turoniense-Coniacense (~89 Ma) y continuó en el Santoniense y Campaniense Inferior.

Fig. 3.2.10 (páginas siguientes). Características geoquímicas del Grupo Tireo. (a) Diagrama de Nb/Y frente a Zr/TiO₂, mostrando como comparación los campos composicionales de los grupos BABB, E-MORB y BPPD; (b, c, d y e) Covariation of SiO₂ con FeO*/MgO y Al₂O₃. En las figuras, las rocas del Grupo Tireo son comparadas con series Cenozoicas de andesitas ricas en MgO de SO Japón y O Aleutianas. También se indican los vectores de cristalización fraccionada (fc) para el olivino (ol), ortopiroxeno (opx), clinopiroxeno (cpx), anfíbol pargasítico (hb), y plagioclasa (An₈₀), determinados para una composición andesítica magnesiana promedio. También se muestran los campos de fusión anhidra por deshidratación e hidratada (fusión de KLB-1 a 1100°C y 1,0 GPa, Hirose, 1997), los fundidos experimentales (Rapp et al., 1999) de basaltos anfíbolíticos (AB-1) a 3,2 y 3,8 GPa a 1100°C, y las venas de vidrio que representan fundidos de la lámina subducida (Schiano et al., 1995).

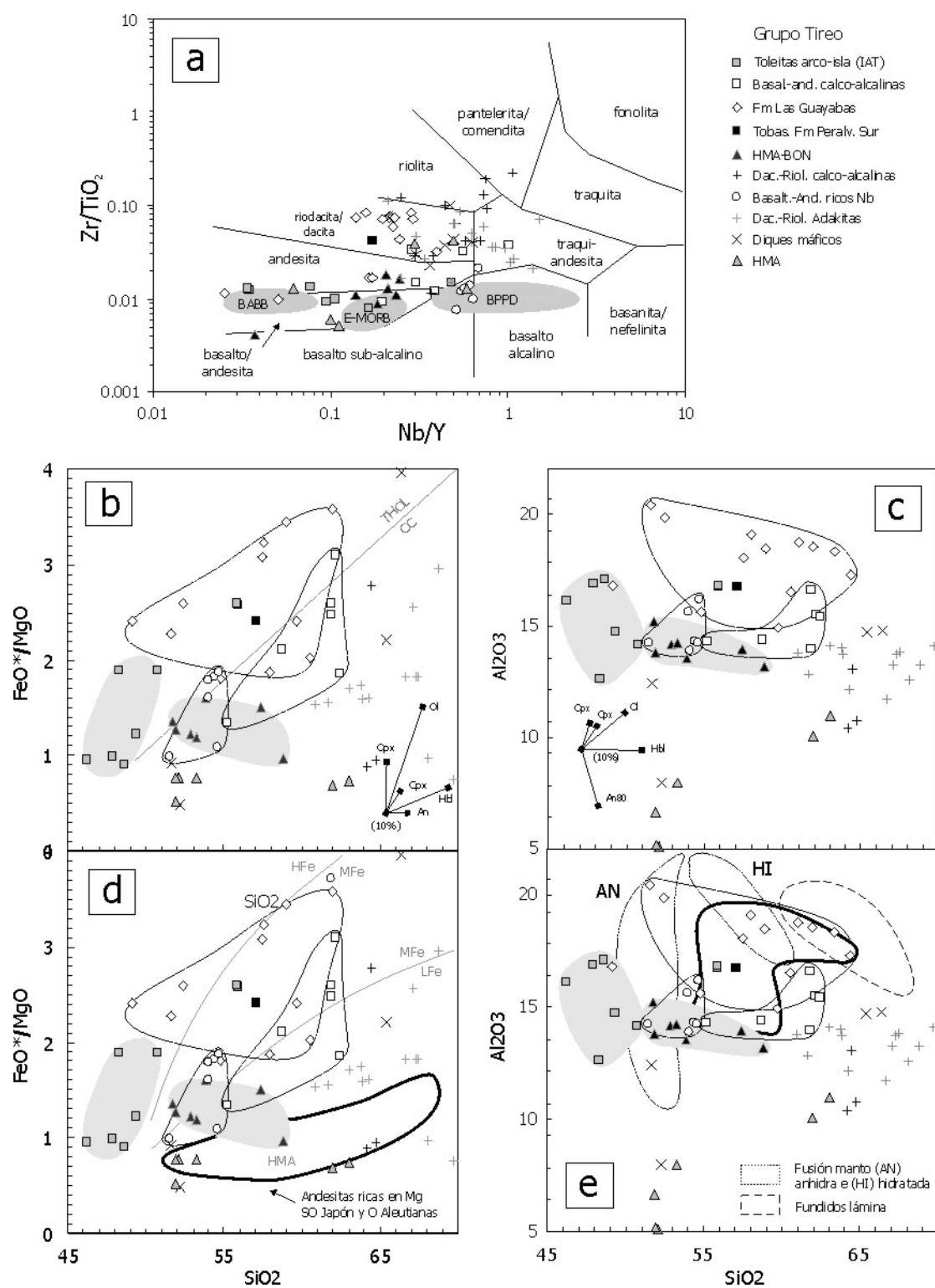
Fig. 3.2.11. Características geoquímicas del Grupo Tireo. (a, b, c y d) Diagramas de SiO₂, TiO₂, Nb y Fe₂O₃ frente al MgO, mostrando como comparación los campos composicionales de los grupos BABB, E-MORB y BPPD; (e) Diagrama Y-Nb/Th; y (f) Diagrama Y-Zr/Nb.

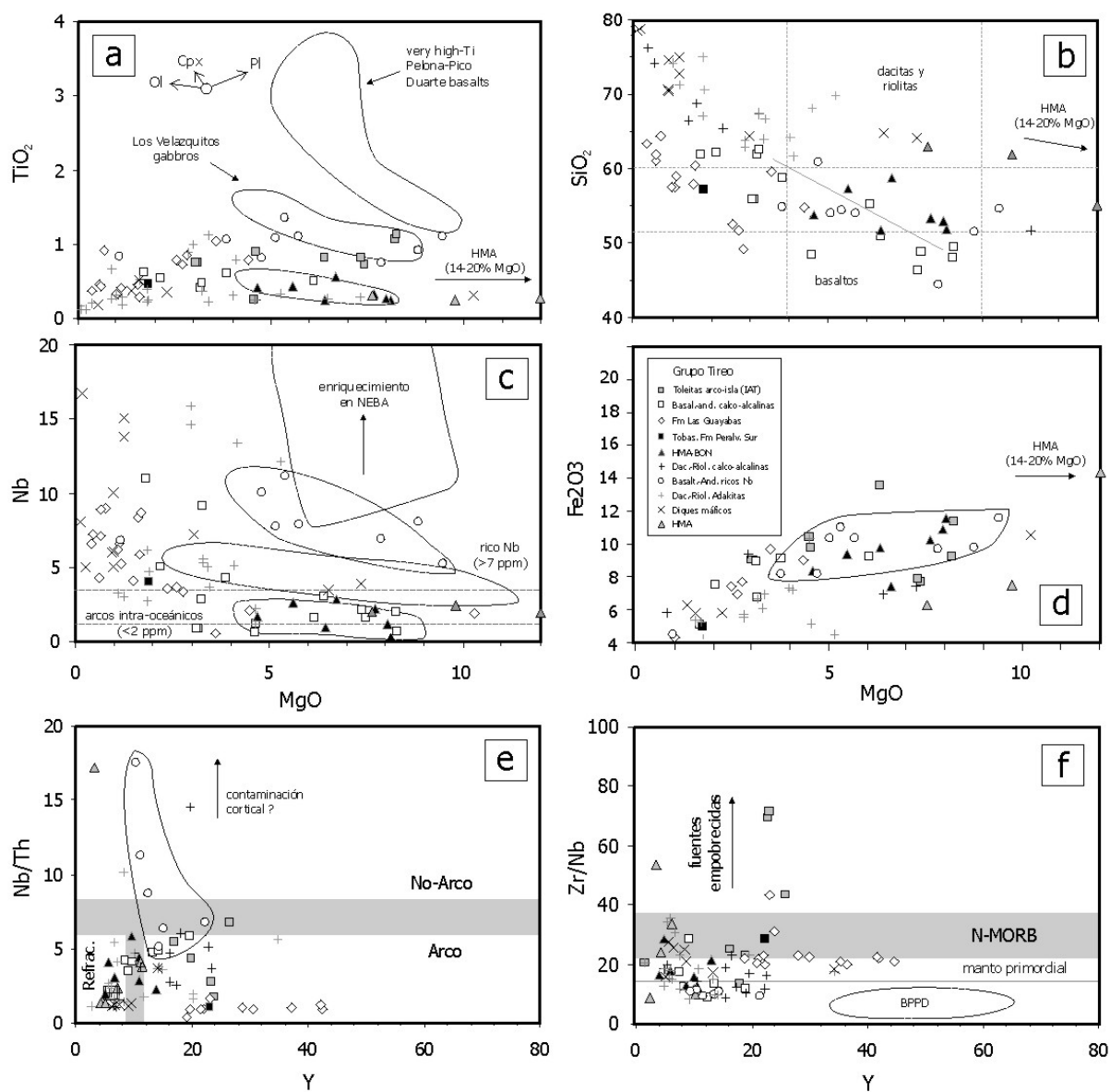
Fig. 3.2.12. (a, b y c) Diagramas de Jensen (1976); (d) Diagrama Ti-V de Shervais (1983); y (e) Diagrama para rocas adakitas.

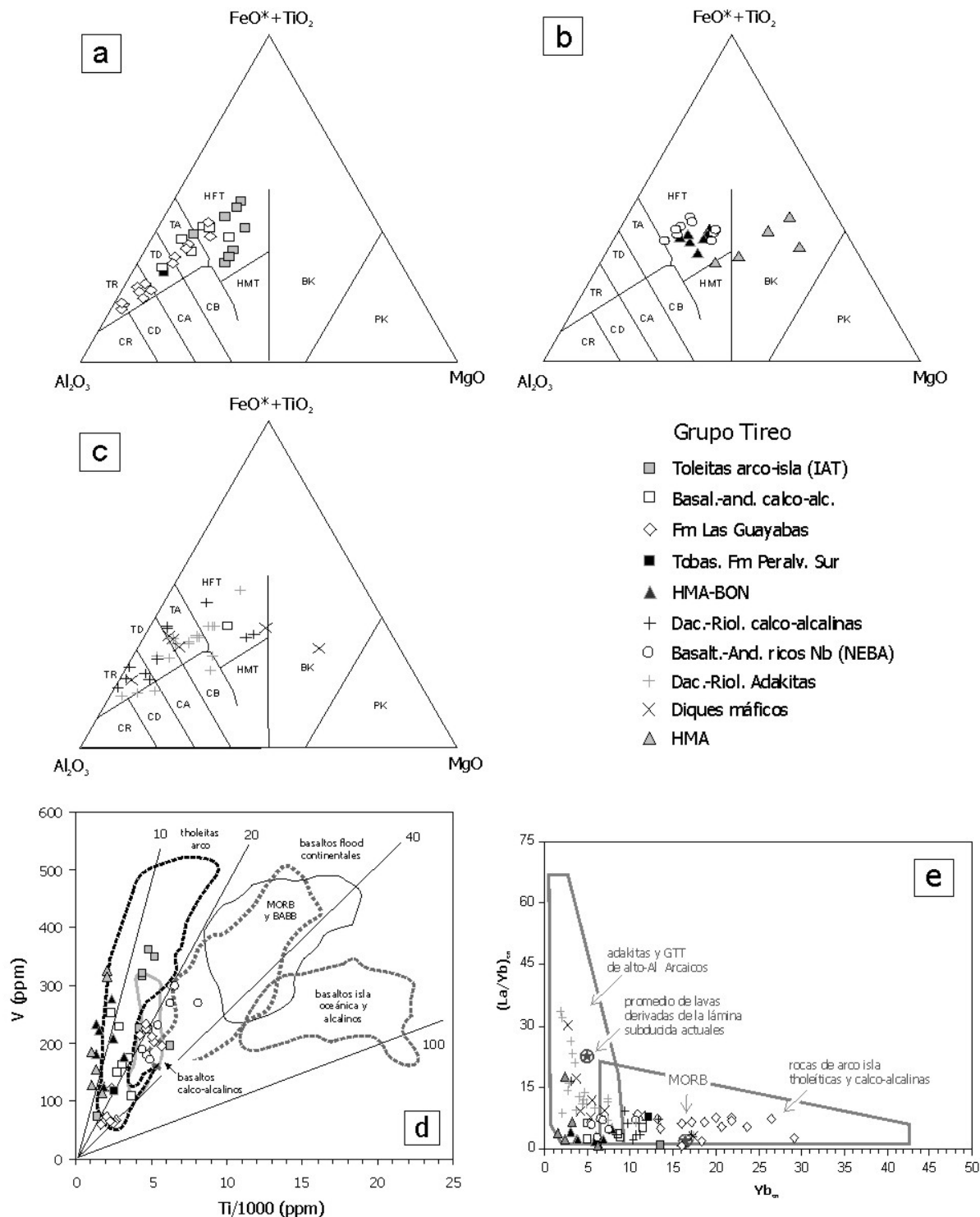
Fig. 3.2.13. (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para los diversos grupos geoquímicos del Grupo Tireo.

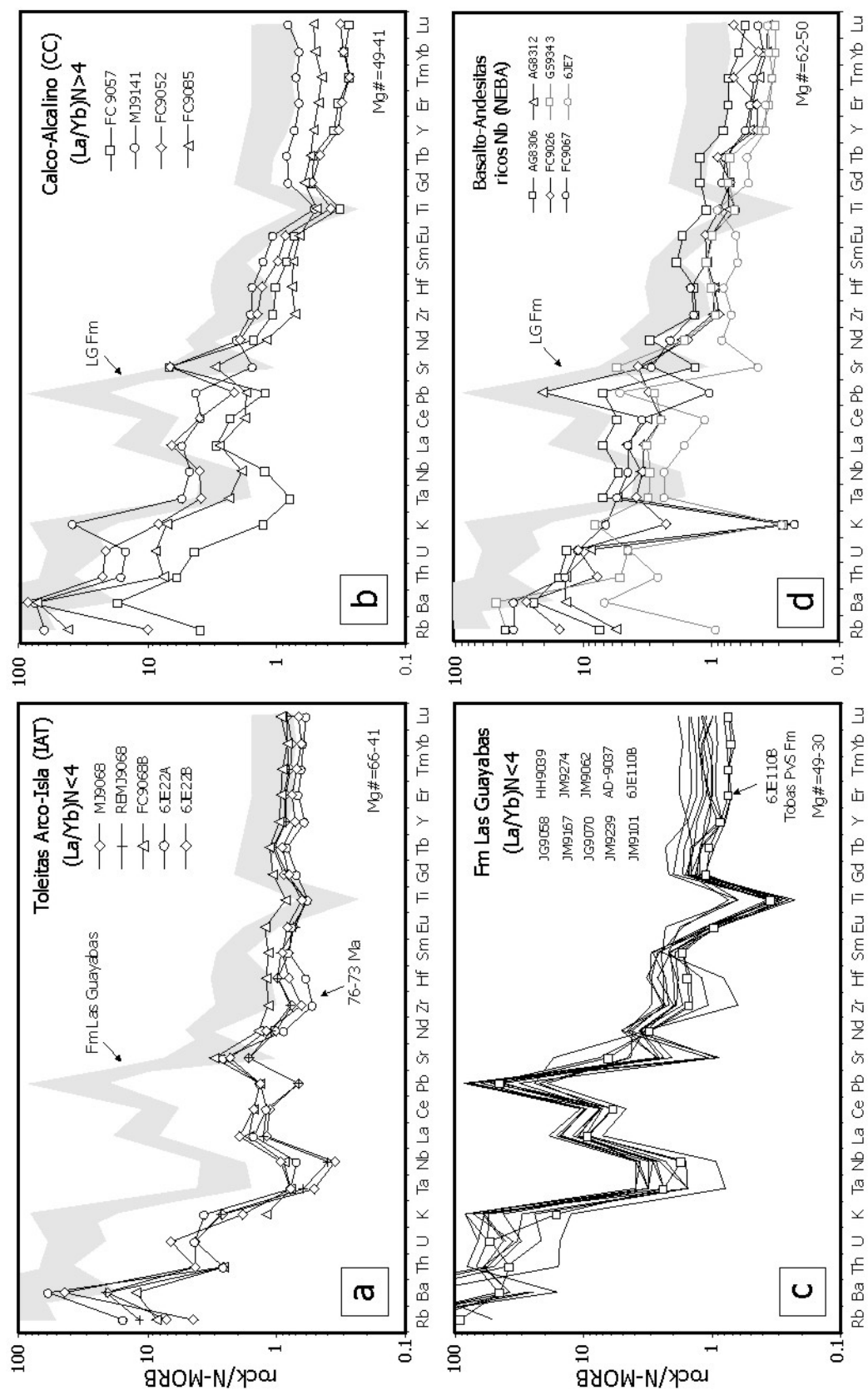
Fig. 3.2.14. (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para los diversos grupos geoquímicos del Grupo Tireo.

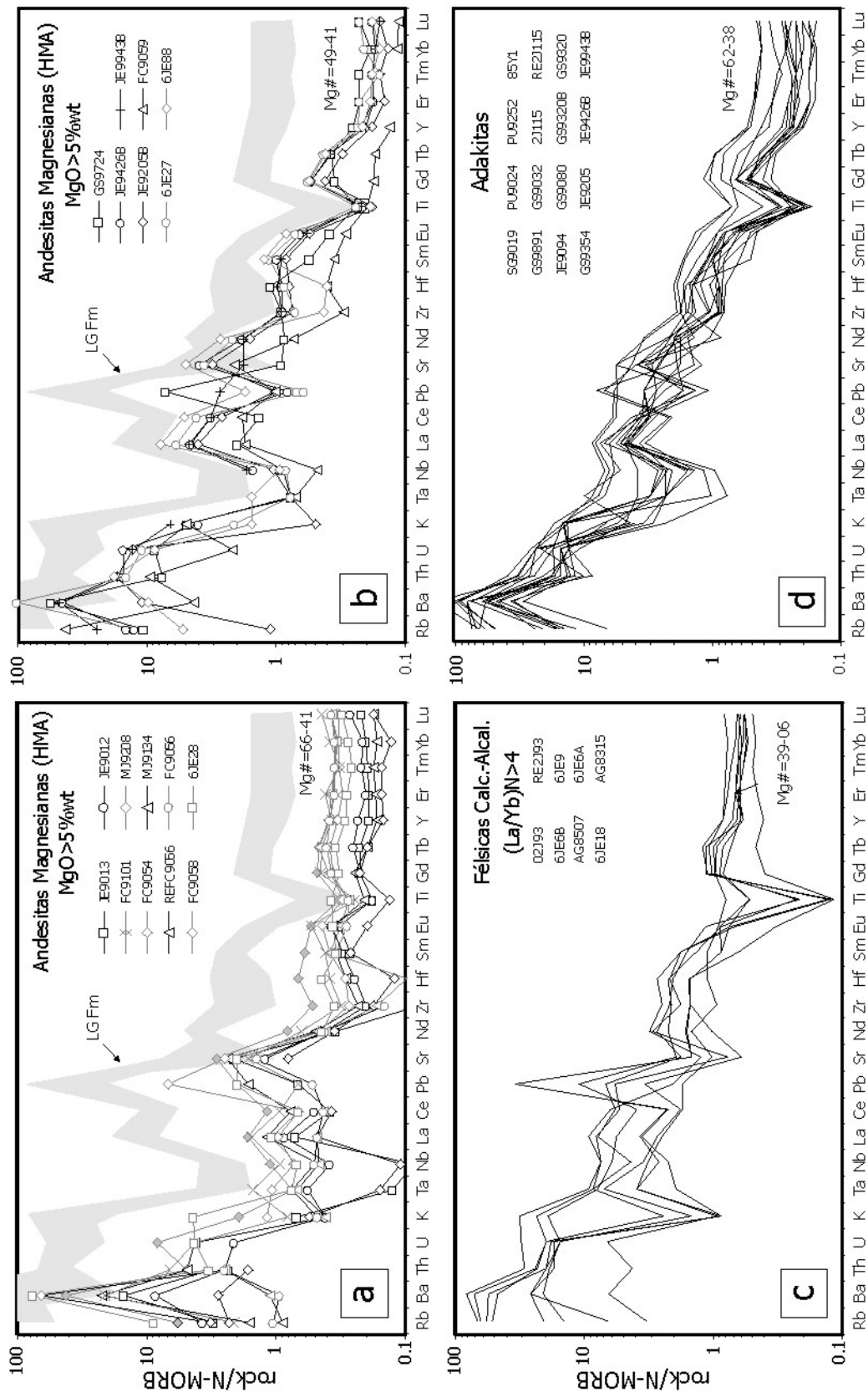
Fig. 3.2.15. (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para los diversos grupos geoquímicos de adakitas y tonalitas de los batolitos de afinidades adakíticas, comparadas con diferentes tipos genéticos de adakitas.

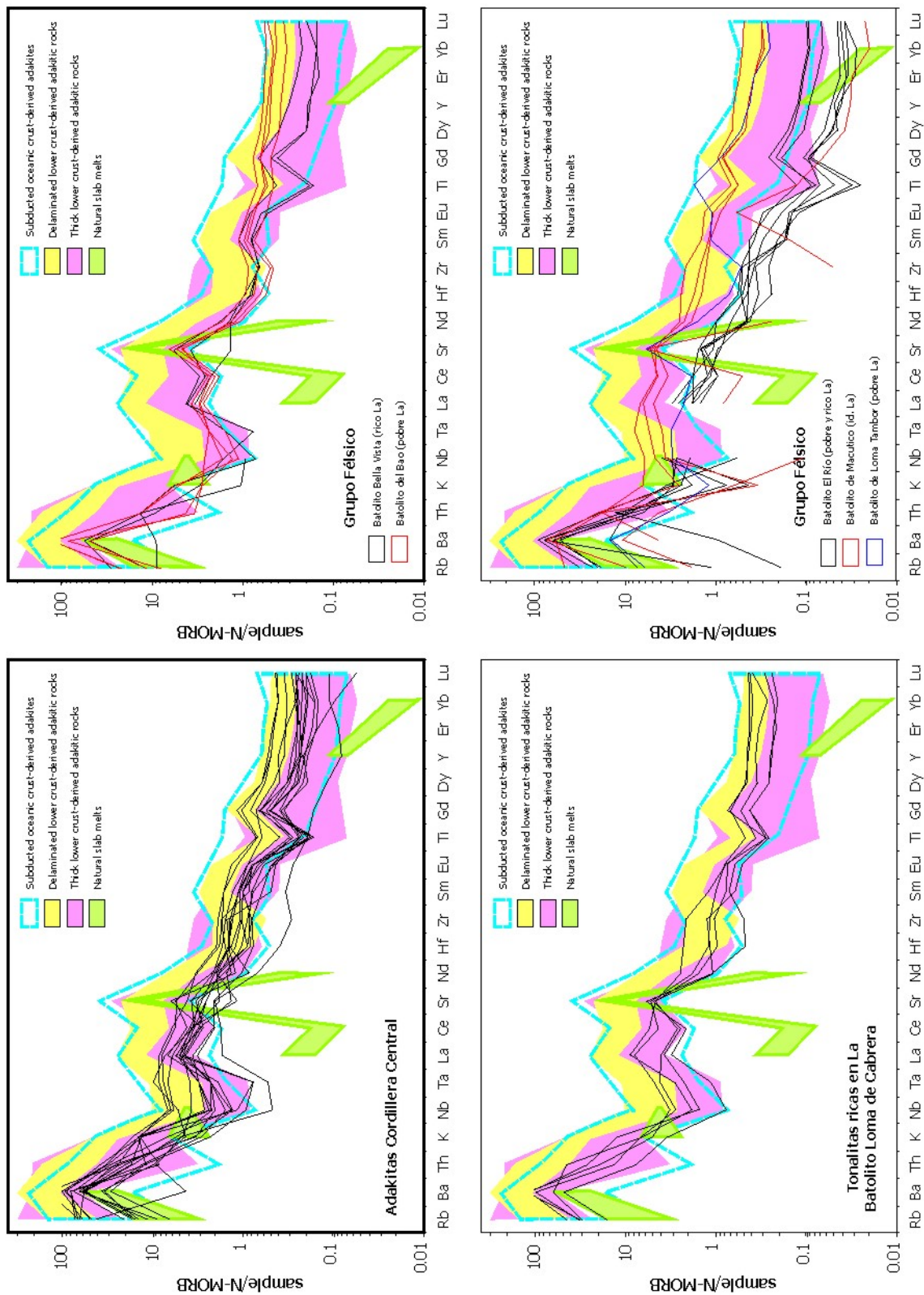












3.2.6 Gabros de Los Velazquitos

Los gabros y diques doleríticos relacionados de Los Velazquitos constituyen una serie ígnea intrusiva, cuyas características geoquímicas quedan representadas en las Figs. 3.2.16 a 18. Espacialmente intruyen exclusivamente en el sector NE del bloque de Jarabacoa, particularmente en la asociación de Loma La Monja. Temporalmente se relacionan con los basaltos de la Fm Peralvillo Sur del área de Bonao y una familia de diques y sills relacionados, intrusivos en la Peridotita de Loma Caribe. Sus composiciones geoquímicas han sido también representadas como comparación. Estos gabros presentan un rango muy restringido en SiO_2 , entre 50,2 y 53,8 wt.%, para contenidos en TiO_2 entre 0,8 y 1,5 wt.%. En el diagrama Nb/Y vs. Zr/ TiO_2 se clasifican como basaltos andesíticos subalcalinos, agrupándose a relaciones Nb/Y muy bajas junto a las muestras de la Fm Peralvillo Sur y los diques y sills intrusivos en la Peridotita de Loma Caribe. En los diagramas de Word (1980) caen en el campo de basaltos N-MORB, con algunas muestras desplazadas hacia el campo de las rocas de arco toleíticas. En el diagrama V-Ti caen en el límite entre los campos de las toleitas de arco y en el de los basaltos N-MORB y BABB, mostrando generalmente relaciones Ti/V entre 15 y 25. Aunque poseen valores de la relación Nb/Th altas, los de la relación Zr/Nb indican fuentes mantélicas empobrecidas, típicas de magmas de arco.

Estos gabros muestran un aumento en SiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$, álcalis, TiO_2 , Zr y Nb, y un descenso en Cr y Ni con el descenso en MgO. Al_2O_3 y CaO aumentan ligeramente hasta alcanzar un máximo de 7-8 wt.% MgO, para descenden entonces en los basaltos evolucionados. Estas tendencias son toleíticas y pueden ser atribuidas a la fraccionación a baja presión de olivino más Cr-espinela, plagioclasa y clinopiroxeno (Tribuzio et al., 2000), la cual es compatible con la mineralogía observada. Los gabros son más ricos en Ti que las rocas del Grupo Tireo, definiendo una tendencia de medio Ti, pero son menos titaníferos que los basaltos de las Fms Pelona-Pico Duarte y Magua. Los contenidos en Nb son bajos (<3 ppm), típicos de magmas de arco intraoceánicos. En los diagramas multielementales normalizado respecto a N-MORB todas las muestras presentan un patrón de HREE plano ($[\text{Sm}/\text{Yb}]_{\text{N}}=0,9-1,1$) y un ligero empobrecimiento en LREE ($[\text{La}/\text{Nd}]_{\text{N}}=0,6-0,98$), característico de basaltos de dorsal meso-oceánica (N-MORB; Natland, 1991). Relativo a N-MORB, sin embargo, estas rocas presentan anomalías negativas de Nb-Ta y mayores abundancias de LILE tales como Rb, Ba, K, Pb y Sr. Los patrones de elementos traza de los gabros de Los Velazquitos son subparalelos a los de las toleitas de arco isla del Grupo Tireo y de la fase volcánica III contemporánea en Puerto Rico, aunque estas rocas volcánicas del arco Caribeño son más enriquecidas en Th, LILE y LREE. Por su geoquímica transicional entre IAT y N-MORB y

débil signatura relacionada con subducción, estos gabros y doleritas se interpretan formadas en un contexto de fragmentación tectónica intraarco o en una cuenca de tras-arco posiblemente inmadura. La alta relación Zr/Nb de estas rocas sugiere una fuente más empobrecida que la de N-MORB.

Igualmente, las rocas volcánicas de la Fm Peralvillo Sur presentan características típicas de basaltos de cuenca de tras-arco (e.g. Hawkins, 1995). Una débil signatura subductiva está indicada en ellos por valores de relaciones Nb/Th entre 8-16. Estas características sugieren que la fuente de la Fm Peralvillo Sur fue similar a la de los gabros de Los Velazquitos del área de La Vega y ligeramente más empobrecida que la de N-MORB. Esta fuente fue más empobrecida que la de las rocas de arco del Grupo Tireo y, particularmente, del Mb Loma La Vega de la Fm Las Guayabas de la Cordillera Oriental.

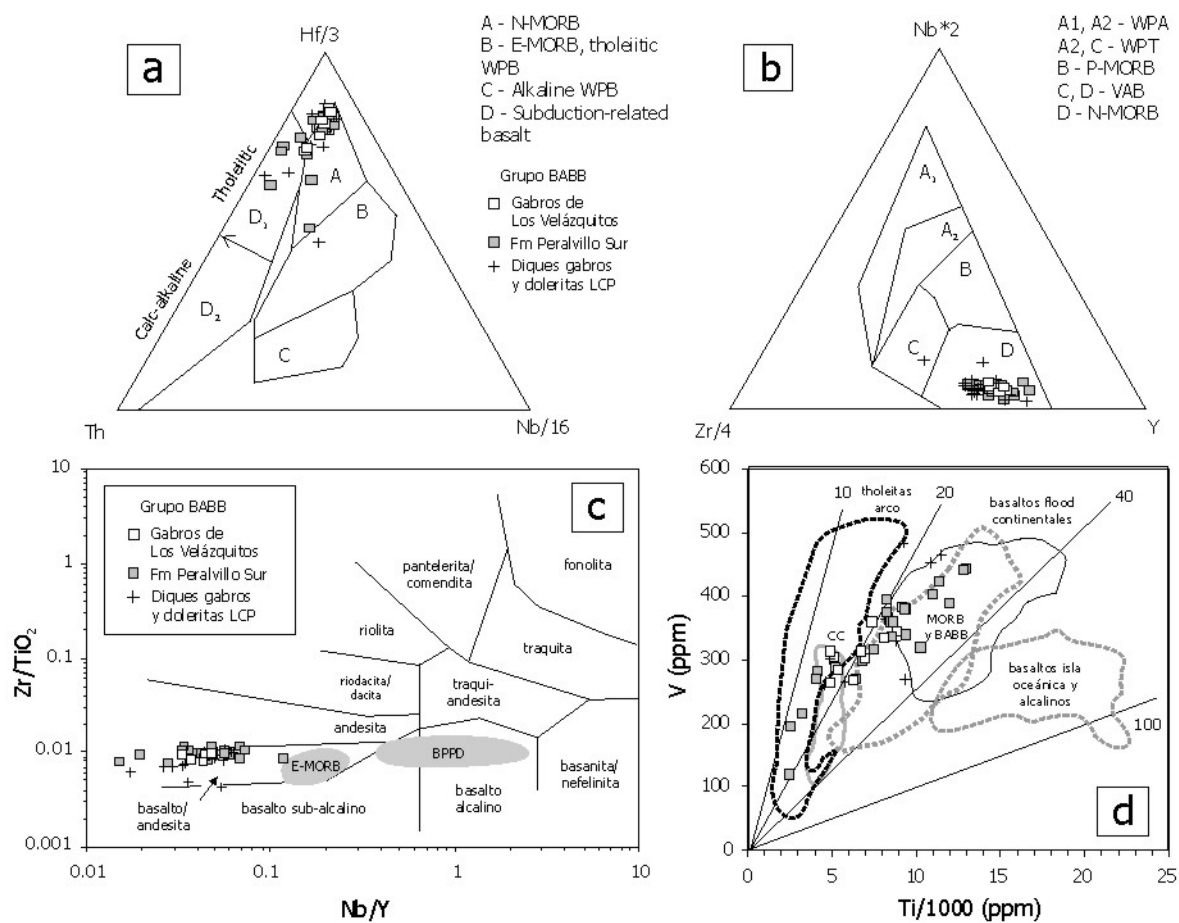


Fig. 3.2.16. (a y b) Diagramas de Wood (1980); (c) Diagrama Nb/Y frente a Zr/TiO₂ mostrando los campos composicionales del grupo E-MORB y de los BPPD; y (d) Diagrama Ti-V de Shervais (1983).

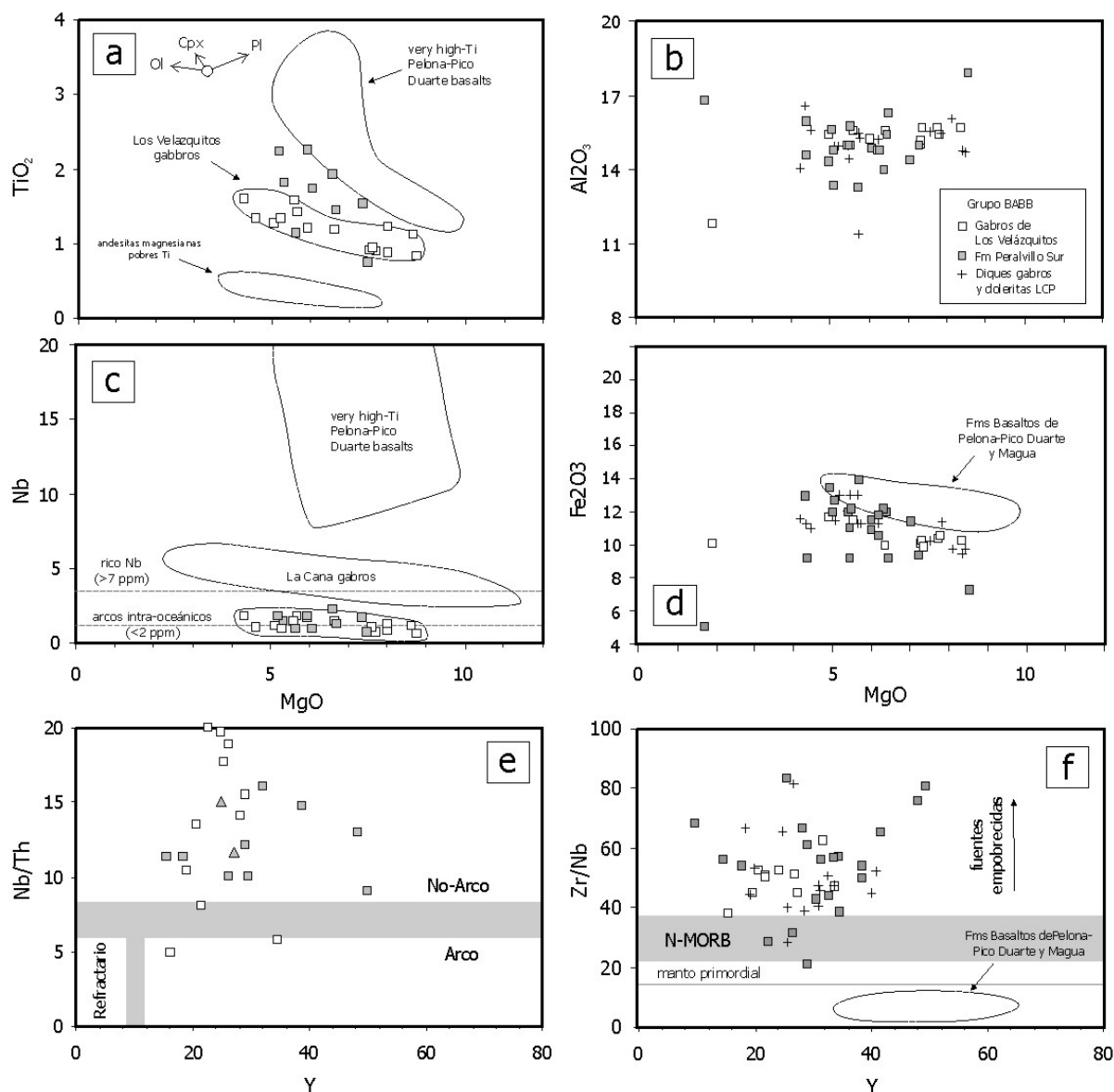
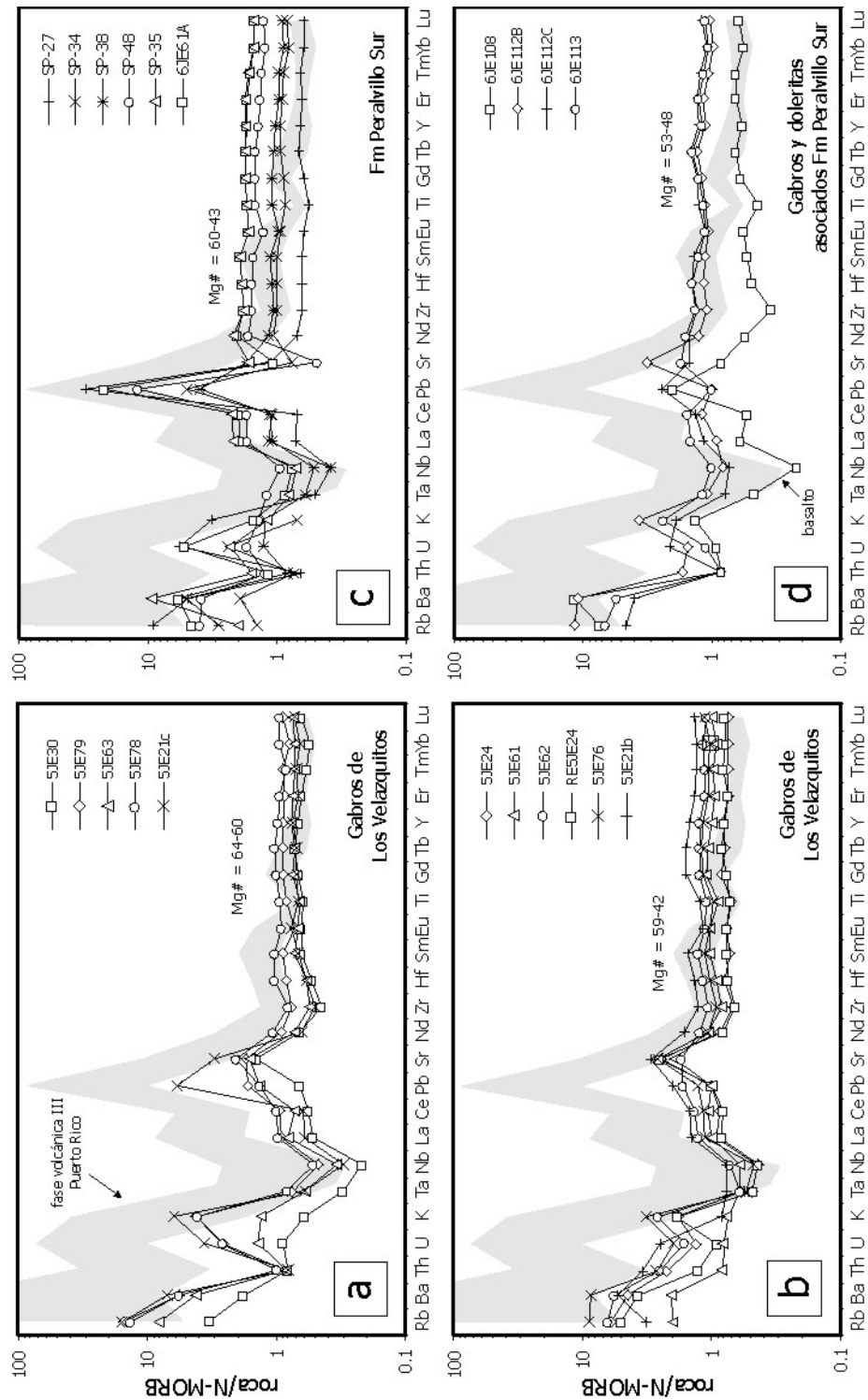


Fig. 3.2.17. (a, b, c y d) Diagramas de TiO_2 , Al_2O_3 , Nb y Fe_2O_3 frente al MgO ; (e) Diagrama Y-Nb/Th; y (f) Diagrama Y-Zr/Nb.

Fig. 3.2.18 (página siguiente). (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para los gabros de Los Velazquitos, la Fm Peralvillo Sur y los cuerpos de gabros y doleritas asociados a la Peridotita de Loma Caribe y la Fm Peralvillo Sur, mostrando también el rango composicional de una selección de rocas volcánicas de la fase III de Puerto Rico (Jolly et al., 2002).



3.2.7. Batolitos de Buena Vista y Jumunucu

3.2.7.1. Características geoquímicas de los batolitos de la Cordillera Central

Las rocas plutónicas analizadas pertenecen a los batolitos de Jumunucu y Buena Vista, aunque también se incluyen como comparación en el estudio datos de los batolitos del Río, el Bao, Macutico, Loma del Tambor y Loma de Cabrera. Consideradas todas ellas en conjunto, las rocas plutónicas del Dominio de la Cordillera Central forman series ígneas que cubren un amplio rango en el contenido en SiO_2 (45,2 a 77,5 wt.%) y exhiben una gran variación en la concentración de tanto elementos mayores como trazas (Fig. 3.2.19 a 25). En el diagrama Q-P de Debon y Le Fort (1983; no mostrado), las muestras estudiadas se clasifican como gabro/diorita, cuarzo-dioritas y tonalitas. La gran mayoría de estas rocas es composicionalmente pobre en K, aunque algunos tipos tonalíticos presentan contenidos en K_2O transicionales entre bajos y medios, proyectándose en el campo calco-alcalino del diagrama AFM. Como refleja su mineralogía, en la que el mineral máfico es predominantemente anfíbol hornblenda, casi todas las muestras son metalumínicas (índice de Al < 1), con dos muestras transicionales al campo peralumínico que se corresponden con leucotonalitas ricas en Na muy fraccionadas del batolito de El Río. Composiciones metalumínicas, mineralogía con anfíbol como máfico, y la presencia de enclaves ígneos máficos microgranudos, indican una derivación del plutonismo de la Cordillera Central a partir de fuentes infracorticales, clasificándose como de tipo I según Chappell and Stephens (1988).

Como predice su amplio rango composicional, las muestras de los diferentes batolitos estudiados muestran un amplio rango de variación en la composición de elementos traza. Como una ayuda a la descripción de los datos, su presentación e interpretación, las muestras fueron clasificadas principalmente en dos grandes grupos: máficas y ácidas (>55%wt SiO_2). Las rocas máficas fueron subdivididas en función de su empobrecimiento (magmatismo de tipo “arco”) o enriquecimiento (magmatismo de tipo “no arco”) de Th relativo a Nb (Whalen et al., 1997) y la presencia o ausencia de características geoquímicas propias de cumulos (definidas por altos contenidos en Mg#, Ni, Cr y anomalías positivas de Sr y Eu). Independientemente de la ausencia o presencia de anomalías negativas simétricas de Nb, ambos grupos de rocas máficas están moderadamente enriquecidas en LILE y LREE, aunque las muestras de tipo arco muestran generalmente un mayor rango composicional de LILE y LREE. Ambos grupos muestran variables anomalías positivas en Sr. Ambos grupos de rocas ácidas fueron subdivididos adicionalmente en función de los valores en la relación La/Yb normalizada respecto a la condrita en dos grupos: $[\text{La/Yb}]_{\text{CN}} < 10$ (grupo pobre en La) y $[\text{La/Yb}]_{\text{CN}} > 10$ (grupo rico en La). La relevancia tectónica y

petrogenética de estas subdivisiones relativamente arbitrarias se evalúa a continuación. En general, los grupos resultantes parecen tener significado geológico; por ejemplo, varias muestras recolectadas en una misma unidad cartográfica suelen ser pertenecer consistentemente a uno de los grupos geoquímicos y no a varios de ellos.

Las muestras de rocas plutónicas máficas ($>55\%wt\ SiO_2$) que no presentan características de cumulado fueron representadas en los diagramas tectonomagmáticos de elementos traza de Wood (1980), en los que se puede deducir una afinidad tectónica. En combinación, estos diagramas indican que los gabros y gabronoritas del Batolito de Loma de Cabrera son de afinidad toleítica y están relacionados con subducción, los magmas máficos de los batolitos de Buena Vista y Jumunucu también son magmas de arco pero de afinidad calcoalcalina, así como algunos intrusitos. Los batolitos de El Bao, Macutico, Loma del Tambor y particularmente El Río poseen en estos diagramas una afinidad E-MORB e intraplaca toleítica, aunque el mayor contenido en Nb de algunas muestras es debido a una contaminación cortical por procesos de AFC, o posiblemente resultado de una contaminación durante el proceso de molido.

Todas las muestras de rocas plutónicas ácidas poseen un carácter granítico de arco volcánico (VAG; *volcanic-arc*) en los diagramas tectonomagmáticos de granitoides de Pearce et al. (1984), aproximándose con el aumento en SiO_2 , al límite con los granitos intraplaca (WPG; *within-plate*). En diagramas multielementales normalizados respecto al manto primordial, los diferentes grupos de rocas ácidas muestran anomalías simétricas de Nb-Ta respecto al Th y La de tipo arco (o de tipo cortical), más o menos acusadas, mientras que las muestras del grupo no arco carecen de ella y son generalmente más enriquecidas en HREE y con anomalías menos pronunciadas en Ba, Sr, P y Ti. Los valores elevados de la relación $(La/Yb)_{CN}$ (>10 ; grupo rico en La), acompañados por valores de $Sr/Y > 35-40$ en rocas ígneas de composición intermedia a ácida son interpretadas como características de fundidos parciales de fuentes anfibolíticas a elevadas condiciones P-T, con granate y poca o ninguna plagioclasa residual (Drummond y Defant, 1990; Martin, 1999). Adicionalmente, gran parte de las tonalitas con hornblenda $\pm$ biotita metalumínicas que presentan estas características, son relativamente pobres en HREE e Y, y enriquecidas en Sr, probablemente debido a la no fraccionación de plagioclasa, por lo que muestran las características de *slab melts*, tratándose de fundidos de la lámina que subduce. Por otro lado, algunas rocas ácidas con valores $(La/Yb)_{CN} < 10$ también poseen altas relaciones Sr/Y, relacionándose con la fusión de fuentes ricas en anfíbol.

En base a las características geoquímicas se distinguen los siguientes grupos de rocas plutónicas para el conjunto de los batolitos: (1) cumulos ultramáficos y gabronoríticos; (2) rocas máficas de tipo arco; (3) rocas máficas de tipo no arco; (4) rocas félsicas de arco pobres en La; y (5) rocas félsicas de arco ricas en La. La representación de cada uno de los grupos en los batolitos estudiados es descrita a continuación. Las relaciones de intrusión y datos geocronológicos indican que el grupo de cumulos predata a los grupos de rocas de arco y no arco, y que las unidades de arco ricas en La postdatan a las unidades de arco pobres en La. A continuación se describen las características geoquímicas de las rocas plutónicas aflorantes en la Hoja de La Vega.

3.2.7.2. Grupo máfico de tipo arco

Las rocas máficas estudiadas en este trabajo pertenecen a los batolitos de Buena Vista y Jumunucu. Se trata de gabros piroxénicos, piroxénico-hornbléndicos y hornbléndicos. En relación a su concentración en elementos mayores, estas rocas gabroicas presentan un contenido en SiO_2 entre 49,3 y 54,0 wt.%, para contenidos relativamente bajos en TiO_2 entre 0,15 and 0,7 wt.%. Presentan contenidos altos en MgO (13,0-9,6), Al_2O_3 (13,5-17,0) y CaO (12,7-12,5). Los gabros son más ricos en Ti que las rocas de arco del Grupo Tireo, definiendo una tendencia de bajo-medio Ti, pero son menos titaníferos que los basaltos de las Fms Pelona-Pico Duarte y los gabros de Los Velazquitos. Los contenidos en Nb son relativamente bajos (0,5-3 ppm). Con excepción de estas muestras, poseen valores de la relación Nb/Th bajas ($<4,6$), propias de magmas de arco. Los valores de la relación $(\text{La/Yb})_{\text{CN}} < 10$ (1,1-4,9) indican que pertenecen al grupo pobre en La, concordantes con los valores más bajos de la relación Sr/Y (17-36).

En el diagrama multielemental normalizado respecto al manto primordial las muestras del batolito de Loma de Cabrera del grupo máfico de arco, incluyendo gabros piroxénico hornbléndicos de Loma Chacuey, un ligero enriquecimiento en LREE ($[\text{La/Nd}]_{\text{N}} = 1,2-1,5$) y un patrón de HREE plano ($[\text{Sm/Yb}]_{\text{N}} = 0,8-1,0$), con marcadas anomalías positiva en Eu producidas por la acumulación de plagioclasa. Estas rocas presentan anomalías negativas más o menos acusadas de Nb-Ta y Zr-Hf ($[\text{Zr/Sm}]_{\text{N}} = 0,2-0,4$) y elevadas abundancias de LILE tales como Rb, Ba, K, Pb y Sr, típicos de magmas de arco. Los valores en Th son bajos. La muestra FC9063 consiste en un dique dolerítico cuyo patrón es próximo a N-MORB.

Las muestras del batolito de Buena Vista del grupo máfico de arco presentan en el diagrama multielemental normalizado respecto al manto primordial, un patrón distinto y relacionable tanto con las hornblenditas como con las tonalitas más evolucionadas. La muestra JE9324 muestra un ligero enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=1,8$) y un fuerte empobrecimiento en HREE ($[Sm/Yb]_N=2,54$), con una anomalía negativa en Eu producida por la fraccionación de plagioclasa. Esta roca presentan elevadas abundancias de LILE tales como Rb, Ba, K, Pb y Sr, así como anomalías negativas de tanto Nb-Ta, respecto al Th y La, como de Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,4$), típicos de magmas de arco. Los valores en Th son altos.

3.2.7.3. Grupo félsico de arco pobre en La

El grupo de rocas félsicas de arco pobres en La incluye muestras pertenecientes a los batolitos de Buena Vista y Jumunucu. Se trata de cuarzo-dioritas hornbléndicas, tonalitas hornbléndicas y tonalitas hornbléndico-biotíticas, siendo las facies de tonalitas de grano medio-grueso con hornblenda las dominantes en el grupo.

En relación a sus contenidos en elementos mayores, estas rocas ácidas presenta contenidos en SiO_2 entre 58,6 y 70,8 wt.%, para contenidos bajos en TiO_2 entre 0,4 and 0,66 wt.%. Presentan contenidos relativamente altos en MgO (1,2-5,9), Al_2O_3 (12,5-17,6) y Na_2O (2,6-5,1). Los contenidos en Nb son muy variables (2,6-17,8 ppm). Con excepción de estas muestras, poseen valores de la relación Nb/Th relativamente bajas (1,6-11,1), propias de magmas de arco. Los valores bajos de las relaciones $(La/Yb)_{CN}<10$ (4,1-9,4) y Sr/Y (16-37) indican que pertenecen al grupo pobre en La. Las rocas félsicas de los batolitos de Buena Vista y Jumunucu presentan un patrón similar en los diagramas multielementales normalizado respecto al manto primordial. Las tonalitas y cuarzo-dioritas con Hbl muestran una disposición plana o un ligero enriquecimiento en LREE ($[La/Nd]_N=1,1-1,9$), así como un mayor enriquecimiento en HREE ($[Sm/Yb]_N=1,9-2,9$), con anomalía negativa de Ti. Presentan ligeras anomalías negativas de Zr-Hf ($[Zr/Sm]_N=0,7-1,3$). Estas rocas muestran una elevada abundancia de LILE (Rb, Ba, K, Pb y particularmente Sr) y las anomalías negativas de Nb-Ta, respecto al Th y La, que caracterizan los magmas de arco.

3.2.7.4. Origen rocas plutónicas batolitos

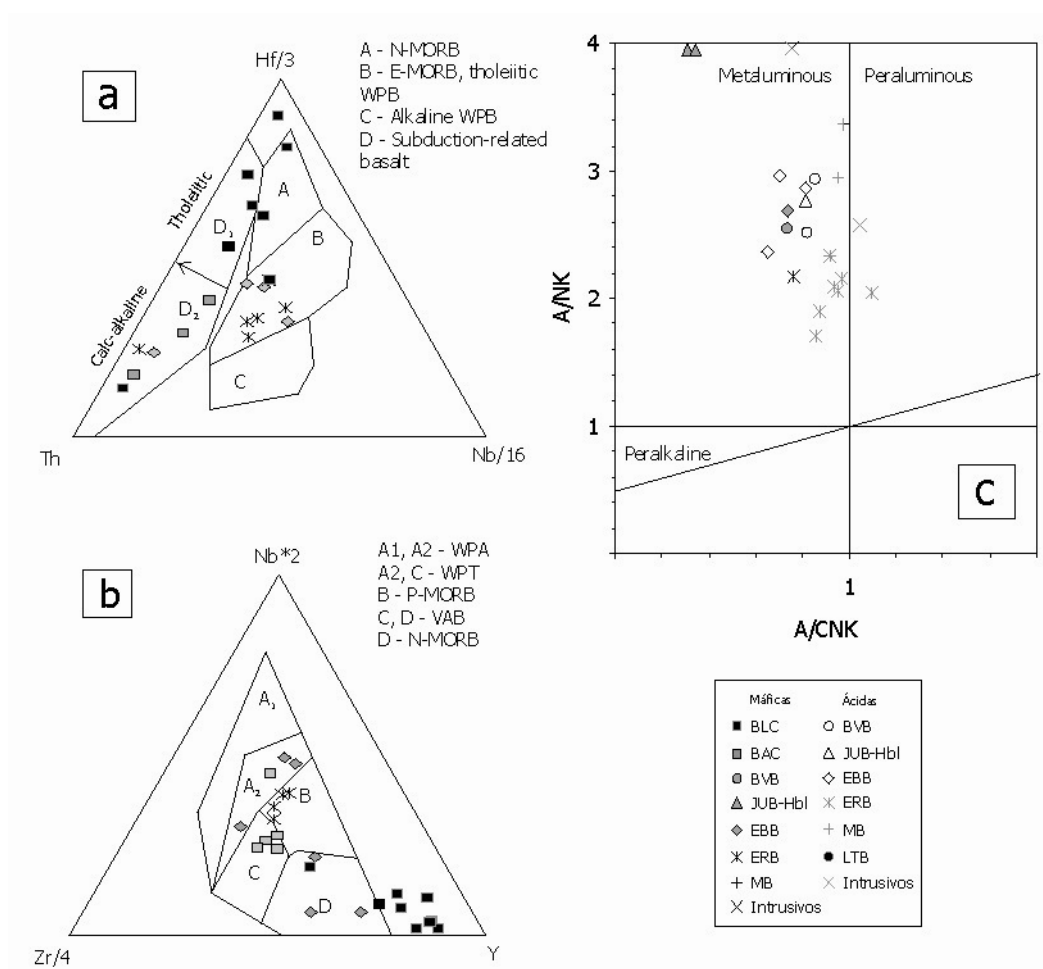
Las rocas plutónicas descritas pertenecen a los batolitos de El Rio, Jumunucu, Buena Vista, El Bao, Macutico, Loma del Tambor y Loma de Cabrera. Consideradas en conjunto, sus características de elementos mayores y traza son consistentes con la formación en un

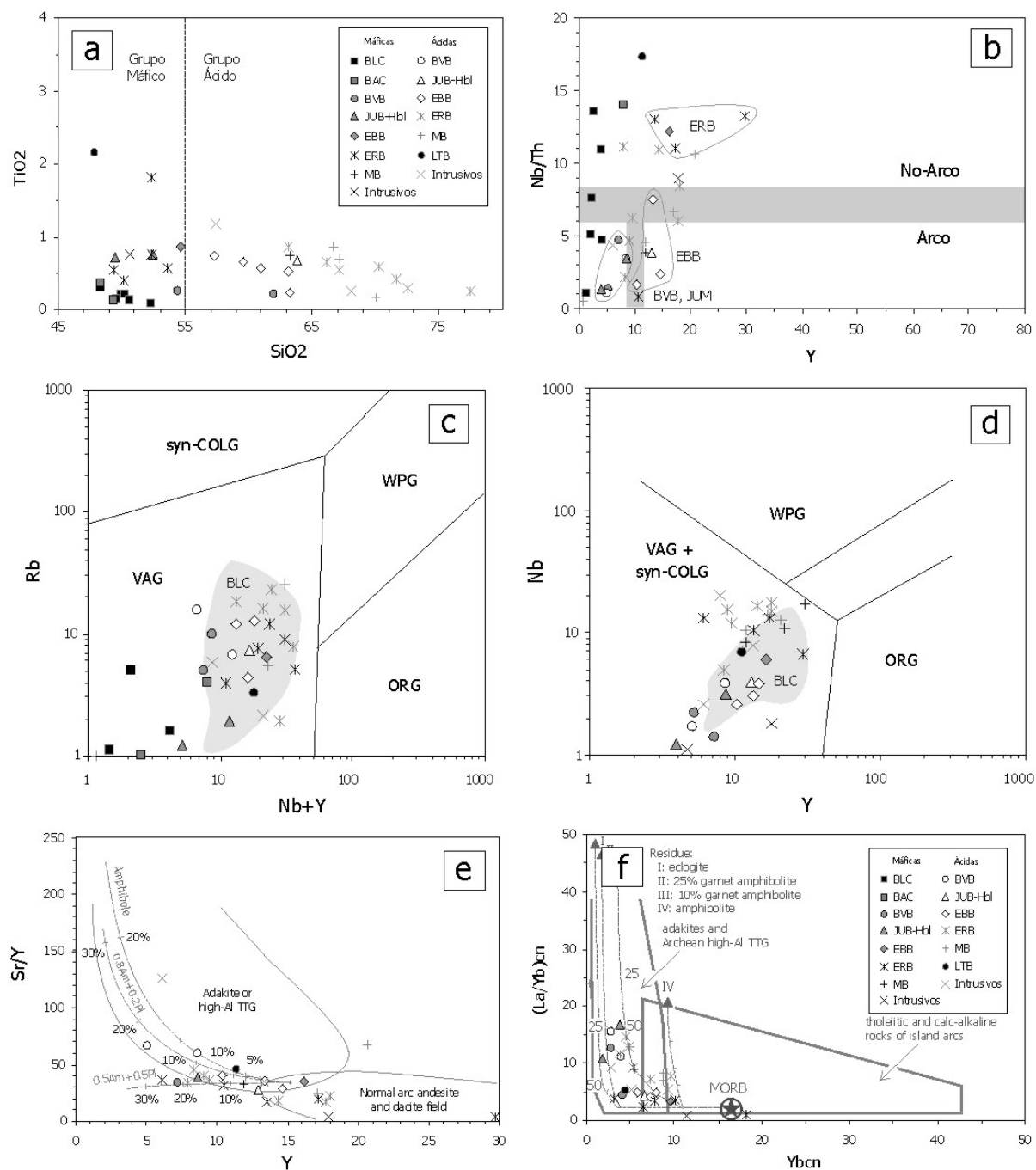
contexto de arco volcánico. Estas características incluyen un predominio volumétrico de composiciones intermedias a ácidas ($\text{SiO}_2=60\text{-}70$ wt.%), carácter calco-alkalino, y patrones normalizados respecto al manto primordial con marcadas anomalías de Nb-Ta y Ti sobre todo el rango de sílice. El predominio de rocas tonalíticas y cuarzo-dioríticas de contenidos bajos y medios en K, con volúmenes significativos de gabros y dioritas, y concentraciones bajas de LILE sugiere que el arco fue relativamente inmaduro. Las rocas plutónicas contemporáneas que no presentan las anomalías de Nb-Ta y Ti (es decir, rocas de no arco) derivan de tanto una fuente mantélica sin contaminación cortical, como de un precursor máfico que carece de estas anomalías. Las composiciones metalumínicas, la mineralogía con anfíbol como máfico, y la común presencia de enclaves ígneos microgranudos, indica una derivación de las unidades plutónicas de fuentes infracorticales (Chappell y Stephens, 1988). Los datos isotópicos permitirán comparar y correlacionar estas fuentes mantélicas con las de las rocas volcánicas contemporáneas.

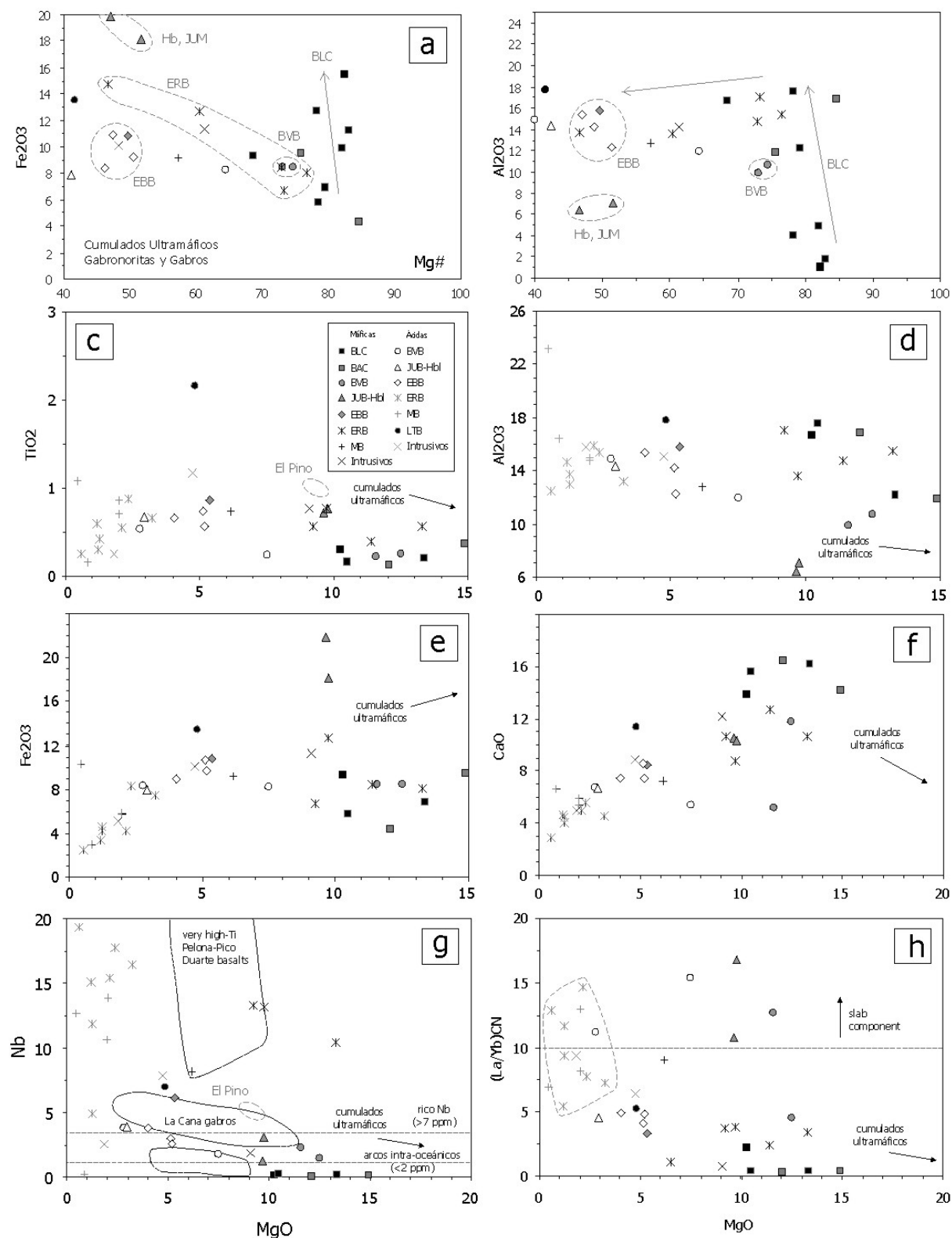
Las rocas plutónicas máficas de tipo arco forman intrusiones de gabros piroxénicos y más frecuentemente hornbléndicos de composición toleítica, como en Jumunucu (89 Ma) y Buena Vista. Los gabros hornbléndicos de Jumunucu han proporcionado una edad de unos 89 Ma. Geoquímicamente se caracterizan por enriquecimiento en LILE y anomalías negativas de Nb-Ta (respecto a Th y La) y Zr-Hf, típicas de magmas relacionados con subducción, así como HREE generalmente planas. En general, estas rocas derivan de la fusión parcial de, esencialmente, un manto lherzolítico con espinela, fuertemente modificado por componentes procedentes de la lámina que subduce. Estos gabros deben estar relacionados genéticamente con las rocas volcánicas basálticas y andesíticas de la Fm Restauración.

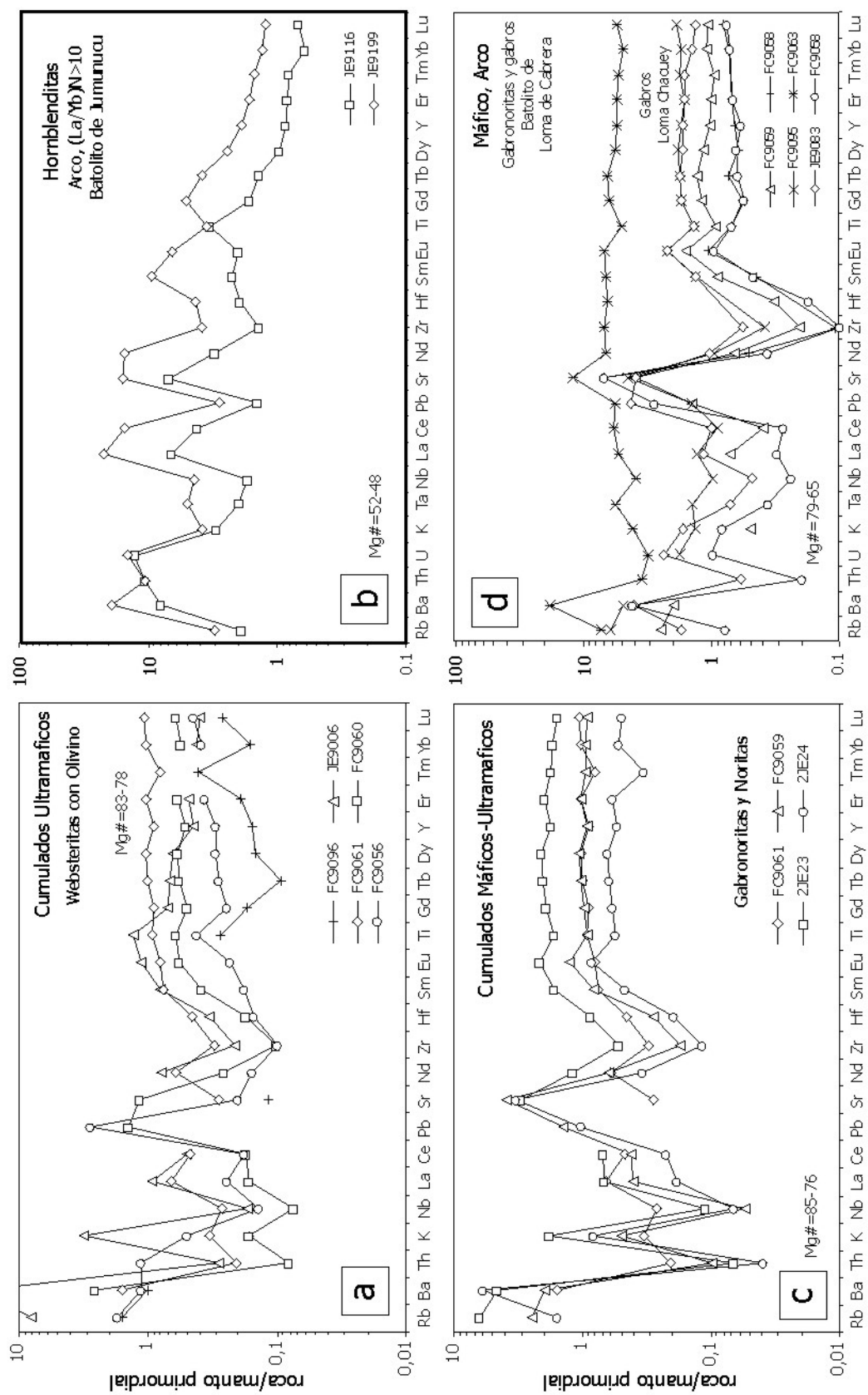
Gran parte de las rocas félsicas de los batolitos estudiados presentan un patrón de HREE empobrecido que asemeja al de las series Arcaicas de alto-Al TTG (es decir bajo Yb [$0,3 < \text{Yb}_N < 8,5$] y $\text{La/Yb} [5 < (\text{La/Yb})_N < 150$; Martin, 1999). También, muchas rocas presentan las características del grupo de granitoides ricos en Ba-Sr de (Tarney y Jones, 1994), como altos contenidos absolutos en Sr (relativo a Rb) y Ba, bajos en Y, y anomalías positivas (Ba, Sr, Eu, P) y negativas (Th, Nb, Ti e Y) independientes del contenido en sílice en diagramas normalizados respecto al manto primordial. Drummond y Defant (1990) proponen detallados criterios para identificar magmas derivados de la lámina que subduce, cuyas características son similares a las series TTG y los granitoides de alto Ba-Sr, los cuales se atribuyen a la fusión de una fuente máfica con granate y hornblenda residual, más una fase titanada, pero sin plagioclasa residual.

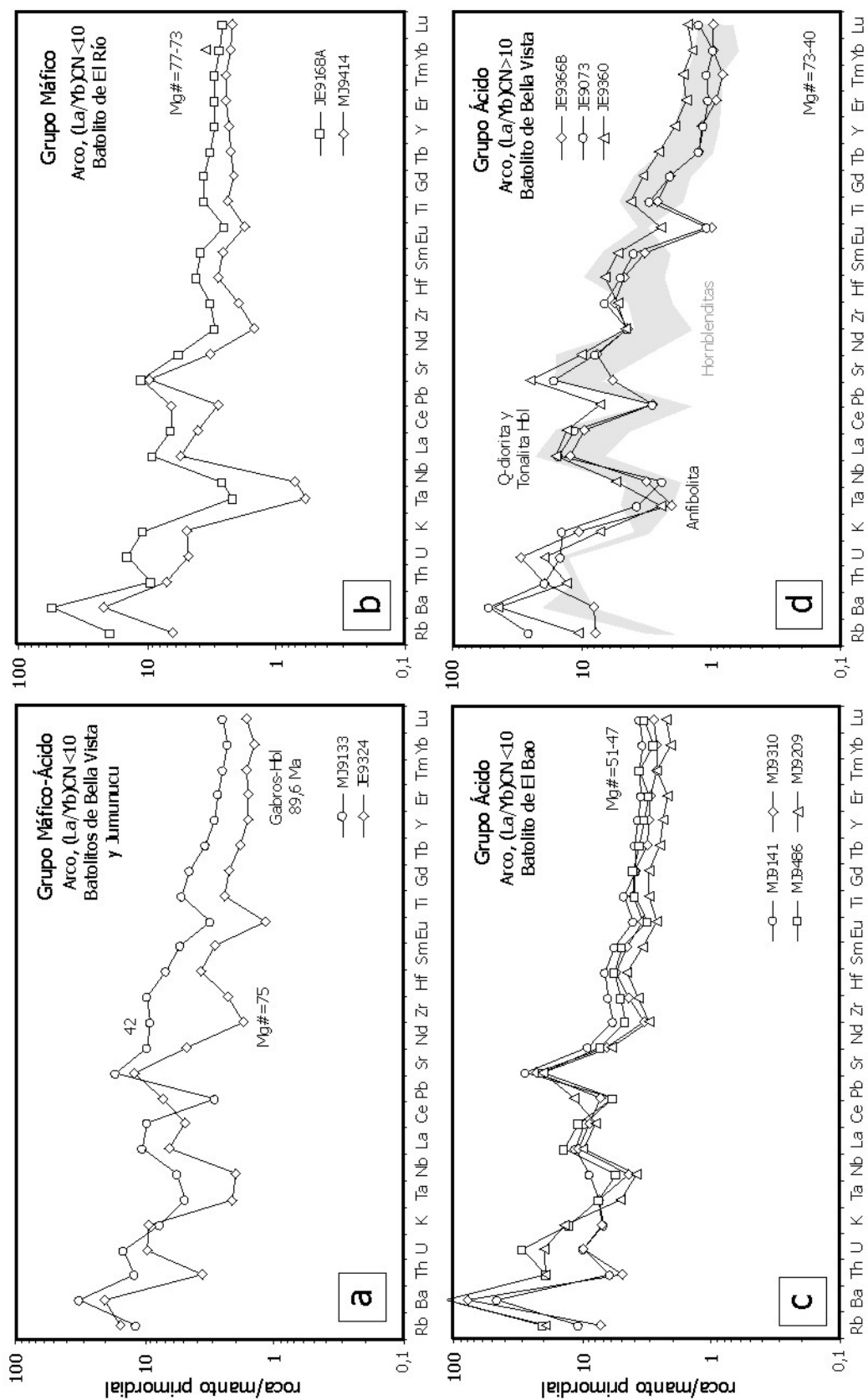
- Fig. 3.2.19. (a y b) Diagramas de Wood (1980) para las rocas plutónicas máficas; y (c) Diagrama del índice saturación de Al frente al índice saturación de álcalis (Maniar y Piccoli, 1989).
- Fig. 3.2.20. (a, b) Diagramas de TiO_2 frente al Si_2O y Nb/Th frente al Y; (c y d) Diagramas tectonomagmáticos para granitoides de Pearce et al. (1984); y (e y f) Diagramas para discriminar rocas adakíticas de Drummond and Defant (1990).
- Fig. 3.2.21. (a, b, c, d, e, f, g y h) Diagramas de Fe_2O_3 , Al_2O_3 , (cumulados y gabronoritas), TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Nb y $(\text{La/Yb})_{\text{CN}}$ frente al MgO .
- Fig. 3.2.22. (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) para los cumulados ultramáficos, hornblenditas (cumulados), cumulados gabronoritas y noritas, y gabros de principalmente el batolito de Loma de Cabrera.
- Fig. 3.2.23. (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) para los diversos grupos de rocas plutónicas de los batolitos de Buena Vista, Jumunucu y El Bao, del bloque de Jarabacoa.
- Fig. 3.2.24. (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) para los diversos grupos de rocas plutónicas de los batolitos de El Río, Macutico y Loma del Tambor, del bloque de Jicomé.
- Fig. 3.2.25. (a, b, c y d) Diagramas de elementos traza normalizados respecto al manto primordial (Sun y McDonough, 1989) para los diversos grupos de rocas plutónicas del batolito de Loma de Cabrera.

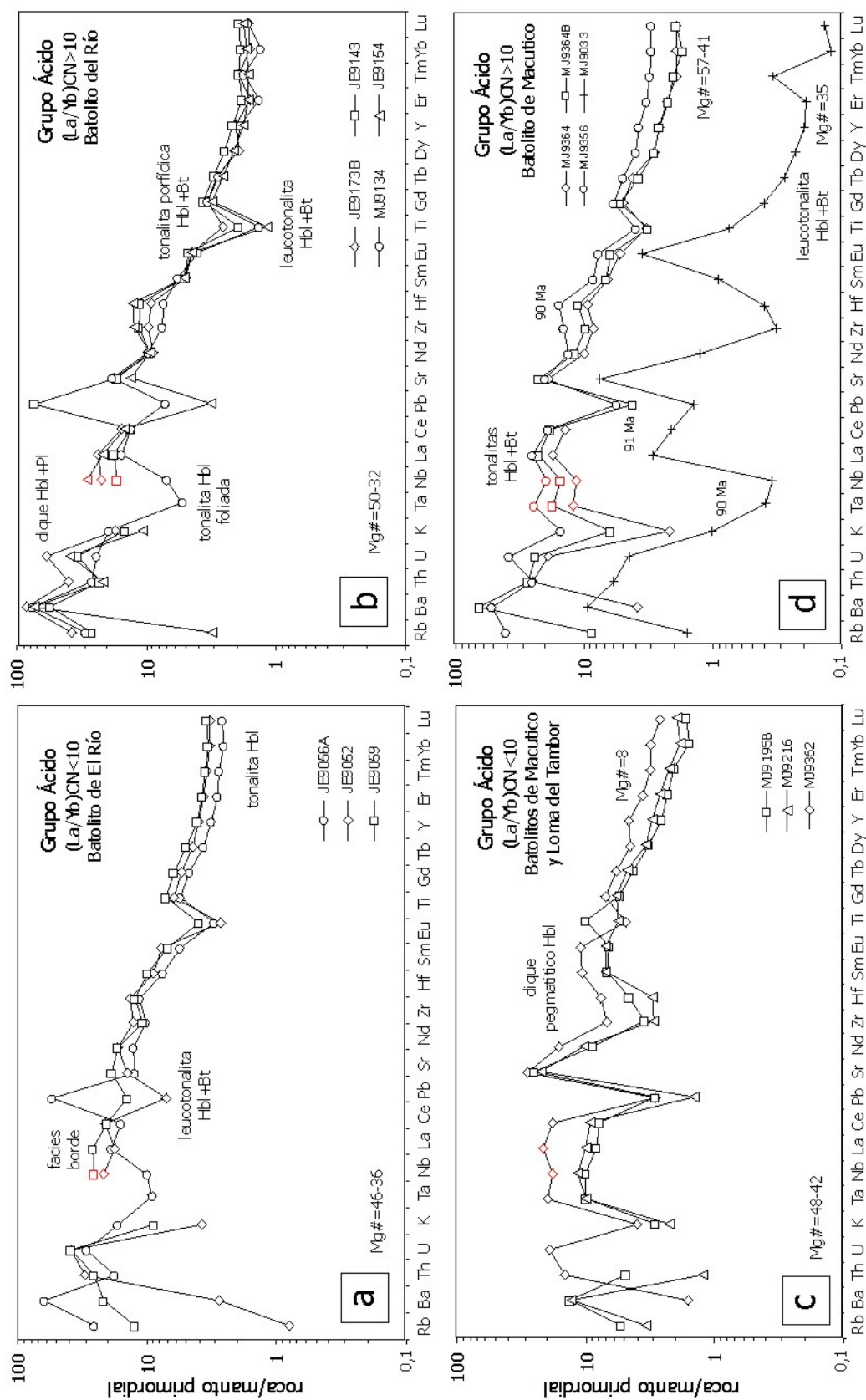


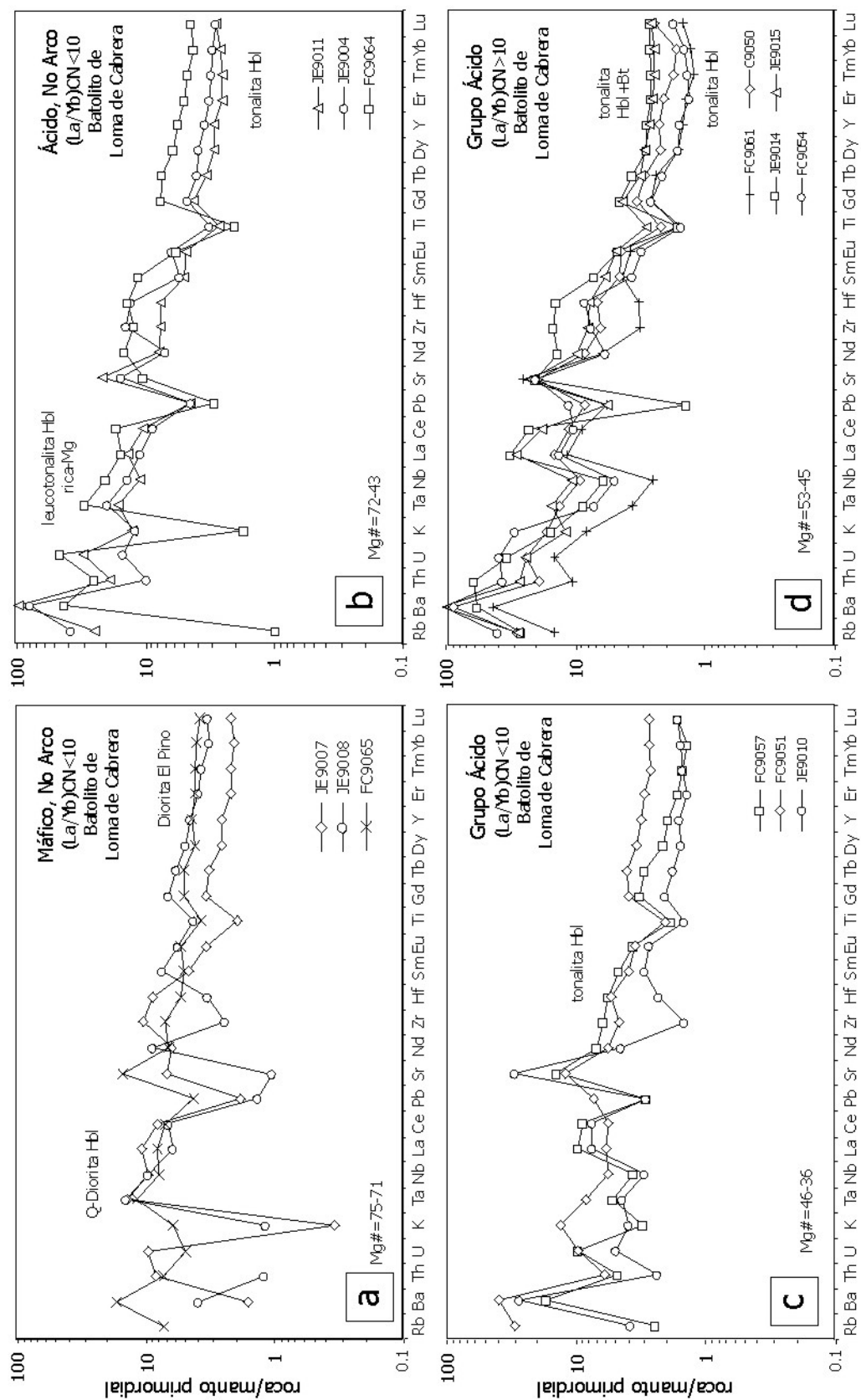












3.3. Geocronología

En el conjunto de Hojas que constituyen el Mapa a E. 1:100000 de La Vega se recogieron muestras para su análisis geocronológico mediante los métodos U-Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. 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.

Hoja	X	Y	Muestra	Unidad	Edad(Ma)	Error(Ma)	Método
La Vega	-70,5850	19,2187	6073IJE9803B	Peridotita Loma Caribe	96,2	8,1	Hbl, Plateau
Manabao	-70,9364	19,0328	6073IIIMJ9026	Pelona-Pico Duarte	90,91	3,78	WR, Plateau
Jarabacoa	-70,6928	19,1010	6073IIJE9262	Jumunucu	89,63	0,17	U-Pb en Zr
Jánico	-70,9659	19,2584	6073IVMJ9310	El Bao	88,4	1,6	Hbl, Plateau
Jarabacoa	-70,6180	19,0615	6073IIJE9143	El Río	88,3	1,7	Hbl, Plateau
Manabao	-70,7518	19,1557	6073IIIMJ9133	Jumunucu	67,1	1,05	Hbl, no plateau
Manabao	-70,9958	19,0273	6073IIIMJ9034	Pelona-Pico Duarte	61,4	3,3	WR, Plateau
La Vega	-70,6772	19,2121	6073IJE9838B	Loma La Monja	27,8	2,9	WR, Plateau
Jarabacoa	-70,5697	19,1318	6073IIJE9360	Buena Vista			
Jarabacoa	-70,5527	19,1330	6073IIJE9365	Anfibolitas			
Jarabacoa	-70,5678	19,1611	6073IIJE9391A	Loma La Monja			
Jarabacoa	-70,5675	19,1594	6073IIJE9391C	Loma La Monja			
Jarabacoa	-70,7136	19,0760	6073IJE9868	Tireo			
La Vega	-70,5836	19,2216	6073IJE9803A	Peridotita Loma Caribe			
La Vega	-70,5674	19,1749	6073IJE9899	Peridotita Loma Caribe			
Jánico	-70,8868	19,1938	6073IVMJ9141	El Bao			
Jánico	-70,9013	19,3057	6073IVMJ9443A	Magua			
Manabao	-70,7814	19,0332	6073IIIMJ9134	El Río			
Manabao	70,8394	19,0779	6073IIIMJ9382	Tireo			
Manabao	-	-	6073IVMJ9209	-			
Manabao	-	-	6073IVMJ9486	-			

3.3.1. Muestras Ar-Ar

A la fecha de redacción de la presente memoria, las muestras datadas por los métodos U-Pb en zircones y Ar-Ar en hornblenda, micas o roca total han sido (Fig.3.1; Tabla 3.1): microgabro de grano fino intrusivo en la Peridotita de Loma Caribe (6073IJE9803B), una tonalita de grano grueso, con hornblenda y biotita, del Batolito del Río (6073II9143), un cuarzo-gabro hornbléndico, del batolito de Jumunucu (6073IIJE9262), una tonalita/leucotonalita de grano grueso foliada, con hornblenda y biotita accesoria, del batolito de Jumunucu (6073IIIMJ9133), un basalto con olivino y clinopiroxeno microporfídico vesicular de la Fm Basaltos de Pelona-Pico Duarte (6073IIIMJ9026), un basalto con olivino y augita afanítico de la Fm Basaltos de Pelona-Pico Duarte (6073IIIMJ9034), y un basalto o andesita (6073IVMJ9310), y un basalto olivínico almohadillado (6073IJE9838B).

El microgabro de grano fino intrusivo en la Peridotita de Loma Caribe ha proporcionado una edad de $96,2 \pm 8,1$ Ma, definida por un Plateau de hornblenda. La tonalita foliada del Batolito del Rio ha proporcionado una edad de $88,3 \pm 1,7$ Ma definida por un *plateau* de hornblenda. El cuarzo-gabro hornbléndico han proporcionado del Batolito de Jumunucu ha proporcionado $89,63 \pm 0,17$ Ma, por el método U-Pb en zircones. La leucotonalita del Batolito de Jumunucu no ha proporcionado un *plateau* claro de hornblenda, pero los saltos de mayor temperatura definen una edad de $67,1 \pm 1,05$ Ma. El basalto microporfídico de la Fm Pelona-Pico Duarte ha proporcionado una edad de $90,91 \pm 3,78$ Ma mediante un *plateau* de roca total. Otro basalto afanítico de la misma formación ha proporcionado una edad de $61,4 \pm 3,3$ Ma. El basalto o andesita de Manabao ha proporcionado una edad de $88,4 \pm 1,6$ Ma mediante un *plateau* de hornblenda. Finalmente, el basalto olivínico almohadillado de la Asociación de Loma La Monja ha proporcionado una edad de $27,8 \pm 2,9$ Ma.

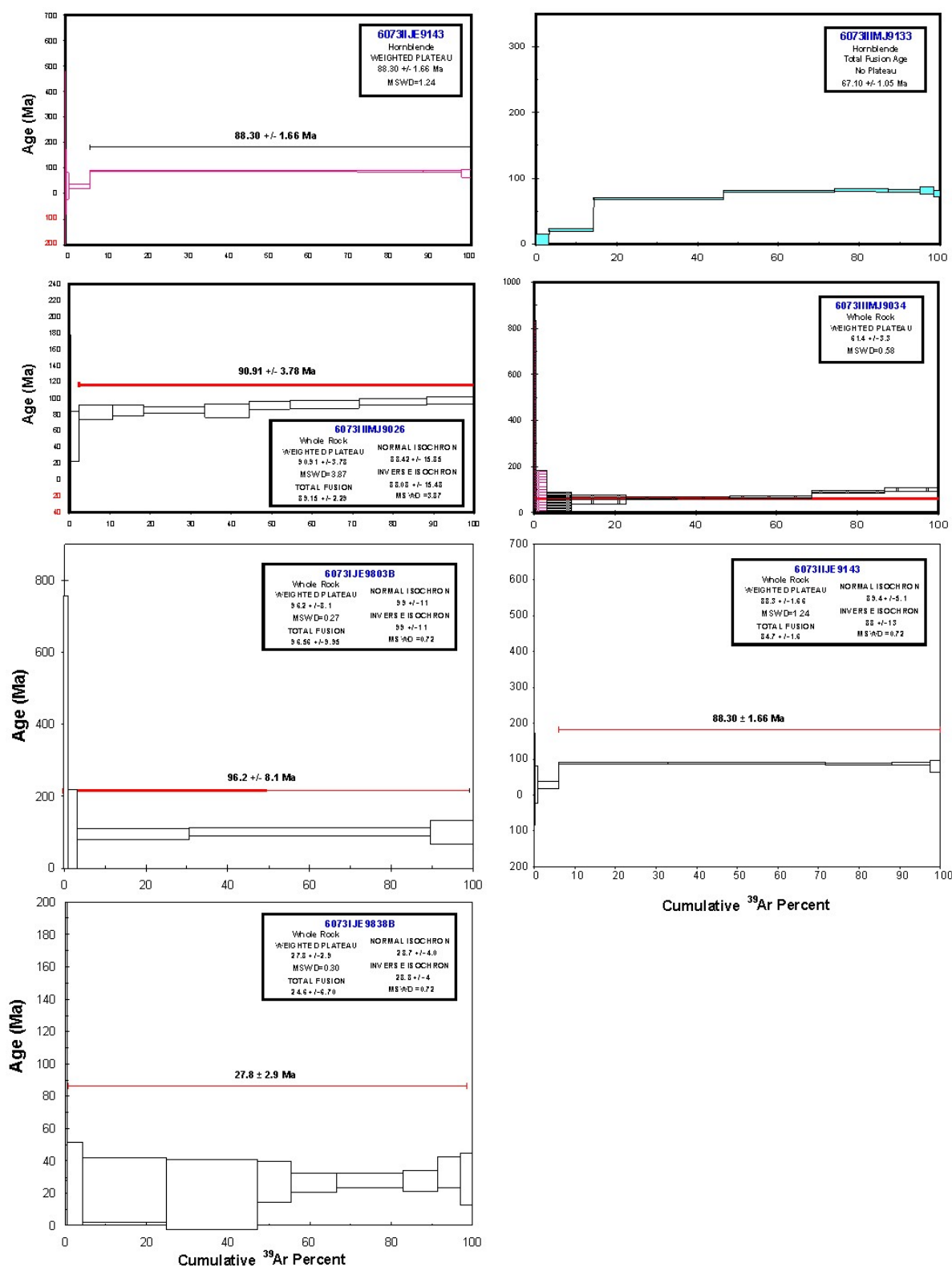


Fig. 3.1. Diagramas de calentamiento incremental para las muestras datadas por el método Ar-Ar en hornblenda y roca total.

4. ESTRUCTURA Y METAMORFISMO

4.1. Macroestructura regional

La geología de la Hoja de La Vega está compuesta por tres elementos estructurales: (1) un complejo volcano-plutónico y metamórfico; (2) las unidades esencialmente siliciclásticas paleógenas del Grupo Tavera, que se disponen plegadas y fracturadas discordantes sobre el complejo; y (3) las unidades siliciclásticas y carbonatadas neógenas y cuaternarias del Grupo Yaque del Norte, que se disponen subhorizontales o ligeramente volcadas sobre las unidades paleógenas.

Macroestructuralmente el complejo volcano-plutónico y metamórfico aflorante en la Hoja de La Vega pertenece al dominio de la Cordillera Central (o *Meddian Belt* de Bowin, 1975; Palmer, 1979; Lewis et al., 1991; Lewis y Jiménez, 1991). La estructura interna del dominio de la Cordillera central se caracteriza por varias zonas de falla de dirección NNO-SSE a ONO-ESE y gran escala (Fig. 4.1; Escuder-Virue et al., 2008): La Meseta, Río Guanajuma, Hato Viejo y Bonao-La Guácara. Estas zonas de falla limitan tres dominios corticales o bloques tectónicos, denominados: Jicomé, Jarabacoa y Bonao. Tanto a lo largo de las zonas de falla de gran escala como en el interior de los bloques limitados, en el dominio de la Cordillera central intruyen de manera sin- a tardicinemática respecto a la deformación dúctil principal, el grupo de batolitos gabro-tonalíticos de Loma de Cabrera, Loma del Tambor, Macutico, Jumunucu-Buena Vista y Arroyo Caña, principalmente en el intervalo Coniacense-Santonense (90-84 Ma; Escuder Virue et al., 2006).

La Hoja de La Vega queda incluida exclusivamente en el dominio de Jarabacoa (Fig. 4.1 y 2; Tabla 4.1). El bloque está limitado por las zonas de falla de La Española y Hato Viejo por el norte y las zonas de cizalla de La Meseta y Bonao-La Guácara por el sur. Las principales macroestructuras del bloque son la zona de cizalla ONO-ESE a NO-SE del Río Guanajuma y una rama de la zona de cizalla de La Meseta, que define un sigmoide cartográfico de dirección O-E. Ambas macroestructuras desarrollan cinturones de rocas anfibolíticas máficas de potencia kilométrica y penetrativa fábrica plano-linear. Estas zonas de cizalla conectan en el sector NO de la Hoja de Jarabacoa y controlan el emplazamiento y deformación de los batolitos de Jumunucu y Buena Vista.

Por otro lado, el contacto entre el Complejo Duarte y la asociación volcano-plutónica de Loma La Monja y el Chert de El Aguacate, es también un límite estructural caracterizado por una zona de cizalla subvertical, de movimiento senestro, y de carácter dúctil-frágil a frágil,

localmente jalonada por lentejones de serpentinitas. La zona de falla de La Española posee una orientación NO-SE en la Hoja de La Vega, y yuxtapone las peridotitas serpentinizadas de Loma Caribe con los esquistos de la Fm Amina-Maimón, pertenecientes a otro dominio estructural, que incluye rocas del arco volcánico primitivo de edad Cretácico Inferior. Sin embargo, la zona de falla de La Española gira hacia el oeste a una dirección ONO-ESE, y trunca cartográficamente las estructuras geológicas en el bloque de Jarabacoa por el norte (Fig. 4.2). Su presencia bajo los sedimentos del Grupo Tavera puede ser también deducida a partir de la forma de las anomalías magnéticas.

Los materiales del Grupo Tavera rellenan cuencas sedimentarias discordantes sobre los materiales de los diversos bloques tectónicos yuxtapuestos (Fig. 4.3). Esto indica que la estructura dúctil principal en el dominio de la Cordillera Central y la yuxtaposición de los bloques fue post-Maastrichtiense y pre-Eoceno Medio/Superior, que es la edad de la base de la Fm Los Velázquez. Sin embargo, como indican las fallas que afectan al Grupo Tavera, la zona de Falla de La Española ha sido reactivada durante la deformación frágil Eoceno Superior-Oligoceno, y durante el levantamiento de la Cordillera Central que tuvo lugar desde el Mioceno hasta la Actualidad (Contreras et al., 2004).

La estructura general de la Hoja de La Vega está dominada por numerosas fallas frágiles, de movimiento reciente, con marcada expresión morfológica e incluso con sismicidad asociada. Estas fallas son desgarres subverticales de dirección NE-SO a ENE-OSO y movimiento transcurrente senestro, que definen un sistema geométrica y cinemáticamente relacionado con un cizallamiento frágil transcurrente senestro. Estas fallas se relacionan cinemáticamente con fallas inversas de dirección NO-SE a NNO-SSE. Consideradas en conjunto, el bloque de Jarabacoa está siendo deformado actualmente por un sistema Riedel senestro de fallas ONO-ESE a O-E de longitud kilométrica, al situarse entre las zonas de falla de la Española y de Bonao-La Guácara, que particionan la deformación y con las que cartográficamente conectan.

Finalmente, resulta importante señalar aquí que el 2 de diciembre de 1562 la ciudad de La Vega fue destruida por un terremoto, siendo trasladada a su actual emplazamiento en la orilla meridional del río Camú. El 7 de mayo de 1842 la ciudad fue de nuevo abatida por un terremoto, que destruyó las principales construcciones con que contaba, como el Palacio de Gobierno y la Iglesia. Por lo tanto, el área estudiada posee un importante riesgo sísmico ya que se combina una gran densidad de población en un área muy próxima a grandes zonas de falla activas.

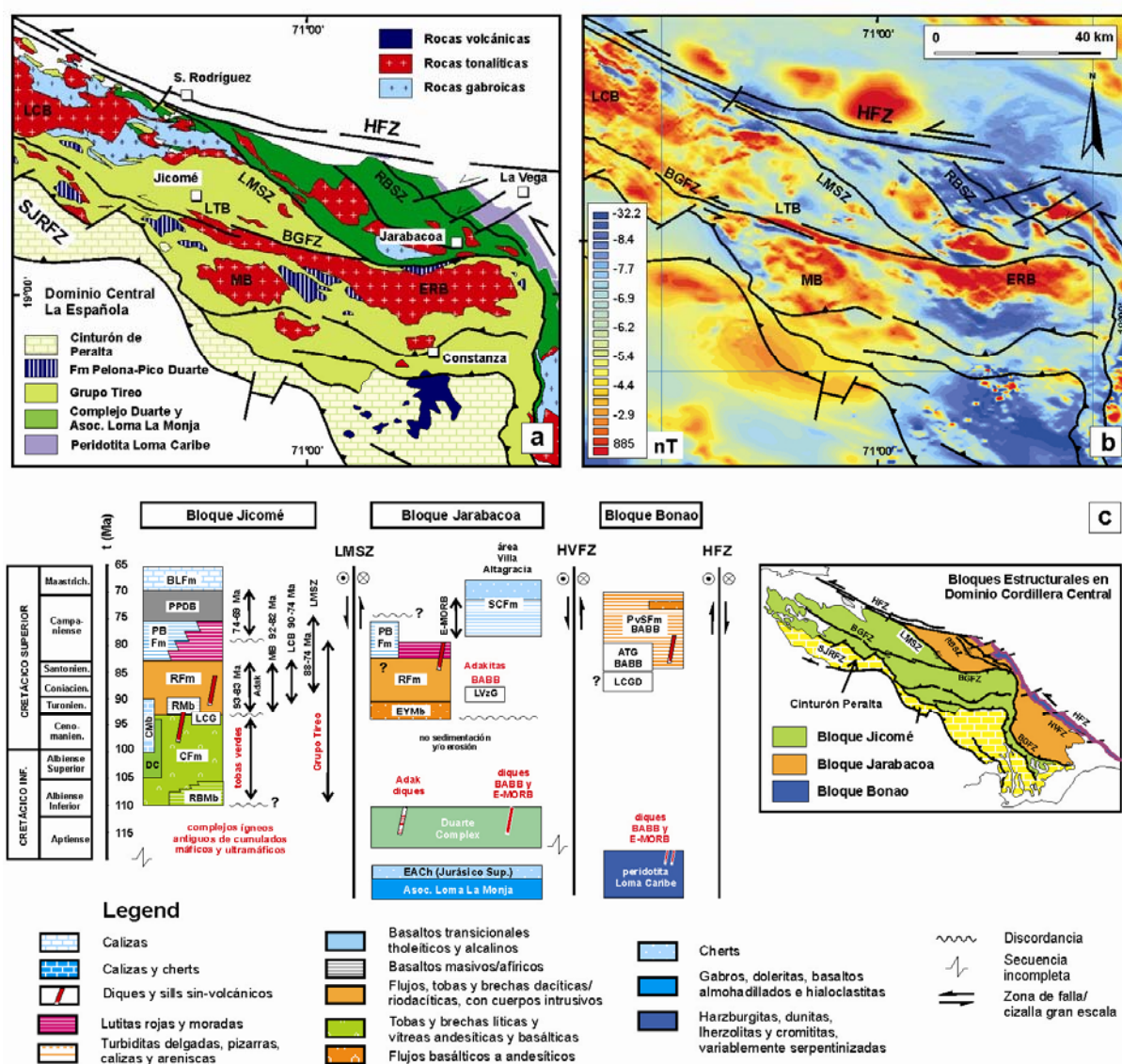


Fig. 4.1 (arriba). (a) Mapa geológico esquemático de la Cordillera Central; (b) Mapa magnético esquemático de la Cordillera Central con indicación de las principales zonas de falla y macroestructuras; (c) Secuencia tectonomagmática esquemática de los bloques estructurales del Dominio de la Cordillera Central. RBMb, Miembro Río Blanco; CFm, Formación Constanza; DC, Miembro Chert Dajabón; RMB, Miembro Chert Blanco; RFm, Formación Restauración; LCG, Gabros de La Cana; PBFm, Formación Peña Blanca; BPPD, Formación Basaltos de Pelona-Pico Duarte; BLFm, Formación Bois de Lawrence; EYMB, Miembro El Yuyo; LVzG, Gabros de Los Velazquitos; SCFm, Formación Siete Cabezas; LCGD, gabros/doleritas intrusivos en Loma Caribe. Rangos de edades en los bloques de Jicomé y para LVzG y LCG son de Escuder Viruete et al., (2006a, 2007b, 2008) y Joubert et al. (2004). Adak, adakititas; MB, batolito de Macutico; LCB, batolito de Loma de Cabrera; LMSZ, zona de cizalla de La Meseta; HMA, andesitas ricas en Mg; NEBA, basaltos y andesitas ricas en Nb; BABB, doleritas y gabros de tipo back-arc basin. Las abreviaciones del recuadro son: SFZ=HFZ, zona de falla de La Española; BGFZ, zona de falla de Bonao-La Guácara; SJRFZ, zona de falla de San José-Restauración; zona de cizalla de La Meseta (LMSZ), zona de falla de Río Guanajuma (RGSZ) y zona de falla de Hato Viejo (HVFZ).

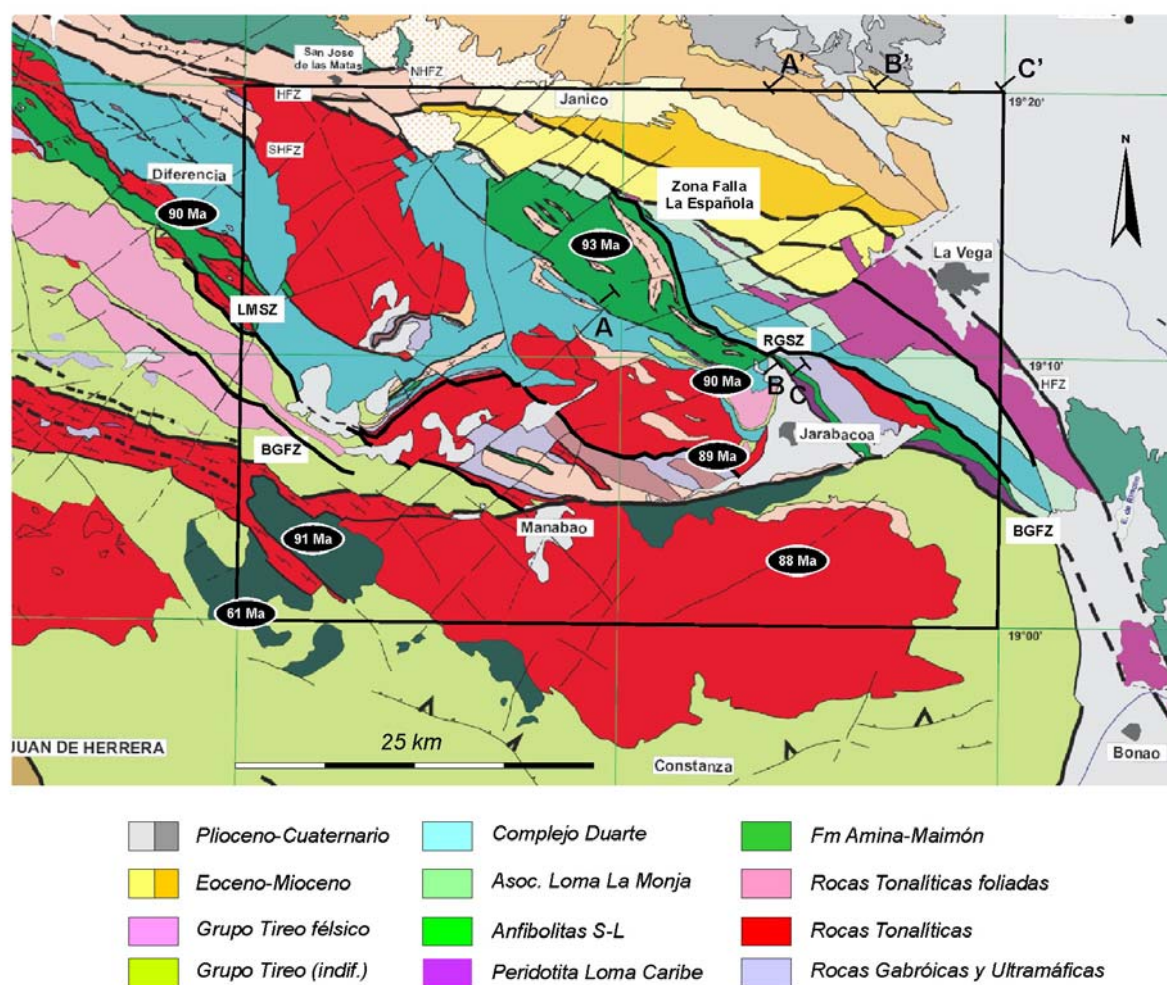


Fig. 4.2. Mapa geológico esquemático de la Hoja E. 1:100000 de La Vega con indicación de las principales zonas de falla y macroestructuras, así como algunas de las edades geocronológicas obtenidas. Abreviaciones como en la figura anterior.

Fig. 4.3 (página siguiente). Cortes geológicos esquemáticos de la Hoja E. 1:50000 de La Vega. La situación de los Cortes geológicos está indicada en la figura anterior.

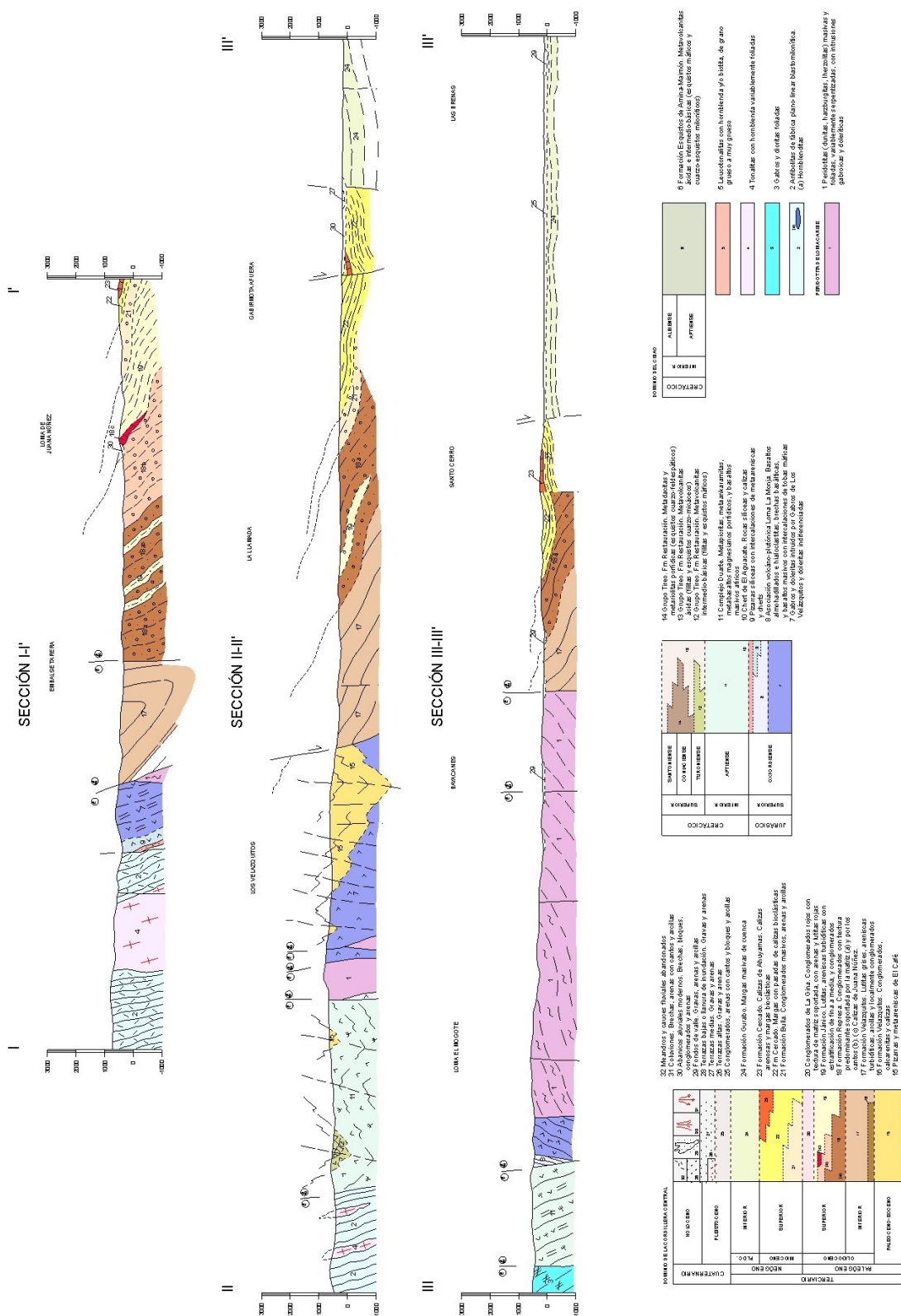


Tabla 4.1. Eventos estructurales en la Cordillera Central, sector La Vega-Jarabacoa

<i>Evolución Tectónica</i>	<i>Unidad</i>	<i>Estructuras y Fábricas</i>	<i>Características</i>	<i>Metamorfismo</i>	<i>Edad</i>
D0	Chert Aguacate	Pliegues asimétricos e isoclinales Dp-1	Enclaves de chert plegados pre-Complejo Duarte	-	pre-gabros Los Velázquez
D1	Zona de Cizalla de Guanajuma	Fábrica plano-linear Sp-Lp. Pliegues y boudinage asimétricos	Deformación no-coaxial sin-metamórfica	M1, sin- y tardi-D1. Anfibolitas media/baja-P	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar Hbl de 93,9±1,4 y 95,8±1,9 Ma (Cenomaniense)
D1	Zona de Cizalla de La Meseta	Fábrica plano-linear Sp-Lp. Porfiroclastos, pliegues y boudinage asimétricos	Deformación no-coaxial sin-metamórfica	M1, sin- y tardi-D1. Anfibolitas media/baja-P	U-Pb en Zr de 87,9±1,0 Ma (Coniacense-Turonense),
	Zona de Cizalla de Guanajuma	Sills concordantes de doleritas y microgabros hornbléndicos	Los sills son concordantes con la Sp del Complejo Duarte. Geoquímica no-arco	-	
	Intrusiones Batolitos El Bao, Jumunucu y Buena Vista	Fábricas magmáticas plano-lineares Sm-Lm y subsólidos deformativas Sp-Lp	Intrusiones concordantes a lo largo zonas de cizalla. Geoquímica arco y no-arco	M1, sin-, tardi- y post-D1. Anfibolitas media/baja-P	Entre 92 y 74 Ma.
	Láminas leucotonalitas Hbl foliadas	Sm-Lm y Sp-Lp	Intrusiones concordantes a lo largo zonas de cizalla. Geoquímica arco.	-	id.
Sin- a tardi-D1	C. Duarte y G. Tireo	Deformación heterogénea. <i>Shear bands</i>	ECC escala cm a m. Sp rota en planos cizalla indicando desplazamiento normal	M1, esquistos verdes baja-T	
D1m	Fm Amina-Maimón	Fábrica plano-linear Spm-Lpm. Porfirocl. y pliegues asimétricos	Deformación no-coaxial sin-metamórfica, posiblemente retrógrada	M1m, esquistos verdes baja-T	Post-Aptiense, pre-Eoceno?
D2	C. Duarte y G. Tireo	Esquistosidad de crenulación Sp+1 y Lp+1	Desarrollo zonas charnela y local	M2, esquistos verdes baja-T	
		Antiformes y sinformes regionales tardíos	Estructuras menores. Fracturación	Pliegan Sp, contactos e isogradas M1. Sin blastesis.	
D3	Intrusión diques máficos	Intruyen concordantemente zona cizalla tardía batolito El Río	Geoquímica OIB similar a los BPPD	dúctil-frágil	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar de 79,4 Ma
	Intrusión pervasiva magmas máficos	Extrusión discordante sobre sustrato? Enclaves tonalitas	Fm Pelona-Pico Duarte. Geoquímica E-MORB a OIB	dúctil-frágil a frágil	⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar de 79,4 y 69 Ma (Campaniense Sup. a Maastrich.
D4. Zona Falla La Española	Trunca estructuras dominio Cord. Central	Zonas de falla sinestrales y sistemas de fracturas subverticales	Cataclasis	sin blastesis	post-Maastrich. y pre-Eoceno Sup. Reactivación Terciaria
D5. Zona Falla Bonao-La Guácara	Fracturación regional	Familias fallas conjugadas NE-SO a ENE-OSO y ONO-ESE a O-E	Sistemas de Riedel senestros gran escala. Sismicidad	sin blastesis	Terciario-Cuaternario

4.2. Mesoestructuras e Historia Deformativa

Para obtener la historia deformativa del dominio de la Cordillera Central en el que se encuadra la Hoja de La Vega se realizaron estudios estructurales a la mesoescala. Estos estudios se realizaron tanto en las zonas de contacto como en el interior de las unidades e intrusiones que constituyen el complejo metamórfico, así como en los sedimentos del Terciario. En base principalmente a los criterios de superposición de macro y mesoestructuras y a las relaciones microestructurales de las paragénesis minerales relacionadas, en la zona estudiada se han reconocido grupos de estructuras dúctiles y frágiles, relacionables con cinco eventos deformativos principales (D1-D5), así como evidencias de un evento deformativo anterior (D0).

En la descripción que sigue a continuación, los datos de mesoestructuras son presentados en términos de los eventos deformativos dúctiles D1 y D2, el dúctil-frágil D3, y los frágiles D4 y D5 tardíos. Estos eventos deformativos son definidos y descritos en la Tabla 4.1. Las Figs. 4.4. a 4.11 incluyen la proyección estereográfica de elementos estructurales característicos de cada evento deformativo.

4.2.1. Deformación D0

La deformación D0 sólo está preservada en enclaves de Chert del Aguacate incluidos en las rocas basálticas y picríticas del Complejo Duarte, o en intrusiones gabroicas y basálticas temporalmente posteriores. Consisten en un conjunto de pliegues asimétricos, de geometría más bien concéntrica, algo disarmónicos, desarrollados en la serie sedimentaria de cherts bandeados a la escala centimétrica. La edad de esta deformación es pre-Complejo Duarte (>93 Ma), probablemente Cretácico Inferior.

4.2.2. Deformación D1

La deformación D1 está relacionada con la estructuración y funcionamiento de zonas de cizalla dúctil de escala kilométrica, sin-metamórficas, que dan lugar a la formación de bandas de rocas ortoanfibolíticas. Las principales zonas de cizalla identificadas son la de La Meseta y la de Guanajuma. En estas zonas de cizalla, las principales mesoestructuras son una fábrica plano-linear principal Sp-Lp, muy penetrativa y generalmente de carácter blastomilonítico; pliegues Dp isoclinares, de flancos frecuentemente cizallados o rotos, de geometría similar; estructuras porfiroclásticas a todas las escalas; y boudinage asimétrico de

la foliación. La Sp-Lp es a menudo una fábrica compuesta milonítica S-C de tipo II (Lister y Snoke, 1984) de relativa alta-T. Todas estas estructuras indican que la deformación D1 fue no-coaxial y consistió en un cizallamiento dúctil sin-metamórfico.

La foliación Sp en las anfibolitas presenta una dirección NO-SE y ángulos de buzamiento medios (30-60°) al NE y subordinadamente al SO. En el diagrama de densidad los polos se ajustan a un círculo mayor cuyo polo posee una orientación N313°E y 5° de inmersión al NO, que coincide con la dirección de plegamiento subhorizontal D2 responsable de las antiformas y sinformas D2 regionales. La lineación de estiramiento mineral Lp del anfíbol, visible en los planos Sp, S o C es predominantemente NO-SE a NNO-SSE, graduando a O-E y NE-SO (Fig. 4.5), con ángulos de inmersión bajos (<30°). La dispersión de los polos de Lp es también compatible con el plegamiento de dirección NO-SE de D2.

El metamorfismo asociado, M1, fue temporalmente de sin- y tardi-D1, y desarrolló asociaciones minerales propias de la facies de las anfibolitas de media y baja-P, así como de los esquistos verdes. La deformación debió ser algo heterócrona en cada zona de cizalla, ya que las anfibolitas de la zona de cizalla de Guanajuma han proporcionado edades Ar-Ar en hornblendas paralelas a la Lp de $93,9 \pm 1,4$ y $95,8 \pm 1,9$ Ma (Cenomaniense; Escuder-Virute et al., 2007); y las intrusiones de tonalitas con hornblenda foliadas y concordantes con la Sp en la zona de cizalla de La Meseta han proporcionado una edad U-Pb en zircones de $87,9 \pm 1,0$ Ma (Coniacense-Turonense).

Aparentemente, la deformación D1 fuera de las zonas de cizalla de gran escala, que se localizan en los niveles estructurales más bajos, resulta espacialmente muy heterogénea y fue desarrollada en condiciones metamórficas de menor T, con asociaciones minerales propias de las facies de los esquistos y subesquistos verdes. Como se observa en los estereogramas, las características geométricas de las fábricas Sp y Lp en los niveles estructuralmente más altos, definidos por los materiales de la Asociación Loma La Monja, Complejo Duarte y Grupo Tireo, son generalmente similares. La foliación Sp presenta una dirección general NO-SE a NNO-SSE y ángulos de buzamiento medios y altos principalmente hacia el SO; la lineación Lp posee una orientación dominante NO-SE y ángulos de inmersión bajos generalmente hacia el SE. No obstante, se observa una variable dispersión de polos de los planos Sp, relacionable tanto con el plegamiento de D2 como con el cizallamiento transcurrente D4 localizado en zonas de cizalla subverticales. En este sentido, una parte de las lineaciones Lp deben ser realmente pliegues de eje subvertical D4.

La deformación continúa en etapas tardi-D1, desarrollando bandas de deformación (*shear bands*) y una esquistosidad de crenulación extensional de escala centimétrica a métrica, tanto en los materiales del Complejo Duarte como en los del Grupo Tireo. En estas bandas, la Sp rota sigmoidalmente en planos de cizalla indicando desplazamiento normal. A menudo se observa el desarrollo de venas de cuarzo de segregación y de calcita paralelamente a las bandas.

4.2.3. Intrusiones contemporáneas con D1

En las zonas de cizalla intruyeron magmas de dos tipos composicionales: arco y no arco. En la zona de cizalla de Guanajuma se han observado sills y diques concordantes de doleritas y microgabros hornbléndicos, respecto a la fábrica Sp del Complejo Duarte foliado encajante. Estas relaciones indican la intrusión de magmas de geoquímica no-arco en el Cenomanense. Sin embargo, la zona de cizalla deforma a riolitas porfídicas de arco (adakitas) de la Fm Restauración, extruidas a ~90 Ma, por lo que la deformación debió continuar posteriormente.

En las vecinas Hojas de Jarabacoa y Manabao, los batolitos gabro-tonalíticos de Jumunucu, Buena Vista y Loma del Tambor, así como un conjunto de láminas de leucotonalitas con hornblenda foliadas, intruyen lo largo de la zona de cizalla de La Meseta y ramas asociadas. El paralelismo de las fábricas magmáticas plano-lineares, Sm-Lm, que presentan estos batolitos con las fábricas deformativas de las anfibolitas encajantes, indica que intruyeron de forma sin- y tardi-cinemática. A favor de esta interpretación es la frecuente superposición de fábricas subsólidas deformativas, Sp-Lp, de forma subparalela, acompañando el enfriamiento magmático (Escuder-Virue et al., 2007). Teniendo en cuenta las edades obtenidas para la intrusión de los batolitos de geoquímica tanto de arco como de no-arco, la deformación D1 tuvo principalmente lugar en el intervalo de 92 y 84 Ma. No obstante, la intrusión de los magmas tonalíticos más diferenciados parece post-datar a las estructuras D1, prolongándose hasta los 74 Ma.

4.2.4. Deformación D2

La deformación D2 es espacialmente muy heterógena, y desarrolla en las anfibolitas y los esquistos del Complejo Duarte y del Grupo Tireo, una esquistosidad de crenulación espaciada, Sp+1, y una lineación de intersección, Lp+1, generalmente en zonas charnela de pliegues abiertos y cerrados D2. Como se observa en los estereogramas, los planos de

Sp+1 poseen una dirección NNO-SSE a NO-SE y ángulos de buzamiento altos tanto al NE como al SE. La lineación Lp+1 posee más frecuentemente una orientación NO-SE a ONO-ESE, y ángulos de inmersión bajos, generalmente al SE. La blastesis M2 asociada a los planos Sp+1 es modesta y tuvo lugar en condiciones de la facies de los esquistos verdes de baja-T. A escala regional, la deformación D2 es responsable de la formación de un sistema de antiformes y sinformes regionales de gran radio y tardíos, así como algunos pliegues asimétricos menores. Estos pliegues pliegan a las bandas de cizalla anfíbolíticas, a los planos de la foliación Sp, a los contactos litológicos del Grupo Tireo, y a las isogradas del metamorfismo M1.

4.2.5. Deformación D3 e intrusión magmas máficos

La deformación D3 es dúctil-frágil a frágil y consiste en la intrusión de un conjunto de diques máficos de características geoquímicas OIB, geoquímicamente similares a la Fm Basaltos de Pelona-Pico Duarte. Los diques máficos intruyen a favor de planos y concordantemente en zonas de cizalla subverticales menestras de dirección NO-SE a ONO-ESE. Sin embargo, en la Hoja de La Vega no se han detectado diques de estas características.

4.2.6. Deformación D4. Zona de Falla de La Española

La Zona de Falla de La Española produce un corredor de deformación dúctil-frágil y esencialmente frágil D4, de espesor entre 1 y 3 km, localizado hacia el contacto NO de la Peridotita de Loma Caribe e interiormente. La deformación D4 afecta a los materiales del sustrato metamórfico y a las rocas sedimentarias siliciclásticas y carbonatadas Terciarias. El corredor está definido por un sistema de desgarres subverticales de dirección predominante ONO-ESE a NO-SE y movimiento senestral inverso, produciendo una elevación neta del bloque meridional respecto al septentrional (Cuenca del Cibao). Las rocas de falla observadas son cataclasitas foliadas, cataclasitas y harinas de falla, sin blastesis relacionada. En las serpentinitas foliadas la deformación D4 produce pliegues asimétricos de ejes NO-SE subhorizontales, con pérdida de continuidad de los flancos a favor de superficies subverticales de deslizamiento. En las Pizarras de El Café y la Fm Los Velazquitos la deformación D4 produce un plegamiento asimétrico subvertical de gran escala y, en la primera unidad, la formación de una pizarrosidad.

4.2.7. Deformación D5

La estructura frágil general de la Hoja de La Vega está dominada por numerosas fallas tardías. Estas fallas constituyen zonas de falla y sistemas de fracturas subverticales D5 agrupables en dos familias conjugadas de diferente desarrollo: la familia senestral predominante NE-SO a ENE-OSO; y la familia dextral subordinada NO-SE a NNO-SSE. Las dos familias de fallas conjugadas son compatibles con un sistema cartográfico Riedel senestro de dirección ONO-ESE a O-E, que afecta también a los materiales del Terciario y Cuaternario. Las fallas de este episodio deformativo rejuegan subparalelamente y cortan oblicuamente a las fábricas cataclásticas foliadas desarrolladas en la Zona de Falla de La Española.

Fig. 4.4 (páginas siguientes). Mesoestructuras en el sistema de zonas de cizalla del sector de Manabao-Jarabacoa. (a) Fábrica blastomilonítica en anfibolitas zona cizalla Guanajuma; (b) Complejo Duarte foliado y microplegado en la zona cizalla Guanajuma; (c); Contacto serpentinitas cizalladas de la unidad Peridotítica de Loma Caribe (izquierda) con los Esquistos de Amina-Maimón (derecha), en la zona de falla de La Española; (d) Milonitas de la zona de contacto Complejo Duarte con la Asociación de Loma La Monja, río Yaque del Norte.

Fig. 4.5. Diagramas de densidad de polos de los elementos estructurales de la deformación D1 en las serpentinitas y anfibolitas.

Fig. 4.6. Diagramas de densidad de polos de los elementos estructurales que caracterizan D1 en la Asoc. Loma La Monja y el Complejo Duarte.

Fig. 4.7. Diagramas de densidad de polos de los elementos estructurales que caracterizan D1 en el grupo Tireo (Sm y Lm) y D2 (Sp+1).

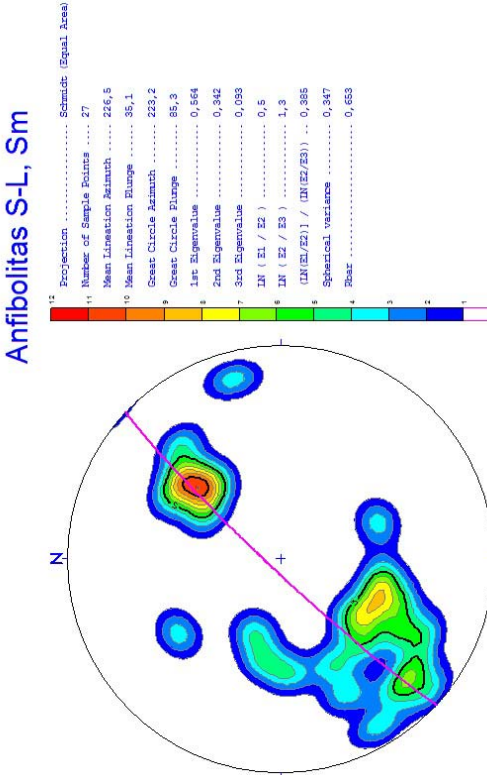
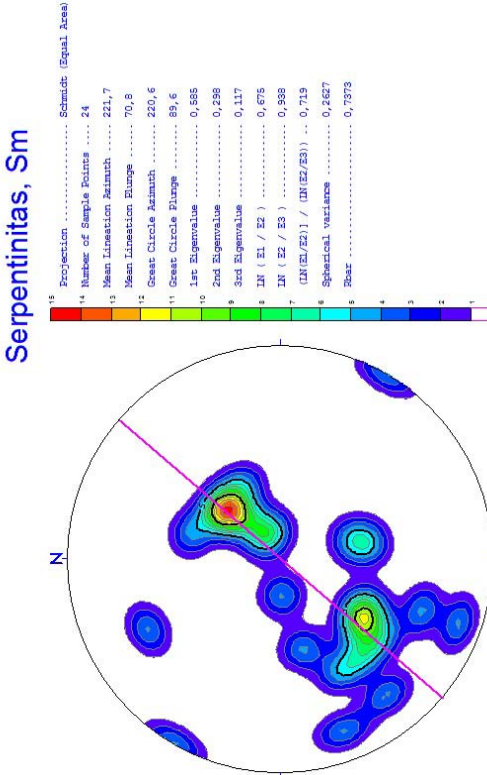
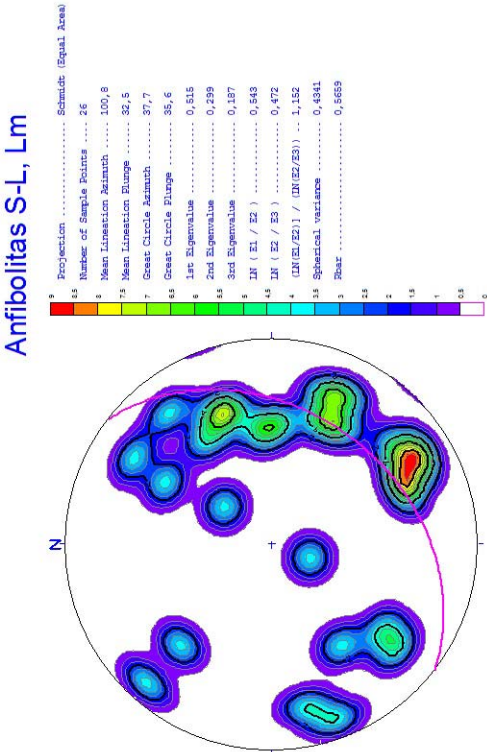
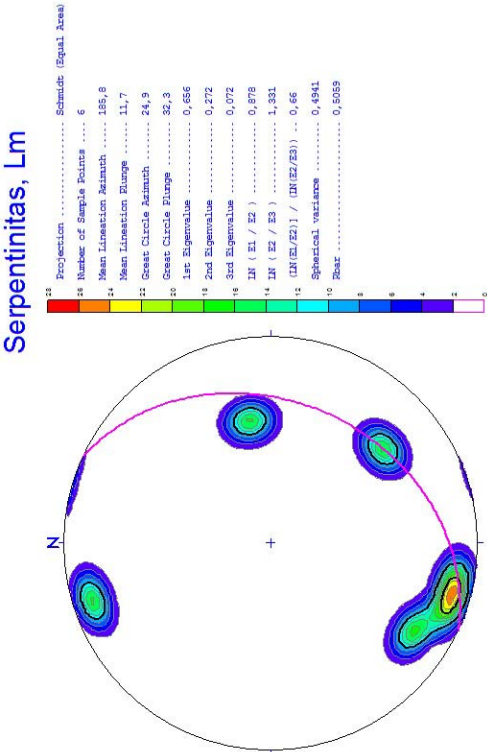
Fig. 4.8. Diagramas de densidad de polos de los elementos estructurales que caracterizan la deformación magmática (Sm y Lm) en los batolitos de Buena Vista y Jumunucu.

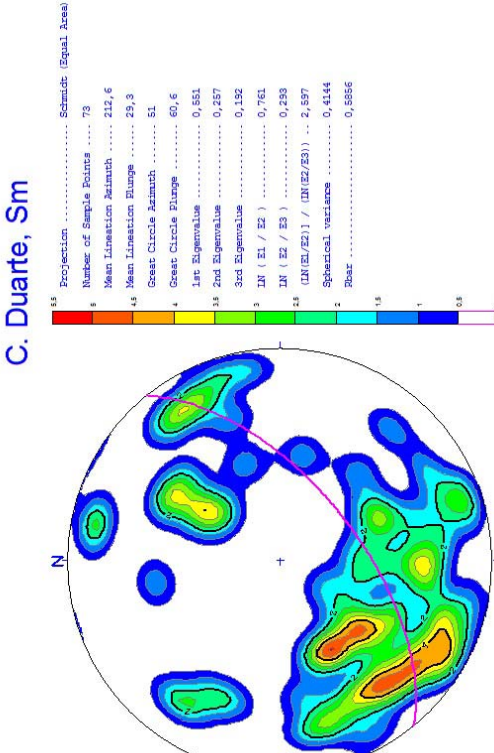
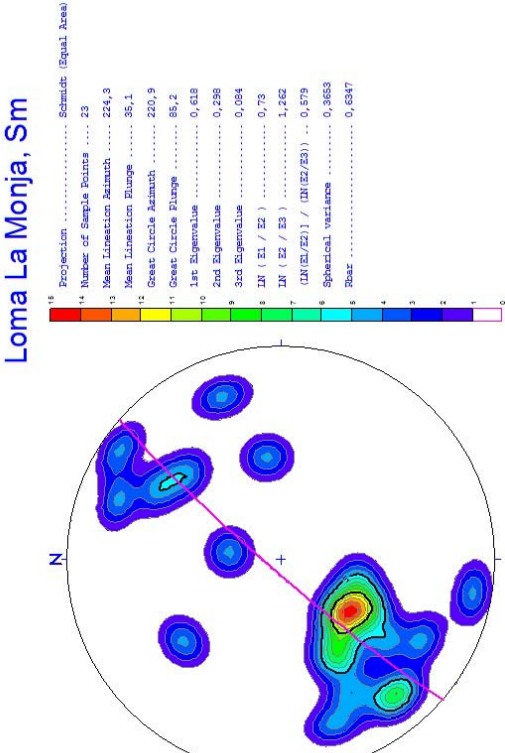
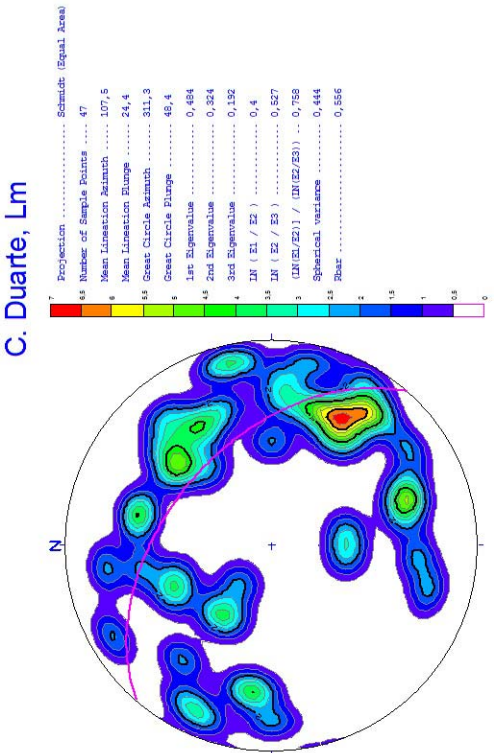
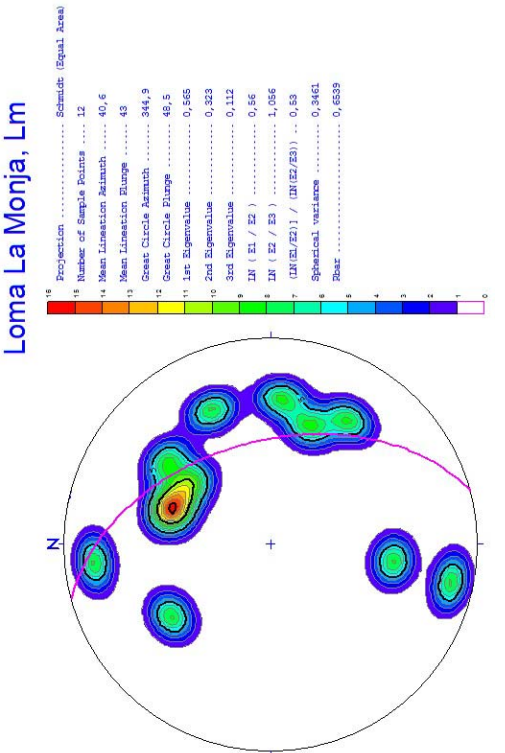
Fig. 4.9. Diagramas de densidad de polos de los elementos estructurales que caracterizan deformación magmática (Sm y Lm) en el batolito de El Río y en las tonalitas foliadas.

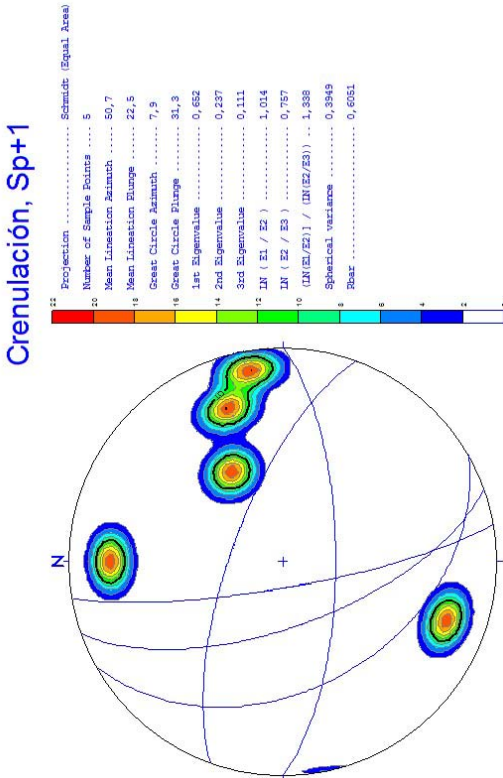
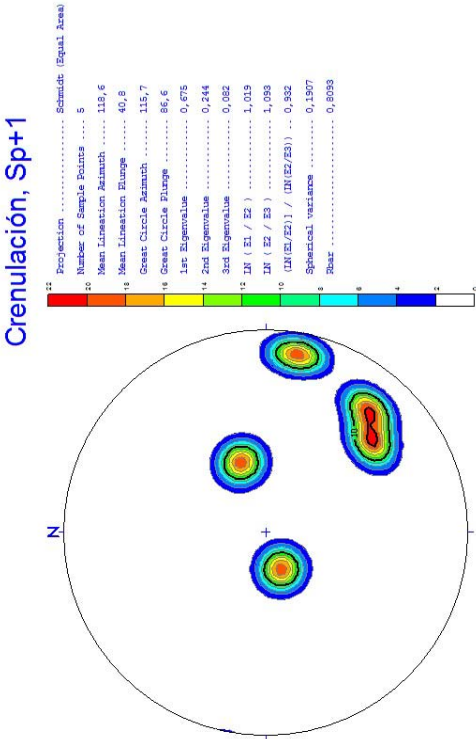
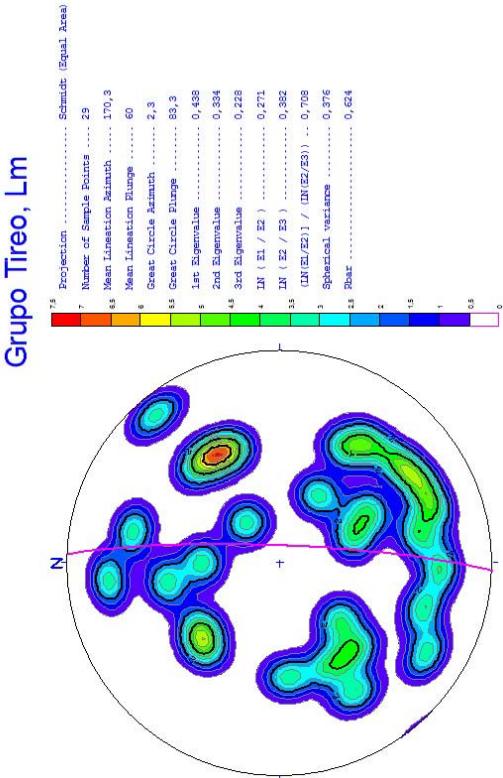
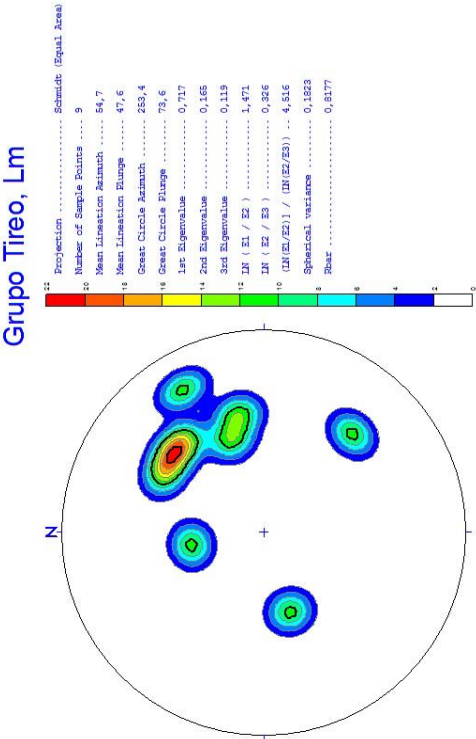
Fig. 4.10. Diagramas de densidad de polos de los planos de diques máficos, fábricas magmáticas en los Gabros de los Velázquezitos, planos cizalla D4, y estratificación (S0) en Grupo Tavera.

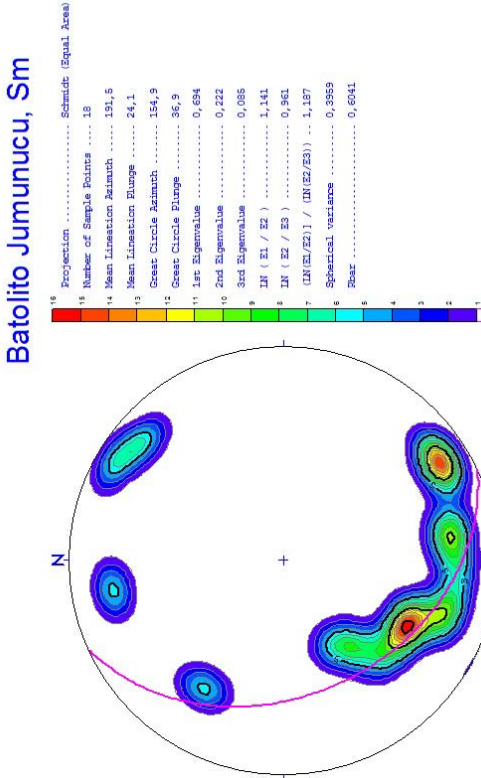
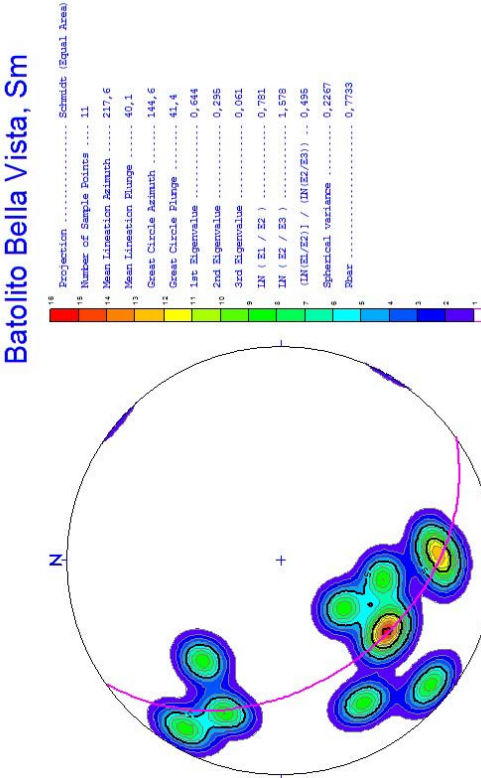
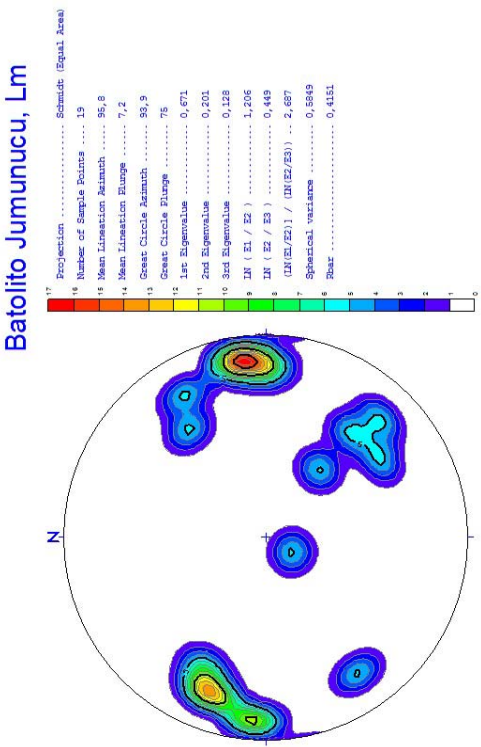
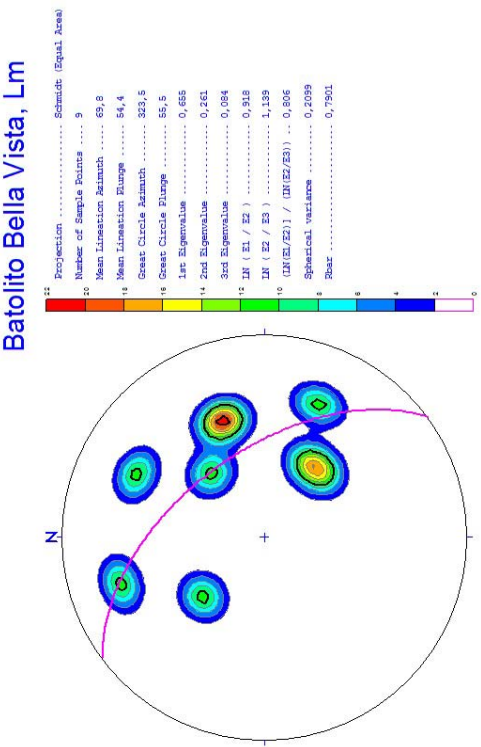
Fig. 4.11. Diagramas de densidad de polos de los elementos estructurales (Sm y Lm) en las Pizarras de El Café.

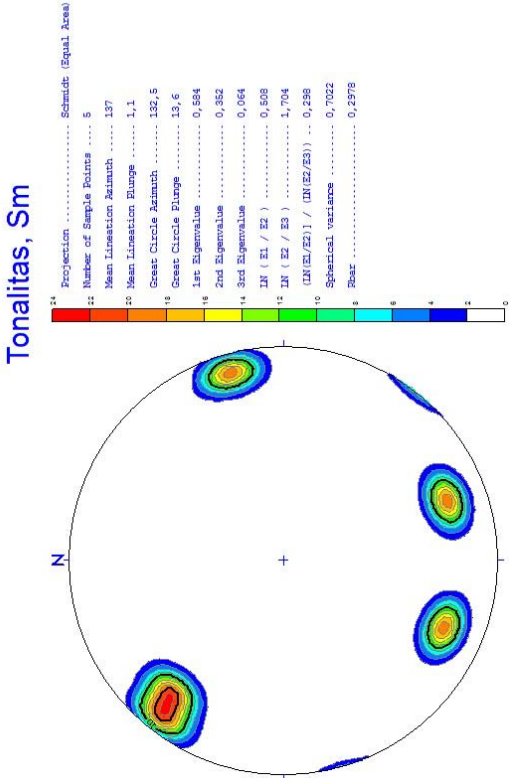
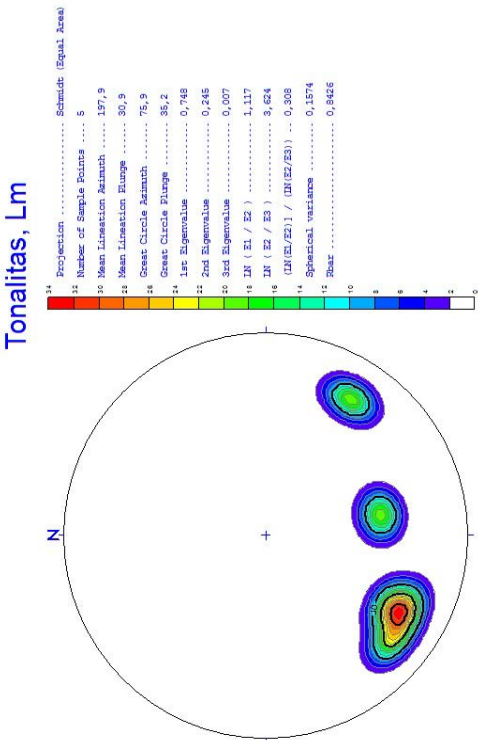
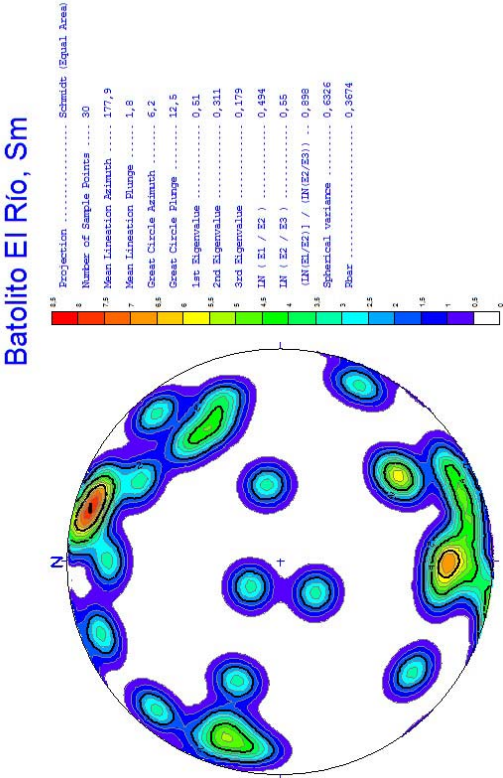
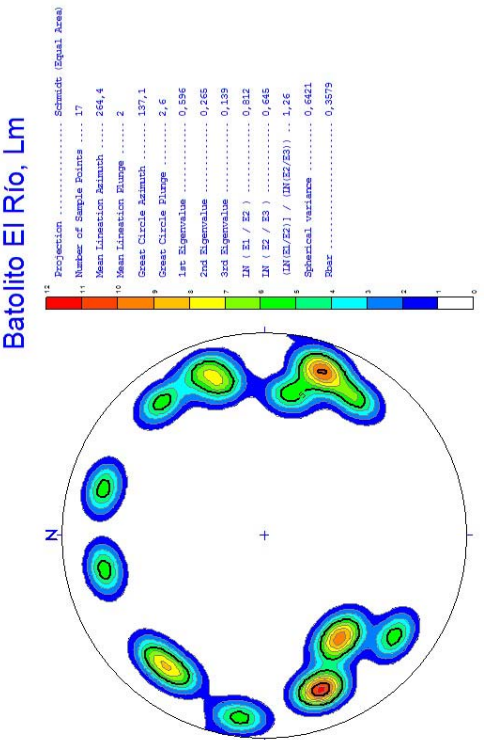




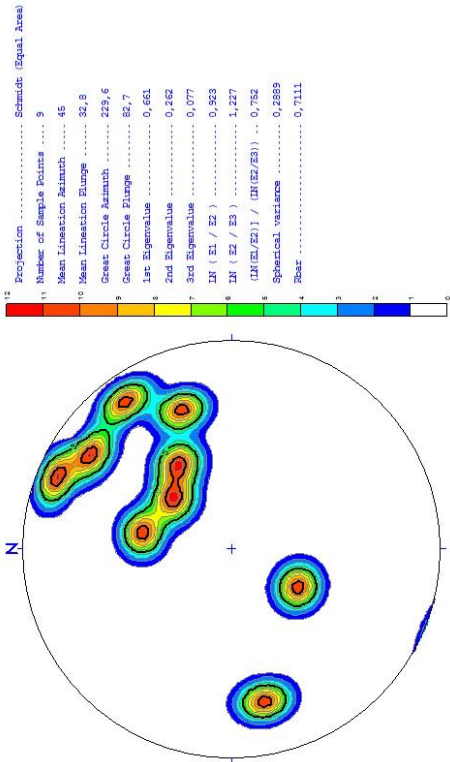




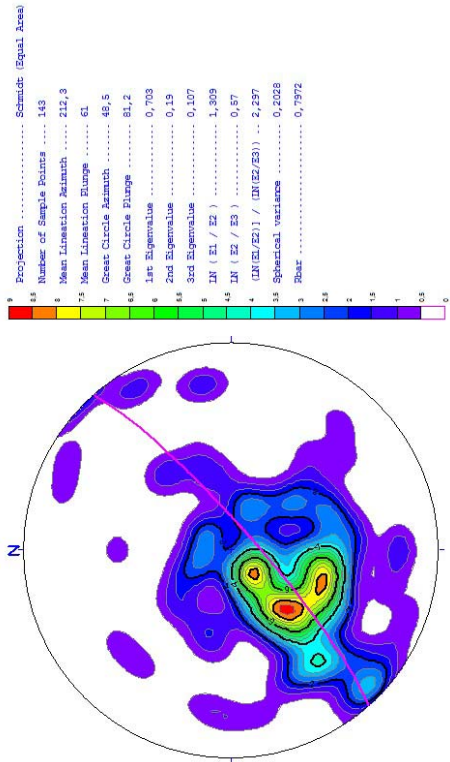




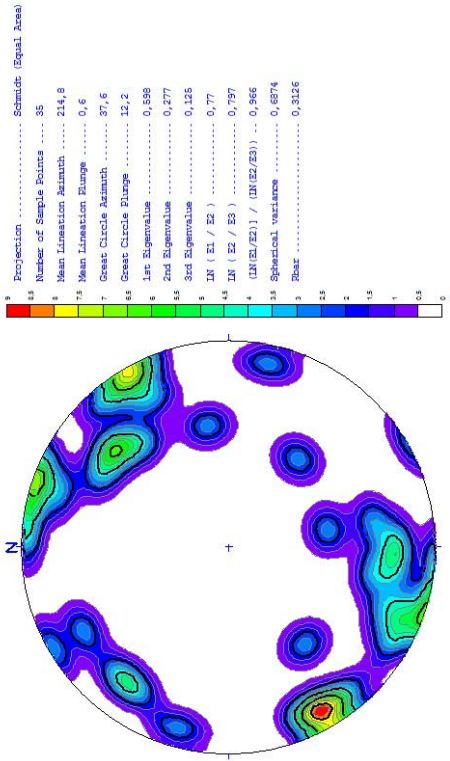
Gabros Los Velázquez, Sm



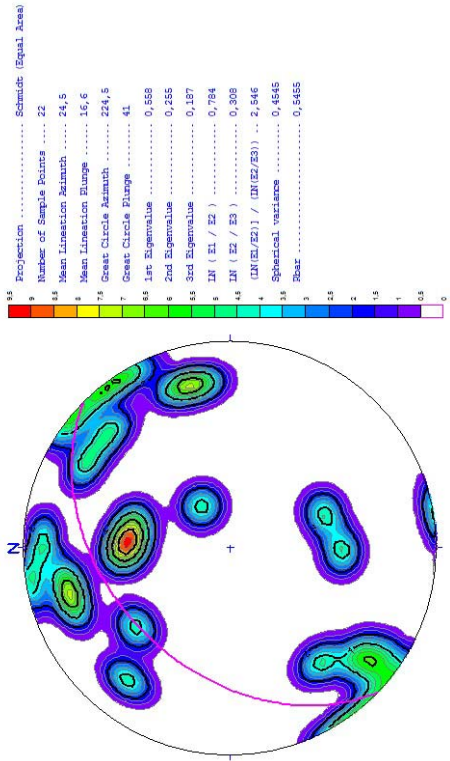
Tavera, S0

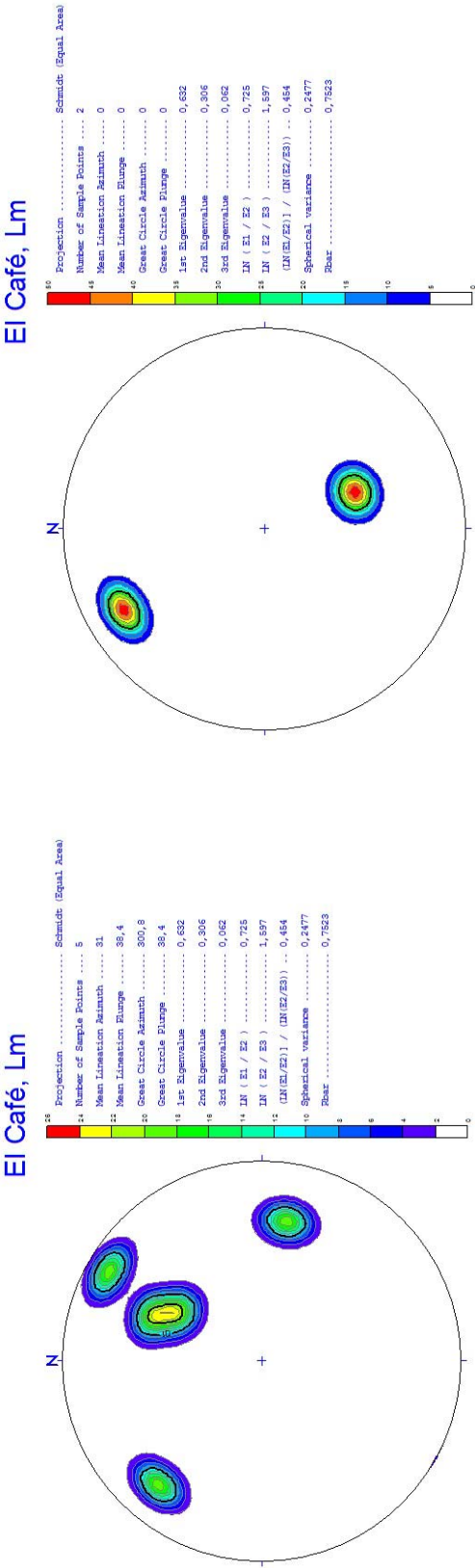


Diques



Zonas Cizalla, Sp





4.3. Metamorfismo

En la Hoja de La Vega, las rocas de tanto la Fm Amina-Maimón como del sustrato plutono-metamórfico contienen asociaciones minerales relacionadas principalmente con dos eventos metamórficos: (1) una blastesis pre-Sp (o pre-D1) estática de carácter hidrotermal; y (2) una blastesis esencialmente sin-Sp (sin-D1) dinamotérmica.

La blastesis estática está relacionada con el metamorfismo de fondo oceánico (espilitización) o la alteración hidrotermal de los protolitos sin-, tardi- y post-magmática, siendo por tanto de edad Cretácica. Este metamorfismo es de carácter pseudomórfico y preserva las estructuras y microtexturas, pero generalmente reemplaza a la mineralogía ígnea, que sólo se conserva relictas en las unidades del Cretácico Superior más alto. Las asociaciones minerales formadas incluyen albita, clorita, prenhita y pumpellita en litologías máficas, y caolinita, clorita, illita e interestratificados illita-esmectita en metapelitas, que indican condiciones metamórficas propias de la facies de prenhita-pumpellita. La alteración hidrotermal alcanzó las condiciones de la facies de los esquistos verdes inferior, como atestigua la formación en gabros y metasedimentos volcanoclásticos de albita, clorita, epidota y actinolita. La blastesis dinamotérmica polifásica que afecta al complejo plutono-metamórfico del dominio de la Cordillera central gradúa en edad desde el Cenomanense hasta el Campaniense. Sin embargo se desconoce la edad del tectonometamorfismo que afecta a la Fm Amina-Maimón, que no alcanza la facies de las anfibolitas. La intensidad del metamorfismo alcanzada por cada unidad cartográfica y sus relaciones con la deformación están recogidas en la Tabla 4.1.

La blastesis dinamotérmica origina asociaciones minerales que definen la fábrica Sp-Lp de D1. En protolitos ácidos produce la asociación: $Qtz+Ab+Ms+Chl+Sph\pm Bt\pm Prh\pm Ep+Op$; y en los intermedio-básicos $Ab+Chl+Ms+Prh+Pmp+Ep+Op$ y $Act+Chl+Ep+Ab+Ms+Cal+Sph+Op$, indicativas de las facies de prenhita-pumpellita y esquistos verdes de baja-T (sin granate), respectivamente (Evans, 1990). Las zonas de cizalla de gran escala se caracterizan por el desarrollo de asociaciones sin-Sp (sin-D1) propias de la facies de las anfibolitas de baja-P con $Pl+Hbl+Qtz+Ilm\pm Bt\pm Cpx\pm Ep\pm Sph\pm Parg$. Durante la deformación D2, las asociaciones de M1 fueron reemplazadas por las asociaciones de M2, retrógradas y descompresivas a la facies de los esquistos verdes. La evolución metamórfica acompañada de enfriamiento continúa en el campo dúctil-frágil con la superposición de las zonas de cizalla retrógradas D3 y D4, de distribución espacial muy heterogénea. Durante D4, los esquistos de la Fm Amina fueron filonitizados y cataclastizados por la zona de falla de La Española.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. Descripción rasgos Fisiográficos

La Hoja de La Vega pertenece a dos dominios fisiográficos: la Cordillera Central y el Valle del Cibao. La Cordillera Central es la principal alineación montañosa de la Isla de La Española y por tanto de la República Dominicana, apareciendo como una prominente cordillera de orientación cercana a NO-SE y alcanzando su culminación en el Pico Duarte, con 3.175 metros, en la vecina Hoja de Manabao. El Valle del Cibao es una depresión morfológica, alargada según una orientación NO-SE, con una longitud de unos 230 Km y una anchura de unos 30 Km, limitada al norte por la Cordillera Septentrional y al sur por la Cordillera Central. El Valle del Cibao, o Valle de la Vega Real, aparece en el extremo nororiental de la Hoja, en sector de la ciudad de La Vega.

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 La Vega existe una densa red de fracturación, a menudo con una clara expresión morfológica. Las fallas o zonas de falla definen las alineaciones montañosas, condicionan la disposición de la red de drenaje, y suponen cambios bruscos de pendiente en los perfiles longitudinales de los ríos. La Zona de la Falla de La Española es la estructura más importante en la Hoja de La Vega que, con una dirección ONO-ESE a NO-SE, constituye el límite septentrional de la Cordillera Central y el paso a la Cuenca del Cibao. Durante el levantamiento de la Cordillera Central desde el Mioceno hasta la actualidad, la zona de falla ha producido la elevación neta del bloque meridional respecto al septentrional (Cuenca del Cibao).

El modelado de la Cordillera Central es el producto de una larga evolución geodinámica marcada por procesos de magmáticos, sedimentarios y tectónicos desde el Jurásico hasta el Mioceno. Desde el Mioceno hasta la actualidad los procesos tectónicos dieron lugar a un relieve positivo sobre el que han actuado, con mayor o menor efectividad, diversos procesos morfogenéticos modeladores, destacando los de carácter gravitacional y fluvial. En el caso del Valle del Cibao Oriental su modelado es producto de procesos tectónicos y sedimentarios recientes (rellenos sedimentarios marino-continetales) acaecidos a lo largo

del Terciario-actualidad. En el estudio del modelado de la Hoja de La Vega se reconocen formas gravitacionales, fluviales y de escorrentía superficial, por meteorización química, poligénicas y antrópicas.

Formas gravitacionales. Como formas gravitacionales se han observado un importante desarrollo de coluviones y de conos o taludes de derrubios, particularmente en el sector más elevado de la Hoja, al sur de la zona de Falla Septentrional, así como en el entorno del Cerro Santo. Las laderas con reptación se manifiestan principalmente en zonas de relieve medio y bajo. Los movimientos en masa son un proceso geomorfológico muy abundante, particularmente en el sector meridional de esta hoja. Al tratarse de una zona tropical húmeda y con un relieve muy importante los movimientos en masa y sus superficies de deslizamiento, se colonizan rápidamente por la vegetación, dificultando su reconocimiento. Los diferentes tipos de movimientos en masa observados son: deslizamiento indiferenciado, movimiento en masa complejo, flujo-lóbulo o colada de solifluxión, y deslizamiento de bloques (block slide).

Formas fluviales y de escorrentía superficial. Son formas con una amplia representación. Destacan por su extensión los abanicos aluviales de baja pendiente en la confluencia de los ríos Camú y Río Verde con el Río Licey en el norte de la hoja. Estos abanicos se originan en la apertura de los valles de los ríos Camú y Verde hacia la depresión del Cibao Oriental, expandiéndose con un radio superior a 5 km. Orlando la sierra situada al sur de la Zona de Falla de La Española se han observado también los abanicos aluviales, de alta pendiente. También cabe destacar el cortejo de conos de deyección y abanicos aluviales que orlan la Loma del Santo Cerro. Los principales ríos de la Hoja son el Yaque del Norte (y sus afluentes Baiguate y Guanajuma), Camú, Verde y Licey. A estos cursos fluviales se asocia una gran variedad de formas: fondo de valle, llanura de inundación, terrazas, cauces y meandros abandonados, y abanicos de baja y alta pendiente.

Los conos de deyección y los abanicos aluviales menores también tienen una notable representación en esta hoja. Estas formas se encuentran localizadas en el entorno de La Vega, en la Loma del Santo Cerro al Noroeste de La Vega, y entre La Loma de Lorenzo y el Alto de Las Tres Cruces, al sur de la misma ciudad. En ambos casos se sitúan sobre abanicos de baja pendiente. En algunos puntos, se han reconocido dos sistemas principales. 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. Debido al fuerte encajamiento de la red de drenaje no se observan numerosas o extensas

llanuras de inundación, sin embargo, cabe destacar las llanuras localizadas en la planicie del Licey, donde constituyen la primera llanura sobre el cauce actual. En estos depósitos se han identificado estrechas bandas inundadas temporalmente, y clasificadas como cauces y meandros abandonados.

Las terrazas completan el catálogo de las formas fluviales. Se han reconocido afloramientos de las mismas en casi todos los ríos importantes de la Hoja, destacando por su extensión y número las relacionadas con el río Verde, Camú, Yaque del Norte, y Licey. La mayoría de las terrazas con depósito, aparecen como superficies subhorizontales distribuidas a modo de retazos colgados, entre 3 y 40 m sobre el cauce actual. Las terrazas erosivas aparecen entre 20 m y 100 metros sobre el cauce actual.

Las formas fluviales erosivas son abundantes, entre ellas se han reconocido marcas de incisión lineal, destacando la zona al sur de la zona de Falla de la Española donde el relieve es mayor. 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; rápidos, cambios bruscos de pendiente, gargantas, como en los ríos Yaque del Norte y Camú (Guaiguí); barrancos, cañones, desfiladeros; divisorias montañosas, con una notable representación en las zonas de mayor relieve; y áreas acarcavadas que pierden importancia hacia el norte, hacia la Cuenca del Cibao. En la Llanura de la Cuenca del Cibao, tanto el río Camú como el Licey presentan un discurrir sinuoso con morfología de ríos meandriformes.

Formas poligénicas. Como formas de este tipo se han observado superficies de erosión degradadas y escarpes. Estas formas se concentran en la parte septentrional de la Hoja y no son excesivamente abundantes debido a la velocidad e intensidad de los procesos erosivos. Al norte del Embalse de Tavera, entre la Loma El Morro y Los Ranchos de Tavera, en el entorno de los 400 m, se ha reconocido una superficie de erosión, situada sobre los conglomerados miocenos del Grupo Tavera.

Formas por meteorización química. Aparecen en rocas cristalinas y silíceas y como resultado de los procesos de meteorización en condiciones climáticas tropicales, destacando los alvéolos de alteración, que se encuentran sobre los batolitos de Jumunuco y Buena Vista, y las argilizaciones.

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. Entre las modificaciones antrópicas se destaca la del embalse de Tavera.

5. 3. Evolución e Historia Geomorfológica

La morfología de la Hoja de La Vega está influenciada por los procesos sedimentarios y tectónicos acaecidos a lo largo del Paleógeno hasta la actualidad, aunque su fisonomía actual se ha perfilado fundamentalmente y de un modo continuo desde el Mioceno. A principios del Cuaternario la zona montañosa de la Cordillera Central ya habría adquirido prácticamente su configuración actual, mediante la acción conjunta de la meteorización química, el fuerte encajamiento de la red fluvial según una tendencia consecuente, y la actividad tectónica de levantamiento. En la transición de la Cordillera Central o piedemonte de la Cordillera con la Cuenca del Cibao, que tiene lugar en el sector central de la Hoja, se observan algunas superficies de erosión, que aunque no presentan grandes extensiones, sirven, una vez exhumadas, de punto de partida para la progresiva instalación de la red fluvial a lo largo del Cuaternario.

La actividad fluvial ha sido el principal agente modelador durante el Holoceno, dando lugar al encajamiento de los principales ríos de la zona en el sustrato metamórfico y granítico, en los abanicos y en otros sedimentos fluviales preexistentes, dando lugar a extensas llanuras aluviales en las que las bajas pendientes propiciaron las tendencias divagantes observadas en la Cuenca del Cibao. Por su parte, la notable erosión remontante favorecida por la existencia de líneas de debilidad estructural y alteración química, y el retroceso de las vertientes por inestabilidad gravitacional, ha producido cambios en el patrón de la red de drenaje.

Como principales motores en la futura evolución de la red, deben de tenerse en cuenta: la influencia de las fallas relacionadas con la elevación general de la cordilleras Central; las posibles modificaciones eustáticas del nivel de base; el retroceso de las vertientes; la erosión remontante y las posibles capturas derivadas de ella, sin olvidar los retoques producidos en las zonas montañosas por los fenómenos de alteración química y la actividad gravitacional de las vertientes.

Dentro de la Hoja de La Vega existe una gran variedad en cuanto a la naturaleza 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 y antrópica. En particular, la ciudad de La Vega fue destruida por un movimiento sísmico el 2 de Diciembre de 1562. Sus ruinas son conocidas hoy como *Ruinas de la Vega Vieja*. El 7 de mayo de 1842 la nueva ciudad fue una vez más abatida por un terremoto, que destruyó las principales construcciones con que contaba. Por lo tanto, el área estudiada posee un importante riesgo sísmico ya que se combina una gran densidad de población en un área muy próxima a grandes zonas de falla activas.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

En la Hoja de La Vega (6073-II) se pueden distinguir tres conjuntos litológicos: (1) el complejo volcano-plutónico metamorfizado Jurásico Superior-Cretácico Superior; (2) las unidades esencialmente siliciclásticas paleógenas del Grupo Tavera; y (3) las unidades siliciclásticas y carbonatadas neógenas y cuaternarias del Grupo Yaque del Norte. La historia geológica simplificada que registran estos tres conjuntos litológicos puede sintetizarse en los siguientes eventos:

- Jurásico Medio-Superior. Edad de formación de las rocas oceánicas más antiguas de la Cordillera Central y representadas por la asociación volcano-plutónica de Loma La Monja (Escuder-Virue et al., 2009).
- Cretácico Inferior. 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; Lapierre et al., 1997, 1999, 2000; Escuder-Virue et al., 2004, 2005, 2007), edificados sobre un sustrato oceánico de basaltos, sedimentos pelágicos y radiolaritas de procedencia Pacífica (Montgomery et al., 1994).
- 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-Virue 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-Virue et al., 2008).
- Episodio de magmatismo de arco en el Cretácico Superior, representado por la Fm Restauración del Grupo Tireo (Lewis et al., 1991, 2000, 2002; Escuder-Virue et al., 2007, 2008), y la intrusión de 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-Virue et al., 2004; Joubert et al., 2004; Stein et al., 2004). Sobre estos materiales tuvo lugar la

- Paleoceno-Eoceno Inferior. Formación de la Falla de la Española e inicio de los desplazamientos laterales entre el arco primitivo y el arco Cretácico Superior (parte trasera arco), 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-Virue y Pérez-Estaún, 2006) y cese de la actividad mágmica relacionada con la subducción. Desplazamiento a lo largo de la Falla de la Española.
- Eoceno Medio-Superior-Oligoceno/Mioceno Inferior. Sedimentación del Grupo Tavera de carácter sin-orogénico. Movimientos frágiles a lo largo de la Falla de la Española.
- Mioceno Superior-Actualidad. Continuando con la etapa anterior, sedimentación del Grupo Yaque del Norte. 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). Encajamiento y erosión remontante de la red fluvial.

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 (Sysmin, 2004). Debido a su especial situación hidrogeológica, la Hoja de La Vega queda integrada al sur en la subunidad hidrogeológica de Jarabacoa-Las Placetas de la Unidad Hidrogeológica de la Cordillera Central, y al norte en las subunidades del Yaque del Norte y Bajo Yuna de la Unidad del Valle del Cibao. La subunidad hidrogeológica de Jarabacoa-Las Placetas limita al norte con los depósitos conglomeráticos, lutíticos y margosos del Grupo Tavera y del Grupo Yaque del Norte, y sur con las rocas volcanosedimentarias y plutónicas de baja permeabilidad de las subunidades del Alto Yuna y Valvacoa-La Humeadora. La subunidad del Yaque del Norte limita al norte con los materiales Terciarios de la unidad hidrogeológica de la Cordillera Septentrional, al oeste está abierta al mar y este en conexión hidráulica con los materiales de la subunidad del Bajo Yuna. La subunidad del Bajo Yuna está abierta al este con el mar y en el contacto con los depósitos margosos Pliocenos de la Península de Samaná.

7.1.1.1. Climatología del sector meridional

Los datos climatológicos del sector meridional de la Hoja, o de la subunidad hidrogeológica de Jarabacoa-Las Placetas, proceden de una estación climática del INDRHI, situada en Jarabacoa (19°7'50", 70°38'20", 500 m). La serie de años utilizada para el análisis de precipitación es de 32 años, entre 1971 y 2002. Los valores anuales de precipitación, en mm, para el año tipo de la estación se presentan en la Tabla 7.1. La Fig. 7.1 recoge la distribución mensual de la precipitación, para año medio, de estaciones representativas de la unidad hidrogeológica a diferentes altitudes, en la que los datos de Don Miguel serían representativos para Jarabacoa.

CÓDIGO	NOMBRE DE LA ESTACIÓN	AÑO SECO	AÑO MEDIO	AÑO HÚMEDO
0401	JARABACOA	1173.3	1511.1	1934.7

Tabla 7.1. Valores anuales de precipitación, en mm

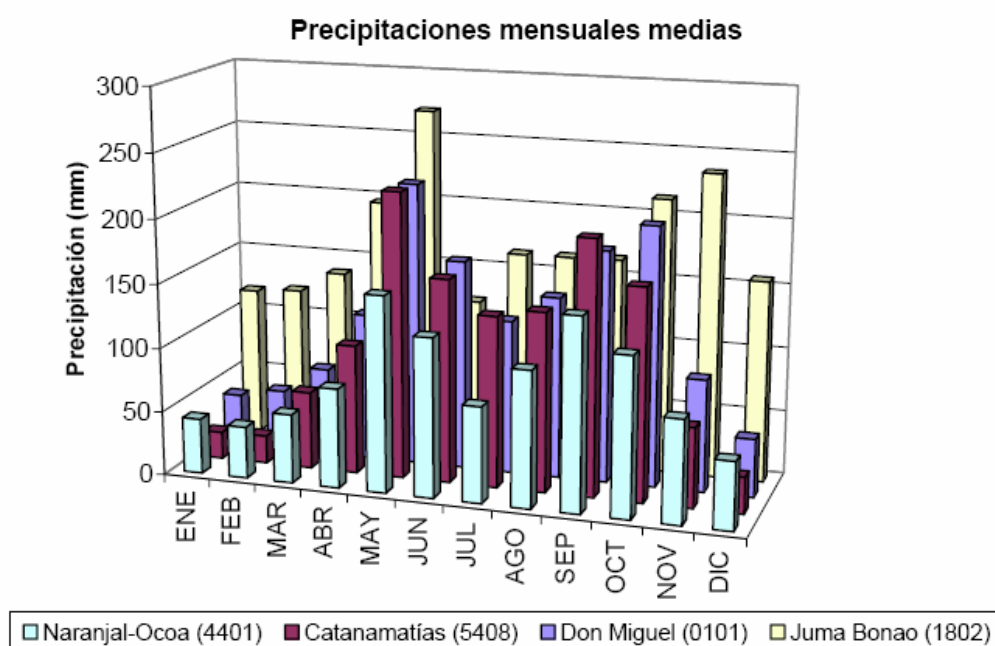


Fig. 7.1. Distribución mensual de la precipitación, para año medio, en estaciones representativas de la Cordillera Central.

La serie de años utilizada para el análisis de temperatura es de 31 años, entre 1972 y 2002. La temperatura media anual en la estación de Jarabacoa es de 22,2 °C. La distribución mensual de las temperaturas medias en estaciones representativas de diferentes altitudes queda representada en la Fig. 7.2.

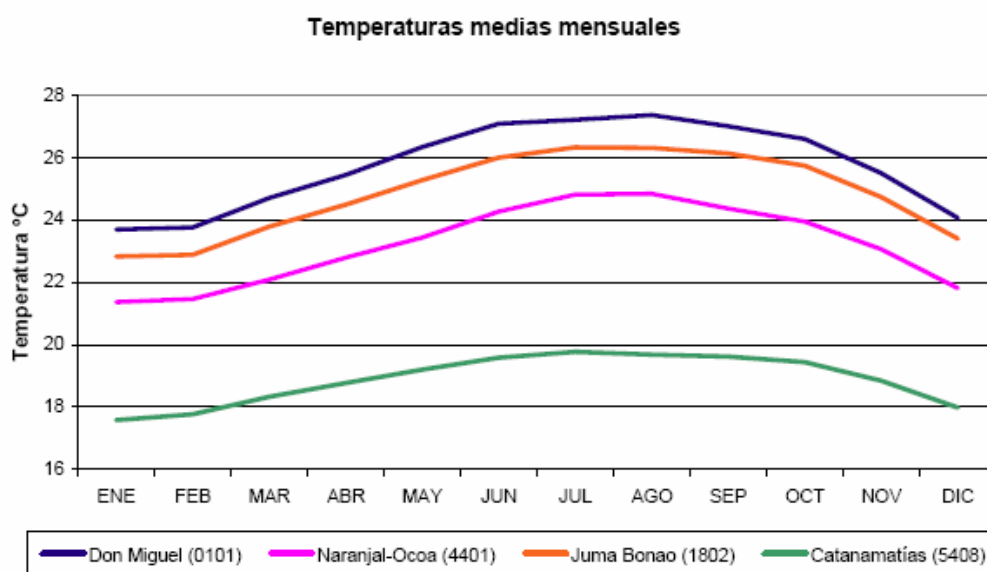


Fig. 7.2. Distribución mensual de temperaturas medias en estaciones representativas.

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
Jarabacoa – Las Placetas	241	543	1.3

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

7.1.1.2. Climatología del sector septentrional

Los datos climatológicos del sector septentrional de la Hoja, o de la subunidad hidrogeológica de Yaque del Norte-Bajo Yuna, proceden de una estación climática del INDRHI, situada en Tavera (19°17'00", 70°43'05", 300 m). La serie de años utilizada para el análisis de precipitación es de 35 años, entre 1968 y 2002. Los valores anuales de precipitación, en mm, para el año tipo de la estación se presentan en la Tabla 7.3. La Fig. 7.3 recoge la distribución mensual de la precipitación, para año medio, de estaciones representativas de la unidad hidrogeológica a diferentes altitudes, en la que los datos de Tavera y Quiniagua serían representativos para el área de La Vega.

CÓDIGO	NOMBRE DE LA ESTACIÓN	AÑO SECO	AÑO MEDIO	AÑO HÚMEDO
0402	TAVERA	-	1211.7	-

Tabla 7.3. Valores anuales de precipitación, en mm

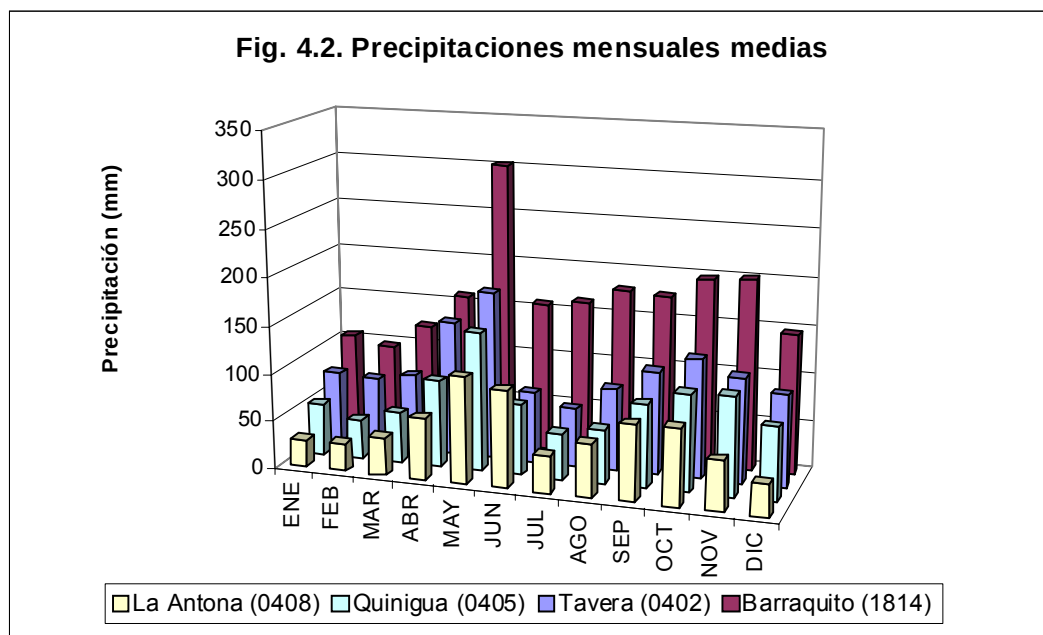


Fig. 7.3. Distribución mensual de la precipitación, para año medio, en estaciones representativas de la Cuenca del Cibao: Tavera (0402, 300 m.s.n.m.), Quinigua (0405, 138 m.s.n.m.), La Antona (0408, 48 m.s.n.m.) y Barraquito (1814, 8 m.s.n.m.).

La serie de años utilizada para el análisis de temperatura es de 33 años, entre 1968 y 2000. La temperatura media anual en la estación de Tavera es de 24,5 °C. La distribución mensual de las temperaturas medias en estaciones representativas de diferentes altitudes queda representada en la Fig. 7.4.

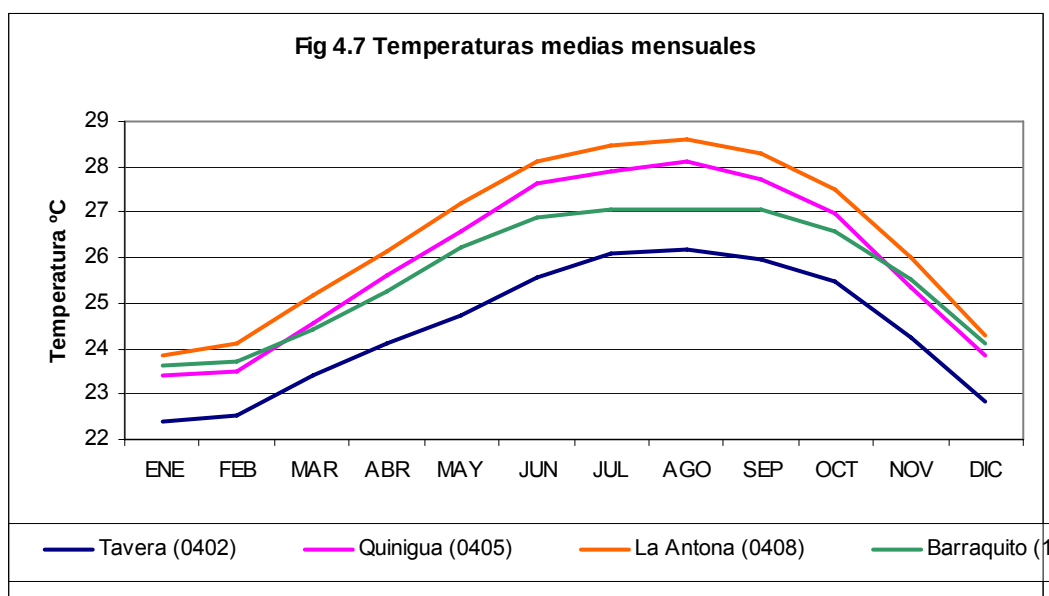


Fig. 7.4. Distribución mensual de temperaturas medias en estaciones representativas.

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 7.4.

Subunidades	Año seco	Año medio	Año humedo
<i>Yaque del Norte</i>	0	40	165
<i>Bajo Yuna</i>	13	168	381
MEDIA DE LA UNIDAD (*)	5	90	250

Tabla 7.4. 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

La Hoja de La Vega dentro de la red hidrográfica de las amplias unidades de la Cordillera Central y Cuenca del Cibao se distribuye dentro de dos grandes zonas o ejes de descarga superficial, que están directamente relacionados con los principales sistemas de fracturación de la unidad, y que terminan conformando varias cuencas hidrográficas distintas. Estas cuencas y ejes son las siguientes:

- El eje de distribución predominante S-N y SO-NE de la cuenca alta del Yaque del Norte. Se localiza en el sector noroeste de la unidad, en el cual los cauces fluviales discurren sobre rocas volcanosedimentarias, plutónicas masivas y plutónicas fisuradas y alteradas (granitos fisurados y alterados) y terminan descargando hacia el Norte y Noroeste, por las cuencas del Bao-Jagua y Yujo-Baiguata, y hacia el Valle del Cibao (subunidad del Yaque del Norte).
- El eje de distribución predominante S-N y SO-NE de la cuenca alta del Alto Yuna. Se localiza en el sector noreste de la unidad, en el cual los cauces fluviales discurren sobre rocas ultramáficas y serpentiniticas masivas y fisuradas, volcanosedimentarias masivas y fisuradas, plutónicas fisuradas y alteradas (granitos fisurados y alterados), calizas cretácicas y depósitos de aluvial. Dichos cauces terminan descargando hacia el Noreste, por las cuencas del Alto Yuna-Maimón-Maguaca y Camu-Jima, hacia el Valle del Cibao (subunidad del Yuna).

En la Hoja de Jarabacoa existen 2 infraestructuras hidráulicas de regulación y almacenamiento de agua, cuyas características se recogen en la Tabla 7.5. La Tabla 7.6 incluye los puntos de agua reconocidos en la Hoja de La Vega.

Presa	Río	Tipo Presa	Alt (m)	Cap. (Hm ³)	Uso
Guanajuma	Guanajuma	Tierra	19	2	Riego
Tavera	Yaque del Norte	Tierra	80	173	Consumo humano, Riego y Hidroeléctrica

La Tabla 7.5. Infraestructuras hidráulicas en la Hoja de La Vega.

Hoja	Coord_X	Coord_Y	Cota	Uso	Naturaleza
La Vega	335934	2128716		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	333567	2135158		INDUSTRIAL	POZO
La Vega	333592	2135175		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	333419	2136109		ECOLÓGICOS	POZO
La Vega	333386	2136343	158		SIMAS
La Vega	333506	2136707	181	INDUSTRIAL	POZO
La Vega	328806	2137834	238	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	328785	2137906	230	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	328694	2137609		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	332501	2138328	185	INDUSTRIAL	POZO
La Vega	333205	2137102	170	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	333448	2135506	160	INDUSTRIAL	POZO
La Vega	333579	2134907		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	333585	2134925		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	333574	2134948		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	333600	2134900		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	338291	2129156	102	TURISMO	POZO
La Vega	338474	2129618		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	338499	2129594		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	338408	2129610		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	338436	2129640		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	338477	2129641		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	338636	2131276			POZO
La Vega	338656	2131247	125	GANADERÍA	POZO
La Vega	337786	2133216	158	INDUSTRIAL	POZO
La Vega	337891	2133397		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	338047	2134496	140	GANADERÍA	POZO
La Vega	338243	2136402	140	INDUSTRIAL	POZO
La Vega	338575	2137089		INDUSTRIAL	POZO
La Vega	336229	2129423	160	INDUSTRIAL	POZO
La Vega	336131	2129535		INDUSTRIAL	POZO
La Vega	335980	2129594		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	336020	2129582		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	335042	2131768	198	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	334661	2133396	202	INDUSTRIAL	POZO
La Vega	333984	2134614	170	INDUSTRIAL	POZO
La Vega	334218	2134067		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	334266	2134032	199	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	334260	2134002		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	334450	2133598		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO

La Vega	334984	2132283		TURISMO	POZO
La Vega	334994	2131913		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	334984	2131768		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	333052	2126702			CAUCE SUP.
La Vega	339820	2128398	85	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	339826	2128460	102		POZO
La Vega	339786	2128462	102		POZO
La Vega	339731	2128514	10,05	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	339709	2128510	87	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	339880	2128426	155	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	338862	2128820		INDUSTRIAL	POZO
La Vega	338462	2128930		INDUSTRIAL	POZO
La Vega	338168	2128870		INDUSTRIAL	POZO
La Vega	337973	2128840		INDUSTRIAL	POZO
La Vega	337605	2128940		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	337589	2128976	108	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	335736	2128558	120	INDUSTRIAL	POZO
La Vega	334320	2128038		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	334348	2128060		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	338286	2124032		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	338081	2124099		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	337992	2124145	85	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	338027	2124138		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	337925	2124936	90	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	338183	2127642		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	337176	2128126		ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	337087	2128237	112	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO
La Vega	336478	2128866	121	INDUSTRIAL	POZO
La Vega	336485	2128847	126	INDUSTRIAL	POZO
La Vega	336564	2128345		INDUSTRIAL	POZO
La Vega	336588	2128799		INDUSTRIAL	POZO
La Vega	336833	2128819		INDUSTRIAL	POZO
La Vega	336833	2128719		INDUSTRIAL	POZO
La Vega	334975	2132414	216	ABASTECIMIENTO (DOMESTICO)	POZO

Tabla 7.6. Puntos de agua en la Hoja de La Vega.

7.1.3. Descripción Hidrogeológica

La mitad meridional de la Hoja de La Vega se integra en la Unidad o Zona Hidrogeológica de Cordillera Central, de dirección predominante NO-SE e incluyendo una serie de valles intramontañosos (como la Cuenca de Jarabacoa), en su mayor parte de origen estructural, y de depresiones marginales. La gran complejidad geológica de la unidad (tanto estructural, como de variedad y particularidad de litologías) le confiere, igualmente, una gran complejidad hidrogeológica, con funcionamientos hidrogeológicos (zonas de recarga, transición y descarga) muy sectorizados e independizados, e intimamente relacionados con los citados condicionantes litológicos y estructurales de cada zona. La mitad septentrional de la Hoja de La Vega se integra en la Unidad de la Cuanca del Cibao, que conecta al este y oeste con el mar.

En la subunidad de Jarabacoa-Las Placetas, los materiales permeables, de permeabilidad media-baja, y de baja permeabilidad, ocupan una superficie respectiva de 57,03 km², 256,1 km² y 2713,45 km². Por lo tanto, en la subunidad predominan los materiales de baja permeabilidad. En las subunidades de Yaque del Norte y Bajo Yuna, la superficie respectiva de materiales permeables/de baja permeabilidad es de 3898 km²/254 km² y de 2483 km²/6 km², dominando por el contrario los materiales permeables. Con criterios de funcionamiento hidrogeológico, dentro de los límites de estas subunidades se han diferenciado cuatro tipos distintos de materiales, cuyas principales características y extensión areal son las siguientes:

- Formaciones con permeabilidad por porosidad intersticial
 - o Formaciones porosas con permeabilidad y productividad elevadas
 - o Qa: depósitos de terrazas fluviales del Cuaternario.
 - o Qal: Compuestos por depósitos de aluvial reciente,
- Formaciones porosas con permeabilidad variable y productividad media.
 - o Ncg: conglomerados y depósitos deltáicos del Neógeno.
 - o Ncg: Conglomerados del Neógeno.
 - o Ocg: Estos materiales presentan unas características similares a los anteriormente descritos, aunque son de edad más antigua (Oligoceno).
- Formaciones fisuradas con permeabilidad por fisuración/karstificación
 - o Formaciones fisuradas de alta permeabilidad y productividad
 - o Cc: calizas cretácicas de color gris.
 - o Plc: Formación de caliza arrecifal detrítica, muy karstificada y de edad Plioceno-Pleistoceno.
 - o Formaciones de tipo mixto con permeabilidad media por fisuración y/o porosidad
 - o intersticial y productividad moderada:
 - o Pcg: Formación compuesta por depósitos de conglomerados, arenas, molasas y calizas arrecifales del Pleistoceno-Plioceno.

Complementariamente a estas formaciones permeables, existirán dentro de los límites de esta unidad otras formaciones de baja permeabilidad o con extensión superficial muy reducida, que se consideran como no acuíferas o como acuíferos muy puntuales y de escasa o nula potencialidad de explotación. Dentro de este grupo habría que incluir las rocas plutónicas tipo granitos (RPg) e indiferenciadas (RPi), las rocas metamórficas

indiferenciadas (MTi), Rocas volcano-sedimentarias (RVs), terciario indiferenciado (Ti), margas oligocenas (Om) y las margas y yesos del Plioceno (PLm-y), cuya superficie conjunta de afloramientos es de 260 Km² que equivale a un 3.9% del total de la unidad.

7.2. Recursos minerales

7.2.1. Aspectos generales

La Hoja de La Vega presenta principalmente interés en los recursos minerales siguientes:

- Mineralizaciones volcanosedimentarias de sulfuros masivos asociadas a la Fm Amina-Maimón del Cretácico Inferior. Gossans. Cu-Au (Zn)
- Mineralizaciones volcanosedimentarias en el Grupo Tireo del Cretácico Superior. Gossans. Au-Cu
- Mineralizaciones epitermales de alta sulfuración asociadas al Grupo Tireo. Au-Cu.
- Mineralizaciones en estructuras o bandas de cizalla principalmente desarrolladas en el Grupo Tireo. Cu-Au

En particular, el Grupo Tireo aflorante en la Hoja de La Vega ha sido y es objeto de investigaciones para oro epitermal y posibles pórfidos de cobre. Por otro lado, los depósitos de aluvión de arroyos y río han sido objeto de lavado para oro, como es todavía el caso, pero de manera artesanal e intermitente, en los ríos Yaque del Norte y Camú. Igualmente, en la Hoja existen numerosas pequeñas canteras que explotan los materiales tonalíticos y basálticos como áridos. Los indicios observados durante la realización de la Hoja de La Vega están recogidos en la Tabla 7.7.

7.2.2. Indicios y prospectos metálicos

El yacimiento de El Yujo de oro y cobre, situado en las colinas del NO de Jarabacoa, es conocido desde hace ya casi tres décadas (Lewis y Jiménez, 1991). Durante la realización de la cartografía de la Hoja la compañía *GoldQuest Mining Corp* de Vancouver ha completado el 8392 m de sondeos (47 pozos) en el depósito de Au-Ag-Cu de Las Ánimas en la Cordillera Central, el cual constituye un depósito de sulfuros masivos rico en oro. Según esta Compañía, el depósito de sulfuros masivos de El Yujo está dispuesto verticalmente y el espesor perpendicular gradúa entre 7 y 25 m, habiendo sido sondeado hasta los 516 m de profundidad. Los resultados en el 2008 incluyen 10,08 m (7,8 m perpendicularmente a la estructura) de 2,29 g/t Au, 3,76% Cu, 3,62% Zn y 51,8g/t Ag, y 4,79m (3,67 m

perpendicularmente) de 2,50g/t Au, 2,77% Cu, 5,45% Zn y 49,6g/t Ag. Los trabajos realizados por la Compañía también han descubierto una zona de mineralización de oro diseminado, localizada aproximadamente 1km al sureste de El Yujo a las Guazumitas, en el que los resultados preliminares de los sondeos han dado como resultado 27,95 m con 1,32g/t Au y 18m con 1,32g/t Au.

Regionalmente, las leucotonalitas y aplitas foliadas de los batolitos de Jumunucu-Buena Vista poseen indicios de gossan de potencia decamétrica y extensión hectométrica. En estos sectores, las tonalitas se caracterizan por una gran abundancia modal de micas blancas y una alteración pervasiva, donde cabe esperar la presencia acumulaciones de oro.

7.2.3. Indicios no metálicos

7.2.3.1. Rocas industriales y ornamentales

Las tonalitas con hornblenda y particularmente las leucotonalitas de los batolitos de Jumunucu-Buena Vista y El Río, son volumétricamente muy abundantes en áreas de fácil acceso, por lo que presentan un gran potencial como rocas ornamentales. Sin embargo, se depende de encontrar afloramientos de rocas frescas e inalteradas (no transformadas a lthem granítico), homogéneas litológicamente y poco fracturadas, lo que no es el caso de los observados.

Los materiales detríticos del Grupo Tavera, con los conglomerados de las Formaciones Inoa, Velázquez, Represa y Bulla, así como los materiales del Grupo Yaque del Norte, particularmente las calizas de la Fm Cercado, poseen un gran potencial de áridos para la construcción y el mantenimiento de la red local de carreteras.

Sustancia	Indicio	Latitud	Logitud	Paraje	Comentarios	Unidad Geológica
Cantera	1	-70,547019	19,172017	Loma El Higo	Serpentinitas	Peridotita Loma Caribe
Cantera	2	-70,712762	19,185843	Llano del Higo	Anfibolitas	Anfibolitas
Cantera	3	-70,693872	19,235678	El Aguacate	Chert	Chert del Aguacate
Cantera	4	-70,703839	19,225309	La Guama	Metabasaltos	Complejo Duarte
Cantera	5	-70,734464	19,305367	Yerba de Culebro	Conglomerados	Fm Represa
Cantera	6	-70,702473	19,28696	Las Cruces	Conglomerados	Fm Represa
Cantera	7	-70,662685	19,297811	Guardarraya	Conglomerados	Fm Represa
Cantera	8	-70,60642	19,276752	Alto del Jobo	Conglomerados	Fm Represa
Cantera	9	-70,574107	19,261399	Guaco	Conglomerados	Fm Represa
Cantera	10	-70,573143	19,255934	Guaco	Conglomerados	Fm Represa
Cantera	11	-70,570168	19,259953	Autopista Duarte	Conglomerados	Fm Represa
Cantera	12	-70,576599	19,244037	La Joya	Serpentinitas	Peridotita Loma Caribe
Cantera	13	-70,544045	19,183672	Guaiguí	Lateritas	Peridotita Loma Caribe
Cantera	14	-70,547341	19,190826	Guaiguí	Lateritas	Peridotita Loma Caribe
Cantera	15	-70,509466	19,185441	Guaiguí	Lateritas	Peridotita Loma Caribe
Cantera	16	-70,519353	19,188334	Guaiguí	Lateritas	Peridotita Loma Caribe
Cantera	17	-70,513726	19,174911	Guaiguí	Lateritas	Peridotita Loma Caribe
Cantera	18	-70,500463	19,182386	Autopista Duarte	Serpentinitas	Peridotita Loma Caribe

Tabla 7.7. Indicios Rocas industriales y ornamentales de la Hoja de La Vega

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 La Vega. La denominación, coordenadas y situación geográfica de cada LIG queda recogida en la Tabla 8.1. Información adicional está incluida en las Fichas LIG asociadas.

<i>Hoja</i>	<i>N° LIG</i>	<i>Lat. (°dec)</i>	<i>Log (°dec)</i>	<i>Provincia</i>	<i>Municipio</i>	<i>Paraje</i>	<i>Denominación</i>
La Vega	1	-70,52718	19,182726	La Vega	La Vega	Arroyo Terrero	Arroyo Terrero, La Vega
La Vega	2	-70,58516	19,219344	La Vega	La Vega	Bayacanes	Bayacanes. El Puerto
La Vega	3	-70,58818	19,228275	La Vega	La Vega	Bayacanes	Bayacanes. Yamí
La Vega	4	-70,62683	19,237695	La Vega	La Vega	El Café	El Café
La Vega	5	-70,69886	19,240142	La Vega	La Vega	El Aguacate	El Aguacate
La Vega	6	-70,739675	19,268584	La Vega	El Caimito	Río Guanajuma	Río Guanajuma
La Vega	7	-70,723653	19,287515	La Vega	Tavera	Embalse de Tavera	Presa de Tavera
La Vega	8	-70,711925	19,332303	La Vega	Baitoa	Río Yaque del Norte	Baitoa

Tabla 8.1. Situación y coordenadas de los LIG de la Hoja de La Vega.

8.2. Descripción General de los LIG

LIG 1: Arroyo Terrero

Materiales: peridotitas variablemente serpentinizadas. Gran parte del macizo ultramáfico consiste de harzburgitas, harzburgitas ricas en clinopiroxeno, y lherzolitas muy subordinadas. Localmente se observan filones de clinopiroxenitas. Estas rocas ultramáficas, serpentinizadas en un 20-40%, consisen en un 50-60% del afloramiento. En las harzburgitas aparecen cuerpos de dunitas y algunos contienen pequeños cuerpos de cromititas podiformes, especialmente en el sector de Bonao. Las peridotitas muestran típicamente

texturas porfiroclásticas y granoblásticas de grano grueso, con cristales de ortopiroxeno fuertemente deformados. El ortopiroxeno aparece pseudomorfizado a bastita.

LIG 2: Bayacanes-El Puerto

Materiales: excelente afloramiento de serpentinitas foliadas pertenecientes a la Peridotita de Loma Caribe, que contiene abundantes diques y sills subconcordantes de gabros, microgabros y doleritas. El espesor de los cuerpos gabróticos varía desde pocos centímetros hasta unos 10 m. El descenso del tamaño de grano en los microgabros hacia el contacto con las serpentinitas, desarrollando bordes enfriados en ocasiones, sugiere que los diques intruyeron en un manto oceánico relativamente frío.

LIG 3: Bayacanes, Yami

Materiales: excelente afloramiento de la sección basal de la Fm Los Velázquez discordante sobre la Peridotita de Loma Caribe. Después de una brecha y conglomerado basal de 5-8 m, sigue una secuencia rítmica de capas de areniscas alternantes con litas oscuras, turbidíticas. Los niveles basales poseen foraminíferos de edad Eoceno Medio-Superior, marcando el inicio de la sedimentación siliciclástica del grupo Tavera.

LIG 4: El Café

Materiales: Tramo decamétrico (40 m) de calcarenitas muy detríticas con concentraciones de macroforaminíferos bentónicos (*discocyclina*), algas rojas y fauna somera (corales, bivalvos), organizado en bancos decimétricos con acumulación de bioclastos. Estos niveles basales poseen foraminíferos de edad Eoceno Medio-Superior, marcando el inicio de la sedimentación siliciclástica del grupo Tavera.

LIG 5: Chert de El Aguacate

Materiales: Tramo hectométrico (100-250 m) de cherts bandeados con contenidos variables de radiolarios de edad Jurásico Superior y procedencia Pacífica, así como subordinadas calizas pelágicas. Se trata de las rocas con fauna más antiguas de la República Dominicana. Estos niveles están bastante recrystalizados. Se superponen a la asociación volcánico-plutónica de Loma La Monja, de características ofiolíticas.

LIG 6: Río Guanajuma

Materiales: Sección de 1 km de longitud en la que se observa la Peridotita de Loma Caribe muy serpentinizada y foliada, intruida por sills decamétricos y hectométricos de Gabros de Los Velázquez. El conjunto está fallado frente a los materiales Eocenos-Oligocenos del

Grupo Tavera, particularmente de la Fm Los Velázquez, que localmente se apoya también discordantemente.

LIG 7: Conglomerados Fm Represa, Grupo Tavera

Materiales: Sección de 350 km de longitud de capas de conglomerados que definen una megasecuencia estrato y granocreciente, correspondiente al apilamiento vertical de secuencias positivas que alternan con niveles finos que se hacen menos potentes. Los niveles conglomeráticos tienen fábrica matriz-soportada, con cantos redondeados a subredondeados, en una matriz microconglomerática. Tramos de alternancia con margas o lutitas. El conjunto posee una edad Oligoceno.

LIG 8: Fm Jánico y Fm Cercado

Materiales: Sección de en su mayor parte constituida por la Fm Jánico, del Grupo Tavera. En los últimos 20 metros de en esta sección es posible reconocer el límite entre las Formaciones Jánico y Cercado, sin que en este punto aflore el conglomerado de Bulla. La Fm Jánico está definida por una alternancia de areniscas, lutitas, margas y en menor proporción, conglomerados (megacapas turbidíticas). La base de la Fm. Cercado está definida por una discordancia angular y erosiva, sobre la que se deposita un paquete de unos 20 metros formado por conglomerados y arenas carbonatadas, con contenidos altos en fauna (ostreidos, pectínidos, cónidos, corales).

BIBLIOGRAFÍA

- Bienvenu, P., Bougault, H., Joron, J.L., Treuil, M., y Demitriev, L., 1990. REE/non REE element hygromagmaphile element fractionation. *Chemical Geology*, 82, 1-14.
- Bowin, C.O., 1966. Geology of the central Dominican Republic: Geological Society of America Memoir 98, p. 11-84.
- Bowin, C. 1975. The geology of Española. En: 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.
- Contreras, F., Ardévol, Ll., Granados, L., Calvo, J.P., Escuder Viruete, J., Escuer, J., Florido, P., Antón Pacheco, C., García Lobón, J.L., Mortensen, J.K., Ullrich, T. y Friedman R., 2004. Mapa Geológico de la República Dominicana E. 1:50.000, Jicomé (5973-IV). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 158 pp.
- Crawford, A.J., Falloon, T.J., Green, D.H. 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. In: Crawford A.J. (Ed.), Boninites and related rocks. Unwin Hyman London, 1-49.
- Debon, F. & Le Fort, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 73, 135-149.
- Dick, H.J.B., Bullen, T., 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86, 54-76.
- 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.
- 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.
- Draper, G. and Lewis, J., 1991. Metamorphic belts in Central Española. En: Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. (ed.), Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Española. Geological Society of America Special Paper 262, 29-46.
- 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.
- Defant, M.J. y Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662-665.
- Drummond, M.S., Defant, M.J., y Kepezhinskis, P.K., 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. En: Brown, M., Candela, P.A., Peckett, D.L. (ed.), Third Hutton Symposium on the Origin of Granites and Related Rocks, Special Paper. Geological Society of America, Boulder, vol. 315, 205-215.
- Erikson, J.P., Pindell, J.L., Karner, G.D., Sonder, L.J., Fuller, E., Dent, L. (1998). Neogene Sedimentation and Tectonics in the Cibao Basin and Northern Hispaniola: An Example of Basin Evolution near a Strike-Slip-Dominated Plate Boundary. *The Journal of Geology*, 106, 473-494.
- Escuder Viruete, J., 2004. Petrología y Geoquímica de Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto K (Sysmin): Hojas de Dajabón, Martín García, Loma de Cabrera, Santiago Rodríguez, Monción, Restauración, Jicomé, Bánica, Arroyo Limón y Lamedero. Informe Complementario al Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000. IGME-BRGM-INYPSA, Santo Domingo, 130 pp.
- Escuder Viruete, J., Contreras, F., Stein, G., Urien, P., Joubert, M., Bernardez, E., Hernaiz Huerta, P.P., Lewis, J., Lopera, E. y Pérez-Estaún, A., 2004. La secuencia magmática Jurásico Superior-Cretácico Superior en la Cordillera Central, República Dominicana: sección cortical de un arco-isla intraoceánico. *Geo-Temas* 6(1), 41-44.
- Escuder Viruete, J., Contreras, F., Stein, G., Urien, P., Joubert, M., Ullrich, T.D. Mortensen, J. y Pérez-Estaún, A., 2006 a. Transpression and strike-slip partitioning in the Caribbean island arc: fabric development, kinematics and Ar-Ar ages of syntectonic emplacement of the Loma de Cabrera batholith, Dominican Republic. *Journal of Structural Geology*, 28, 1496-1519.

- Escuder Viruete, J., Díaz de Neira, A., Hernaiz Huerta, P.P., Monthel, J., García Senz, J., Joubert, M., Lopera, E., Ullrich, T., Friedman, R., Mortensen, J. y Pérez-Estaún, A., 2006b. Magmatic relationships and ages of Caribbean island-arc tholeiites, boninites and related felsic rocks, Dominican Republic. *Lithos*, 90, 161-186.
- Escuder Viruete J., Pérez-Estaún A., Contreras F., Joubert M., Weis D., Ullrich T.D. y Spadea P., 2007a. Plume mantle source heterogeneity through time: insights from the Duarte Complex, Central Hispaniola. *Journal of Geophysical Research*. 112, B04203. doi: 10.1029/2006JB004323.
- Escuder Viruete, J., Contreras, F., Stein, G., Urien, P., Joubert, M., Pérez-Estaún, A., Friedman, R. y Ullrich, T.D., 2007b. Magmatic relationships and ages between adakites, magnesian andesites and Nb-enriched basalt-andesites from Hispaniola: record of a major change in the Caribbean island arc magma sources. *Lithos* 99, 151-177. doi: 10.1016/j.lithos.2007.01.008.
- Escuder Viruete, J., Joubert, M., Urien, P., Friedman, R., Weis, D., Ullrich, T., Pérez-Estaún, A., 2008a. Caribbean island-arc rifting and back-arc basin development in the Late Cretaceous: geochemical, isotopic and geochronological evidence from Central Hispaniola. *Lithos*, 104: 378-404. doi:10.1016/j.lithos.2008.01.003
- Escuder Viruete, J., Pérez-Estaún, A., Weis, D., 2008b. Geochemical constraints on the origin of the late Jurassic proto-Caribbean oceanic crust in Hispaniola. *International Journal of Earth Sciences*. doi: 10.1007/s00531-007-0253-4.
- Escuder-Viruete, J., Pérez-Estaún, A., Weis, D., 2009c. Geochemical constraints on the origin of the late Jurassic proto-Caribbean oceanic crust in Hispaniola. *International Journal of Earth Sciences*, 98, 407-425. doi: 10.1007/s00531-007-0253-4.
- Evans, C.C. (1986). Facies evolution in a Neogene transpressional basin: Cibao Valley, Dominican Republic: Unpub. Ph.D. thesis, University of Miami, Florida, 222
- Ewart, A., Collerson K.D., Regelous M., Wendt, J.I., Niu, Y., 1998. Geochemical evolution within the Tonga-Kermadec- Lau Arc-Back-arc system: the role of varying mantle wedge composition in space and time. *Journal of Petrology* 39, 331-368.
- Falloon T.J., Danyushevsky L.V., 2000. Melting of refractory mantle at 1.5, 2.0 and 2.5 GPa under anhydrous and H₂O-undersaturated conditions: implications for the petrogenesis of high-Ca boninites and the influence of subduction components on mantle melting. *Journal of Petrology* 41, 257-283.
- Frey F.A., Nicolaysen K., Kubit B.K., Weis, D., Giret A., 2002. Flood basalts from Mont Tourmente in the Central Kerguelen Archipelago: the change from tholeiitic/transitional to alkalic basalts at ~25 Ma. *Journal of Petrology* 43, 1367-1387.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033–2048.
- Furukawa, Y., Tatsumi, Y., 1999. Melting of a subducting slab and production of high-Mg andesite magmas: unusual magmatism in SW Japan at 13–15 Ma. *Geophysical Research Letters* 26, 2271– 2274.
- Gómez Sáinz, A., 2000. Mapa Geológico de la República Dominicana E. 1:50.000, Constanza (6072). Dirección General de Minería, Santo Domingo, 230 pp.
- Gradstein F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., 2004. A geologic time scale 2004. Cambridge University Press. 610 pp.
- Gribble R.F., Stern R.J., Bloomer S.H., Stuben D., O'Hearn T., Newman S., 1996. MORB mantle and subduction components interact to generate basalts in the southern Mariana Trough back-arc basin, *Geochimica and Cosmochimica Acta* 60, 2153-2166.
- Gribble, R.F., Stern, R.J., Newman, S., Bloomer, S.H. y O'Hearn, T., 1998. Chemical and isotopic composition of lavas from the Northern Mariana Trough: implications for magmagenesis in back-arc basins. *Journal of Petrology*, 39, 125-154.
- Groetsch, J. G. (1980). Conglomerados resedimentados y turbiditas de la parte superior del Grupo Tavera. 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic. Guía de excursiones, 205-229.
- Groetsch, J. G. (1983). Resedimented conglomerates and turbidites from the Represa and Jánico Formations, North-Central Dominican Republic. M.A. thesis, George Washington University, Washington D. C., 118 pp.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. & Mitchell, S. F. (2007). Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48, 2341–2357.

- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Mitchell, S.F., Millar, I.L., 2008. Geochemistry and petrogenesis of Cretaceous oceanic plateau lavas in eastern Jamaica. *Lithos*, 101, 323-343.
- Hauff, F., K. A. Hoernle, P. van den Bogaard, G. E. Alvarado, and D. Garbe-Schönberg (2000), Age and geochemistry of basaltic complexes in western Costa Rica: Contributions to the geotectonic evolution of Central America, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(5), 1009, doi:10.1029/1999GC000020.
- Heubeck, C., Mann, P., Dolan, J., Monechi, S. (1991). Diachronous uplift and recycling of sedimentary basins during Cenozoic tectonic transpression, northeastern Caribbean plate margin. *Sedimentary Geology* 70, 1-32.
- Hoernle, K., Bogaard, P. van den, Werner, R., Lissinna, B., Hauff, F., Alvarado, G.E., Garbe-Schönberg, D., 2002. Missing history (16–71 Ma) of the Galapagos hotspot: Implications for the tectonic and biological evolution of the Americas, *Geological Society American Bulletin*, 30(9), 795–798.
- Hoernle, K., Hauff, F., Bogaard, P. van den, 2004. A 70 Myr history (139–69 Ma) for the Caribbean large igneous province, *Geology*, 32, 697–700, doi:10.1130/G20574.1.
- Hawkins, J.W., 1995. The geology of the Lau Basin. In: Taylor, B. (Ed.), *Backarc Basins: Tectonics and Magmatism*. Plenum Press, New York, pp. 63–138
- Hergt, J.M., Hawkesworth, C.J., 1994. Pb-, Sr- and Nd-isotopic evolution of the Lau Basin: implications for mantle dynamics during backarc opening. In: Hawkins, J., Parsons, L., Allan, J. (Eds.), *Proceedings Ocean Drilling Program, Scientific Results* 135, 505-517.
- Ishizuka, O., Kimura, J.I., Li, Y.B., Stern, R.J., Reagan, M.K., Taylor, R.N., Ohara, Y., Bloomer, S.H., Ishii, T., Hargrove, U.S., Haraguchi, S., 2006. Early stages in the evolution of Izu–Bonin arc volcanism: New age, chemical, and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters* 250, 385-401.
- Jensen, L.S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines, Miscellaneous Paper 66.
- Jolly, W.T., Lidiak, E.G., Schellekens, H.S., Santos, S., 1998. Volcanism, tectonics, and stratigraphic correlations in Puerto Rico. In: Lidiak, E.G., Larue, D.K. (Eds.), *Tectonics and geochemistry of the northeastern Caribbean*. Geological Society of America Special Paper 322, 1–34.
- Jolly, W.T., Lidiak, E.G., Dickin, A.K., Wu, T.W., 2001. Secular geochemistry of Central Puerto Rican island arc lavas: constraints on mesozoic tectonism in the eastern Greater Antilles. *Journal of Petrology* 42, 2197-2214.
- Jolly, W.T., Lidiak, E.G., Dickin, A.P., 2006. Cretaceous to Mid-Eocene pelagic sediment budget in Puerto Rico and the Virgin Islands (northeast Antilles island arc). *Geologica Acta* 4, 35-62.
- Joubert, M., Urien, P., Ardévol, L., Bourdillon, Ch., Bonnemaïson, M., Escuder Viruete, J., Le Goff, C., Lerouge, C., Escuer, J., Lopera, E., Antón Pacheco, C., García Lobón, J., Mortensen, J.K., Ullrich, T.D., Friedman, R., 2004. Mapa Geológico Rep Dominicana a E. 1:50.000, Lamedero. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo. 192 pp.
- Kerr, A.C., Tarney, J., Marriner, G.F., Nivia, A., Saunders, A.D., 1997. The Caribbean–Colombian Cretaceous igneous province: The internal anatomy of an oceanic plateau. In: Mahoney, J., Coffin, M.F. (Eds), *Large Igneous Provinces*. AGU Washington DC. pp. 123–144.
- Kerr, A.C., Iturralde-Vinent, M.A., Saunders, A.D., Babbs, T.L., and Tarney, J., 1999. A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks. *Geological Society of America Bulletin* 111, 1581–1599.
- Kerr, A.C., Tarney, J., Kempton, P.D., Spadea, P., Nivia, A., Marriner, G.F., Duncan, R.A., 2002. Pervasive mantle plume head heterogeneity: evidence from the late Cretaceous Caribbean–Colombian oceanic plateau. *Journal of Geophysical Research* 107 (B7), 10.1029/2001JB000790.
- Kerr, A.C., Tarney, J., 2005. Tectonic evolution of the Caribbean and northwestern South America: The case for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus. *Geology*, 33, 269–272. doi: 10.1130/G21109.1
- Kesler, S.E., Lewis, J.F., Jones, L.M., and Walker, R.L., 1977, Early island-arc intrusive activity, Cordillera Central, Dominican Republic: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 65, p. 91–99.
- Kesler, S.E., Russell, N., Seaward, M., Rivera, J.A., McCurdy, K., Cumming, G.L., and Sutter, J.F., 1981, Geology and geochemistry of sulfide mineralization underlying the Pueblo Viejo gold-silver oxide deposit, Dominican Republic: Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, v. 76, p. 1096–1117.

- Kesler, S.E., Russell, N., Polanco, J., McCurdy, K., and Cumming, G.L., 1990a, Geology and geochemistry of the early Cretaceous Los Ranchos Formation, central Dominican Republic, *in* Mann, P., et al., eds., *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola: Geological Society of America Special Paper 262*, p. 187–201.
- Kesler, S.E., Russell, N., Reyes, C., Santos, L., Rodriguez, A., and Fondeur, L., 1990b, Geology of the Maimon Formation, Dominican Republic, *in* Mann, P., et al., eds., *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola: Geological Society of America Special Paper 262*, p. 173–185.
- Kesler, S.E., Sutter, J.F., Barton, J.M., and Speck, R.C., 1990c, Age of intrusive rocks in northern Hispaniola, *in* Mann, P., et al., eds., *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola: Geological Society of America Special Paper 262*, p. 165–172.
- Kesler, S.E., Campbell, I.H., Smith, C.N., Hall, C.M., and Allen, C.M., 2005a, Age of the Pueblo Viejo deposit and its significance to models for high-sulfidation deposits: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists* (in press).
- Kesler, S.E., Russell, N., and McCurdy, K., 2003, Trace-element content of the Pueblo Viejo precious-metal deposits and their relation to other high-sulfidation epithermal systems: *Mineralium Deposita*, v. 38, p. 668–682.
- Kesler, S.E., Campbell, I.H., Allen, Ch.M., 2005b, Age of the Los Ranchos Formation, Dominican Republic: Timing and tectonic setting of primitive island arc volcanism in the Caribbean region. *GSA Bulletin*. 117 (7/8), 987–995. doi: 10.1130/B25594.
- Lapierre, H., Dupuis, V., Lepinay, B.M., Tardy, M., Ruiz, J., Maury, R.C., Hernández, J. y Loubet, M., 1997, Is the Lower Duarte Complex (Española) a remnant of the Caribbean plume generated oceanic plateau?. *Journal of Geology*, 105, 111-120.
- Lapierre, H., Dupuis, V., de Lepinay, B.M., Bosch, D., Monie, P., Tardy, M., Maury, R.C., Hernandez, J., Polve, M., Yeghicheyan, D., Cotten, J., 1999, Late Jurassic oceanic crust and upper cretaceous Caribbean plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Hispaniola. *Journal of Geology* 107, 193-207.
- Lapierre, H., Bosch, D., Dupuis, V., Polvé, M., Maury, R., Hernandez, J., Monié, P., Yeghicheyan, D., Jaillard, E., Tardy, M., de Lepinay, B., Mamberti, M., Desmet, A., Keller F., Senebier, F., 2000. Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *Journal of Geophysical Research* 105, 8403-8421.
- Larter, R.D. Vanneste, L.E Morris., P., Smyth D.K. 2003. Tectonic evolution and structure of the South Sandwich arc. In: Larter, R., Leat P.T. (Eds.), *Intra-Oceanic Subduction Systems: Tectonic and Magmatic Processes*, Geological Society of London Special Publication 219, 255-284.
- Leat, P.T., Pearce, J.A, Barker, P.F., Millar, I.L., Barry, T.L., Larter, R.D., 2004, Magma genesis and mantle flow at a subducting slab edge: the South Sandwich arc-basin system. *Earth and Planetary Science Letters* 227, 17-35.
- Lewis, J.F., 1982. Granitoid Rocks in Española. En: *Amigo del Hogar Publishers, Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo*, 403-408 pp.
- Lewis, J.F. y Draper, G., 1990. Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. En: Dengo, G., Case, J.E., (ed.). *The Geology of North America, Vol. H, The Caribbean region*. Geological Society of America, 77-140.
- Lewis, J.F. y Jiménez, J.G., 1991a, Duarte Complex in the La Vega-Jarabacoa-Jánico Area, Central Española: Geological and Geochemical Features of the Sea Floor During the Early Stages of Arc Evolution. En: Mann, P., Draper, G. y Lewis J.F. (ed.), *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola. Geological Society America Special Paper 262*, 115-142.
- Lewis J.F., Amarante, A, Bloise G., Jimenez J.G. y Dominguez, J., 1991b, Lithology and stratigraphy of Upper cretaceous rocks volcanic and volcanoclastic rocks of the Tiroo Group, Dominican Republic and correlations with the Massif du Nord with Haiti. En: Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F. (ed.), *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper 262*, 143-163.
- Lewis, J.F., Escuder Viruete, J., Hernaiz Huerta, P.P., Gutiérrez, G. y Draper, G., (2002). Subdivisión Geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico. *Acta Geológica Hispánica*, 37, 81-122.

- Lewis, J.F., Draper, G., Proenza, J., Espaillet, J. y Jiménez, J., 2006. Ophiolite-Related Ultramafic Rocks (Serpentinites) in the Caribbean Region: A Review of their Occurrence, Composition, Origin, Emplacement and Ni-Laterite Soil Formation. *Geologica Acta*, 4, 237-263.
- Lutz B.P., Ishman, S.E., McNeill, D.F., Klaus, J.S., Budd, A.F. (2008). Late Neogene planktonic foraminifera of the Cibao Valley (northern Dominican Republic): Biostratigraphy and paleoceanography. *Marine Micropaleontology* 69, 282–296.
- 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.
- Mann, P., Draper, G. y Lewis, J.F., 1991. An overview of the geologic and tectonic development of Española. En: Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. (ed.). *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Española*. Geological Society of America Special Paper 262, 1-28.
- 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 the Mayarí-Baracoa ophiolitic belt (eastern Cuba). *Contribution to Mineralogy and Petrology* 151, 717–736.
- Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46, 411–429.
- Maury, R.C., Sajona, F.G., Pubellier, M., Bellon, H. y Defant, M.J., 1996. Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes; l'exemple de Mindanao (Philippines). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167, 579–595.
- Montgomery, H., Pessagno, E.A., Lewis, J.F., Schellekens, J., 1994. Paleogeography of Jurassic fragments in the Caribbean. *Tectonics* 13, 725-732.
- Montgomery, H. y Pessagno, E.A., 1999. Cretaceous microfaunas of the Blue mountains, Jamaica, and of the Northern and Central Basement Complexes of Hispaniola. Caribbean. En: Mann, P. (ed.), *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, 4 (10), 237-246.
- Palmer, H.C. 1979. Geology of the Monción-Jarabacoa area, Dominican Republic. En B. Lidz, F. Nagle (ed.), *Tectonic Focal Point of the North Caribbean; Española*. Miami Geological Society. 29-68.
- Pearce, J.A., 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. En: Hawkesworth, C.J., Norry M.J. (ed.). *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Shiva, 230-249.
- Pearce, J.A., Harris N.B.W. y Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983.
- Pearce, J.A. y Parkinson, I.J., 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. En: Pritchard H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Naylor, C.R. (ed.), *Magmatic processes and plate tectonics*. Geological Society of London Special Publication 76, 373-403.
- Pearce, J.A., Peate, D.W., 1995a. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Earth and Planetary Science Annual Review* 23, 251-285.
- Pearce J.A., Baker P.E., Harvey P.K., Lui, W., 1995b. Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich island arc. *Journal of Petrology* 36, 1073-1109.
- Pearce, J. A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79–113.
- 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.
- Pindell, J.L., 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. (Eds.), *Caribbean-South American plate interactions*. Geological Society of America Special Paper 394, 7-52.
- 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.
- Rapp, R.P., Shimizu, N. y Norman, M.D., 2003. Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. *Nature*, 425, 605– 609.

- Révilleon, S., Hallot, E., Arndt, N., Chauvel, C., Duncan, R.A., 2000. A Complex History for the Caribbean Plateau: Petrology, Geochemistry, and Geochronology of the Beata Ridge, South Hispaniola. *Journal of Geology* 108, 641–661.
- Sajona, F.G., Maury, R., Bellon, H., Cotten, J. y Defant, M.J., 1996. High field strength element enrichment of Pliocene–Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology*, 37, 693–726.
- Salters, V.J.M., Stracke, A., 2004. Composition of the depleted mantle, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5, doi: 10.1029/2003GC000597.
- Saunders, J.B., Jung, P., Biju-Duval, B. (1986). Neogene paleontology in the Northern Dominican Republic, 1: Field surveys, lithology, environment, and age. *Bulletins of American Paleontology* 89, 1-79.
- Schellekens, J.H., 1998. Geochemical evolution and tectonic history of Puerto Rico. *Geological Society of America Special Paper* 322, 35-66.
- Sen, G., Hickey-Vargas, D.G., Waggoner, F., Maurasse, F., 1988. Geochemistry of basalts from the Dumisseau Formation. Southern Haiti: Implications for the origin of the Caribbean Sea crust. *Earth Planetary Science Letters* 87, 423-437.
- Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 101-118.
- Shervais, J.W., 2001. Birth, death, and resurrection: the life cycle of supra subduction ophiolites. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 2 [2000GC000080].
- Shervais, J.W., Murchey, B., Kimbrough, D.L., Hanan, B.B., Renne, P.R., Snow, C.A., Schuman, M.Z., and Beaman, J., 2004. Multi-stage origin of the Coast Range Ophiolite, California: Implications for the life cycle of supra-subduction zone ophiolites: *International Geology Review* 46, 289–315.
- Shimoda, G., Tatsumi, Y., Nohda, S., Ishizaka, K., Jahn, B.M., 1998. Setouchi high-Mg andesites revisited: geochemical evidence for melting of subducting sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 479–492.
- Sinton, C.W., Duncan, R.A., Storey, M., Lewis, J., Estrada, J.J., 1998. An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. *Earth and Planetary Science Letters* 155, 221–235.
- 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.
- Swinden, H.S., Jenner, G.A., Fryer, B.J., Hertogen, J., Roddick, J.C., 1990. Petrogenesis and paleotectonic history of the Wild Bight Group, an Ordovician rifted island arc in central Newfoundland, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 105, 219–241.
- Swinden, H.S., Jenner, G.A., and Szybinski, Z.A., 1997. Magmatic and tectonic evolution of the Cambrian- Ordovician Laurentian margin of the Iapetus: Geochemical and isotopic constraints from the Notre Dame subzone, Newfoundland, In Sinha, A.K., (Eds.), *The nature of magmatism in the Appalachian orogen*. Geological Society of America Memoir 191, 337–364.
- Stein, G., Ardévol, Ll., Bourdillon, Ch., Bonnemaïson, M., Escuder Viruete, J., Le Goff, E., Escuer, J., Lopera, E., Antón Pacheco, C., García Lobón, J.L., Mortensen, J.K., Ullrich, T. y Friedman R., 2004. Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Restauración (5873-I). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 168 pp.
- Tamura, Y., Tatsumi, Y., 2002. Remelting of an andesitic crust as a possible origin for rhyolitic magma in oceanic arcs: an example from the Izu-Bonin arc. *Journal of Petrology* 43, 1029-1047.
- Tatsumi, Y., Hanyu, T., 2003. Geochemical modeling of dehydration and partial melting of subducting lithosphere: toward a comprehensive understanding of high-Mg andesite formation in the Setouchi volcanic belt, SW Japan. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 4, [1081GC000080].
- Taylor, R.N. y Nesbitt, R.W., 1995. Arc volcanism in an extensional region on initiation of subduction: A geochemical study of Hawajima, Bonin Islands, Japan, En: Smelie, J.L. (ed.), *Volcanism associated with extension in consuming plate margins*. Geological Society London Special Publication, 81, 115-134.
- Taylor, B., Zellmer, K., Martinez, F., Goodliffe, A., 1996. Seafloor spreading in the Lau backarc basin: *Earth and Planetary Science Letters* 144, 35–40.
- Urien, P., Joubert, M., Ardévol, Ll., Bourdillon, Ch., Bonnemaïson, M., Escuder Viruete, J., Lerouge, C., Escuer, J., Lopera, E., Antón Pacheco, C., García Lobón, J.L., Mortensen, J.K., Ullrich, T.

- y Friedman R., 2004. Mapa Geológico de la República Dominicana a E. 1:50.000, Dajabón (5874-I). Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo, 231 pp.
- Vaughan, T. W., Cooke, W., Condit, D. D., Ross, C. P., Woodring, W. P., and Calkins, F. C. (1921). A geological reconnaissance of the Dominican Republic. Geol. Dominican Republic Mem. 1, 1–268.
- Wakabayashi, J. y Dylek, Y., 2003. What constitutes “emplacement” of an ophiolite?: Mechanisms and relations to subduction initiation and formation of metamorphic soles. En: Dylek, Y., Robinson, P.T. (ed.) Ophiolites in Earth History. Geological Society London Special Publication, 218, 427–447.
- Weis, D. Frey, F.A., 2002. Submarine Basalts of the Northern Kerguelen Plateau: Interaction between the Kerguelen Plume and the Southeast Indian Ridge Revealed at ODP Site 1140. Journal of Petrology 43, 1287–1309
- Weis, D., Kieffer, B., Maerschalk, C., Barling, J., de Jong, J., Willians, G.A., Hanano, D., Pretorius, W., Scoates, J.S., Goolaerts, A., Friedman, R.M., Mahoney, J.B., 2006. High-precision isotopic characterization of USGS reference materials by TIMS and MC-ICP-MS. Geochemistry Geophysics Geosystems 7 [2006GC001283].
- Whalen J, B., Currie K. L. & Chappell B. W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology 95, 407–419.
- 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.
- Woodhead, J.D., Eggins. S.M., Johnson, R.W., 1998. Magma genesis in the New Britain island arc: further insights into melting and mass transfer processes. Journal of Petrology 39, 1641–1668.
- Yogodzinski, G.M., Lees, J.M., Churikova, T.G., Dorendorf, F., Woerner, G., Volynets, O.N., 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. Nature 409, 500–504.

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>	$= \geq$	16 mm
<i>Grano grueso</i>	$= \geq$	2 < 16 mm
<i>Grano medio</i>	$= \geq$	0,25 < 2 mm
<i>Grano fino</i>	$= \geq$	0,032 < 0,25 mm
<i>Grano muy fino</i>	$= \geq$	0,004 mm < 0,032 mm
<i>Criptocristalino</i>	<	0.004 mm (4 μ m)

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 Jarabacoa y La Vega están incluidos en este Anexo II.

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 $\text{Fe}_{2\text{O}_{3\text{t}}} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} \cdot 1,11135$ 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 $100 \cdot \text{mol MgO} / (\text{mol MgO} + \text{mol FeO}_{\text{t}})$, donde $\text{FeO} = 0,8 \cdot \text{Fe}_{2\text{O}_{3\text{t}}}$ y $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,2 \cdot \text{Fe}_{2\text{O}_{3\text{t}}}$. 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 adakititas. 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

Hoja	Jarabacoa	Jarabacoa	Jarabacoa	La Vega	La Vega	La Vega	La Vega	Jarabacoa	Jarabacoa
Número	6073II	6073II	6073II	6073I	6073I	6073I	6073I	6073II	6073II
X (UTM)	-70,5678	-70,5678	-70,5675	-70,6988	-70,6869	-70,6431	-70,5596	-70,5527	-70,7170
Y (UTM)	19,1611	19,1601	19,1594	19,2413	19,2340	19,2117	19,1749	19,1330	19,1616
Unidad	LLM	LLM	LLM	LLM	LLM	LLM	LLM	Anfibolitas	Duarte
Litología	Basaltos	Hialoclastitas	Basaltos	Basaltos	Basaltos	Basaltos	Gabbros	Anfibolitas	Lavas
Muestra	6073IJE9391A	6073IJE9391B	6073IJE9391C	6073IJE9538	6073IJE9548	6073IJE9468	6073IJE9707	6073IJE9365	6073IJE9301
SiO ₂	48,32	49,33	50,62	50,39	49,53	56,36	43,85	45,03	48,31
TiO ₂	1,24	1,26	1,19	1,25	1,34	1,09	0,67	1,99	3,84
Al ₂ O ₃	13,97	14,24	13,46	12,43	13,09	13,92	13,55	14,07	13,44
Fe ₂ O ₃	12	12,22	11,53	13,39	14,78	10,87	9,9	14,94	14,45
MgO	8,11	7,98	7,56	5,68	5,87	2,5	13,96	9,13	5,17
CaO	8,7	7,47	8,67	10,81	9,89	6,82	10,4	10,87	9,11
Na ₂ O	3,28	3,53	3,07	1,94	2,53	3,65	1,16	1,98	2,61
K ₂ O	0,74	0,52	1,21	0,04	0,29	1,37	0,76	0,17	0,07
P ₂ O ₅	0,106	0,103	0,1	0,109	0,118	0,294	0,061	0,186	0,345
MnO	0,19	0,18	0,17	0,22	0,21	0,13	0,16	0,23	0,16
Cr ₂ O ₃	0,028	0,027	0,025	0,01	0,008	<0,002	0,143	0,039	0,031
LOI	3	2,9	2,1	3,6	2,1	2,7	5	1	2,2
C/TOT	0,09	0,02	<0,02	<0,02	0,02	0,02	<0,02	<0,02	<0,02
S/TOT	0,31	0,05	0,04	0,09	0,13	0,04	<0,02	0,03	<0,02
SUM	99,75	99,8	99,75	99,89	99,76	99,74	99,7	99,7	99,72
Cs	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	0,1	0,2	0,2	<0,1	<0,1
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Rb	7,6	6,1	21	0,5	3,8	20,4	13,2	3,2	0,7
Ba	82	58	86	9	34	1048	442	97	39
W	0,9	<0,5	0,7	<0,5	<0,5	1	<0,5	<0,5	1,1
Th	0,3	0,3	0,3	0,2	0,4	3,5	0,2	0,5	2,8
U	0,3	0,2	0,4	<0,1	<0,1	1,5	0,2	0,2	0,9
Nb	12,6	8,2	25,4	4,6	4,9	27,3	7	13,5	55
Ta	18,6	6	35,6	<0,1	<0,1	64,1	9,8	0,7	38,6
La	3,7	3,2	3,6	3,6	4	13,9	2	11	29,5
Ce	9,4	9,2	9,1	9,3	10,3	28,8	4,9	27,1	67,2
Pb	17,3	12,4	158,9	0,2	0,2	20,9	22,8	0,5	99,6
Pr	1,54	1,48	1,47	1,48	1,62	4,27	0,81	4,03	9,17
Mo	0,2	0,4	0,2	1,3	0,7	1,6	0,2	0,2	0,1
Sr	172,9	141,4	215,7	51	98,8	127,5	58,4	263	471,6
Nd	7,6	7,9	7,7	8,2	8,4	21,2	4,7	19,6	41,1
Sm	2,46	2,45	2,41	2,55	2,82	5,09	1,27	4,87	8,01
Zr	57,9	61,2	56,8	62,5	68	69,2	28,9	119,5	237,2
Hf	1,7	1,8	1,7	1,9	2,3	2,7	0,9	3,6	6,6
Eu	0,96	0,92	0,88	0,91	1,04	1,36	0,51	1,74	2,83
Sn	1	1	1	<1	<1	2	<1	2	3
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Gd	3,37	3,37	3,09	3,68	3,9	5,8	1,78	5,14	7,56
Tb	0,62	0,62	0,59	0,73	0,78	0,97	0,34	0,89	1,17
Dy	3,79	3,82	3,48	4,41	4,88	5,46	2,02	4,84	6,1
Y	23,4	24,2	22,2	28	29,4	34,7	13	24,9	30,5
Ho	0,87	0,89	0,81	0,99	1,08	1,22	0,48	0,95	1,17
Er	2,46	2,51	2,27	2,89	3,2	3,4	1,31	2,39	2,94
Tm	0,39	0,4	0,39	0,46	0,49	0,55	0,22	0,34	0,42
Yb	2,43	2,41	2,33	2,93	3,15	3,19	1,29	2,05	2,49
Lu	0,37	0,4	0,35	0,44	0,47	0,49	0,22	0,27	0,35
Se	1,8	<0,5	<0,5	0,7	0,7	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As	3	1,3	0,7	1,1	1,2	5	<0,5	<0,5	0,7
Ga	14,3	12,9	14,8	17,8	18,6	19,2	11,5	23,6	24,7
V	391	379	373	404	438	303	234	463	401
Co	49	47,6	42	48,8	54,1	22,4	59,4	60,8	41
Ni	67,3	67,2	45,9	43,6	30,8	4,7	212,3	24,1	77,8
Cu	173,5	174	177	158,5	189,7	193,6	84,6	86,4	8,5
Zn	61	70	48	72	70	67	31	27	26
Cd	<0,1	<0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sc	51	51	48	47	50	40	43	35	31
Ni	102	104	88	73	80	<20	359	137	112
Ag	<0,1	<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	<0,1
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Au	92,3	3,5	5,1	3,5	2,3	5,2	0,9	<0,5	1,1

<i>Hoja</i>	<i>La Vega</i>	<i>La Vega</i>	<i>La Vega</i>	<i>La Vega</i>	<i>Jarabacoa</i>	<i>Jarabacoa</i>	<i>Jarabacoa</i>	<i>Jarabacoa</i>	<i>La Vega</i>
Número	6073I	6073I	6073I	6073I	6073II	6073II	6073II	6073II	6073I
X (UTM)	-70,6374	-70,6966	-70,7007	-70,6967	-70,5480	-70,7052	-70,7067	-70,7067	-70,6422
Y (UTM)	19,1773	19,1965	19,2328	19,2332	19,0507	19,0758	19,0727	19,0727	19,1767
Unidad	Duarte	Duarte	Duarte	Duarte	FmC	FmBPPD	FmBPPD	FmBPPD	FmR
Litología	Doleritas	Doleritas	Lavas	Picritas	Lavas	Lavas	Lavas	Lavas	Metaandesita
Muestra	6073IJE9427	6073IJE9500	6073IJE9530	6073IJE9544	6073IJE9216	6073IJE9284	6073IJE9286A	6073IJE9286B	6073IJE9426B
SiO₂	52,51	56,87	44,28	49,54	49,53	48,02	49,1	48,73	64,72
TiO₂	4,47	1,04	1,37	1,44	0,85	1,46	2,03	2,18	0,26
Al₂O₃	12,81	15,4	10,08	13,07	14,2	14,6	14,63	14,85	10,75
Fe₂O₃	10,89	8,48	12,71	12,1	10,91	12,35	11,99	12,33	6,83
MgO	4,64	3,99	14,84	7,3	8,59	6,92	6,71	6,51	6,47
CaO	5,75	5,59	7,34	6,28	11,8	11,62	10,82	10,81	4,67
Na₂O	6,23	6,89	1,91	5,29	2,05	1,89	2,14	2,34	2,03
K₂O	0,05	0,13	0,13	0,14	0,12	0,28	0,16	0,24	0,57
P₂O₅	0,59	0,182	0,247	0,378	0,065	0,151	0,186	0,189	0,085
MnO	0,14	0,14	0,18	0,14	0,18	0,19	0,18	0,2	0,12
Cr₂O₃	0,004	0,012	0,168	0,129	0,054	0,019	0,037	0,033	0,064
LOI	1,6	1,1	6,4	4	1,2	2,2	1,7	1,3	3,2
C/TOT	<0,02	0,03	<0,02	0,31	0,02	0,06	<0,02	<0,02	<0,02
S/TOT	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,04	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
SUM	99,7	99,78	99,73	99,83	99,6	99,76	99,74	99,71	99,83
Cs	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Rb	0,3	0,6	1,5	2,3	2,6	4,7	2,1	4,8	7,8
Ba	31	100	62	133	30	139	83	88	279
W	0,8	<0,5	<0,5	<0,5	0,8	1,2	1	<0,5	<0,5
Th	3,3	1,3	0,6	0,8	0,3	1,7	0,9	1,3	1,8
U	1	0,4	0,2	0,2	0,8	1,1	1,3	0,4	0,7
Nb	44	14,8	13	14,8	41,1	72,8	61,9	23,7	3,4
Ta	2,8	0,7	0,4	0,6	73,9	99,8	102	14,2	<0,1
La	32,9	11,5	8,3	9,9	2,8	14,2	12,9	14,4	11,3
Ce	81,3	25,8	17,1	18,8	6,6	30,3	28,6	32,9	23,4
Pb	0,4	0,4	0,7	1,5	1715,8	318,9	333,5	110,3	0,1
Pr	11,69	3,61	2,75	2,91	1,07	3,97	4,17	4,68	3,07
Mo	0,2	0,2	0,2	0,5	0,1	1,4	0,6	0,5	0,1
Sr	454,7	734,9	59,9	173,7	66,4	248,6	278,7	266,6	337,4
Nd	55,9	16,7	13,5	14	5,4	17,3	19,9	22,4	12,9
Sm	13,55	3,73	3,46	3,43	1,71	3,7	4,71	5,18	2,53
Zr	404,9	113,7	75,4	82,8	42,1	93,8	125,1	136,8	64,5
Hf	11,8	3,4	2,4	2,3	1,4	2,6	3,8	3,8	1,8
Eu	3,15	1,31	1,17	1,2	0,65	1,19	1,59	1,75	0,65
Sn	2	<1	<1	<1	1	3	3	2	<1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Gd	14,42	3,79	3,98	4,08	2,42	3,9	5,13	5,63	1,93
Tb	2,29	0,62	0,66	0,69	0,49	0,63	0,87	0,95	0,24
Dy	12,43	3,41	3,68	4,04	2,97	3,62	4,86	5,29	1,03
Y	61,4	18,4	20,3	24,5	18,4	20	26,6	27,4	5,9
Ho	2,33	0,65	0,75	0,83	0,66	0,7	0,98	1,04	0,2
Er	5,85	1,73	1,91	2,18	1,86	1,94	2,52	2,74	0,5
Tm	0,87	0,26	0,27	0,31	0,28	0,31	0,37	0,4	0,08
Yb	4,92	1,59	1,63	1,96	1,93	1,85	2,27	2,51	0,5
Lu	0,69	0,22	0,23	0,28	0,29	0,28	0,32	0,35	0,08
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	4,1	1,5	1	0,8	<0,5
Ga	24,6	17,9	13,7	14,8	14,1	16,7	19,6	22	12,6
V	405	200	318	303	306	337	365	397	152
Co	40,6	25,8	70	56,3	49,4	51,2	44,2	44,4	30,5
Ni	43,5	10,8	371	447,2	13,2	36	39,3	37,1	74,3
Cu	196,4	59,8	58	35,3	171,6	76,2	109,9	345,4	44,9
Zn	23	12	43	27	7	40	28	28	39
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sc	31	27	40	28	46	41	40	40	22
Ni	78	34	503	542	128	73	108	100	103
Ag	<0,1	<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	<0,1
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Au	1	1,2	2,7	<0,5	10	4,5	3,3	4,2	0,8

<i>Hoja</i>	<i>La Vega</i>	<i>La Vega</i>	<i>Jánico</i>	<i>Jánico</i>	<i>La Vega</i>	<i>Jarabacoa</i>	<i>Jarabacoa</i>	<i>Jarabacoa</i>	<i>Jarabacoa</i>
Número	6073I	6073I	6073IV	6073IV	6073I	6073II	6073II	6073II	6073II
X (UTM)	-70,6584	-70,6584	-70,9013	-70,9013	-70,6432	-70,5846	-70,5846	-70,5699	-70,6180
Y (UTM)	19,1383	19,1340	19,3057	19,3057	19,2033	19,0669	19,0669	19,0713	-19,0615
Unidad	FmR	FmR	FmM	FmM	LVz	El Rio bat.	El Rio bat.	El Rio bat.	El Rio bat.
Litología	Metariolita	Metatobas	Basaltos	Basaltos	Gabbros	Tonalita	Dique	Tonalita	Tonalita
Muestra	6073IJE9942	6073IJE9943B	6073IVMJ9443A	REPMJ9443A	6073IJE9465	6073IJE9056A	6073IJE9056B	6073IJE9059	6073IJE9143
SiO₂	58,82	64,17	40,46	40,67	50,43	64,95	50,31	61,52	70,79
TiO₂	0,54	0,27	0,79	0,76	0,84	0,64	0,73	0,85	0,41
Al₂O₃	13,19	10,41	6,38	6,34	15,61	12,97	13,07	14,94	13,54
Fe₂O₃	7,24	7,27	10,46	10,32	9,7	7,34	12,16	8,11	4,17
MgO	6,68	7,31	22,05	22,12	7,4	3,19	9,36	2,28	1,24
CaO	6,23	3,36	8,32	8,26	10,44	4,41	8,42	5,38	4,37
Na₂O	3,14	2,74	0,27	0,26	2,4	3,51	1,39	3,58	3,38
K₂O	0,23	0,94	0,09	0,09	0,88	1	0,41	0,52	0,86
P₂O₅	0,087	0,092	0,27	0,27	0,06	0,086	0,094	0,141	0,07
MnO	0,12	0,12	0,15	0,14	0,17	0,13	0,19	0,1	0,08
Cr₂O₃	0,08	0,063	0,29	0,294	0,023	0,006	0,057	0,001	0,003
LOI	3,4	3	9,9	9,9	1,8	1,6	3,6	2,4	1
C/TOT	0,02	<0,02	<0,02	-	<0,02	<0,02	0,15	0,07	0,03
S/TOT	<0,02	<0,02	<0,02	-	<0,02	<0,02	<0,02	0,18	<0,02
SUM	99,78	99,77	99,57	99,58	99,8	99,82	99,79	99,86	99,89
Cs	<0,1	0,1	0,8	0,9	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	-	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Rb	3	13,5	5,7	5,8	9,4	15,7	7,5	7,8	16,4
Ba	124	295	43	44	57	425	226	147	379
W	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Th	1,3	2	0,4	0,4	<0,2	1,5	0,3	2,1	1,9
U	0,4	0,6	<0,1	<0,1	<0,1	0,6	0,2	0,8	0,7
Nb	2,8	3,8	7,2	6,9	0,9	16,4	13,2	17,8	11,8
Ta	<0,1	<0,1	0,3	0,3	<0,1	15,3	19,7	15,8	8,6
La	9	11,5	3,6	3,5	1,7	12,5	2,8	17,5	11,9
Ce	16,6	23,1	7,9	8,1	5,1	27,3	6	35,9	22,5
Pb	0,8	0,8	1,2	-	0,2	38,6	51,2	51,9	28,2
Pr	2,51	3,04	1,26	1,24	0,92	3,98	0,96	4,97	3
Mo	0,2	0,6	<0,1	0,4	0,3	0,3	0,3	0,8	0,3
Sr	277,2	157,5	109,3	109	317,1	254,6	220	390,1	345,2
Nd	11,3	12,8	6	5,6	5,3	17	4,8	22,3	12,6
Sm	2,45	2,31	1,55	1,57	1,77	3,31	1,22	4,28	2,2
Zr	57,4	65,4	36,5	37	39,7	111,2	18,3	118,4	123,9
Hf	1,7	1,9	1,2	1	1,3	3,5	0,6	3,8	3,4
Eu	0,81	0,57	0,57	0,58	0,78	0,9	0,55	1,14	0,77
Sn	<1	<1	1	<1	<1	1	<1	1	<1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	-	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Gd	2,42	1,94	1,62	1,63	2,61	3,2	1,33	4,1	2,12
Tb	0,41	0,25	0,25	0,25	0,52	0,49	0,22	0,65	0,32
Dy	2,33	1,12	1,7	1,63	3,36	2,65	1,21	3,62	1,78
Y	13,6	5,5	8,5	8,4	20,3	14,3	6,1	18	9,5
Ho	0,49	0,19	0,33	0,31	0,76	0,51	0,23	0,65	0,32
Er	1,4	0,51	0,95	0,88	2,07	1,33	0,62	1,75	0,85
Tm	0,2	0,08	0,13	0,13	0,33	0,2	0,09	0,26	0,14
Yb	1,32	0,5	0,76	0,83	2,07	1,24	0,53	1,63	0,91
Lu	0,19	0,07	0,11	0,11	0,32	0,19	0,08	0,25	0,14
Se	<0,5	<0,5	<0,5	-	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As	6,5	<0,5	0,5	-	<0,5	<0,5	0,6	0,8	<0,5
Ga	11,4	12,1	9,6	8,9	15,3	15	15,7	17,9	14,9
V	173	129	211	207	308	164	308	134	67
Co	30,7	30,5	84,3	86	40,3	19,7	47,1	12,6	8,4
Ni	79,1	80,9	1041	-	50,1	5,7	88,8	1,1	1,9
Cu	54,3	114,4	33,3	-	59,1	30,5	67,1	8,1	6,8
Zn	41	45	32	-	11	27	62	19	15
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	-	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sc	29	22	24	24	43	25	42	22	12
Ni	100	101	1193	1213	80	29	117	<20	<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	1,9	1,5	-	0,6	2,8	1,5	1,1	<0,5

<i>Hoja</i>	<i>Jarabacoa</i>	<i>Jarabacoa</i>	<i>Jarabacoa</i>	<i>Jarabacoa</i>	<i>Manabao</i>	<i>Manabao</i>	<i>Jánico</i>	<i>Jánico</i>	<i>Jánico</i>
Número	6073II	6073II	6073II	6073II	6073III	6073III	6073IV	6073IV	6073IV
X (UTM)	-70,6180	-70,6486	-70,6509	-70,6250	-70,8394	-70,8668	-70,8868	-	-
Y (UTM)	-19,0615	19,0675	19,0336	19,0150	19,0779	19,0683	19,1937	-	-
Unidad	El Rio bat.	El Rio bat.	El Rio bat.	El Rio bat.	Intrusivo	Intrusivo?	ElBao bat.	ElBao bat.	ElBao bat.
Litología	Dique	Leucotonalita	Gabros	Tonalita	Diorita	Gabrodiorita	Tonalita	-	-
Muestra	6073IIJE9143B	6073IIJE9154	6073IIJE9168A	6073IIJE9173B	6073IIIMJ9382	6073IIIMJ9414	6073IVMJ9141	6073IVMJ9626	6073IVMJ9713
SiO₂	51,8	76,34	47,81	66,02	50,07	48,79	53,92	41,19	45,52
TiO₂	0,55	0,25	0,54	0,54	1,74	0,38	0,85	0,45	1,93
Al₂O₃	16,52	12,32	14,95	15,67	13,15	14,38	15,62	4,76	7,48
Fe₂O₃	6,44	2,39	7,79	4,16	14,14	8,17	10,64	12,33	13,96
MgO	8,91	0,56	12,86	2,09	6,23	11,08	5,29	30,38	17,61
CaO	10,22	2,82	10,33	4,87	6,18	12,37	8,38	3,76	9,07
Na₂O	1,32	3,6	1,61	3,78	3,51	1,47	3,29	0,28	0,88
K₂O	0,61	0,15	0,65	1,02	0,3	0,29	0,4	0,03	0,1
P₂O₅	0,127	0,044	0,1	0,148	0,15	0,06	0,17	0,04	0,15
MnO	0,13	0,04	0,14	0,08	0,22	0,16	0,18	0,18	0,37
Cr₂O₃	0,053	0,002	0,118	0,003	0,008	0,072	0,014	0,548	0,216
LOI	3	1,3	2,8	1,5	4	2,5	1	5,3	2,2
C/TOT	0,03	0,08	0,04	<0,02	0,33	<0,02	<0,02	0,03	0,02
S/TOT	<0,02	<0,02	0,03	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,02
SUM	99,73	99,88	99,78	99,87	99,75	99,72	99,76	99,46	99,61
Cs	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,2	<0,1	0,3	0,1	<0,1
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1
Rb	9	1,9	12,2	23,4	5,1	4	6,5	0,6	0,8
Ba	506	499	377	574	50	149	313	18	47
W	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Th	1,2	1,8	0,8	3,3	0,5	0,6	0,5	<0,2	0,9
U	0,6	0,8	0,3	1,2	0,1	0,1	0,2	<0,1	0,4
Nb	13,3	20	10,4	15,4	6,6	0,5	6,1	1,7	13
Ta	20,2	22,3	16,1	14	0,4	<0,1	0,3	<0,1	0,7
La	9	14,7	6,2	15,7	4,8	3,7	7,5	1,7	8,8
Ce	17,1	25,8	11,4	26,9	12,3	7,2	16,7	3,8	21,6
Pb	22,7	22,4	17	28,2	0,2	0,2	0,4	0,3	0,3
Pr	2,43	3,4	1,69	3,2	2,06	1,03	2,53	0,66	3,32
Mo	0,5	0,2	0,7	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5
Sr	345,3	270,4	230,1	366,2	126,9	198,9	564,4	19	99,4
Nd	10,3	12,6	7,7	11,9	9,9	4,3	11,9	3,5	15
Sm	2,45	2,19	1,83	2,13	3,32	1,23	2,84	1,01	3,94
Zr	47,4	137,3	32,9	106,4	72,5	16,4	63,2	23,7	99,7
Hf	1,6	3,9	1	2,8	2,1	0,6	1,9	0,9	3
Eu	0,74	0,74	0,63	0,73	1,3	0,43	0,91	0,36	1,28
Sn	<1	1	<1	1	<1	<1	<1	<1	2
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Gd	2,72	1,83	2,11	1,94	4,13	1,4	2,74	1,13	4
Tb	0,48	0,27	0,39	0,3	0,67	0,23	0,4	0,17	0,56
Dy	2,9	1,53	2,37	1,39	5,16	1,66	2,82	1,25	3,74
Y	17,2	7,9	13,5	9	29,7	10,5	16,2	6,1	17,5
Ho	0,62	0,27	0,51	0,31	1,06	0,38	0,57	0,23	0,66
Er	1,8	0,76	1,41	0,75	3,12	1,17	1,65	0,63	1,74
Tm	0,27	0,12	0,22	0,14	0,49	0,18	0,26	0,1	0,25
Yb	1,73	0,82	1,32	0,77	3,09	1,11	1,64	0,55	1,46
Lu	0,27	0,13	0,19	0,12	0,47	0,16	0,26	0,08	0,2
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As	<0,5	0,7	<0,5	0,8	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Ga	15,1	14	12	15,3	17,1	11,9	18	7,2	13
V	175	23	195	89	454	214	263	146	278
Co	34,2	3,8	48,4	11,5	45	45,6	28,9	119,6	73,8
Ni	153,8	2,5	148	14	45,1	52,2	11,2	1374,3	289
Cu	30,9	135,1	20,1	26,2	216,6	113,7	35,6	6,5	131,6
Zn	35	16	17	28	81	15	16	12	21
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sc	30	6	35	10	47	38	39	18	26
Ni	187	<20	293	25	65	151	39	1818	855
Ag	<0,1	<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	<0,1
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Au	0,8	5,2	1,2	0,7	5,9	0,6	<0,5	0,8	3,4

Muestra	Clasificación Petrográfica Muestras Geoquímica roca total
6073IIJE9391A	BASALTO ALMOHADILLADO
6073IIJE9391B	BASALTO HIALOCLÁSTICO
6073IIJE9391C	BASALTO AFANÍTICO
6073IJE9538	BASALTO/FERROBASALTO
6073IJE9548	BASALTO CON OLIVINO Y CLINOPIROXENO AFANÍTICO
6073IJE9468	BASALTO AFANÍTICO
6073IJE9707	GABRO DE GRANO MEDIO, HORNBLÉNDICO
6073IIJE9365	ANFIBOLITA Y TONALITA CON HORNBLENDA FOLIADA
6073IIJE9301	LAVA BASALTICA VESICULAR
6073IIJE9348	METABASALTO VESICULAR
6073IJE9427	MICROGABRO HORNBLÉNDICO
6073IJE9500	MICROGABRO HORNBLÉNDICO FOLIADO
6073IJE9530	BASALTO CON OLIVINO Y CLINOPIROXENO VESICULAR
6073IJE9544	BASALTO PORFÍDICO CON OLIVINO Y CLINOPIROXENO VESICULAR
6073IIJE9216	TOBA ANDESÍTICA DE GRANO MEDIO VITREA-LÍTICA
6073IIJE9284	BASALTO PIROXÉNICO VESICULAR
6073IIJE9286A	LAVA BASALTICA VESICULAR
6073IIJE9286B	LAVA BASALTICA VESICULAR
6073IJE9426B	ESQUISTOS ACTINOLÍTICO-EPIDÓTICOS, MILONÍTICOS
6073IJE9942	METALAVA DACITA PORFÍDICA
6073IJE9943B	METALAVA ANDESÍTICA PORFÍDICA
6073IVMJ9443A	BASALTO MICROPORFÍDICO CON OLIVINO y CLINOPIROXENO
REP6073IVMJ9443A	BASALTO MICROPORFÍDICO CON OLIVINO y CLINOPIROXENO
6073IJE9465	GABRO DE GRANO MEDIO, HORNBLÉNDICO
6073IIJE9056A	TONALITA GRANO GRUESO HORNBLÉNDICA
6073IIJE9056B	DOLERITA (O MICROGABRO)
6073IIJE9059	TONALITA DE GRANO FINO-MEDIO, CON HORNBLENDA ACICULAR
6073IIJE9143	TONALITA DE GRANO GRUESO, CON HORNBLENDA Y BIOTITA
6073IIJE9143B	DOLERITA (O MICROGABRO)
6073IIJE9154	LEUCOTONALITA DE GRANO FINO-MEDIO, CON HORNBLENDA y BIOTITA
6073IIJE9168A	GABRO HORNBLÉNDICO
6073IIJE9173B	TONALITA PORFIDICA, CON PLAGIOCLASA Y HORNBLENDA
6073IIIMJ9382	CUARZO-GABRO HORNBLÉNDICO DE GRANO GRUESO
6073IIIMJ9414	-
6073IVMJ9141	-
6073IVMJ9626	-
6073IVMJ9713	-

Abreviaturas:

LLM, Asociación Loma La Monja; FmC, Formación Constanza; FmBPPD, Formación Basaltos de Pelona-Pico Duarte; FmR, Formación Restauración; LVz, Gabros Los Velazquitos; El Río bat., batolito de El Río; ElBao bat., batolito de El Bao.

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** – **pumpellita**

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-magnesiocarfilita – fengita – cloritoide – pirofilita – lawsonita – aragonito – paragonita (Samaná)**

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

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

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

Sistema máfico: **glaucófana – epidota – granate u omfacita (+ 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 – magnesiocarfilita – 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**

Facies Anfibolitas (500–650°C; 13 < P < 10kbar)

Sistema máfico: **plagioclasa – hornblenda – zoisita – biotita – cuarzo – clinopiroxeno**

Facies Anfibolitas albitico-epidóticas (400–550°C; 5 < P < 15kbar)

Sistema máfico: **albita – hornblenda/pargasita – epidota/zoisita – biotita – cuarzo – clinopiroxeno**