



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

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

SANTIAGO RODRÍGUEZ

(5974-III)

Santo Domingo, R.D., Julio 2002-October 2004

La presente Hoja y Memoria forma parte del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, Proyecto K, financiado, en consideración de donación, por la Unión Europea a través del programa SYSMIN de desarrollo geológico-minero (Proyecto nº 7 ACP DO 024). Ha sido realizada en el periodo 2002-2004 por BRGM, 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

- Dr. Gilbert Stein (BRGM)
- Ing. Pol Urien (BRGM)
- Ing. Luis Fondeur (Geólogo Consultor)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Dr. Gilbert Stein (BRGM)
- Ing. Pol Urien (BRGM)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

- Ing. Lluís Ardévol Oro (GEOPREP)

MICROPALAEONTOLOGÍA

- Dra. Chantal Bourdillon (ERADATA, foraminíferos)
- Dra. Monique Bonnemaïson (Geóloga Consultora nanofosiles)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- Dra. Chantal Bourdillon (ERADATA)

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (Universidad Complutense de Madrid)
- Dra. Catherine Lerouge (BRGM)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Dr. Gilbert Stein (BRGM)
- Ing. Pol Urien (BRGM)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Joan Escuer (GEOCONSULTORES TECNICOS Y AMBIENTALES)

GEOLOGÍA ECONÓMICA

- Ing. Eusebio Lopera (ITGE)

TELEDETECCIÓN

- Dra. Carmen Antón Pacheco (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROPORTADA

- Ing. Jose Luis García Lobón (IGME)

DATAACIONES ABSOLUTAS

- Dr. James K. Mortensen (Earth & Ocean Sciences, Universidad de British Columbia)
- Dr. Tom Ulrich (Earth & Ocean Sciences, Universidad de British Columbia)
- Dr. Richard Friedman (Earth & Ocean Sciences, Universidad de British Columbia)

ASESORES GENERALES DEL PROYECTO

- Dr. Grenville Draper (Universidad Internacional de Florida, USA)
- Dr. John Lewis (Universidad George Washington, USA)
- Ing. Iván Tavares

DIRECTOR DEL PROYECTO

- Dr. Marc Joubert (BRGM)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Ing. Francisco Javier Montes. Director de la Unidad Técnica de Gestión (AURENSA) del Programa SYSMIN

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

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

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

- Ing. Juan José Rodríguez
- Ing. Santiago Muñoz
- Ingra. María Calzadilla
- Ing. Jesús Rodríguez

Se quiere agradecer muy expresamente al Dr. Andrés Pérez-Estaún la estrecha colaboración mantenida con los autores del presente trabajo; sus ideas y sugerencias sin duda han contribuido notablemente a la mejora de 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
- Mapas de muestras
- Lugares de Interés Geológico
- Informe Sedimentológico del Proyecto K
- Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto K
- Informe de la Estructura y el Metamorfismo de las Rocas Ígneas y Metamórficas del Proyecto K
- Informe de Interpretación de la Geofísica Aerotransportada del Proyecto L (Zonas Este y Suroeste)
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb en los proyectos K y L
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar en los proyectos K y L
- Informe/Catálogo de macroforaminíferos seleccionados de muestras recogidas en los Proyectos K y L
- Las fotos están incluidas en la presente memoria

RESUMEN

La Hoja de Santiago Rodríguez está ubicada en el sector noroeste de la República Dominicana a unos 185 Km en línea recta de la capital Santo Domingo.

Abarca casi todas las complejidades geológicas del proyecto K con la presencia de varios dominios geológicos y la falla de la Española, una de las mayores de la isla, que atraviesa y estructura la hoja en dirección ONO-ESE.

- El dominio de la Cordillera Central ocupa la parte septentrional de la Hoja y como lo sugiere su nombre forma la parte montañosa. Está representado por un conjunto volcánico-plutónico, constituido por (1) el Complejo Duarte (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) formado por rocas metamórficas y deformadas dúctil a dúctil-frágil, con firma de meseta oceánica, (2) la Fm Tireo, una secuencia vulcanosedimentaria relacionada con la actividad de un arco de isla del Cretácico Superior, en que intruyen (3) el batolito de Loma de Cabrera de edad comparable y de composición gabroica hasta tonalítica acompañado por un importante cortejo de diques.
- El dominio de Magua-Tavera, inmerso en la zona de falla de la Española, incluye tanto rocas sedimentarias como basaltos Paleoceno-Eoceno Superior.
- El dominio del Valle de Cibao aflora en la llanura al norte de la Cordillera Central. Sus sedimentos discordantes sobre los materiales anteriores comportan de base a techo: (1) los conglomerados de la Fm. Bulla (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior), (2) los sedimentos marinos Mioceno Superior de la Fm Cercado y, en menor parte, las margas y calizas margosas Mioceno Superior a Plioceno Medio de la Fm Gurabo.
- El Cuaternario, poco representado, está formado por coluviones de piedemonte y depósitos aluviales de fondos de valle.

La estructuración visible de la hoja se debe en gran parte al contexto compresivo relacionado con la convergencia oblicua entre las placas Norte Americana y Caribeña que se traduce por deformaciones visibles a todas escalas y especialmente por la Zona de Falla de la Española con movimiento general transcurrente sinistro. La deformación que afecta las rocas de esta hoja consiste principalmente en un cizallamiento muy heterogéneo dúctil-frágil que evoluciona a frágil. El contexto compresivo está bien conocido desde el Mioceno Superior y hasta la Actualidad y condiciona el levantamiento de la Cordillera Central tal como el aporte terrígeno concomitante que rellena la Cuenca neógena del Cibao. No obstante, este movimiento transcurrente de la Zona de Falla de La Española se inició ya antes y controló probablemente los depósitos de las rocas sedimentarias y el emplazamiento de los basaltos de la Fm. Magua.

ABSTRACT

The Santiago Rodríguez map area is located some 185 km (as the crow flies) from the capital Santo Domingo in the northwest of the Dominican Republic.

The map area is representative of the geological complexity encountered during the K project, with the occurrence of various geological domains and the presence of the Española fault zone—one of the major faults of the island, which structured the geology according to a WNW-ESE direction. From south to north, the present map area encompasses the following domains:

- The Central Cordillera domain that comprises, as suggested by its name, the mountainous part of the area. It is represented by a volcano-plutonic complex composed of: (1) metamorphosed and ductile- to ductile-brittle-deformed rocks of the Duarte Complex (Jurassic - Early Cretaceous) bearing oceanic plateau affinities, (2) the volcano-sedimentary succession of the Tiroo Formation linked to a Late Cretaceous volcanic arc, (3) the Late Cretaceous Loma de Cabrera batholith, which intrudes the two preceding rock units, ranging in composition from gabbro to tonalite and accompanied by an important development of dykes.
- The Magua-Tavera domain, which includes both sedimentary rocks and basaltic flows of Paleocene to Late Eocene age. This domain lies along the Española fault zone.
- Neogene rocks of the Valle del Cibao domain, which crop out in the Cibao plain in the north of the Central Cordillera and unconformably overlie the older rocks. They are represented, from base to top, by the Late Oligocene - Early Miocene Bulla Conglomerate Formation, the Late Miocene marine sediments of the Cercado Formation and, to a lesser degree in the northeastern corner of the map area, by the Late Miocene to Early Pliocene marl and marly limestone of the Gurabo Formation.
- Quaternary rocks are poorly represented and consist of alluvial and colluvial deposits.

The structures observed in the map area are linked to a compressive setting related to the oblique convergence between the North American and the Caribbean plates. This is reflected in the field by a major crustal fault zone, the Española fault zone, crossing the entire Española island and characterised by overall sinistral movement. Deformation related to this system is seen at all scales and consists mainly of strongly heterogeneous shearing evolving from ductile-brittle to essentially brittle.

In addition to being responsible for the uplift of the Central Cordillera from the Late Miocene to present and controlling the coeval infilling of the Neogene Valle de Cibao Basin, this tectonic setting probably also played a key role in the sedimentation and the emplacement of the Magua-Tavera basalts during Paleocene to Eocene times.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	14
1.1. Metodología	15
1.2. Situación geográfica	16
1.3. Marco Geológico	20
1.4. Antecedentes	25
2. ESTRATIGRAFIA	28
2.1. Jurásico Superior – Cretácico Inferior	28
2.1.1. Rocas ultramáficas - Peridotitas de Loma Caribe (1)	28
2.1.2. Complejo Duarte	31
2.1.2.1. Generalidades	31
2.1.2.2. Complejo Duarte (10) Metabasitas y metasedimentos en facies esquistos verdes. Jurásico Superior - Cretácico Inferior ($J_3 - K_1$)	34
2.1.2.3. Complejo Duarte (11) Metabasitas y metasedimentos en facies anfibolita. Jurásico Superior - Cretácico Inferior ($J_3 - K_1$).....	35
2.2. Cretácico Superior	36
2.2.1. Formación Tireo	36
2.2.1.1. Generalidades	36
2.2.1.2. Fm Tireo (12) Serie volcano-sedimentaria de composición máfica a ácida con intercalaciones de chert. Cretácico Superior (K_2)	41
2.2.1.3. Fm Tireo (12a) Brecha tonalítica subvolcánica. Cretácico Superior (K_2).....	42
2.3. Paleoceno - Eoceno Superior	43
2.3.1. La Formación Magua	43
2.3.1.1. Generalidades	43

2.3.1.2. Descripciones particulares a la hoja	47
2.3.1.2.1. Fm Magua (13) Basaltos. Paleoceno - Eoceno Superior (P_1 - P_2^3)	48
2.3.1.2.2. Fm Magua (14) Basaltos y autobrechas. Paleoceno - Eoceno Superior (P_1 - P_2^3)	51
2.3.1.2.3. Fm Magua (15) Pelitas y pizarras calcáreas. Paleoceno - Eoceno Superior (P_1 - P_2^3)	52
2.3.1.2.4. Fm Magua (16) Calizas masivas o tableadas. Paleoceno - Eoceno Superior (P_1 - P_2^3)	53
2.3.1.2.5. Fm Magua (17) Rocas volcánicas y brechas ácidas. Paleoceno - Eoceno Superior (P_1 - P_2^3)	54
2.3.1.2.6. (17a) Rocas intrusivas en la Fm Magua	55
2.3.1.3. Relaciones espaciales de las unidades	56
2.4. Oligoceno Superior - Mioceno.....	57
2.4.1. Formación Bulla (18) Conglomerado inmaduro, gris-amarillento. Oligoceno Superior - Mioceno Inferior (P_3^3- N_1^1)	57
2.4.1.1. Generalidades	57
2.4.1.2. Descripción en la hoja	58
2.4.1.2.1. Relación Conglomerado- Paleosuperficie	61
2.4.2. Formación Cercado- Mioceno Superior	62
2.4.2.1. Generalidades	62
2.4.2.2. Descripción particular en la hoja Santiago Rodríguez.....	65
2.4.2.2.1. Fm Cercado (19) Lutitas, siltitas y areniscas localmente conglomeráticas. Mioceno Superior (N_1^3).....	65
2.4.2.2.2. Fm Cercado (20) Alternancias de conglomerados, areniscas calcáreas, margas, lumaquelas con niveles de lignitos y troncos carbonatados. Mioceno Superior (N_1^3).....	68
2.4.2.3. Interpretación sedimentológica	73
2.5. Mioceno Superior – Plioceno Medio	74
2.5.1. Formación Gurabo.....	74
2.5.1.1. Generalidades	74

2.5.1.2. Descripción de la formación en la hoja Santiago Rodríguez	74
2.5.1.2.1. Fm Gurabo (21) Margas y calizas margosas. Mioceno Superior - Plioceno Medio ($N_1^3-N_2^2$).....	75
2.6. Mioceno Medio – Cuaternario, lateritización	75
2.6.1. Generalidades	75
2.6.2. Alteración laterítica – arcillas rojas a rojizas	77
2.7. Cuaternario	78
2.7.1. (22) Coluviones de piedemonte; bloques. Cuaternario (Q).....	78
2.7.2. (23) Depósitos aluviales de fondos de valle. Cuaternario(Q).....	79
3. PETROLOGIA, METAMORFISMO, GEOQUIMICA y GEOCRONOLOGIA.....	80
3.1. Petrología y dataciones de las rocas intrusivas y filonianas.....	80
3.1.1. Introducción	80
3.1.2. Síntesis de las dataciones radiogénicas existentes.....	81
3.1.2.1. Los Intrusivos Máficos (Gabro, Anfibolita, Hornblendita).....	83
3.1.2.2. Intrusivos tonalíticos	86
3.1.2.2.1. Intrusivos tonalíticos foliados	86
3.1.2.2.2. Tonalitas no deformadas.....	87
3.1.2.3. Aplitas con dos micas.....	88
3.1.2.4. Síntesis	89
3.1.3. Rocas intrusivas y filonianas de la Hoja de Santiago Rodríguez.....	90
3.1.3.1. (4)Tonalita con anfíbol \pm biotita (4a) y Tonalita con anfíbol \pm biotita foliada milonitizada.....	90
3.1.3.2. (5)Tonalita con anfíbol \pm biotita rica en enclaves máficos	93
3.1.3.3. (3) Diorita y cuarzodiorita con anfíbol \pm biotita	94
3.1.3.3.1. Diorita El Pino	95
3.1.3.4. (2) Gabro.....	96
3.1.3.5. Diques relacionados al batolito de Loma de Cabrera.....	97

3.1.3.5.1. (6) Diques máficos	97
3.1.3.5.2. (7) Diques félsicos	98
3.1.3.5.3. (8) Diques indiferenciados (félsicos o máficos)	98
3.1.3.5.4. (9) Diques y sill leucograníticos y aplopegmatíticos	99
3.2. Geoquímica.....	100
3.2.1. Técnicas Analíticas y método de trabajo	100
3.2.2. Complejo Duarte	103
3.2.3. Formación Tiro	113
3.2.3.1. Toleitas de arco isla pobres en Ti	115
3.2.3.2. Toleitas de arco isla “normales”	115
3.2.3.3. Rocas de afinidad boninítica.....	116
3.2.3.4. Andesitas, dacitas y riolitas calcoalcalinas.....	116
3.2.4. Batolito Loma De Cabrera	121
3.2.5. Formación Magua	133
3.3. Nuevas dataciones geocronológicas U-Pb y Ar-Ar del Proyecto K.....	140
3.3.1. Muestreo.....	140
3.3.2. Descripción de las técnicas analíticas	140
3.3.2.1. Técnica analítica U-Pb.....	140
3.3.2.2. Técnica analítica Ar-Ar	141
3.3.3. Resultados y discusión	142
3.3.3.1. Formación Amina-Maimón.....	143
3.3.3.2. Complejo Duarte.....	143
3.3.3.3. Batolito de Loma Cabrera.....	144
3.3.3.3.1. Gabros	144
3.3.3.3.2. Intrusivos tonalíticos – cuarzodiorita	144
3.3.3.3.3. Intrusión tonalítica en la Fm Magua	145
3.3.3.3.4. Tonalita foliada de Diferencia	145
3.3.3.3.5. Tonalita foliada de la Loma del Tambor	146
3.3.3.3.6. Batolito de Macutico.....	146

3.3.3.4. Formación Tireo	147
3.3.3.5. Basalto Guandules-Pelona-Pico Duarte	148
4. TECTONICA.....	151
4.1. Contexto geodinámico de la isla La Española	151
4.2. Marco geológico-estructural de la zona de estudio.....	155
4.3. Estructura de la zona de estudio.....	158
4.3.1. El dominio de la Cordillera Central.....	158
4.3.1.1. Unidades litológicas.....	158
4.3.1.2. Fábricas y estructuras en la Banda Norte: C. Duarte y Fm Tireo	159
4.3.1.2.1. Esquistos Verdes y subesquistos verdes del C. Duarte y de la Fm Tireo	159
4.3.1.2.2. Anfibolitas del C. Duarte	159
4.3.1.3. Fábricas y estructuras en la Banda Sur: Batolito de Loma Cabrera	161
4.3.1.3.1. La secuencia intrusiva del Batolito Loma Cabrera.....	161
4.3.1.3.2. El complejo gabróico-ultramáfico del Batolito Loma Cabrera	162
4.3.1.3.3. Las tonalitas.....	164
4.3.1.3.4. Enjambre de diques máficos y félsicos.....	165
4.3.1.3.5. Red de diques y sills leucograníticos y aplopegmatíticos	166
4.3.2. El dominio de Magua-Tavera - Fábricas y estructuras asociadas a la Zona de Falla de La Española	166
4.3.3. Dominio del Valle del Cibao - Tectónica y evolución tectosedimentaria del recubrimiento Neógeno-Cuaternario.....	168
5. GEOMORFOLOGÍA	172
5.1. Descripción fisiográfica.....	172
5.2. Análisis geomorfológico.....	172
5.2.1. Estudio morfoestructural	172
5.2.1.1. Formas estructurales.....	172

5.2.2. . Estudio del modelado.....	173
5.2.2.1. Formas gravitacionales.....	173
5.2.2.2. Formas fluviales y de esorrentía superficial	174
5.2.2.3. Formas lacustres y endorreicas.....	174
5.2.2.4. Formas poligénicas	174
5.2.2.5. Formas por meteorización química.....	175
5.2.2.6. Formas antrópicas.....	175
5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES	176
5.3.1. Formaciones gravitacionales.....	176
5.3.1.1. Cantos, arenas y lutitas. Coluviones (a). Holoceno.....	176
5.3.2. Formaciones fluviales y de esorrentía superficial.....	176
5.3.2.1. Gravas, arenas y limos. Terrazas altas (b). Pleistoceno	176
5.3.2.2. Gravas, arenas y limos. Terrazas medias y abanicos aluviales antiguos (c). Pleistoceno-Holoceno.	177
5.3.2.3. Arenas y limos. Llanuras de inundación, barra actual y depósitos de fondo de valle, (e). Holoceno	177
5.3.3. Formaciones por meteorización química.....	178
5.3.3.1. Arenas eluviales (f). Pleistoceno-Holoceno.....	178
5.4. Evolución e historia geomorfológica	178
6. HISTORIA GEOLOGICA.....	179
6.1. La historia pre-Cretácico Superior	180
6.2. El arco insular del Cretácico Superior	180
6.3. La historia post arco Cretácico Superior - Los Dominios de Magua-Tavera y Valle del Cibao.....	181
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	184

7.1. Hidrogeología	184
7.1.1. Climatología	184
7.1.2. Hidrografía.....	184
7.1.3. Descripción hidrogeológica.....	184
7.2. Recursos minerales	188
7.2.1. Oro y sustancias polimetálicas.....	189
7.2.2. Sustancias no metálicas	190
8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	191
8.1. Relación de los Lugares de Interes Geológicos.....	191
8.2. Descripción de los Lugares.....	192
8.2.1. Lignitos de la Fm Cercado; Puente El Caimito: (LIG 1).....	192
8.2.2. Basaltos de la Fm Magua; Cruz de Maguana: (LIG 2).....	194
8.2.3. La Estancita: Troncos fósiles carbonatados (LIG 3).....	196

1. INTRODUCCIÓN

Para invertir la evolución desfavorable del sector geológico minero y dotar de una infraestructura cartográfica y temática a la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través del Servicio Geológico Nacional (SGN), ha establecido la política de completar el levantamiento geológico y minero del país.

A tal fin, 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 realizado, bajo el control de la Unión Técnica de Gestión (UTG) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN), este Proyecto "K", Zona Noroeste, de Cartografía Geotemática de la República Dominicana incluido en el Programa SYSMIN, referenciado 7 ACP DO 024 y financiado por la Unión Europea.

Dicho Proyecto, realizado entre Julio 2002 y Octubre 2004, incluye la elaboración de las 14 Hojas Geológicas a escala 1:50.000 y los 5 mapas Geomorfológicos, Procesos Activos y Recursos Minerales a escala 1:100.000 que componen los siguientes cuadrantes (Fig. 1):

Restauración (5873)	Restauración Bánica	5873-I 5873-II
Dajabón (5874)	Dajabón Loma de Cabrera	5874-I 5874-II
Monte Cristi (5875)	Monte Cristi Pepillo Salcedo	5875-I 5875-II
Diferencia (5973)	Diferencia Lamedero Arroyo Limón Jicomé	5973-I 5973-II 5973-III 5973-IV
Mao (5974)	Mao Monción Santiago Rodríguez Martín García	5974-I 5974-II 5974-III 5974-IV

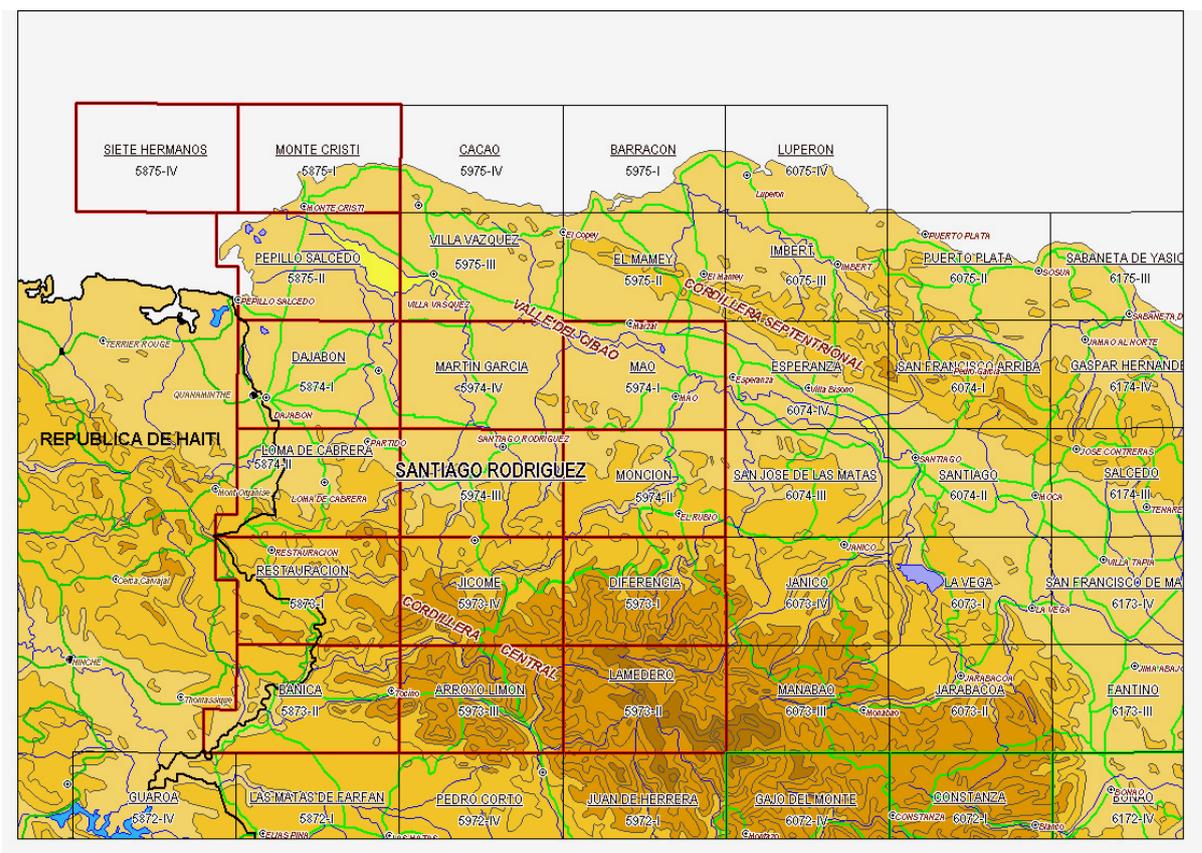


Fig. 1 - Ubicación de la Hoja de Santiago Rodríguez (5974-III) en el marco del proyecto K

1.1. Metodología

Debido al carácter incompleto y no sistemático del mapeo de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través del Servicio Geológico Nacional (SGN), decidió 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, en concepto de donación. En este contexto, el consorcio integrado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (INYPESA), ha sido el responsable de la ejecución, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG, cuya asistencia técnica corresponde a AURENSE) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN), del Proyecto K, cuyo desarrollo se ha producido simultáneamente al del Proyecto L, adjudicado al mismo consorcio.

Durante la confección de la hoja a escala 1:50.000 de Santiago Rodríguez se ha utilizado la información disponible, de procedencia muy diversa, principalmente tesis 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 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 (Compagnie Generale de Geophysique), 1999).

Todos los puntos de observación y recorridos fueron grabados diariamente vía un GPS, descargados y documentados en una base de datos, ploteados en un sistema de información geográfica (SIG) y confrontados a las informaciones preestablecidas (topografía, imágenes satélites, datos geofísicos, etc.) ya incorporadas en el SIG. Todas las coordenadas citadas en el texto están 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 (petrológicas, paleontológicas y sedimentológicas), datos de tipo estructural y 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 (Santiago Rodríguez 5974).

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

La Hoja de Santiago Rodríguez (5974-III) está ubicada en el sector noroeste de la República Dominicana, a unos 185 Km en línea recta al NO de la capital Santo Domingo y 242 Km por carretera, cuyos 175 Km por la autopista Duarte hasta Navarrete. La superficie del cuadrante totaliza 484 Km². Prácticamente la totalidad de su territorio pertenece a la provincia de Santiago Rodríguez (Municipios de San Ignacio de Sabaneta y Villa los Almácigos); el municipio de El Pino, al borde NO de la Hoja pertenece a la Provincia de Dajabón. El nombre histórico de la ciudad de Santiago Rodríguez, centro de la Provincia, es Sabaneta (San Ignacio de Sabaneta).

La ubicación central de la ciudad de Santiago Rodríguez, en una zona agrícola, al cruce de las vías de comunicación entre el valle del Cibao al Norte, la zona precordillerana al Sur, el

sector agro-industrial de Mao Valverde Esperanza al Este y la zona fronteriza al Oeste, le permite actuar como un centro de servicios y negocios de escala media, ligado principalmente a la actividad agrícola familiar.

La red de carreteras es buena, salvo en el cuarto SE de la Hoja, donde el relieve impide un acceso fácil, necesitando el uso de vehículos de doble tracción para llegar a los poblados alejados.

Desde el punto de vista fisiográfico, la hoja se ubica en el piedemonte de la Cordillera Central, que se desarrolla hacia el Sur. La Loma Corral de Mata (798 m), al SE de la Hoja, es el punto más alto; el mínimo corresponde al Río Guayubin, al Norte.

La hoja puede dividirse en 5 zonas :

- La zona S y SE, corresponde a la Cordillera Central, con cerros elevados de rocas intrusivas, sin orientación preferencial y valles encajonados con desniveles fuertes (300 m),
- La zona SO constituida por lomas tonalíticas, con pendientes suaves y desniveles moderados (100 m),
- La zona central, del piedemonte norte de la Cordillera Central, con predominio de rocas metamórficas; la elevación baja por escalones desde 500 m hasta 200 m,
- La zona Centro-Norte corresponde a una depresión llana desarrollada por encima de formaciones sedimentarias y volcánicas y lomas de desnivel muy reducido (50 m),
- La zona NO es una meseta de rocas sedimentarias calcáreas subhorizontales, con una elevación de 30 m por encima del fondo de la depresión central,

Además, en el borde Sur de la hoja, en la zona cordillerana, se desarrolla una meseta correspondiendo a una paleosuperficie plana y poco inclinada, de elevación comprendida entre 500 y 600 m.

El clima es determinado principalmente por la situación en el piedemonte de la Cordillera Central y por la influencia de la Cordillera Septentrional. Se trata de un clima tropical húmedo de sabana, con dos temporadas de lluvias en mayo-junio y octubre-noviembre, con tendencia al clima tropical de bosque húmedo en la parte sur de la Hoja.

Las perturbaciones de carácter ciclónico del Caribe, que tanta influencia muestran en el resto del país, manifiestan poco sus efectos en esta parte occidental del país, salvo cuando

se trata de huracanes de gran magnitud. Los promedios mensuales de las precipitaciones y temperaturas aparecen en la Fig. 2.

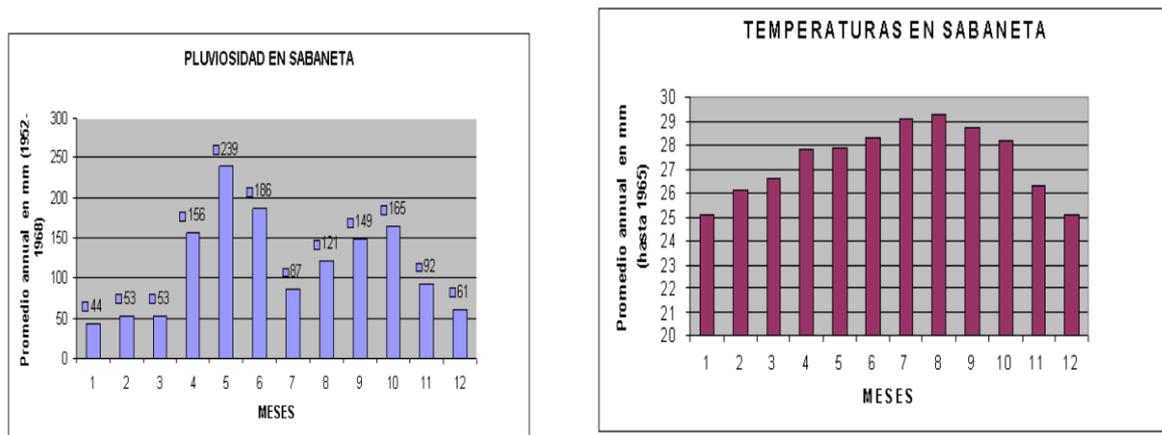


Fig. 2 - Gráficos de pluviosidad y temperatura, promedio mensual en Sabaneta

Las variaciones de temperaturas son moderadas a lo largo del año, como lo indica la Fig. 2. El gradiente de temperatura, o disminución de la temperatura media con la altitud, se estima en un poco más de 0.5 grados por cada 100 metros.

La red principal de drenaje corresponde a las cuencas arriba de los ríos perennes Aminilla, Inaje, Grande, Guayubin, Yaguajal y Cana, nacidos en la Cordillera Central, excepto los ríos Grande e Inaje, que nacen a unos 5 Km al Sur y Suroeste de la Hoja. Los ríos son caudalosos en la cordillerana Central y encajonados en valles profundos. En la depresión central ocupan valles más anchos hasta tener un curso meandrónico (Río Yaguajal y Río Cana). La meseta del Noreste sólo está cortada por el río Cana con un valle casi recto y muy estrecho de unos 20 a 30 m de desnivel.

El rumbo principal de la red de drenaje varía de NO en la parte SE de la hoja, perpendicularmente al eje de la Cordillera Central, a N en la parte NO.

Los tributarios están encajonados con una red densa, sin dirección bien definida en la Cordillera Central y orientados principalmente al Norte en el piedemonte; en la depresión central la red es poco densa y los arroyos intermitentes con valles poco encajonados. En la meseta del NE la red secundaria casi no existe y el desnivel de los valles es insignificante, salvo para unos tributarios mayores que se encajonan como el río Cana.

En el borde S y SE de la hoja, la vegetación corresponde al bosque húmedo, con presencia de pino criollo (*Pinus occidentalis*) y orquídeas. Los fuertes desniveles y la ausencia de suelos no permitieron la valorización económica de este sector, excepto una explotación

forestal artesanal, dejando así preservado una gran parte del bosque nativo. La hoja cubre en la esquina Sureste (La Toma, La Leonor y Cruz de Maguanita) una zona protegida por el Parque Nacional Armando Bermúdez.

Al Suroeste, la topografía más suave y la presencia de suelo permite el desarrollo de pequeñas praderas.

En la vertiente de la depresión central, se cultivan los guineos, plátanos, yucas etc., en pequeños conucos familiares rodeados de palmas, cítricos y mangos.

La llanura central es el dominio de pequeñas sabanas herbosas, favorables a la ganadería lechera y carnífera.

La meseta, más seca, está cubierta por sabanas más amplias con acacias y pasto dedicado a la ganadería carnífera.

En la Tabla 1 aparecen los datos demográficos (censo 1993 y 2002) de los municipios de las provincias de Santiago Rodríguez y Dajabón, comparados a los nacionales .

País / Provincia / Municipios	Censo 1993								
	Extensión en Km ²	Total	Hombres	Mujeres	Rural	Urbana	% hombres	% rural	densidad / Km ²
Provincia de Santiago Rodríguez	1111.14	62144	32445	29699	38380	23764	52	62	56
San Ignacio de Sabaneta	947.46	46300	24175	22125	30790	15510	52	67	49
Los Almácigos (D.M.)	29.93	5809	2977	2832	2461	3348	51	42	194
Monción (D.M.)	133.75	10035	5293	4742	5129	4906	53	51	75
Provincia de Dajabón	1020.73	68606	35306	33300	43588	25018	51	64	67
Partido (DM)	61.95	6329	3282	3047	4227	2102	52	67	102
El Pino	87.65	11074	5598	5476	9674	1400	51	87	126
TOTAL PAIS	48730.00	7293390	3550797	3742593	3199127	4094263	49	44	149
Provincia de Santiago Rodríguez	1111.14	59629	30522	29107	33650	25979	51	56	54
Provincia de Dajabón	1020.73	62046	31443	30603	32828	29218	51	53	61
TOTAL PAIS	48730.00	8562541	4265215	4297326	3115837	5446704	50	36	176
Oficina Nacional de Estadísticas: Datos Preliminares del VIII Censo Nacional de Población y Vivienda 2002									

Tabla 1 - Datos demográficos

La población, en mayoría rural, es poco densa en comparación con el promedio nacional.

Se nota la disminución de la población, particularmente rural, que baja del 62% al 56%. La densidad más fuerte se encuentra en los municipios del piedemonte (El Pino, Los

Almácigos, Monción) donde las condiciones favorables (agua, suelos, accesos, clima) permiten un desarrollo de la agricultura familiar.

Los principales cultivos tradicionales son café, papas, habichuelas y guandules en la zona cordillerana, y guineos, yucas, maíz, sorgo y frutas en la zona transicional del piedemonte. La explotación forestal del pino de la zona cordillerana fue activa en los años 1970. Actualmente está limitada e integrada por la gestión del Parque Nacional. El tabaco fue cultivado hace unas décadas en la depresión central y reemplazado, debido al desplomo de los precios por la ganadería lechera y carnicera.

Existe un proyecto integrado de desarrollo del cultivo del café en la Leonor, en el perímetro del Parque Nacional.

1.3. Marco Geológico

El Proyecto K de Cartografía Geotemática en la Republica Dominicana se caracteriza por la gran diversidad de materiales y medios sedimentarios representados (Fig. 3) : desde conglomerados continentales a abanicos turbidíticos, desde coladas de lavas y brechas vulcanosedimentarias a calizas micríticas, desde plataformas siliciclásticas a calizas pelágicas etc. A todo esto hay que añadir, además, la presencia de numerosos cuerpos intrusivos representados por los batolitos de Loma Cabrera, El Bao y Macutico, a su vez con importantes cortejos filonianos.

En términos generales la geología de la isla de La Española está controlada por tres factores principales:

- **En primer lugar** por el carácter oceánico de la isla, al menos durante el Mesozoico, asentada desde el Jurásico hasta el Paleoceno sobre una zona muy activa de la corteza oceánica, sometida a procesos de subducción, lo que provoca por un lado la presencia de un vulcanismo de arco de isla, con diversos episodios eruptivos y la consiguiente presencia de materiales vulcanosedimentarios, y por otro la abundancia de rocas ígneas intrusivas en las series volcánicas y vulcanosedimentarias. La propia naturaleza de las rocas extrusivas, unida a la escasa anchura de las plataformas da lugar a frecuentes y rápidos cambios de facies.
- **En segundo lugar** la posición de la isla en un área de clima tropical es responsable de la alta productividad biológica de las aguas circundantes, posibilitando en las plataformas someras la formación de calizas arrecifales y la acumulación en las aguas más profundas de potentes serie de calizas pelágicas o hemipelágicas. Este mismo factor climático es

igualmente responsable de las altas tasas de meteorización que van a favorecer la acumulación de grandes depósitos de materiales detríticos.

- **En tercer lugar** la intensa actividad tectónica, principalmente de desgarre transpresivo, que ha afectado la isla desde su formación, y de forma más evidente desde el Paleoceno, va a dar lugar por una parte a una elevada tasa de desnudación y por otra a la formación de cuencas profundas y compartimentadas, donde podrán acumularse potentes series sedimentarias. Esta intensa actividad tectónica dará lugar asimismo a la presencia de frecuentes depósitos sintectónicos y a la yuxtaposición en el espacio de materiales originalmente depositados a distancias considerables.

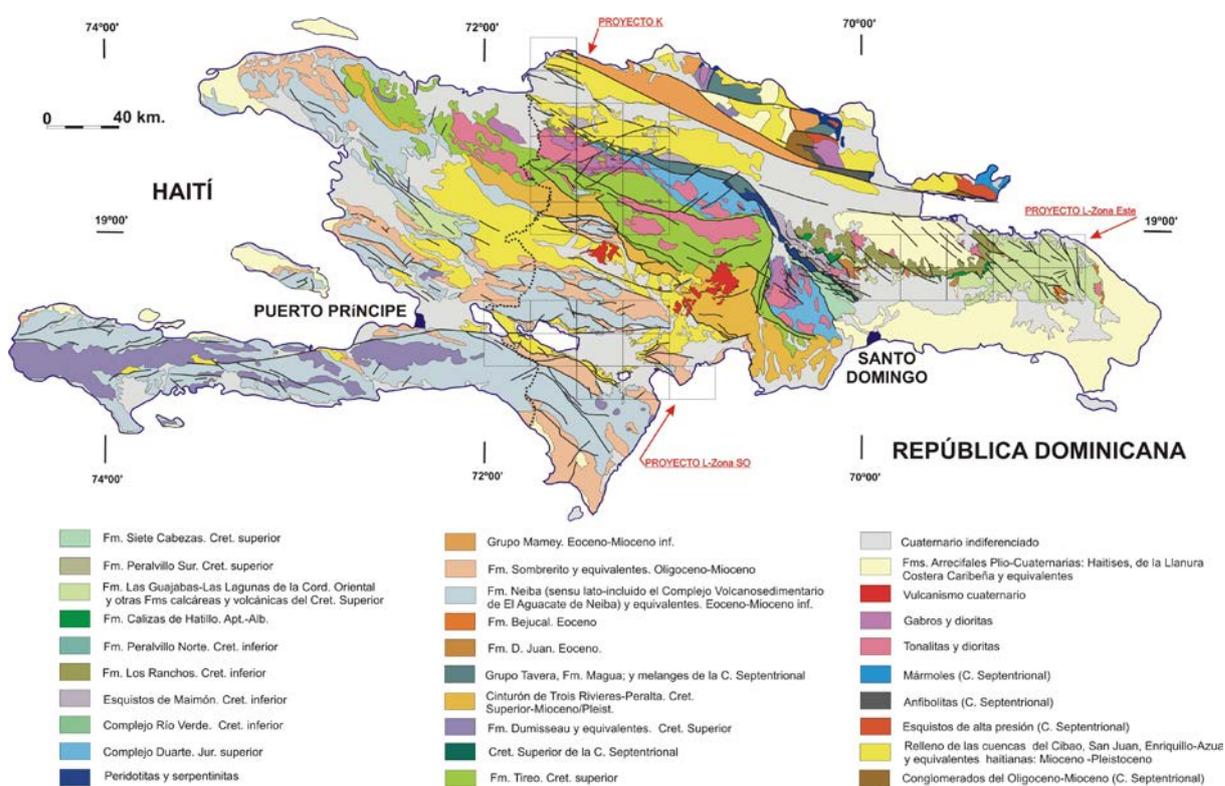


Fig. 3 - Esquema geológico de La Española con la ubicación del Proyecto K de cartografía (Actualizado con las cartografías de los Proyectos C, L y K del Programa SYSMIN)

La repartición espacial de este heterogéneo conjunto de materiales es igualmente heterogénea, pudiendo diferenciarse dentro del área abarcada por el proyecto una serie de dominios tectosedimentarios con características diferenciadas (Fig. 4, Fig. 5 y Fig. 34). La naturaleza de estos dominios es desigual, ya que mientras unos representan terrenos alóctonos emplazados a favor de grandes fallas de desgarre, otros corresponden a diferenciaciones menores dentro de un mismo terreno y otros corresponden a materiales de cobertera posteriores a las principales fases de deformación.

De Norte a Sur los dominios tectosedimentarios representados dentro del área del Proyecto K son los siguientes:

-El Dominio de la Cordillera Septentrional, limitado al Norte por el océano atlántico y al Sur por la Falla Septentrional. Los materiales representados dentro del área de estudio pertenecerían en principio al denominado Bloque de Altamira (de Zoeten, 1988). En el área cartografiada, discordantemente sobre materiales marinos profundos del Cretácico Inferior, se encuentra una potente serie de carácter fundamentalmente turbidítico, con episodios de margas de cuenca y facies de talud, que abarca una edad Oligoceno Superior a Plioceno Inferior.

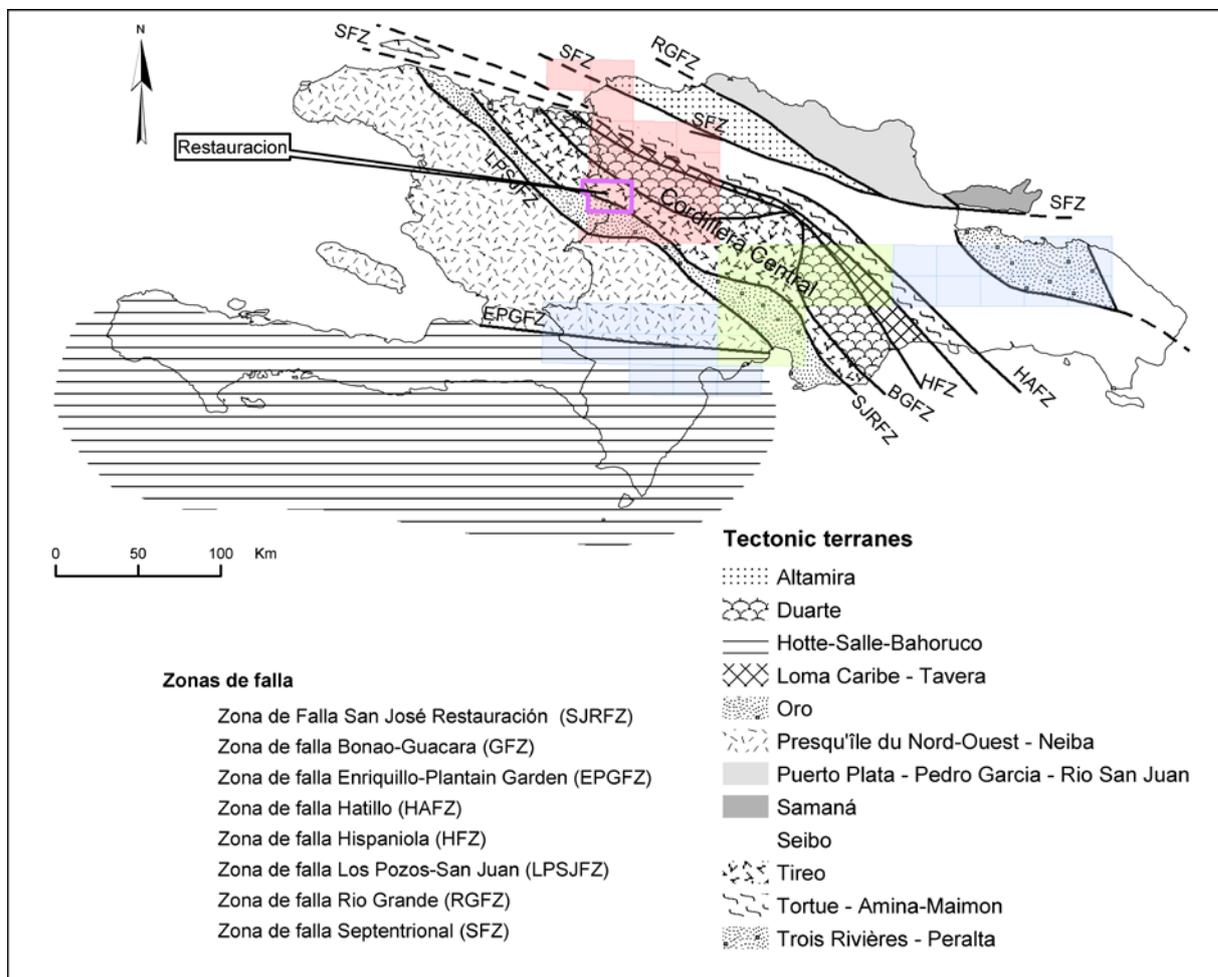


Fig. 4 - Terrenos tectónicos y zonas de fallas mayores en la isla de La Española

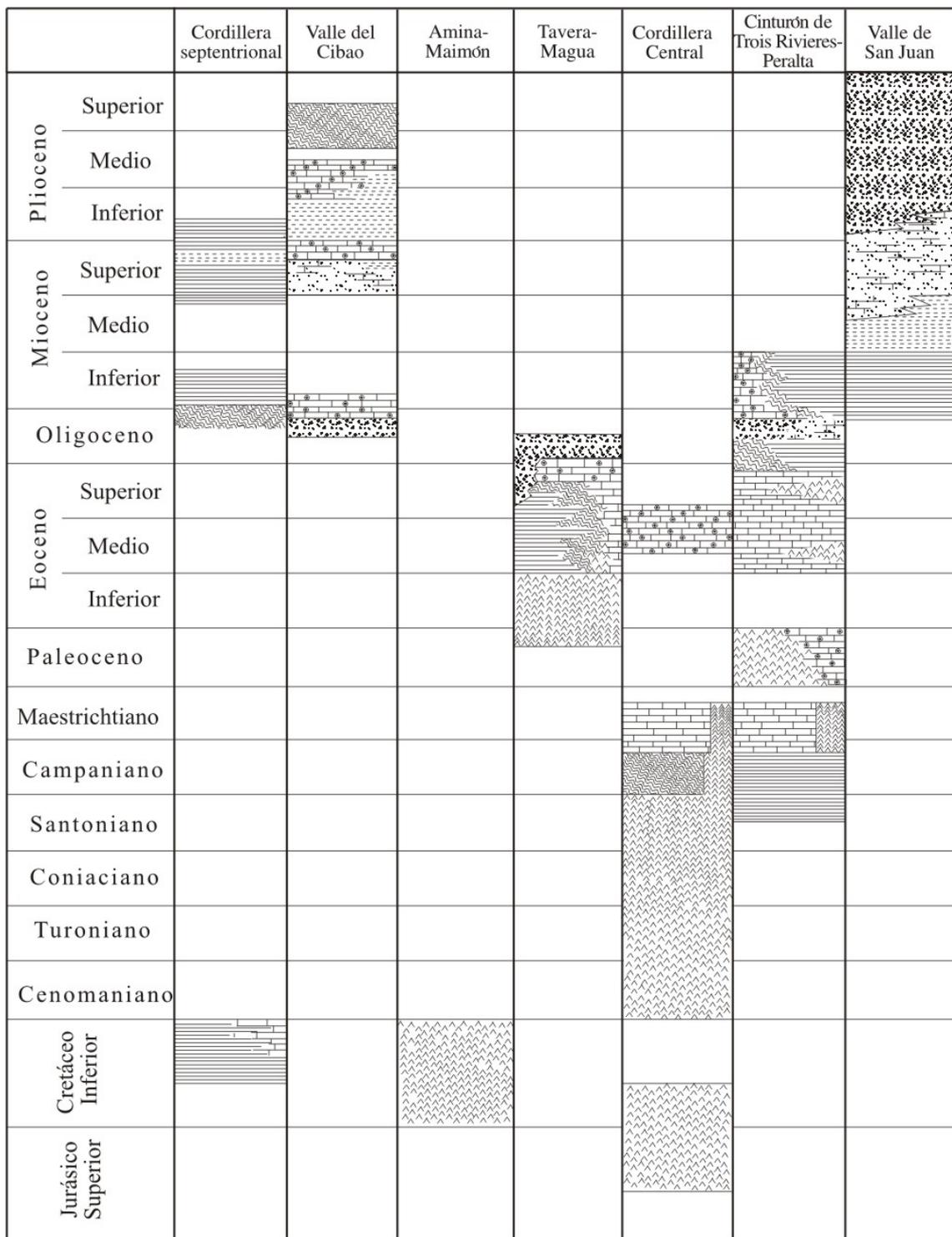


Fig. 5 - Cuadro estratigráfico sintético de los distintos dominios del Proyecto K.

- **El Dominio del Valle del Cibao**, que abarca un conjunto de materiales de cobertera limitado al Sur por su discordancia basal. Las facies y litologías representadas son bastante variadas yendo desde conglomerados aluviales a margas de cuenca con buena representación de facies de plataforma somera y construcciones arrecifales. La potencia máxima acumulada, con un rango de edades Oligoceno Superior a Plioceno Superior, podría superar los 4000 m en su sector central, en las proximidades de la Falla Septentrional que constituye el límite Norte del dominio. En conjunto se trata de una cuenca con una historia compleja, que incluye en la parte alta del Plioceno la formación de subcuencas en las que se acumularon grandes espesores de sedimentos. A estos materiales hay que añadir los depósitos aluviales que rellenan en la actualidad el valle del Yaque.

-**El dominio de Amina-Maimón** aflora bajo la discordancia basal del dominio del Valle del Cibao y probablemente constituye, en gran parte al menos, su zócalo. El límite Sur de este dominio coincide con el extremo Norte de la Zona de Falla de La Española. Los materiales representados, pertenecientes al Fm De Amina-Maimón son depósitos vulcanosedimentarios, de edad Cretácico Inferior, que presentan una intensa deformación y no se encuentran nunca al Sur de la Zona de Falla de La Española.

-**El dominio de Magua-Tavera** tiene su área de afloramiento limitada a la Zona de Falla de La Española, y esta ocupado por una serie compleja, al menos en parte sintectónica, y con espesor 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 comprendido entre el Paleoceno y el Eoceno Superior.

-**El dominio de la Cordillera Central** se caracteriza por su gran complejidad y está limitado al Sur por la Falla de San José-Restauración. Los materiales más antiguos que afloran en este dominio son depósitos volcánicos y vulcanosedimentarios, de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior, que presentan una deformación polifásica y son denominados C. Duarte. Sobre este "zócalo" se depositó una potente serie vulcanosedimentaria a la que siguen depósitos de talud y calizas pelágicas, todavía durante el Cretácico Superior, y finalmente calizas de plataforma de edad Eoceno. Todos estos materiales están afectados por deformaciones de carácter transpresivo de intensidad variable según zonas y, además, se encuentran afectados por numerosas intrusiones, principalmente de carácter ácido, y diversos grados y tipos de metamorfismo.

- **El dominio de Trois Rivières-Peralta** está limitado al Sur por la Falla de San Juan-Los Pozos e incluye una potente serie con un rango de edades entre el Cenomaniano y el Mioceno Inferior. Los materiales y facies representados son muy diversos, con predominio

de turbiditas y calizas pelágicas, pero incluyendo también materiales vulcanosedimentarios, calizas pelágicas y de plataforma, e importantes depósitos sintectónicos.

-El dominio de la Cuenca de San Juan ocupa la esquina Suroeste del área del proyecto K. Los materiales representados, en parte sintectónicos, abarcan un rango de edades desde el Oligoceno Superior al Plio-Pleistoceno. Constituyen en conjunto una serie de relleno de cuenca pasándose de facies turbidíticas gradualmente hasta depósitos fluviales. Además de estos materiales hay que señalar la presencia de una gran diversidad de materiales cuaternarios que en algunos casos llegan a ocupar la mayor parte de la superficie de la hoja cartografiada.

La Hoja de Santiago Rodríguez abarca cuatro de estos dominios que son, del Sur al Norte: Cordillera Central, Magua-Tavera, Ámina-Maimón y Valle del Cibao.

1.4. Antecedentes

A la escala de la isla, uno de los primeros trabajos sobre la geología de la isla es el de Cooke (1920): "Un Reconocimiento Geológico de la República Dominicana". Pero los primeros datos geológicos proceden de los materiales recolectados en el Valle del Cibao por el capitán de la marina británica T.S. Heneken y estudiados por Sowerby en 1850. El trabajo de Sowerby fue seguido por el de Gabb (1873) que atribuyó todos los fósiles y materiales marinos del Cibao a una única "Formación Miocena".

El primer trabajo importante sobre rocas ígneas y metamórficas de los dominios Cordillera Central, Ámina-Maimón y Magua-Tavera es la tesis de Bowin (1960) de la Universidad de Princeton, "Geología de la Parte Central de la República Dominicana", no publicada hasta 1966 con el subtítulo de "La historia de parte de un arco de isla". En ella define las formaciones Duarte, Maimón y Tireo dentro del Cinturón Intermedio (Median Belt), además de otras como Peralvillo y Siete Cabezas que no entran en este Proyecto. Posteriormente Palmer realiza su tesis en 1963, también de la Universidad de Princeton, Geología del Área de Monción-Jarabacoa, publicada en Nagle et al. (1979). Palmer define las formaciones de Ámina y Magua y correlaciona la Fm Ámina con la Fm Maimón, definida previamente por Bowin. Considera que la Fm Ámina estaría por debajo de la Fm Duarte, por las relaciones estructurales y el metamorfismo, aunque el contacto entre ambas formaciones es siempre por falla, a la que reconoce que puede suponer una traslación lateral muy importante y no ser válida la relación anterior. La Fm Magua estaría formada por una secuencia dominante de conglomerados con brechas basálticas, calizas, areniscas y un miembro local de lavas

basálticas (Basaltos de Rodeo). En cuanto a la edad de esta formación se inclina por Paleoceno a Eoceno Superior.

La primera división estratigráfica de los materiales neógenos del Cibao se debe a los trabajos de Carlota Maury, quien en 1916, durante la invasión americana, condujo una expedición científica a la isla. Maury (1917) diferenció dos “formaciones” nombradas como *Aphera islacolonis* y *Sconsia laevigata*, rectificando en 1919 estos nombres como Fm Cercado y Fm Gurabo. Cooke (1920) introduce los términos de Conglomerado Bulla y Baitoa dentro de la Fm Cercado y Caliza de Mao Adentro y Arcilla de Valverde dentro de la Fm Gurabo. Vaughan et al (1921) modifican el nombre original de Arcilla de Valverde como Arcilla de Mao, denominación que será seguida por los autores subsiguientes. Bermúdez (1949) eleva a rango de Formación los conglomerados de Bulla y de Baitoa, y propone la Fm Mao que incluiría las Calizas de Mao Adentro, la Arcilla de Mao y un miembro superior no nombrado, compuesto por “una potente sección de limos arenas y conglomerados”. Palmer (1979) introduce el término de Caliza de Monción, considerándola parte del Grupo Tavera; como se verá más adelante, en realidad esta caliza se sitúa dentro de la Fm Bulla.

Saunders *et al.* (1986) revisan la litoestratigrafía y bioestratigrafía del Neógeno del Cibao en base a numerosas muestras y columnas parciales tomadas fundamentalmente en los ríos Gurabo y Cana. Estos autores dividen la serie en cuatro formaciones que de más antigua a más moderna serían: Baitoa, Cercado, Gurabo y Mao. La Fm Baitoa, de edad Mioceno Inferior-Medio, no aflora en el área del Proyecto K, y la Fm Bulla no es discutida por estos autores, tal vez por considerarla equivalente de La Fm Baitoa siguiendo a Bermúdez (1949). Para las formaciones Gurabo y Cercado, cuyo estratotipo no había sido formalmente definido por Maury, estos autores proponen tectoestratotipos en el Río Gurabo, pero como ha podido comprobarse en la cartografía realizada en el presente Proyecto, el contacto entre ambas formaciones en el punto propuesto como límite no es cartográficamente trazable, por lo que deberá ser redefinido.

Vokes (1989) realiza algunas precisiones sobre la litoestratigrafía señalando la no-equivalencia de las formaciones Baitoa y Bulla, y planteando la equivalencia lateral entre las formaciones Cercado y Gurabo tal como habían sido redefinidas por Saunders et al (1986) y señalando la continuidad litológica y faunística por encima y por debajo del supuesto límite.

Autores	Maury 1917b	Maury 1919	Cooke 1920 1921	Vaughan et al. 1921	Maury 1929 1931	Weil 1940	Bermúdez 1949	Butterlin 1954	Ramírez 1956	Weil 1966	Van den Bold 1968	Van den Bold 1969	Van den Bold 1972	Bowin 1975	Seiglie 1978	Dorreen 1979	Vokes 1979	Present paper		
Edad																				
Pleistoceno																				
Plioceno													Mao	Mao						Superior
												Gurabo	Gurabo							Medio
Mioceno	Superior																			Inferior
	Medio	Scansia laevigata	Gurabo	Arcilla Valverde Caliza Mao Adentro Gurabo	Arcilla Mao Caliza Mao Adentro Gurabo	Gurabo	Arcilla Mao Caliza Mao Adentro Gurabo	Gurabo	Gurabo	Mao	Gurabo	Mao	Cercado	Gurabo	Cercado					Superior
Oligoceno	Inferior	Aphera isiacolonis	Aphera isiacolonis	Cercado Baltoa Bulla	Cercado	Cercado	Cercado Baltoa Bulla	Cercado	Cercado	Cercado	Cercado	Cercado	Cercado	Cercado						Medio
				Cevicos caliza	Cevicos caliza		Cevicos caliza													Inferior

Tabla 2 - Síntesis histórica de las divisiones estratigráficas del Neogeno del valle del Cibao, Saunders et al. (1986)

Este autor señala también la identidad litológica entre la Arcilla de Mao y las facies profundas de la Fm Gurabo, rebajando además la edad propuesta por Saunders et al. para la localidad tipo de dicha arcilla y señalado su equivalencia en edad con las arcillas intercaladas con la base de la “Caliza de Mao Adentro” en su sección tipo.

Draper & Lewis (1991a) en su mapa geológico de la República Dominicana Central introducen el termino de Miembro Ayahamas, sin definición formal en el texto y que según la leyenda del mapa sería la parte superior de la Fm Gurabo constituido por calizas limosas. El topónimo Ayahamas es desconocido en la región mientras que la Loma de Ahuyamas está enteramente constituida por esta calizas, con lo que la denominación original parece derivar de una errata y parece conveniente renombrarlo como miembro Ahuyamas. En realidad en la cartografía de estos autores dicho miembro se dispone entre las formaciones Gurabo y Cercado. Por otra parte el afloramiento del Río Mao denominado por Maury (1917) como “bluff 3” y considerado originalmente como perteneciente a la Fm Cercado se sitúa inmediatamente por debajo de las calizas del miembro Ahuyamas.

Una contribución general sobre todos los aspectos geológicos de la isla se encuentra en el Special Paper de Mann et al., (1991), destacando los trabajos allí incluidos de Draper y Lewis, sobre cinturones metamórficos; Lewis y Jiménez, sobre el C. Duarte; Lewis et al., sobre la Fm. Tireo; y Dolan et al., sobre cuencas sedimentarias.

Por último, todos los trabajos desarrollados en este Proyecto SYSMIN durante etapas anteriores (Proyectos C de Cartografía Geotemática, 1998-2000 y E de prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la República Dominicana; CGG, 1995-96) y las publicaciones a que dieron lugar: Pérez-Estaún et al., Lewis et al., Escuder Viruete et al., Díaz de Neira & Solé Pont, Hernaiz Huerta & Pérez-Estaún, 2002, y Locutura et al., en Acta Geológica Hispánica, (2002).

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. Jurásico Superior – Cretácico Inferior

2.1.1. Rocas ultramáficas - Peridotitas de Loma Caribe (1)

Por primera vez en la Hoja de Santiago Rodríguez se cartografiaron seis pequeños afloramientos de rocas ultramáficas, extendidos a lo largo del contacto entre el C. Duarte y el Batolito de Loma Cabrera.

Teniendo en cuenta la posición estructural y la aparente asociación con las rocas del C. Duarte, estas rocas se relacionan con las Peridotitas Loma Caribe, sin excluir que algunas ocurrencias podrían pertenecer al batolito de Loma de Cabrera.

Debido a la escasa representación en la Hoja y la ausencia de estudios científicos, se resumen las principales características de esta unidad a partir de los datos de los mapas de Villa Altagracia, Hatillo y Bonaó (Hernaiz Huerta, 2000b; Martín, 2000; Martín & Gómez, 2000) donde aflora ampliamente.

Las peridotitas Loma Caribe, junto con las peridotitas serpentinizadas de la costa septentrional, constituyen uno de los principales conjuntos de rocas ultrabásicas de La Española.

La banda de dirección NO-SE se extiende en unos 95 Km, con una anchura variable (decamétrica a plurikilométrica), entre La Vega y Santo Domingo capital.

La cartografía actual confirma la extensión discontinua, de potencia reducida, hacia el NO (Hojas de Monción, Santiago Rodríguez y Dajabón) a lo largo de la Falla de la Española, como lo sugiere por el vuelo aeromagnético.

Las peridotitas de Loma Caribe tienen una especial importancia en la geología de La Española no solamente por las implicaciones geodinámicas y estructurales que conllevan sus interpretaciones sino, principalmente, por las explotaciones de ferróníquel que en las alteraciones lateríticas de esta unidad desarrolla la Falconbridge Dominicana, las cuales representan una de las principales fuentes de ingresos del país.

Son relativamente numerosas las citas bibliográficas de esta unidad aunque la mayoría de ellas se centran en la discusión sobre su origen y modos de emplazamiento más que en descripciones petrográficas y geoquímicas. Bowin (1960, 1966) fue el primero en cartografiar este crestón peridotítico al que consideró, dentro de su Cinturón Metamórfico Intermedio o *Median Belt*, como un eje que separa unidades con características litológicas y

estructurales diferentes. Lewis (1982) hizo una revisión de los posibles modos de emplazamiento de los cinturones de peridotitas y otras rocas asociadas de la isla; para el caso de la alineación peridotítica de la Cordillera Central discutió sus características “alpinas” y su posible interpretación como una ofiolita desmembrada. Para Theyer (1983), sin embargo, no hay dudas de que la peridotita de los alrededores de Loma Quemada, en la Hoja de Villa Altagracia, forma un manto ofiolítico alóctono cuya obducción se produjo hacia el Sur a finales del Oligoceno o durante el Mioceno. Boisseau (1987) y Mercier de Lepinay (1987) asociaron la peridotita con las series esencialmente basálticas de las formaciones Peralvillo y Siete Cabezas, de edad Cretácico Superior, en un conjunto ofiolítico cuyo emplazamiento se produciría hacia el Norte, sobre rocas de un arco isla, durante el Maastrichtiano. Draper y Lewis (1991) sugieren una interpretación similar a la de Boisseau (1987) aunque en este caso el conjunto ofiolítico se habría formado en una cuenca retroarco cuyo cierre habría dado lugar al metamorfismo de las rocas de la Cordillera Central. Por último, Draper et al., (1995, 1996) y Draper y Gutierrez-Alonso (1997) proponen la asociación ofiolítica peridotita-C. Duarte y sugieren el emplazamiento hacia el Norte de la misma durante el Cretácico Inferior dando lugar al desarrollo de una importante zona de cizalla en las unidades obducidas (Esquistos de Maimón). La disparidad entre las diferentes interpretaciones descritas da una idea de la complejidad estructural del *ridge* peridotítico y formaciones adyacentes.

Dado su origen mantélico, la edad de la peridotita estaría en función del modelo de emplazamiento que se considere para ella. Sin embargo, en el presente trabajo se ha optado, por conveniencia, situarla en el Jurásico Superior como base o sustrato del C. Duarte. Como se ha mencionado anteriormente, la asociación peridotita/C. Duarte ha sido propuesta, entre otros autores, por Draper et al. (1995, 1996) y Draper y Gutierrez-Alonso (1997), para los que el cizallamiento dúctil y la retrogradación sin-tectónica descritos anteriormente en la peridotita se pueden relacionar con la obducción hacia el N, durante el Aptiano-Albiano, de un conjunto ofiolítico constituido por la asociación de las dos unidades mencionadas.

Existen escasos análisis geoquímicos de esta unidad (cuatro de harzburgitas y uno de dunitas) que, en cualquier caso y de acuerdo con sus características petrográficas, confirman su clasificación como peridotitas de tipo alpino. Una de las muestras, más serpentinizada que las otras, tiene una composición próxima a las lherzolitas. Sin embargo, los análisis de la cromita presente en pequeños cuerpos de cromatitas han dado

contenidos en Ti considerablemente más altos que los observados en peridotitas de tipo alpino.

Las grandes variaciones de espesor estructural de las peridotitas y de las formaciones asociadas, resultan del desmantelamiento del cinturón por la tectónica transcurrente que afectó La Española. (Cf. Hoja de Villa Altagracia; Hernaiz Huerta, 2000b).

En el mapa de Santiago Rodríguez, las rocas ultramáficas relacionadas con las peridotitas Loma de Caribe forman pequeños afloramientos aislados y con un longitud máximo de 1,5 Km y una potencia aparente de afloramiento de 150 m máximo. La superficie cartográfica acumulada no sobrepasa 1 % de la superficie total.

En el paisaje, forman colinas bien marcadas, en particular cuando se presentan en "roofs" en el seno de la tonalita. Es el caso de los afloramientos de la Loma de los Magueyes y la de Atras de los Cerros, al O de Arroyo Blanco Arriba.

Además de los contactos tectónicos casi ubicuistas, otra característica es la asociación espacial con las anfibolitas del C. Duarte. Frecuentemente se observan tramos métricos de rocas ultrabásicas intercaladas en las anfibolitas.

En el afloramiento, esas rocas son de color negro a marrón oscuro, densas, a menudo magnéticas. Presentan a veces una estructura bandeada aunque más a menudo masiva, un tacto suave típico de la serpentinización.

Por otra parte, las tonalitas cortan claramente las ultrabasitas y localmente se notan figuras de asimilación del material ultramáfico por el tonalítico.

Los datos aeromagnéticos reducidos al polo muestran firmas muy diferentes según los sectores :

- los afloramientos en la proximidad de Arroyo Blanco Arriba se marcan por anomalías positivas fuertes. Sin embargo, la extensión de una de esas anomalías corresponde a un afloramiento de diorita y el material tonalítico también corresponde a una anomalía positiva.
- los afloramientos al Sur de Piedra Blanca corresponden, al contrario, a una anomalía magnética negativa. El espaciamento kilométrico de las líneas de vuelo impide probablemente la discriminación magnética de todos los lentejones ultrabásicos de dimensiones reducidas.

Las firmas K y Th de las ultrabasitas corresponden siempre a anomalías negativas.

En la Hoja de Santiago Rodríguez, el muestreo no permitió identificar la naturaleza inicial de las rocas ultramáficas, debido a un metamorfismo retrogrado en la facies esquistos verdes acompañado por una hidratación intensa. Los minerales ígneos son casi completamente reemplazados por un agregado de grano medio-fino de minerales fibrosos del grupo de las serpentinas, y lepidoblastos de mica blanca y clorita. Los piróxenos ígneos y el olivino aparecen como porfiroclastos relictos y en inclusiones dentro de la matriz serpentinizada.

2.1.2. Complejo Duarte

2.1.2.1. Generalidades

Fue Bowin (1960) quien primero propuso el nombre de C. Duarte para designar a las rocas volcánicas básicas metamorfizadas, que se extienden entre Santo Domingo y Jarabacoa. Estas rocas básicas y ultrabásicas formarían parte de la corteza oceánica de la Placa Caribeña (Bowin, 1975). Posteriormente, Palmer (1979) aumentó como Duarte la prolongación en 75 Km al NO de la banda anterior, incluyendo rocas volcánicas básicas con menos metamorfismo (esquistos esquistos–verdes), así como algunas facies menores asociadas de tobas básicas vítreas, chert y queratófidos. Mann *et al.* (1991a) proponen una división geológica de la isla en doce terrenos, entre ellos el terreno metamórfico de Duarte. Para Lewis *et al.* (1983), en lugar de formación lo denominan C. Duarte, que constituiría una isla o meseta oceánica del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Montgomery *et al.*, 1994). Muchos estudios petrográficos y geoquímicos apoyan la hipótesis de un C. Duarte como meseta oceánica o *seamount* (Donnelly *et al.*, 1990a; Draper & Lewis, 1991b; Lewis & Jimenez, 1991b; Dupuis *et al.*, 1998; Lapierre *et al.*, 1997; Lapierre *et al.*, 1999; Lewis *et al.*, 2000; Lapierre *et al.*, 2000; Lewis *et al.*, 2002).

Los metabasaltos del C. Duarte (e.g. Lapierre *et al.*, 1999; Lewis *et al.*, 2000; Lapierre *et al.*, 2000; Lewis *et al.*, 2002) presentan las características de basaltos E-MORB. Se trata de basaltos picríticos, picrobasaltos, ankaramita, ricos en MgO, pobres en Al₂O₃ que presentan un fuerte enriquecimiento en Ni y Cr. Los espectros de REE normalizados, respecto a la condrita, presentan un contenido muy bajo con un enriquecimiento en las tierras raras ligeras (LREE) y un ligero empobrecimiento en las tierras raras pesadas (HREE). Respecto a N-MORB, estas rocas muestran un enriquecimiento en LILE (Rb, Ba, K, Sr), LREE, un fuerte contenido en Nb, Ta, Pb y un ligero empobrecimiento en las HREE. La firma de los isótopos está también en acuerdo con una firma de E-MORB (e.g.; +5 < εNd < +8)

Lewis y Jiménez (1991b) hablan de un C. Duarte formado por metabasitas, volcanitas ácidas y rocas sedimentarias que representarían la parte superior de una secuencia ofiolítica. Estos autores dividen el C. Duarte en:

- una parte inferior constituida por metabasaltos, facies esquistos verdes, asociados localmente con cherts, tobas cristalinas (*crystal tuffs*), gabros y sedimentos (e.g. sub-complejo de Yami y Dajabón),
- una parte superior, afectada por un metamorfismo de facies sub-esquistos verdes, compuesta por metabasaltos predominantes y metacherts, metatobas y micaesquistos con cuarzo
- Una facies anfibolítica relacionada, según estos autores, al metamorfismo de contacto de las intrusiones batolíticas.

Lapierre *et al.* (1999) distinguen en la región de Juncalito-Janico-La Vega, la sucesión siguiente :

- peridotitas serpentizadas cortadas por diques de diabasa,
- colada basálticas interestratificadas localmente con niveles de cherts,
- una secuencia potente de basaltos picríticos y ankaramitas, y,
- anfibolitas,

Estas unidades están separadas por fallas.

Respecto a la interpretación bien documentada sugiriendo que el C. Duarte es una isla o una meseta oceánica, se mantiene la denominación de C. Duarte para las litologías compuestas de metabasaltos, diques máficos, rocas ultramáficas asociadas y rocas sedimentarias interestratificadas como los cherts o localmente las pizarras.

Pero las rocas volcánicas ácidas y volcanosedimentarias de los alrededores de Jarabacoa, atribuidas por Lewis y Jiménez (1991a) a este complejo, así como otras que aparecen sobre el mismo en las hojas de Monción, Diferencia, Santiago Rodríguez, Loma Cabrera y Dajabón (subcomplejos del Yujo, Yami y Dajabón, para Draper & Lewis, 1991b) se asocian en este trabajo a la Fm Tireo. En efecto, en el capítulo 3.2.3., tratando de la geoquímica de estas rocas se permite afirmar que tienen características de rocas de arco de isla y no de basalto de meseta.

La potencia global del C. Duarte es muy difícil de establecer, por las siguientes razones:

- no se conoce la base,
- ausencia de niveles de referencia
- carácter mecanizado sistemático de la mayoría de los contactos.

No obstante, Lewis y Jiménez (1991) sugieren valores aproximados de 3-4 Km para el espesor (estructural) del complejo superior y más de 10 Km para el inferior. Los cortes geológicos realizados en la Hoja de Santiago Rodríguez dan un valor del espesor estructural de cerca de 5 Km.

La edad del C. Duarte ha sido controvertida. Bowin (1966) propuso una edad Cretácico Inferior a partir de una datación K-Ar de una hornblendita foliada situada al O de Piedra Blanca. Recientemente, Lapierre et al. (1999) han obtenido edades aproximadas de 86 Ma por Ar-Ar sobre anfíboles, que consideran representativas del complejo. O bien estas últimas edades representan la del Complejo o bien representan un *re-setting* ligado a la intrusión del batolito tonalítico. Por otra parte, la síntesis de las dataciones presentadas en el capítulos 3.1.3. y 3.3. muestra que lo esencial de las intrusiones máficas (hornblendita y gabro) situadas en la parte septentrional de la Cordillera Central y generalmente intrusivas en el C. Duarte, presentan edades más antiguas, concordantes con la de Bowin, situadas entre 121 y 127 Ma. A partir de un estudio estructural, Draper *et al.* (1996) proponen la obducción de la meseta oceánica, correspondiente al C. Duarte y rocas ultrabásicas de Loma Caribe, sobre el primitivo arco caribeño, durante el Aptiano-Albiano. La única datación paleontológica existente se localiza en niveles de cherts (con radiolarios) al N de Jarabacoa; corresponde al Jurásico Superior (Montgomery *et al.*, 1994). En conclusión, la edad atribuida al C. Duarte en este trabajo es Jurásico Superior-Cretácico Inferior.

Dentro del área de este Proyecto, el C. Duarte aflora al SSO de la Zona de Falla de La Española en una banda de 65 Km de longitud y 10 Km de anchura máxima en el extremo oriental (hojas de Monción y Diferencia). Dentro de la Zona de Falla de La Española constituye el substrato de la Fm Magua, y se extiende hacia el SSO, pero ampliamente intruido por rocas plutónicas básicas (gabros) y ácidas (tonalitas), asignadas a los plutones o batolitos de El Bao y Loma Cabrera. La banda se estrecha paulatinamente hacia el NO hasta desaparecer en la Hoja de Dajabón, mientras que hacia el SSO debe continuar como substrato de la Fm Tireo, como se interpreta en los cortes geológicos.

Dentro del C. Duarte se han distinguido las siguientes litologías:

- Metabasitas y metasedimentos en facies esquistos verdes
- Metabasitas y metasedimentos en facies anfíbolita.

Los datos geofísicos aeroportados muestran una fuerte estructuración del C. Duarte, y tanto los esquistos verdes como las anfibolitas, presentan anomalías negativas del campo magnético reducido al polo y de la radiometría del Th y K.

En la Hoja de Santiago Rodríguez, el C. Duarte ocupa una banda ESE-ONO, de 1 a 3 Km de anchura, atravesando todo el mapa, desde Los Palmajitos al SE, hasta la Ciénaga al NO (9 % de la superficie de la hoja). Tanto los esquistos verdes como las anfibolitas forman pequeños relieves cubiertos de bosques.

2.1.2.2. Complejo Duarte (10) Metabasitas y metasedimentos en facies esquistos verdes.

Jurásico Superior - Cretácico Inferior ($J_3 - K_1$)

Los metabasaltos son las rocas dominantes del C. Duarte. Tienen un color verde oscuro predominante, que varía a verde claro, verde azulado o verde olivo. En general presentan una esquistosidad discreta pero penetrativa, calificada de "*facoidal*" en las descripciones anteriores. Localmente, pueden ser rocas compactas, masivas, o finamente laminadas y muy esquistosadas. Corresponden a basaltos picríticos, pero lo más frecuente es que debido a la deformación y metamorfismo, las rocas solas se pueden clasificar como esquistos máficos, provenientes de metabasitas (esquistos anfibólico-sericítico-cloríticos o esquistos de actinolita-tremolita-epidota).

Al microscopio, se nota que el protolito fue una roca volcánica de composición basáltica, cuya mineralogía y texturas han sido completamente borradas por la deformación y el metamorfismo. Las texturas son granoblásticas a nematoblásticas, sobre todo. La asociación mineral sincinemática con la deformación es de tremolita-actinolita, albíta-clorita-epidota, en ocasiones acompañadas de moscovita, cuarzo y opacos, que definen una fábrica planar en facies esquistos verdes de baja T. El cuarzo forma *ribbons* policristalinos, de pequeños granos recristalizados, destacando la fábrica planar. Existen rocas con cuarzo, moscovita y calcita acompañando a plagioclasa y clorita como minerales principales, que parecen responder a la deformación y metamorfismo de una alternancia sedimentaria de niveles siliciclásticos y carbonatados. Estas rocas solas se encuentran muy localmente y en afloramientos muy reducidos, que parecen corresponder a finos niveles de condensación con los que culmina la serie basáltica en el fondo oceánico.

En las posibles alternancias siliciclásticas y carbonatadas, el metamorfismo produce una fábrica planar de agregados albitico-clorítico-sericíticos y otros agregados paralelos de calcita; esta fábrica llega a estar microplegada.

2.1.2.3. Complejo Duarte (11) Metabasitas y metasedimentos en facies anfibolita. Jurásico Superior - Cretácico Inferior (J₃ - K₁)

En la hoja de Santiago Rodríguez, estas rocas se encuentran siempre al Sur de los esquistos verdes y próximas al contacto con intrusiones del Batolito de Loma Cabrera, con gabros o tonalitas, principalmente tonalitas orientadas. Localmente, se trata incluso de « roofs » flotandos en los intrusivos como por ejemplo en el sector de Sabana de la Cañada y la Cienaga. Son rocas de grano fino, de color negro a verde oscuro, que presentan una deformación dúctil fuerte con una foliación y a veces una lineación mineral bien marcada. En general el contacto entre la facies esquistos verdes y la facies anfibolítica es fallado y localmente gradual. El contacto entre las anfibolitas y los intrusivos del batolito de Loma Cabrera es complejo ; frecuentemente se observan alternancias decimétricas a plurimétricas de bandas de granitoides y de anfibolitas del C. Duarte (Foto 3).



Foto 1 - C. Duarte – Facies esquistos verdes con esquistosidad afectada por kink bands
(Lat= 19,40529 ; Long=-71,31545)



Foto 2 - C. Duarte – Facies anfibolita – capas por capas. Estructura cerca del contacto con la tonalita del batolito Loma de Cabrera
(Lat= 19,43918 ; Long=-71,42898)



Foto 3 - C. Duarte – Facies anfibolita – Inyección de tonalita en la anfibolita
(Lat= 19,43918 ; Long=-71,42898)



Foto 4 - C. Duarte – Facies anfibolita cortado por un dique dolerítico
(Lat= 19,43921 ; Long=-71,42894)

Localmente, se observan estructuras capas por capas complejas, como al nivel del Río Guayubin, a proximidad de Inaje, o al nivel del Alto de Amacey (Foto 2). Por último, los anfíboles aparecen localmente en el plano de foliación y parecen relacionadas con una recristalización estática. Es a partir de este tipo de observaciones, algunos autores (Draper & Lewis, 1991b; Lewis & Jimenez, 1991b) consideran que el metamorfismo en la facies anfibolita se debe únicamente a la intrusión batolítica y que se trata en realidad de corneanas.

Sin embargo, otras observaciones confirman que unos anfíboles marcan una fuerte orientación mineral. Por otra parte, en el seno del batolito, algunos ("roofs") se han mantenidos en la facies esquistos verdes. Es el caso, por ejemplo, de los esquistos verdes de la loma de Los Mata Puercos. Que estos esquistos estén atribuidos a la Fm Tireo o al C. Duarte no modifica el argumento : existen litologías de origen basáltico en contacto directo con el batolito que no han sufrido un metamorfismo de contacto en la facies anfibolita.

Parece claro, pues, que las rocas del C. Duarte han sufrido un metamorfismo regional en la facies anfibolita, con localmente un metamorfismo de contacto sobreimpuesto.

El estudio microscópico muestra rocas de tipo blastomilonítico con una fábrica plano-linear sinmetamórfica, compuesta principalmente de hornblenda, tremolita-actinolita, plagioclasa, cuarzo y a veces epidota, opacos, esfena y mica blanca. El protolito o bien es volcánico de composición basáltica, o bien es un gabro hornbléndico recristalizado a alta-T. En cualquier caso, la mineralogía y las texturas del protolito han sido completamente borradas por la deformación y el metamorfismo. La facies de contacto sobreimpuesta se corresponde con agregados desorientados de hornblenda, mica y epidota, con una retrogradación evidenciada por la cloritización del anfíbol, reemplazamiento parcial de la hornblenda por actinolita-tremolita y alteración sericítica de las plagioclasas.

2.2. Cretácico Superior

2.2.1. Formación Tireo

2.2.1.1. Generalidades

Anteriormente, la Fm Tireo no estaba descrita en la hoja de Santiago Rodríguez.

En esta cartografía, se atribuyó a la Fm Tireo unas formaciones de arco aflorando entre el C. Duarte y las unidades de la Fm Magua.

Las principales características generales de la Fm Tireo están resumidas a continuación.

La Fm Tireo es una de las unidades más ampliamente representadas en el área del Proyecto K. Concretamente aflora en 9 de las hojas geológicas, ocupando la mayor parte de las de Jicomé, Lamedero y Restauración, parcialmente las de Dajabón, Santiago Rodríguez, Loma Cabrera, Diferencia, Arroyo Limón y muy reducidamente la de Monción. Litológicamente está constituida por rocas volcánicas y volcanoclásticas con intercalaciones de rocas sedimentarias, existiendo además frecuentes asomos de rocas plutónicas e hipoabisales.

Esta formación se distribuye en una franja de unos 280 Km de longitud y 12 a 45 Km de anchura, que en general da lugar a los relieves más importantes de la Cordillera Central Dominicana, extendiéndose desde las proximidades de Baní hasta el Norte de Haití (series del *Terrier Rouge* y series de la Mina). El límite Sur es la Falla de San José-Restauración, y por el Norte se extiende hasta la Zona de Falla de la Española (Fig. 4).

El nombre de la formación se corresponde con el de un pueblo y un río, próximos a Constanza.

Las primeras referencias que aluden a la Fm Tireo se deben a Bowin (1966), aunque posteriormente ha sido objeto de varios estudios por parte de Mesnier (1980), JICA/MMJA (1984), Jimenez & Lewis (1987), Amarante y García (1990), Lewis *et al.* (1991), Amarante y Lewis (1995) y Joubert *et al.*, (1998). Unos estudios han producido cierta controversia respecto a la estratigrafía y subdivisiones cartográficas de esta formación, ya que mientras que los autores japoneses JICA/MMJA (1984) plantean una subdivisión en tres miembros (inferior, medio y superior), Lewis *et al.* (1991) elevan la unidad al rango de Grupo, dividiéndolo en dos, Grupo Tireo inferior y Grupo Tireo superior. A este respecto conviene aclarar que, si bien por las variaciones en la litología y en el quimismo de las rocas que componen esta unidad parece más correcto denominarla con el término Grupo, en el presente trabajo se ha preferido mantener la acepción tradicional de Fm Tireo por ser un término ya muy aceptado, pero sin darle un carácter formal a la misma y sabiendo que incluye diversos términos que por si solos podrían corresponder a formaciones.

La división realizada por Lewis *et al.* (1991) se basa fundamentalmente en el quimismo de las rocas (ácidas o básicas, respectivamente), mientras que la división de JICA/MMAJ (1984) conjuga otros criterios. Ambas divisiones tienen aspectos útiles, pero también presentan algunos problemas a la hora de aplicarlas en una cartografía geológica.

Las dificultades cartográficas se deben, por una parte, al carácter extremadamente monótono que presentan estos materiales volcanoclásticos, carentes de niveles

cartográficos de referencia, y por otra parte, a la dificultad de accesos que existe en una gran parte de la Cordillera Central. Además, hay que considerar que los dos grupos de investigadores citados, persiguen fines distintos y han centrado sus investigaciones en áreas diferentes, dentro de la gran extensión que ocupa la Fm Tireo. Así, el trabajo de JICA /MMJA (1984) se centra en la exploración minera en áreas próximas al Pico Duarte y Las Cañitas (sector centro-occidental, de la hoja de Gajo de Monte). Sin embargo, la mayoría de las observaciones de Lewis *et al.* (1991) se centran en Restauración, y en los sectores más orientales (Constanza, Valle Nuevo, Río Blanco).

La cartografía sistemática de la formación realizada en el conjunto del presente proyecto ha permitido comprobar que dentro de la monotonía generalizada de los materiales volcanoclásticos, existen ciertas tendencias o cambios de facies. Así en la hoja de Restauración se puede ver una evolución en sentido SO-NE que se caracteriza por una presencia dominante de términos volcánicos y volcanoclásticos en el SO, mientras que hacia el NE predominan las epiclásticas con intercalaciones estrictamente sedimentarias

Por su facilidad de acceso, por los estudios ya hechos en esta área y por ser la que posee un registro litológico más amplio, la cartografía de la Hoja de Restauración ha resultado fundamental para la comprensión de la Fm Tireo. La Fm Tireo ocupa los dos tercios NE de la hoja, cubriendo el 64 % de la superficie cartografiada.

A la luz de los trabajos realizados en este proyecto, no se utiliza las subdivisiones de Lewis *et al.* (1991) (Tireo inferior, superior) o de JICA (1984) (Tireo inferior, medio y superior), no porque una distinción estratigráfica local no sea visible, sino más bien, porque esta estratigrafía no es sistemática y no es reproducible de una zona a la otra. Como ejemplo, los autores precitados acuerdan en decir que la parte superior de la Fm Tireo está constituida principalmente por rocas volcánicas y vulcanoclásticas ácidas, esencialmente dacíticas. En la región de Restauración, se observa que las rocas volcánicas y vulcanoclásticas de composición ácida se encuentran más bien en la base de Fm Tireo (ver a continuación). Por otra parte, en un contexto de arco volcánico, como es el caso del entorno de esta formación, las variaciones aleatorias del *quimismo* de los productos emitidos, las migraciones de los centros de emisión o hasta el funcionamiento concomitante de aparatos volcánicos emisores de productos de *quimismo* diferentes, son algunos de los factores que dificultan el establecimiento de una columna litoestratigráfica de referencia a escala del conjunto de arco de isla.

Además, si la Fm Tireo muestra una continuidad espacial desde el sector de Baní hasta el sector del Macizo del Norte en Haití (cf. Fig. 4) considerándola a gran escala. Cuando se observa a escala más detallada, la del proyecto K, existen zonas aisladas de Tireo, sin continuidad espacial con el "terreno" Tireo. Es el caso de las hojas de Dajabón, Santiago Rodríguez y Monción, para las cuales el C. Dajabón (hoja de Dajabón) y una parte de lo que anteriormente se había relacionado con el C. Duarte (hoja de Santiago Rodríguez) y que ha sido atribuido, en el curso de estas cartografías, a la Fm Tireo.

Durante el Proyecto C de Cartografía Geotemática de la República Dominicana (1997-2000)", se levantaron por primera vez series muy completas se establecieron varios miembros, y se cartografiaron algunas litologías dentro de la Fm Tireo (Hoja de Constanza etc.). Pero se encontraron las mismas dificultades para distinguir un Tireo inferior de un Tireo superior (Hojas de Sabana Quéliz y Arroyo Caña).

Por todas las razones expuestas, en vez de usar una columna estratigráfica genérica del Tireo se ha preferido describir las evoluciones litológicas verticales y laterales por hoja o por sector de estudio.

El lugar donde se ha podido observar correctamente el muro de la Fm Tireo está en la hoja de Jarabacoa, donde rocas tipo cherts y lavas ácidas que pertenecen a la Fm Tireo se depositaron sobre esquistos verdes del C. Duarte. En todas las hojas del presente proyecto, la distribución cartográfica regional de la Fm Tireo permite estimar que, al menos en parte, la formación se depositó bien sobre el C. Duarte. Por otro lado, hay trabajos, como el mapa geológico de la isla a escala 1:250.000 realizado por El Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR, Alemania) que consideran el C. Duarte como un miembro inferior metamorfizado de la Fm Tireo, planteamiento que no se comparte en el presente trabajo.

La edad Cretácico Superior para la Fm Tireo esta bastante bien establecida. La edad probable más antigua de la Fm Tireo es del Cenomaniano (Bowin, 1966) en la hoja de Constanza, constatada posteriormente en el Proyecto C de Cartografía Geotemática (1997-2000). En la región de Restauración, las calizas intercaladas en las volcanitas e incorporadas por Lewis en el Tireo inferior han dado una edad Turoniano-Coniaciano ? (Lewis *et al.*, 1991; Tabla 3). Otras dataciones del Tireo dan Maastrichtiano Inferior y muestran edades más recientes que la de Campaniano Inferior, incluso Santoniano relacionado con el volcanismo ácido del Tireo superior (Lewis *et al.*, 1991). Una dacita

datada por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre hornblenda, procediendo de la región de Restauración ha dado una edad de 81.2 ± 8.2 M.a. (Jiménez y Lewis, comunicación personal) en tanto que dos riolitas de la región de Valle Nuevo se dataron por K/Ar respectivamente a 71.5 ± 3.6 M.a. y 85.1 ± 4.3 M.a. (Electroconsult, 1983).

En cuanto al techo de la Fm Tireo, el contacto es casi siempre tectónico. Sin embargo, justo al oeste de la hoja de Restauración, existe un contacto normal que muestra la unidad Bois de Laurence en discordancia con la Fm Tireo (Boisson, 1987; Louca, 1990). Esta unidad es datada por microfauna (cf. descripción en § Bois de Laurence) en el Campaniano-Maastrichtiano (Boisson, 1987; Lewis *et al.*, 1991; el presente trabajo) y sella la actividad del vulcanismo.

Los espesores estimados para la Fm Tireo son inciertos y variables, debido a su propia paleogeografía. JICA/MMAJ (1984) han señalado espesores de más de 3500 m, mientras que Lewis *et al.* (1991) lo elevan a unos 4000 m. En este trabajo se han observado espesores similares a los citados aunque hay que tener en cuenta que la posible presencia de más imbricaciones en el seno de la formación, podría rebajar sustancialmente esta cifra.

En la hoja de Santiago Rodríguez, las litologías atribuidas a la Fm Tireo afloran:

- en una banda de 0.5 a 1.5 Km de anchura entre los esquistos verdes del C. Duarte y las rocas de la Fm Magua.
- en el seno del batolito, como "roofs" de metavolcanitas en la facies esquistos verdes an el Norte de la loma de Los Mata Puercos

Representan el 6% de la superficie de la Hoja.

En la síntesis propuesta por Draper et Lewis (1991a), estas litologías estaban relacionadas al C. Duarte.

En el afloramiento, si predominan los basaltos, existe también una proporción importante de sedimentos, cherts y principalmente facies volcanosedimentarios, y rocas magmáticas de composición ácida a intermedia.

La presencia de faciés dacíticas a riolíticas, incluso en proporción reducida, es difícilmente compatible con la interpretación admitida de una meseta oceánica para el C. Duarte.

La formación más parecida es la de Tireo.

2.2.1.2. Fm Tireo (12) Serie volcano-sedimentaria de composición máfica a ácida con intercalaciones de chert. Cretácico Superior (K₂)

Estos metabasaltos no se distinguen al afloramiento o al microscopio de los del C. Duarte. El grado de metamorfismo (esquistos verdes), la paragénesis mineral y la deformación de las rocas, marcada por una esquistosidad no muy penetrativa, son parecidos.

En cambio, en todos los cortes estudiados, la proporción de capas, decimétricas a plurimétricas, de metasedimentos representados por metapelitas, metagravacas y cherts es mucho más importante.

Las metapelitas son de color verde muy oscuro a negro, y en general presentan una esquistosidad fina, penetrativa (Foto 6) que permite distinguirlos de los metabasaltos.

Las rocas de origen detrítico (Foto 5) son de color pardo a verde oscuro y presentan localmente granos de cuarzo y feldespato (?) reconocibles.

Los cherts finamente esquistosados, de colores variados, generalmente naranja, hasta beige o negro, se presentan en capas decimétricas a métricas, frecuentemente en tablas bandeadas (Foto 7). Se observan muy bien en el Cerro Puerto de la Jagua al NE del mapa.

Las muestras han revelado una roca casi exclusivamente constituida por cuarzos recristalizados en agregado de granulometría homogénea o en un bandeo de cuarzos policristalinos enteramente recristalizados. No se observaron radiolarios.



Foto 5 - Roca detrítica en facies esquistos verdes con esquistosidad afectada por kink bands
(Lat= 19,37458 ; Long=-71,37708)



Foto 6 - Metashale con intercalación de metagravacas con pliegues afectando la esquistosidad
(Lat= 19,47761 ; Long=-71,46300)



Foto 7 - Metachert finamente bandeado y esquistosados
(Lat= 19,47487 ; Long=-71,46406)



Foto 8 - Intercalación de metariolita en los esquistos verdes de tipo métaandesita o metagrauvaca
(Lat= 19,47855 ; Long=-71,46231)

Metalavas ácidas en intercalaciones decimétricas a métricas (*Foto 8*) se observan frecuentemente, como al NO de la Hoja, en los cortes de Barrigón a la Ciénaga (afloramientos 9446, 9448) al centro, en el camino Mata Bonita - Quebrada Honda, o al Este entre Palmajero y El Limón. La roca es de color beige, más masiva que los metabasaltos y *metashales*, y presenta cuarzo y feldespatos.

Al microscopio, la textura es porfiroblástica, con fenoblastos de cuarzo y plagioclasa en una matriz lepidó a nematoblástica, constituida de cuarzo recrystalizado en un bandeado policristalino, plagioclasa, anfíboles finos (tremolita-actinota) y epidota. El protolito probable de esta roca metamorfozada en la facies esquistos verdes de bajo grado es una volcanita ácida a intermedia.

2.2.1.3. Fm Tireo (12a) Brecha tonalítica subvolcánica. Cretácico Superior (K₂)

Un sólo afloramiento de un intrusivo subvolcánico, de composición tonalítica, localmente muy rico en enclavas microdioríticas (*Foto 9*), ha sido cartografiado en el cauce del río Guayubin, entre Vado y Monte Llano.

Al contrario de los esquistos descritos anteriormente, la roca no tiene esquistosidad o foliación, pero localmente presenta una fuerte brechificación. La cloritización y epidotización parecen ubicuistas. Los diques aplíticos de potencia métrica y composición de granito con biotita, cortan regularmente el intrusivo subvolcánico.



Foto 9 - Brecha subvolcánica de color gris verde cortada por dique aplítico de color ocre amarillo
(Lat= 19,46313 ; Long=-71,41768)



Foto 10 - "Roof pendant" o intercalación de esquistos verdes con un "gossan" de 20 a 40 cm de potencia
(Lat= 19,46205 ; Long=-71,47793)

Al microscopio, el intrusivo subvolcánico, muy alterado, presenta una textura magmática granofírica preservada. Esta constituido de grandes cristales de plagioclasa, anfíbol transformada en tremolita-actinota y cuarzo intersticial subrayando la textura granofírica, confirmando una cristalización casi superficial. La fuerte alteración en anfíbol secundario (tremolita-actinota), clorita, epidota corresponde a las condiciones de la facies esquistos verdes observadas en la serie volcanosedimentaria, descrita anteriormente, y/o a una alteración propilítica relacionada con el hidrotermalismo.

Se nota la presencia de un pequeño gossan pluridecimétrico, asociado a un "roof pendant" o intercalación de esquistos verdes, en el afloramiento GS9644 (Foto 10).

2.3. Paleoceno - Eoceno Superior

2.3.1. La Formación Magua

2.3.1.1. Generalidades

La Formación Magua definida por Palmer (1963), se extiende a lo largo de toda la zona del Proyecto K , dentro de la Zona de Falla de la Española, con anchura comprendida entre 1 y 2 km. Se trata de una cuenca que parece estar muy ligada a la actuación de la Zona de Falla de La Española , debido a que sus depósitos se encuentran limitados a la Zona de Falla de La Española en toda la región y a la distribución y tipos de sedimentos o rellenos. Está constituida predominantemente por una potente secuencia de conglomerados, con intercalaciones de areniscas, calizas, lutitas y flujos y brechas volcánicas basálticas

(Miembro el Rodeo). La Fm Magua no está metamorfizada y se dispone discordante angularmente sobre el C. Duarte y la Fm Tireo metamorfizados en condiciones variables de la facies esquistos verdes a anfibolitas. Las relaciones de discordancia se infieren también indirectamente, ya que los conglomerados de la Fm Magua incluyen cantos de tonalitas con hornblenda idénticos en textura y composición a los macizos que intruyen al C. Duarte y a la Fm Tireo. Además, como se muestra en un apartado posterior, la composición de las rocas es exclusivamente basáltica y de geoquímica muy diferente a la de la Fm Tireo. El contenido fósil de las intercalaciones de calizas dentro de la Fm Magua han proporcionado edades Paleoceno – Eoceno Superior.

Las rocas volcánicas de la Fm Magua están bien representadas en las Hojas de Monción, Santiago Rodríguez y Dajabón. Se trata de basaltos en facies coherentes de lavas y de autobrechas, aunque también pueden aparecer formando diques y pequeñas intrusiones someras. Las lavas son afíricas, masivas o vesiculares, formando niveles masivos o con poco abundantes estructuras de flujo. La presencia de vesicularidad en estas rocas asociadas con calizas marinas y ausencia de lavas almohadilladas, sugiere unas condiciones de emplazamiento en un medio subacuoso somero. Las brechas y algunos tramos de lavas están afectados por una alteración espilitica. En la Hoja de Monción se han observado intercalaciones de tobas finas y cineritas básicas. Los basaltos de la Fm Magua debieron intruir a favor de un sistema de fallas subverticales, en relación a las cuales también se emplazaron un conjunto de diques de leucogranitos de dirección ONO-ESE. Junto al resto de las litologías de la Formación, estos granitoides están cizallados heterogéneamente y fracturados en relación al movimiento de la Zona de Falla de La Española.

Los basaltos masivos corresponden a toleitas de tono marrón verde oscuro, a gris-azulado en corte fresco, afaníticas, que presentan proporciones variables de vesículas rellenas de clorita y zeolitas. Texturalmente son rocas volcánicas hipocristalinas, masivas, vesiculares, amigdalares, que son tendentes a intergranulares de grano fino, microporfídicas y fluidales. Mineralógicamente contienen clinopiroxeno, plagioclasa y, en ocasiones, olivino, como minerales principales, y magnetita, ilmenita y opacos, como accesorios.

Al microscopio los basaltos toleíticos están compuestos por un agregado de fenocristales de ferromagnesianos y plagioclasas de idio a subidiomorfos. En algunas muestras, los microfenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa definen una fábrica magmática planar fluidal. Los ferromagnesianos son una augita titanada marrón y escaso olivino. La

mesostasia está formada por un agregado micro y criptocristalino de textura intergranular a subofítica, rico en magnetita, óxidos de Fe-Ti y opacos. Se superpone una alteración hidrotermal tardi- o post-magmática, que origina el reemplazamiento de los ferromagnesianos a agregados de epidota, sericita, pumpellita, clorita y opacos, la albitización, epidotización y sericitización de plagioclasas; y la opaquización de la mesostasia con oxidación de la magnetita. La alteración rellena las vesículas por agregados y parches de epidota, clorita, calcedonia, calcita y pumpellita, frecuentemente como agregados verdes fibroso-radiales drúsicos.

Las brechas basálticas están compuestas por fragmentos milimétricos y centimétricos de basaltos de color verde-marrón oscuro, afaníticos y variablemente vesiculares, en todo comparables a los flujos lávicos previamente descritos. La matriz de la brecha es rica en epidota, clorita, albita y sericita. En general, las brechas aparecen alteradas/ y atravesadas por una red de venas de epidota. La alteración hidrotermal consiste en una espilitización de intensidad de moderada a intensa, que origina el reemplazamiento de los ferromagnesianos a agregados de epidota, sericita, clorita y opacos, la albitización, epidotización y sericitización de plagioclasas, y la opaquización de la mesostasia. La alteración lleva asociada la formación de venas con unos vistosos rellenos de epidota y calcita drúsicos. Sin embargo, algunas brechas basálticas corresponden a depósitos sin-eruptivos resedimentados: *mass-flow* o, incluso, depósitos sedimentarios volcanogénicos de masas o tractivos, ya que parte de los fragmentos son bioclásticos y los volcánicos incluyen tipos de diferente composición, textura y grado de alteración.

Intruidos en las lavas aparecen diques basálticos y doleríticos, que probablemente representan los conductos de alimentación de las lavas. Se trata de rocas hipovolcánicas, prácticamente holocristalinas, de textura intergranular a subofítica, variablemente afectadas por la alteración hidrotermal espilitica. Al microscopio están compuestas por un entramado de fenocristales tabulares de plagioclasas subidiomorfas, que rodean y encierran pequeños prismas de clinopiroxeno y hornblenda verde pleocróico. La mesostasia es escasa y está compuesta por un agregado secundario de cuarzo, sericita y albita. La alteración reemplaza a la dolerita en parches compuestos por agregados de epidota, albita, calcedonia, clorita y calcita.

Las rocas piroclásticas y tufíticas de la Fm Magua consisten en tobas finas y cineritas líticas y cristalinas, de tonos oscuros, cuyo origen puede ser tanto volcanoclástico como volcano-

sedimentario. Al microscopio presentan una textura fragmentaria laminada, subequigranular de grano fino y muy fino. Como componentes esenciales contienen piróxenos, hornblenda, plagioclasa, cuarzo, calcedonia, magnetita y opacos; como componentes accesorios esferulitos, carbonatos, fragmentos de rocas volcánicas ácidas, rocas metamórficas, micas, chert y vidrio. En los niveles de areniscas tufáceas finas se han observado fragmentos de foraminíferos, piróxenos, epidota y anfíboles. Al microscopio estas rocas suelen presentar una laminación, definida por la abundancia relativa de partículas más o menos ricas en cuarzo, ferromagnesianos o material micro y criptocristalino, así como las variaciones en el tamaño de los fragmentos de cristales y líticos. Las cineritas presentan niveles o tramos de un intenso color rojizo-morado, relacionado con una impregnación de hematita pelicular en torno a las partículas, probablemente generada por oxidación en condiciones subaéreas.

A favor de fracturas intruyen diques de rocas subintrusivas de composición dacítica-tonalítica o de leucogranito de dos micas, con cordierita en ocasiones y variablemente foliados, milonitizados y cataclastizados. Estas rocas son de composición granítica y texturas ígneas holocristalinas, faneríticas, granudas e inequigranulares, tendente a microporfídicas. Composicionalmente, se trata de granitos con cordierita peraluminicos, formados por anatexia de materiales adecuados en zonas profundas de la Zona de Falla de La Española. Que se trate de composiciones próximas al eutéctico granítico está apoyado por la presencia, en estos granitoides, de texturas con inclusiones mutuas entre el cuarzo y los feldespatos, inclusiones de gotas de cuarzo en la plagioclasa albitica, intercrecimientos micrográficos y mirmequíticos y la formación de moscovita a expensas del feldespato-K. Mineralógicamente están formados por cuarzo, plagioclasa y microclina, con biotita, moscovita, cordierita, apatito, esfena y opacos como accesorios. Hay rellenos de grietas y microfracturas y reemplazamientos tardíos de carbonatos. La deformación que afecta a estas rocas es dúctil-frágil y frágil; da lugar a la formación de rocas miloníticas cuarzo-feldespáticas y filoníticas primero, y cataclasitas más o menos foliadas y harinas de falla después, sugiriendo un progresivo descenso de la temperatura de la deformación con el tiempo.

Las calizas pueden ser masivas, arrecifales en su mayor parte, con restos de corales, así como bioclásticas en capas o lentejones de escasa potencia, métrica a decamétrica. Pero lo más corriente son niveles de calizas interestratificadas con lutitas y margas en alternancias centimétricas o decimétricas, hasta los mayores lentejones calcáreos métricos y decamétricos. En algunos afloramientos y clastos rodados de calizas se han visto

fragmentos de rudistas (hoja de Dajabón); observación también realizada por otros autores y puesto de manifiesto por Palmer (1963). Las calizas presentan abundante fauna de foraminíferos planctónicos que dan edades desde el Paleoceno Superior hasta el Eoceno Superior, con mayor probabilidad de Eoceno Medio. Una interpretación lógica es que los rudistas fueran alóctonos, heredados del desmantelamiento de una Fm Tireo más generalizada sobre el C. Duarte, pero sin descartar que las propias calizas de Magua empiezan al Cretácico Superior terminal (Maastrichtiano).

Los conglomerados se disponen en diversos tramos o niveles y son muy heterogéneos:

- Conglomerado con cantos casi exclusivamente de tonalitas en una matriz arcósica localmente carbonatada,
- Conglomerado con grandes clastos de material del C. Duarte y basaltos de la Fm Magua,
- Conglomerado con cantos casi exclusivamente de calizas.

Los más frecuentes son conglomerados formados por cantos bien redondeados y de distinta composición: basaltos, tonalitas, gabros, chert, cuarzo, etc. Por lo general el cemento o matriz y los cantos suelen ser de composición muy parecida.

2.3.1.2. Descripciones particulares a la hoja

Las diferentes facies y/o unidades descritas a continuación cubren el 7% de la superficie de la hoja. Se distingue de muro a techo:

- Basaltos,
- Basaltos y autobrechas,
- Pelitas y pizarras calcáreas
- Calizas masivas y en alternancias
- Riolitas y brechas ácidas

Los más representados son los basaltos y autobrechas (6.23% de la Hoja) y las pelitas y pizarras calcáreas (0.57% de la Hoja). Las diferentes unidades están muy fracturadas y se disponen a lo largo de la Zona de Falla de La Española que cruza el Norte de la Hoja según una diagonal NO-SE.

Las exposiciones más extensas se ubican en el sector oriental donde se puede observar *in situ* la deformación y la fracturación de Zona de Falla de La Española, mientras que, hacia el

Noroeste, afloran ventanas de pelitas y pizarras calcáreas y de basaltos a través de la cobertera del Mioceno.

Las dataciones por microfauna en la hoja vecina de Dajabón dan una edad Eoceno para las calizas masivas y Paleoceno terminal o Eoceno basal en unas turbiditas con material volcánico.

Las relaciones y los contactos entre las unidades de este grupo se encuentran en un párrafo particular al final de las descripciones

2.3.1.2.1. Fm Magua (13) Basaltos. Paleoceno - Eoceno Superior (P₁- P₂³)

Los afloramientos aparecen en ventanas dentro de la cobertera del Mioceno. En el sector SE y central forman depresiones, con un suelo rojizo pardo característico. Hacia el Sur, los basaltos marcan un escalón suave que sube hasta el primer cambio de relieve que corresponde a la Fm Tireo. Al NO constituyen la loma Los Cerros que domina de unos 50 m la llanura desarrollada por encima de las formaciones horizontales del Mioceno (Foto 11).

Existe una correlación entre estos basaltos y las anomalías del magnetismo reducido al polo (Fig. 6).

Las principales anomalías son las de El Limón – El Rodeo, en la parte central de la hoja y la de Los Cerros en la parte NO. Estas anomalías se extienden por debajo de la cobertera del Mioceno, sugiriendo una continuidad y una extensión en profundidad de los basaltos a través de la hoja.

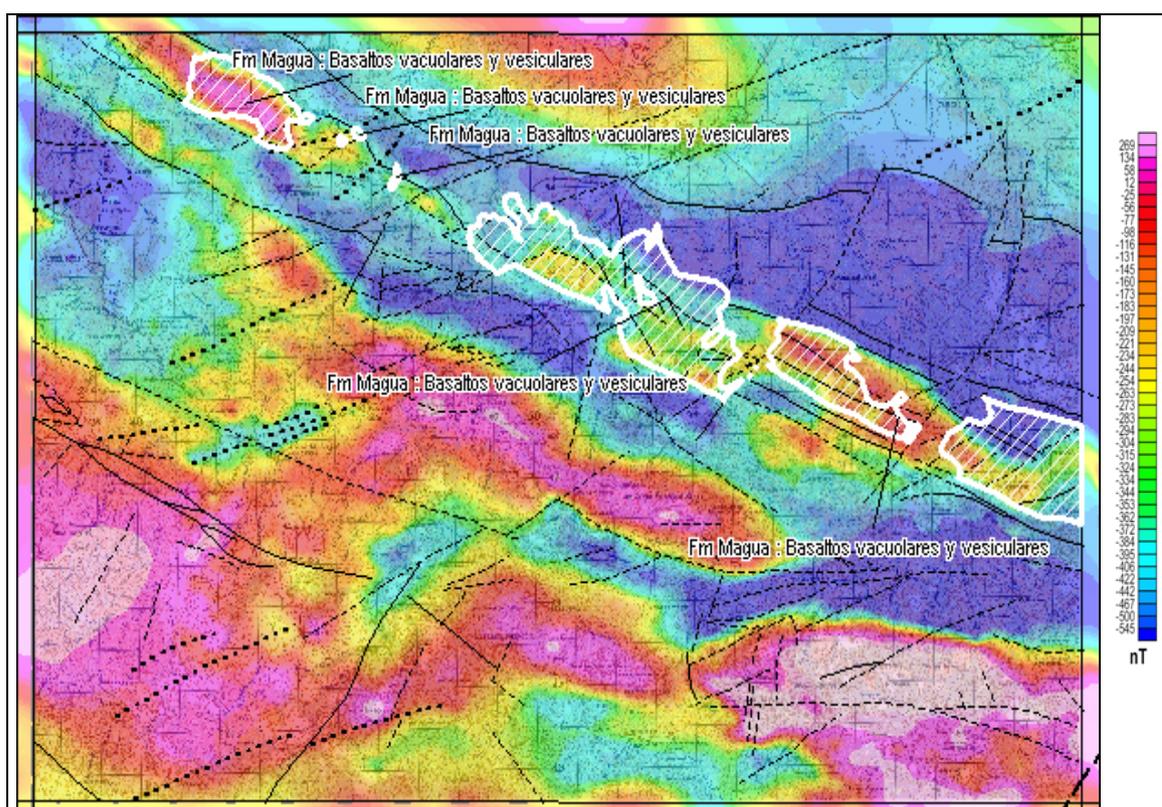


Fig. 6 - Afloramientos de los basaltos de la Fm Magua y principales estructuras sobreimpuestos al mapa aeromagnético reducido al polo.

De hecho estas anomalías magnéticas parecen ligadas al borde meridional de los basaltos y podrían corresponder a una faja más hidrotermalizada con enriquecimiento en magnetita (muchos opacos observados en láminas delgadas son probablemente magnetita)

En topografía, estos basaltos no forman relieves muy marcados y el modelado está principalmente relacionado con los corredores de fallas de La Española. Al contrario los basaltos de la Fm Tireo forman un primer escalón hacia la Cordillera Central.

En cartografía, no se observa una deformación nítida como en los basaltos de la Fm Tireo donde las vacuolas están elongadas en el plano de esquistosidad de dirección constante N120°E.

Los afloramientos 13PU9160 y 13JE9002 son representativos de los basaltos de la Fm Magua (Foto 11 a Foto 16).

A la mesoescala, se trata de una lava frecuentemente vacuolar, de color gris a gris azulado, localmente morado. Las vacuolas o vesículas son milimétricas, rellenas de clorita negra o de

carbonatos y arcillas blancas. Solo se nota una deformación frágil ligada a la Zona de Falla de La Española.

La lava de composición basáltica piroxénica es porfídica, con una textura intergranular muy fina. Ha sufrido una alteración hidrotermal de temperatura relativamente alta con sericitización, epidotización y albitización de la plagioclasa, cloritización y epidotización del clinopiroxeno, relleno de las vacuolas por clorita, epidota, sericita y opacos.

Las muestras GS9456 (Lat: 19.4824; Long: -71.4481) y GS9457 (Lat: 19.48345; Long: -71.44805) confirman esta determinación, traduciendo una buena homogeneidad de composición y el mantenimiento de una fuerte alteración hidrotermal a lo largo de la Hoja.

Los indicios metálicos, pirita, sulfuros y carbonatos de cobre son frecuentes, ligados a la alteración hidrotermal espacialmente relacionada con los pequeños cuerpos intrusivos o subintrusivos descritos a continuación.



Foto 11 - GS9457 - Paisaje al Sur de la Loma Los Cerros con los basaltos en el primer plano

Lat: 19.48345

Long: -71.44805



Foto 12 - PU9160 - Cruz de Maguana: basalto fluidal vacuolar típico, de color gris azul, con alteración rojiza; sucesión de flujo N10°/90° sobre techo brechoso del flujo anterior de color pardo y de poca cohesión - sin foliación

Lat: 19.41901

Long -71.26774



Foto 13 - PU9252 - Coladas de basaltos o brechas basálticas de color marrón con flujo N110°/20°S
Lat: 19.43508 Long: -71.32031



Foto 14 - GS9458 - Basalto con piróxenos livianamente brechificado
Lat: 19.48261 Long: -71.44521



Foto 15 - PU9130 - Roca vacuolar básica de grano fino, de color verde azul oscuro con miarolas mm de mineral negro relleno de clorita
Lat: 19.4079 Long: -71.26773



Foto 16 - PU9197 - Basaltos vacuolar y tobas grises con vacuolas con relleno blanco
Lat: 19.41571 Long: -71.26462

2.3.1.2.2. Fm Magua (14) Basaltos y autobrechas. Paleoceno - Eoceno Superior (P_1 - P_2^3)

Estas facies se ubican al norte de los basaltos ya descritos o a lo largo del contacto con la cobertera miocena que los oculta hacia el Norte. Alcanzan una extensión cartografiable solamente en la parte oriental. En el sector del Rodeo, al norte del arroyo Clavijo, afloran en los taludes de las carreteras o en las pequeñas canteras de áridos.

Los afloramientos muy reducidos de la parte NO se integraron en la unidad de los basaltos ya descrita.

Las autobrechas son de color morado a pardo con la meteorización, y no presentan anomalías magnéticas.

Los clastos son angulosos, centimétricos a decimétricos, en una matriz poco consolidada, frecuentemente carbonatada y localmente arenosa (Foto 17). Las pequeñas intercalaciones de areniscas, pelitas y pizarras calcáreas son frecuentes pero no cartografiables. La transición con los basaltos es progresiva con presencia de varios niveles de brechas intercalados entre las coladas basálticas.



Foto 17 - PU9156 - Autobrecha volcánica carbonatada con clastos cm de color gris verde a beige extremadamente fracturadas
Lat: 19.43419 Long-71.25225

2.3.1.2.3. Fm Magua (15) Pelitas y pizarras calcáreas. Paleoceno - Eoceno Superior (P₁-P₂³)

En esta unidad se agruparon las facies detríticas y calcáreas que afloran con una extensión cartografiable en las ventanas de la cobertera miocena y en los arroyos.

Las pelitas (lutitas y areniscas más o menos carbonatadas) forman alternancias centimétricas con las pizarras dolomíticas y las calizas tableadas de color gris beige (Foto 18 a Foto 19).

Una parte de los pliegues centimétricos a métricos, en general con ejes horizontales, sin esquistosidad plan axial, podrían corresponder a slumps en relación con eventos turbidíticos.



Foto 18 - PU9229 - Meta-sedimentos gris:
alternancias dm a cm de areniscas finas
calcáreas, dolomíticas y pelitas carbonatadas -
slumps
Lat: 19.43746 Long: -71.30641



Foto 19 - PU9163 - Meta-sedimentos grises:
alternancias decimétricas a centimétricas de
areniscas finas calcáreas dolomíticas y pelitas
y carbonatadas - slumps
Lat: 19.43685 Long: -71.30031

Cabe señalar la presencia, en el sector NO, de 2 pequeños afloramientos (1 Km al norte de la Estancia vieja LF9472: Lat: 19.47863 Long: -71.42317; LF9474: Lat: 19.47625 Long: -71.42673) de conglomerado de color verde, con clastos angulosos, polimícticos, de rocas basálticas dominantes.

Estos afloramientos, demasiado pequeños para ser cartografiados, corresponden a conglomerados y brechas conglomeráticas de la hoja de Dajabón.

2.3.1.2.4. Fm Magua (16) Calizas masivas o tableadas. Paleoceno - Eoceno Superior (P₁-P₂³)

Las calizas masivas en capas métricas alternan con calizas tableadas (decimétricas). Se limiten a 2 bandas alargadas, de extensión kilométrica y anchura hectométrica, en el cuadrante NO de la hoja (al Sur del Guanal y Agua Clara). Forman lomas de unos 20 m de desnivel en ventanillas dentro de la cobertera miocena. Las calizas están afectadas por pliegues simétricos isópacos, de amplitud métrica con plano axial orientado a N150°E (Foto 20) y eje subhorizontal.

Las calizas son de color gris claro, frecuentemente conglomeráticas o arenosas. Las facies conglomeráticas presentan clastos calcáreos polimícticos en una matriz arenosa localmente abundante (Foto 21).



Foto 20 - GS9285 - Calizas gris, arenosas, cortadas por vetillas de calcita blanca; pliegues con plano axial N150°/vertical

Lat: 19.4708

Long: -71.40652



Foto 21 - GS9287B - Conglomerado calcáreo polimíctico de 10 m de potencia con elementos (90%) redondos a angulosos de calizas (esencialmente calizas arenosas) de 3-4 cm por medio (max: 20 cm) de color gris o rojos

Lat: 19.4711

Long: -71.4407

2.3.1.2.5. Fm Magua (17) Rocas volcánicas y brechas ácidas. Paleoceno - Eoceno Superior (P₁- P₂³)

Las riolacitas y brechas ácidas, localmente tobas líticas (Foto 22) no presentan grandes extensiones; afloran al NO de la hoja, frecuentemente intercalados en los basaltos y pelitas calcáreas.

Como los basaltos encajantes presentan una intensa alteración hidrotermal con sericita, clorita, albita y carbonatos.



Foto 22 - PU9406 - Brecha riolítica; clastos cm a pluridm; alteración hidrotermal con pirita (oxidada) milimétrica

Lat: 19.49095

Long -71.439

2.3.1.2.6. (17a) Rocas intrusivas en la Fm Magua

Los basaltos están cortados por pequeños cuerpos intrusivos tonalíticos (El Rodeo) o diques félsicos con direcciones principales NE a NNE y SE oblicuas sobre la Zona de Falla de La Española (Foto 23 a Foto 25).



Foto 23 - PU9248 – Dique de tonalita porfídica de grano medio con biotita intrusivo en los basaltos

Lat: 19.43914

Long -71.3214



Foto 24 - PU9236 - Dique porfídico amarillenta a verdosa de 50 m de potencia, con cuarzo mm y feldespatos cortando los basaltos vacuolares

Lat: 19.41527

Long -71.29098



Foto 25 - PU9293 – Sill dacítico con epidota,
entre coladas de basaltos marrón
Lat: 19.43397; Long -71.33455

2.3.1.3. Relaciones espaciales de las unidades

Las relaciones espaciales de las unidades la Fm Magua son las siguientes:

La base de la Fm Magua, está en contacto estratigráfico con la Fm Tireo al sur, y por falla en la parte oriental.

Las brechas y autobrechas basálticas están interestratificadas con las coladas de basaltos y frecuentemente en contacto por falla entre ellas o con las pelitas y pizarras calcáreas. Localmente las pelitas presentan niveles de brechas conglomeráticas, marcando la transición entre las unidades volcánicas infrayacentes y los depósitos detríticos calcáreos suprayacentes.

El contacto entre las calizas masivas y tableadas y las calizas, lutitas y areniscas calcáreas es transicional.

El contacto con las formaciones suprayacentes del Mioceno (Fm Bulla, Fm Cercado) y Cuaternario es discordante.

2.4. Oligoceno Superior - Mioceno

2.4.1. Formación Bulla (18) Conglomerado inmaduro, gris-amarillento. Oligoceno Superior - Mioceno Inferior (P₃³ - N₁¹)

2.4.1.1. Generalidades

Definida en 1920 por Cooke, frente al poblado de Bulla, en un cortado o barranca del Río Mao, y considerado en un principio como de escaso desarrollo lateral; con posterioridad Marcano (1984) lo cita en Jánico, San José de las Matas, alrededores de Monción, Santiago Rodríguez y Dajabón, así como en la parte sur de la Cordillera Central, en San Juan de la Maguana.

El Conglomerado Bulla fue considerado como el miembro basal de la Fm Cercado, al igual que el Conglomerado de Baitoa, pero este con abundantes fósiles marinos y como parte del anterior (Palmer, 1979). En el Conglomerado Bulla, Cooke (1920) cita fósiles marinos de aguas someras solo en su parte superior, en la localidad tipo. Sin embargo Bermúdez (1949) cita fósiles marinos en algunas lentes de arena dentro del conglomerado. Para Marcano (1984) Bulla es azoico y debe considerarse como una formación propia; para este autor el lugar señalado con fauna marina no corresponde al conglomerado, sino que se situaría más al norte, en la Fm Cercado.

El Conglomerado Bulla es de color gris amarillento y está formado por cantos ígneos fundamentalmente, sobre todo de composición ácida (tonalitas y granitoides), pero también de rocas básicas (gabros y basaltos), así como de cuarzo, pizarras, calizas, y cantos de conglomerados. Los cantos son de tamaño muy variable, según la proximidad al área fuente, que suele estar condicionada por fracturas. Se encuentran bloques de orden métrico, hasta de ocho metros, muy angulosos a semiredondeados, hasta cantos centimétricos con matriz arenoso-limosa en proporción variable. Algunos cantos presentan una deformación previa. Dos características distintivas del conglomerado es la alta meteorización (arenización) de los clastos tonalíticos y la heterometría de sus clastos.

El espesor observable suele ser de una o varias decenas de metros, pero pueden llegar a 100 m. Cooke (1920) cita una potencia de 120 m en la localidad tipo, que correspondería a la máxima potencia observada. Tienen una disposición subhorizontal, ligeramente buzando al N entre 5 y 15°. Por la distribución y forma de los afloramientos, así como otras

características estratigráfico-sedimentológicas, se trata de importantes abanicos aluviales asociados principalmente a la reactivación de fracturas. La base del conglomerado está marcada por una fuerte discordancia, apoyándose sobre diferentes unidades como son el C. Duarte y las formaciones de Ámina-Maimón y Magua, incluyendo el Conglomerado de Inoa.

Al Oeste de Monción y Norte de Gurabo, en el conglomerado se intercalan lentejones formados por cantos predominantemente calizos, muy coralinos, que terminan constituyendo lentejones procedentes de la erosión de niveles de calizas masivas que intercalan en la serie (Caliza de Monción).

En las cartografías previas disponibles, la Caliza de Monción correspondía a un afloramiento único de aproximadamente 3 km de longitud y 1 Km de anchura. En este trabajo se ha podido constatar la existencia de dos tipos diferentes de calizas en el mismo afloramiento, separadas entre si por un paquete de conglomerados tipo Bulla; las calizas inferiores pertenecen a la Fm Magua, presentan un fuerte cizallamiento con una estructuración algo compleja, y las dataciones efectuadas ofrecen una edad Eoceno Superior-Oligoceno; en cambio, las calizas superiores se disponen de forma subhorizontal o ligeramente basculadas hacia el NNE, han sido datadas como Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, y son las que deben considerarse como Caliza de Monción, de forma exclusiva.

Generalmente los conglomerados pasan lateral y transicionalmente a las facies más comunes de la Fm Cercado, llegando a desaparecer el conglomerado basal; otras veces el contacto es neto, coincidiendo con superficies de interrupción de la sedimentación.

La edad atribuida de forma generalizada es Mioceno Inferior, pero puede comprender también parte del Oligoceno terminal, edad tradicionalmente admitida de la Caliza de Monción, aunque ésta puede extenderse e incluso limitarse al Mioceno Inferior, según dataciones realizadas durante este trabajo. Las partes altas de la unidad, por encima de la caliza de Monción o de su discontinuidad equivalente, pasan lateralmente a la formación Cercado, por lo que deben considerarse de edad Mioceno Superior. Así pues la Formación incluye una discontinuidad, no apreciable cuando la caliza de Monción está ausente, que abarcaría la totalidad del Mioceno Medio y parte del Mioceno Inferior así como los tramos más bajos del Mioceno Superior.

2.4.1.2. Descripción en la hoja

El conglomerado de la Fm Bulla aflora principalmente en la parte centro oriental y localmente NO de la hoja. Con 22 Km² ocupa el 4.53% de la superficie de la hoja. Forma

lomas muy digitadas, de elevación media (100 m) y pendiente suave, orientadas NE o NO (Fig. 7). Este relieve contrasta fuertemente con los llanos de la Fm Cercado y los relieves fuertes de las formaciones metavolcánicas o intrusivas infrayacentes.

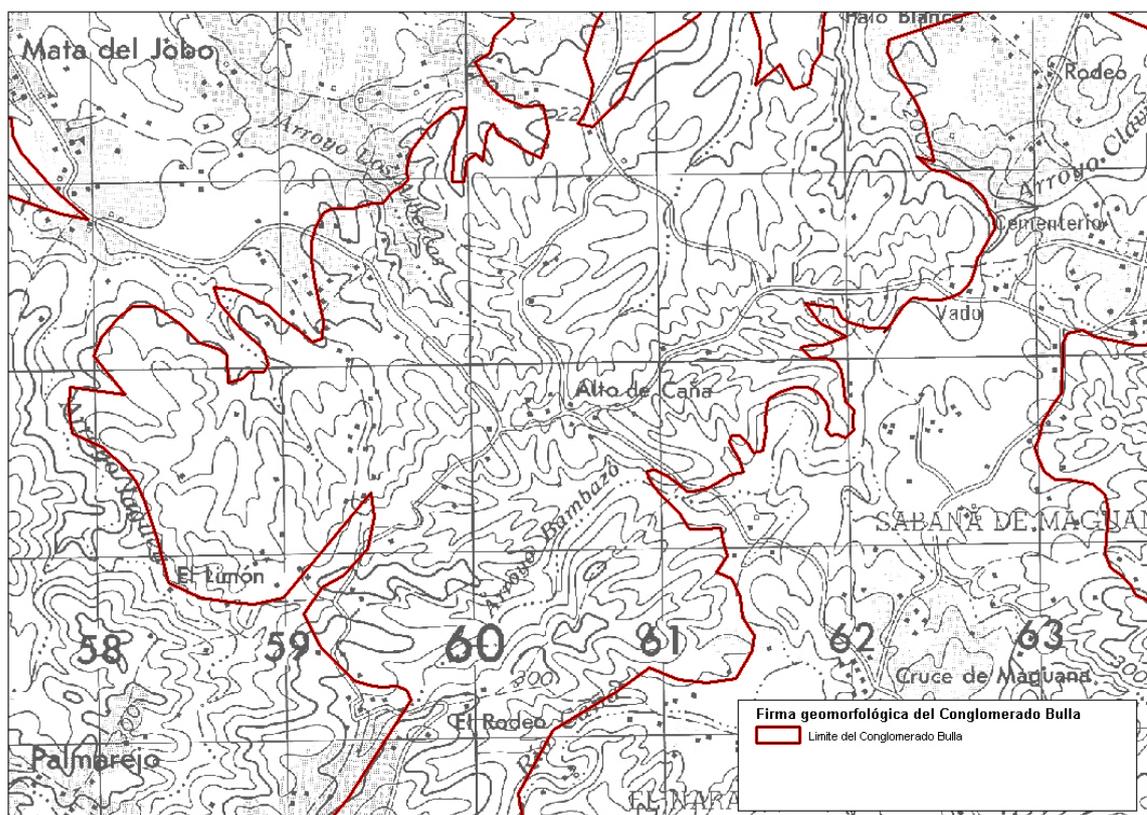


Fig. 7 - Imagen del modelado topográfico de las zonas de exposición del conglomerado Bulla en el sector de Alto de Caña en la parte oriental de la hoja

La meseta de Rincón Llano y el Llano, al Sur de la principal zona de conglomerática, presenta una superficie horizontal llana, con cantos sueltos decimétricos a métricos, redondos, de diorita predominante. Los cantos yacen por encima de un suelo arcilloso rojo, con espesor métrico. Se trata de cantos residuales de la base del Conglomerado Bulla en la paleosuperficie de erosión y/o depósito en posición de relieve invertido.

La potencia del conglomerado, aumenta progresivamente de 0 m al Sur, en Rincón Llano, a 100 m al Norte, en el Alto de Caña.

El conglomerado está constituido al 80 % por clastos centimétricos a decimétricos redondeados a sub-redondeados localmente sub-angulosos, mal clasificados, y al 20% por una matriz arenosa de color beige naranja. Los clastos son de tonalitas,

dioritas, metavolcanitas verdes, meta-anfibolitas y cuarzo (Foto 27). La matriz arenosa está poco consolidada y no se observaron facies con matriz calcárea y tampoco restos fósiles. La estratificación no se nota a la escala métrica debido a la mala clasificación del material. Aparece una estratificación horizontal en la parte somital del conglomerado con las intercalaciones de lutitas y siltitas de color naranja que anuncian la formación Cercado (Foto 28).

El contacto con las lutitas y siltitas con intercalaciones de arenas y conglomerados de la Fm Cercado suprayacente es transicional por disminución del tamaño de los clastos y aumento del porcentaje de matriz. Localmente aparecen intercalaciones métricas de lutitas y areniscas finas (Foto 28).

El contacto con las formaciones infrayacentes (intrusivos, metavolcanitas de la Fm Tireo y basaltos o pizarras de la Fm Magua) está en general ocultado por los coluviones-eluviones conglomeráticos residuales. Se observa claramente en el punto PU9233 (lat: 19.42193; long:-71.29192) donde el conglomerado yace, en discordancia, por encima de los basaltos de la Fm Magua. Esta discordancia, globalmente inclinada hacia el NNE, aparece fuertemente ondulada como lo testifican las numerosas ventanas de la Fm Magua en la parte Norte de la hoja con relieve poco marcado.

Al NO de la hoja, el conglomerado presenta huecos de sedimentación; las lutitas y siltitas con intercalaciones de arenas de la Fm Cercado yacen directamente por encima de los intrusivos, de las metavolcanitas de la Fm Tireo o de los basaltos o pizarras de la Fm Magua.

Cartográficamente, los criterios utilizados para distinguir los conglomerados Bulla de los niveles conglomeráticos de la Fm Cercado son:

- La presentación topográfica,
- La presencia de clastos de tonalita muy meteorizada indicando un depósito muy próximo de la fuente de estos clastos,
- La fuerte heterometría de los clastos,
- La abundancia de los clastos sub-redondeados a sub-angulosos así que el tamaño más grande de los clastos.

2.4.1.2.1. Relación Conglomerado- Paleosuperficie

La Fig. 8 presenta la relación cartográfica entre el límite de los conglomerados y una paleosuperficie muy bien desarrollada en esta hoja, pero que se encuentra también de manera discontinua en las hojas de Restauración, Loma de Cabrera Diferencia y Jicomé con altitudes que se escalonan hasta 700 m, en Restauración.

La superficie plana, muy regular, de 500 m de atitud, ligeramente inclinada al NNE (1,3%), erosiona las tonalitas y gabros del Batolito de Loma Cabrera, los esquistos verdes de la Fm Tiroe y las meta-anfibolitas y metabasaltos del C. Duarte.

La parte meridional presenta alteraciones arcillosas rojizas de potencia plurimétricas.

La extrapolación geométrica de la discordancia basal del conglomerado Bulla se corresponde con esta paleosuperficie.

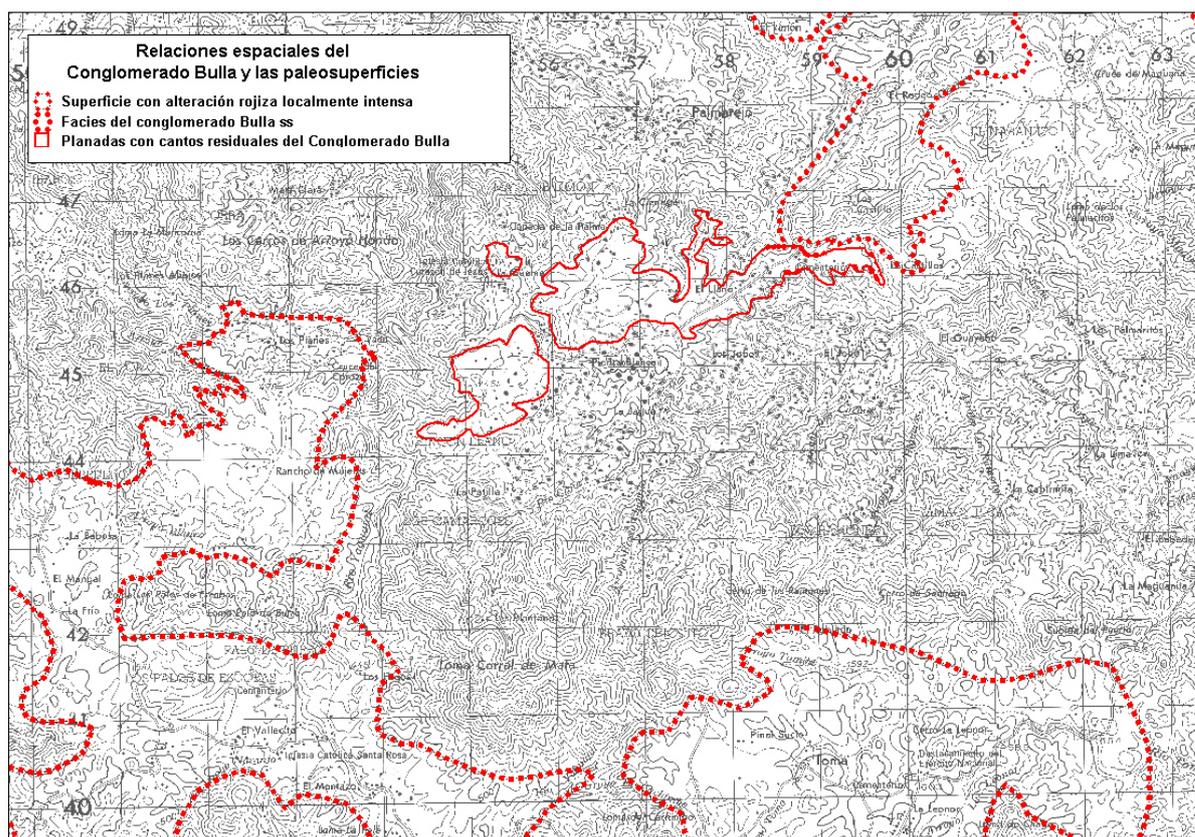


Fig. 8 - Plano parcial de las exposiciones del Conglomerado Bulla y de la paleosuperficie

La foto panorámica (Foto 26), desde el ángulo SO de la Hoja, a la altura de 450 m hacia el Este, permite visualizar la paleosuperficie ligeramente inclinada hacia el Norte, que se

interdigita entre los cerros de la Cordillera Central, Pico del Rubio (991 m) al Sur y la Loma Guazumita (908 m).



Foto 26 - (PU9006panor.JPG Lat: 19.33329 - Long: -71.49134) - Vista de la paleosuperficie del Mioceno Inferior y de su límite meridional con los primeros relieves de la Cordillera Central; foto panorámica desde el ángulo SO de la hoja Santiago Rodríguez, hacia el E.

En el sector oriental de la hoja, las exposiciones del conglomerado Bulla, se alinean paralelamente a la red hidrográfica actual y a la dirección NE de fallas que afectan la Zona de Falla de La Española.

El conglomerado Bulla se ha depositado en los paleovalles de los ríos actuales, Río Yaguajal y Cana .



Foto 27 - PU9143.JPG - Conglomerado amarillento blanco poco consolidado con el 90% de elementos de tonalita alterada dominante (el 70% redondeados y el 30%, subangulosos). y el 10% de matriz arcillosa arenosa

Lat: 19.43376

Long: -71.27195



Foto 28 - PU9150B – Conglomerado Bulla, amarillento blanco, poco consolidado, con el 70% de elementos redondeados y 30% subangulosos, de diorita y tonalita alterada; matriz arcillosa arenosa.

Lat: 19.45027

Long: -71.26123

2.4.2. Formación Cercado- Mioceno Superior

2.4.2.1. Generalidades

La Fm Cercado se apoya en contacto conforme o paraconforme sobre la Fm Bulla o en contacto discordante sobre las formaciones Magua y Amina-Maimón. La potencia máxima de la Formación es de unos 400 m en las hojas de Mao y Monción, disminuyendo hacia el

Oeste para desaparecer en las proximidades de Pepillo Salcedo. Dentro de la Formación se diferencian tres miembros informales, uno inferior predominantemente detrítico, un miembro medio de predominio margoso y un miembro superior carbonatado (Calizas de Ahuyamas). El miembro detrítico inferior se desarrolla preferentemente al Oeste del río Cana y desaparece al Este del río Gurabo. La serie está constituida fundamentalmente por conglomerados y areniscas conglomeráticas. Los conglomerados presentan bases erosivas y amalgamaciones y las areniscas presentan estratificación cruzada y laminaciones cruzadas y "hummocky" de media escala así como niveles de cantos residuales. En algunos puntos son frecuentes los restos de fauna marina somera y en varias localidades se hallan troncos sideritizados. En la parte alta de la serie se encuentran areniscas de estratificación sigmoidal con bases canalizadas y limolitas edafizadas, así como limolitas ligníferas. El medio de depósito de la serie se correspondería con una llanura deltaica compleja, evolucionando de proximal a distal de muro a techo y de Oeste a Este. La relativamente rápida desaparición del miembro, por cambio lateral a facies más profundas al Este del Río Cana, se puede relacionar con la presencia de un escalón estructural a favor de una falla normal sinsedimentaria afectando a los materiales del zócalo (Accidente de Cana-Gurabo). Este accidente, con una traza Norte Sur o tal vez Noroeste- Sureste) como se verá más adelante va a representar un factor de control fundamental en la estructuración de la cuenca.

El miembro medio presenta como litología predominante margas con algunas intercalaciones de areniscas finas y calizas bioclásticas arenosas. El accidente de Cana-Gurabo continúa controlando la sedimentación con presencia de facies más someras y menos potentes al Oeste de dicho accidente. En las hojas de Martín García y Dajabón las facies corresponden a medios marinos someros e incluso transicionales, de "lagoon" y marismas, mientras que en la hoja de Monción los ambientes transicionales se limitan a los metros basales de la serie pasándose hacia techo a ambientes de plataforma somera y de plataforma profunda con depósito de margas de cuenca de tonos verdosos y con abundante contenido de foraminíferos planctónicos. Hacia el techo de la serie se produce una nueva somerización con ambientes de plataforma media representados por margas con intercalaciones de calcarenitas bioclásticas de origen tempestítico. La tectónica sinsedimentaria se manifiesta en la hoja de Martín García con la presencia de diques clásticos y alguna pequeña falla extensional sinsedimentaria y en la sección del río Gurabo con la presencia de niveles de sismoevento al techo del miembro ya notados por Saunders *et al.* (1986).

El miembro Superior, calizas de Ahuyamas, con una potencia máxima del orden de los 120 m esta constituido fundamentalmente por calizas arenosas intensamente bioturbadas y calizas nodulosas, presentando en su parte media una intercalación de carácter más margoso. Los tramos basales son ricos en corales, a veces en posición de vida y muestran geometrías progradantes en "onlap" sobre las margas del miembro medio. En el afloramiento del río Mao Sur la base de la unidad está constituida por un montículo de esponjas cubierto en "onlap" por calizas nodulosas. En el corte del río Gurabo la serie está constituida fundamentalmente por calcarenitas con bioturbación intensa y estratificación cruzada a gran escala en parte difuminada por la bioturbación pudiendo interpretarse en este punto como barras de foreshore-shoreface. Al Oeste del río Gurabo la potencia de la unidad decrece rápidamente llegando a desaparecer a la altura del río Cana bajo la paraconformidad basal de la Fm Gurabo, visible en el corte del arrollo de los Guanos, donde esta representada por una superficie de "hard ground" con fuerte bioturbación y sobre la que se desarrolla un depósito decimétrico de "lag" transgresivo con paraconglomerados de matriz carbonatada y bioturbación intensa.

En conjunto la Formación representa una secuencia transgresiva-regresiva con los niveles de máxima profundización situándose en la parte alta del miembro medio y llegándose a producir una emersión al techo de la serie con erosión total de las calizas de Ahuyamas al Oeste del río Cana.

La base de la formación ha sido datada en la sección del río Gurabo como Mioceno Superior (NN11) por Saunders et al. (1986), manteniéndose en el Mioceno Superior el techo de la Formación. Las muestras tomadas en el curso del presente proyecto confirman dicha edad, habiéndose obtenido asociaciones de foraminíferos planctónicos entre las destacan las especies *Orbulina universa*, *Globigerinoides trilobus*, *G. cf. conglobatus* y *Globigerina bulloides*. La macrofauna de las calizas de Ahuyamas es muy abundante y contiene abundantes corales, pectínidos, ostréidos, gasterópodos, briozoos, etc. Es de destacar que en el afloramiento situado sobre la carretera Mao-Santiago Rodríguez, inmediatamente al Oeste del puente sobre el río Gurabo, se ha encontrado un diente de *Carcharocles megalodon*, que constituye la primera cita de un seláceo fósil en la República Dominicana.

Se deduce del conjunto de estas series que la Fm Cercado es una secuencia granodecreciente. La parte inferior de la formación contiene conglomerados con bases erosivas y amalgamaciones, y areniscas conglomeráticas con estratificación cruzada, laminación cruzada y hummocky de media escala, y niveles de cantos residuales. Los

fragmentos de fauna marina son frecuentes en Cañafistola, y fragmentos vegetales ferruginizados, a menudo troncos, se hallan en numerosas localidades, así como limos lignitíferos.

Subiendo en la serie, los conglomerados alternan o dejan paso a areniscas y limolitas edafizadas, las primeras con bases canalizadas y laminación cruzada de media escala, que es sigmoidal en La Puerta del Mulo y Sabana Arriba. Cabe destacar la presencia de diques clásticos en Los Indios.

Hacia techo se encuentran alternancias rítmicas de areniscas finas y limos con fauna marina, bioturbación por *Callianassa* y discordancias intraformacionales en Río Mao N y Río Mao S; calizas con fauna marina en Los Indios; y limolitas con grandes bivalvos en Sabana Arriba y Presa de Chacuey (capas de Arca, Saunders *et al.*, 1986). Estos mismos autores citan, a techo de la formación, una limolita de corales (matorrales de porítidos) y restos de algas.

2.4.2.2. Descripción particular en la hoja Santiago Rodríguez

En la cartografía de la hoja sólo se individualizaron los dos miembros, inferior y medio, los cuales se distinguen perfectamente en la topografía.

De muro a techo se suceden:

- Las lutitas y siltitas con intercalaciones de arenas, areniscas y conglomerados (Fm Cercado detrítica).
- Las margas con intercalaciones de lutitas, conglomerados, areniscas calcáreas, lumaquelas, niveles de lignito y troncos carbonatados (Fm Cercado detrítica y carbonatada)

2.4.2.2.1. Fm Cercado (19) Lutitas, siltitas y areniscas localmente conglomeráticas. Mioceno Superior (N_1^3)

Esta unidad detrítica aflora en la parte norte de la hoja, cubriendo el 17.26% de la superficie de la hoja (84 Km²). Ocupa un llano monótono SE-NO (Foto 29 y Foto 30), centrado en la ciudad de Santiago Rodríguez, y cubierto por un suelo arenoso rojizo. Los únicos cortes se ubican en las orillas de los ríos principales que se encajonan de unos 10 m en esta unidad.

El color dominante es gris amarillento y naranja amarillento en las capas meteorizadas.

La unidad está constituida por alternancias métricas a decamétricas de:

- siltitas, limolitas y lutitas naranjas ocre a gris verdoso en capas masivas poco clasificadas con una estratificación muy discreta, horizontal, localmente inclinada ligeramente al Norte (Foto 31 y Foto 32),
- areniscas gruesas a finas, poco consolidadas, con estratificaciones inter cruzadas y oblicuas,
- conglomerados poco clasificados, heterométricos, polimícticos, con cantos redondeados, centimétricos a decimétricos, de metavolcanitas, intrusivos dioríticos y gabróicos; localmente parecidos a los conglomerados Bulla.

Se debe subrayar la presencia de pequeños niveles centimétricos de yeso blanco y nódulos ferruginosos de neoformación (Foto 33 y Foto 34), en el límite norte de la hoja.

En los diferentes afloramientos de esta unidad no se han observado macrofósiles.

La potencia puede estimarse a 20 m, tomando en cuenta que la base, constituida por el contacto con el conglomerado Bulla, no se individualiza claramente debido a las numerosas intercalaciones conglomeráticas.

La estratificación es discreta en las lutitas y siltitas, más nítida en las alternancias con niveles arenosos y conglomeráticos. Es subhorizontal, con un buzamiento general, a nivel de la hoja, de unos 2 grados al NE.

En la base, la transición con el conglomerado Bulla es progresiva: aumento de la frecuencia y espesor de los niveles lutíticos en correlación con la disminución progresiva de los niveles conglomeráticos, reducción del tamaño de los clastos, aumento del porcentaje de matriz y del índice de pulido de los clastos.

A techo, la transición con la unidad de margas suprayacente se hace con aumento de la proporción de niveles calcáreos.

No se observó el contacto con las calizas, basaltos y conglomerados de la Fm Magua.



Foto 29 - PU9354paisaje2 - Fm Cercado (unidad detrítica) en la depresión central; Cordillera Central en el último plano.

Vista desde los Praveles hacia el Oeste

Lat: 19.46418

Long: -71.28392



Foto 30 - PU9244 - Llano desarrollado en la siltitas y lutitas de Fm Cercado.

Vista hacia el Este

Lat: 19.44543

Long: -71.32447



Foto 31 - PU9320 – Fm Cercado (unidad detrítica); alternancias siltitas, lutitas y areniscas.

Arriba: roca meteorizada de color rojizo

Abajo: roca fresca de color gris

Lat: 19.46273

Long: -71.33437

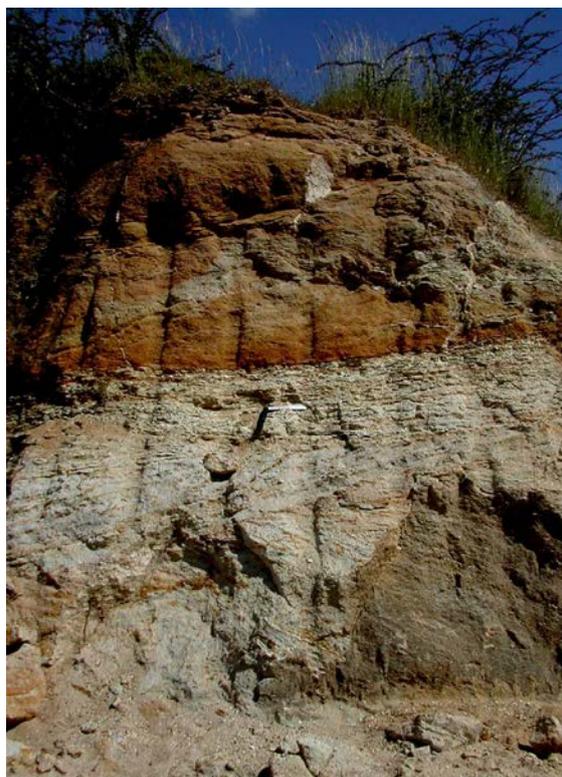


Foto 32 - PU9336 – Techo de la unidad detrítica de la Fm Cercado:

arriba: siltitas y areniscas finas

abajo: secuencia semimétricas de conglomerado y areniscas gruesas (Contacto ferruginoso N100°E/5°N)

Lat: 19.48238

Long: -71.30852



Foto 33 - PU9369B.JPG – Yeso de neoformación en pequeños niveles cm intercalados en capas métricas de arcillas blancas y fracturas

Lat: 19.49633

Long: -71.32416



Foto 34 - PU9367B.JPG - alternancias de areniscas y lutitas amarillentas por encima de un nivel (1.5 m) de areniscas arcillosa rojiza con niveles cm de yeso de neoformación y nódulos carbonatados

Lat: 19.49586

Long: -71.32434

2.4.2.2.2. Fm Cercado (20) Alternancias de conglomerados, areniscas calcáreas, margas, lumaquelas con niveles de lignitos y troncos carbonatados. Mioceno Superior (N_1^3)

Esta unidad detrítica carbonatada aflora al NE de la hoja y en dos lentejones, al NO (Arroyo Pinalito) y al centro (los Cercadillos) de la hoja.

Cubre el 4.92% de la superficie de la hoja (24 Km²). Se destaca de la unidad detrítica infrayacente por su modelado geomorfológico muy particular. Forma una meseta subhorizontal que domina de unos 30 m el valle ocupado por la unidad detrítica (Foto 35 y Foto 36). Esta meseta está estructurada por niveles plurimétricos de calizas arcillosas o bioclásticas subhorizontales.

La potencia de esta unidad puede estimarse a 50 m y su buzamiento general medio es de 2 grados hacia el NE.

La unidad se distingue de las lutitas y siltitas infrayacentes por su carácter carbonatado marcado. Corresponde a una sucesión de alternancias métricas a plurimétricas de niveles siltíticos y lutíticos más o menos carbonatados, de color beige amarillento a gris blanquecino. En este conjunto se individualizan niveles de, calizas bioclásticas, conglomerados, areniscas, y calizas arcillosas.

Las calizas bioclásticas (Foto 42 y Foto 46) son calizas margosas o arcillosas, con un fuerte porcentaje de bioclastos de bivalvos y gasteropodos frecuentemente enteros, con intercalaciones de lentejones conglomeráticos con matriz margosa. El estudio de microfauna (Cocolitos) de la muestra PU9341 (Lat: 19.49599 / Long: -71.28138) data las margas entre el

Serravaliano y el Zancliano (*Discoaster Cf surculus*; *Reticulofenestra pseudoumbilicus* ; NN12-NN16).

Los conglomerados son polimícticos (Foto 37 y Foto 38), y a la diferencia de los conglomerados de la Fm Bulla, están bien clasificados y estratificados con clastos redondos bien pulidos. Localmente contienen clastos de lutitas o siltitas beige a rojiza. No se observan clastos de tonalita arenitizada.

Como en las hojas de Dajabón y Martín García, se puede interpretar estos conglomerados como una removilización del conglomerado Bulla y redeposición en un medio más carbonatado, asociado a bioclastos de tamaño equivalente. La ausencia de clastos de tonalita se debe a la desagregación de los clastos de tonalita ya arenizada del Conglomerado Bulla.

La presencia de clastos de palos y troncos fósiles carbonatados, asociados con un nivel de conglomerados de grano muy grueso, con matriz arcillosa carbonatada, en el sector de Puerta del Mulo (Foto 48-Foto 49). También en el punto GS9405 (Lat: 19.46215 / - 71.44496), ubicado en el afloramiento más occidental de esta unidad, se observa un nivel de potencia métrica de areniscas calcáreas amarillentas con varios fósiles de madera calcificada asociados con cantos redondos de rocas intrusivas.

Probablemente estos conglomerados con troncos fósiles se relacionan estratigráficamente con los niveles similares cartografiados en la hoja de Martín García (San José).

Tomando en cuenta las exposiciones de la hoja Martín García esta facies aparece en una zona geográfica de 18 Km de extensión EO con más de 10 Km de extensión NS. Puede corresponder a un evento catastrófico de tipo huracán. Los aportes continentales masivos, erosionan el bosque y parte del conglomerado Bulla infrayacente, transitando por los mismos paleovalles ya descritos a propósito del conglomerado Bulla, y terminando con un depósito sincrónico muy rápido con hundimiento de los palos en un medio deltáico a mareal carbonatado.

Las areniscas (Foto 39), de grano grueso a medio, generalmente bien clasificadas, con estratificaciones oblicuas y erosivas, sobreyacen las secuencias de lutitas.

Las calizas arcillosas de color beige a marrón (Foto 40 y Foto 41) se disponen en niveles continuos de nódulos o en capas muy planas de potencia decimétrica a semimétrica.

En este mismo horizonte o muy cerca, se encuentran los lignitos; los más representativos (PU9339 y PU9365; Foto 43 a Foto 45) corresponden a niveles decimétricos a semimétricos, ondulados (PU9339) o horizontales (PU9365) de siltitas y areniscas finas con alto porcentaje de materias orgánicas.

Incluyendo las exposiciones de la hoja limítrofe de Martín García, el sector con lignito se extiende sobre 6 Km en dirección NS.

El contacto con las margas y calizas margosas de la Fm Gurabo suprayacente es concordante transicional, con un aumento de los niveles de conglomerados. Las calizas de Ayuhamas, presentes en la hoja Martín García entre la unidad detrítica y carbonatada de la Fm Cercado y la Fm Gurabo, no aparecen en esta hoja.



Foto 35 - PU9359 - relieve de meseta de la Fm Cercado detrítica y carbonatada, (último plano) suprayaciendo las lutitas y areniscas de la Fm Cercado (primer plano) (Poblado Los Praveiles) Vista desde el Sur (Punto PU9359)
Lat: 19.45144 Long: -71.27746



Foto 36 - PU9354PAISAJE5 – Borde de la meseta de la Fm Cercado detrítica y carbonatada (izquierda), suprayaciendo las lutitas y areniscas de la Fm Cercado (Los Praveiles: vista hacia el SSE)
Lat: 19.46418 Long: -71.28392



Foto 37 - PU9349Aflo.JPG - Alternancias de areniscas finas verdes, sin SO visible, (arriba) y conglomerado (abajo) con 80% de elementos muy bien clasificados con clastos muy redondos



Foto 38 - PU9349.JPG - Detalle del un nivel conglomerático con 80% de elementos muy bien clasificados con clastos muy redondos y pulidos.

y pulidos

Lat: 19.48969

Long: -71.27005

Lat: 19.48969

Long: -71.27005



Foto 39 - PU9148.JPG - Nivel de arena gruesa poco clasificada, con oxidación rojiza a la base (Puerta del Mulo)

Lat: 19.46149

Long: -71.26993



Foto 40 - PU9149.JPG - Puerta del Mulo: Parte alta del corte con niveles decimétricos de calizas beige arcillosas intercalados en las lutitas y siltitas poco clasificadas.

Lat: 19.46144

Long: -71.26986



Foto 41 - PU9149B.JPG - Puerta del Mulo: detalle de los niveles decimétricos de calizas beige arcillosas intercalados en las lutitas y siltitas poco clasificadas

Lat: 19.46144

Long: -71.26986



Foto 42 - PU9364.JPG - Nivel (50cm) de calizas biotriticas poco consolidadas de tipo lumaquelas con un poco de materia orgánica negra, con:
arriba: lutitas arcillosas suprayacentes
abajo: lutitas amarillentas a ocre infrayacente (S0: N40°/5°O)

Lat: 19.47031

Long: -71.26423



Foto 43 - PU9339Afl0.JPG – Lignito del Puente Caimito: capa ondulada de 0.5 a 1.5m de potencia, con lignito dentro de las siltitas negras a amarillentas; yeso acicular de neoformación. Abajo: areniscas gruesas a semi conglomerática infrayacentes
Lat: 19.49595 Long: -71.28159



Foto 44 - PU9340b.JPG - Puente Caimito: detalle de la capa de lignito dentro de las siltitas negras a amarillentas, yeso acicular de neoformación.
Lat: 19.49599 Long: -71.28138



Foto 45 - PU9339.JPG - Puente Caimito: detalle de la capa de lignito dentro de las siltitas negras a amarillentas, yeso acicular de neoformación.
Lat: 19.49595 Long: -71.28159



Foto 46 - PU9341.JPG - Puente Caimito: Nivel (5m) de calizas biodetríticas de tipo lumaquelas, con fósiles de gasteropodos y bivalvos cm, muy abundantes,, en una matriz arenosa calcárea no consolidada suprayaciendo niveles conglomeráticos con matriz calcáreas
Lat: 19.49599 Long: -71.28138



Foto 47 - PU9365.JPG - Arroyo Cana: lignitos: niveles regulares (20 a 30cm), subhorizontales, intercalados en las areniscas finas y lutitas grises (S0 N30°/5°O)

Lat: 19.47075

Long: -71.26316



Foto 48 - PU9361B - Puerta del Mulo: Pedazos de troncos y palos de madera carbonatados
Lat: 19.46141 Long: -71.27067



Foto 49 - PU9361.JPG - Puerta del Mulo: Pedazos de troncos y palos de madera carbonatados
Lat: 19.46141 Long: -71.27067

2.4.2.3. Interpretación sedimentológica

La Fm Cercado refleja la sedimentación en una **llanura deltáica** compleja que, parece evolucionar de próximal a distal de muro a techo y del SE al NO. Los canales conglomeráticos y arenosos presentan influencia fluvial y, localmente, mareal, a menudo están retrabajados por el oleaje (laminaciones onduladas y niveles con acumulaciones de

conchas y cantos. Los niveles transicional ricos en fauna representan ambientes salobres, de *lagoon* y marismas.

2.5. Mioceno Superior – Plioceno Medio

2.5.1. Formación Gurabo

2.5.1.1. Generalidades

La Fm Gurabo presenta diversidad de facies a lo largo de las Hojas de Santiago Rodríguez, Mao, Martín García, Dajabón y Pepillo Salcedo. La base se ha reconocido en la Presa de Chacuey y en el Río Gurabo (Mao), donde se dispone, a escala de afloramiento, en contacto neto sobre la Fm Cercado. Saunders *et al.* (1986) le atribuyen una potencia de 425 m. En el Río Gurabo Sur, la formación parece pasar gradualmente a las Calizas de Mao Adentro suprayacentes, ya que se intercalan progresivamente en la serie margosa estratos calizos en secuencia estratocreciente.

Saunders *et al.* (1986) describen, para la Fm Gurabo, facies conglomeráticas y arenosas básicas, en concordancia con la Fm Cercado, seguidas de limolitas con foraminíferos, en las que se intercalan areniscas con estratificación cruzada, colonias de corales en *slumps*, parches arrecifales y niveles de moluscos. En el Río Gurabo Sur se han medido, a techo de la formación, unos 60 m de margas azuladas que engloban, en la mitad inferior, niveles de *debris flow* microconglomeráticos y con cantos de escala métrica, seguidos de niveles decimétricos de génesis similar pero con fragmentos de corales.

En la Presa de Chacuey y Las Peñas del Río (hoja Pepillo Salcedo), la Fm Gurabo es calcárea y contiene corales en posición de vida. En la primera localidad existen además corales ramosos transportados acompañando láminas cruzadas de media a gran escala.

La Fm Gurabo es arrecifal, con presencia de canales arrecifales en la Presa de Chacuey, y marismal con depósitos de *levee* en Las Peñas del Río.

2.5.1.2. Descripción de la formación en la hoja Santiago Rodríguez

La Fm Gurabo se reduce a 1.2 Km² en el ángulo NE de la hoja. El color blanco vivo ligeramente amarillento es una de las características más llamativas. La presencia frecuente

a sistemática de bioclastos coralíferos, a menudo con tamaño de bloques, es el segundo criterio de diferenciación con las unidades de la Fm Cercado infrayacente.

2.5.1.2.1. Fm Gurabo (21) Margas y calizas margosas. Mioceno Superior - Plioceno Medio (N₁³-N₂²)

En la hoja sólo afloran las margas arenosas blanquecinas muy desmanteladas que cubren la meseta de Arenoso y Estrecho. Son de color gris claro con una meteorización de color blanco amarillento.

Localmente, un conglomerado (punto PU9366; Foto 50) subraya el contacto con la Fm Cercado infrayacente (margas con limolitas, areniscas y conglomerados) tal como en la parte oriental de la hoja Martín García. Este contacto se marca por un cambio de color de meteorización blanquecina amarillenta, la aparición de clastos de corales y de tubos decimétricos de clavagellidae desmantelados esparcidos en los niveles de conglomerados groseros, bien clasificados, con elementos redondeados y muy pulidos.



Foto 50 - PU9366.JPG - Conglomerado de la base de la Fm Gurabo: nivel discontinuo, con clastos gruesos polimícticos, muy redondeados, incluyendo cuarzo, intrusivos y fósiles (bivalvos enteros) y tubos decimétricos de clavagellidae
Lat: 19.4981 Long:-71.25434

2.6. Mioceno Medio – Cuaternario, lateritización

2.6.1. Generalidades

Según las reconstituciones climáticas y los datos de campo, existió en el Mioceno Medio, el máximo de un clima húmedo, propicio a la formación de laterita en la región Caribeña,

correspondiendo con la formación de las bauxitas kársticas de Jamaica, Haití y República Dominicana (Bárdossy & Aleva, 1990; Fig. 9).

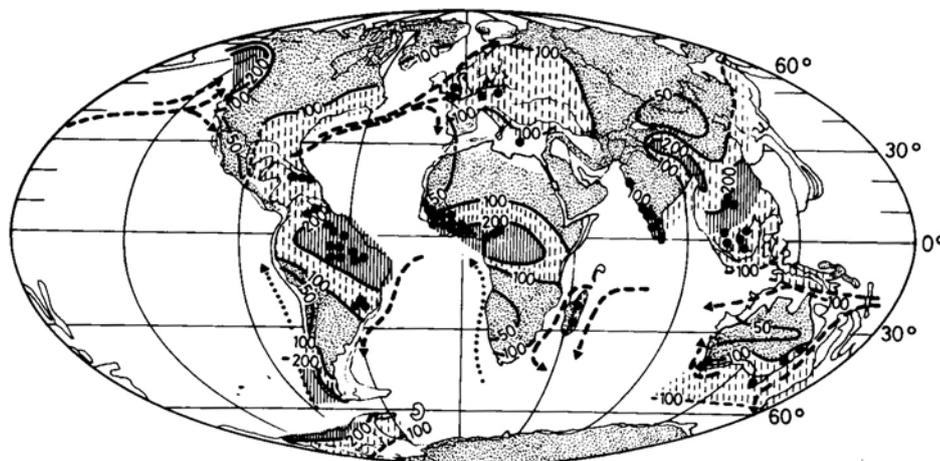


Fig. 9 - Reconstrucción de las zonas con fuerte pluviometría en el Mioceno Medio de acuerdo con Parrish et al. (1982); repartición de las paleocorrientes y yacimientos de bauxitas (Bárdossy y Aleva, 1990) (la trama vertical representa la zona con fuerte pluviometría)

Estos mismos autores muestran que después de un periodo de enfriamiento, existe un nuevo episodio de laterización en esta zona, en el Plioceno Superior. Por fin, el clima tropical actual es también favorable para la alteración laterítica. Haldemann *et al.*, (1979) proponen un evento laterítico continuo que prevalece desde el Mioceno hasta el Pleistoceno para la formación de los yacimientos lateríticos de Ni en la República Dominicana.

Falconbridge estima la duración del proceso a unos 20 millones de años, empezando al Mioceno Inferior después de un ciclo tectónico mayor; (www.falconbridge.com/our_business/geology_description/falcondo_description.doc).

Es difícil datar con precisión un fenómeno de laterización, las dataciones radiogénicas son inoperantes por el momento. El método más fiable es la datación geomorfológica, en particular, la estimación de la edad de formación de las llanuras propicias a la laterización (ver también capítulo geomorfológico). Por otro lado un límite de edad superior es la edad de las rocas afectadas por la laterización. En el marco de este estudio, las rocas afectadas por una argilitización intensa asimilada en el proceso de laterización, corresponden a las rocas del batolito de Loma Cabrera (Cretácico Superior), de la Fm Tireo (Cretácico Superior), del complejo Duarte (Jurásico-Cretácico Inferior) y de la Fm Trois Rivières (Cretácico Superior). Las rocas más reciente de las formaciones Bulla (Mioceno), Cercado (Mioceno), Gurabo (Plioceno), o del Grupo Tavera (Paleoceno-Eoceno) no parecen afectadas por este fenómeno de laterización. Su posición en ambiente marino lo explica fácilmente. Por lo tanto

no hay incompatibilidad con uno o varios eventos lateríticos del Mioceno Medio al Cuaternario.

2.6.2. Alteración laterítica – arcillas rojas a rojizas

Como ya descrito en el capítulo del conglomerado Bulla, la discordancia basal del conglomerado puede extrapolarse geoméricamente al llano poco inclinado hacia el NNE. Esta superficie corresponde a una meseta en su límite septentrional y a un fondo de valle llano en su parte meridional en la cual las alteraciones arcillosas rojizas están más desarrolladas.

Las alteraciones cubren el 4.23% (20.5 Km²) de la superficie de la hoja, en la parte meridional, al límite con la hoja de Jicomé. La elevaciones oscilan suavemente entre 500 y 600 m. Las diversas formaciones alteradas corresponden principalmente a los intrusivos del batolito de Loma Cabrera (gabros, dioritas y tonalitas), el volcanosedimentario la Fm Tireo y las anfibolitas del C. Duarte.

Se trata de una capa, de potencia métrica a plurimétrica, de rocas muy argilitizadas rojizas, con facies de aloteritas y isalteritas. La aloteritas (Foto 51) están constituidas por arcillas homogéneas, de color rojo intenso, blandas con presencia de “*stone line*” residuales de cuarzo. Las isalteritas infrayacentes se presentan como una argilitización de color rojizo naranja con manchas blanquecina de la roca madre en la cual se puede observar relictos de la estructura original (Foto 52).

El fenómeno de alteración parece limitarse a la argilitización sin llegar a la formación de coraza laterítica. De hecho, no se han observado niveles de coraza pisolítica ferruginosa, ni relictos de esta coraza y tampoco pisolitos provenientes de supuestas corazas lateríticas en los depósitos sedimentarios o aluviales del Mioceno-Cuaternario.

Esta argilitización es parecida a la que se observa actualmente en clima caliente húmedo; mientras que las corazas ferruginosas se desarrollan en clima caliente con alternancias de temporadas secas y húmedas.



Foto 51 - PU9064 - Perfil de argilitización rojiza: Arriba: facies de aloterita con una "stone line" visible. Abajo: facies de isalterita con estructura conservada en la diorita de grano medio
Lat: 19.35634 Long: -71.36985



Foto 52 - PU9089 - Alteritas rojizas a blanquecinas de tipo arcillas lateríticas abigarradas y manchadas
Lat: 19.33635 Long: -71.30562

2.7. Cuaternario

Los depósitos cuaternarios sólo representan el 3.48% (3.5 Km²) de la superficie de la hoja con las 2 siguientes facies:

- Coluviones de piedemonte; bloques (1.18%)
- Depósitos aluviales de fondo de valle (2.29%)

2.7.1. (22) Coluviones de piedemonte; bloques. Cuaternario (Q)

Los coluviones de piedemonte se encuentran en cuatro sectores de los primeros relieves de la Cordillera Central, tres en el centro-NO y uno al Sur de la Hoja.

Suprayacen los intrusivos del Batolito de Loma Cabrera, la serie volcano-sedimentaria de la Fm Tireo y los basaltos de la Fm Magua. Se acuñan hacia el norte, para desaparecer por encima de la Fm Cercado que constituye el relleno subhorizontal del norte de la hoja.

Se trata de bloques polimícticos (metavolcanitas, metabasaltos y dioritas de grano fino) y arenas groseras, no o poco clasificadas, con un porcentaje variable de matriz arcillosa.

Localmente estos coluviones están cubiertos por facies con tendencia aluvionares con cantos subredondeados (Foto 53). Estas últimas facies tienen poca potencia y extensión y

parecen removilizaciones locales de los coluviones infrayacentes. Por estas razones han sido integrados en la misma formación que los coluviones.

Los coluviones de piedemonte son poco consolidados, no presentan estratificación.



Foto 53 - GS9278B – Coluviones de Laguna de los Colorados
Corte métrico :
Arriba: bloques subredondeados a angulosos, con matriz rara.
Abajo: bloques cm, no clasificados, con matriz arenosa abundante.
Lat: 19.45605 Long: -71.40012

2.7.2. (23) Depósitos aluviales de fondos de valle. Cuaternario(Q)

Los depósitos aluviales de fondos de valle están actualmente en tránsito a lo largo de los cauces de la red de drenaje. Están constituidos por arenas, bloques y cantos polimícticos de metavolcanitas, metabasaltos y dioritas. Las tonalitas no se observan en los bloques y cantos. Las arenas cuarzosas, abundantes en los cauces de los ríos y arroyos que erosionan las tonalitas del batolito de Loma Cabrera provienen de la meteorización de dichas tonalitas en la parte alta del río o de la removilización de niveles arenosos de las formaciones Bulla y Cercado.

Los ríos Guayubin y Aminilla, presentan al Sur, una cuenca arriba muy ancha (hasta 0.5 Km), correspondiendo a sabanas con relieve muy suave, por encima de las rocas intrusivas

del Batolito de Loma Cabrera. Al Norte, los ríos se encajonan en las lutitas y siltitas de la Fm Cercado y presentan un cauce muy estrecho con volúmenes de aluviones reducidos.

El río Yaguajal, atraviesa, al límite Sur de la hoja, hasta El Montazo, la paleosuperficie con alteración rojiza. En este tramo el relieve es muy suave y los depósitos, se extienden en más de 1 Km² con una potencia que alcanza los 2 metros y una granumetría más gruesa. Luego hacia el Norte, el río es erosivo en todo el tramo que intercepta el Batolito de Loma Cabrera, el C. Duarte y la Fm Magua, hasta llegar a Mata de Jobo, donde entra en la Fm Cercado. Entre Mata de Jobo y Santiago Rodríguez, el río corre suavemente en un valle meándrico, ancho de 250 m, encajonado de unos 10 a 20 m en las facies de la Fm Cercado. En este tramo los cantos groseros desaparecen rápidamente pasando a depósitos arenosos. Se nota un meandro abandonado en laguna El Rodolfo, inmediatamente al Oeste de Santiago Rodríguez.

Entre Santiago Rodríguez y el límite norte de la hoja, el río Yaguajal se encajona con un cauce más estrecho (100 m) y depósitos principalmente arenosos.

El río Cana nace en la meseta cubierta por el conglomerado de Bulla, en el centro de la hoja. Corre en un cauce muy estrecho encajonado en los basaltos de la Fm Magua hasta el vado de la Carretera Sabaneta-Cruz de Maguana. El tramo siguiente, correspondiendo a la Sabana de Maguana en la Fm Cercado es más tranquilo y los aluviones presentan una anchura media de 150 m.

Abajo la confluencia con el arroyo Clavijo y hasta el límite norte de la hoja (Caimito) el río Cana se encajona de nuevo de unos 30-40 m en el conglomerado Bulla y la parte superior de la Fm Cercado con aluviones reducidos o ausentes.

3. PETROLOGIA, METAMORFISMO, GEOQUIMICA y GEOCRONOLOGIA

3.1. Petrología y dataciones de las rocas intrusivas y filonianas

3.1.1. Introducción

La Cordillera Central de la República Dominicana presenta numerosos cuerpos intrusivos cuyo tamaño varía desde stocks o plutones aislados hasta batolitos que cubren 1500 Km² y más (ej. batolito de Loma Cabrera - Mont Organisé, Fig. 10). Los granitoides afloran en sucesión, principalmente según una banda discontinua NO-SE, desde el macizo de Limbé al NO (Haití) hasta el macizo de Medina al SE (Rep. Dominicana). Existe otro alineamiento

más limitado en dirección E-O, constituido de Oeste a Este, por los macizos de Hatillo, Cévicos y El Valle (Fig. 10).

En el seno de la Cordillera Central, los autores distinguieron intrusivos foliados en relación con otros más abundantes no foliados. La inmensa mayoría de ellos, foliados o no, son relativamente pobres en potasio. Los granitoides foliados son clásicamente descritos como intrusivos en el C. Duarte donde forman cuerpos alargados concordantes con las foliaciones regionales (Bowin, 1966; Kesler *et al.*, 1991). Hay raras excepciones que muestran, sin embargo, intrusivos foliados, en la Fm Tireo (tonalita foliada de Macutico). Los intrusivos no foliados cortan las formaciones volcánicas y volcanosedimentarias tanto del C. Duarte como de la Fm Tireo.

Por otro lado, los cuerpos de tamaño batolítico (batolito de Loma Cabrera y El Río; Fig. 10) son descritos como complejos intrusivos heterogéneos formados por litologías variadas, desde gabros hasta tonalitas (Feigenson, 1978; Lewis, 1980; Kesler *et al.*, 1991), mientras que los cuerpos de tamaño pequeño (e.g. El Bao, Medina, etc.) parecen representar intrusiones de composición homogénea, generalmente tonalíticas.

Los datos petrológicos, geoquímicos y, en menor medida, geocronológicos, son parciales y heterogéneos a escala de la Española. Si la geoquímica de los elementos mayores es bien conocida, la de los elementos en trazas y los datos isotópicos no lo es. Solo el batolito de Loma Cabrera, que fue objeto de dos tesis (Feigenson, 1978 ;Cribb, 1986), se estudió con más detalle. Aunque casi todos los macizos han sido datados, parece necesario, antes de describir las facies encontradas en cada hoja, rehacer una síntesis crítica y actualizada de las edades de los intrusivos, dado que los métodos son heterogéneos y a veces inapropiados (con el conocimiento actual) al objeto datado.

3.1.2. Síntesis de las dataciones radiogénicas existentes

Las rocas intrusivas de la Cordillera Central de la República Dominicana dieron lugar a un cierto número de dataciones radiogénicas durante los últimos 30 años (Bellon *et al.*, 1985; Bowin, 1975; Cribb *et al.*, 1989; Feigenson, 1978; Hernaiz Huerta, 2000a; JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (JICA) y METAL MINING AGENCY OF JAPAN (MMAJ), 1984; Kesler *et al.*, 1977b; Kesler *et al.*, 1991; Mesnier, 1980).

Kesler *et al.*, (1991) han dedicado una publicación de síntesis con este propósito. A partir de estos trabajos y datos complementarios, particularmente los adquiridos durante el "Proyecto C de Cartografía Geotemática de la República Dominicana" (1997-2000), se discuten estos resultados para integrarlos al conocimiento de las rocas intrusivas batolíticas de la Cordillera Central. No se limitará aquí a los granitoides, sino al conjunto de las rocas intrusivas datadas

en la Cordillera Central, para tener una visión comprensiva de la edad de las diferentes facies intrusivas.

Excepto los resultados obtenidos durante del primer "Proyecto C de Cartografía Geotemática de la República Dominicana" (1997-2000), uno de los mayores problemas encontrados para hacer el análisis de los datos bibliográficos, es que muy a menudo tenemos poca información sobre la naturaleza de la muestra e informaciones muy pobres en cuanto a la descripción de la técnica analítica. Por otra parte, los datos existentes resultan de técnicas analíticas diversas y no siempre fáciles de comparar o utilizar. A título de ejemplo, se dataron algunas muestras por isocrono Rb-Sr lo que, *a priori* (faltan los datos originales) no es fácil, ni deseable para las rocas de edad fanerozoica, dado que la gama de las relaciones Rb/Sr no está suficientemente distribuida, debido a un fraccionamiento geoquímico poco importante.

Otras dataciones provienen de medida K-Ar sobre roca total, mucho menos deseable que su equivalente con separación mineral. En efecto, la retención de Ar varía en función de las fases minerales y es difícil de constreñir la temperatura de cierre del sistema. Por otra parte, incluso con la medida con fase mineral separada no se excluye estar en presencia de:

- una pérdida de Ar, ligada al enfriamiento del sistema o a un nuevo evento térmico que afecta a las rocas datadas y genera una edad infravalorada, o,
- una ganancia de Ar, especialmente por las circulaciones de fluidos debidas a un evento metamórfico o hidrotermal, que genera una edad sobrestimada.

El método Ar-Ar se ha utilizado con separación mineral en un gran número de muestras. Parece que siempre se trata de medidas por fusión directa y no por calentamiento incremental. El método por fusión directa plantea los mismos problemas de interpretación que el método K-Ar.

En el anterior proyecto Sysmin, se dataron dos muestras por U-Pb sobre zircón (vía disuelta). La ventaja, en relación con los precedentes métodos, radica en la gran resistencia del zircón a los eventos metamórficos.

Considerando estas restricciones, se trata de interpretar las edades obtenidas por grupo litológico, por repartición espacial y por método analítico utilizado. La Fig. 10 y la Tabla 3 presentan un resumen de los datos radiogénicos. En la Fig. 10, el conjunto de los resultados está reagrupado por tipos litológicos señalados con etiquetas de diferentes colores indicando el método analítico utilizado.

3.1.2.1. Los Intrusivos Máficos (Gabro, Anfibolita, Hornblendita)

Se analizaron tres tipos litológicos de composición máfica: gabros, anfibolitas y hornblenditas. Las muestras datadas provienen del NE del batolito de Loma Cabrera, del macizo de Arroyo Caña y del macizo de Yautía, es decir que todas provienen de la parte Norte de la zona intrusiva y de los intrusivos tonalíticos descritos más abajo. Varios autores consideran que los intrusivos máficos son cogenéticos de los intrusivos tonalíticos (Cribb, 1986; Kesler *et al.*, 1977a). De hecho, la demostración no es clara. Como se verá en los párrafos siguientes, las relaciones de terreno no permiten llegar a conclusiones definitivas y carecemos de datos geoquímicos para decidir.

Al nivel del batolito de Loma Cabrera, las muestras provienen de las proximidades de El Pino (com. Oral J. Lewis). La hornblendita y la diorita de grano grueso, son intrusivas en las anfibolitas del C. Duarte e intruidas por la tonalita y un conjunto de diques aplíticos, a veces con 2 micas (cf. Hoja de Santiago Rodríguez). No se nota metamorfismo de contacto entre diorita-hornblendita y las anfibolitas del C. Duarte. Por el contrario, existe un metamorfismo de contacto importante entre tonalita y anfibolita.

Dos resultados K-Ar sobre Hornblendita dan edades de $122,1 \pm 1,8$ Ma y $122,6 \pm 1,8$ Ma, mientras que dos medidas Ar-Ar dan edades de 97 Ma y 123 Ma.

El conjunto de edades es Cretácico Inferior con predominio del límite Valanginiano-Hauteriviano.

Nombre Mazico	Long (WGS84)	Lat (WGS84)	Número	Método	Tipo muestra	edad (Ma)	Error (Ma)	Bibliografía
Anfibolita								
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	RD-72-39	K-Ar	Hbl	123,1	1,8	Kesler <i>et al.</i> , 1977
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	RD-72-39	K-Ar	Plag	122,6	1,8	Kesler <i>et al.</i> , 1977
N Jarabacoa	-70,6091	19,1350	RD-72-49	K-Ar	Hbl	55	3,4	Kesler <i>et al.</i> , 1977
Gabro								
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	Tab.2, 16	Ar-Ar	Hbl	123	?	Cribb <i>et al.</i> , 1989
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	84-85	Ar-Ar	Hbl	97	?	Cribb <i>et al.</i> , 1989
Arroyo Caña	-70,3886	18,7289	AC-8005	Ar-Ar	Hbl	87	0,5	Sysmin
Hornblendita								
Piedra Blanca	-70,3453	18,8376	Tab.2, 01	K-Ar	Hbl	127	5	Bowin, 1975
Bonao	-70,3369	18,8440	91-309	Ar-Ar	Hbl	87	0,5	Sysmin
Tonalita								
Arroyo Caña	-70,3716	18,7362	AC-8001	Ar-Ar	Hbl	88,3	0,3	Sysmin
Arroyo Caña	-70,3716	18,7362	AC-8001	U/Pb	Circón	87,6	0,3	Sysmin
Colonia Ramfis	-70,2648	18,5336	Tab.2, 05	K-Ar	WR	56,5	?	Bellon <i>et al.</i> , 1985
El Bao	-70,9601	19,2580	Tab.1, 45	K-Ar	Biot	33	2	Kesler <i>et al.</i> , 1991
El Bao	-70,9601	19,2602	Tab.1, 46	K-Ar	Biot	49	2	Kesler <i>et al.</i> , 1991
El Bao	-70,9601	19,2602	Tab.1, 46	K-Ar	Hbl	70,5	0,8	Kesler <i>et al.</i> , 1991
El Bao	-70,9601	19,2580	Tab.1, 45	K-Ar	Hbl	68,4	0,9	Kesler <i>et al.</i> , 1991
El Bao	-70,9512	19,3049	Tab.2, 06	K-Ar	WR	55	?	JICA, 1985
El Bao	-70,9534	19,3072	Tab.2, 07	K-Ar	WR	41	?	JICA, 1985
El Río	-70,7097	19,0098	Tab.2, 09	K-Ar	Hbl	86	?	Bowin, 1975
El Río	-70,7097	19,0076	Tab.2, 08	K-Ar	WR	98	?	JICA, 1985
El Río	-70,7097	19,0098	Tab.2, 10	K-Ar	WR	70	?	Mesnier, 1985
El Valle	-69,4308	18,9897	Tab.2, 11	K-Ar	WR	92	?	Bellon <i>et al.</i> , 1985
El Valle	-69,4308	18,9897	Tab.2, 12	K-Ar	WR	87	?	Bellon <i>et al.</i> , 1985
Hatillo	-70,1407	19,0030	95-101	U/Pb	Circón	115	0,3	Sysmin
Jautía	-70,4280	18,7281	Tab.1, 17	K-Ar	Biot	81	2	Kesler <i>et al.</i> , 1991
Limbé batolito	-72,4895	19,7275	Tab.2, 13	K-Ar	WR	103	?	Bellon <i>et al.</i> , 1985
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	85-58B	Ar-Ar	Biot	49,2	0,2	Cribb <i>et al.</i> , 1989
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	84-73	Ar-Ar	Biot	75,3	0,4	Cribb <i>et al.</i> , 1989
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	SAB-31	Ar-Ar	Biot	50,6	0,4	Cribb <i>et al.</i> , 1989
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	85-58B	Ar-Ar	Hbl	85	0,6	Cribb <i>et al.</i> , 1989
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	84-73	Ar-Ar	Hbl	86,5	0,6	Cribb <i>et al.</i> , 1989
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	SAB-31	Ar-Ar	Hbl	84,5	0,7	Cribb <i>et al.</i> , 1989
Loma de Cabrera	-71,4722	19,4123	RD-72-30	K-Ar	Hbl	68,7	0,9	Kesler <i>et al.</i> , 1991
Loma de Cabrera	-71,6018	19,3362	RD-72-34	K-Ar	Hbl	49,4	0,6	Kesler <i>et al.</i> , 1991
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	Tab.2, 21	Rb-Sr	Biot-l	50	?	Feigenson, 1978
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	Tab.2, 20	Rb-Sr	Biot-l	88	?	Feigenson, 1978
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	Tab.2, 19	Rb-Sr	WR-l	92	?	Feigenson, 1978
Medina	-70,1284	18,5470	Tab.1, 10	K-Ar	Biot	81	2	Kesler <i>et al.</i> , 1991
Medina	-70,2067	18,6118	Tab.1, 02	K-Ar	Biot	80	2	Kesler <i>et al.</i> , 1991
Medina	-70,2067	18,6118	Tab.1, 02	K-Ar	Hbl	82	2	Kesler <i>et al.</i> , 1991
Mont Organisé	-72,1451	19,5598	Tab.2, 23	K-Ar	WR	62,5	?	Bellon <i>et al.</i> , 1985
Pico Duarte	-70,9132	19,0746	Tab.2, 24	K-Ar	WR	63	?	JICA, 1985
Tonalita foliada								
	-70,3609	18,7370	Tab.1, 18	K-Ar	Hbl	63	0,5	Kesler <i>et al.</i> , 1991
	-70,3587	18,7348	Tab.1, 14	K-Ar	Biot	56	2	Kesler <i>et al.</i> , 1991
West El Puerto	-70,2693	18,7214	Tab.2, 04	K-Ar	Musc	68	?	Bowin, 1975
Pino Herrado	-70,2670	18,7214	Tab.2, 03	K-Ar	WR	92,2	?	Bellon <i>et al.</i> , 1985
Arroyo Caña	-70,2642	18,7600	91-308	U/Pb	Circón	89,8	0,4	Sysmin
Arroyo Caña	-70,2614	18,7149	AC-8003	Ar-Ar	Musc	84,6	0,5	Sysmin
Aplita con dos micas								
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	76-LT	Ar-Ar	Musc	50,4	0,4	Cribb <i>et al.</i> , 1989
Loma de Cabrera	-71,5124	19,3720	76-LT	Ar-Ar	Biot	48,3	0,3	Cribb <i>et al.</i> , 1989

Tabla 3 - Síntesis de las dataciones absolutas de las rocas intrusivas de la Cordillera Central. (Las coordenadas son aproximadas. "Número original" es el número de la muestra analizada o el número citado en las tablas 1 y 2 de Kesler et al. 1991. Cuando el error no está citado en las publicaciones se puso "?")

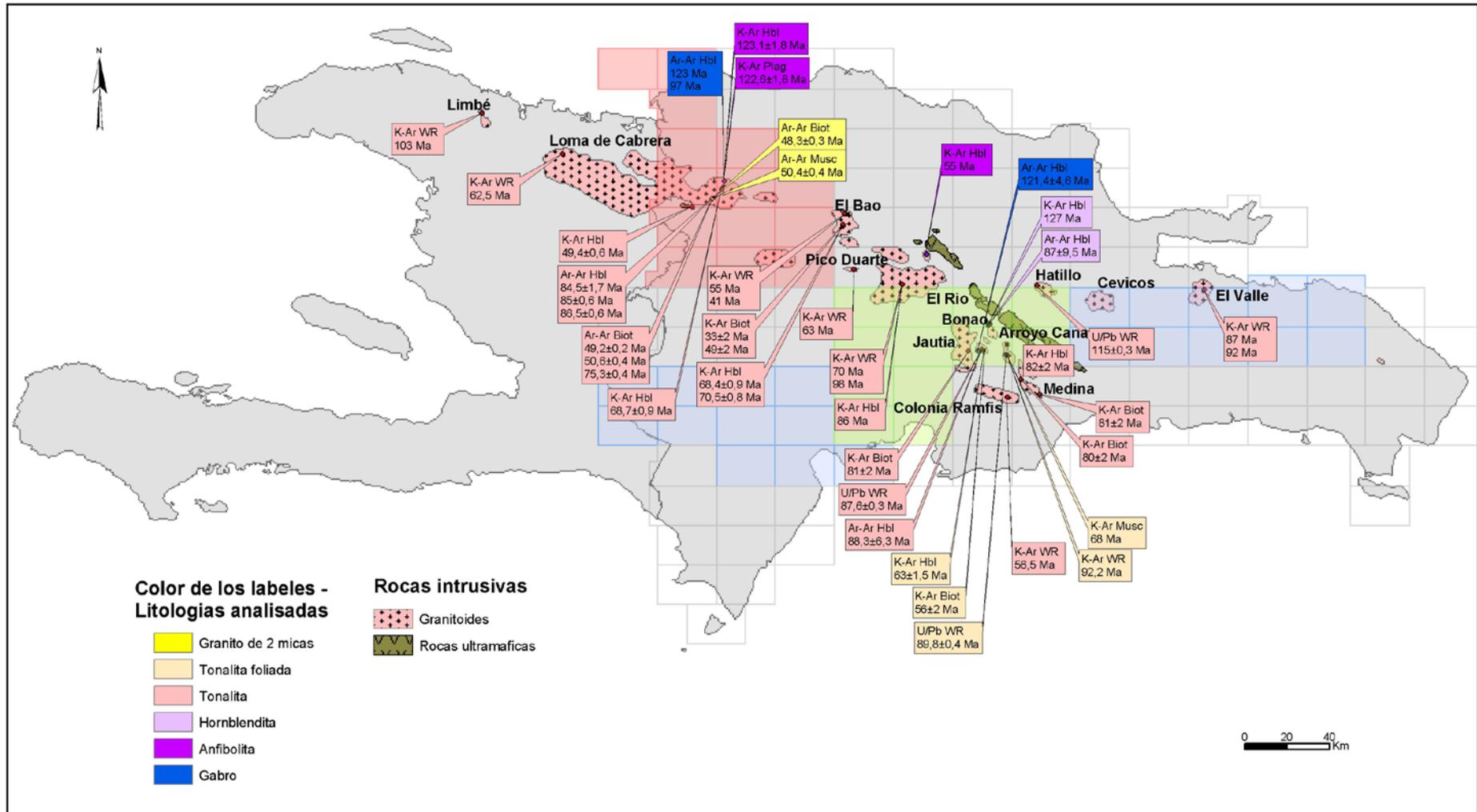


Fig. 10 - Distribución de las rocas intrusivas y dataciones absolutas en la isla de Española

Un pequeño macizo, presentando anfibolitas entre otras facies, dió una edad K-Ar sobre Hornblenda de 55 Ma. Faltan informaciones de la muestra y de su entorno.

Un pequeño cuerpo intrusivo de la hoja de Arroyo Caña (Macizo de la Yautía) de composición gabro-norítica fue datado durante el Proyecto C de Cartografía (Hernaiz Huerta, 2000a). Se trata también de un cuerpo intruyendo las anfibolitas del C. Duarte. La edad Ar-Ar obtenida sobre hornblenda es de $121,4 \pm 4.6$ Ma y se interpretó como la edad de retención de ^{40}Ar .

Justo al Sur del macizo de la Yautía, el pequeño cuerpo intrusivo de Piedra Blanca (hoja de Arroyo Caña) está constituido por hornblendita y tonalita foliada. Las relaciones entre las dos facies no están muy claras. Hernaiz (2000a) describe la hornblendita cortando la tonalita foliada mientras que Bowin (Bowin, 1966) cita unos diques ácidos cortando la hornblendita. La edad obtenida por Martín & Gómez (2000) por Ar-Ar sobre hornblenda es de $87 \pm 9,5$ Ma, mientras que la edad obtenida anteriormente por Bowin (1975) por K-Ar sobre Hornblenda es de 123 Ma.

Al final, excepto para la edad no informada de 55 Ma, la mayoría de estos cuerpos máficos está en relación estrecha con el C. Duarte (cuerpos intrusivos en las metalavas básicas de la Fm Duarte) y da una edad Cretácico Inferior con una ventana estadística más marcada de 121-127 Ma (Valanginiano-Hauteriviano). Esta edad puede corresponder a un evento metamórfico afectando el sustrato de la Española (Kesler *et al.*, 1977b) pero no se excluye que sea representativo del C. Duarte.

3.1.2.2. Intrusivos tonalíticos

A partir de la literatura, se distinguen tonalitas foliadas y no foliadas. Es importante discutir para cada hoja y para cada intrusivo si se trata de un mismo cuerpo, localmente deformado, o de 2 generaciones de intrusiones distintas.

En este párrafo, la discusión se limitará al análisis de las edades obtenidas.

3.1.2.2.1. Intrusivos tonalíticos foliados

Todas las edades obtenidas para los intrusivos tonalíticos foliados provienen de 2 pequeños cuerpos de las cercanías de Bonaó, en la hoja de Arroyo Caña (Fig. 10).

Como lo destacó Hernaiz Huerta (2000a), las edades obtenidas en estas litologías están sujetas a discusión. Las edades antiguas, 127 Ma y 92 Ma, fueron obtenidas por Bowin

(1966) por K-Ar sobre hornblenda y roca total en las facies de anfibolita y hornblendita respectivamente (ver párrafo anterior).

Las edades obtenidas directamente de las tonalitas foliadas son más jóvenes; Kesler *et al.* (1991) obtienen edades entre 56 ± 2 Ma y 68 Ma por K-Ar sobre minerales separados (Tabla 3). Las dataciones realizadas durante el anterior Proyecto C de Cartografía (1997-2000) dan, en cambio, una edad de $89,8 \pm 0,4$ Ma por U/Pb sobre circón y una edad de $84,6 \pm 0,5$ por Ar-Ar sobre muscovita (Hernaiz Huerta, 2000a). Kesler *et al.* (1991) emiten la hipótesis de que las edades más modernas corresponden a un evento térmico post-intrusión y que las tonalitas foliadas preceden ligeramente las no foliadas cuya intrusión esta estimada por sus autores en 80-87 Ma. Hernaiz Huerta (Hernaiz Huerta, 2000a) afirma que las relaciones de terreno excluyen tal edad y estima una edad probable Cretácico Inferior para la intrusión de las tonalitas foliadas.

No se concluirá acerca de la edad de estas tonalitas de forma global, pero se insiste más en la importancia de las relaciones de terreno; para cada intrusivo calificado de foliado es importante saber si existe un gradiente de deformación entre el cuerpo no deformado y una parte deformada y si este intrusivo esta cortado por cuerpos del Cretácico Inferior.

3.1.2.2.2. Tonalitas no deformadas

Las tonalitas no deformadas son los intrusivos más representados y afloran a todo lo largo de la Cordillera Central, desde el macizo de Limbé en Haití, hasta el macizo de Medina al SE de Santo Domingo. La mayoría de las dataciones absolutas disponibles proviene de estas tonalitas no deformadas.

Ocho edades K-Ar sobre roca total provienen de los macizos dispersos a lo largo de la Cordillera Central (Tabla 3, Fig. 10). Los resultados obtenidos varían de 41 a 103 Ma sin organización espacial alguna. Recordar también las tres edades obtenidas por Rb-Sr (Feigenson, 1978) comprendidas entre 50 y 92 Ma; considerando las restricciones emitidas acerca de estos métodos, parece difícil utilizar estos valores.

Batolito de Loma Cabrera

Cribb *et al.* (1989) obtuvieron edades Ar-Ar sobre biotita y hornblenda en las tonalitas; las edades sobre biotita presentan valores comprendidos entre $49,2 \pm 0,2$ y $75,3 \pm 0,4$ Ma, mientras que aquellos sobre hornblenda son notablemente más ancianos y más homogéneos, comprendidos entre $84,5 \pm 1,7$ y $86,5 \pm 0,6$ Ma. La temperatura de cierre del sistema siendo más elevada para la hornblenda que para la biotita, estas edades sugieren la

presencia de dos eventos térmicos: la intrusión de las tonalitas cerca de 85 Ma (Santoniano) y un segundo evento que abrió el sistema de las biotitas a una edad máxima de 49 Ma.

Macizo de El Bao

Kesler *et al.* (1991) obtuvieron edades K-Ar sobre biotita y hornblenda en el macizo de El Bao. Una vez más, las dos edades sobre biotita (33 ± 2 y 49 ± 2 Ma) son más jóvenes que las obtenidas sobre hornblenda ($68,4 \pm 0,9$ y $70,5 \pm 0,8$ Ma) lo que sugiere de nuevo la presencia de 2 eventos térmicos.

Macizo de El Río

Bowin (1975) obtuvo una edad de 86 Ma por K-Ar sobre hornblenda concordando con las edades obtenidas en el batolito de Loma Cabrera.

Macizo de La Jautía

Los 2 pequeños cuerpos están agrupados bajo el nombre de La Jautía. Tres edades obtenidas por técnicas diferentes son muy parecidas: 81 ± 2 Ma obtenida por K-Ar sobre Biotita (Kesler *et al.*, 1991), $87,6 \pm 0,3$ Ma por U/Pb sobre circón y $88,3 \pm 6,3$ Ma por Ar-Ar sobre Hornblenda (Hernaiz Huerta, 2000a).

Macizo de Medina

Kesler *et al.* (1991) obtuvieron 2 edades K-Ar sobre biotita respectivamente a $81,3 \pm 2$ Ma y 80 ± 2 en el macizo de Medina.

Al final, en lo que se refiere a las tonalitas de la Cordillera Central, se distingue:

- un primer grupo de edades comprendidas entre 80 y 88 Ma; encontradas sistemáticamente a lo largo de la Cordillera; estas edades marcan probablemente las intrusiones tonalíticas.
- un segundo grupo de edades, comprendidas entre 49 à 75 Ma, menos representadas y, sobre todo, procedentes de dataciones K-Ar sobre biotita y en una menor medida sobre hornblenda; estas edades corresponden, probablemente, a la apertura del sistema de la biotita (pérdida de ^{40}Ar) después de un nuevo evento térmico cuya edad máxima sería de 49 Ma.

3.1.2.3. Aplitas con dos micas

La parte norte del macizo de Loma Cabrera está atravesado por un conjunto de diques leucócratos, descritos como leucotonalitas por Cribb *et al.* (1989). Estos diques

corresponden a menudo a aplitas con dos micas, cortando también la tonalita, las gabrodioritas y las anfibolitas del C. Duarte. La composición hiperaluminosa, marcada por la muscovita, hace pensar que las aplitas no son cogenéticas de las tonalitas (de composición meta-aluminosa). Dos edades obtenidas por Ar-Ar sobre biotita y muscovita, a partir de la misma muestra, dan valores cercanas y coherentes de $48,3 \pm 0,3$ Ma y $50,4 \pm 0,4$ Ma (Cribb *et al.*, 1989).

3.1.2.4. Síntesis

Como conclusión, resalta del análisis de las dataciones procedentes de los intrusivos de la Cordillera Central que se pueden individualizar tres eventos térmicos distintos que dan lugar a los siguientes productos:

- Los intrusivos máficos, de edad Valanginiano – Hauteriviano (Cretácico Inferior), más bien localizados en la parte norte del eje intrusivo y en relación estrecha con el C. Duarte (cuerpos intrusivos en las metalavas básicas del C. Duarte). Si Kesler *et al.* (1977b) consideran que no se deben poner en relación con el C. Duarte, no hay evidencia para excluirlo, por lo menos por la edad del metamorfismo del C. Duarte y por la edad del C. Duarte; serán necesarios datos geoquímicos suplementarios para decidir.
- Las tonalitas no foliadas, de edades comprendidas entre 80 y 88 Ma, (de acuerdo con Kesler *et al.*, 1991), intrusivas a lo largo de la Cordillera Central, sin diacronismo observable. Las dataciones de las tonalitas foliadas muestran una variación de edades de 56 Ma hasta 89 Ma. Estas edades son compatibles con las edades de las intrusiones de tonalitas no deformadas. Los argumentos de terreno y de geoquímica parecen necesarios, caso por caso, para precisar si estas tonalitas son singenéticas de sus equivalentes no deformadas. Las edades más jóvenes, entre 49 y 75 Ma, obtenidas con las tonalitas no deformadas, podrían estar ligadas a una reapertura del sistema, durante una tercera fase intrusiva.
- Este tercer evento magmático podría corresponder a la intrusión de una fase peraluminosa (diques de aplitas con 2 micas), con edades comprendidas entre 48 y 50 Ma) concordantes con las edades rejuvenecido de las tonalitas.

El conjunto de esta interpretación debe confrontarse con los datos de campo (ver capítulo 3.1.3.) y con las dataciones realizadas durante este proyecto (capítulo 3.4.).

Los intrusivos relacionados con el batolito de Loma Cabrera cubren casi la mitad de la hoja al sur de la banda del C. Duarte. Se distingue :

- Tonalita con anfíbol \pm biotita,
- Tonalita con anfíbol \pm biotita, foliada milonitizada,
- Diorita y cuarzo-diorita con anfíbol \pm biotita. Segregación de hornblendita,
- Gabro y gabro-diorita
- Dique basáltico a microdiorítico
- Dique félsicos
- Dique y sill leucogranítico y aplopegmatítico

3.1.3. Rocas intrusivas y filonianas de la Hoja de Santiago Rodriguez

3.1.3.1. (4) Tonalita con anfíbol \pm biotita (4a) y Tonalita con anfíbol \pm biotita foliada milonitizada

Las tonalitas con anfíbol \pm biotita son la litología más representada de la hoja con el 25% de la superficie. Afloran en tres sectores principales. El más importante ocupa el cuarto SO de la hoja con cerca de 70 Km². Dos sectores más pequeños (cerca de 10 Km²) afloran al S y SE del mapa. Estas tonalitas corresponden a las colinas (Foto 54) que se distinguen de las lomas más abruptas correspondiendo a las rocas máficas y ultramáficas (dioritas, ultrabasitas, C. Duarte) y de la llanura sedimentaria del N. Las tonalitas intruyen el C. Duarte desarrollando un metamorfismo de contacto ya comentado (cf. § 2.1.3.1.).



Foto 54 - Paisaje típico de la tonalita. Lomas suaves con bolas de tonalita (Lat= 19,40113 ; Long=-71,39372)



Foto 55 - Textura típica de las Tonalitas de anfíboles \pm biotitas (Lat= 19,39427 ; Long=-71,38709)



Foto 56 - Tonalita con anfíbol deformada, con crecimiento de megabiotita en el plano de la foliación
(Lat= 19,42486 ; Long=-71,39815)

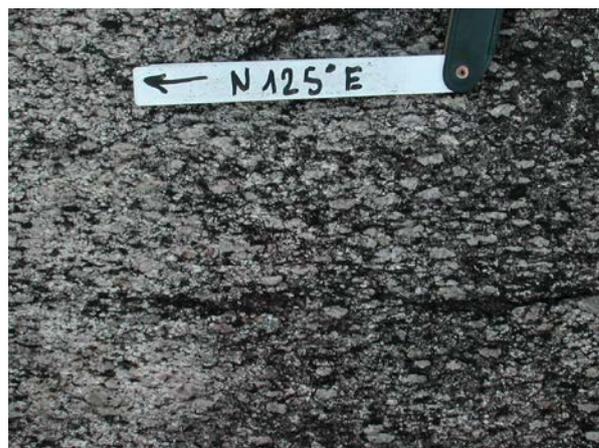


Foto 57 - Tonalita milonitizada
(Lat= 19,36509 ; Long=-71,42224)

Los datos de la geofísica aerotransportada, campo magnético y espectrometría K y Th, muestran señales relativamente heterogéneas al nivel de las tonalitas cartografiadas.

- El campo magnético reducido al polo muestra una anomalía positiva para las tonalitas del cuarto SO. Al contrario, los afloramientos del S y SE se caracterizan por anomalías negativas.
- Los datos espectrales K y Th permiten diferenciar las tonalitas de los demás intrusivos con la presencia de anomalías positivas del Th y K, excepto para las tonalitas del SE.

Los afloramientos de tonalitas situados a más de 400 m de altitud están afectados por una fuerte meteorización con saprolitización rojiza y alteración/erosión en forma de piel de cebolla (Foto PU9065).

Los afloramientos frescos se encuentran en los cauces de los ríos principales (Río Guayubin, Río Inaje, Arroyo Los Corrositos, etc.). Las muestras para análisis se pueden recoger en los bloques de alteración en las cimas de las lomas.

Las tonalitas son relativamente leucocrátas, en general de color gris. La mineralogía observable es muy homogénea, cuarzo, plagioclasa, anfíbol y localmente biotita. Al contrario, las texturas y las proporciones relativas de los minerales varían.

En general, se observa una textura magmática heterogranuda, de grano medio, localmente isogranular o porfídica con fenocristales centimétricos de plagioclasa y/o cuarzo globular centimétrico (Foto 55).

Las variaciones de las proporciones minerales subrayan los cambios entre facies leucocratas y más mesocratas (dioritas cuarzíticas). Una red de fracturas « secas » o abiertas, con relleno félsico, corta las tonalitas. A menudo, se observa una epidotización

importante de las fracturas con una franja centimétrica a decimétrica de epidotización pervasiva en la tonalita. Una orientación magmática preferencial está subrayada localmente por los anfíboles, sin que estas observaciones muy puntuales permitan definir una arquitectura de los macizos.

Localmente, las tonalitas presentan una deformación subsólida penetrativa, marcada por el desarrollo de una foliación más o menos intensa. Así, se observa, a lo largo de las fallas ONO-ESE, de Palo Blanco-El Fundo, una foliación subvertical, en una banda de potencia decamétrica a kilométrica. Se nota el desarrollo de megabiotitas que pueden alcanzar dos a tres centímetros en el plano de foliación (Foto 56). La milonitización de la tonalita se observa muy bien a lo largo del contacto NE-SO entre la tonalita y el conjunto diorita/esquistos verdes/anfibolitas, en Los Magueyes y La Piña Abajo (Foto 57). La foliación disminuye hacia el centro del macizo y cerca del contacto Sur, donde presenta un cambio de dirección hacia el OSO-ENE.

En el contacto Norte de la tonalita con las dioritas y las anfibolitas del C. Duarte, se observa, puntualmente, una foliación del mismo tipo, paralela a dicho contacto.

La transición entre tonalita deformada y no deformada es siempre gradual. Por lo cual, no conviene distinguir los dos tipos de tonalitas. Las estructuras se interpretaran en el capítulo 4.3.1.3.

Al microscopio, las tonalitas no deformadas presentan en general una textura heterogranular, localmente porfídica con desarrollo de grandes fenocristales de plagioclasa. Están constituidas de plagioclasa, cuarzo y hornblenda. La biotita aparece localmente como mineral esencial. El feldespato potásico nunca ha sido observado.

La plagioclasa es automorfa o subautomorfa con una zonación oscilatoria y borde más albitico. A veces, esta zonación es más compleja, con figuras de corrosión en el centro. Localmente contiene pequeñas hornblendas verdes automorfas. La alteración de la plagioclasa se caracteriza por el desarrollo de pequeñas sericitas y granos de epidota. El anfíbol es una hornblenda verde en general subautomorfa a xenomorfa. Contiene a menudo pequeños cristales de plagioclasa. Raras veces, se observan reacciones simplécticas al contacto hornblenda/cuarzo, así como relicas de clinopiroxeno en el centro de las hornblendas.

La hornblenda alterada presenta a menudo una retromorfosis en anfíboles de segunda generación y desarrollo de clorita.

Cuando está presente, la biotita es siempre minoritaria respecto a la hornblenda con la cual se agrega y frecuentemente está transformada en clorita.

Anfíboles y biotitas son las fases más ricas en elementos accesorios, constituidos por opacos (magnetita-ilmenita ?), apatita, circón y a veces esfena y monacita.

El cuarzo aparece en general en agregado policristalino, a veces en pequeños cristales globulares intersticiales. Frecuentemente, una ligera extinción ondulante traduce una deformación débil. En raros casos, se inicia una textura gráfica.

Según la clasificación de Streckeisen, se trata en general de tonalitas, con algunas dioritas cuarzíticas cuando la proporción de cuarzo es inferior al 20%.

Las tonalitas afectadas por una foliación subsólidas presentan globalmente la misma mineralogía pero las fases minerales están deformadas hasta la obtención de una textura lepidoblástica. En este caso, se forma un bandeo de cuarzo recristalizado. Las biotitas principalmente y los anfíboles, presentan flexiones de los clivajes en el estado menos deformado y moldes de los porfiroblastos de plagioclasa o cuarzo en el estado más avanzado de la deformación. La deformación alcanza el estado de desarrollo de las estructuras C/S a lo largo del contacto NE-SO entre la tonalita y el conjunto dioritas/esquistos verdes/anfibolitas.

En la zona foliada con megabiotitas en el plano de foliación, dichas biotitas son pecioloblásticas e incluyen fenocristales de plagioclasa y anfíbol.

3.1.3.2. (5) Tonalita con anfíbol ± biotita rica en enclaves máficos

La tonalita descrita anteriormente presenta una facies particular al contacto con el encajante, diorítico, anfibolítico o esquistos verdes. En efecto, si la naturaleza de la roca no cambia, esta facies se caracteriza por la abundancia de enclaves de rocas encajantes (Foto 58).

Localmente, estos enclaves alcanzan el 50%. Presentan :

- Contactos nítidos con la tonalita, que dan un aspecto de "jigsaw breccia" a la roca, o
- Contactos más difusos, con enclaves alargados paralelamente al contacto y más o menos asimilados por la tonalita. El estado último corresponde a verdaderos "schlierens" en la tonalita. En este caso, la asimilación del material máfico da a la tonalita una composición más máfica con un enriquecimiento en anfíboles.

Se trata de una facies de borde con localmente enclaves, "roofs" o inicio de un proceso mecánico de asimilación caracterizado por un "magma mingling". Muestra claramente que las tonalitas del batolito de Loma Cabrera son posteriores e intruyen las rocas del C. Duarte y las dioritas del batolito mismo. Aunque sea parte integrante de las tonalitas, esta facies ha sido individualizado cartográficamente cuando la amplitud del fenómeno y la concentración de los enclaves lo permitían.

3.1.3.3. (3) Diorita y cuarzodiorita con anfíbol \pm biotita

Las dioritas con anfíbol \pm biotita corresponden a la segunda facies intrusiva más representada del batolito de Loma de Cabrera; cubren el 17% de la superficie de la hoja y representan el 40% de las rocas del batolito.

Cartográficamente, se han distinguido: dioritas, dioritas cuarzíticas con anfíbol y biotita.

En la topografía, las dioritas, al contrario de las tonalitas, forman, en general, relieves o cambios de pendientes. Están, de hecho, en posición de inversión de relieve respecto a las tonalitas más recientes. Los contactos muestran que las tonalitas intruyen sistemáticamente las dioritas, con enclaves de dioritas en las tonalitas. Las dioritas intruyen las anfibolitas con “roofs pendant” de anfibolitas en las dioritas.



Foto 58 - GS9435 Tonalita rica en enclaves



Foto 59 - Diorita de grano fino
(Lat= 19,34883 ; Long=-71,38548)

Las dioritas son las rocas del batolito que presentan las más fuertes anomalías positivas del campo magnético reducidas al polo, asociadas con anomalías negativas de K y Th.

Se trata, en general, de rocas granudas, con grano fino a medio, mesocratas a melanocratas, caracterizadas por la riqueza en anfíbol (Foto 59). El cuarzo está localmente presente en cantidades muy pequeñas.

La roca ha sufrido localmente una deformación dúctil, como es el caso en el contacto, descrito anteriormente, entre la tonalita milonitizada y la diorita de los Magueyes y la Piña Abajo.

Al microscopio, se trata de rocas intrusivas de composición intermedia con textura granuda equigranular media a fina, sin orientación preferencial. La plagioclasa automorfa presenta una zonación oscilatoria y un borde externo con contornos frecuentemente irregulares. La sericitización y epidotización marcan la alteración de la plagioclasa. Se trata de andesina o, en algunas láminas delgadas, de bitownita. En este caso, la roca tendría que clasificarse como gabro, pero en la mayoría de los casos, se trata efectivamente de una diorita o incluso de una diorita cuarzifera y raramente de diorita cuarzítica.

El anfíbol es una hornblenda verde, subautomorfa a xenomorfa, frecuentemente agregada. Grandes cristales marcan una textura subofítica con la hornblenda pecilítica que engloba pequeños cristales automorfos de plagioclasa. En raros casos, se ha identificado clinopiroxeno en el centro de la hornblenda; las variaciones texturales y el pleocroismo de las hornblendas sugieren que el clinopiroxeno, inicialmente más frecuente, ha sido retromorfozado en anfíbol. La hornblenda presenta, a menudo, bordes retromorfozados en anfíbol secundaria. La biotita es generalmente ausente. Cuando aparece, está asociada y dominada por la hornblenda. Su alteración en clorita es frecuente. Cuando está presente, el cuarzo es tardío, intersticial o en pequeños agregados policristalinos aislados. Los minerales accesorios son opacos (magnetitas probables), esfena y raramente apatita.

3.1.3.3.1. Diorita El Pino

La diorita El Pino aflora en la esquina NO de la Hoja, cerca del pueblo El Pino, situado 5 Km al NO de Los Almacigos. Cubre el 4% de la superficie de la Hoja. Se distingue de las dioritas anteriores por las siguientes características:

- Se marca por una anomalía magnética negativa y una anomalía Th positiva.
- En topografía, corresponde a la depresión más marcada del conjunto batolítico, aún más marcada que las de las tonalitas.
- Es una diorita mesócrata con anfíboles. La textura es particular, granuda de grano grueso a veces medio, con una orientación magmática linear, subrayada por la orientación preferencial de los anfíboles finos milimétricos.
- Aunque las demás dioritas no han sido verdaderamente datadas, hay que notar la edad Cretácico Inferior (123 Ma, cf. § 2.1.3.1.2. et tab 1) obtenida con una muestra de esta facies (com. Oral J. Lewis).

A menudo, tramos métricos de hornblendita se observan en esta diorita. Los anfíboles pueden ser centimétricos. En algunos afloramientos (cf. 01GS9240), se nota un aumento gradual en 1 o 2 m, de la riqueza en anfíboles y del tamaño de los cristales, desde la facies diorítica hasta la facies hornblendítica, como si se tratara de una segregación cumulativa.

Como en las demás facies dioríticas, las relaciones de campo muestran que la diorita de El Pino, intruye las anfíbolitas del C. Duarte y están intruidas por las tonalitas. El enjambre de diques y sills leucograníticos y aplopegmatíticos corta el conjunto diorita/tonalita.

No se nota metamorfismo de contacto entre las dioritas-hornblenditas y las anfíbolitas de la Fm Duarte. Por el contrario, existe un metamorfismo de contacto importante entre las tonalitas y las anfíbolita.

Teniendo en cuenta la particularidad de esta facies diorítica respecto a las demás dioritas del batolito Loma Cabrera, y la edad conocida para esta facies, se plantea el hecho de saber si esta diorita está relacionada con el Batolito Loma Cabrera o con el C. Duarte. A la espera de nuevos datos geoquímicos y dataciones, la segunda hipótesis parece más probable

3.1.3.4. (2) Gabro

Los gabros corresponden a una facies menor del batolito de Loma Cabrera en la de Hoja Santiago Rodríguez. Solo representan el 2% de la superficie de la Hoja y el 4% de la del batolito.

Afloran en general de 2 maneras:

- Cuerpos alargados, estirados paralelamente a la estructuración principal, intruyendo las tonalitas y dioritas. Están en este caso localizados a proximidad del contacto Sur de la anfíbolitas del C. Duarte con el batolito. Por otro lado están asociados con rocas ultrabásicas.
- 2 pequeños cuerpos circulares, intruyendo respectivamente la tonalita y la diorita

En general, están asociados a anomalías negativas del Th y K. La firma magnética es positiva o negativa, probablemente debido al pequeño tamaño de estos intrusivos respecto al espaciamiento de las líneas de vuelo.

Los gabros son siempre melanócratos y competentes y forman relieves en la topografía.

En todos los casos, son anteriores a las tonalitas y dioritas, que los intruyen.

En el caso de los cuerpos alargados y asociados a las rocas ultramáficas, se observa un litage composicional con alternancias centimétricas a decimétricas de bandas melanócratas,

ricas en piróxeno y anfíbol, y bandas más mesócratas enriquecidas proporcionalmente en plagioclasa.

Al contacto con las tonalitas, se observa a menudo figuras reaccionales entre las tonalitas y las facies máficas (ver 2.1.3.1.4.).

Al microscopio, se confirma el bandeo de hornblenda verde y plagioclasa. Además de este bandeo composicional, los cristales de hornblendas tienen una orientación preferencial nítida. La hornblenda verde presenta bordes retromorfosados en anfíboles secundarios. Localmente, aparece un bandeo de cuarzo policristalino recristalizado. En otros casos, el gabro puede ser calificado de transicional entre un gabro y una roca ultramáfica. La textura magmática primaria granuda equigranular está preservada y muestra carácter de cumulado.

Al contrario, la paragénesis primaria está casi totalmente transformada por una paragénesis secundaria hidratada de baja T. La roca constituida principalmente por anfíbol presenta relicas de clinopiroxeno y plagioclasa y muy raramente de ortopiroxeno. Los ferromagnesianos presentan el borde, o la totalidad de los cristales, retromorfosados en agregados de mica blanca, clorita y opacos, formando localmente una textura coronaria. La plagioclasa está también totalmente transformada en este tipo de agregado.

La asociación, al menos al nivel local, de estos gabros con las rocas ultramáficas plantea de nuevo el problema de la relación de los gabros con el Batolito Loma Cabrera con el C. Duarte: estos cumulos pueden corresponder a la base de la cámara magmática del Batolito Loma Cabrera a una facies intrusiva máfica de la meseta oceánica representada por el C. Duarte.

3.1.3.5. Diques relacionados al batolito de Loma de Cabrera

Diques con potencia máxima métrica y composición dacítica a andesítica, cortan principalmente las facies tonalíticas, pero también los demás intrusivos y el C. Duarte. En las tonalitas, esta red de diques competentes favorece la formación de pequeñas lomas en la topografía. Las direcciones principales varían de N20°E a N70°E.

3.1.3.5.1. (6) Diques máficos

Los diques de metabasaltos doleríticos, raramente microgabros, son de color oscuro, verde a azul, con textura afanítica, localmente porfídica (Foto 4 y Foto 61). Cortan las facies del BLC tal como los esquistos verdes y anfíbolitas del C. Duarte. Un buen ejemplo aflora en el Río Guayubin, al norte del Arroyito. No presentan la fuerte deformación que se puede ver habitualmente en el C. Duarte.

Al microscopio, la mineralogía de los diques doleríticos está formada por plagioclasa, piróxeno y/o hornblenda (a veces, no se pueden distinguir los diferentes ferromagnesianos), en una matriz afanítica con microlitos de plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. Los ferromagnesianos primitivos están reemplazados por agregados de clorita, sericita y anfíbol (tremolita-actinolita). También se observan rellenos de calcita y clorita.

Muchas veces, como al afloramiento, no se nota la deformación y las rocas se clasifican como doleritas con textura ofítica. La alteración hidrotermal es responsable del relleno de las vesículas o pequeños huecos.

3.1.3.5.2. (7) Diques félsicos

Los diques félsicos son de color beige muy claro, con una textura en general afanítica en la cual sólo se notan algunos raros feldespatos y/o cuarzos globulares (Foto 60). Esta matriz afanítica permite distinguirlos de los diques aplíticos o aplopegmatíticos enteramente cristalizados.

Localmente, los diques félsicos y máficos asociados forman enjambres relativamente densos (espaciamento métrico a pluridecamétrico). Es el caso cerca de La Abanzada (carretera El Pino-La Peñita), al NO de la Hoja y cerca de Jagua-Manuel Buena, al SO de la Hoja.

Al microscopio, los raros fenocristales de cuarzo y plagioclasa están inmersos en una matriz muy finamente cristalizada cuyos minerales magmáticos son cuarzo y plagioclasa. No se observan minerales ferromagnesianos magmáticos.

La composición es dacítica a riolítica.

La alteración es frecuente y se caracteriza por el desarrollo de sericita, constituyente predominante de la matriz, y epidota.

La deformación se nota por la extinción ondulante del cuarzo. A veces se observa un estiramiento de los fenocristales de plagioclasa que se podría relacionar con la intrusión del dique más que con la deformación regional (el intrusivo encajante a menudo no ha sufrido una deformación).

3.1.3.5.3. (8) Diques indiferenciados (félsicos o máficos)

La comparación entre las observaciones de campo, las fotos aéreas y la imágenes de satélite han permitido completar la cartografía de los diques. Sin embargo, en las imágenes, los diques félsicos y básicos presentan la misma firma, por lo cual han sido calificados de indiferenciados.

En conclusión, el conjunto de diques podría corresponder, al menos por una parte, a las chimeneas de alimentación de las facies volcánicas de la Fm Tireo, hoy en día erosionada al nivel del batolito.

3.1.3.5.4. (9) Diques y sill leucograníticos y aplopegmatíticos

Un enjambre de diques y sills leucogranítico y aplopegmatíticos, sin dirección preferencial aparente, ha sido cartografiado al N del batolito Loma Cabrera, en la parte O de la Hoja. Afecta y corta el batolito (tonalitas, dioritas y diques asociados), las anfibolitas y las rocas ultrabásicas ligadas al C. Duarte.

La potencia de estos diques es centimétrica a plurimétrica. La densidad media de la red es fuerte y frecuentemente se observan diques con espaciamentos decimétricos a plurimétricos (Foto 63).

Con una potencia tan débil, es imposible cartografiar individualmente estos diques a la escala 1/50 000. Para no perder información, se ha optado por una representación con una trama correspondiendo a la zona enriquecida en diques.



Foto 60 - Textura de un dique félsico (riolítico) cortando la tonalita
(Lat= 19,43918 ; Long=-71,42898)



Foto 61 - Dique máfico cortando la tonalita
(Lat= 19,43789 ; Long=-71,43338)



Foto 62 - Textura de los diques aplopegmatíticos cortando la tonalita
(Lat= 19,37441 ; Long=-71,45541)



Foto 63 - Tonalita cortada por enjambre de diques aplopegmatíticos
(Lat= 19,41797 ; Long=-71,45825)

La roca es leucocrata a hololeucocrata, a menudo con textura aplítica. Sin embargo, se observan variaciones importantes de texturas, desde aplítica hasta pegmatítica (Foto 62). Localmente, existe una textura bandeada. Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, biotita y a menudo moscovita. La presencia de dos micas muestra claramente que la roca no tiene la composición meta-aluminosa de las tonalitas, sino una tendencia hiperaluminosa. Las observaciones de campo precisan que se trata de la facies intrusiva la más tardía, que probablemente caracteriza un evento magmático tardío datado de 48-50 Ma (ver § 3.1.2.4.).

3.2. Geoquímica

Para la realización del presente estudio, se recogieron muestras representativas de cada unidad geológica, macizo o evento ígneo, con el objetivo de su caracterización geoquímica, de interpretar su entorno tectonomagmático de formación y de obtener y establecer un mejor control estratigráfico de la zona.

Después de una presentación de las técnicas analíticas utilizadas, cada conjunto litotectónico se describirá en términos geoquímicos. Para un mejor entendimiento, se utilizará la totalidad de las muestras del proyecto K y no solamente las de la hoja.

3.2.1. Técnicas Analíticas y método de trabajo

Las muestras fueron inicialmente machacadas, cuarteadas a 250 grs y pulverizadas en un molino de ágata hasta que el 95% de la muestra pasara por la malla 150 (106 micras), en los talleres del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid. El polvo fue enviado para proceder a el análisis químico de elementos mayores, traza y tierras raras a ACME Laboratories (Vancouver, Canadá). Los elementos (y límites de detección) analizados por ICP (inductively coupled plasma) mediante fusión con LiBO_2

fueron: SiO₂ (0.02%), Al₂O₃ (0.03%), Fe₂O₃ (0.04%), CaO (0.01%), MgO (0.01%), Na₂O (0.01%), K₂O (0.04%), MnO (0.01%), TiO₂ (0.01%), P₂O₅ (0.01%), Cr₂O₃ (0.001%), LOI (0.1%), C (0.01%), S (0.01%), Ba (5 ppm), Ni (30 ppm), Sc (1 ppm), Sr (10 ppm), Y (10 ppm) y Zr (10 ppm). Los elementos (y límites de detección) analizados por ICP-MS (inductively coupled plasma mass spectrometry) mediante fusión con LiBO₂ fueron: Ag* (0.1 ppm), As* (1 ppm), Au* (0.5 ppb), Ba (0.5 ppm), Bi* (0.1 ppm), Cd* (0.1 ppm), Co (0.5 ppm), Cs (0.1 ppm), Cu* (0.1 ppm), Ga (0.5 ppm), Hf (0.5 ppm), Hg (0.1 ppm), Mo* (0.1 ppm), Nb (0.5 ppm), Ni* (0.1 ppm), Pb* (0.1 ppm), Rb (0.5 ppm), Sb* (0.1 ppm), Se (0.5 ppm), Sn (1 ppm), Sr (0.5 ppm), Ta (0.1 ppm), Th (0.1 ppm), Tl* (0.1 ppm), U (0.1 ppm), V (5 ppm), W (0.1 ppm), Y (0.1 ppm), Zn* (1 ppm), Zr (0.5 ppm), La (0.5 ppm), Ce (0.5 ppm), Pr (0.02 ppm), Nd (0.4 ppm), Sm (0.1 ppm), Eu (0.05 ppm), Gd (0.05 ppm), Tb (0.01 ppm), Dy (0.05 ppm), Ho (0.05 ppm), Er (0.05 ppm), Tm (0.05 ppm), Yb (0.05 ppm) y Lu (0.01 ppm). (*) Los metales preciosos y metales de base fueron determinados a partir de una digestión en agua regia. El error analítico fue determinado a partir de análisis realizados en una roca patrón estándar.

El Fe procedente de los análisis fue Fe₂O_{3t} (Fe total como Fe₂O₃), por lo que fue recalculado como $Fe_2O_{3t} = Fe_2O_3 + FeO \times 1,11135$ y $FeO_{calc} = FeO / (FeO + Fe_2O_3)$. Todas las muestras fueron recalculadas a una base anhidra, si la suma de los elementos mayores (SiO₂ a P₂O₅) fue menor de 99,98%. El número de Mg, o Mg#, fue calculado como $100 \cdot mol\ MgO / (mol\ MgO + mol\ FeO_t)$, donde $FeO = 0.8 \times Fe_2O_{3t}$ y $Fe_2O_3 = 0,2 \times Fe_2O_{3t}$. Las composiciones de referencia utilizadas para la condrita (C), el manto primordial (MP), y los basaltos promedio N-MORB, E-MORB y OIB son propuestas por Sun y MacDonough (1989).

Gran parte de las rocas volcánicas y plutónicas estudiadas han experimentado procesos de alteración tardi- y post-magmática, así como un metamorfismo de baja-T en condiciones propias de la facies de los esquistos verdes y subesquistos verdes, que han modificado las concentraciones primarias de varios elementos mayores y traza. Por ejemplo, en el diagrama K₂O+Na₂O *versus* K₂O/(K₂O+Na₂O) de Hughes (1973), que puede ser utilizado para visualizar rocas espilitizadas o que han sufrido un metasomatismo potásico, gran parte de las rocas caen fuera del campo de los basaltos “normales” sin alteración. Por ejemplo, resulta frecuente que las tobas hayan experimentado un extenso metasomatismo potásico. Por otro lado, algunos elementos mayores (Si, K, Na y Ca) y trazas (Cs, Rb, Ba y Sr) son fácilmente movilizados durante la deformación y el metamorfismo. Por lo tanto, la interpretación geoquímica basada en estos elementos plantea muchas incertidumbres y

puede ser fuente de errores en la interpretación. Sin embargo, resulta improbable que los Mg# relativamente altos obtenidos se atribuyan a procesos post-deposicionales, ya que ha sido demostrado que la relación MgO/FeO no cambia significativamente durante la alteración espilitica en el fondo oceánico (Humphris & Thompson, 1978), reflejando los Mg# obtenidos por tanto los procesos ígneos primarios. Análogamente, muchos investigadores concluyen que los *high field strength elements* (HFSE: Nb, Ta, Y, Zr, Hf, TiO₂), el Th, los elementos de transición (Cr, Ni, V, Sc) y las tierras raras (*rare earth elements*; REE) son esencialmente inmóviles en un amplio rango de condiciones metamórficas (Pearce, 1975; Ludden *et al.*, 1982). Por lo tanto, la clasificación de las rocas ígneas estudiadas, su asignación a determinadas series magmáticas, la interpretación petrogenética y el establecimiento de un posible entorno tectonomagmático de formación, están basadas en este trabajo en las variaciones de estos elementos.

Con el fin de caracterizar los diferentes grupos geoquímicos de rocas se han utilizado diagramas extendidos de tierras raras (REE) normalizados respecto al Manto primordial (MP; Sun & McDonough, 1989), los cuales proporcionan un método útil de comparar estas rocas entre sí y respecto a otros tipos de rocas similares. Estos diagramas también proporcionan información de los procesos petrogenéticos que han tenido lugar, ya que la concentración de elementos traza y REE (ordenados en un orden de incompatibilidad decreciente con respecto a la lherzolita) cambia de forma predecible durante los procesos de fusión y cristalización fraccionada.

La comparación geoquímica inicial de las rocas de las diferentes unidades geológicas y formaciones litoestratigráficas del Proyecto K, revela la existencia de una gran variación tanto la abundancia de elementos traza como en el tipo de diagrama de REE extendido resultante al normalizar los análisis respecto al manto primordial, incluso en rocas con un similar grado de fraccionación (o de Mg#). En una primera aproximación, las rocas pueden clasificarse como de origen relacionado con un arco magmático o no relacionado con procesos de subducción, en base a la presencia o no de una anomalía negativa de Nb (y de Ta). Como las tierras raras pesadas (HREE) y los HFSE (Ti, Zr, Hf, Ta y Nb) no resultan afectados por el componente relacionado con subducción en magmas de arco (Pearce & Peate, 1995), estos elementos pueden ser utilizados como una guía de la composición del manto del cual derivaron las rocas magmáticas estudiadas. En los diagramas extendidos de REE, la pendiente negativa de los HFSE aumenta con el grado de empobrecimiento del manto y la abundancia de las HREE (a grados equivalentes de fraccionación) refleja

cuantitativamente el grado de fusión parcial. Estos aspectos importantes de los diagramas de REE extendidos quedan reflejados en relaciones de elementos trazas normalizados respecto al MP (recogidas en las Tablas del Anexo): la relación $(Zr/Sm)_N$ refleja la naturaleza de la anomalía del Zr (y Hf) y la relación $(La/Yb)_N$ refleja el grado de enriquecimiento o empobrecimiento en las tierras raras ligeras (LREE). Valores bajos de ambas relaciones indican una fuente mantélica más empobrecida, previamente al metasomatismo en el manto relacionado con los procesos de subducción. El Mg# y el contenido en TiO_2 proporcionan de forma cuantitativa información sobre el grado de fraccionación y empobrecimiento de la fuente, respectivamente, excepto cuando las anomalías positiva o negativa del Ti en el diagrama de REE extendido indica que el contenido en Ti ha sido afectado por procesos de fraccionación cristalina.

La relación de muestras estudiadas de cada episodio, junto con algunos parámetros geoquímicos, están disponibles en los informes correspondientes (Escuder Viruete, 2004).

3.2.2. Complejo Duarte

Draper & Lewis (1991b) y Lewis & Jiménez (1991) consideraron al C. Duarte como una isla oceánica o *plateau* oceánico Jurásico Superior-Cretácico Inferior, modificado por el magmatismo de arco isla Cretácico Superior-Eoceno.

Lapierre et al. (1997, 1999) reconocen en el área de Juncalito-Jánico-La Vega cuatro unidades en el C. Duarte: una potente pila de basaltos ricos en Mg, anfibolitas y gneises anfibólico-epidóticos imbricados tectónicamente con los basaltos ricos en Mg, basaltos masivos y almohadillados asociados con cherts de edad Jurásico Superior (160-149 Ma; Montgomery *et al.*, 1994), y una peridotita serpentinizada intruida por diques doleríticos. Según estos autores, el C. Duarte está tectónicamente superpuesto en el sector de Bonaó, por las diabasas, basaltos y cherts de la Fm Siete Cabezas, que contienen radiolarios de edad Cenomaniano a Santoniano (97-83 Ma; Mercier de Lepinay, 1987). Las edades Ar-Ar de $86 \pm 1,4$ Ma obtenidas a partir de hornblendas de cumulos y anfibolitas del complejo, permite a estos autores proponer una contemporaneidad del C. Duarte con las toleitas de plateau oceánico del Plateau Oceánico Caribeño-Colombiano (o Provincia Ígneo Cretácica Caribeño-Colombiana -PICCC- de Kerr *et al.*, 1997b) aflorante en numerosos puntos del Caribe y Centro América. Sin embargo, en un trabajo posterior, Lapierre et al. (2000) reconocen la presencia de numerosos eventos de pluma en la génesis del PICCC durante todo el Cretácico. Los datos isotópicos Sr-Nd disponibles del Complejo ($+5,3 < \epsilon_{Nd(T=150\text{ ma})} < +7,1$; $0,7031 < {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} < 0,70406$; Lapierre et al., 1997, 1999) indican que los

metabasaltos del C. Duarte son isotópicamente similares a otras lavas integrantes del *plateau* caribeño (PICCC) y a otros *plateaux* pacíficos (Ontong Java y Manihiki: Kerr *et al.*, 1997b; Lapierre *et al.*, 1997; White *et al.*, 1999). Sin embargo, existen diferencias significativas con estas lavas en la distribución de elementos traza y REE. Esta heterogeneidad composicional ya fue descrita con datos de isótopos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ^{143}Nd , ^{144}Nd , $^{206}\text{Pb}/^{202}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{202}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{202}\text{Pb}$ aportados por Sinton *et al.* (1998). Lewis *et al.* (2002) comparan recientemente los metabasaltos del C. Duarte con composiciones representativas de lavas de Curaçao (Kerr *et al.*, 1996) y Aruba (White *et al.*, 1999), consideradas integrantes de la PICCC. Estos autores concluyen que los basaltos y doleritas de Curaçao y Aruba presentan una distribución distinta de elementos traza y contenidos constantes de REE entre 10 y 20 veces la condrita, a diferencia del ligero enriquecimiento de LREE y empobrecimiento en HREE que presentan los del C. Duarte. La afinidad E-MORB del C. Duarte sería resultado de una mezcla entre un componente de un manto enriquecido (fuente de los OIB) y un componente de manto empobrecido (fuente de los N-MORB), posiblemente relacionada con la actividad de una pluma que atraviesa durante su ascenso un manto heterogéneo (Kerr *et al.*, 1997a, 2002). El empobrecimiento que presentan en HREE sería resultado de la presencia de granate y clinopiroxeno residuales en la fuente mantélica profunda. Para Lewis *et al.* (2002), las diferencias composicionales entre basaltos relativamente enriquecidos y empobrecidos, junto con otros datos geológicos y geocronológicos, permiten proponer la existencia de al menos dos eventos magmáticos de pluma en la génesis del *plateau* caribeño separados en el tiempo. Estos eventos están representados en la Cordillera Central por el C. Duarte (*plateau* I) y la Fm de Siete Cabezas (*plateau* II), respectivamente.

En la zona estudiada, las rocas del C. Duarte 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 sincinemáticamente en condiciones propias de las facies de subesquistos verdes, esquistos verdes y anfibolíticas de baja-P. Por lo tanto, ciertos elementos mayores y trazas pueden haberse movilizado y las interpretaciones geoquímicas de las rocas del complejo deben basarse en los elementos considerados inmóviles. Las muestras estudiadas pertenecen a las Hojas de Monción y Diferencia y se corresponden con depósitos volcánicos de lavas e intrusiones sin-volcánicas relativamente poco o nada deformados y metamorfizados. En el estudio se han incluido también datos geoquímicos

regionales del C. Duarte del sector de Bonaó, junto con algunas litologías representativas de Lapierre et al. (1997, 1999).

En el área localizada en las inmediaciones del Pico de El Rubio, en los confines entre las Hojas de Monción y de Diferencia, se han reconocido dos conjuntos litoestratigráficos en el C. Duarte: un conjunto inferior y un conjunto superior. El conjunto inferior está compuesto por un potente tramo de principalmente picritas, basaltos picríticos ricos en Mg, ankaramitas y basaltos con olivino hacia la base, que evolucionan hacia techo a basaltos con piróxeno y plagioclasa variablemente porfídicos. Las facies de picritas, ankaramitas y cumulos representan el 20-40% de la parte inferior del C. Duarte y aparecen formando el interior de las capas de lavas. Gran parte de estos niveles están compuestos por rocas porfídicas muy ricas en fenocristales de milimétricos de olivino y piróxeno, tratándose de cumulos, aunque hacia la parte superior aparecen también gabros y basaltos pobres en olivino. El conjunto superior es muy homogéneo y está constituido por basaltos grises oscuros de grano fino, masivos y afídicos. Ambos conjuntos y con el progresivo aumento de la deformación y el metamorfismo sincinemático, se transforman a metabasaltos groseramente foliados, esquistos verdes filoníticos y a anfibolitas con una fábrica plano-linear muy intensa blastomiloníticas (anfibolitas de fábrica plano-linear de La Meseta).

Las rocas estudiadas constituyen composicionalmente un conjunto de picritas ($MgO > 18\%$, Le Bas, 2000), basaltos picríticos ($MgO > 12\%$) y basaltos, de nada a relativamente poco fraccionados ($Mg\#$ entre 76 y 47; 58,8 de promedio), en los que el SiO_2 gradúa entre 45 y 56% y el MgO entre 4,2 y 21% (Tabla 2). Presentan contenidos altos en álcalis ($K_2O + Na_2O$) entre 0,9 y 4,19%, y en TiO_2 entre 1,5 y 4,1%, incluso en las rocas más fraccionadas, para contenidos generalmente bajos en CaO ($< 12\%$) y de Al_2O_3 (entre 8,1 y 14,0%). Estas características son propias de basaltos emitidos en zonas de intraplaca, resultando las rocas con mayor $Mg\#$ (72-70) probablemente los magmas primarios en equilibrio con las lherzolitas con olivino del manto superior, o enriquecidas en Mg como resultado de la acumulación de olivino. Para un similar $Mg\#$, la relación Al_2O_3/TiO_2 y los contenidos en elementos trazas (ver después) permiten separar dos primeros grupos de basaltos y metabasaltos en el C. Duarte: las picritas y basaltos generalmente ricos en MgO (C. Duarte s.s.), en los que $Al_2O_3/TiO_2 > 8$, y las anfibolitas tipo "La Meseta" (FC9102 y FC9103; Hoja de Monción) en donde $Al_2O_3/TiO_2 > 10$. Estas diferencias no se corresponden con procesos de fraccionación del olivino (a similar $Mg\#$) y son referibles a distintas fuentes magmáticas.

Las rocas del C. Duarte presentan una composición de elementos mayores que gradúa entre toleitas ricas en Fe a komatiitas basálticas, en un diagrama catiónico Fe+Ti-Al-Mg de Jensen (1976) (Fig. 11). En un diagrama SiO₂ versus álcalis de Cox et al. (1979), las rocas del C. Duarte se sitúan en el campo de las series sub-alcalinas, muy próximas y en el límite con el campo de las series alcalinas de Irvine & Baragar (1971), con algún basalto ya alcalino. Se clasifican esencialmente como basaltos picríticos y basaltos, incluidas las anfibolitas tipo “La Meseta”, con alguna composición de andesitas (Fig. 11). No obstante, los álcalis pueden haberse movilizado por alteración. En el diagrama Nb/Y versus Zr/TiO₂ de Winchester y Floyd (1977) las muestras del C. Duarte definen un grupo que se extiende entre los campos de los basaltos subalcalinos y alcalinos, con las anfibolitas tipo “La Meseta” que caen en el de los basaltos/andesitas subalcalinas (Fig. 11).

Dentro del C. Duarte es posible diferenciar un grupo de picritas de los basaltos (MgO<10%). En los diagramas de variación ambos grupos de rocas definen tendencias lineales con un cambio en la pendiente en la transición picrita-basalto (Fig. 12, a unos 10-12% MgO). Con el descenso en MgO, se observa un aumento de SiO₂, Fe₂O₃, álcalis y TiO₂, para un descenso en Cr y Ni, característico de una tendencia de fraccionación toleítica. El Al₂O₃ aumenta hasta alcanzar un máximo de entre 8-10% MgO, quedando constante en los basaltos. El CaO desciende a partir de las composiciones de basaltos. Estas tendencias pueden ser atribuidas a la fraccionación y/o acumulación de olivino, cromita y plagioclasa, principalmente. Aunque algunos basaltos pueden relacionarse con las picritas por fraccionación directa, las tendencias de intersección en el Ce y Zr, excluyen una relación simple entre ellas por cristalización fraccionada. Como demuestra Révillon et al. (2000) en las picritas del PICCC de Curaçao, el rango de composiciones debió ser producido por la sustracción o adición de xenocristales de olivino en el líquido. Por otro lado, en los diagramas de variación del MgO frente al TiO₂ (y Ni) se observan dos series de rocas en función del contenido en Ti: basaltos ricos en Ti y “normales” en Ti. Por lo tanto, en el C. Duarte existen rocas que implican una diversidad de series magmáticas, incluyendo rocas alcalinas. Tanto los términos de basaltos como las picritas son generalmente olivino e hiperstena normativos (norma CIPW), encontrándose incluso rocas con nefelina normativa (02-J2), con cromita, ilmenita y magnetita. Hay también rocas con cuarzo normativo que se corresponden con los contenidos en MgO<5% (02-08, 02-12, 02-101, 02-88 y 02-91). Estos resultados son consistentes con la presencia en las rocas de C. Duarte de fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa en variables proporciones, con cromo-espinela accesoria.

En el diagrama $Ti/1000$ versus V de Shervais (1982), los basaltos y picritas del C. Duarte caen tanto en el campo de los basaltos alcalinos y de isla oceánica (OIB; relación $Ti/V > 40$), como en el campo de los basaltos MORB/BABB y *flood basalts* intraplaca ($Ti/V < 40$), así como en la zona de transición entre ambos tipos (Fig. 11). Las muestras de basaltos de “La Meseta” y otros basaltos muestreados caen en el campo de las toleitas de arco isla (IAT). La diversidad de magmas muestreada queda también patente en el diagrama triangular de discriminación tectonomagmática $Y/15-La/10-Nb/8$ de Cabanis y Lécalle (1989), en el que las rocas del C. Duarte caen en el campo de los OIB, evolucionando desde composiciones propias de basaltos alcalinos hasta transicionales, cerca del límite con los basaltos intraplaca continentales (Fig. 11). Las anfibolitas de “La Meseta” caen en el campo toleítico (N-MORB). Las muestras JE-9012, JE-9013 (Santiago Rodríguez), MJ9134 (Diferencia) y JE-9094 (Monción) presentan afinidad con magmas relacionados con subducción, entre IAB y CC. En el diagrama Ta/Yb versus Th/Yb de Pearce (1982) las rocas caen entre las composiciones de E-MORB y OIB (Sun & McDonough, 1989) siguiendo el *mantle array*, paralelo al vector de cristalización fraccionada, indicando una procedencia a partir de fuentes mantélicas enriquecidas y una afinidad alcalina intraplaca. Las anfibolitas de La Meseta caen próximas al N-MORB de Sun & McDonough (1989).

En un diagrama multielemental normalizado frente a al Manto Primordial, los basaltos del C. Duarte presentan un patrón intermedio entre los basaltos E-MORB y los OIB (Fig. 13), con fuertes anomalías negativas de los LIL K, Pb, Sr y P, probablemente removilizados por fluidos durante la alteración/metamorfismo. No obstante, las anomalías en el Ba y Sr pueden ser también relacionadas con la fraccionación de la plagioclasa. La ausencia de una anomalía negativa de Nb-Ta y de un empobrecimiento en HFSE y REE respecto a N-MORB, excluye a todas estas rocas como relacionadas con procesos de subducción.

En un diagrama extendido de REE normalizado respecto al manto primordial (Fig. 14), las picritas del C. Duarte con Mg# muy elevado (70-72) relativo a un magma primario, presentan una distribución de LREE plana y un empobrecimiento de las HREE [$(La/Yb)_N = 2,0-5,9$ para $Mg\# > 70$], mientras que los basaltos presentan un empobrecimiento más general de las HREE y una mayor pendiente negativa [$(La/Yb)_N = 4,7-7,8$ para $Mg\# < 65$]. En base al patrón de REE se pueden distinguir dos grupos: las muestras del grupo (1) presentan una fuerte pendiente de REE, con fuerte LREE enriquecimiento y HREE empobrecimiento, anomalía positiva de Nb y negativa de Th, característicos de los basaltos de isla oceánica alcalinos (OIA); las del grupo 2 presentan un moderado enriquecimiento de LREE, HREE algo menos

empobrecidas y una ligera anomalía en Nb, similar a los basaltos MORB enriquecidos (E-MORB) y los basaltos de isla oceánica toleíticos (OIT). Todos estos diagramas sugieren que hay un continuo de composiciones entre OIT a OIA, lo cual se interpreta como evidencia de una misma fuente mantélica. La fraccionación de HREE indica que el granate fue una fase residual en la fuente mantélica profunda. No hay anomalías en Ti y Eu, relacionadas con la fraccionación de plagioclasa y óxidos Fe-Ti. Los valores de la relación $(Zr/Sm)_N$ varían poco entre 0,8 y 1,2. Sin embargo, la distribución plana de REE en las anfibolitas tipo “La Meseta” es muy similar a la de los basaltos N-MORB.

Los contenidos en elementos mayores, trazas y REE de las rocas del C. Duarte son propios de magmas emitidos en zonas de intraplaca y excluyen a todas estas rocas como relacionadas con procesos de subducción. Consideradas en conjunto, estas características permiten relacionar a las rocas del C. Duarte con magmas formados y segregados a partir de una fuente mantélica con granate profunda y más enriquecida que la de los N-MORB, posiblemente en relación a una pluma mantélica que da lugar a su carácter E-MORB y OIB (OIA y OIT probablemente en función del grado de fusión parcial). Las anfibolitas de “La Meseta” presentan un patrón de REE análogo a los N-MORB, pudiendo tratarse tanto del basamento oceánico infrayacente sobre el que se disponen los magmas OIB, como de basaltos formados durante el ascenso de la pluma a partir de la fusión de un manto empobrecido más superficial. No hay evidencias geoquímicas en ellas de procesos de subducción.

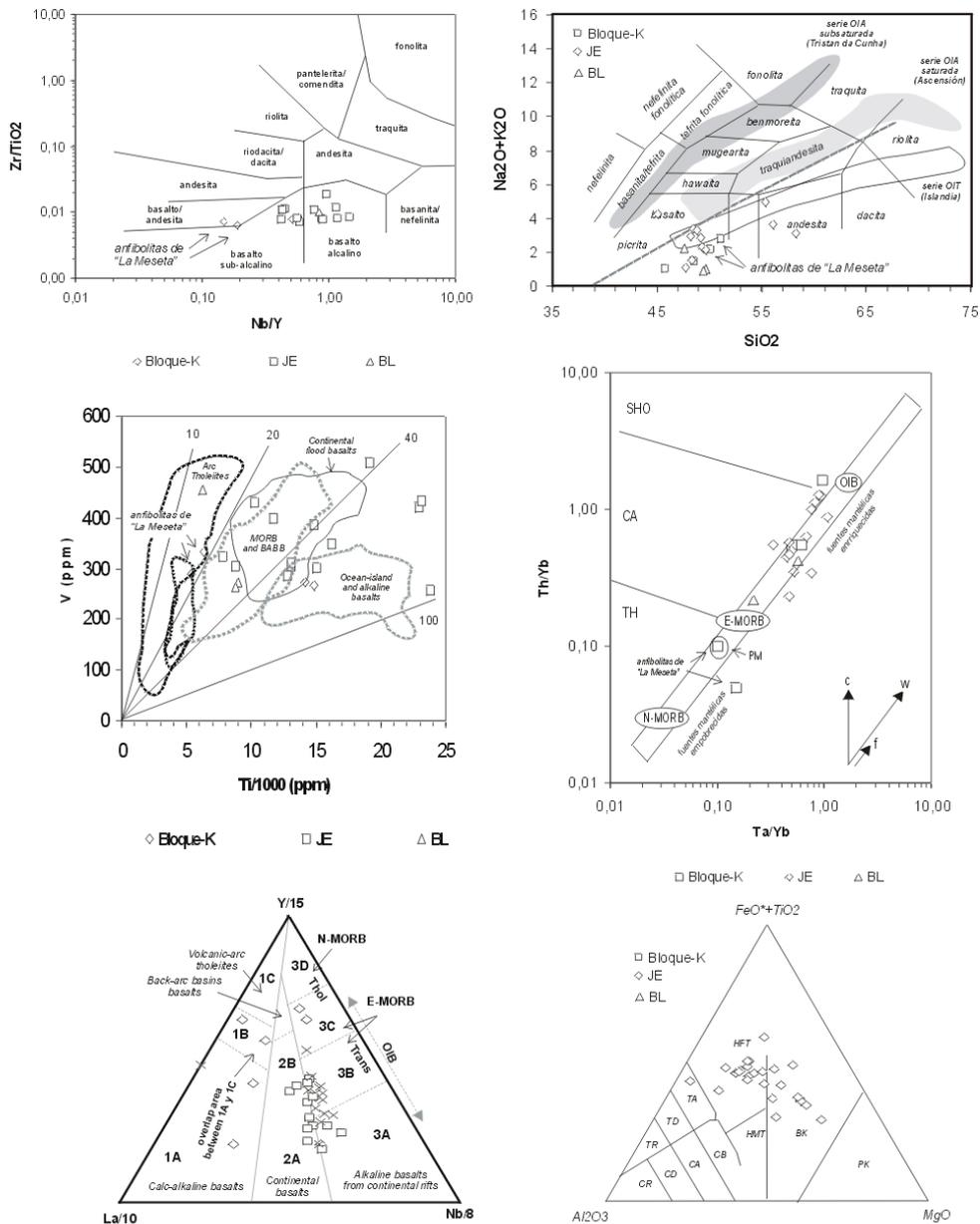


Fig. 11 - Proyección de las rocas estudiadas del C. Duarte en los diagramas Nb/Y versus Zr/TiO₂ (Winchester & Floyd, 1977), sílice-álcalis, Ti/1000-V de Shervais (1982), Ta/Yb versus Th/Yb (Pearce et al., 1983), Y/15-La/10-Nb/8 de discriminación paleotectónica, y el diagrama catiónico de Jensen (1976).

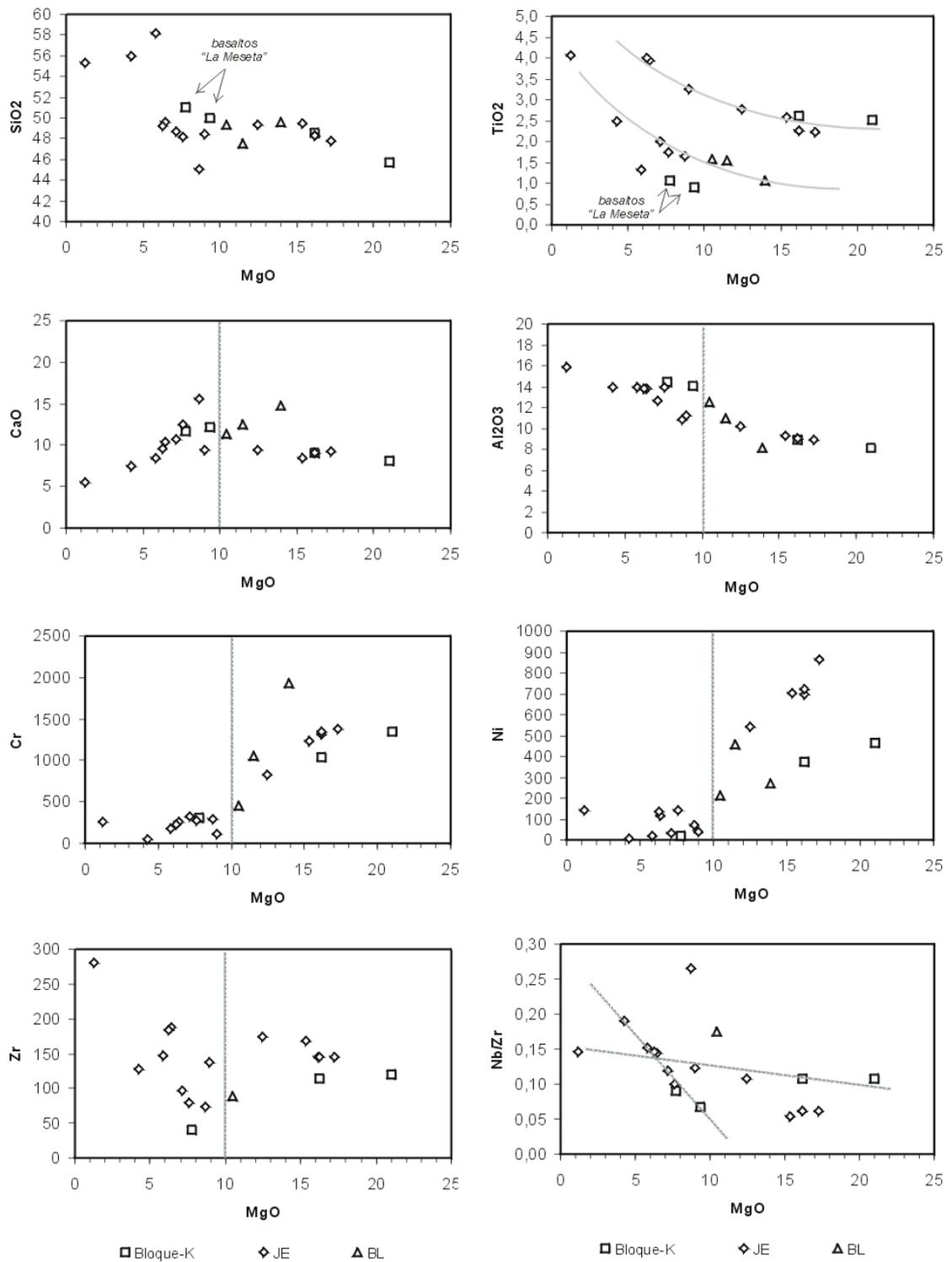


Fig. 12 - Proyección de las rocas estudiadas del C. Duarte en diagramas binarios frente al MgO.

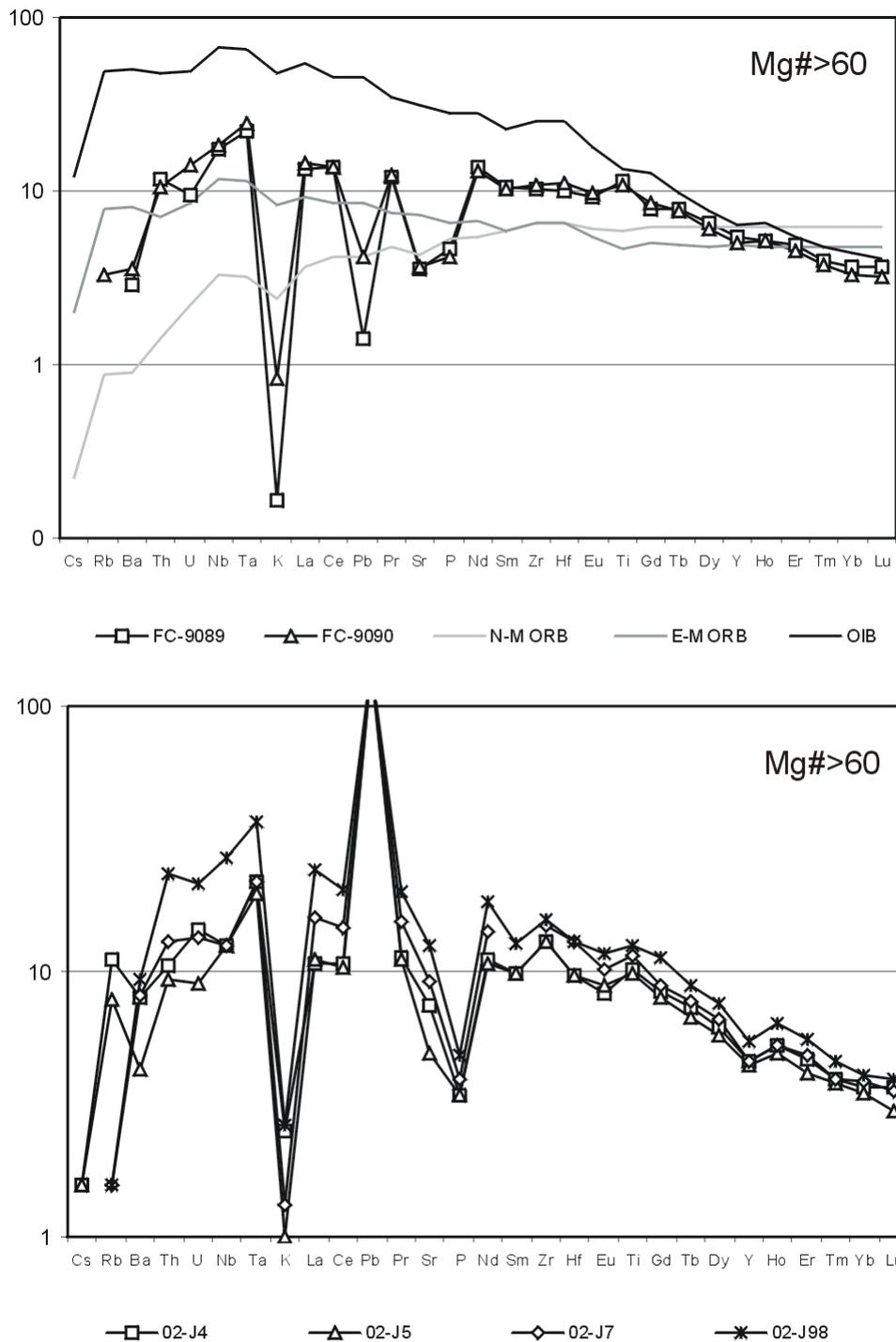


Fig. 13 - Proyección de las rocas estudiadas del C. Duarte con Mg#>60 en diagramas multielementales normalizados respecto al manto primitivo.

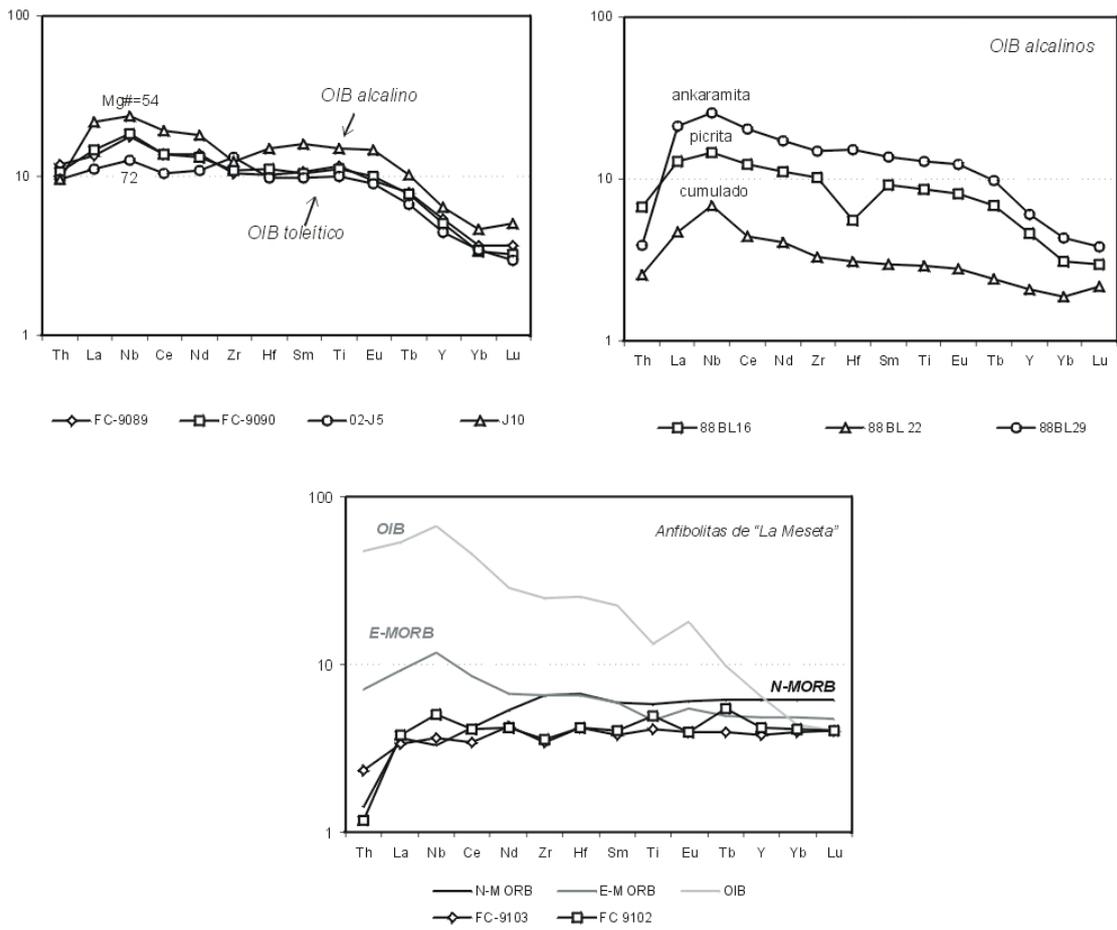


Fig. 14 - Proyección de rocas representativas del C. Duarte en los diagramas de REE extendidos agrupados en función del Mg# y tipo de basaltos OIB (toleíticos y alcalinos).

3.2.3. Formación Tireo

Lewis et al. (2002) reconocen un quimismo calcoalcalino para la Fm Tireo, sugiriendo que su posición en la Cordillera Central representa el eje de la actividad magmática ligada al estadio de arco Cretácico Superior-Eoceno.

Las rocas estudiadas de la Fm Tireo en este trabajo proceden de las Hojas de Jicomé, Loma de Cabrera, Restauración, Santiago Rodríguez, Monción, Diferencia y Lamedero, así como datos inéditos propios de la región de Jarabacoa.

Los trabajos cartográficos, litológicos, petrológicos y geoquímicos realizados en el marco del presente Proyecto han también permitido integrar el C. Dajabón de Draper y Lewis (1991), atribuido por esos autores al C. Duarte, dentro de la Fm Tireo, ya que se trata de un conjunto de rocas metamórficas litológica y geoquímicamente equivalente. Mientras tanto, la descripción geoquímica de estas rocas solo se encuentra en la memoria de la hoja de Dajabón.

Los tipos litológicos muestreados cubren toda la variabilidad composicional desde los términos básicos a los ácidos de la Formación, incluyendo preferentemente muestras de lavas poco o nada porfídicas, cantos de tobas y brechas monogénicas y de diques y filones intrusivos subvolcánicos. En la zona estudiada, las rocas de la Fm Tireo aparecen variablemente deformadas y metamorizadas, encontrándose desde rocas volcánicas no deformadas que conservan tanto la mineralogía como las texturas ígneas, hasta rocas fuertemente deformadas y metamorizadas sincinemáticamente en condiciones propias de las facies de subesquistos verdes, esquistos verdes y anfibolíticas de baja-P (corneanas anfibólicas y piroxénicas). Además, hay rocas de la Fm Tireo que sufrieron una alteración hidrotermal (propilitización, séricitización, silicificación.). Por lo tanto, parte de los elementos mayores (Si, K, Na y Ca) y trazas (Cs, Rb, Ba y Sr) pueden probablemente haber sido movilizados. En el estudio geoquímico se han incluido rocas metamórficas foliadas con el fin de averiguar en base a su afinidad magmática si pertenecen o no a la Fm Tireo.

Consideradas en conjunto, las rocas de la Fm Tireo presentan una composición de elementos mayores en un diagrama catiónico Fe+Ti-Al-Mg de Jensen (1976), que gradúa desde términos de komatiitas basálticas hasta basaltos, andesitas, dacitas y riolitas fundamentalmente toleíticas, con algún basalto calco-alcalino (Fig. 15). No obstante existe una gran diversidad composicional dentro de las muestras procedentes de la Fm Tireo. En base a la variación en el contenido de elementos mayores y trazas, dentro de la Fm Tireo se

han observado rocas composicionalmente asignables a 2 series de rocas ígneas (Tabla 3, Anexo). Estos grupos son: (1) rocas basáltico-andesíticas y más ácidas relacionadas con un magmatismo de arco; (2) basaltos de afinidad E-MORB a N-MORB, o basaltos de “Los Cocos-Restauración” y las anfibolitas de La Meseta. Dentro de la primera serie se pueden a su vez distinguir los siguientes tipos composicionales: toleitas de arco isla (IAT) pobres en LREE y en Ti (boniníticas); toleitas de arco isla pobres en Ti; toleitas de arco isla “normales”; intrusivos dacíticos y tonalíticos; y andesitas, dacitas y riolitas de afinidad calcoalcalina.

En un diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO₂ (Winchester y Floyd, 1977), las rocas de arco del grupo (1) gradúan bastante en composición desde escasos términos de basaltos y basaltos andesíticos a andesitas y riolitas, observándose toda una gradación en los diferentes términos (Fig. 15) compatible con su composición de elementos mayores. La diversidad de magmas incluida en el grupo queda reflejada en los diagramas Yb *versus* Th y Zr *versus* Y (Barrett & MacLean, 1999), en los que las rocas del grupo (1) presentan una doble afinidad toleítica y calcoalcalina (Fig. 18). Los basaltos tipo “ Los Cocos-Restauración ” del grupo (2) presentan en el diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO₂ una composición restringida a basaltos subalcalinos y basaltos andesíticos, y una clara afinidad toleítica en los diagramas Yb *versus* Th y Zr *versus* Y (Fig. 18). En el diagrama Ti/1000 *versus* V de Shervais (1982) las rocas del grupo (1) se sitúan en el campo de las toleitas de arco y en el de los basaltos calco-alcalinos, con relaciones Ti/V inferiores a la condrita (<10) en algunas rocas; las del grupo (2) próximas a la relación Ti/V=20. La presencia en la formación de rocas generadas a partir de diferentes fuentes magmáticas queda reflejada en el diagrama Ta/Yb *versus* Th/Yb (Pearce *et al.*, 1983) de la Fig. 18 en el que las rocas relacionadas con subducción definen una variación composicional desde rocas toleíticas a calcoalcalinas y a shoshoníticas, registrando la evolución de los magmas emitidos en el arco y los basaltos tipo “Los Cocos-Restauración” caen muy próximos a la composición E-MORB de Sun y McDonouch (1989).

En la Fig. 16 se muestra la variación de algunos óxidos y elementos traza seleccionados respecto al SiO₂ y MgO (% en peso) para las rocas de arco de la Fm Tireo. Como se muestra en la figura, las rocas de arco son generalmente pobres en K, con términos más diferenciados de contenidos medios en K y bajos en TiO₂ (<0,8%, generalmente). Un aumento en el V y TiO₂ con el descenso en el Mg# en las rocas menos fraccionadas sugiere una afinidad toleítica para estas rocas, aunque en las muestras más fraccionadas, el TiO₂ desciende con el Mg# lo cual es típico de series calco-alcalinas. Consideradas las variaciones en conjunto, con el aumento en SiO₂ descienden el Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, TiO₂ y

CaO, y con el descenso en el MgO también desciende el Fe_2O_{3t} , Ni y V, lo que resulta compatible con la cristalización fraccionada de plagioclasa, fases máficas como olivino y clinopiroxeno, y fraccionación de óxidos de Fe-Ti. La fraccionación de la plagioclasa se refleja también en un descenso de la relación $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ con el aumento en SiO_2 . Respecto a ciertos HFSE (Y, Zr) y elementos de transición (Ni, V), considerados esencialmente inmóviles en un amplio rango de condiciones metamórficas (Pearce, 1975; Ludden *et al.*, 1982), se observa un aumento y un descenso con el descenso en el MgO, respectivamente, controlados por los procesos de fusión parcial y fraccionación. En los diagramas binarios se han representado también las rocas de las otras series, observándose una gran dispersión en los incompatibles Zr y Y para un constante MgO (o similar Mg#), lo que confirma la presencia de rocas de diferentes series magmáticas y de fuentes diferentes.

3.2.3.1. Toleitas de arco isla pobres en Ti

El grupo de toleitas de arco isla (IAT) pobres en Ti y, en ocasiones, también en LREE, incluye composiciones de basaltos picríticos, basaltos y basaltos andesíticos ricos en Mg (>7%), algunos con afinidad boninitica (FC9068B, MJ9208). Se trata de toleitas de arco isla (IAT) que incluyen las composiciones menos fraccionadas de la Fm Tiroo (Mg# >60). En un diagrama extendido de REE normalizados al manto primordial (Fig. 17) las rocas de este grupo muestran REE planas o con un ligero empobrecimiento en LREE ($(\text{La}/\text{Yb})_N=0,8-1,2$; promedio de 0,94). Algunas muestras definen una anomalía negativa en Nb y en algún caso también de Ti. Los contenidos en TiO_2 son bajos (<1,0%) y generalmente <0,4%, así como en Th (<0,5), para abundancias absolutas de HREE (3,8-7,5 x manto primitivo). Los bajos valores de TiO_2 y de contenidos en HREE para altos Mg# sugieren una fuente mantélica empobrecida, para relativamente altos grados de fusión parcial.

3.2.3.2. Toleitas de arco isla “normales”

El grupo de toleitas de arco isla “normales” está representado por rocas de composición basaltos andesíticos ricos en Mg y andesitas ricas en Mg, ricas en Fe y relativamente poco fraccionadas (Mg# de 60 a 56). Los contenidos en TiO_2 (<0,3%) y Th (Th<0,3 ppm) son bajos. En un diagrama extendido de REE normalizados al manto primordial (Fig. 17) las rocas de este grupo son muy semejantes a las IAT modernas para abundancias similares de HREE (1,5-5 x manto primitivo). Presentan un ligero enriquecimiento en LREE ($(\text{La}/\text{Yb})_N=2,0-4,1$), una pronunciada anomalía negativa en Nb y en Ti, y una ligera anomalía también en Zr, con HREE planas o con una muy ligera pendiente negativa. Estas

características sugieren una fuente mantélica empobrecida para los magmas, aunque no tan empobrecida como la de las rocas toleitas pobres en Ti, a similares grados de fusión parcial.

3.2.3.3. Rocas de afinidad boninitica

Dentro de las IAT se incluyen tipos composicionales con $\text{SiO}_2 > 53\%$, $\text{MgO} > 7-8\%$ y $\text{TiO}_2 < 0,5$ (MJ9208, JE9013, FC9101 y MJ9134), que caen dentro de la definición de boninitas de Crawford et al (1989) y que, además, suelen presentar contenidos más bajos en HREE (1,4-2,4 x manto primitivo). Suelen presentar un ligero enriquecimiento en LREE ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 2,1-4,2$) y anomalías negativas en Nb, Zr y Ti (Fig. 17). Las bajas relaciones $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,6 a 1,1) y abundancias de HREE son compatibles con una fuente mantélica dominada por harzburgitas fuertemente empobrecidas.

3.2.3.4. Andesitas, dacitas y riolitas calcoalcalinas

El grupo rocas de afinidad calcoalcalina está representado por rocas de composición esencialmente dacítica y riolitas, de moderada a muy fraccionadas (Mg# de 54 a 32), incluyendo también algunas andesitas y andesitas ricas en Mg. Volumétricamente son el grupo más importante, aflorando bien en la Hoja de Restauración. Constituyen una serie de magmatismo de arco calcoalcalino bien definida, en la que SiO_2 oscila entre 60 y 77%, el Al_2O_3 entre 3,6 y 6,8, y el MgO entre 1,6 y 5,8 (entre 6 y 8% en las andesitas ricas en MgO), para contenidos bajos en TiO_2 ($< 1,0$; 0,81 de promedio). Los contenidos en álcalis son altos (entre 3,2 y 6,6%) definiendo una serie andesítica de alto contenido en K a shoshonítica (Gill, 1981). En los diagramas Yb versus Th, Zr versus Yb, y Ta/Yb versus Th/Yb caen dentro del campo calco-alcálico. En un diagrama de elementos traza normalizado respecto a N-MORB, las rocas de este grupo presentan el moderado a fuerte enriquecimiento en LREE característico de las rocas ácidas calco-alcálicas y contenidos relativamente bajos en HFSE y REE, con una variable anomalía negativa en Nb-Ta. Sin embargo, los álcalis y elementos LILE presentan un amplio rango en abundancia como resultado de su movilidad durante los procesos de alteración y metamorfismo.

En un diagrama extendido de REE las rocas de este grupo se caracterizan por presentar un perfil de pendiente negativa, un marcado enriquecimiento en Th y LREE, y anomalías negativas en Nb y Ti (Fig. 17). Estas características son típicas de rocas relacionadas con subducción. Presentan valores muy variables de $(\text{La}/\text{Yb})_N = 3,3-16$, que en general aumenta con la diferenciación, con HREE definiendo una de ligera a marcada pendiente negativa, que no está presente en los grupos de IAT. Las características de estas rocas sugieren la

fusión de una fuente mantélica relativamente menos empobrecida que en los grupos anteriores (más próxima a la de un N-MORB) y en la que las mayores relaciones Nb/Yb y Zr/Yb sugieren una mayor componente subductiva en su formación. Sin embargo, las variaciones en el contenido en HREE y su marcada pendiente negativa, a diferencia de las HREE planas de las series calco-alcálicas, sugiere que (1) puede haber más de un magma parental en la serie o (2) el empobrecimiento en HREE en las rocas más diferenciadas está heredado. Dentro de la Fm Tireo se observa que las rocas menos diferenciadas son toleíticas y evolucionan a calco-alcálicas, pudiendo representar una serie de alto-K (Gill, 1981). No obstante, un cambio en el magmatismo de toleítico a calco-alcálico con el tiempo es bastante común en los sistemas de arco.

En resumen, las diversos grupos de series geoquímicas de rocas básicas, intermedias y ácidas diferenciadas en la Fm Tireo, se relacionan el magmatismo toleítico de los primeros estadios de la formación de un arco magmático y con su evolución posterior hacia magmas calco-alcálicos con un alto-K a lo largo del Cretácico Superior.

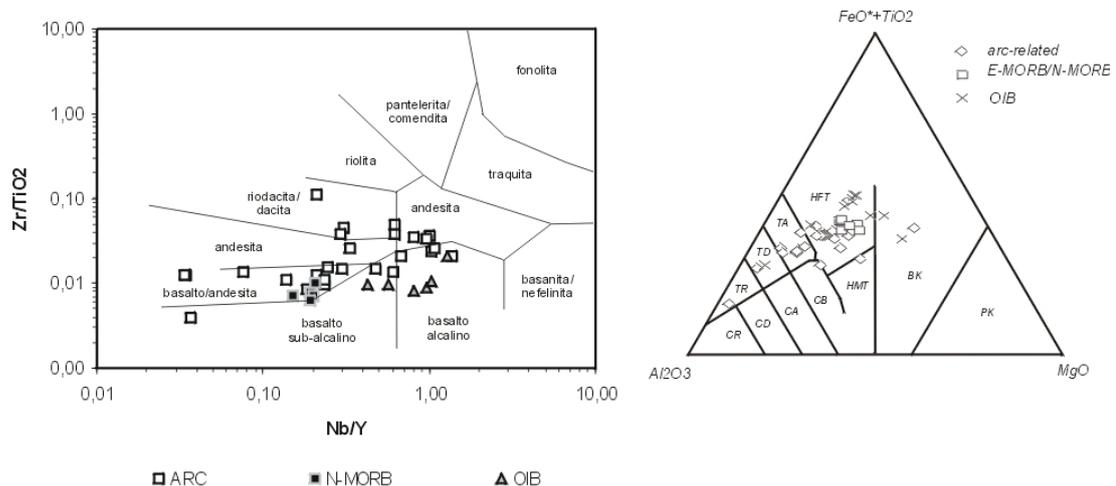


Fig. 15 - Proyección de las rocas estudiadas de la Fm Tireo en los diagramas Nb/Y versus Zr/TiO₂ (Winchester & Floyd, 1977) y el diagrama catiónico de Jensen (1976).

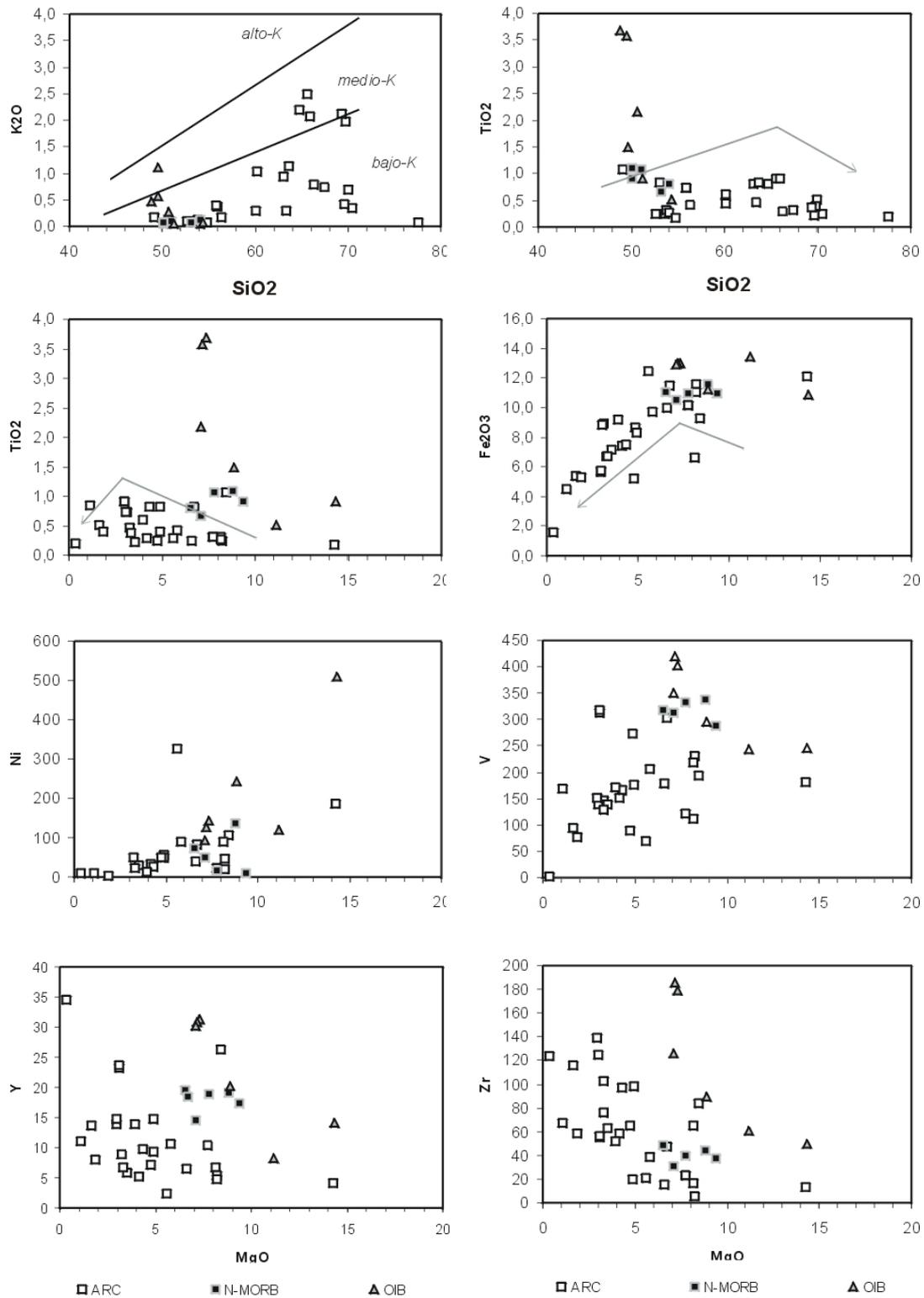
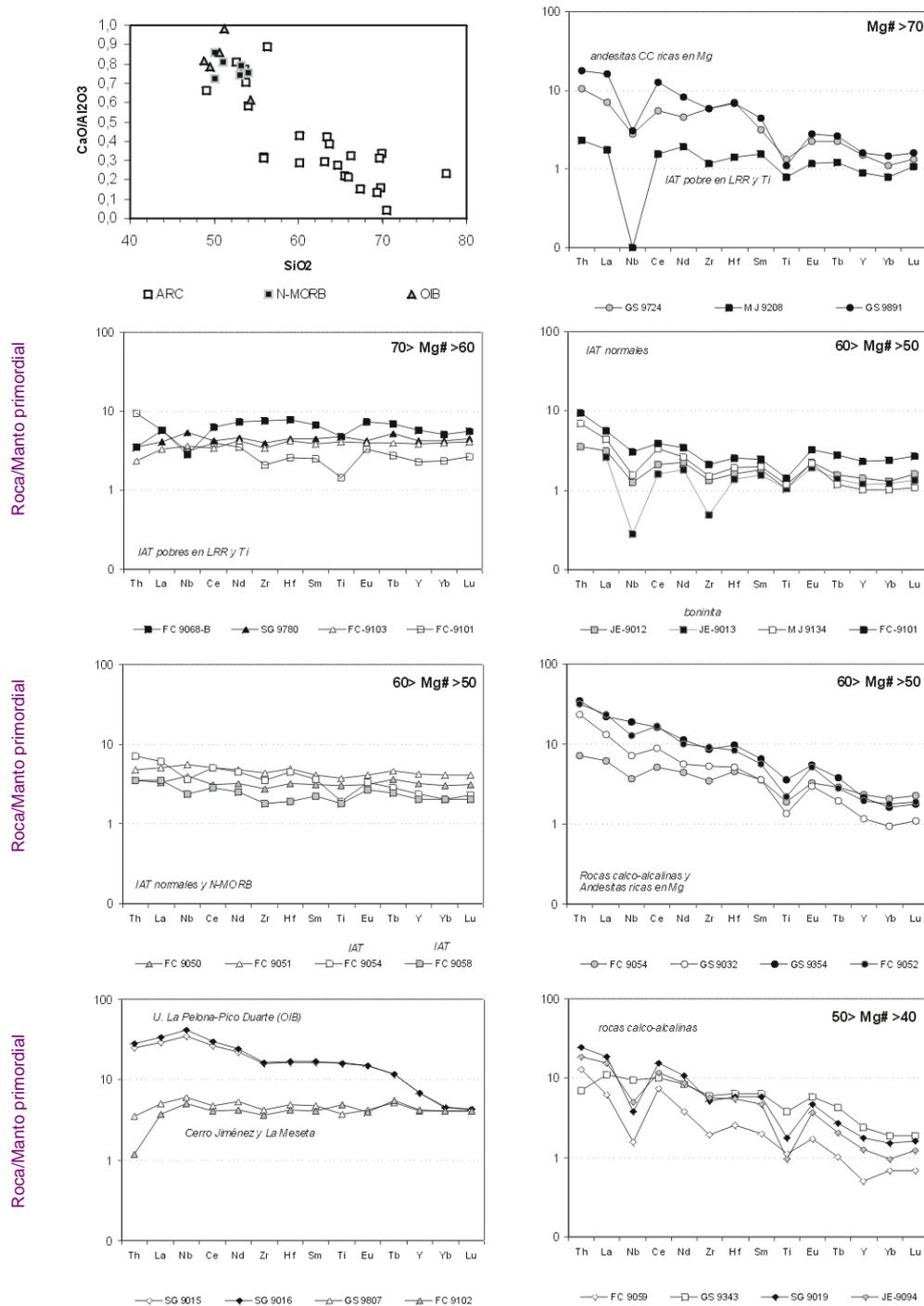


Fig. 16 - Proyección de las rocas estudiadas de la Fm Tiro en diagramas binarios frente a la SiO₂ y el MgO.



Intrusivos en la Fm. Tiro

Fig. 17 - Proyección de rocas representativas de la Fm Tiro en los diagramas de REE extendidos normalizados respecto al manto primordial agrupados en función del Mg#. En los diagramas, los cuadrados negros y blancos son tipos de toleitas de arco isla (IAT), los círculos tipos calco-alcalinos, los triángulos tipos E-MORB y los rombos basaltos toleíticos y alcalinos de isla oceánica (OIB).

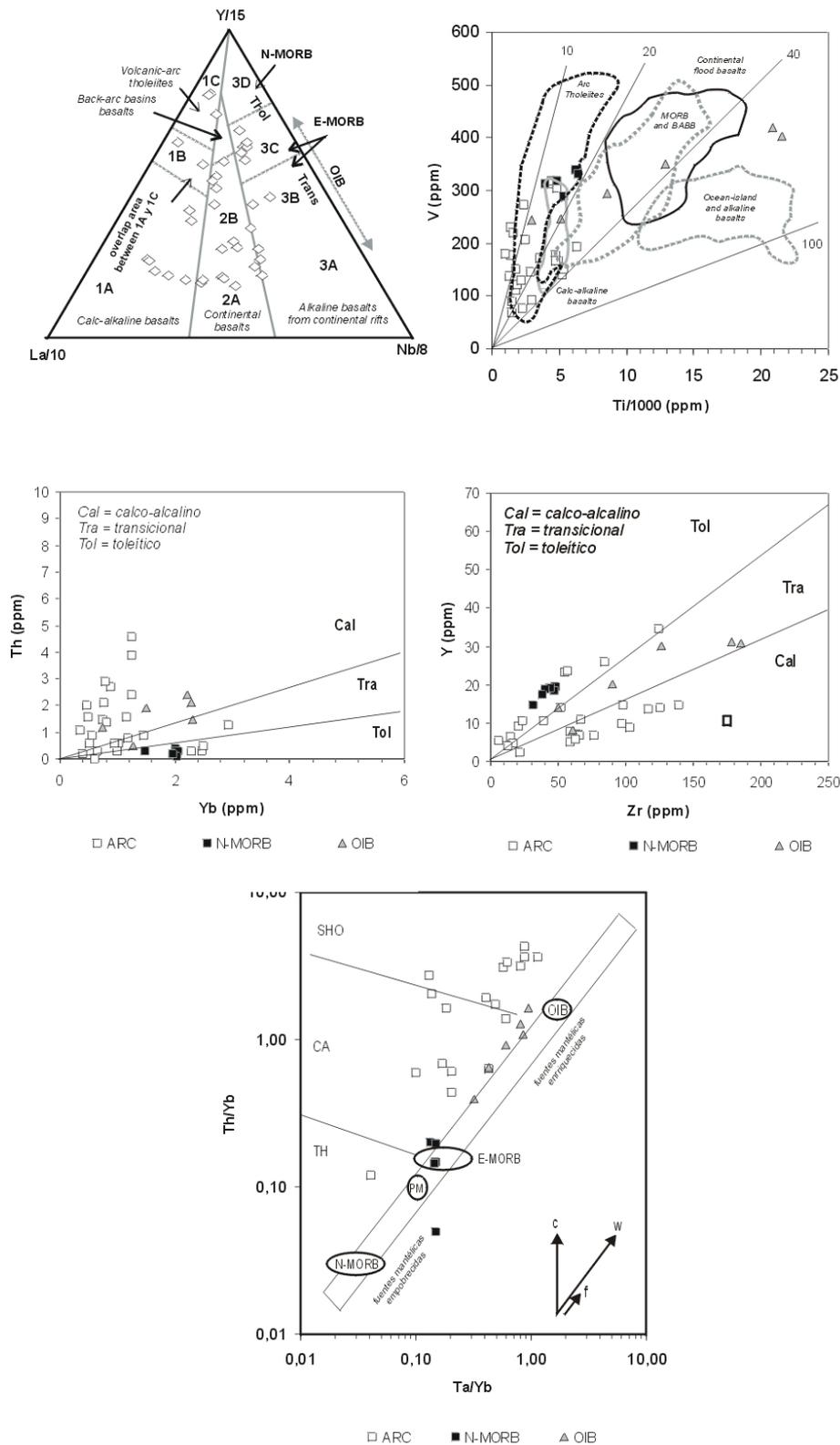


Fig. 18 - Proyección de las rocas estudiadas de la Fm Tiro en los diagramas de discriminación paleotectónica Ti/1000-V de Shervais (1982), Zr-Y, Yb-Th, Ta/Yb-Th/Yb (Pearce *et al.*, 1983) e Y/15-La/10-Nb/8.

3.2.4. Batolito Loma De Cabrera

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 Palmer (1963), Bowin (1966, 1975), Lewis y Kesler (1973), Kesler et al. (1977b, 1991), Feigenson (1977, 1978), Lewis (1980) y Cribb (1986). La petrogénesis de todos estos complejos intrusivos ha sido relacionada con procesos de subducción de corteza oceánica bajo la isla durante el Cretácico. Los estudios realizados en el BLC por Kesler et al. (1977a) reconocen su composición heterogénea y probablemente compuesta en origen. Feigenson (1978) realiza un estudio muy detallado de las tonalitas del sector occidental del BLC en la República Dominicana, concluyendo que las diferentes variedades de rocas tonalíticas están relacionadas con la cristalización fraccionada de plagioclasa y hornblenda a partir de un magma calco-alcalino de composición intermedia entre basalto y andesita. La baja relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ es consistente con la ausencia de corteza continental o fuente anatética cortical en la región, e indica una fuente mantélica para los magmas (Lewis, 1982).

En el presente proyecto y en base a los datos de campo, petrográficos y geoquímicos de elementos mayores, trazas y tierras raras, en el Batolito Loma de Cabrera (BLC) se han distinguido los siguientes grupos composicionales (Tabla 5, Anexo): (1) rocas ultramáficas, principalmente piroxenitas; (2) gabros y gabronoritas; (3) dioritas y cuarzo-dioritas; (4) tonalitas con hornblenda \pm biotita; (5) diques máficos sin- y tardi-magmáticos; y (6) rocas félsicas intrusivas en la Fm Tireo relacionadas con el magmatismo del BLC.

Los diferentes miembros del BLC gradúan en contenido en SiO_2 desde un 44% en las piroxenitas hasta un 76% para algunas venas leucotonalíticas o trondhjemíticas. El contenido en SiO_2 oscila entre 44 y 52% en las rocas ultrabásicas, 48 y 61% en los gabros y gabronoritas, 51 y 63% en las dioritas y cuarzodioritas, 57 y 72% (64 de promedio) en las tonalitas, 63-68% en los diques máficos, y 55-77% en los intrusivos en la Fm Tireo. El contenido en MgO de los distintos términos del BLC varía desde 36 a 0,4%. Los contenidos en TiO_2 son también bajos, siendo el promedio 0,16% en las rocas ultrabásicas, 0,56% en los gabros y gabronoritas, 0,93% en las dioritas y cuarzodioritas, 0,45% en las tonalitas, 0,52% en los diques máficos, y 0,65% en los intrusivos en la Fm Tireo. La mayoría de las rocas son pobres en K_2O , clasificándose en un diagrama normativo An-Ab-Or las rocas con $>10\%$ Qtz normativo como tonalitas y algunas como trondhjemitas. En un diagrama de elementos catiónicos de Jensen (1976), las piroxenitas caen en el campo de las peridotitas y basaltos komatiíticos; las gabro-noritas se expanden en el campo de los basaltos

komatiíticos y en el de las toleitas ricas en Mg; las dioritas, cuarzo dioritas y tonalitas en los campos de las toleitas ricas en Fe y andesitas toleíticas; los diques máficos en un punto situado en el centro del diagrama; y los intrusivos en el Tireo gradúan desde composiciones de toleitas ricas en Fe hasta riolitas toleíticas (Fig. 19). Destaca en este diagrama que los granitoides no caen en el campo calco-alcalino, sino en el de las rocas toleíticas y existe un cierto salto composicional entre estas rocas y los gabros, noritas y piroxenitas. En un diagrama K_2O-SiO_2 , las diversas litologías del BLC se sitúan en las series de bajo contenido en K, aunque los términos más diferenciados se extienden también en el campo de medio contenido en K. En el mismo diagrama, se han incluido también las rocas de la Fm Tireo magmáticamente relacionada cuya composición resulta ser muy similar.

En un diagrama de álcalis *versus* sílice (Fig. 19), el batolito se clasifica como subalcalino al igual que las rocas de la Fm Tireo encajante y contemporánea. Aunque las muestras parecen seguir una tendencia de diferenciación calco-alcalina, con un descenso en el Fe_2O_{3tot} y aumento en la relación FeO^*_{tot}/MgO con el aumento en SiO_2 (Fig. 19), en un diagrama K-Ca-Na (Fig. 19) las rocas del BLC no siguen la tendencia típica de las rocas calco-alcalinas de arco, sino que caen mejor en el campo tonalítico-trondhjemitico-dacítico, alineadas siguiendo la curva de fusión de los metabasaltos. En los diagramas binarios de variación de la Fig. 20, las diferentes litologías del BLC y con excepción de los cumulos piroxénicos y gabróticos, definen tendencias evolutivas en las que el Al_2O_3 , TiO_2 , FeO^*_{tot} , MgO y CaO descienden con el aumento en SiO_2 . K_2O aumenta con la SiO_2 y el Na_2O define una tendencia horizontal o ligeramente en aumento. Por lo tanto, las variaciones en los elementos mayores del BLC sugieren una secuencia evolutiva desde las rocas dioríticas a las tonalíticas más ácidas. El descenso en el TiO_2 con el MgO y SiO_2 en las rocas más fraccionadas es típico de las series calco-alcalinas. Notar como en los diagramas que los términos más básicos de la Fm Tireo comienzan también a contenidos en SiO_2 de aproximadamente un 50% y siguen las mismas pautas evolutivas. Las tendencias de fraccionación en los diagramas log-log de Sr *versus* Rb y Ti *versus* Zr (Fig. 20), establecen que el anfíbol y la plagioclasa controlaron principalmente la composición de estos términos del BLC, como ya indicaban los datos petrográficos y las conclusiones de Feigenson (1978) y Cribb (1986). Las abundancias en Sr y Ba son variables, siendo de 253-619 ppm y 92-1100 ppm, respectivamente, para los tipos dioríticos y tonalíticos. Los contenidos en Y son bajos y <20 ppm, con dos muestras de 24 y 28 ppm.

Los diagramas multielementales normalizados respecto al manto primordial de las diferentes rocas del BLC de las Fig. 21 y Fig. 22, muestran que a grandes rasgos presentan una abundancia similar en los elementos incompatibles, lo que establece para todas ellas una relación genética. Las piroxenitas, gabronoritas y gabros presentan contenidos muy bajos en elementos traza y REE, debido a que estas rocas constituyen cumulos de olivino y piróxenos que no retienen a estos elementos. Las principales características de rocas dioríticas y tonalíticas son el enriquecimiento de los elementos LILE (especialmente Ba y Sr) respecto a las REE y elementos HFSE (Zr, Ti, Nb, La e Y), que suelen definir anomalías negativas más o menos marcadas, las cuales son características de magmas generados en un arco. Las anomalías positivas en Ba-Pb y negativas en Nb-Ta que presentan los granitoides del BLC son típicas de las series magmáticas del arco-isla caribeño (Donnelly *et al.*, 1990b).

En los diagramas multielementales normalizados respecto a N-MORB (Fig. 23 y Fig. 24), las diferentes rocas del BLC en general presentan una distribución característica de fuerte pendiente negativa, progresivamente más pronunciada desde los gabros, dioritas y diques máficos, a las tonalitas e intrusivos félsicos en la Fm Tireo. Respecto a N-MORB, las rocas del BLC presentan un enriquecimiento en los elementos LILE (Cs, Rb, Ba y Pb), K, U y Th, junto con un empobrecimiento en P y en ciertos HFSE (Nb, Ta y Ti). Estas características geoquímicas son típicas de rocas relacionadas con subducción y, dadas las similitudes en la concentración y distribución de elementos traza (y REE), gran parte de las rocas del BLC son los equivalentes intrusivos de las rocas volcánicas de la Fm Tireo en la que intruye.

La diferente composición modal mineralógica de cada grupo de rocas del BLC queda expresado en el sensiblemente distinto patrón de que presentan en un diagrama extendido de REE (Fig. 25 y Fig. 26), aunque toda la serie presenta abundancias bajas y similares de HREE (1-10 x manto primitivo). Las piroxenitas presentan Mg# muy altos (85-70) consistentes su naturaleza de cumulado. Su contenido en Cr es muy alto (entre 200 y 4200 ppm), excepto en la JE9003 que es bajo (143 ppm) consistente con la acumulación de clinopiroxeno (o espinela) y con el menor Mg# indicativo de una mayor fraccionación. La concentración de Ni sigue las mismas pautas, al igual que el Zr que aumenta ligeramente con el Mg#. Estas rocas presentan contenidos en LREE muy bajos, por debajo del límite de detección, con anomalías positivas en ocasiones de Th, Zr y Ti. Las anomalías de Zr y Ti pueden indicar la acumulación de los óxidos de Fe, observada en sección delgada. Las

concentraciones en Nb son muy bajas y no detectables analíticamente en estas rocas. Las HREE o son planas o presentan una ligera pendiente positiva.

En todo el conjunto de rocas gabróicas del BLC se observan diferencias en la distribución de REE en los gabros de Cerro Chacuey (FC9059 y FC9058), gabros y gabronoritas de la Hoja de Santiago Rodríguez (JE9007 y JE9008) y gabros del NE de Partido (FC9063 y FC9065). Estas rocas presentan un patrón plano de REE ($(La/Yb)_N=1,1-2,0$) y muy ligeras o ausencia de las anomalías descritas de Th (que es negativa), Nb y Ti. Algunas de estas rocas poseen bajos contenidos en TiO_2 (<1%) y de LREE, siendo similares en composición y similar Mg# al grupo de toleitas de arco isla que caracterizaban el magmatismo más primitivo de la Fm Tireo, por lo que podrían representar también las facies plutónicas o subvolcánicas de dicha etapa más temprana ($(Zr/Sm)_N=0,1-1,4$). Estas características sugieren una fuente mantélica empobrecida para los magmas, similares grados de fusión parcial.

Considerados en conjunto, los gabros y gabro-noritas presentan Mg# entre 65 y 79, Cr<1000 ppm (excepto JE9008 con 2654 ppm) y Ni<100 ppm, consistentes con una cierta fraccionación. Se distinguen dos grupos composicionales en función del grado de fraccionación: Mg#>70 y Mg#<70. Basándose en la concentración de elementos incompatibles, las rocas menos fraccionadas (Mg#>70) definen un continuo con las piroxenitas. Estas presentan desde un empobrecimiento a un enriquecimiento en LREE ($(La/Yb)_N$ desde <1 a 2,2) para abundancias bajas en REE (entre 0,6 y 10 x manto primordial), algunas por debajo del límite de detección, y HREE planas. Presentan anomalías negativas en Th (en ocasiones), Zr y Ti y positivas en Eu, indicativa de la acumulación de plagioclasa en los gabros y gabro-noritas.

Aunque el Nb está presente en concentraciones por debajo del límite de detección, en las muestras JE9007 y 9008 no define una anomalía negativa. Estas rocas presentan además un enriquecimiento en LREE, anomalías positivas y negativas en Nb y Zr-Hf y un cierto empobrecimiento en HREE, sugiriendo procesos más complejos en su petrogénesis, que implican a una componente de manto enriquecido. Los gabros más fraccionados con Mg#=68-65 (FC9065 y FC9063 de la Hoja de Loma de Cabrera) muestran contenidos en REE mayores (5-9 x manto primordial), ligeras anomalías negativas en Th, Nb y Ti, y un cierto enriquecimiento en LREE y HREE planas o ligeramente empobrecidas con $(La/Yb)_N=1,0-2,0$. Estos gabros hornbléndicos no tienen las características de los otros gabros con una anomalía negativa de Nb-Ta y su composición es similar a la de los basaltos

enriquecidos E-MORB y basaltos toleíticos de isla oceánica (OIT). En resumen, parte de las rocas del conjunto gabrónico-ultramáfico deben estar genéticamente relacionadas con el magmatismo toleítico de arco más temprano, aunque en el se incluyen también rocas probablemente más antiguas (OIB), o que implican a fuentes mantélicas enriquecidas en su génesis. Debido a la no presencia de un estricto paralelismo en la distribución de REE, las diversas rocas del conjunto no están directamente relacionadas por un simple proceso de fraccionación cristalina.

Los términos dioríticos y tonalíticos del BLC presentan frecuentemente una ligera anomalía positiva en Eu, sugiriendo una acumulación de plagioclasa que es consistente con los datos petrográficos de estas rocas. Las rocas dioríticas presentan para abundancias de HREE entre 1,9-7,2 x manto primitivo, un ligero enriquecimiento en LREE ((La/Yb)_N=2,1-5,2), una ligera anomalía negativa en Nb y en Ti, y en ocasiones una ligera anomalía negativa también en Zr-Hf (Zr/Sm)_N=0,5-1,9), con HREE con una muy ligera pendiente negativa. Estas rocas serían comparables a las facies de IAB y de andesitas ricas en Mg del Tireo. Los diques máficos presentan unas características similares, con anomalías positiva en Th y negativas de Nb y Ti, relaciones (La/Yb)_N=4,3-7,5 y (Zr/Sm)_N=1,5-1,9, con HREE planas o con ligera pendiente negativa. Las rocas tonalíticas presentan para abundancias de HREE entre 1,5-8,0 x manto primitivo, un ligero enriquecimiento en LREE ((La/Yb)_N=3,6-12,0; 8,4 de promedio), una fuerte anomalía negativa en Nb y en Ti, anomalías positivas y negativas en Zr-Hf (Zr/Sm)_N=0,5-1,9; 1,4 de promedio), y con HREE con una pendiente negativa. Estas rocas serían comparables a las facies dacíticas y riolíticas de la Fm Tireo, así como los pórfidos subvolcánicos y los intrusivos tonalíticos. Por otro lado, las intrusiones de venas y diques de tonalitas con hornblenda en el C. Duarte son equivalentes a las facies tonalíticas del BLC y a las riolitas de la base del C. El Yujo del área de Jarabacoa.

En los diagramas Ta/Yb *versus* Th/Yb (Fig. 27), las rocas del BLC definen una tendencia evolutiva a valores altos de la relación Th/Yb y con el aumento progresivo del contenido en SiO₂, desde la composición de manto primordial y fuentes más empobrecidas a los campos de las series de arco calco-alcalina y shoshonítica, que se interpreta como registro de la progresiva fraccionación de los magmas y madurez del arco. Esta evolución es similar a la que presentan las rocas de la Fm Tireo. En el diagrama Ti/V de Shervais (1982), las rocas del BLC presentan generalmente valores de la relación <20, propias de rocas de arco toleíticas y calco-alcalinas y similares a los de la Fm Tireo. En el diagrama de discriminación

Y-Nb de Pearce et al. (1984) las rocas del BLC caen dentro del campo de los granitos de arco volcánico (VAG), definiendo una clara tendencia evolutiva con el aumento en SiO_2 .

Consideradas en conjunto las características del BLC y la Fm Tireo, gran parte de las rocas ígneas que forman unidades contemporáneas pueden ser relacionadas a partir de procesos de cristalización fraccionada de un magma basáltico toleítico en una cámara magmática localizada en un nivel somero de la corteza. Dada su signatura subductiva, estos fundidos basálticos fueron generados por la fusión parcial de rocas ultrabásicas en la cuña mantélica hidratada situada encima de una zona de subducción y bajo un arco magmático oceánico. La cristalización fraccionada en un nivel somero daría lugar a la precipitación de cumulos piroxénicos (y más escasos peridotíticos), gabro-noritas, gabros y dioritas con Mg-hornblenda. Durante y después de la cristalización de las dioritas con hornblenda en un nivel alto de la cámara magmática, los fundidos más ricos en sílice y mientras se van diferenciando por cristalización fraccionada, son emplazados en condiciones subvolcánicas y extruidos en superficie, originando la variedad de rocas volcánicas de la Fm Tireo. Durante la diferenciación dominada por la cristalización de plagioclasa y hornblenda, estos fundidos pudieron asimilar material de las paredes de la cámara magmática y el magma residual cambiar su composición progresivamente mediante procesos ACF. El material asimilado probablemente fue corteza oceánica alterada de composición N-MORB y OIB (C. Duarte). Sin embargo, las características geoquímicas de las tonalitas (y algunas cuarzo-dioríticas), su carácter híbrido con magmas máficos, el gran volumen que suponen respecto al conjunto gabrónico-ultramáfico y las relaciones de intrusividad en este conjunto “desde abajo”, sugieren que la variedad de rocas tonalíticas del BLC no representan los fundidos residuales producidos por la cristalización fraccionada de un magma básico. Estas características si son compatibles con la fusión parcial de rocas fuente máficas en presencia de una cantidad variable de H_2O . La fusión parcial de rocas máficas en la corteza inferior del arco magmático bajo variable $P_{\text{H}_2\text{O}}$ genera fundidos de composición tonalítica-trondhjemítica-granodiorítica (por ejemplo; Wolf & Wyllie, 1994) y este proceso ha sido invocado para explicar la formación de los batolitos granitoides en numerosos arcos magmáticos. En el caso del BLC, la fusión de la corteza inferior del arco por *underplating basáltico* o ascenso de las isothermas del manto por procesos tectónicos contemporáneos, explicaría la formación de estos fundidos tonalíticos que intruyen tanto al conjunto gabrónico-ultramáfico como a la Fm Tireo. La cristalización fraccionada de predominantemente plagioclasa y hornblenda, con alguna asimilación de las rocas encajantes e hibridación con los magmas basálticos del complejo de diques máficos, dio lugar a la variedad textural de rocas tonalíticas del BLC.

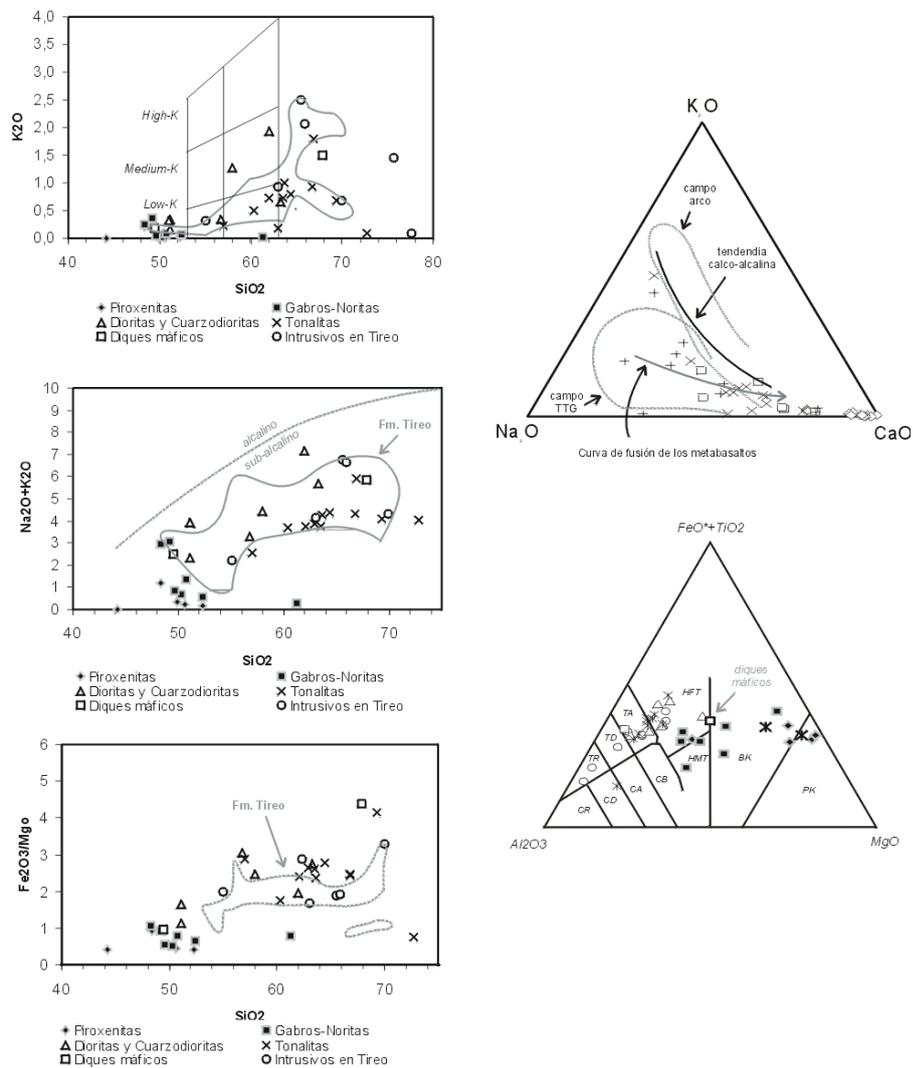


Fig. 19 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en los diagramas binarios SiO₂-K₂O de Gill (1981), SiO₂-K₂O+Na₂O, SiO₂-Fe₂O₃ y ternarios K₂O-Na₂O-CaO y catiónico FeO*+TiO₂-Al₂O₃-MgO de Jensen (1976).

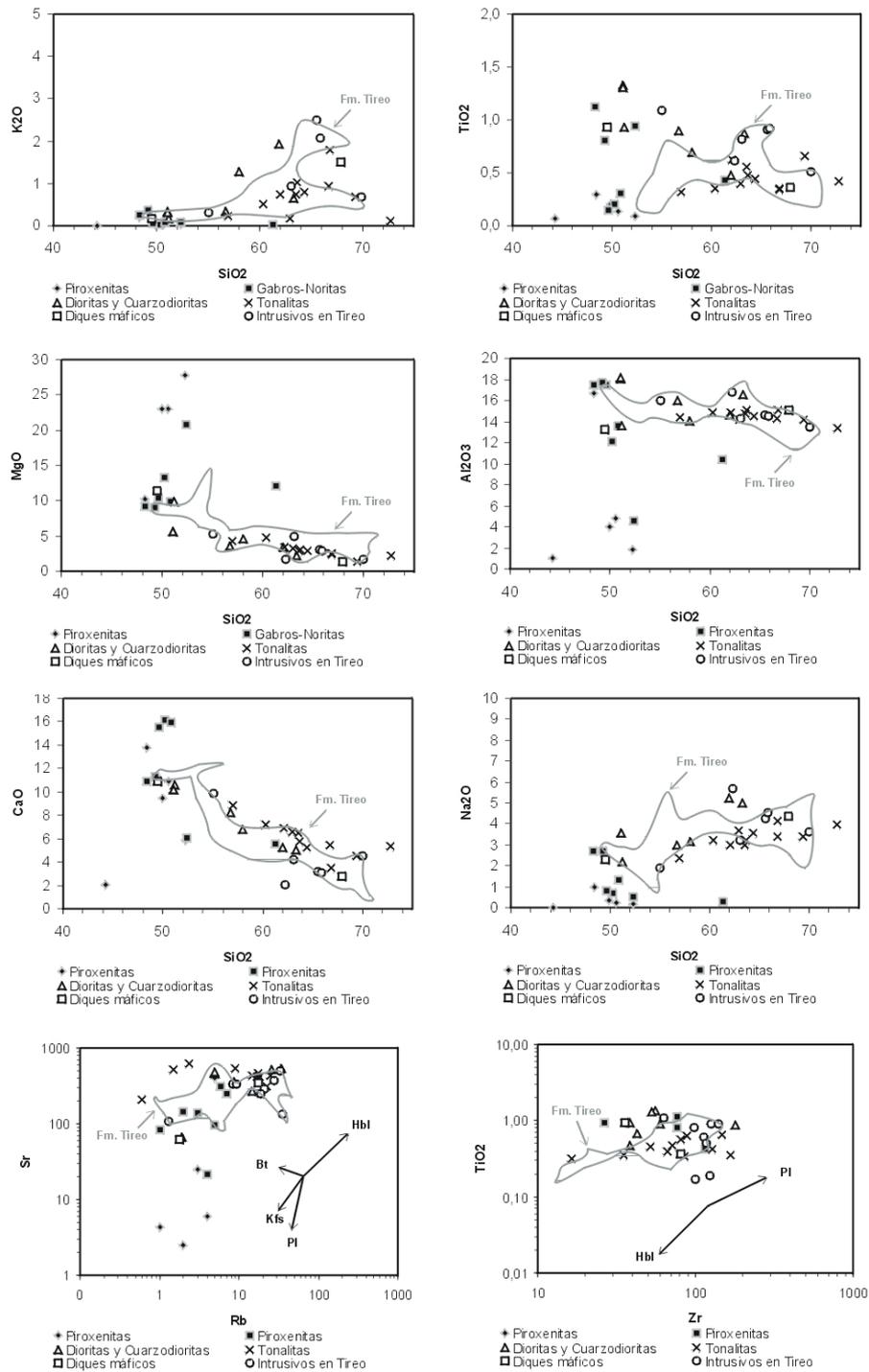


Fig. 20 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en diagramas binarios de variación frente al SiO₂ y al MgO y diagramas log-log de Sr versus Rb y Ti versus Zr.

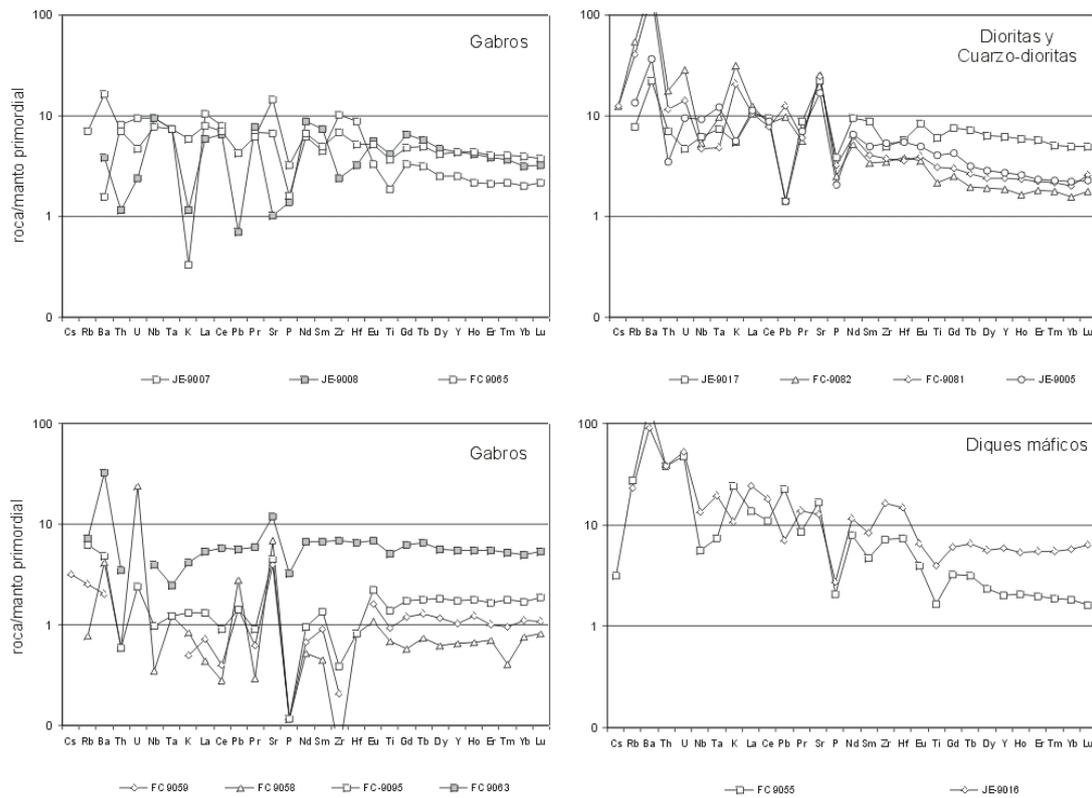


Fig. 21 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en diagramas multielementales normalizados respecto al manto primordial.

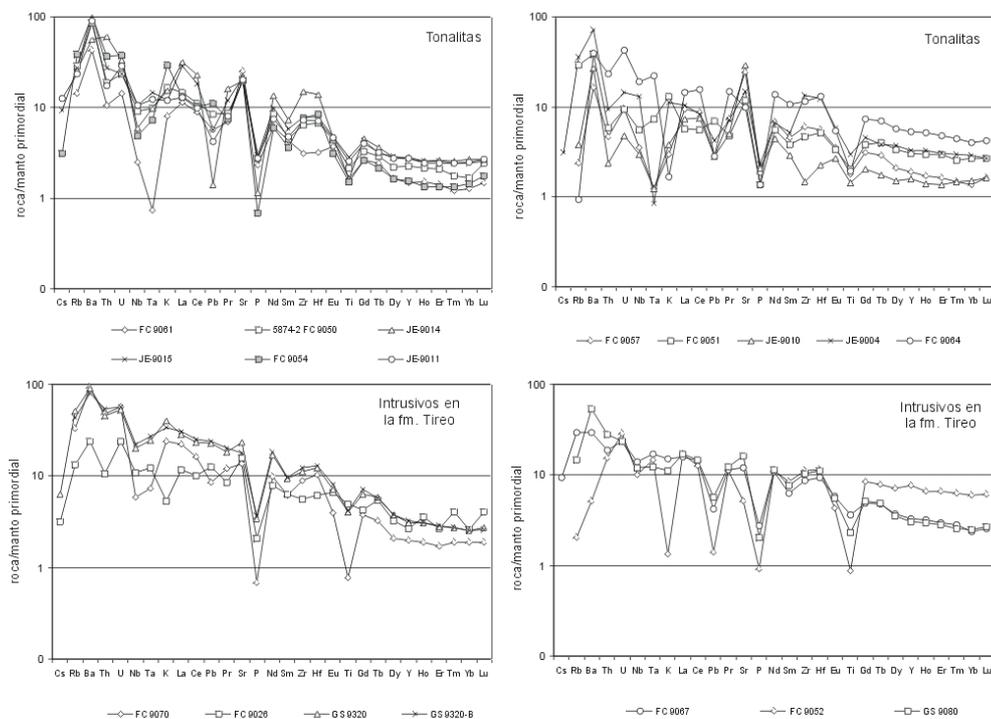


Fig. 22 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en diagramas multielementales normalizados respecto al manto primordial.

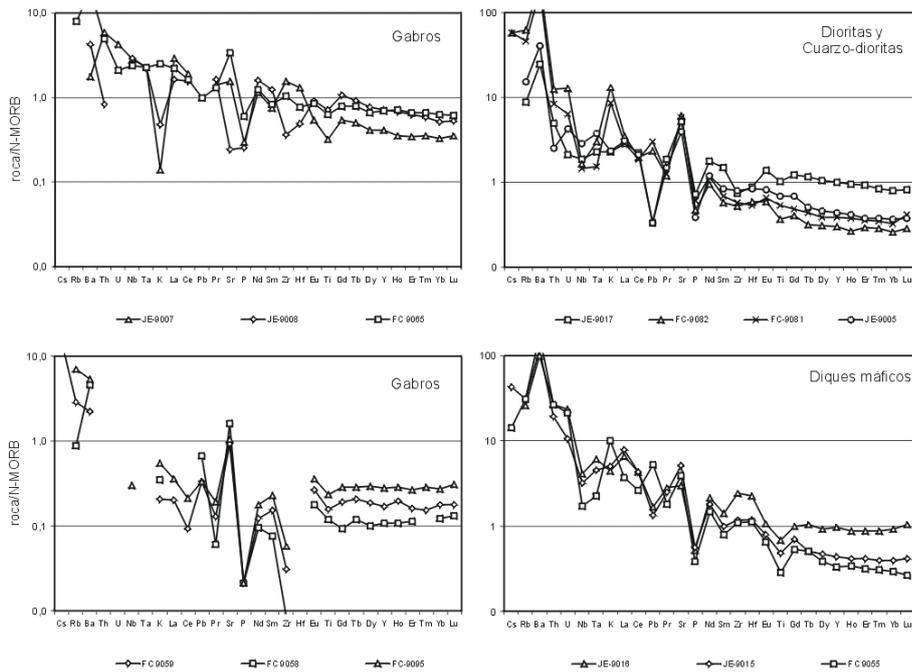


Fig. 23 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en diagramas multielementales normalizados respecto al N-MORB.

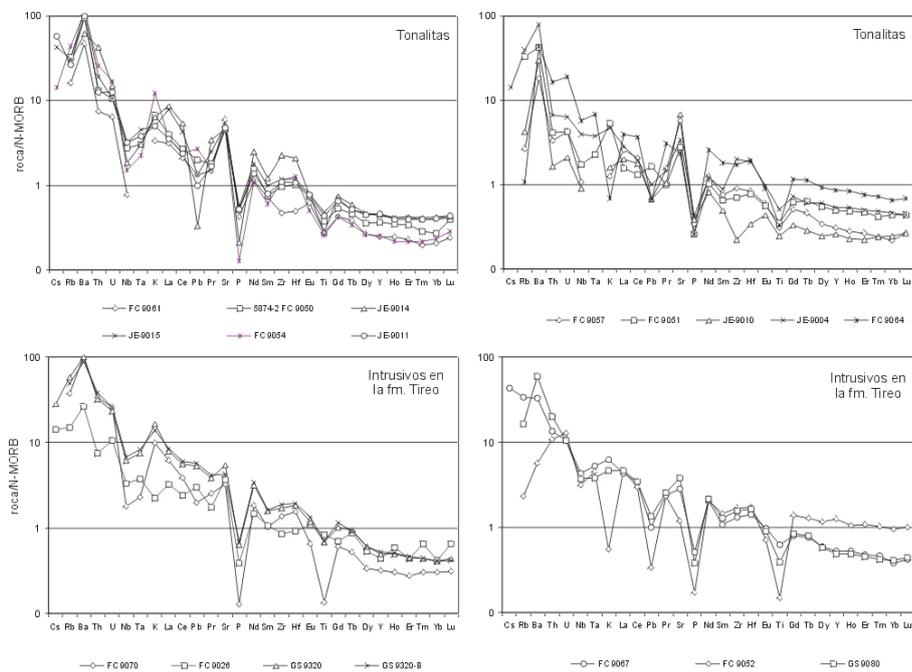


Fig. 24 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en diagramas multielementales normalizados respecto al N-MORB.

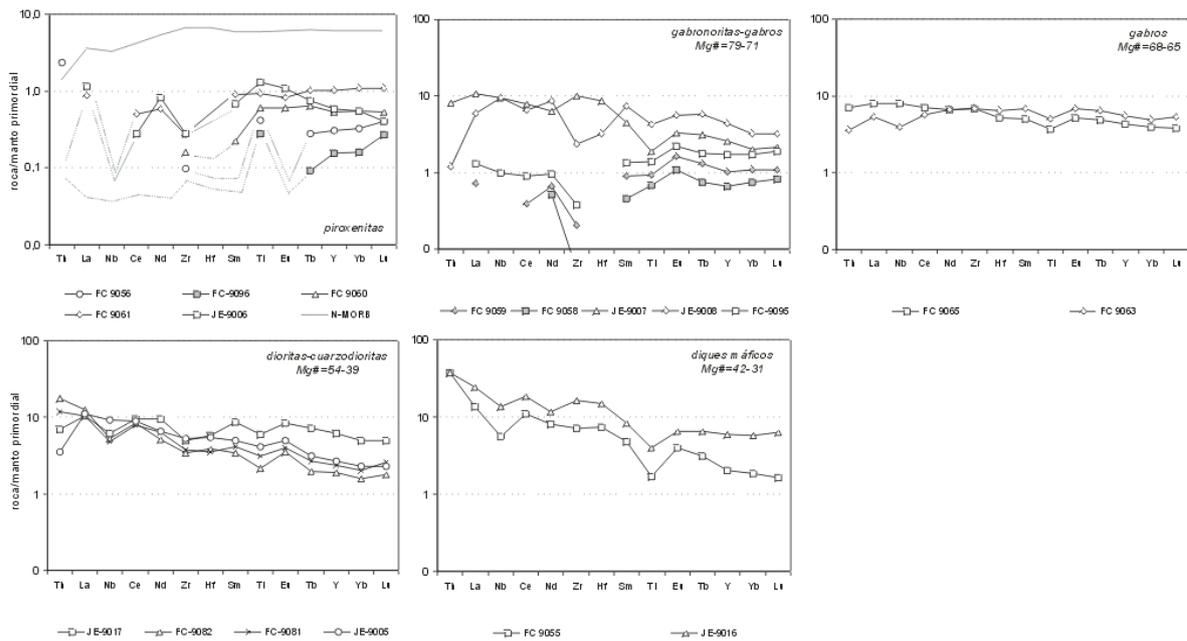


Fig. 25 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en los diagramas de REE extendidos normalizados respecto al manto primordial agrupados en función del Mg#.

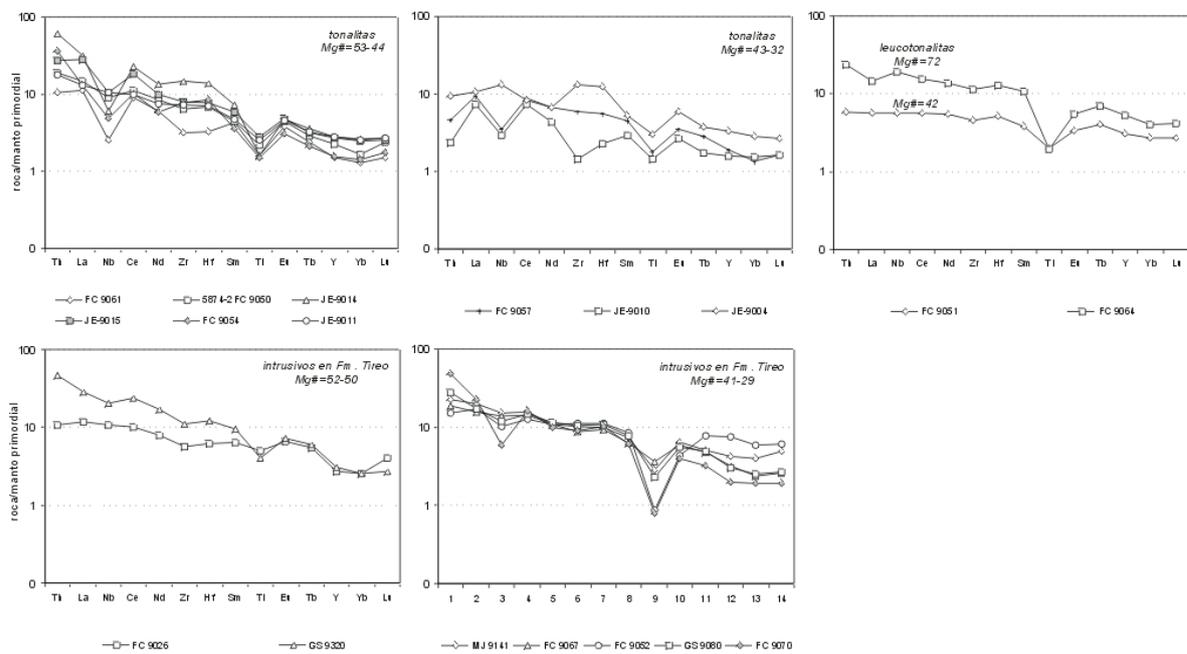


Fig. 26 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en los diagramas de REE extendidos normalizados respecto al manto primordial agrupados en función del Mg#.

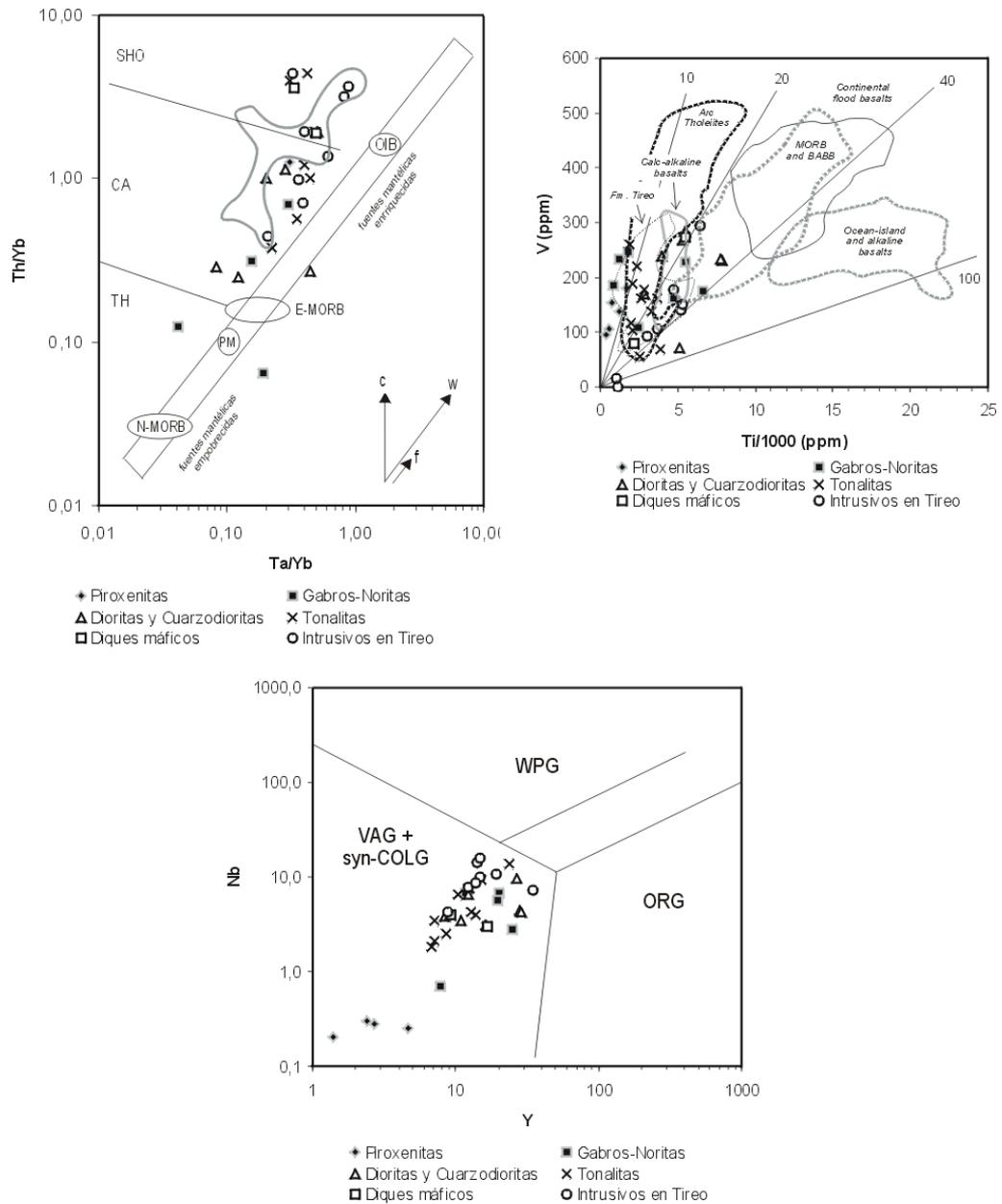


Fig. 27 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en los diagramas Y-Nb de discriminación de granitoides (Pearce *et al.*, 1984), Ti/1000-V de Shervais (1982) y Ta/Yb-Th/Yb (Pearce, 1982).

3.2.5. Formación Magua

Las rocas estudiadas se corresponden a flujos lávicos aparentemente inalterados (frescos en lámina delgada), poco o nada porfídicos, pertenecientes a la banda de afloramiento de dirección ONO-ESE de la Fm Magua a lo largo de las Hojas de Dajabón, Monción y Santiago Rodríguez. Las facies de brechas y algunos tramos de lavas están afectados por una cierta alteración espilitica, lo que implica tener en cuenta la posible movilidad de ciertos elementos en su estudio geoquímico.

Composicionalmente se trata de un grupo de exclusivamente basaltos con un restringido contenido en SiO₂ entre 46 y 50%, de nada a relativamente poco fraccionadas (Mg# de 75 a 43), incluyendo probablemente las composiciones de los magmas primarios (Mg#=75-70 y Cr=1200-1400 ppm). Los basaltos de la Fm Magua presentan contenidos altos en álcalis (K₂O+Na₂O entre 1,8 y 5,4%), en TiO₂ (1,2-5,3%) y en P₂O₅ (0,24-0,60), para contenidos bajos en CaO <10% (7-10%) y de Al₂O₃ que oscilan entre 8,2 y 15%. En una primera aproximación, estas características son propias de basaltos emitidos en zonas de intraplaca. En un diagrama TAS, los diferentes términos de la formación se clasifican como picritas, basaltos picríticos, basaltos y traquibasaltos (Fig. 28). En un diagrama SiO₂ versus álcalis de Cox et al. (1979), las rocas de la Fm Magua se clasifican como picritas, basaltos y hawaitas, graduando en composición desde el límite entre las series alcalinas y sub-alcalinas para los términos más básicos a dentro del campo de las series alcalinas para los términos hawaitas (Fig. 28). No obstante, los álcalis pueden haberse movilizado por alteración. Sin embargo, en el diagrama Nb/Y versus Zr/TiO₂ de Winchester y Floyd (1977) los basaltos de la Fm Magua caen en el campo de los basaltos alcalinos.

En diagramas de variación frente al MgO (Fig. 28), las rocas de la F. Magua presentan con la diferenciación, o descenso de MgO y Cr, un aumento en TiO₂, Fe₂O₃, CaO y Al₂O₃, típico de las series toleíticas con enriquecimiento en Fe (y Ti), aunque se dispone de pocas muestras. El descenso del Ni y Cr con el descenso en MgO indica una evolución magmática controlada por la cristalización fraccionada del olivino y la cromo-espinela, lo que es consistente con el hecho petrográfico de que la plagioclasa y clinopiroxeno no aparecen como fenocristales en estas rocas y si en la mesostasia. Normativamente, las rocas de la Fm Magua son de forma característica olivino, diópsido e hiperstena normativas (norma CIPW, Tabla 5), con ausencia de cuarzo normativo (subsaturadas) y en algún caso con nefelina normativa, además de ilmenita, magnetita, apatito y cromita. Estos resultados, la

presencia de olivino como fenocristal (casi exclusivamente) con augita titanada marrón, junto con el mayor contenido en álcalis y menor en sílice que las toleitas N-MORB, establece que las rocas de la Fm Magua son alcalinas, pertenecientes a series tanto ligeramente saturadas como subsaturadas en SiO₂. En el diagrama de Cox *et al.* (1979) se han incluido los rangos composicionales de las series toleíticas de isla oceánica (OIT) de Islandia, alcalina de isla oceánica (OIA) de Ascensión ligeramente sobresaturada en sílice y la alcalina subsaturada de Tristán de Cunha. Como puede observarse, las muestras estudiadas de la Fm Magua caen principalmente en el campo de la serie OIA de Ascensión y en algún caso próxima a la serie subsaturada de Tristán de Cunha, aunque no se dispone de análisis de los términos intermedios y ácidos. Por otro lado, los términos más ricos en álcalis serían hawaitas, ya que se trata de rocas basálticas con andesina normativa (An₃₀₋₅₀).

En el diagrama Zr *versus* Y de Barrett y MacLean (1999), las rocas de la Fm Magua caen en el campo de las series transicionales (Fig. 29). En el diagrama Ti/1000 *versus* V definen una tendencia de progresivo aumento de la relación Ti/V, pasando del campo de los basaltos MORB al de las islas oceánicas y basáltos alcalinos. El carácter alcalino e intraplaca de las rocas de la Fm Magua queda bien patente en los diagramas triangulares de discriminación tectonomagmática Hf/3-Th-Nb/16 y Nb*2-Zr/4-Y de Wood (1980; Fig. 29), proyectándose en ambos en los campos de los basaltos intraplaca toleíticos y alcalinos (OIA series).

En un diagrama multielemental normalizado frente a al Manto Primordial, las rocas de la Fm Magua presentan un patrón análogo al de los basaltos OIB, con algunas variaciones en el Ba y Sr relacionadas con la fraccionación de la plagioclasa con el que son compatibles (Fig. 30). Este patrón se caracteriza por un fuerte enriquecimiento en los elementos incompatibles LIL (Rb, Cs, Ba, Pb y Sr) y HFSE (Th, U, Ce, Zr, Hf, Nb, Ta y Ti) respecto a N-MORB, análogo a I de los OIB. Los valores de las relaciones K/Ba y Zr/Nb encontrados son <20 (entre 0,3 y 21) y <10 (3,1-7,2), respectivamente, típicos de rocas alcalinas intraplaca oceánica. En un diagrama multielemental normalizado frente a N-MORB, las rocas de la Fm Magua presentan un perfil con una fuerte pendiente negativa con un enriquecimiento en LILE y LREE, consistente con que los basaltos y picritas con Mg#≈70 sean fundidos de un manto relativamente no empobrecido en un entorno intraplaca. La ausencia de una anomalía negativa de Nb-Ta y de un empobrecimiento en HFSE y REE respecto a N-MORB, excluye a todas estas rocas como relacionadas con procesos de subducción, lo cual es consistente con los datos geológicos regionales.

En los diagramas extendidos de REE normalizado respecto al manto primordial de la Fig. 31, las rocas de la Fm Magua se caracterizan por un patrón con una marcada pendiente negativa $[(La/Yb)_N=3-9,3]$, fuerte enriquecimiento en LREE y valores de la relación $(Zr/Sm)_N$ entre 0,9 y 1,1, empobrecimiento en las HREE (pendiente negativa), anomalía positiva en Nb y negativa en Th. Estas características son propias de basaltos transicionales y de OIA alcalinos. La fraccionación de HREE indica que el granate fue una fase residual en la fuente mantélica relativamente profunda. La relación $La/Yb=10-14$ es también característica de basaltos OIB y de basaltos alcalinos subsaturados.

Debido a la escasez de muestras analizadas y a la dificultad de encajar bien la signatura geoquímica y la tectónica las siguientes interpretaciones son las que podemos adelantar ahora y que no son sino un análisis de los datos (escasos) de que disponemos.

Aunque se dispone de un número limitado de muestras y que no se conoce la edad absoluta de esas rocas, los contenidos en elementos mayores, trazas y REE de las rocas de la Fm Magua sugieren que se trata de magmas ligeramente saturados y subsaturados en SiO_2 , característico de un magmatismo intraplaca transicional a/y alcalino, posiblemente ligado a desgarres transcurrentes.

Consideradas en conjunto, estas características permiten relacionar a las rocas de la Fm Magua con magmas formados y segregados en una fuente mantélica con granate profunda y más enriquecida que la de los N-MORB, posiblemente en relación a una pluma mantélica originada a nivel del reservorio fuente de los OIB (>660 Km profundidad). El emplazamiento de estas rocas tuvo lugar en relación con la etapa deformativa regional transcurrente que estructura la Zona de Cizalla de La Española. En muchos aspectos, las rocas basálticas de la Fm Magua se asemejan a las emitidas en las provincias de *continental flood basalts*, con la peculiaridad de que la ausencia de una corteza continental ha minimizado en este caso los efectos de una contaminación cortical. Los basaltos emitidos son composicionalmente similares a las toleitas oceánicas (OIT) y términos alcalinos asociados (OIA), relacionadas con la actividad de una pluma mantélica en función del grado de fusión parcial. En este contexto, las leucotonalitas y leucogranitos que aparecen localmente asociados a la Fm Magua serían el producto extremo de la diferenciación magmática o el resultado de la fusión local de la corteza profunda por los magmas ascendentes. Datos de isótopos Nd y Sr podrán proporcionar más luz sobre la petrogénesis de las rocas de la Fm Magua.

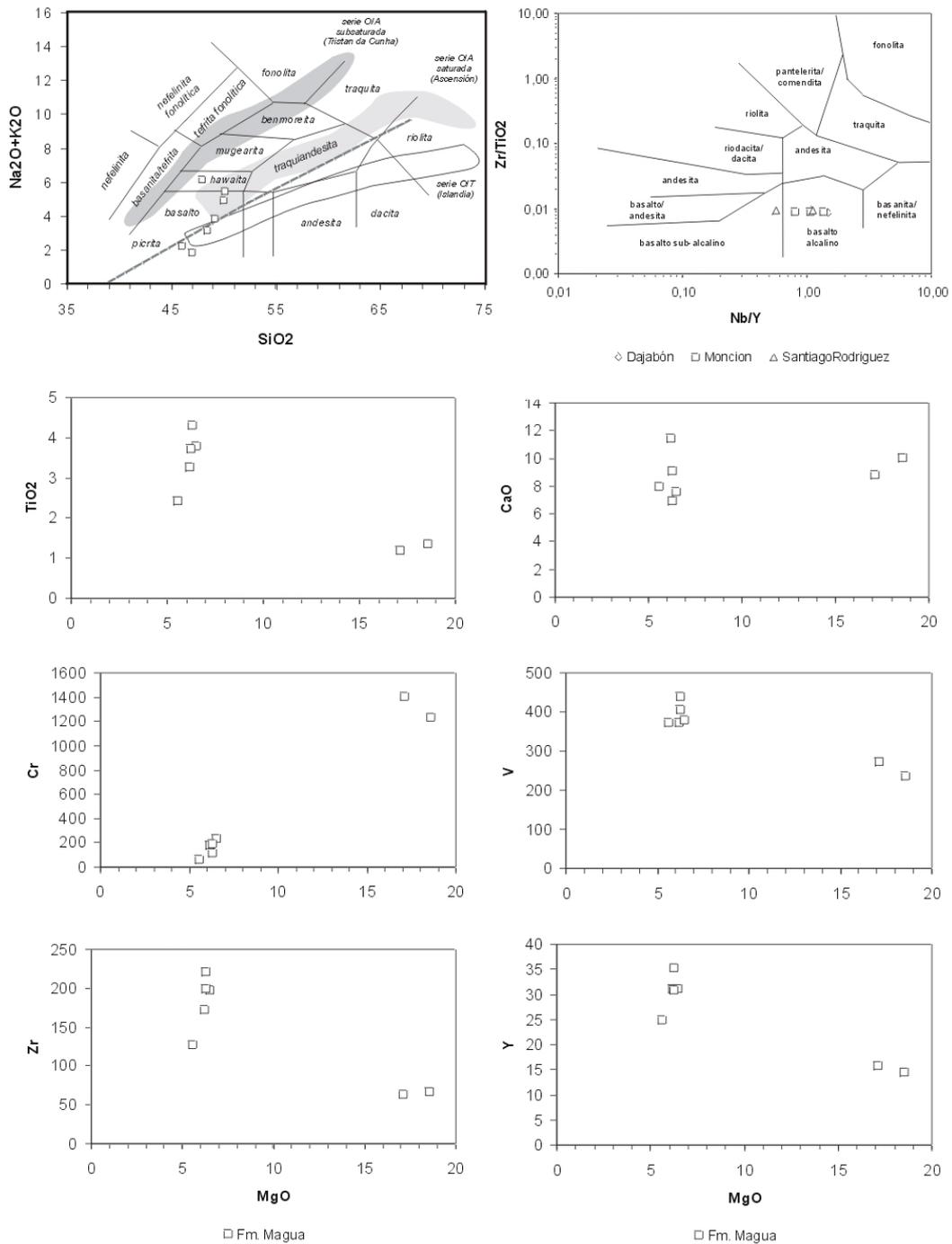


Fig. 28 - Proyección de los basaltos de la Fm Magua en los diagramas binarios SiO_2 - K_2O+Na_2O (Gill, 1981), Nb/Y versus Zr/TiO_2 (Winchester & Floyd, 1977), y en algunos diagramas binarios de variación frente al MgO.

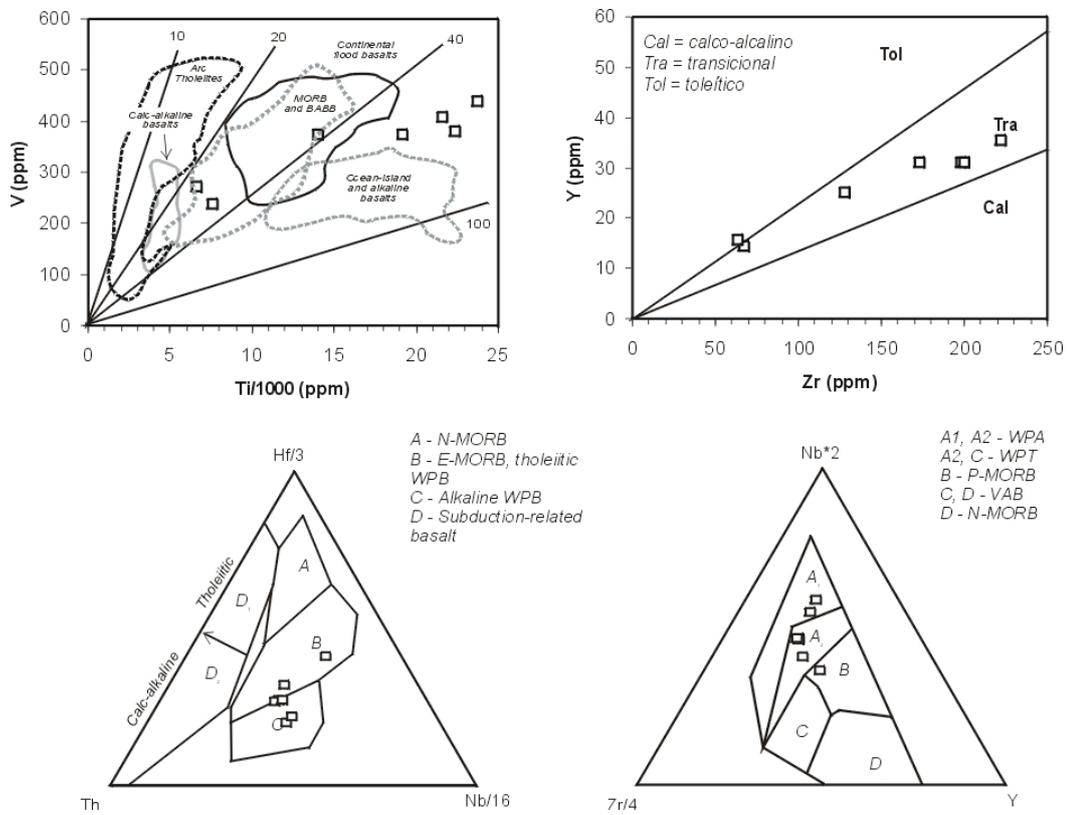


Fig. 29 - Proyección de los basaltos de la Fm Magua en los diagramas Ti/1000-V de Shervais (1982), Zr-Y, Hf-Th-Nb y Nb-Zr-Y de Wood (1980).

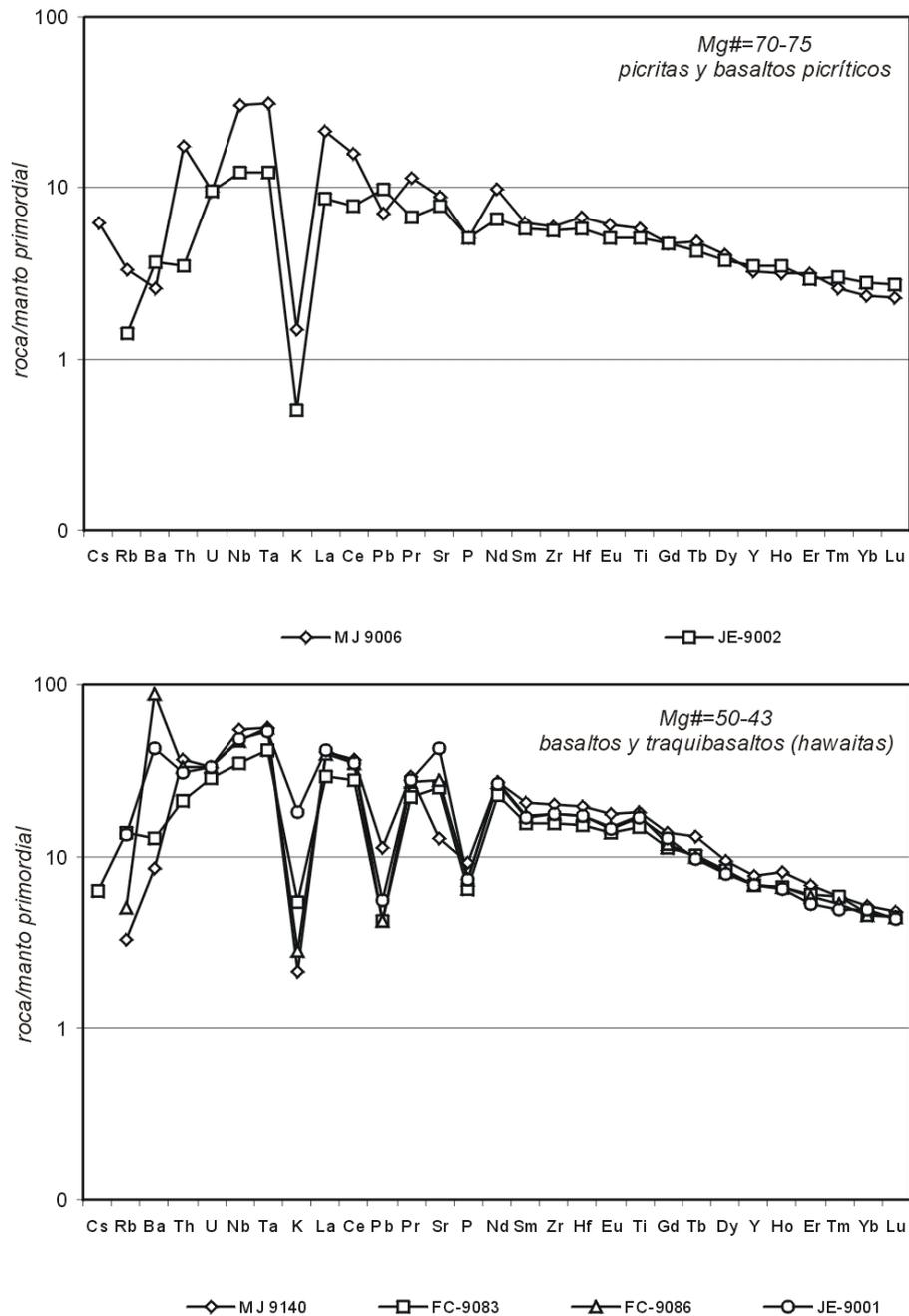


Fig. 30 - Proyección de los basaltos de la Fm Magua en diagramas multielementales normalizados respecto al manto primordial.

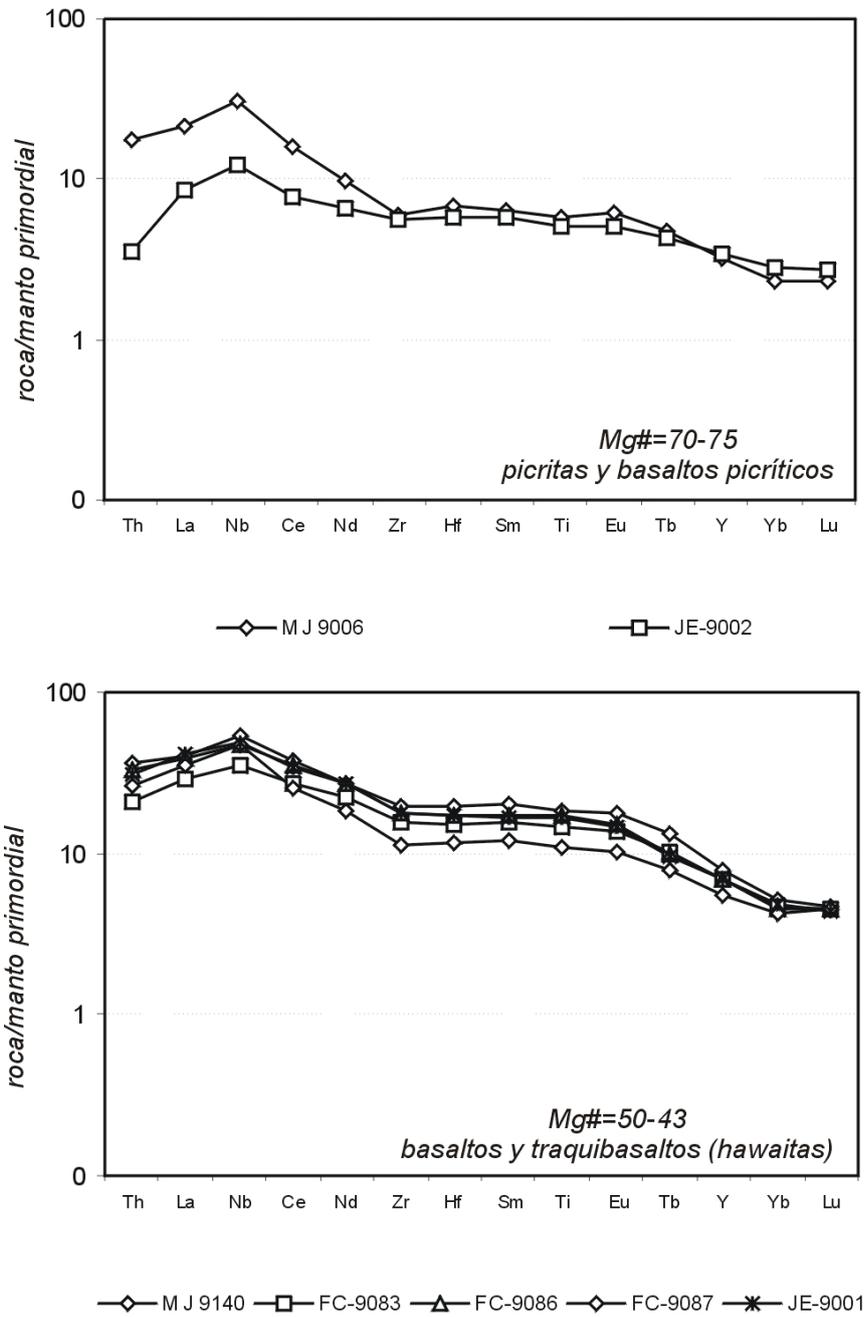


Fig. 31 - Proyección de los basaltos de la Fm Magua en los diagramas de REE extendidos normalizados respecto al manto primordial.

3.3. Nuevas dataciones geocronológicas U-Pb y Ar-Ar del Proyecto K

3.3.1. Muestreo

Como se ha comentado en el capítulo 3.1.2, existe un apreciable número de dataciones absolutas en las rocas magmáticas de la República Dominicana que, sin embargo, han resultado insuficientes para constreñir las edades y la evolución de los episodios magmáticos y tectonometamórficos. En consecuencia, durante este Proyecto K (y también el L) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, se ha llevado a cabo un amplio muestreo, representativo de cada uno de los principales conjuntos magmáticos y metamórficos. Así, del conjunto de muestras escogidas en el campo para dataciones absolutas, su estudio petrográfico permitió seleccionar 38 y en ellas, se han realizado 44 dataciones, para la totalidad del Proyecto K.

Las técnicas de dataciones utilizadas, descritas a continuación comprenden el método Ar-Ar realizado por el calentamiento escalonado de separaciones minerales, así como el método U-Pb sobre circones. Algunas muestras han sido analizadas con las dos técnicas. Al final, de los 44 análisis, 33 han permitido la obtención de una edad absoluta (7 con U-Pb y 26 con Ar-Ar) y 9 han resultado negativas.

3.3.2. Descripción de las técnicas analíticas

Las muestras fueron procesadas y analizadas por los Drs. Richard Friedman (U/Pb) y Thomas Ullrich (Ar/Ar), en el *Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research, Earth and Ocean Sciences*, de la Universidad de British Columbia, en Vaucouver (Canadá), bajo la dirección del Profesor James Mortensen

3.3.2.1. Técnica analítica U-Pb

Los circones y otros minerales accesorios se extrajeron de las muestras mediante técnicas convencionales de machacado y de separación mediante tabla Wilfley, a las que siguió una concentración final mediante líquidos pesados y separación magnética. Las fracciones minerales a analizar se seleccionaron en función de la calidad del grano, tamaño, susceptibilidad magnética y morfología. Con el objeto de minimizar los efectos de la pérdida de Pb próxima a la superficie de los granos, todas las fracciones de circones se sometieron, previamente a su disolución, a una abrasión por aire usando la técnica de Krogh (1982). Posteriormente se disolvieron en una solución extrapura 3N de HNO₃, lavadas con acetona bajo su punto de ebullición y pesadas (hasta $\pm 2\mu\text{g}$). Los circones se disolvieron en

microcápsulas de PTFE o PFA de 300 μ l con 100 μ l de HF 29N y de \sim 15 μ l de HNO₃ 14N bajo punto de ebullición, en presencia de un trazador mixto de ²³³⁻²³⁵U-²⁰⁵Pb y durante 40 horas a 240°C.

La disolución se llevó a cabo en bombas de acero inoxidable Parr con líneas PTFE de teflón de 250 ml. Posteriormente las soluciones fueron secadas de sales y re-bombadas en \sim 200 μ l de solución de HCl 3.1N ultrapuro durante 12 horas a 210°C. Estas soluciones se secaron de nuevo de sales en una placa calentada a unos 125°C y se redisolieron en una solución de 0.5 ml de 3.1 HCl durante un mínimo de 8 horas. Para la separación del Pb y U se emplearon técnicas de columnas de intercambio iónico similares a las descritas por Parrish et al. (1987). El Pb y U se separaron secuencialmente en el mismo recipiente, donde se les añadió 2 μ l de ácido fosfórico extrapuro 1,0 M. Cada muestra se cargó en un único filamento de Re usando un exhalador de gel de sílice fosfórico (SiCl₄). Las relaciones isotópicas se midieron con un espectrómetro de masas de ionización termal VG-54R, modificado con un único colector y equipado con un fotomultiplicador analógico Daly. Tanto el U como el Pb se procesaron a 1450°C en modo de encendido-en pico del detector Daly.

La fraccionación de U se determinó directamente en procesos individuales utilizando el trazador ²³³⁻²³⁵U, y las relaciones isotópicas de Pb se corrigieron para una fraccionación del 0,37 %/amu, en base a análisis duplicados del estándar de Pb NBS-981 y los valores recomendados por Thirlwall (2000). Los blancos analíticos para el U y el Pb fueron menores de 1 y 3 pg, respectivamente. La composición isotópica del Pb común fue derivada del modelo de Stacey y Kramers (1975). Todos los errores analíticos fueron propagados numéricamente a lo largo del cálculo completo de la edad siguiendo la técnica de Roddick (1987). Las edades de intersección con la curva de concordia y los errores asociados se calcularon usando una versión modificada del modelo de regresión York-II (donde los errores York-II se multiplican por el MSWD) y el algoritmo de Ludwig (1980). Todas las edades se refieren al nivel 2 σ de incertidumbre.

3.3.2.2. Técnica analítica Ar-Ar

Cada muestra se machacó, hasta reducirla a fragmentos de entre 0.1 y 0.5 mm de diámetro y, posteriormen, se pesó bajo un imán manualmente para eliminar los minerales magnéticos y las esquirlas metálicas de la machacadora. Las muestras se lavaron posteriormente en agua desionizada, se aclararon y se sacaron en aire seco a temperatura ambiente. Los minerales de interés se separaron a mano, se envolvieron en papel de aluminio y se guardaron en una cápsula de irradiación junto a otras muestras de edad similar y a

monitores del flujo de neutrones (sanidinas de la Toba Fish Canyon de 28.02 Ma; Renne *et al.*, 1998). Las muestras se irradiaron los días 27 y 28 de Mayo de 2004 en el reactor nuclear de McMaster en Hamilton, Ontario, a 56 MWH y un flujo de neutrones de 3×10^{16} neutrones/cm², aproximadamente. El análisis (n=54) de las posiciones del flujo de neutrones 18 produjo errores de <0.5% en el valor J. Las muestras fueron analizadas entre el 19 y el 26 de Julio de 2004, en el *Noble Gas Laboratory del Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research de la University of British Columbia, Vancouver, Canada*. Los separados minerales se calentaron a intervalos crecientes mediante un rayo laser desenfocado de 10W CO₂ (New Wave Research MIR10), hasta su fusión. Los gases emitidos en cada intervalo de temperatura se analizaron en un espectrómetro de masas VG5400, equipado con un multiplicador de electrones contador de iones. Todas las medidas se corrigieron respecto a las variaciones en la sensibilidad del espectrómetro de masas, la discriminación de masas, y la descomposición radioactiva durante y después de la irradiación, así como a la interferencia de Ar debida a contaminación atmosférica y la irradiación de Ca, Cl y K (relaciones de producción isotópica: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K=0.0302; $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Ca=1416.4306; $^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Ca=0.3952; Ca/K=1.83, $^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArK}$).

Las edades de *plateau* y por correlación inversa (método de la isocrona inversa) se han calculado utilizando el programa ISOPLOT versión 3.09 (Ludwig, 2003). Los errores se refieren al nivel 2σ (95% de confianza) e incluye la propagación de los errores procedentes de todas las fuentes, a excepción de los procedentes de la sensibilidad del espectrómetro de masas y la edad del monitor de flujo. Los “picos” para las edades obtenidas mediante correlación inversa y de plateau son arbitrarios y se deben considerar como tentativas, ya que el trabajo analítico se ha realizado sin conocer de forma directa el contexto geológico de las muestras. La interpretación de los resultados analíticos ha de hacerse en el contexto de la diferente temperatura de cierre del Ar en cada mineral analizado (hornblenda: 525-450°C; moscovita: 375-325°C; biotita: 350-260°C y feldespato-K: 350-125°C), junto a la naturaleza ígnea o metamórfica de la muestra.

3.3.3. Resultados y discusión

El conjunto de los 44 resultados está resumido en la Figura 1 y la Tabla 1. Los diagramas de los resultados isotópicos con las edades “*plateau*” y las isocronas (método Ar-Ar) y los diagramas de concordia (método U-Pb) se pueden consultar en los informes correspondientes (Friedman, 2004; Ullrich, 2004)

A continuación se comentan las edades obtenidas por cada conjunto litológico.

3.3.3.1. Formación Amina-Maimón

Cuatro muestras de esquistos verdes y metariolitas de la Fm. Amina-Maimón en las Hojas de Martín García (MJ-9122; PU-9037) y Monción no han permitido constreñir la edad de esta formación debido a la ausencia o poca cantidad de minerales datables.

3.3.3.2. Complejo Duarte

Regionalmente al C. Duarte se le considera una edad Jurásico Superior a Cretácico Inferior (ver § 2.1.2); Las 7 muestras de este complejo procesadas para dataciones absolutas; se reparten así :

- Hoja de Santiago Rodríguez : anfibolitas 01JE04J75 y 01JE9013, así como la diorita de El Pino (01GS9233) posiblemente relacionada con el C. Duarte ;
- Hoja de Monción : anfibolita 12FC9102;
- Hoja de Jicomé : anfibolita FC9063;
- Hoja de Diferencia : anfibolitas 07JE04J45 y 07JE04J46

En el Complejo Duarte, el objetivo de las dataciones de Ar-Ar sobre hornblenda, era obtener la edad del metamorfismo y de la deformación.

La anfibolita 12FC9102 de la Hoja de Monción y la anfibolita 01JE9013 de la Hoja de Santiago Rodríguez no han dado una fracción datable.

Para las anfibolitas del C. Duarte, las edades obtenidas presentan una variabilidad muy grande, desde 45 Ma hasta 123 Ma, y son muy poco fiables.

Las edades de 43.4 ± 7.0 Ma (JE04J46) y 91 ± 19 Ma (JE04J45) obtenidas en las anfibolitas de la Hoja de Diferencia, parecen poco fiables, puesto que representan edades integradas sobre los valores del conjunto de los « *plateaux* ».

Las muestras JE04J75 (Hoja de Santiago Rodríguez) y FC9063 (Hoja de Jicomé) presentan una edad « *plateau* » bien definida, a pesar de un ligero exceso de Argón en los primeros escalones de calentamiento de la muestra FC9063 y las edades de 74 ± 1.7 Ma (JE04J75) y 82.8 ± 1.9 Ma (FC9063) son representativas de la edad de las hornblendas.

Estas hornblendas son nematoblastos o marcan la lineación en las anfibolitas miloníticas.

Así estas edades podrían ser o la edad de un pico térmico del metamorfismo y por tanto de la deformación, o/y edades de « reset » ligadas a la intrusión del batolito de Loma Cabrera.

Para la diorita de El Pino, posiblemente relacionada con el C. Duarte, se sospecha un exceso de Argón. La edad obtenida por isocrona inversa es 122.3 ± 7.7 Ma, de acuerdo con la edad de 123 ± 1.8 Ma obtenida anteriormente con el método K-Ar sobre una muestra del mismo macizo (Kesler et al., 1977).

En conclusión, la edad Eoceno (43.4 ± 7.0 Ma) de la anfibolita JE04J46 de la Hoja de Diferencia parece poco fiable. Las edades de 74 ± 1.7 Ma y 82.8 ± 1.9 Ma (JE04J75 y FC9063) representan probablemente edades de « reset » ligadas a la intrusión del batolito de Loma Cabrera. La edad más antigua de 123 Ma, aunque todavía poco segura, podría representar la edad la más antigua conocida actualmente para el C. Duarte, siendo el protolito todavía más antiguo.

3.3.3.3. Batolito de Loma Cabrera

Ocho muestras del batolito de Loma Cabrera han sido datadas para método Ar-Ar :

- Hoja de Santiago Rodríguez : tonalita foliada, en zona de falla (01JE9015)
- Hoja de Loma de Cabrerera : tres gabros (FC-9065, JE-04J83, FC-9058), una diorita cuárcica foliada (FC-9061) y una tonalita no foliada (FC-9054)
- Hoja de Jicomé : una diorita cuárcica (01JE9010);
- Hoja de Monción : un gabro con Hornblenda-Piroxeno (12FC9097)

3.3.3.3.1. Gabros

Las muestras FC-9065 y 12FC9097 no se han podido datar. Las muestras de gabro JE-04J83 y FC-9058 (Loma Cabrera) presentan edades mal constreñidas de 83 ± 9.2 Ma y 105.4 ± 5.8 Ma obtenidas a partir de un pseudo « plateau ».

Aunque la edad de 105 Ma apoya las observaciones de campo, mostrando que las tonalitas intruyen los macizos gabroícos, la edad de 83 ± 9.2 Ma coincide bien con todo el magmatismo tonalítico del BLC y, así, podría corresponder a un « reset » debido a dicha intrusión.

3.3.3.3.2. Intrusivos tonalíticos – cuarzodiorita

La muestra de diorita cuárcica 01JE9010 (Hoja de Jicomé) no permitió la obtención de una edad « plateau ». La edad obtenida por isocrona inversa sobre hornblenda está mal definida a 65.1 ± 6.5 Ma.

La tonalita « común » FC-9054 (Hoja de Loma de Cabrera) presenta una edad « *plateau* » de 87.9 ± 2.5 Ma sobre hornblenda, mientras que los ensayos sobre biotita no han sido concluyentes (exceso de Argón). Esta edad coincide con las ya conocidas del batolito de Loma Cabrera (cf § 3.1.2.2.). y corresponden a la intrusión de las tonalitas.

Las facies foliadas presentan edades muy diferentes. La diorita cuárcica (FC9061) de la Hoja de Loma Cabrera, da una edad « *plateau* » de 100.9 ± 2.2 Ma, pero con un probable exceso de Argón. ¡Se debe notar que esta edad sobre una diorita cuárcica foliada es más antigua que las rocas equivalentes no foliadas!

La tonalita foliada (01JE9015) de la Hoja de Santiago Rodriguez, da una edad *plateau* de 73.9 ± 0.48 Ma sobre Hornblenda y de 76.8 ± 0.44 Ma (Santoniano) sobre Biotita. Esta última edad podría corresponder a la edad de un episodio de deformación marcado por la neoformación o el « *reset* » post-intusivo de minerales máficos.

3.3.3.3.3. Intrusión tonalítica en la Fm Magua

La muestra de tonalita a hornblenda 03MJ9141 proviene de un dique que intruye la Fm Magua en la hoja de Dajabón. Ha sido datado por Ar-Ar sobre hornblenda y da una edad « *plateau* » de 83.4 ± 0.8 Ma bien definida. Dentro del error, la edad coincide con la edades Ar-Ar de las tonalitas del BLC. Este resultado levanta problema. En efecto, regionalmente a la Fm Magua se le considera una edad Paleoceno Superior - Eoceno Superior (dataciones de fauna de foraminíferos planctónicos). En algunos afloramientos y clastos rodados de calizas se han visto fragmentos de rudistas (hoja de Dajabón; Palmer, (1963) y este proyecto): dichos rudistas podrían resultar del desmantelamiento de una Fm Tireo más generalizada sobre el C. Duarte, o significar que las propias calizas de Magua empiezan al Cretácico Superior terminal (Maastrichtiano). ¡Si la edad de 83.4 Ma de la tonalita es buena, la edad de la Fm Magua bajaría por lo menos al límite Santoniano-Campaniano! Otra hipótesis sería que los basaltos intruidos por la tonalita no sean basaltos de la Fm Magua sino basaltos más antiguos como los del C. Duarte.

3.3.3.3.4. Tonalita foliada de Diferencia

La muestra de tonalita foliada (07MJ9195) de la Hoja de Diferencia ha sido datada por método U-Pb sobre zircón y Ar-Ar sobre hornblenda. La edad Ar-Ar sobre hornblenda está muy mal definida con 100 ± 18 Ma a partir de un pseudo « *plateau* ». Al contrario, la edad U-Pb basada sobre resultados múltiples concordantes, es relativamente precisa con 87.9 ± 1.0

Ma, correspondiendo a la intrusión de la tonalita y de acuerdo con las edades conocidas de las tonalitas (cf. § 3.1.2.2.).

3.3.3.3.5. Tonalita foliada de la Loma del Tambor

Se analizaron dos muestras de las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor: 08MJ9195C (Hoja de Lamedero) y FC-9026 (Hoja de Jicomé). Si la muestra 08MJ9195C no ha dado una edad absoluta, la muestra FC-9026 da una edad « *plateau* » Ar-Ar sobre biotita de 74.9 ± 1.8 Ma.

Es más joven que la edad obtenida generalmente para los intrusivos tonalíticos (85-90 Ma) y recuerda la edad obtenida sobre las tonalitas foliadas de la zona de falla de la Hoja de Santiago Rodríguez (73.9 ± 0.48 Ma sobre Horblenda y de 76.8 ± 0.44 Ma sobre Biotita). Por lo tanto se podría interpretar también como la edad de un episodio de deformación definida por la neoformación o el « *reset* » post-intrusión de los minerales máficos a lo largo de zonas de falla.

3.3.3.3.6. Batolito de Macutico

Siete muestras del batolito de Macutico (Hoja de Lamedero) han sido analizadas con el objetivo de precisar la evolución del macizo y limitar las edades de sus diferentes intrusiones:

- tonalita (08MJ9359),
- diorita cuárcica (08MJ9033),
- diorita (08MJ9364B),
- gabro-diorita (08MJ9356)
- microgabro (08MJ9365)
- dique andesítico (08MJ9364)

Las muestras del conjunto gabro-diorita-tonalita 08MJ9359, 08MJ9033, 08MJ9364B y 08MJ9356 presentan edades U-Pb bien constreñidas, muy concordantes, comprendidas entre 90 ± 1.2 Ma y 92.1 ± 1.2 Ma. Las edades « *plateau* » Ar-Ar obtenidas sobre horblenda y biotita de la tonalita 08MJ9359 son ligeramente más jóvenes con respectivamente 85.3 ± 2 Ma y 86.31 ± 0.49 Ma. Estas edades corresponden a la intrusión de las rocas tonalíticas en la Cordillera Central.

La muestra 08MJ9365 proviene de bloques de microgabro del este de la hoja de Lamedero (refugio de Macutico). Aunque un probable exeso de Argón en las primeras escalones de

calentamiento, la edad "plateau" Ar-Ar sobre hornblenda de 98.3 ± 1.8 Ma parece fiable y confirmaría el carácter precoz de los intrusivos máficos en comparación con las tonalitas. La firma geoquímica es de tipo OIB, lo que no coincide con las firmas del BLC o de la Fm Tireo. Si esta edad es buena, queda la hipótesis de relacionar estas facies como "roof pendants" del C. Duarte en el batolito de Macutico pero este caso se debería observar un metamorfismo de grado más alto.

Los diques andesíticos presentan una edad U-Pb (85.5 ± 2.6 Ma) y Ar-Ar sobre hornblenda (88.6 ± 1.8 Ma) equivalente o ligeramente más joven que las de las tonalitas.

3.3.3.4. Formación Tireo

Siete muestras de la Fm. Tireo han sido procesadas por método Ar-Ar y/o U-Pb :

- Hoja de Dajabón : 2 riolitas (03PU9252 y 03PU9024),
- Hoja de Restauración : 2 dacitas porfídicas (01GS9891 y 01GS9724),
- Hoja de Jicomé : 1 andesita porfídica (FC-9052),
- Hoja de Diferencia : 1 metabasalto (07MJ9134),
- Hoja de Arroyo Limón : 1 andesita porfídica (EB9042), y 1 riolita (EB9043) que no se ha podido datar.

En la Hoja de Dajabón, la muestra de riolita (03PU9252) analizada por Ar-Ar sobre hornblenda da una edad « *plateau* » de 91.8 ± 2.3 Ma. Está en perfecta concordancia con la edad de 91.3 ± 2.1 Ma obtenida por U-Pb sobre zircón (03PU9024).

Estas edades absolutas serían las más antiguas conocidas para la Fm. Tireo y equivalentes a la edad faunística del Cenomaniano obtenida por Bowin (1966) sobre las calizas de Constanza con las edades en Tireo y los foraminíferos en chert Albiano a Cenomaniano Sup. (99-93 Ma) de Montgomery *et al.* (1994).

La dacita 01GS9891 (Hoja de Restauración) da una edad « *plateau* » poco definida de 89 ± 13 Ma sobre hornblenda mientras que la andesita FC-9052 (Hoja de Jicomé) da una edad « *plateau* » de 88.9 ± 2.6 Ma sobre hornblenda. Estas edades son comparables con la edad comunicada por Lewis (com. oral) de 81.2 ± 8.2 Ma sobre una muestra dacítica de la región de Restauración.

Además, La andesita FC-9052 es un dique andesítico porfídico con hornblenda y plagioclasa que intruye a unos basaltos/metabasaltos masivos afíricos y vesiculares en la hoja de

Jicomé. que son geoquímicamente equivalentes a las anfibolitas de La Meseta (N-MORB a E-MORB), que podrían ser por tanto anteriores (al límite Cenomaniano-Turoniano).

La dacita 01GS9724 del SO de la Hoja de Restauración da una edad poco definida de 98 ± 17 Ma por Ar-Ar sobre horblenda, mientras que el análisis del feldespato de la misma muestra da una edad plateau de 66.83 Ma. Esta edad se debe comparar a la obtenida sobre biotita con la andesita EB9042 proviniendo de la Hoja de Arroyo Limón. Estas edades del límite Cretácico Superior-Eoceno presentan los siguientes problemas.

- Pueden representar edades rejuvenecidas, pero en este caso, ¿cual sería el evento térmico responsable del rejuvenecimiento? ¿El cabalgamiento de la Fm Peralta, la alteración hidrotermal?),
- O, quizá representen efectivamente la edad de la Fm. Tireo. En este caso, se plantea el problema de la edad de los primeros sedimentos de la Fm. Trois Rivières discordantes sobre la Fm. Tireo y considerados como Campaniano-Maastrichtiano.

La muestra de metabasalto 07MJ9134 (Hoja de Diferencia) presenta la edad la más antigua (129 ± 20 Ma). Pero esta edad, por corresponder a un « plateau » marginal, es muy problemática. Por otro lado, la atribución de esta muestra a la Fm. Tireo se apoya sobre la interpretación de los datos geoquímicos. De hecho, si la muestra de campo se parece al C. Duarte, los análisis geoquímicos muestran claramente una firma de arco boninítico poco compatible con las firmas de meseta oceánica del C. Duarte.

Entre las posibles firmas de magmas de subducción, quedan las de las formaciones Amina-Maimón y Tireo : Como la Fm. Amina-Maimón no se conoce al sur de la Zona de Falla de la Española, el más probable es que se trata de la Fm. Tireo, cartografiada en este sector. En este caso la edad parece más que dudosa.

3.3.3.5. Basalto Guandules-Pelona-Pico Duarte

La única muestra para datación de los basaltos Guandules-Pelona-Pico Duarte, (08MJ9377, Hoja de Lamedero) proveniente de la cima de La Pelona (3087 m) no ha permitido la obtención de una edad absoluta.

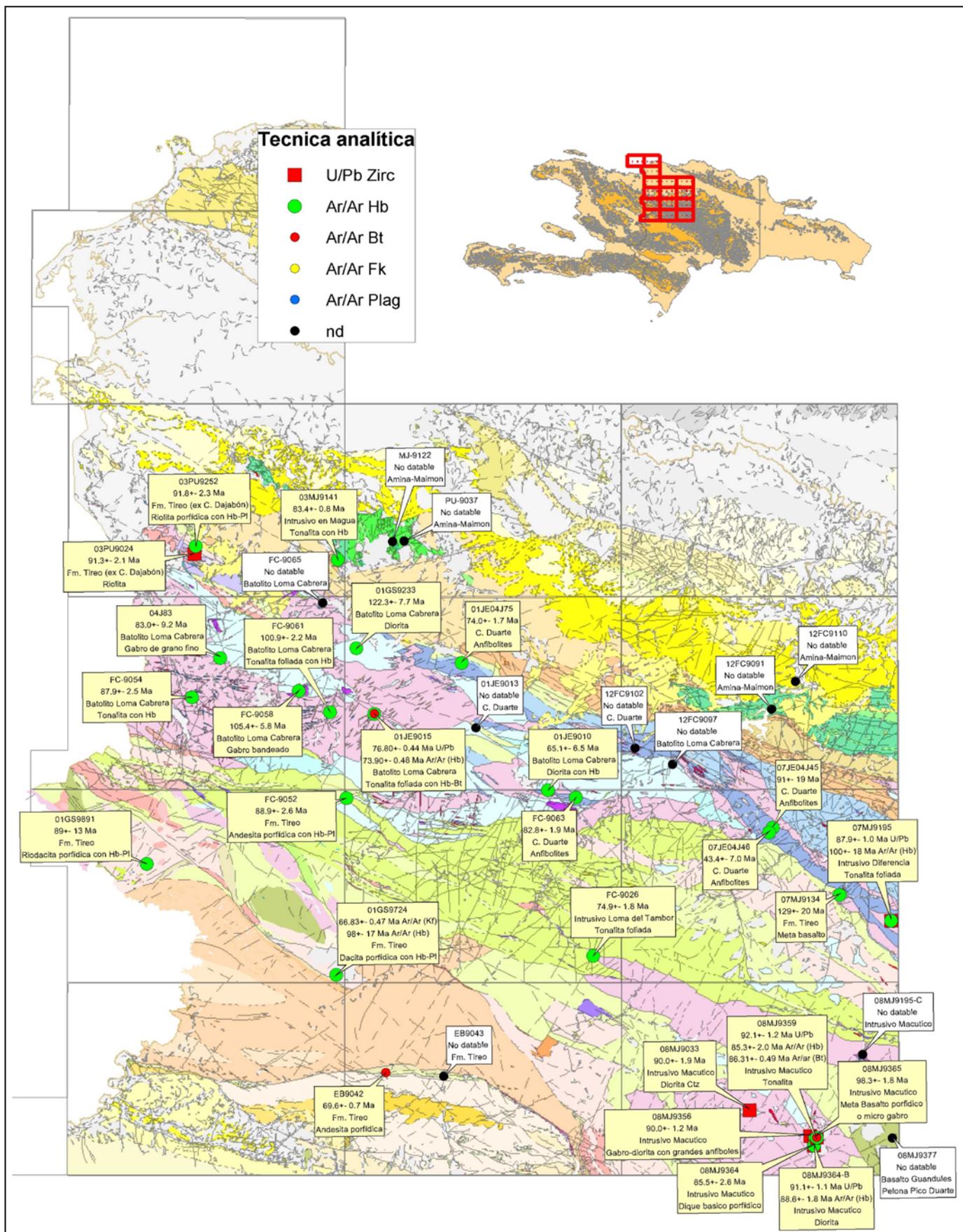


Fig. 32 - Síntesis geológica con las dataciones realizadas durante el proyecto K de Cartografía de la República Dominicana

Muestra	Lat. (WGS84)	Long. (WGS84)	Hoja	Formación/ Unidad	Litología	Método	Mineral	Edad (Ma)	Error (2σ; Ma)
EB9042	19,08840	-71,46240	ARROYO LIMON	Fm. Tireo	Andesita porfídica	Ar/Ar	Bt	69.6	0.7
03PU9024	19,53670	-71,63550	DAJABÓN	Fm. Tireo (ex C. Dajabón)	Riolita	U/Pb	Zirc	91.3	2.1
03PU9252	19,54330	-71,63460	DAJABÓN	Fm. Tireo (ex C. Dajabón)	Riolita porfídica con Hb-Pl	Ar/Ar	Hb	91.8	2.3
03MJ9141	19,53180	-71,50600	DAJABÓN	Intrusivo en Magua	Tonalita con Hb	Ar/Ar	Hb	83.4	0.8
07MJ9195	19,21948	-71,00618	DIFERENCIA	Intrusivo Loma del Tambor	Tonalita foliada	U/Pb	Zirc	87.9	1.0
07MJ9195	19,21948	-71,00618	DIFERENCIA	Intrusivo Diferencia	Tonalita foliada	Ar/Ar	Hb	100	18
07MJ9134	19,24183	-71,05270	DIFERENCIA	C. Duarte	Meta basalto	Ar/Ar	Hb	129	20
07JE04J45	19,30003	-71,11297	DIFERENCIA	C. Duarte	Anfibolites	Ar/Ar	Hb	91	19
07JE04J46	19,29580	-71,11624	DIFERENCIA	C. Duarte	Anfibolites	Ar/Ar	Hb	43.4	7.0
FC-9052	19,32590	-71,49790	JICOMÉ	Fm. Tireo	Andesita porfídica con Hb-Pl	Ar/Ar	Hb	88.9	2.6
FC-9063	19,32630	-71,29070	JICOMÉ	C. Duarte	Anfibolites	Ar/Ar	Hb	82.8	1.9
FC-9026	19,18970	-71,27520	JICOMÉ	Intrusivo Loma del Tambor	Tonalita foliada	Ar/Ar	Hb	74.9	1.8
01JE9010	19,33270	-71,31600	JICOMÉ	Batolito Loma Cabrera	Diorita con Hb	Ar/Ar	Hb	65.1	6.5
08MJ9033	19,05589	-71,13433	LAMEDERO	Intrusivo Macutico	Diorita Ctz	U/Pb	Zirc	90.0	1.9
08MJ9356	19,03342	-71,07969	LAMEDERO	Intrusivo Macutico	Gabro-diorita con grandes anfíboles	U/Pb	Zirc	90.0	1.2
08MJ9364	19,02521	-71,07636	LAMEDERO	Intrusivo Macutico	Dique basico porfídico	U/Pb	Zirc	85.5	2.6
08MJ9364-B	19,02521	-71,07636	LAMEDERO	Intrusivo Macutico	Diorita	U/Pb	Zirc	91.1	1.1
08MJ9364-B	19,02521	-71,07636	LAMEDERO	Intrusivo Macutico	Diorita	Ar/Ar	Hb	88.6	1.8
08MJ9365	19,03235	-71,07530	LAMEDERO	Intrusivo Macutico	Meta Basalto o micro gabro	Ar/Ar	Hb	98.3	1.8
08MJ9359	19,03217	-71,07385	LAMEDERO	Intrusivo Macutico	Tonalita	U/Pb	Zirc	92.1	1.2
08MJ9359	19,03217	-71,07385	LAMEDERO	Intrusivo Macutico	Tonalita	Ar/Ar	Hb	85.3	2.0
08MJ9359	19,03217	-71,07385	LAMEDERO	Intrusivo Macutico	Tonalita	Ar/Ar	Bt	86.31	0.49
FC-9054	19,41290	-71,63770	LOMA DE CABRERA	Batolito Loma Cabrera	Tonalita con Hb	Ar/Ar	Hb	87.9	2.5
FC-9058	19,41860	-71,54110	LOMA DE CABRERA	Batolito Loma Cabrera	Gabro bandeado	Ar/Ar	Hb	105.4	5.8
FC-9061	19,40030	-71,51290	LOMA DE CABRERA	Batolito Loma Cabrera	Tonalita foliada con Hb	Ar/Ar	Hb	100.9	2.2
04J83	19,44689	-71,61216	LOMA DE CABRERA	Batolito Loma Cabrera	Gabro de grano fino	Ar/Ar	Hb	83.0	9.2
01GS9891	19,26880	-71,67820	RESTAURACIÓN	Fm. Tireo	Riodacita porfídica con Hb-Pl	Ar/Ar	Hb	89	13
01GS9724	19,17322	-71,50724	RESTAURACIÓN	Fm. Tireo	Dacita porfídica con Hb-Pl	Ar/Ar	Fk	66.83	0.47
01GS9724	19,17322	-71,50724	RESTAURACIÓN	Fm. Tireo	Dacita porfídica con Hb-Pl	Ar/Ar	Hb	98	17
01GS9233	19,45552	-71,48904	SANTIAGO RODRIGUEZ	Batolito Loma Cabrera	Diorita	Ar/Ar	Hb	122.3	7.7
01JE9015	19,39870	-71,47270	SANTIAGO RODRIGUEZ	Batolito Loma Cabrera	Tonalita foliada con Hb-Bt	Ar/Ar	Hb	73.90	0.48
01JE9015	19,39870	-71,47270	SANTIAGO RODRIGUEZ	Batolito Loma Cabrera	Tonalita foliada con Hb-Bt	Ar/Ar	Bt	76.80	0.44
01JE04J75	19,44263	-71,39383	SANTIAGO RODRIGUEZ	C. Duarte	Anfibolites	Ar/Ar	Hb	74.0	1.7

Tabla 4 - Dataciones absolutas realizadas en el proyecto K de Cartografía de la República Dominicana

4. TECTONICA

4.1. Contexto geodinámico de la isla La Española



Fig. 33 - Contexto geodinámico de la placa Caribe (según Draper & Gutierrez-Alonso, 1997)

La isla La Española es la segunda en extensión de las Antillas Mayores, que forman el segmento septentrional de la cadena de arcos de isla que circunda la Placa del Caribe desde Cuba hasta Venezuela (Fig. 33). Entre las denominaciones más habituales para referirse a esta cadena están las de Gran Arco del Caribe (Mann *et al.*, 1991) o Arco de Isla Circum-Caribeño (Burke, 1988). Existe un común acuerdo en que todos los segmentos de este Gran Arco de Islas son litológicamente similares y que todos ellos se empezaron a formar en el área del Pacífico, a partir del (Jurásico Superior?)-Cretácico Inferior (Mann *et al.* 1991 b), como un arco volcánico más o menos continuo, el cual migró hacia el Este durante el Cretácico Superior y parte del Terciario, hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindell & Barrett, 1990, Pindell, 1994). Los procesos relacionados con el desarrollo y evolución de este arco en el segmento (del valle del Cibao, de la Cordillera Central, de la Cordillera Septentrional) de la isla de La Española (y, especialmente, en sus estadios finales, iniciales,) son los que conforman el cuerpo fundamental de este capítulo.

La Española, conjuntamente con Puerto Rico, constituye una unidad que puede interpretarse como una microplaca, limitada al Norte por una zona de subducción con desplazamiento oblicuo a su traza, y al Sur, por otra zona de subducción incipiente a la que se asocia la Fosa de los Muertos (Byrne *et al.*, 1985; Masson & Scanlon, 1991; Fig. 33). El margen Norte de la Placa del Caribe ha evolucionado desde constituir un límite controlado por subducción en el Cretácico y parte del Eoceno, a ser hoy, tras la colisión de esta placa con la plataforma de las Bahamas (Colisión Arco-Continente), un límite dominado en gran parte por desplazamientos en dirección de carácter sinistro, que acomodan el desplazamiento hacia el Este de la Placa del Caribe en relación con Norteamérica (Mann *et al.*, 1991).

La subducción intraoceánica durante el Cretácico Inferior, en los terrenos actualmente situados al Norte de la Falla de La Española, una gran falla de desgarre que separa los dominios de Amina-Maimón y de la Cordillera Central, daría lugar a la formación de un arco isla primitivo, durante el Aptiano-Albiano (Draper *et al.*, 1996), así como un cambio composicional desde series N-MORB hacia series toleíticas (Lewis *et al.*, 1995).

En el Cretácico Superior, en los terrenos situados al Sur de la Falla de la Española, la subducción hacia el Sur produce un importante magmatismo que da lugar por una parte a un nuevo arco volcánico (Arco II, representado por la Fm Tireo) y numerosas intrusiones gabro-diorítico-tonalíticas, así como un engrosamiento de la corteza oceánica y formación de una meseta oceánica, representada por la Fm Siete Cabezas con una edad equivalente a la de la Meseta Caribeña (Lewis *et al.*, 2002). Las rocas ígneas del segundo arco volcánico ("Arco II") pertenecen a series toleíticas de arco primitivo pasando en el tiempo a series calco-alcalinas, típicas de un estadio más maduro, con gran espesor de la corteza.

El margen meridional de la Isla de la Española y Puerto Rico ha pasado desde comportarse como una trasera de arco al comienzo del Eoceno, a constituir en la actualidad un margen activo con subducción de la corteza oceánica del Caribe bajo el arco de islas Circum-Caribeño (Burke *et al.*, 1978; Burke, 1988; Dolan *et al.*, 1991).

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

A partir del Eoceno Medio cesa la actividad magmática en el sector del arco correspondiente a las Antillas Mayores, pero continúa la deformación producida por importantes fallas con desgarres sinistros, principalmente, con apertura de cuencas locales e intensa fracturación hasta la actualidad. En cambio, en las Antillas Menores la actividad magmática continúa hasta la actualidad, debido a la subducción del fondo oceánico atlántico en la Fosa de Barbados (Pindell & Barret, 1990; Pindell, 1994)

El movimiento relativo hacia el Este de la Placa Caribeña respecto a la Placa Norteamericana, se acomoda en el margen septentrional de la isla de La Española por la zona de subducción de la fosa de Puerto Rico y por la falla Septentrional, en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera y los movimientos de desgarre sinistro , en la segunda (Dolan *et al.*, 1998; Dolan & Mann, 1998)

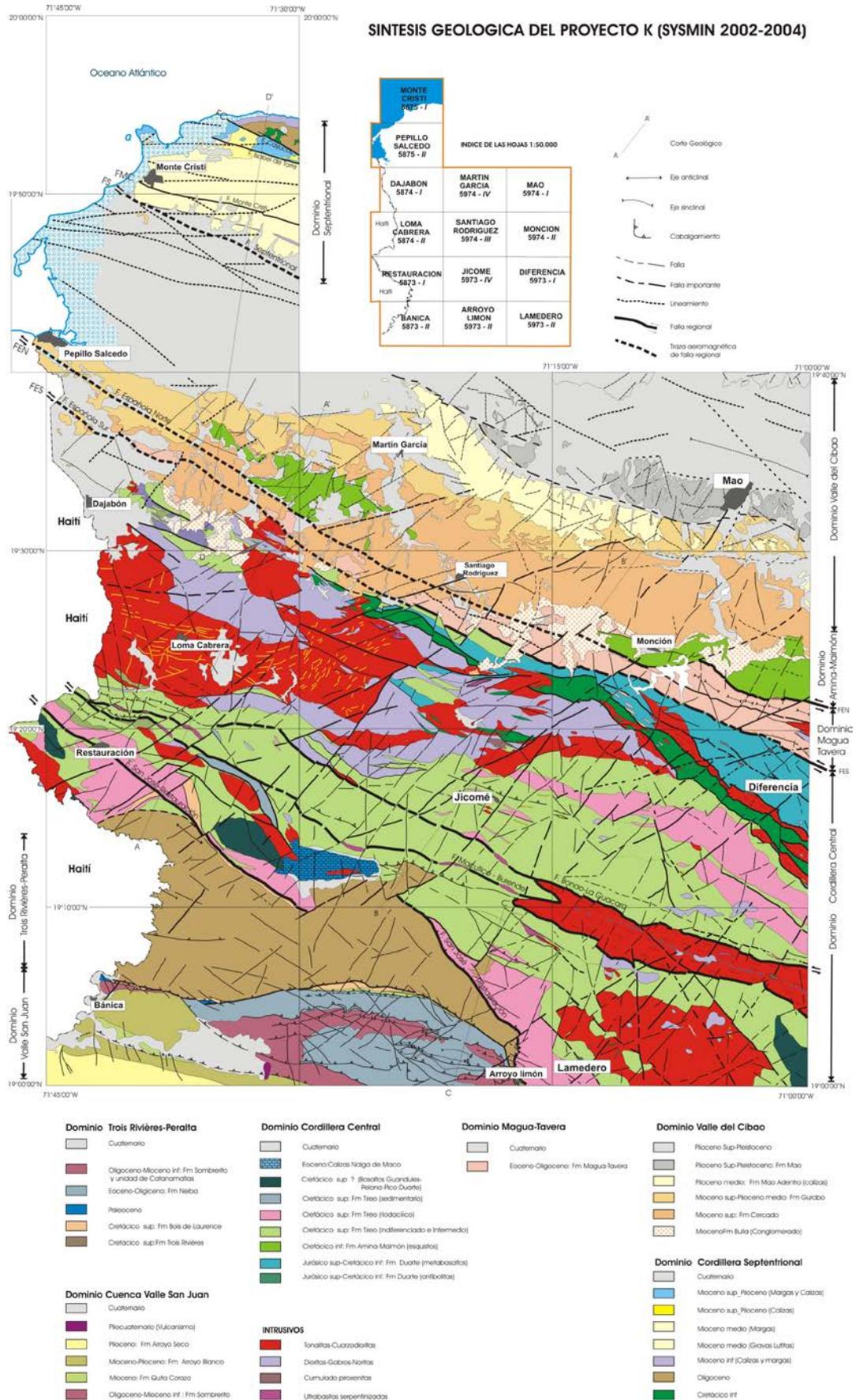


Fig. 34 - Síntesis geológica y tectónica del proyecto K, con la situación de las 14 Hojas

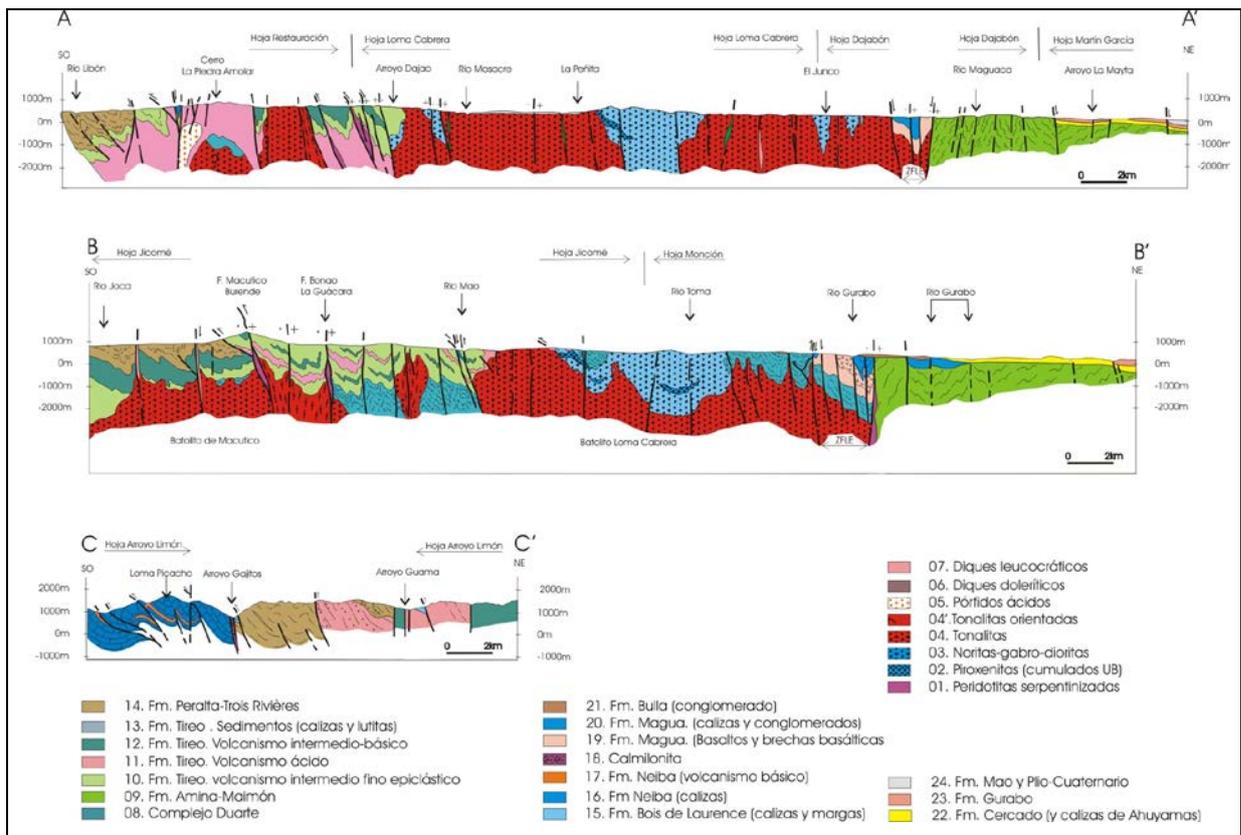


Fig. 35 -Cortes geológicos sintéticos de la zona del proyecto K

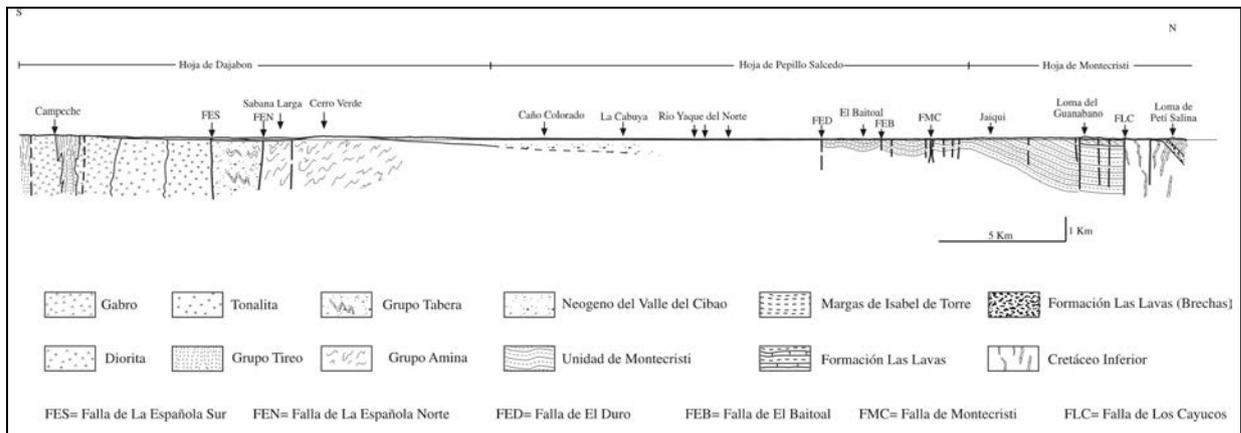


Fig. 36 - Corte sintético del Valle del Cibao

4.2. Marco geológico-estructural de la zona de estudio

La zona estudiada por el Proyecto K puede ser subdividida en varios dominios o unidades estructurales subparalelas (Fig. 4, Fig. 34 a

Fig. 36), elongadas según una dirección ONO-ESE, que en parte recoge la subdivisión de la Isla de La Española propuesta por Mann et al. (1991). Los límites entre estos dominios estructurales están generalmente definidos por grandes zonas de fallas subverticales, de dirección general NO-SE a ONO-ESE y escala kilométrica, cuyo movimiento fue esencialmente transcurrente sinistro. Estas fallas coexisten con otras familias de fallas subverticales relacionadas, de dirección ENE-OSO a E-O e igual sentido de movimiento. La mayoría de estos desgarres se relacionan con la tectónica de desgarres que afectó a la totalidad de la isla de La Española a partir del Mioceno Superior (Mann *et al.*, 1991b, Mann *et al.*, 1995; Calais & Mercier de Lepinay, 1995; de Zoeten & Mann, 1999). Esta tectónica transpresiva neógena, que continúa en la actualidad, produjo el levantamiento de la Cordillera Central y su profunda erosión, así como un importante aporte de terrígenos que rellenan al norte la Cuenca del Cibao.

Enumerados de norte a sur, la zona estudiada queda incluida en los dominios estructurales de Amina-Maimón, Magua-Tavera, Cordillera Central y Cinturón de Trois Rivières-Peralta. Los tres primeros se corresponderían con el Cinturón Intermedio de Bowin (1966) y Palmer (1963).

- El dominio de Amina-Maimón está limitado al norte por el borde meridional de la cuenca neógena de El Cibao y al sur por la Zona de Falla de La Española (ZFLE), incluyendo las rocas metamórficas esquistosas de edad Cretácico Inferior de la Fm Amina y su cobertera cenozoica. La Formación está constituida por rocas del Cretácico Inferior de protolito volcánico y vulcanosedimentario, caracterizados por presentar un variable grado de deformación, con desarrollo de esquistosidad y metamorfismo sincinemático. Intercalados en el borde septentrional de la Zona de Falla de La Española se localizan lentejones de peridotitas serpentinizadas, que por su posición estructural son correlacionables con la Peridotita de Loma Caribe del sector de Bonao, situado en el sector SE de la Cordillera Central.
- El dominio de Magua-Tavera está inmerso en la Zona de Falla de La Española e incluye tanto las rocas volcánicas y sedimentarias de la Fm Magua de Palmer (1963), de edad Paleoceno-Eoceno Superior, como su sustrato metamórfico constituido por el C. Duarte y la Fm Tireo. La deformación que afecta a las rocas de este dominio 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.

- El dominio de Cordillera Central está situado al sur de la Zona de Falla de la Española. Comprende una secuencia magmática de edad Cretácico-Paleógena, constituidas por una gran variedad de rocas plutónicas, volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias, que puede ser subdividida en 3 unidades principales, desde un punto de vista geoquímico y litoestratigráfico. En este dominio estructural gran parte de las unidades fueron deformadas dúctilmente de forma heterogénea y variablemente metamorfizadas, pero preservan en muchos casos las texturas ígneas. De base a techo, esta secuencia está compuesta por: (1) la meseta oceánica Cretácico Inferior del C. Duarte; (2) la secuencia volcánica y volcanosedimentaria de la Fm Tireo de edad Cretácico Superior (*s.l.*), relacionada con la actividad de un arco magmático que evoluciona desde toleítico a calco-alcalino y en el que intruyen los batolitos tonalíticos de Loma de Cabrera, Loma del Tambor y Macutico, con complejos gabrótico-ultramáficos de tipo Alaska asociados, así como numerosas intrusiones menores; y (3) los basaltos masivos de Loma de los Guandules-Pelona-Pico Duarte. Esta secuencia magmática representa la sección cortical de un arco intra-oceánico, que fue construido sobre la corteza oceánica proto-caribeña, representada por el conjunto volcánico-plutónico Jurásico Superior de El Aguacate y la peridotita serpentizada de Loma Caribe en la región de Jarabacoa-La Vega, y la meseta oceánica Cretácico Inferior suprayacente del C. Duarte. La actividad del arco culmina con la emisión de los basaltos E-MORB de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte posteriormente al Santoniano Medio (plateau oceánico caribeño 81-70 Ma?; Sinton *et al.*, 2000), y sobre los que se depositan discordantes las calizas marinas someras de la Fm Nalga de Maco de edad Eoceno Medio-Superior-Mioceno (?). Emplazadas tectónicamente a favor de las principales zonas de falla, en el Dominio aparecen también cuerpos lenticulares de peridotitas variablemente serpentizadas.
- El límite septentrional del dominio de Trois Rivières-Peralta está definido por la falla de San José-Restauración, que la separa del Cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta y cuya vergencia es hacia el SO (Hernaiz Huerta & Pérez-Estaún, 2002). Las rocas que forman el cinturón son secuencias de turbiditas siliciclásticas, calizas de plataforma y potentes series pelíticas entre las que se intercalan numerosos tramos de naturaleza olistostrómica.

La Fig. 34 representa la síntesis geológica regional, con la localización de las 14 Hojas del Proyecto K.

4.3. Estructura de la zona de estudio

Las principales estructuras y unidades tectónicas del mapa de Santiago Rodríguez están definidas en el esquema estructural y los cortes asociados al mapa.

En los cortes geológicos, se distinguen cuatro sectores bien diferenciados que son, del Sur al Norte:

- **El Batolito de Loma Cabrera (dominio Cordillera Central)** presenta estructura interna con fábricas magmáticas y tectónicas que caracterizan su modo de emplazamiento.
- **El C. Duarte y la Fm Tireo (dominio Cordillera Central)** presentan una deformación interna muy heterogénea, con un gradiente de la deformación y del metamorfismo, desde la facies anfibolita hasta la facies esquistos verdes.
- **La Fm Magua (dominio Magua-Tavera)** inmersa en la Zona de Falla de La Española,
- **Las rocas sedimentarias neógenas (dominio Valle de Cibao)** que cubren, en discordancia, los dominios precitados.

A continuación, se describen las principales macroestructuras, las fábricas magmáticas y deformativas y el metamorfismo (distribución y condiciones P-T) de cada dominio de la hoja de Santiago Rodríguez.

El trazado y la comprensión de las fallas y lineamentos del mapa se deducen del análisis de las fotos aéreas, de las imágenes de satélite (LandSat TM y Radar), de los contrastes de anomalías magnéticas, del análisis topográfico y de las observaciones de campo.

4.3.1. El dominio de la Cordillera Central

4.3.1.1. Unidades litológicas

En la hoja de Santiago Rodríguez, desde un punto de vista estructural, se distinguen, dos bandas de dirección ONO-ESE:

- Al Norte, el C. Duarte y la Fm Tireo suprayacente;
- Al Sur, el Batolito de Loma Cabrera;

4.3.1.2. Fábricas y estructuras en la Banda Norte: C. Duarte y Fm Tireo

En la banda septentrional, entre la Zona de Falla de la Española y el contacto con el batolito de Loma Cabrera, las rocas metavolcánicas y metasedimentarias presentan un grado de metamorfismo regional y una esquistosidad variables. El gradiente de la deformación y del metamorfismo sincinemático aumenta del NE al SO, desde rocas de la Fm Tireo y del C. Duarte poco metamorizadas en la facies subesquistos verdes y esquistos verdes (al NE) hasta anfibolitas de alta-T del C. Duarte (al SO).

4.3.1.2.1. Esquistos Verdes y subesquistos verdes del C. Duarte y de la Fm Tireo

En la banda Norte, la distribución cartográfica de las metapicritas y metabasaltos del C. Duarte inferior y superior, y las metavolcanitas ácidas de la base de la Fm Tireo, definen una macroestructura, que consiste en un sistema de pliegues anticlinales y sinclinales D1 de dirección ONO-ESE. Las zonas de charnela sinclinales están subrayadas cartográficamente, en las Hojas de Santiago Rodríguez y Monción, por los afloramientos discontinuos, *en échelon*, de la Fm Tireo. Asociado a los pliegues D1 se ha desarrollado una esquistosidad S1 de plano axial, que buza al SO, con ángulos superiores a 50° y una lineación L1 de intersección entre la S1 y la S0, que presenta ángulos de inmersión bajos (<20°) tanto al NO como al SE. La fábrica planar se interpreta como una S1, ya que con el descenso de la deformación D1 gradúa a las texturas ígneas del protolito. Sin embargo, al afloramiento los pliegues D1 son muy escasos, en buena parte debido a la competencia de las rocas y la ausencia en estos materiales de una clara estratificación (S0). Los mejores afloramientos se encuentran entre Mata Bonita y Quebrada Honda, y sobre todo, al NO, cerca de Cerro del Puerto. Los raros pliegues D1 observados son abiertos a agudos, con ejes localmente curvos, buzando en general al O, medianamente.

En algunos pliegues D1 se observan zonas de cizalla dúctil subverticales, subparalelas a los planos axiales y a la esquistosidad S1. Estas zonas de cizalla han desarrollado una foliación milonítica que contiene una lineación de estiramiento subhorizontal. El sentido de cizallamiento obtenido a partir de la asimetría de estructuras S-C mesoscópicas, boudinage de venas de cuarzo y calcita sincinemáticas, micropliegues y sombras de presión entorno a porfiroclastos, consiste en un movimiento transcurrente sinistro.

4.3.1.2.2. Anfibolitas del C. Duarte

Al Sur de los esquistos verdes y a lo largo del contacto Norte, intrusivo, del Batolito Loma Cabrera, se ha desarrollado una banda de rocas metabásicas, metamorizadas en condiciones de la facies de las anfibolitas, aflorando de forma prácticamente continua,

cruzando el sector central del Dominio de la Cordillera Central. Desde la Hoja de Dajabón y atravesando las de Santiago Rodríguez y Monción, presenta una dirección ONO-ESE que gira a NO-SE en la Hoja de Diferencia. Las anfíbolitas presentan una foliación de dirección ONO-ESE a NO-SE y ángulos de buzamiento variables, generalmente al Sur. El contacto Sur de las anfíbolitas con el Batolito Loma Cabrera, es muy nítido; a menudo los gabros o tonalitas son concordantes con la fábrica principal de las anfíbolitas. El grado metamórfico, dentro de las anfíbolitas baja hacia el N y NE antes de pasar a los esquistos verdes.

El contacto con el Batolito Loma Cabrera, representa los niveles estructuralmente más altos de la banda. Consiste en anfíbolitas de color verde y gris oscuro a negro, con una penetrativa fábrica plano-linear. Al contacto, las anfíbolitas están corneizadas; presentan un aspecto gnéisico e intercalan venas y boudines de tonalitas y leucotonalitas con hornblenda, variablemente cizalladas y rotadas hasta el paralelismo con la fábrica planar.

A menudo se observa la recristalización estática de anfíboles en el plano de foliación y localmente rocas leucocráticas que podrían ser leucosomas estromáticos, producto de la fusión parcial "in situ" a alta-T en condiciones hidratadas. Esas texturas se interpretan como la expresión del metamorfismo de contacto generado por las rocas ígneas del Batolito Loma Cabrera.

Hacia el exterior de la banda Norte, bajando la secuencia estructural, las anfíbolitas pasan a rocas anfíbolíticas con epidota de color verde y gris más claro, con aspecto esquistoso y menor intensidad de la fábrica planar. El límite Norte de la aureola, con las rocas menos esquistosadas del C. Duarte y la Fm Tireo, es a menudo nítido; en algunos tramos, localizado en zonas de falla dúctil-frágil y frágil, de medio a alto ángulo de buzamiento al Sur, o por intrusiones concordantes de tonalitas y leucotonalitas con hornblenda foliadas (Hoja de Diferencia). No obstante, localmente este contacto parece más gradual o repetitivo; es el caso en el corte desde Mata Clara hacia al N de Mata Bonito y en el *roof pendant* cerca de la loma de los Mata Puercos. En las zonas de falla hay abundantes venas de cuarzo y calcita.

Dentro esas anfíbolitas, la S1 es una foliación metamórfica que contiene una lineación mineral y/o de estiramiento. La foliación está definida por la elongación planar de los prismas de hornblenda y las plagioclasas tabulares. La orientación ONO-ESE regional de la S1 es consistentemente paralela al contacto entre las anfíbolitas y el Batolito Loma Cabrera y sobre todo concordante con la esquistosidad visible en la banda de esquistos verdes, girando a NO-SE en la Hoja de Diferencia. La lineación de estiramiento mineral está definida

en las anfibolitas por la elongación de los prismas de hornblenda, del agregado cuarzo-plagioclásico recrystalizado y la orientación de las sombras y colas de recrystalización en torno a los porfiroclastos. La dirección de la lineación de estiramiento no es sistemática y se necesita más medidas para entender la cinemática mostrada por la lineación de estiramiento. En efecto se observan:

- direcciones N-S a NE-SO, con buzamiento de la foliación medio y bajo hacia el S o SO o algo oblicuo (cabeceo >50°), pero también,
- lineaciones de estiramiento mineral subhorizontales indicativas de un movimiento esencialmente transcurrente.

4.3.1.3. Fábricas y estructuras en la Banda Sur: Batolito de Loma Cabrera

Al Sur, el Batolito Loma Cabrera está constituido por una serie de rocas plutónicas multiepisódicas, que forman un complejo ígneo composicionalmente heterogéneo, elongado según direcciones ONO-ESE a O-E, a lo largo de las Hojas de Dajabón, Loma de Cabrera, Santiago Rodríguez, Monción y Diferencia, continuándose más al Oeste en Haití. Las rocas plutónicas del Batolito Loma Cabrera han intruido y metamorfozado tanto el C. Duarte como el conjunto volcanosedimentario de la Fm Tireo encajantes. Al techo del batolito, aparecen *roof pendants* del C. Duarte y de la Fm Tireo, esquistos y anfibolitas deformados heterogéneamente y localmente corneanizados.

Los trabajos cartográficos, petrológicos y geoquímicos realizados en el curso del presente Proyecto, han permitido establecer que la serie plutónica del Batolito Loma Cabrera y rocas asociadas puede ser agrupada en cinco unidades cartográficas: (1) rocas ultramáficas; (2) gabros y dioritas; y (3) tonalitas con hornblenda±biotita; (4) un enjambre de diques máficos y félsicos, intrusivo en las anteriores unidades y en la Fm Tireo, y (5) un enjambre diques y sills leucogranítico y aplopegmatítico.

Desde un punto de vista estructural y debido a la dificultad que a menudo presentan en su separación cartográfica, las dos primeras unidades pueden ser agrupadas en un complejo gabróico-ultramáfico.

4.3.1.3.1. La secuencia intrusiva del Batolito Loma Cabrera

La secuencia intrusiva, establecida a partir de las relaciones de campo es la siguiente:

- Los cumulos ultramáficos y rocas máficas (gabronoritas, gabros y Mg-dioritas) cristalizan primeros; observándose escasas relaciones locales de intrusión de los segundos en los primeros.

- Las dioritas y cuarzo-dioritas cristalizan a continuación; a menudo las dioritas son transicionales o facies de borde del complejo gabróico-ultramáfico.
- Las tonalitas representan un importante volumen de magma tonalítico que intruye el conjunto gabróico-ultramáficos e individualiza cartográficamente varios macizos elongados ONO-ESE. Un aspecto estructural importante del Batolito Loma Cabrera es que el contacto intrusivo entre las tonalitas y el complejo gabróico-ultramáfico, consiste generalmente en una zona de deformación dúctil en estado magmático y subsólidos para las tonalitas, y subsólidos para los gabros y dioritas. Durante su emplazamiento, el magma tonalítico también excava localmente xenolitos del complejo gabróico-ultramáfico y de los metabasaltos encajantes, y lleva consigo magmas de una composición diorítica ligeramente más básica.
- Las diferenciaciones magmáticas más tardías del magma tonalítico son más silíceas y contienen biotita como ferromagnesiano; intruyen el Batolito Loma Cabrera formando diques y venas muy leucocráticas. Un enjambre de diques máficos y félsicos intruye durante al menos los estadios magmáticos más tardíos de la tonalita, que generalmente estaba lo suficientemente fría para que los diques desarrollen contactos netos y bordes enfriados en algunos casos, pero que en otros se híbridan (*magma mingling*) con las tonalitas más tardías.
- Finalmente, un red de diques y sills leucograníticos y aplopegmatíticos intruye predominantemente el contacto Norte del Batolito Loma Cabrera.

4.3.1.3.2. El complejo gabróico-ultramáfico del Batolito Loma Cabrera

En el complejo gabróico-ultramáfico del Batolito Loma Cabrera presenta fábricas magmáticas y subsólidos deformativas. En la hoja de Santiago Rodríguez las fábricas magmáticas se observan bien; sin embargo el estilo de deformación subsólidos se describirá a partir de las observaciones de las hojas vecinas.

En las rocas ultramáficas, **las fábricas magmáticas** consisten en un bandeo composicional, milimétrico a centimétrico, de niveles ricos en olivino y piróxeno, resultado de la acumulación de cristales durante la cristalización del magma. Este bandeo aparece subhorizontal o subvertical, en relación con la acumulación en el fondo o en los bordes de la cámara magmática.

En las rocas gabróicas, las fábricas magmáticas consisten en alternancias milimétricas a centimétricas de niveles ricos en piróxeno o plagioclasa, formadas por procesos de acumulación magmática con selección gravitacional. En los gabros se han desarrollado

también fábricas cristal-plásticas deformativas S1, especialmente penetrativas hacia el contacto con las tonalitas con hornblenda y desarrolladas a lo largo de una banda subparalela al contacto de potencia hectométrico a kilométrico. Es el caso del borde septentrional del macizo gabrónico de Loma Guazumito - Loma Charamicos, situado al N de las Hojas de Jicomé y Diferencia, o del borde meridional del macizo de Loma Chacuey, localizado en la Hoja de Loma de Cabrera. En estas bandas, el contacto entre el complejo gabrónico-ultrabásico y las tonalitas consiste en una zona de cizalla dúctil, con dirección general O-E y buzamiento mediano a fuerte al N y al S. A la escala del Batolito Loma Cabrera, las rocas gabrónicas están deformadas por la foliación S1 con direcciones NO-SE, ONO-ESE y O-E. En las zonas las más deformadas, las rocas gabrónicas están transformadas en milonitas máficas de grano fino. La deformación en estado sólido también afecta heterogéneamente a las intercalaciones de tonalitas con hornblenda presentes en las bandas, que intruyen sincinemáticamente como diques y venas de dimensiones variables, y están cizalladas hasta paralelizarse con la foliación S1 y transformadas en milonitas cuarzo-feldespáticas de grano fino.

Las texturas presentes en los gabros deformados son protomiloníticas a miloníticas, con la formación de porfiroclastos de clinopiroxeno y hornblenda rodeados por una matriz cuarzo-plagioclásica recristalizada dinámicamente. Las condiciones de la deformación fueron de alta-T ya que resultan estables en la S1 plagioclasa y anfíbol recristalizados, indicando condiciones metamórficas propias de la facies de las anfibolitas de baja-P. En los planos de la S1 deformativa, a menudo se ha desarrollado una lineación de estiramiento mineral, definida por la elongación del agregado cuarzo-plagioclásico recristalizado y la orientación de las sombras y colas de recristalización de los porfiroclastos. La dirección de la lineación de estiramiento mineral oscila entre NNO-SSE a NE-SO en todo el Batolito Loma Cabrera, con ángulos de inmersión medios y altos, tanto al N como al S. El sentido de cizallamiento obtenido a partir de criterios cinemáticos tales como la asimetría de sombras de presión y colas de recristalización en torno a porfiroclastos de plagioclasa, la asimetría de los pliegues definidos por venas leucotonalíticas con Hornblenda centimétricas cizalladas, fábricas S-C meso y microscópicas y la oblicuidad de la fábrica interna en agregados de cuarzo policristalinos (*ribbons*), resulta ser normal en la mayoría de los casos. Es decir, de techo hacia el Norte en las zonas de cizalla NO-SE a O-E que buzán al Norte y de techo hacia el Sur en las que buzán al Sur.

Sin embargo, en algunos sectores de las bandas que flanquean la Loma de la Guazumita y en el borde S de Loma Chacuey, la lineación de estiramiento mineral se dispone

subhorizontal (<20° inmersión) y contenida en planos de cizalla dúctil subverticales de dirección ONO-ESE a O-E y sentido de movimiento transcurrente sinistro. También, en la terminación SE del Batolito Loma Cabrera, incluida en las Hojas de Monción y Diferencia, gran parte de los gabros presentan, en este sector, una foliación magmática subvertical, definida por una alternancia de niveles más o menos ricos en plagioclasa y ferromagnesianos, retrabajada en estado sólido, generando fábricas deformativas plano-lineares protomiloníticas y miloníticas transcurrentes sinistras.

4.3.1.3.3. Las tonalitas

Las tonalitas presentan un desarrollo muy variable de **fábricas magmáticas** en el Batolito Loma Cabrera desde tipos con una fuerte fábrica plano-linear e incluso linear, al tipo isótopos el más representado, desprovisto de cualquier orientación mineral preferente mesoscópica, como en buena parte de las facies tonalíticas con $Hbl\pm Bt$, que ocupan los sectores centrales de los cuerpos tonalíticos.

La foliación y la lineación magmática están definidas por una alineación preferencial de las plagioclasas tabulares y de los prismas de hornblenda y agregados elipsoidales de cuarzo. Localmente, puede ser también definida por el alineamiento y aplastamiento preferencial de los enclaves máficos microgranudos, así como de venas y diques de aplitas en disposición de "boxjoints".

Esta fábrica magmática plano-linear e incluso linear se observa predominantemente cerca de todos los contactos:

- en el borde septentrional de la unidad tonalítica central del Batolito Loma Cabrera en contacto con el C. Duarte, siguiendo la alineación Partido, Los Almácigos, Piedra Blanca,
- al contacto con los cuerpos anteriores de composición gabróico-ultramáfico con una foliación magmática paralela al contacto.

Por lo tanto, la foliación magmática de las tonalitas corresponde a una fábrica de emplazamiento de los cuerpos tonalíticos durante el enfriamiento del magma.

Por otro lado, **las fábricas deformativas** en las tonalitas con hornblenda \pm biotita suelen estar subparalelas a las magmáticas y se interpretan como registrando el mismo episodio deformativo, pero ya bajo condiciones de estado sólido, cuando el magma tonalítico ya se había solidificado. Estas fábricas deformativas son abundantes en todo el borde septentrional de la unidad tonalítica central del Batolito Loma Cabrera y, especialmente, en su terminación SE (Hojas de Monción y Diferencia). En el interior del macizo tonalítico central del Batolito Loma Cabrera, en la Hoja de Santiago Rodríguez, la foliación aparece a

lo largo de bandas localizadas hacia el contacto con los gabros, presentando una dirección general NO-SE y NE-SO y buzamiento medios a bajos al NE y NO. En las rocas más deformadas, las tonalitas están transformadas en protomilonitas y milonitas de tipos S y S-L. Un ejemplo de estas bandas de tonalitas cizalladas se observa al contacto tonalitas con dioritas entre Los Magueyes y La Piña Abajo, al SO de la Hoja de Santiago Rodríguez. La foliación S1 presenta una dirección NE-SO al contacto, girando a ENE-OSO más al interior de la tonalita, y buzamientos medios y altos al NO. La lineación de estiramiento, en estas tonalitas cizalladas, suele presentar direcciones NNO-SSE a NE-SO y ángulos de cabeceo muy altos en el plano de foliación. El sentido de movimiento deducido en el campo a partir de la asimetría de estructuras S-C, parece ser inverso y dirigido al Sur.

No obstante, a menudo en el Batolito Loma Cabrera y especialmente hacia el contacto intrusivo septentrional de las tonalitas, estos criterios cinemáticos se asocian con otros indicativos de un movimiento transcurrente sinistro, subparalelo a una lineación de estiramiento subhorizontal (hoja de Monción y Diferencia).

4.3.1.3.4. Enjambre de diques máficos y félsicos

El enjambre de diques máficos y félsicos (ver § 3.1.8.1 y 3.1.8.2), intruye todas las unidades intrusivas del Batolito Loma Cabrera y la Fm Tireo. En general, los contactos son rectos y nítidos, e incluso se observan bordes de enfriamiento, testigos de un encajante ya solidificado. No obstante, localmente se notan procesos de mezcla y asimilación de estos magmas básicos con las tonalitas (como en el río Inaje, en esta hoja), indicando que parte de los diques máficos son al menos co-magmáticos con los magmas más diferenciados del Batolito Loma Cabrera. Las fábricas magmáticas observadas en los diques máficos son fluidales y paralelas al contacto intrusivo de los diques y las deformativas son esencialmente frágiles y limitadas a la cataclasa ligada a los desplazamientos de los bordes de los filones.

Desde un punto de vista estructural, los diques máficos son importantes porque indican la dirección local de extensión (σ_3 , o esfuerzo principal mínimo), que se orienta perpendicularmente al plano que definen. En el Batolito Loma Cabrera, estos diques son casi siempre subverticales, con buzamiento $>70^\circ$ tanto al Norte como al Sur, e indicando que la dirección de extensión fue subhorizontal. Estos diques resultan ser espacialmente abundantes en la unidad tonalítica central del Batolito Loma Cabrera, definiendo corredores de orientación general subparalela a la elongación del Batolito Loma Cabrera. Sin embargo, la dirección de esos diques varía a lo largo del Batolito Loma Cabrera e indica que el σ_3 también varía localmente. En la Hoja de Loma de Cabrera, los diques máficos presentan, de

Oeste a Este, un cambio de dirección general de ONO-ESE a O-E y ENE-OSO. La dirección ENE-OSO gira a NE-SO y NNE-SSO en el extremo occidental de la Hoja de Santiago Rodríguez, para adoptar de nuevo una dirección general O-E al Sur de los macizos gabrónico-ultrabásicos Los Mameyes y Cerro del Pescado. En el extremo SE del Batolito Loma Cabrera (Hojas de Monción y Diferencia), los diques presentan una orientación preferente ENE-OSO a O-E. Es decir, que la dirección de extensión subhorizontal experimenta regionalmente cambios de dirección.

En conclusión, el enjambre de diques máficos y félsicos intruye el Batolito Loma Cabrera cuando este se encontraba ya prácticamente solidificado y con una dirección general de extensión N-S que gira localmente a E-O durante la evolución dúctil-frágil y frágil del Batolito Loma Cabrera.

4.3.1.3.5. Red de diques y sills leucograníticos y aplopegmatíticos

Los diques y filones tardi-magmáticos leucograníticos y aplopegmatíticos se localizan preferentemente al contacto N del Batolito Loma Cabrera con el C. Duarte, cortando ambos dominios. Esos diques, de potencia centimétrica a decimétrica, máximo métrica, no presentan direcciones o buzamientos preferenciales. Podrían representar un evento magmático posterior, del Eoceno.

4.3.2. El dominio de Magua-Tavera - Fábricas y estructuras asociadas a la Zona de Falla de La Española

El dominio de Magua-Tavera está inmerso en la Zona de Falla de La Española. Esta falla cortical atraviesa la Isla de La Española siguiendo una dirección ONO-ESE y presenta un movimiento general transcurrente sinistro. Como la Falla Septentrional, está relacionada con el movimiento relativo de las placas Norte Americana y Caribeña (de Zoeten & Mann, 1991). Este movimiento de la Zona de Falla de La Española produce, en el sector NO de la Cordillera Central, la formación, relleno y deformación de las cuencas de Magua-Tavera y San José de Las Matas. La cuenca de San José de Las Matas presenta una longitud de unos 80 Km y una anchura de 3 a 7 Km, incluyéndose geográficamente en las Hojas de San José de Las Matas y Monción. El relleno de la cuenca ha sido controlado tectónicamente por las Fallas de Inoa y Amina, que limitan espacialmente la Zona de Falla de La Española. El relleno corresponde a los conglomerados, areniscas y lutitas del Grupo Tavera de edad Paleoceno-Eoceno. Deformaciones transpresivas más tardías asociadas a la Zona de Falla de La Española producen la reactivación de las fallas que limitan la cuenca y el plegamiento del Grupo Tavera. Desde el Mioceno Superior y hasta la Actualidad, los movimientos

transpresivos producen el levantamiento de la Cordillera Central, la sedimentación de los conglomerados de la Fm Bulla y Cercado, y el aporte terrígeno que rellena la Cuenca neógena del Cibao.

Sin embargo, el movimiento transcurrente de la Zona de Falla de La Española se inició ya antes y controló la sedimentación de las rocas sedimentarias conglomeráticas y carbonatadas de la Fm Magua de Palmer (1963), de edad Paleoceno-Eoceno Medio/Superior, y el emplazamiento de los basaltos transicional a/y alcalinos del Miembro Basaltos de Rodeo. En la zona estudiada, la Fm Magua aflora en las Hojas de Santiago Rodríguez, Monción y Diferencia. La Zona de Falla de La Española deforma tanto a la Fm Magua como a su sustrato metamórfico del C. Duarte y la Fm Tireo. La deformación que afecta las rocas de este dominio consiste en un cizallamiento muy heterogéneo dúctil-frágil y frágil. Se forman en primer lugar las milonitas y filonitas, luego las cataclasitas más o menos foliadas y después las harinas de falla, sugiriendo el progresivo descenso de la temperatura de la deformación con el tiempo.

Una buena sección de las rocas de falla asociadas a la Zona de Falla de La Española aflora en la carretera Manaclá-Jicomé, al SO de la Hoja de Monción. A lo largo de 1,5-2 Km de anchura estructural, se observan esquistos verdes del C. Duarte fuertemente cizallados y filonitizados, con una fábrica planar principal ONO-ESE (N120°E a N130°E) y buzamiento entre 40 y 80° al S. Estos planos de foliación constituyen en realidad una polifábrica de superposición de esquistosidades previas; se observan boudines con restos intensamente plegados de la S1 anterior. Las rocas milonitizadas alternan con tectoenclaves lenticulares de tamaños decamétricos y hectométricos, compuestos por basaltos del Mb. El Rodeo, diques doleríticos y rocas leucograníticas con biotita. La deformación en la Zona de Falla de La Española produce la brechificación de los granitoides y la cataclasización y filonitización de las rocas volcánicas de la Fm Magua, transformadas, por alteración, en rocas poco cohesivas, pizarrosas, de tonos rojizos. En los planos de la foliación se observa el desarrollo de lineaciones de estiramiento y estriaciones, que suelen presentar ángulos de inmersión medios y bajos (<45°) tanto al NO como al SE. La foliación milonítica está localmente afectada por pliegues intrafoliares apretados, cuyos ejes suelen ser subparalelos a la lineación de estiramiento L1_M, por lo que se interpreta fueron generados durante el cizallamiento progresivo. El sentido de cizallamiento transcurrente de la Zona de Falla de La Española fue obtenido a partir de la asimetría de fábricas S-C mesoscópicas, pliegues intrafoliares, agregados de cuarzo y calcita boudinados, *shear bands* sintéticos al

movimiento, y sombras de presión en torno a objetos rígidos inmersos en una matriz plástica filonítica. En un gran número de casos, el sentido de cizalla obtenido, paralelo a la $L1_M$ de estiramiento subhorizontal, es sinistro, es decir, el bloque NE dirigido hacia el NO.

Las condiciones del cizallamiento asociado a la Zona de Falla de La Española fueron inicialmente de baja-T y dúctil-frágiles, en las que localmente el cuarzo recrystaliza, abundan los procesos de cloritización y sericitización, y se forman venas con calcita. La superposición de deformaciones cada vez más frágiles en las rocas de falla de la Zona de Falla de La Española, indica que la deformación continúa a muy baja-T en condiciones ya prácticamente superficiales. Esto es consistente con el carácter vesicular de los basaltos del Mb. Rodeo, emitidos a unas condiciones de baja presión que permiten su desgasificación.

4.3.3. Dominio del Valle del Cibao - Tectónica y evolución tectosedimentaria del recubrimiento Neógeno-Cuaternario

El depósito de la Fm Bulla durante el Oligoceno Superior- Mioceno Inferior, con relleno valles excavados en dirección N-S y aportes procedentes del Sur, podría ser coincidente o inmediatamente posterior a los episodios transpresivos que dieron lugar a la elevación y emersión definitiva de la Sierra central. Es de destacar la aparente coincidencia en edad de estos depósitos con los materiales y discordancias internas sintectónicas de la Fm Sombrerito en el borde Sur de la sierra (Hojas de Bánica y Arrollo Limón).

La ausencia en el área estudiado de materiales pertenecientes a la parte alta del Mioceno Inferior y al Mioceno medio (equivalentes de la Fm Baitoa, depositada más al Este), podría indicar el inicio de un cambio de sedimentación. Los depósitos pasarían de ser depósitos continentales proviniendo del Sur a depósitos proximales a marinos en una cuenca de direccionalidad predominantemente E-O. Esta direccionalidad de la cuenca, con aportes procedentes del O, parece ya clara durante el depósito de la Fm Cercado, como viene indicado por los cambios de facies y potencia en relación con la falla o zona de falla del accidente extensional de Gurabo-Cana. La actividad tectónica en este momento no se limita a este accidente sino que, al menos al Oeste de este hubo una actividad tectónica de cierta importancia como atestiguan numerosas evidencias de campo ("slumps", diques clásticos, pequeñas fallas sinsedimentarias...) y cartográficas (afloramientos del "zócalo" en la Fm Cercado).

La máxima profundización de la cuenca, dentro de la Fm Cercado, se produciría en su tercio superior, tras la cual tiene lugar una relativa somerización, especialmente importante al Oeste del accidente Cana- Gurabo, que da lugar al deposito de las calizas de Ahuyamas y culmina con una discontinuidad que provoca su erosión al Oeste de dicho accidente durante la parte alta del Mioceno Superior. En el Mioceno terminal tiene lugar una nueva profundización de la cuenca que posibilita el deposito de la Fm Gurabo. Aunque las evidencias de campo indicativas de actividad tectónica sinsedimentaria son escasas (algunos "slumps" y depósitos de "debris flow" en la sección del río Gurabo) el accidente de Cana-Gurabo sigue controlando la sedimentación y estructuración de la cuenca tal como pone de manifiesto la distribución de facies y potencias. Si bien el cambio de potencia puede a primera vista parecer pequeño, hay que tener en cuenta la muy diferente tasa de compactación de los materiales a un lado y otro del accidente, presentando las margas hemipelágicas, dominantes hacia el Este, una tasa de compactación, y por tanto una potencia original, mucho mayor. En la parte final del Plioceno Inferior tiene lugar una nueva caída relativa del nivel del mar que da lugar a discontinuidad basal de la Fm Mao Adentro y al deposito de los miembros de las Caobas. Esta caída relativa no parece afectar a los materiales situados al Este del Accidente Cana-Gurabo, lo que indicaría que, o bien su origen es puramente tectónico, con elevación relativa de el bloque Oeste, o bien se trata de un fenómeno eustático de baja intensidad que en el bloque Este ha sido totalmente compensado por la tasa de subsidencia tectónica. Durante el deposito de la Fm Mao Adentro la estructuración E-O de la cuenca se mantiene en líneas generales tal como indica la distribución de facies, si bien en las proximidades del límite Plioceno Inferior Medio parece iniciarse una tendencia al cambio de estructuración de la cuenca, al menos en las proximidades de la falla de Mao, con desarrollo de canales y clinofomas dirigidas hacia el Norte.

El inicio de la sedimentación de la Fm Mao, probablemente en la parte alta del Plioceno Medio, marca un cambio radical en la estructuración de la cuenca, que pasa a tener una direccionalidad N-S controlada por la actuación sinsedimentaria de la Falla de Mao, al Sur de la Cual se desarrollarían probablemente facies marinas someras, de tipo estuarino o de llanura deltaica, de las que no ha quedado registro. La falla de Mao recorre la hoja del mismo nombre con un trazado cartográfico de dirección aproximada entre E-O y N110°E, penetra en la de Martín García manteniendo esta última dirección hasta las inmediaciones del río Cana, donde gira hacia el Norte adoptando un trazado de dirección aproximada

N150°E, y alcanzando la llanura del Yaque donde es cortada por otra falla de dirección aproximada N110°E.

Esta geometría y su carácter sinsedimentario permiten asimilar la falla de Mao a el sistema de fallas, probablemente enraizado con la zona de falla de la Falla Septentrional que habría dado lugar durante el Plioceno Superior y parte alta del Medio a un sistema de sub-cuencas en relevo en las que se produciría el depósito de la Fm Mao. La disposición en relevo de estas cuencas puede deducirse de los mapas aeromagnéticos del valle del Yaque, los cuales muestran una serie de anomalías negativas de formas groseramente romboidales, cuyos mínimos coincidirían con los depocentros de las cuencas o subcuencas. En relación con esta tectónica sinsedimentaria parece estar el gran sinclinal que puede deducirse de la distribución de buzamientos en la hoja de Mao y que podría representar un gran sinclinal de “roll-over” extensional.

Otra falla de cierta importancia, y con un recorrido groseramente paralelo al de la falla de Mao, se sitúa en el límite Norte de la Hoja de Monción llegando a penetrar en la hoja de Mao en su extremo Oeste donde desaparece en las proximidades del río Gurabo. Esta terminación lateral de la falla podría estar en relación con una transferencia de desplazamiento al accidente de Cana-Gurabo, aunque no cabe descartar otras posibilidades. La falla, con un recorrido muy dislocado, pone en contacto las formaciones Gurabo y Cercado con un desplazamiento normal del orden de los 100 m, siendo el bloque hundido el bloque norte. Dada la traza más o menos paralela a la de la falla de Mao es posible que este genéticamente relacionada con ella y su edad sea similar, aunque podría haber tenido rejugos más tardíos durante el Cuaternario.

Con posterioridad a los movimientos de carácter sinsedimentario respecto a la Fm Mao, los materiales neógenos del Valle del Cibao están afectados por una densa red de fallas cuya actividad ha continuado al menos hasta el Pleistoceno Superior, ya que llegan a afectar con seguridad a las terrazas medias y posiblemente a las terrazas bajas del Río Yaque, como parece deducirse de la interpretación de los lineamientos de las fotos de satélite en la Hoja de Mao. Todas estas fallas, con planos subverticales y de desplazamientos entre métricos y decamétricos, parecen tener un carácter normal, o al menos lo tienen en todos los casos en que se han podido observar criterios cinemáticos de campo (arrastres y estrías de falla). Esta tupida red de fallas parece organizarse según cinco sistemas principales:

- Un sistema de dirección aproximada N120°E, coincidente con la dirección de las principales fallas de desgarre en el "zócalo", de las que probablemente representa un rejuego tardío.
- Un sistema de dirección aproximada N60°E, que por lo general corta a las fallas del sistema anterior.
- Un sistema de dirección aproximada N30°E que, al menos en ocasiones, conecta fallas del sistema anterior.
- Un sistema de dirección aproximada N150°E. La dirección de este sistema, junto con las anteriores parece compatible con la de los desgarres asociados a los principales del "zócalo", y es posible interpretar estos sistemas como rejuegos normales tardíos de las fracturas de desgarre del "zócalo".
- Un sistema de dirección variable entre N170°E y N20°E, frecuentemente N-S, sin relación geométrica evidente con los anteriores y que parece haber condicionado el recorrido de la mayor parte de los valles de la zona.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. Descripción fisiográfica

La Hoja de Santiago Rodríguez se halla entre la Cordillera Central y la Cordillera Septentrional, cerca del extremo noroccidental de la República Dominicana. Presenta dos mitades bien diferenciadas: la mitad norte, de relieves llanos y poco elevados, dominada por el relleno neógeno del dominio del Valle del Cibao y la mitad meridional, más accidentada y elevada, por incluir estribaciones marginales al norte de la cordillera Central.

La mitad meridional presenta algunos macizos secundarios de la Cordillera Central, donde ésta encuentra su fin hacia el N. Flanqueando estos macizos, los ríos principales de la hoja, situados en la parte meridional de la misma, fluyen hacia el norte, resultando finalmente todos afluentes del río Yaque del Norte (ríos Cana y Guayubin).

5.2. Análisis geomorfológico

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

5.2.1. Estudio morfoestructural

En la hoja aparecen las siguientes unidades morfoestructurales de rango mayor: la Cordillera Central y el Valle del Cibao.

La Cordillera Central es el principal sistema montañoso de la isla y puede considerarse constituida por un macizo central y tres ramas principales. La Hoja de Santiago Rodríguez comprende relieves pertenecientes al denominado macizo del Noroeste (De la Fuente, 1976). Sin embargo, en el ámbito de la hoja, esta zona de la Cordillera Central ha sido arrasada en al menos una ocasión, afectada por procesos de peneplanización se crearon amplias superficies de erosión, hoy completamente degradadas o en un estado muy avanzado de degradación.

5.2.1.1. Formas estructurales

La influencia tectónica en el origen y configuración del relieve queda reflejada en las denominadas formas estructurales. La alternancia de capas de roca con diferente respuesta al ataque de los agentes externos propicia la erosión diferencial reflejando en la morfología

caracteres geológicos estructurales. Es por tanto la estructura geológica la que controla el relieve. Los agentes externos solo descubren y modelan sobre un patrón preestablecido.

En la Cordillera Central aparecen diversas morfologías relacionadas con el trazado de fallas, algunas con expresión morfológica clara. Corresponden a fallas normales y desgarres cuya longitud puede superar 10 km; algunos de éstos parecen responder al rejuego de fallas inversas. En ocasiones, la presencia de rasgos morfológicos parece estar condicionada por una falla, sin que se tenga la total certeza de su existencia; en otras, las fallas parecen encontrarse bajo depósitos cuaternarios sin afectarlos, habiéndose representado en ambos casos como fallas supuestas.

Otras formas estructurales derivadas de la diferente respuesta de la litología a los agentes externos se relacionan con los límites de las intrusiones, tal es el caso de los escarpes de contacto intrusivo que aparecen orlando el batolito de Loma de Cabrera al SO de la hoja, o la existencia de diques que al ser sometidos a erosión diferencial configuran crestas, barras rocosas y resaltes estructurales subverticales.

5.2.2. . Estudio del modelado

La acción de los agentes externos sobre dominios tan contrastados como la Cordillera Central y el relleno neógeno del dominio del Valle del Cibao tiene como resultado una expresión geomorfológica sensiblemente diferente. Así, el modelado de la Cordillera es el producto de una larga evolución presidida por los procesos geodinámicos internos (ígneos y tectónicos) acaecidos a lo largo del periodo Cretácico-Terciario, generadores de relieves positivos, sobre los que han actuado, con mayor o menor efectividad, diversos agentes morfogenéticos encaminados a la destrucción o modelado de dichos relieves, destacando los de carácter fluvial y poligénico.

En el caso de relleno neógeno del dominio del Valle del Cibao, puede considerarse que la creación de su fisonomía básica arranca con los procesos de sedimentación y acumulación de los materiales procedentes de las Cordilleras Central y Septentrional, iniciados entrado el Cenozoico, en el Valle del Cibao.

5.2.2.1. Formas gravitacionales

Pese a los desniveles existentes en el ámbito de la Cordillera Central, no se trata de formas excesivamente extendidas ni de grandes dimensiones, en buena parte como consecuencia de la propia dinámica de retroceso de las vertientes, que provoca su permanente evolución. Las más frecuentes son los coluviones, formados como respuesta al desequilibrio provocado en las laderas por la erosión fluvial

5.2.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial

Los fondos de valle aparecen bien representados en la Cordillera Central y en el enlace de esta con el relleno neógeno del dominio del Valle del Cibao. Estas formas suelen quedar delimitadas por rupturas de pendiente, más o menos pronunciadas, cóncavas, en ambas orillas a lo largo de su curso. Pueden presentar drenaje en su parte media o no. Cuando el drenaje incide el fondo de valle se ha cartografiado como incisión lineal. Es frecuente que los fondos de valle hayan sido habilitados para el cultivo por lo que muestran cierta antropización que se traduce en márgenes que protegen los campos. Esta forma implica por sí misma un cierto depósito. A pesar de su aparente falta de funcionalidad forman parte de la red de drenaje concentrando, en caso de fuertes precipitaciones, la arroyada. Son el principal testimonio de la actividad sedimentaria de los principales elementos de la red fluvial actual.

Entre las formas erosivas se han reconocido: marcas de incisión lineal,

5.2.2.3. Formas lacustres y endorreicas

Se hallan representadas únicamente por pequeñas charcas estacionales.

5.2.2.4. Formas poligénicas

Se incluyen en este grupo las formas cuya morfogénesis puede atribuirse a la acción simultánea o sucesiva de más de un proceso morfogenético. En este grupo se incluyen los piedemontes y las superficies de erosión que aparecen en la hoja.

Es innegable la existencia en la hoja de retazos de superficies de erosión ya que en ocasiones pueden observarse los materiales geológicos, especialmente los que presentan estratificación, completamente biselados. Estas superficies de erosión son macroformas que afectan amplias zonas de la mitad meridional de la hoja.

La variabilidad altitudinal entre los diferentes retazos es también incuestionable aunque el origen de dicha variabilidad no lo sea tanto. Esto puede deberse a distintas circunstancias que probablemente puedan haberse combinado: desniveles previos importantes (existencia de un paleo-relieve), existencia de más de una superficie, deformaciones tectónicas posteriores a la elaboración de la/las superficies (fracturas, basculamientos y evidentemente retoques erosivos posteriores).

La superficie de erosión localizada en el sector Sur de la hoja muestra una marcada coincidencia en su límite NE con el contorno cartográfico de la Fm. Conglomerados de Bulla. Esto se observa en los alrededores de las localidades de la Rancho de Mujeres, Vallecito y Toma. Este hecho permite considerar la posibilidad que la superficie sobre la que se

depositaron los conglomerados de la Fm. Bulla sea la misma que la superficie de erosión observable más al sur.

Uno de los rasgos más característicos de la zona de estudio es la frecuente presencia de un manto de alteración que ha sido prácticamente desmantelado en diversas áreas mientras que en otras puede todavía reconocerse. Este rasgo hace sospechar en que las superficies de erosión que hemos considerado anteriormente puedan ser asimilables a lo que en la literatura se conoce como formas de corrosión química en este caso "llanuras de corrosión química" grabadas (del inglés etchplains; Twidale, 1982) especialmente aquellas que afectan a un substrato de origen ígneo. Una llanura grabada es una superficie de erosión formada primeramente por una profunda intemperización o alteración y posteriormente, retrabajada por la erosión que habría evacuado el total o parte del material alterado para formar una superficie a un nivel inferior.

5.2.2.5. Formas por meteorización química

De forma casi testimonial se dan formas propias del berrocal (dorsos de ballena, bolos, domos rocosos, nubbins, etc.) sobre las rocas graníticas que aparecen al SO de la hoja así como arenizaciones. Estas formas son modeladas, totalmente o en parte, por debajo de la superficie terrestre, puesto que pueden ser observadas perfectamente desarrolladas en el frente de alteración. Estas formas se consideran producidas por corrosión química es decir grabadas. Ellas son el reflejo de la interacción de aguas subterráneas cargadas con compuestos químicos y organo biológicos con la roca a escala regional. Las aguas subterráneas aprovechan las zonas de debilidad del substrato debidas a la mineralogía, textura, densidad de fracturación generándose tendencias particulares en el desarrollo del relieve de un macizo rocoso.

5.2.2.6. Formas antrópicas

Como agente geomorfológico, el hombre actúa en diferentes sentidos: modificando el paisaje debido a los usos del suelo para actividades agropecuarias, labores extractivas (canteras a cielo abierto, minería, trincheras, desmontes), construcción de redes de transporte y asentamientos urbanos o de tipo industrial; localmente, la remoción de materiales y la modificación de la topografía original son intensas, bien allanando, rellenando o ahuecando el terreno. Obviamente, no se han representado las modificaciones antrópicas plasmadas en la base topográfica (núcleos urbanos, viales, ferrocarriles y otros elementos planimétricos).

5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones superficiales son conjuntos litoestratigráficos formados por materiales frecuentemente no coherentes o secundariamente consolidados, relacionados con la evolución reciente del relieve, y con un espesor máximo de orden decamétrico y edad cuaternaria o pliocuaternaria. Estas formaciones pueden ser cartografiadas y ser definidas atendiendo a atributos como geometría, textura, potencia, tamaño, génesis y cronología.

A continuación se relacionan las unidades cartografiadas y sus principales características.

5.3.1. Formaciones gravitacionales

5.3.1.1. Cantos, arenas y lutitas. Coluviones (a). Holoceno

En general se trata de depósitos muy heterométricos, con acumulación caótica de bloques y gravas con abundante matriz limosa. La forma de los cantos es angulosa, excepto cuando ya están rodados en el área fuente. La litología de estos depósitos es muy variada en función del tipo de sustrato de cada zona. Su potencia y características internas también son variables, no pudiendo precisarse aquella por ausencia de cortes de detalle, aunque se deducen potencias de orden métrico. En cuanto a su edad, se asignan al Holoceno..

5.3.2. Formaciones fluviales y de escorrentía superficial

5.3.2.1. Gravas, arenas y limos. Terrazas altas (b). Pleistoceno

Se trata de depósitos que se limitan a pequeños retazos situados en la zona somital de las plataformas estructurales degradadas de Loma de Zamba. No queda clara su adscripción a un curso actual al estar situadas entre los ríos Cana y Gurabo. Sin duda son depósitos residuales situados a +160 m sobre cualquiera de los cauces citados. Litológicamente son gravas cementadas pudiéndose considerar conglomerados.

Un segundo grupo de terrazas altas corresponden a los niveles superiores del sistema de terrazas del río Mao. Existen buenos puntos de observación de sus características a lo largo de todo el valle del citado río y a lo largo de la carretera que une las poblaciones de Monción y el Rubio. Son gravas polimícticas, de cantos redondeados con tamaño de canto que oscila entre guijarro y bloque. La matriz es arenosa de granulometrías gruesas. La composición de los cantos incluye diversas rocas ígneas y metamórficas procedentes de la Cordillera Central. Es frecuente la presencia de cantos sueltos con pátinas ocre sobre la superficie de las terrazas. Los cortes disponibles permiten determinar que su espesor, si bien es variable, es de orden métrico. Por su posición se asignan al Pleistoceno.

5.3.2.2. Gravas, arenas y limos. Terrazas medias y abanicos aluviales antiguos (c).

Pleistoceno-Holoceno.

Aparecen orlando los cursos fluviales de los ríos Yaque del Norte, Mao, Guanajuma, Amina, Gurabo, Cana y Guayubín. Presentan cotas entre los +10 y +40 m sobre los cursos actuales. En los ríos Mao y Guayubín se han identificado subniveles en diversos puntos. No se descarta que algunos de ellos se deban a actividad neotectónica ya que se han identificado fracturas afectando estos niveles en el caso del Mao. La litología del depósito de estos niveles varía de base a techo. La base del depósito siempre es erosiva, un tanto irregular sobre el substrato y está formada por gravas polimícticas, de cantos redondeados con tamaño de canto que oscila entre guijarro y bloque. La matriz es arenosa de granulometrías gruesas. La composición de los cantos, dependiendo del área fuente, incluye rocas de diverso origen pudiendo incluir rocas ígneas y metamórficas procedentes de la Cordillera Central, y rocas sedimentarias procedentes de los relieves estructurales de Loma de Zamba y su orla. Sobre estos materiales es habitual encontrar arenas, con estratificación cruzada y por encima de estas, suelos edáficos que pueden incluir horizontes de acumulación de carbonatos formando niveles de caliche. Los cortes disponibles permiten determinar que el espesor del conjunto, si bien es variable, es de orden métrico a decamétrico.

En la cuenca del Mao es muy frecuente que estos depósitos estén recubiertos por depósitos de glacis o mixtos aluvial coluvial de litologías carbonatadas con los cuales pueden interdigitarse.

En el extremo norte de la hoja se reconocen abanicos aluviales antiguos dispuestos al pie de los relieves de la vertiente sur del Cordillera Septentrional que por su altura relativa serían equivalentes a los niveles de terraza citados.

5.3.2.3. Arenas y limos. Llanuras de inundación, barra actual y depósitos de fondo de valle, (e). Holoceno

Los depósitos de fondo de valle pueden reconocerse en numerosos cursos fluviales menores, pero la escala de trabajo solo ha permitido la representación cartográfica de los más representativos. Se incluyen en esta unidad sedimentos de origen fluvial aflorantes a distinta cota sobre el lecho actual del río, pero adyacentes al mismo. Se incluyen en el Holoceno.

5.3.3. Formaciones por meteorización química

5.3.3.1. Arenas eluviales (f). Pleistoceno-Holoceno

Constituyen el producto de la hidrólisis de los silicatos constituyentes de los cuerpos intrusivos, desarrollados de forma más patente en el caso de los de mayor acidez. Conforman un manto irregular o regolito cuyo espesor varía considerablemente en función de la composición de la intrusión, aumentando en cualquier caso en las zonas de fractura, donde aumenta asimismo la capacidad de penetración del agua. Su génesis esta relacionada con la corrosión química a la que se ha aludido al hablar de las formas grabadas. Aparecen como una arena gruesa enriquecida en cuarzo y feldespatos, con un grado de consolidación variable, pero en general bajo. En función de la densidad del diaclasado y de la efectividad del proceso, pueden ir acompañadas por bloques o bolos generalmente subredondeados de roca no alterada.

Estos depósitos se reconocen únicamente en el extremo Suroeste de la hoja.

5.4. Evolución e historia geomorfológica

Aunque evidentemente la morfología de la región está influenciada en última instancia por los procesos sedimentarios acaecidos a lo largo del Neógeno, su fisonomía actual se ha perfilado fundamentalmente en dos etapas de su historia: la primera, durante el Mioceno, en el que la colisión entre el dominio suroccidental de La Española y el resto de la isla estableció la distribución de cordilleras y depresiones visibles hoy día; y la segunda, ya en el Cuaternario, cuando el relleno pliocuaternario de las cuencas fue configurado de acuerdo con la geometría actual.

La superposición de ambas etapas estableció el diseño regional básico sobre el que ha actuado el modelado holoceno, diseño basado en la presencia del Valle del Cibao entre la Cordillera Septentrional y el piedemonte de la Cordillera Central. La evolución holocena ha estado condicionada principalmente por la actividad neotectónica, que ha producido una tendencia regional ascendente, y por los procesos fluviales, que no sólo han llevado a cabo una importante labor de incisión en las áreas montañosas, sino que con sus aportes sedimentarios han provocado la colmatación del Valle del Cibao, especialmente representado por la llanura aluvial del río Yaque del Norte.

Los márgenes septentrionales de la Cordillera Central muestran diversas superficies de erosión que afectan amplias zonas de la mitad meridional de la hoja. Existe una cierta variabilidad altitudinal entre los diferentes retazos por lo que no puede afirmarse a ciencia cierta que se trate de una única superficie. A pesar de todo la superficie de erosión de Vallecito, Rancho de Mujeres y Toma, una de las mejor conservadas, puede datarse entre el

oligoceno y el mioceno ya que bisela conglomerados de la formación Inoa y está fosilizada por los conglomerados de Bulla. Dicha superficie, una vez exhumada, sirvió de punto de partida para la progresiva instalación de la red fluvial actual, con toda probabilidad a lo largo de todo el Cuaternario. No se conoce con precisión la fecha de inicio de esta incisión aunque es, sin duda, posterior a la deposición la serie neógena; momento que debe situarse, atendiendo a la edad de las calizas de Loma de Zamba, a finales del Plioceno.

Es evidente que el balance erosivo se mantiene prácticamente hasta la actualidad con excepción del Valle del Yaque. Durante este periodo se generan los relieves estructurales por erosión diferencial de la serie neógena, como es el caso del grupo de plataformas estructurales de Loma de Zamba, entre las más significativas. A partir de este momento, la evolución del relieve ha estado presidida por el comportamiento de la red de drenaje, con fuertes encajamientos en la zona montañosa, pero muy moderados en la llanura por su pequeño desnivel con respecto al mar. En aquélla, el encajamiento ha sido simultáneo con la argilización de los materiales volcánicos y sedimentarios, la arenización de los cuerpos intrusivos, el retroceso de las vertientes con desarrollo de coluvionamientos y de movimientos en masa, así como con cambios de orientación de la red por adaptación a fracturas y contrastes litológicos.

Durante el lapso de tiempo entre el inicio de la incisión y la actualidad pueden reconocerse diversas etapas generalizadas de acreción y erosión, un mínimo de dos principales, tal como demuestran los diferentes niveles de terrazas, glaciares y abanicos que pueden reconocerse. Estas características se pierden en el Valle del Yaque estricto donde la llanura aluvial denota un proceso de acumulación de materiales que podría remontarse a inicios del pleistoceno y desarrollarse ampliamente durante el holoceno.

6. HISTORIA GEOLOGICA

Para comprender la historia geológica de la Hoja de Santiago Rodríguez hay que situarse dentro de un contexto geológico y temporal mucho más amplio. La historia geológica de la isla de La Española, desde el Cretácico Superior, es el resultado de la interacción entre las placas Norteamericana y Caribeña; el límite entre ambas placas ha sufrido modificaciones en su régimen debido a los cambios de orientación de sus desplazamientos relativos.

La Hoja de Santiago Rodríguez cubre los dominios de la Cordillera Central, Amina-Maimón, Magua-Tavera y Valle del Cibao, que constituyen una alineación NO-SE de montañas y cuencas que recorre buena parte de la isla. Dado que los límites de estos dominios superan a los de la Hoja, se hará referencia a las Hojas adyacentes, principalmente las que

constituyen los cuadrantes (1/100.000) de Mao, Dajabón y Restauración, los 3 realizados durante este proyecto.

Dentro de la evolución paleogeográfica de la región pueden diferenciarse tres grandes etapas:

- La historia ante Cretácico Superior, encontrada en el C. Duarte y la Fm Amina Maimón,
- La historia Cretácico Superior con el desarrollo de un arco insular precursor de la actual Cordillera Central,
- La historia post arco Cretácico Superior bien registrada por los dominios de Magua y Valle del Cibao.

6.1. La historia pre-Cretácico Superior

La historia geológica del Jurásico y del Cretácico Inferior está lejos de ser conocida con precisión. La existencia de la falla de la Española ha colocado cerca terrenos con evoluciones diferentes en el Cretácico Inferior. Al Norte, se desarrolla un arco isla, representado por las Fms Los Ranchos y Amina-Maimón, que no está nunca al Sur de la falla de la Española. Sobre la evolución del arco Cretácico Inferior se han publicado diversas hipótesis cuya evaluación está pendiente de disponer de edades y datos geoquímicos precisos. Draper et al. (1996) proponen una subducción hacia el Norte en ese tiempo, y su posterior cierre estaría provocado por un proceso de colisión-obducción (Aptiano-Albiano) en el que se verían implicadas principalmente las rocas del C. Duarte y la Peridotita Loma Caribe. Sigue la subducción de la litosfera atlántica bajo la caribeña. Así, la construcción de este arco insular se produjo en un contexto de subducción entre placas integradas por litosfera oceánica.

6.2. El arco insular del Cretácico Superior

Aunque en la paleogeografía de detalle existen ciertas dudas, el reconocimiento de los materiales generados durante la actividad del arco insular ha permitido establecer los rasgos generales de la paleogeografía del Cretácico Superior (Cf. Hoja de Restauración). Esta se caracteriza por un complejo volcánico principal que se localiza según una banda de dirección aproximada NO-SE, y cuya construcción se relaciona con una intensa actividad magmática de tipo calcoalcalino. Por lo menos en la zona de Santiago Rodríguez este episodio volcánico está representado por litologías de composición bimodal, ácidas e intermedias. Ahora bien, esta actividad magmática no se mantiene constante a lo largo del tiempo, sino que existieron zonas y periodos de mayor tranquilidad en los que se desarrollan

procesos puramente sedimentarios. Entre ellos hay que destacar la deposición de sedimentos, principalmente durante la etapa Campaniano.

Síncronos de esta actividad volcánica mencionada, existen numerosos cuerpos plutono-volcánicos e hipoabisales, equivalentes más profundos, o incluso material de la cámara magmática, ya que, tanto los estudios de campo, como petrológicos y geoquímicos, muestran una conexión entre las facies plutónicas y volcánicas. El emplazamiento de estos cuerpos debió producirse, a finales del Cretácico y comienzos del Terciario, entre todos ellos destaca por sus dimensiones batolíticas el de Loma Cabrera, que ocupa una gran parte de las hojas de Loma Cabrera, Santiago Rodríguez, Jicomé y Diferencia.

6.3. La historia post arco Cretácico Superior - Los Dominios de Magua-Tavera y Valle del Cibao

El dominio Magua-Tavera parece ser muy ligado a la actuación de la gran Falla de La Española entre el Paleoceno y el Oligoceno, debido a que sus depósitos se encuentran limitados a la zona de falla en toda la región y a la distribución y tipo de sedimentos o rellenos. El movimiento de la Zona de Falla de La Española produce, en el sector NO de la Cordillera Central la formación, relleno y deformación de las cuencas de Tavera y San José de Las Matas, que pueden ser interpretadas como cuencas generadas en dominios transpresivos. El relleno de la cuenca de Tavera ha sido controlado tectónicamente por las Fallas de Inoa y Amina, que limitan espacialmente la Zona de Falla de La Española. Dicho relleno está compuesto por los conglomerados, areniscas y lutitas del Grupo Tavera de edad Paleoceno-Eoceno. Las fases transpresivas más tardías asociadas a la Zona de Falla de La Española producen la reactivación de las fallas que limitan la cuenca y el plegamiento del Grupo Tavera.

Desde el Mioceno Superior y hasta la Actualidad, los movimientos transpresivos producen el levantamiento de la Cordillera Central y el depósito de los sedimentos de la Cuenca neógena del Cibao.

Tanto en esta hoja como en las adyacentes hay una aparente falta de registro, al Norte de la Falla de La Española, que abarca desde el Cretácico Inferior hasta la parte alta del Paleoceno, pero en la hoja de Dajabón se han encontrado en la Fm Magua olistolitos de calizas con radiolítidos del Cretácico Superior. Dado que en las unidades situadas al Sur no parecen haberse depositado sedimentos de plataforma carbonatada en esta edad, parece

bastante probable que durante el Cretácico Superior se haya depositado sobre la Fm Amina-Maimón una plataforma carbonatada con carácter, al menos en parte, arrecifal.

Durante el intervalo Paleoceno Superior-Oligoceno Inferior tendría lugar la actuación del gran desgarre sinistro (Falla de la Española), que va a poner en contacto la Fm Amina-Maimón con los materiales de la Cordillera Central.

En algún momento del Oligoceno, tras haber cesado el movimiento de la Falla de la Española, tiene lugar la elevación definitiva de la Cordillera Central en un régimen transpresivo con deformación avanzando en el tiempo, hacia el Sur, borde en el cual va a dar lugar, algo más tarde, a la formación, ya en el Oligoceno Superior, de depósitos sintectónicos. El marge Norte de la Cordillera como consecuencia de la elevación se va a ver incidido por una red fluvial que, con sentido Sur-Norte, va a excavar los valles en los que posteriormente se depositaran los conglomerados de la Fm Bulla. El depósito de esta formación tiene lugar durante un ascenso relativo del nivel del mar, que va a provocar el relleno de los valles previamente excavados, probablemente de forma simultánea con la formación de los depósitos sintectónicos del borde Sur de la Cordillera. Este ascenso tecto-eustático culmina con el depósito de la Caliza de Monción en la hoja homónima, y tras él se produce una caída relativa del nivel del mar que da lugar a una discontinuidad. Los materiales temporalmente equivalentes a esta serie en la hoja de Santiago Rodríguez, no se conocen, pero probablemente están representados en profundidad por facies marinas someras.

Un nuevo ascenso relativo del nivel del mar tiene lugar durante el Mioceno Superior, coincidiendo con un cambio en estructuración de la cuenca, marcado por el accidente de Cana-Gurabo, y que va a hacer que la línea de costa, y las facies más someras se sitúen no al Sur, sino al Oeste. A partir de este momento la cuenca parece estar afectada por una serie de fallas normales, perpendiculares a la dirección de la Cordillera Central. El máximo ascenso relativo del nivel del mar tiene lugar en la parte alta del Mioceno Superior, y tras él se produce una estabilización del nivel relativo del mar durante la cual se depositan las Calizas de Ahuyamas.

Una nueva caída del nivel del mar, tiene lugar en la parte más alta del Mioceno Superior, dando lugar a la discontinuidad de techo de la Fm Cercado. Esta caída relativa es más acentuada al Oeste del accidente Cana-Gurabo, mientras que al Este está algo más atenuada por la mayor tasa de subsidencia que presenta este sector.

Coincidiendo casi con el límite Mioceno-Plioceno, pero todavía en el Mioceno terminal tiene lugar un nuevo ascenso relativo del nivel del mar, que da lugar al depósito de la Fm Gurabo. Una caída del nivel relativo del mar en la parte media-alta del Plioceno Inferior da lugar a la discontinuidad existente a muro de la Fm Mao al Oeste de la hoja de Mao y al depósito de las areniscas y margas de las Caobas, en las hojas de Mao y Martín García. Esta caída del nivel es totalmente compensada por la subsidencia al Oeste del accidente Cana-Gurabo, donde el ascenso relativo, iniciado con el depósito de la Fm Cercado, continua hasta alcanzar su máximo en las proximidades del límite Plioceno Inferior-Medio. Este momento coincide por una parte con el desarrollo de facies arrecifales al Oeste del accidente Cana-Gurabo, y por otro con el inicio de un nuevo cambio en la estructuración de la cuenca a favor de la Falla de Mao. En este momento parece iniciarse una nueva estructuración de la cuenca en sentido Sur-Norte, de modo que al Este del accidente Cana-Gurabo las calizas recifales de Mao Adentro progradan tanto hacia el Este como al Norte. Este cambio de estructuración se completa en algún momento del Plioceno Medio dando lugar al depósito, al Norte de la Falla de Mao, de las facies de talud, con marcado carácter sintectónico extensional, en dirección Norte dentro de la hoja de Santiago Rodriguez, de la Fm Mao. Aunque no se han conservado sedimentos coetáneos al Sur de dicha falla es de suponer que se habrían depositado facies marinas someras, con carácter al menos en parte estuarino, en las que habría vivido la fauna somera que se encuentra resedimentada en la Fm Mao. Este cambio en la estructuración de la cuenca, marcado por el depósito de grandes espesores de sedimentos en cuencas con disposición escalonada, en el Valle del Cibao, podría relacionarse con los movimientos iniciales de la Falla Septentrional y el consiguiente inicio del emplazamiento en la posición actual de los materiales que la conforman.

Las primeras evidencias de la emersión de la Cordillera Septentrional se relacionan con la serie de abanicos aluviales que afloran en el borde Norte de la Hoja de Mao. Son estos los depósitos más antiguos (supuestamente pleistocenos) que contienen cantos procedentes de la Cordillera Septentrional en el Valle del Cibao. Es durante el depósito de estos materiales, o en un momento próximo, cuando el valle del Cibao alcanza su estructuración actual con la situación de la línea de costa hacia el Oeste y la creación del valle actual y el curso del río Yaque. La actividad tectónica en el valle del Cibao, relacionada con movimientos asociados a la Falla Septentrional, ha continuado hasta la actualidad, como atestiguan las numerosas fallas que afectan a materiales de edad cuaternaria, incluyendo la actual llanura de inundación.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. Hidrogeología

7.1.1. Climatología

La Hoja de Santiago Rodríguez se ubica en el piedemonte septentrional de la Cordillera Central y el tipo de clima predominante es el tropical húmedo de sabana, con dos temporadas de lluvias. Sin embargo, el Sur de la hoja, que corresponde a la Cordillera Central, tiene un clima de bosque tropical húmedo.

Los principales datos climáticos de la zona ya han sido citados en el capítulo 1.2 sobre la situación geográfica. Las siguientes informaciones complementarias han sido registradas en Santiago Rodríguez:

- Altura media de precipitaciones: 1418 mm al año con máximos diarios, mensuales y anuales, respectivamente, de 151, 468 y 2358 mm
- Temperatura media anual de 27.4°C, con máximo absoluto de 40°C y mínimo absoluto de 11°C

7.1.2. Hidrografía

El marco hidrográfico de la zona ya ha sido descrito en el capítulo 1.2 sobre la situación geográfica. En cuanto a los valores de caudales, la cuenca está bien representada por los datos de la estación Rincón, ubicada en el río Guayubin, a unos 5 Km río abajo del límite septentrional de la hoja. El promedio anual calculado es de 9.40 m³/s correspondiendo a una cuenca de 520 Km².

7.1.3. Descripción hidrogeológica

Las rocas metamórficas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior del C. Duarte (metabasitas, metasedimentos y metapórfidos basálticos) tienen una porosidad y una permeabilidad baja a muy baja.

La zona meteorizada es demasiado reducida (métrica) y arcillosa para favorecer el desarrollo de un acuífero superficial.

Las zonas de fallas que cortan las anfibolitas muy competentes aumentan la permeabilidad de fractura de estas rocas, favoreciendo así una cierta permeabilidad con posible desarrollo acuíferos localizados.

Las facies de esquistos verdes no son favorables a la presencia de acuífero profundo.

Las rocas ultramáficas y las peridotitas de Loma Caribe tienen una extensión reducida. La meteorización y la alteración arcillosas no favorecen la formación de acuíferos. Las zonas de fallas están colmatadas por las serpentinas, impidiendo las circulaciones de aguas.

La Serie volcano-sedimentaria de composición intermedia a ácida con intercalaciones de cherts y las brechas tonalíticas subvolcánicas de la Fm Tireo tienen las mismas características que las metavolcanitas del C. Duarte: una porosidad y una permeabilidad baja a muy baja, impidiendo el desarrollo de acuíferos. La intersección de las facies subintrusivas o cherts, más competentes, con la Zona de Falla de La Española podría favorecer la formación de una porosidad de fracturas a lo largo de este accidente regional.

De la diversidad de los intrusivos del Batolito de Loma Cabrera resulta una heterogeneidad de las características hidrogeológicas.

Las dioritas y los gabros tienen una permeabilidad baja. Los espesores de suelos y coluviones son reducidos, impidiendo la formación de acuíferos superficiales. Además las pendientes fuertes de las zonas de afloramientos no permiten el almacenamiento del agua. La porosidad profunda, cuando existe, es una porosidad de fracturas en zonas tectonizadas, considerada como porosidad baja.

Al contrario, las tonalitas desarrollan frecuentemente suelos arenosos, con espesor variable, que podría alcanzar unas decenas de metros. Estos suelos arenosos tienen una repartición variable y desaparecen localmente en las lomas de tonalita poco meteorizada, situadas a lo largo de los enjambres de diques aplopegmatíticos o básicos. A la cobertura de suelos arenosos corresponde un relieve en plano inclinado suavemente al Norte, permitiendo el abastecimiento hidráulico de este acuífero superficial. En profundidad, la porosidad y la permeabilidad son de tipo fractura, a lo largo de las fallas y se califican de baja a media.

La diversidad litológica de las unidades constituyendo la Fm Magua (Paleoceno - Eoceno Superior) no permite definir un criterio hidrogeológico para la formación. Las riolitas y brechas ácidas y las calizas masivas tienen extensiones muy reducidas que no permiten definir una unidad hidrogeológica. Las pelitas y pizarras calcáreas se caracterizan por una porosidad y una permeabilidad baja. Además, la meteorización de estas pelitas y pizarras no desarrolla un gran espesor de suelos, así que esta unidad no constituye un acuífero. Los

basaltos, y particularmente las brechas basálticas, tienen porosidad y permeabilidad medias (basaltos) a altas (autobrechas) derivadas de la textura lávica, en colada o brechosa. Además, estas facies expuestas a la meteorización desarrollan suelos con espesor métrico a plurimétrico. Afloran en sectores con topografía suave. Constituyen buenos acuíferos superficiales y profundos, con buenas condiciones de abastecimiento en aguas superficiales. Además, son las unidades más fracturadas por el corredor de la Zona de Falla de La Española, lo que aumenta la porosidad y permeabilidad de fractura, tanto en superficie como en profundidad.

De las formaciones del Mioceno, el Conglomerado Bulla tiene las mejores características para constituir un acuífero favorable. A pesar de su textura heterogranular, su porosidad intergranular es alta, debido a la composición arenosa de la matriz. Está limitado al muro por el contacto con las formaciones impermeables del C. Duarte, de la Fm Tireo y de los intrusivos no meteorizados del Batolito Loma Cabrera. Al muro, puede conectarse con los acuíferos de los basaltos y brechas de la Fm Magua en las zonas de contacto. También puede conectarse con los acuíferos de las interdigitaciones de los niveles arenosos y conglomeráticos del muro de la Fm Cercado.

La paleosuperficie individualizada en la base del conglomerado Bulla puede actuar como superficie de drenaje preferencial hacia el Norte. Cuando expuesta, esta superficie se caracteriza por una argilitización fuerte de tipo laterítico, globalmente impermeable, cuales sean las rocas infrayacentes.

La Fm Cercado (Mioceno Medio a Superior) integra dos unidades con características hidrogeológicas diferentes.

La unidad inferior, constituida por lutitas, siltitas y arenas, localmente conglomeráticas (17) constituye un acuífero de buena calidad. De hecho, las zonas de exposición de esta unidad se caracterizan por una red hidrográfica de muy baja densidad y son superficies drenantes que secan rápidamente después de las precipitaciones. Estos hechos traducen una fuerte infiltración por una porosidad y permeabilidad altas. Además, los caudales de unos ríos que cruzan esta unidad (Cana y Yaguajal) bajan notablemente, indicando una alimentación del acuífero por el agua del cauce. Esta unidad puede caracterizarse como acuífero de buena calidad. A la diferencia del conglomerado Bulla, los niveles conglomeráticos son de granulometría homométrica, favoreciendo porosidad y permeabilidad. Pero la discontinuidad

de estos niveles y la presencia de intercalaciones de siltitas no favorecen la permeabilidad al nivel de la unidad; se trata de un acuífero compartimentado.

La unidad superior, constituida por alternancias de conglomerados, areniscas calcáreas, margas, lumaquelas y niveles de lignitas, está también compartimentada. Su geometría horizontal, con intercalaciones de margas, disminuye fuertemente su permeabilidad vertical, y, de hecho, su potencial de abastecimiento por las aguas superficiales. Estos niveles de margas acentúan también la compartimentación entre los niveles conglomeráticos de alta porosidad, debido a la fuerte homogeneidad y esfericidad de los cantos conglomeráticos.

Las margas de la Fm Gurabo (Mioceno Superior–Plioceno Medio) representan una superficie muy reducida en la hoja y la composición arcillosa es un obstáculo a las circulaciones de aguas por encima de los acuíferos infrayacentes.

Las unidades cuaternarias, constituidas por coluviones de piedemonte y depósitos arenosos de fondo de valles, son muy porosas y permeables. Sin embargo, constituyen, en la hoja, volúmenes muy reducidos que no pueden calificarse de acuíferos.

7.2. Recursos minerales

En la hoja el potencial de recursos económicos metálicas se limita al oro y los metales de bases (cobre principalmente) en las formaciones Magua y Tireo. Los basaltos de la formación Magua contienen varias ocurrencias de cobre fisural.

El potencial de sustancias no metálica comprende:

- Materiales de áridos explotados en canteras en las capas conglomeráticas de la formación Cercado. Los cuerpos intrusivos de diorita y gabro del batolito de Loma de Cabrera han sido o son también objeto de pequeñas canteras para el material de ripio así como los basaltos y brechas basálticas de la formación Magua. A lo largo de las carreteras de la parte oriental existen varias canteras en los esquistos verdes del C. Duarte utilizados para la renovación de estas carreteras.
- Los lignitos del sector Noreste de la hoja de poca espesor y calidad
- Los gabros y gabro-dioritas de la parte sur oriental de la hoja de la Formación Magua los cuales podrían constituir un potencial en áridos de machaqueo después de estudios de calidad y mercado.

La ubicación de los indicios esta presentada en la Fig. 37 a continuación y detalladas en las tablas de descripciones (Tabla 5 y Tabla 6).

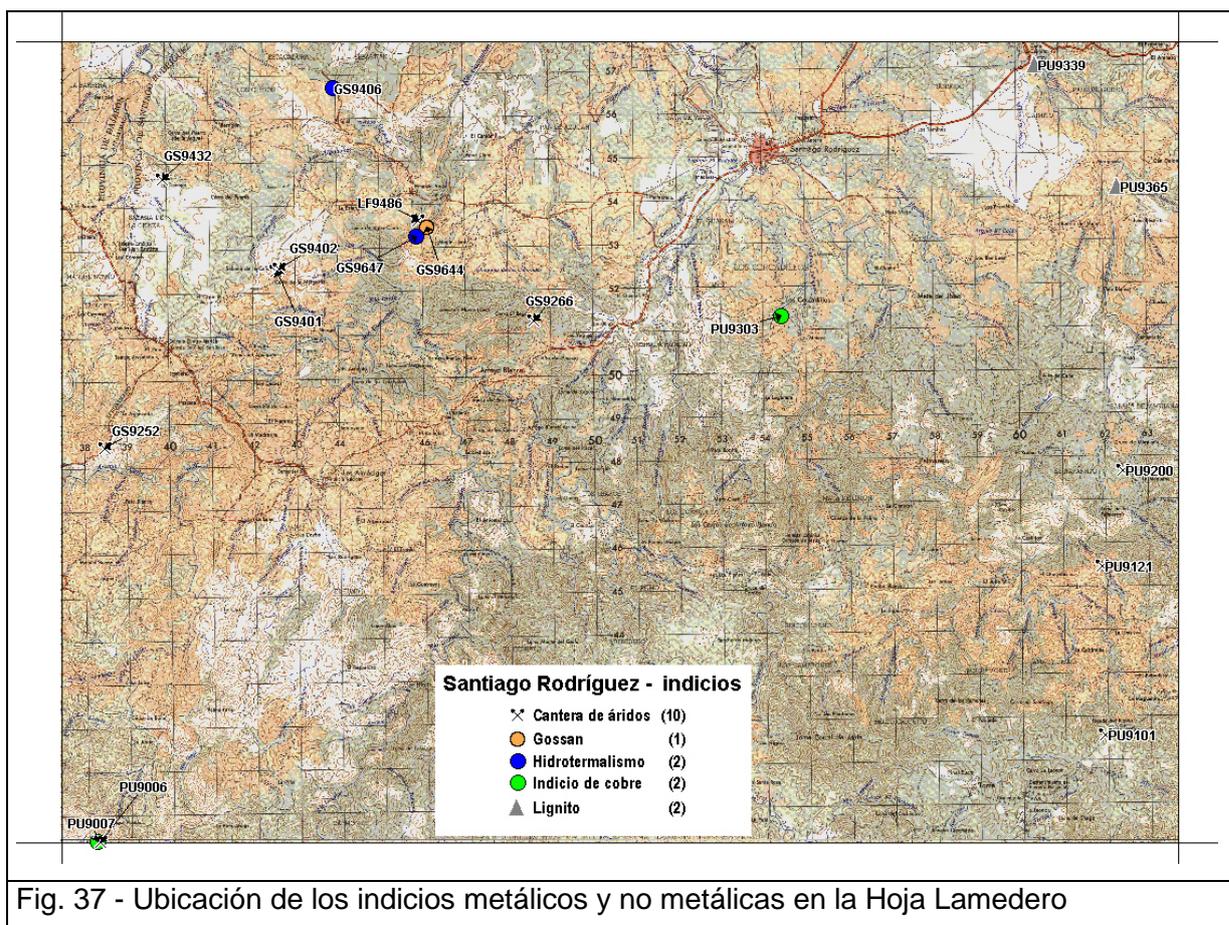


Fig. 37 - Ubicación de los indicios metálicos y no metálicos en la Hoja Lamedero

7.2.1. Oro y sustancias polimetálicas

Substancia	# punto	Lat. °dec WGS84	Long °dec WGS84	comentarios	Unidad geológica
Gossan	GS9644	19.46210	-71.41790	Pequeño nivel de esquistos verdes mineralizados (2/3 m de potencia máxima) dentro de una brecha magmática de composición diorítica, hidrotermalisada (silicificada) y un intrusivo granítico de grano fino. "Gossan" de 30/40 cm de potencia	Fm. Tireo
Hidrotermalismo	GS9406	19.49095	-71.439	Brecha autoclástica con presencia de riolacita o riolita con alteración hidrotermal y desarrollo de pirita oxidada inframilimétrica,	Fm. Magua
Hidrotermalismo	GS9647	19.46017	-71.42017	Metalava basáltica alterada y hidrotermalizada constituida por una matriz de esquistos verdes ricos en clorita y budines silicificados. Abundantes sulfuros diseminados oxidados	Fm. Tireo
Indicio de cobre	PU9007	19.33345	-71.49114	Metabasaltos predominante en facies anfibolita. Veta o lente de 0.1 a 0.6 m de cuarzo con malaquita y crisocola mas otra amarillenta (escorodita?)	Fm. Tireo
Indicio de cobre	PU9303	19.44364	-71.33844	Basaltos finos morados brechosos y tectonizados con andesitas verdosas o microdiorita fracturadas silicificadas con mineralizaciones de crisocola	Fm. Magua

Tabla 5 - Descripción y ubicación de los indicios de sustancias metálicas en la hoja Santiago Rodríguez

7.2.2. Sustancias no metálicas

Substancia	# punto	Lat °dec WGS84	Long °dec WGS84	comentarios	Unidad geológica
Lignito	PU9339	19.49595	-71.28159	Puente Caimito: Capa ondulada de 0.5 a 1.5m de potencia de lutitas negras a amarillentas con alta materia orgánica negra, yeso acicular de neoformación sobreyaciendo areniscas gruesas a semi conglomeráticas amarillentas	Fm. Cercado
Lignito	PU9365	19.47075	-71.26316	Arroyo Cana: nivel 20 a 30cm de lignitos horizontal en ambas orillas del río S0 N30/5W – presencia de cristales de yeso de neoformación	Fm. Cercado
Cantera de áridos	PU9101	19.35665	-71.26583	Cantera: Diorita de grano medio con anfíboles con enclaves de rocas máficas e inyecciones de tonalita con anfíboles orientadas	Diorita y tonalita del Batolito
Cantera de áridos	PU9121	19.39158	-71.26659	Cantera de áridos 100x30m en metabasitas de tipo metalavas gris verde de grano fino	Fm. Tireo
Cantera de áridos	GS9252	19.41603	-71.48991	Pequeña cantera. Diques félsicos y máficos de 1 a 5 m de potencia, adentro de la tonalita de anfíboles y biotita	Diorita y tonalita del Batolito
Cantera de áridos	GS9266	19.44258	-71.39381	Pequeña cantera. Anfíbolitas con enclaves de diorita las anfíbolitas	C. Duarte
Cantera de áridos	GS9401	19.45295	-71.45156	Cantera en alternancias de anfíbolitas y leptinita con diorita (localmente pegmatítica) - Vetas de cuarzo lechoso encima de la cresta sobre 50-100 m de extensión (rumbo NS)	Diorita del Batolito
Cantera de áridos	GS9402	19.45327	-71.45086	Cantera para gravas en alternancias de anfíbolita y leptinita con diorita (localmente pegmatítica) - La parte central de la cantera esta constituida por la diorita que corta las anfíbolitas. Cortada por dique de basalto de 1 m de potencia	Diorita del Batolito
Cantera de áridos	GS9432	19.47200	-71.47698	Cantera. Anfíbolita y metadiorita intruida por tonalita foliada con biotita	C. Duarte
Cantera de áridos	LF9486	19.46345	-71.41977	Basaltos afaníticos color verde, silicificación y epidotización. A 15 m. cantera de 15 m. de ancho por 4 m. de alto, con arenas y gravas.	Fm. Cercado
Cantera de áridos	PU9006	19.33329	-71.49134	Cantera para ripio metabasitas en facies de anfíbolitas fracturadas	Fm. Tireo
Cantera de áridos	PU9200	19.41150	-71.26193	Cantera de áridos 60x40m en basaltos vacuolares muy brechificados con corredores deformada //S1 y con alteración de vetillas de cuarzo epidota y silicificación de color rojiza en basaltos	Fm. Magua

Tabla 6 - Descripción y ubicación de los indicios de sustancias no metálicas en la hoja Santiago Rodríguez

8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

Son todos aquellos lugares o puntos concretos con características peculiares relacionadas con la geología, especialmente los más útiles para reconocer, estudiar e interpretar la historia geológica de la región, como formaciones rocosas, estructuras, yacimientos de minerales o fósiles; pero también paisajes y expresiones o datos de interés cultural, educativo o recreativo, en relación con el medio natural.

8.1. Relación de los Lugares de Interés Geológicos.

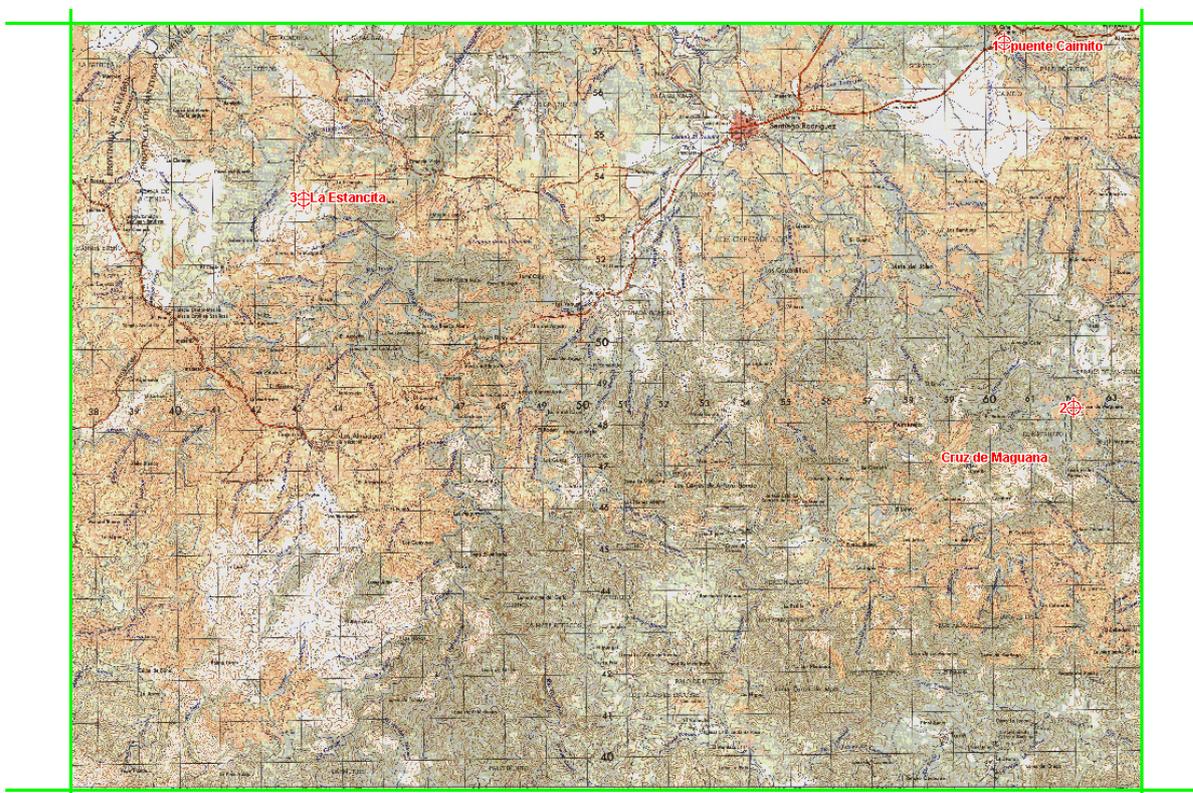


Fig. 38 - Situación de los Lugares de Interés Geológico de la hoja de Santiago Rodriguez

N° de LIG	Lat. (°dec) WGS84	Long (°dec) WGS84	Provincia	Municipio	Paraje
1	19.49541	-71.28193	Santiago Rodríguez	Santiago Rodríguez	Puente Caimito
2	19.41609	-71.26562	Santiago Rodríguez	Santiago Rodríguez	Cruz de Maguana
3	19.46153	-71.44541	Santiago Rodríguez	Santiago Rodríguez	La Estancita

Tabla 7 - Situación y coordenadas de los lugares de interés geológico de la hoja de Santiago Rodríguez

8.2. Descripción de los Lugares

8.2.1. Lignitos de la Fm Cercado; Puente El Caimito: (LIG 1)

El punto se ubica en la carretera pavimentada Santiago Rodríguez-Mao, a 6km de Santiago Rodríguez, al nivel del puente El Caimito, sobre el Río Cana (Fig. 39). En el talud de la carretera y a la orilla izquierda del Río Cana, se observa una capa ondulada de lignitos, de 0.5 a 1.5m de potencia, en las lutitas negras a amarillentas (Foto 64 y Foto 65). En los niveles de lignitos se observan neoformaciones milimétricas de yeso acicular.

Las calizas margosas infrayacentes que afloran 15 m por debajo, en la orilla misma del río (PU9341 Lat: 19.49599 / Long: -71.28138) han sido datadas, por nanofósiles (Cocolitos), entre el Serravaliano y el Zancliano (*Discoaster Cf surculus*; *Reticulofenestra pseudoumbilicus* ; NN12-NN16).

Los niveles de areniscas gruesas a semiconglomeráticas amarillentas que suprayacen los lignitos pertenecen a la unidad mediana de la Fm Cercado.

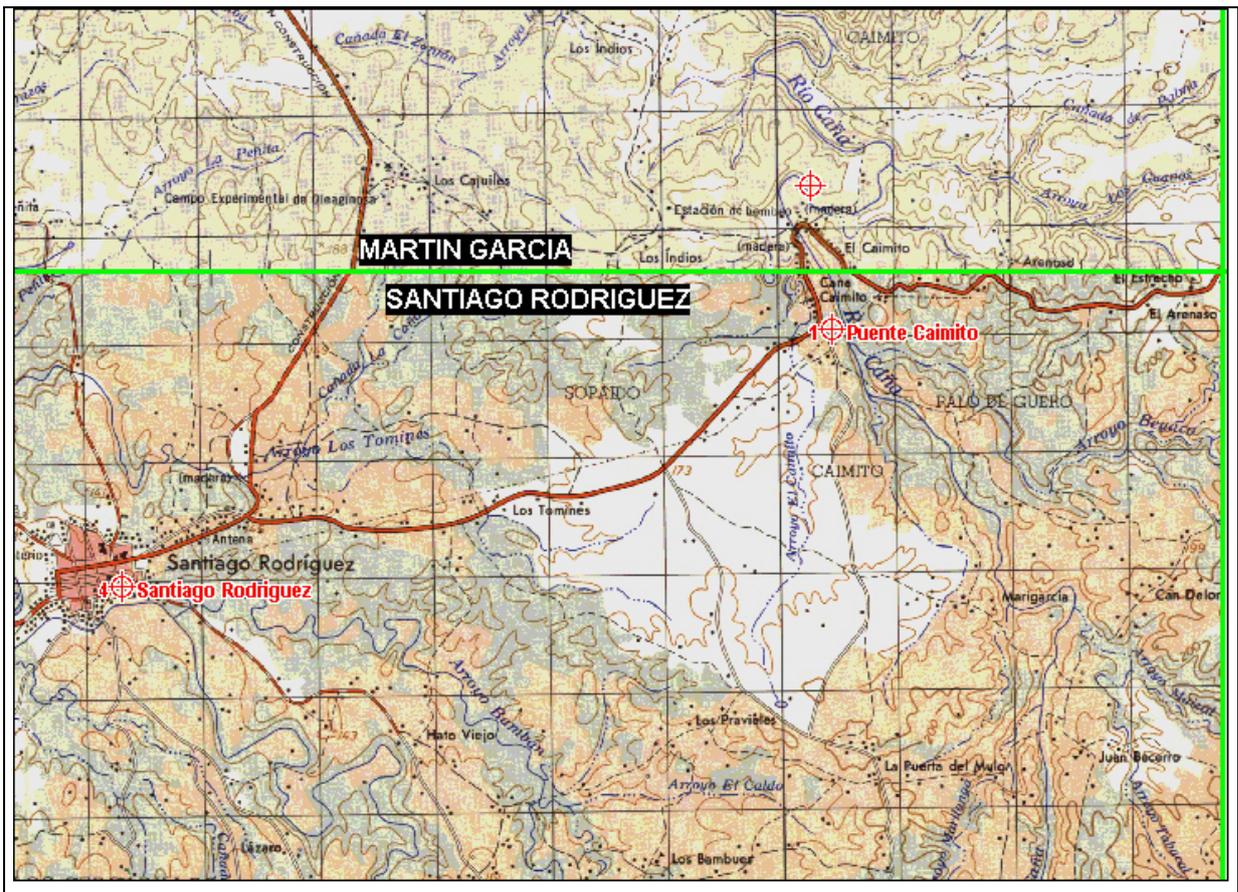


Fig. 39 - Ubicación de los lugares de interés 1 - Puente Caimito



Foto 64 - Puente Caimito: Lignito del Puente Caimito: capa ondulada de 0.5 a 1.5m de potencia, con lignito dentro de las siltitas negras a amarillentas; yeso acicular de neoformación. Abajo: areniscas gruesas a semi conglomerática infrayacentes (PU9339Aflo.JPG)

Lat: 19.49595

Long: -71.28159



Foto 65 - Puesto Caimito: Capa de lignito dentro de las siltitas negras a amarillentas.
Abajo: areniscas gruesas a semi conglomerática infrayacentes (PU9339.JPG)
Lat: 19.49595 Long: -71.28159

8.2.2. Basaltos de la Fm Magua; Cruz de Maguana: (LIG 2)

El LIG 2 se ubica en la Cruz de la Maguana, a 12 km. Al SE de Santiago Rodríguez. Se llega por la carretera Santiago Rodríguez-Monción via Mata de Jobo (Fig. 1). El afloramiento está ubicado en el cruce mismo de las carreteras de la Maguana (1.2 km al Este), Sabana de la Maguana (1.1km al Norte) y de Palmaritos (3.6km al Sur). Las coladas métricas de basaltos de la Fm Magua presentan una facies de autobrechas en los bordes. de las coladas (Foto 12 y Foto 66). El basalto es masivo, de color verde-marrón oscuro, con algunas vesículas rellenas de clorita y zeolitas. El estudio microscópico de la muestra (JE9001) revela una textura hipocristalina, masiva, vesicular, amigdal, tendente a intergranular, de grano muy fino. Los componentes esenciales y vitroclastos son, plagioclasa y clinopiroxenos y los accesorios, litoclastos de rocas piroclásticas y volcánicas afines, magnetita, ilmenita, y opacos.

A 700 m del LIG 2, en dirección de a Santiago Rodriguez a700 m, los afloramientos de basaltos del cementerio (PU9137 lat:19.42211/long.: -71.26777), son intensamente fracturados por la Zona de Falla de La Española.



Fig. 40 - Ubicación del LIG 2 – Cruz de Maguana: Basaltos de la Fm Magua



Foto 66 - PU9160 - Cruz de Maguana: detalle
Brecha basáltica con colada basáltica
suprayacente

Lat: 19.41901; Long -71.26774

8.2.3. La Estancita: Troncos fósiles carbonatados (LIG 3)

Los troncos fósiles de la Estancita están ubicados al noroeste de la hoja. El acceso se hace por la carretera Santiago Rodríguez-Santiago de la Cruz, hasta El Pino, ubicado a 5.6 km al NO de Los Almácigos (Fig. 41). A la salida del Pino, a mano derecha, la carretera no asfaltada pasa por El Capicito y Sabana de la Cañada y llega a la Estancita (a 4.8 km de El Pino).

Los troncos carbonatados décimétricos, esparcidos en el suelo, provienen de un nivel conglomerático con cantos de rocas básicas, suprayacido por una capa métrica de areniscas calcareas de potencia métrica (miembro inferior de la Fm Cercado; Mioceno Superior a Plioceno Inferior; Foto 67 y Foto 68)

Estos troncos resultan de un evento catastrófico brusco, de tipo huracán, con aportes continentales importantes enterrando rápidamente los troncos.

Troncos similares se encuentran en Puerta del Mulo (Lat: 19.4614 Long: -71.2706), al Este de la hoja, asociados a un conglomerado con clastos de tamaño semimétrico.



Fig. 41 - Ubicación del LIG 3 – La Estancita: Troncos fósiles (Fm Cercado)



Foto 67 - LIG 3: lomas de margas y conglomerados de la Fm Cercado



Foto 68 - LIG 3: detalle de los niveles con troncos carbonatados

BIBLIOGRAFÍA

AMARANTE, J.F. & GARCIA, J.M., 1990. Neita 4 - Proyecto de Exploración Restauración - Estado actual 1990 - Candelones - Guano -Naranja. Rosario Dominicana S.A., Gerencia Tecnica. p. 1-134.

AMARANTE, J. F. & LEWIS, J. F., 1995. Geological setting and characteristics of base and precious metal mineralization in the Cordillera Central of the western Dominican Republic and Massif du Nord, Haiti; Geological Society of America, 1995 annual meeting. *Abstracts with Programs - Geological Society of America*, 27, p. 240.

BÁRDOSSY, G. & ALEVA, G. J. J., 1990. Lateritic bauxites. Elsevier. p. 1-624

BARRETT, T.J. & MACLEAN, W.H., 1999. Volcanic sequences, lithogeochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. En: Barrie C. T. and Hannington M. D. eds. Volcanic-associated massive sulfide deposits; processes and examples in modern and ancient settings. p. 101-131.

BELLON, H., VILA, J.M., & MERCIER DE LEPINAY, B., 1985. Chronologie K-Ar et affinités géochimiques des manifestations magmatiques au Crétacé et au Paléogène dans l'île d'Hispaniola. En: Géodynamique des Caraïbes.. Editions Technip. Géodynamique des Caraïbes. p. 329-340.

BERMÚDEZ, P. J., 1949. Tertiary smaller Foraminifera of the Dominican Republic. *Cushman Laborator of Foraminiferal Research, Special Publication*, 25, p. 1-322.

BOISSEAU, M., 1987. Le Flanc Nord-Est De La Cordillere Centrale Dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles) : Un Edifice De Nappes Cretace Polyphase. Doctorat d'Etat. Université de Paris VI. p. -214.

BOISSON, D., 1987. Etude Geologique Du Massif Du Nord D'haiti (Hispaniola - Grandes Antilles). Doctorat D'état . Université de Paris VI. 256 p.

BOWIN, C. O., 1960. Geology of central Dominican Republic. *Geological Society of America Bulletin*, 71, p. 18-31.

BOWIN, C. O., 1966. Geology of central Dominican Republic; a case history of part of an island arc; Caribbean geological investigations. *Memoir - Geological Society of America*, p. 11-84.

BOWIN, C.O., 1975. The geology of Española. En: NAIM A. and Stehli F. eds. Plenum Press, New York. p. 501-552.

BURKE, K., FOX, P. J. & SENGOR, A. M. C., 1978. Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research, A, Space Physics*, 83, p. 3949-3954.

BURKE, K., 1988. Tectonic evolution of the Caribbean. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, p. 201-230.

BYRNE, D. B., SUAREZ, G. & MCCANN, W. R., 1985. Muertos Trough subduction; microplate tectonics in the northern Caribbean? *Nature (London)*, 317, p. 420-421.

CABANIS, B. & LECOLLE, M., 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8; un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. The La/10-Y/15-Nb/8 diagram; a tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, 309, p. 2023-2029.

CALAIS, E. & MERCIER DE LEPINAY, B., 1995. Strike-slip tectonic processes in the northern Caribbean between Cuba and Hispaniola (Windward Passage). *Marine Geophysical Researches*, 17, p. 63-95.

CGG (COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE), 1999. Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto E (7-ACP-DO-074), Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo.

COOKE, C. W., 1920. Geologic reconnaissance in Santo Domingo (Abst). *Geological Society of America, Bulletin*, 31, p. 217-219.

COOKE, C. W., 1920. Geologic reconnaissance in Santo Domingo (Abst). *Geological Society of America, Bulletin*, 31, p. 217-219.

COX, K. G., BELL, J. D. & PANKHURST, R. J., 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin, London, United Kingdom (GBR), United Kingdom (GBR).

CRAWFORD, A.J., FALLOON, T.J. & GREEN, D.H., 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. En: Crawford A. J. ed. Boninites, Unwin Hyman, London, United Kingdom (GBR).

CRIBB, J. W., JIMENEZ, J., LEWIS, J. F. & SUTTER, J. F., 1989. (super 40) Ar/ (super 39) Ar ages from Loma de Cabrera Batholith; implications for timing of tectonic events in northern Hispaniola; Geological Society of America, 1989 annual meeting. *Abstracts with Programs - Geological Society of America*, 21, p. 267.

CRIBB, J.W., 1986. Petrology and geochemistry of the eastern Loma de Cabrera Batholith. M.S. thesis. The George Washington University. p. 1-122.

DE LA FUENTE, S., 1976. Geografía Dominicana. Ed. Colegial Quisqueyana S.A., Instituto Americano del Libro y Santiago de la Fuente sj, Santo Domingo. p. 1-272

DE ZOETEN, R., 1988. Structure and stratigraphy of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. Dissertation.

DE ZOETEN, R. & MANN, P., 1991. Structural geology and Cenozoic tectonic history of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. *Special Paper - Geological Society of America*, 262, p. 265-279.

DE ZOETEN, R. & MANN, P., 1999. Cenozoic El Mamey Group of northern Hispaniola; a sedimentary record of subduction, collisional and strike-slip events within the North America-

Caribbean Plate boundary zone; Caribbean basins. *Sedimentary Basins of the World*, 4, p. 247-286.

DÍAZ DE NEIRA, J. A. & SOLÉ PONT, F. J., 2002. Precisiones estratigráficas sobre el Neógeno de la cuenca de Azua (República Dominicana) - Stratigraphic precisions about the Neogene of the Azua basin (Dominican Republic). *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 163-181.

DOLAN, J., MANN, P., DE ZOETEN, R., HEUBECK, C., SHIROMA, J. & MONECHI, S., 1991. Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico. *Special Paper Geological Society of America*, 262, p. 217-263.

DOLAN, J. F. & MANN, P., 1998. Preface; Active strike-slip and collisional tectonics of the northern Caribbean Plate boundary zone. *Special Paper - Geological Society of America*, 326, p. v-xvi.

DOLAN, J. F., MULLINS, H. T. & WALD, D. J., 1998. Active tectonics of the north-central Caribbean; oblique collision, strain partitioning, and opposing subducted slabs; Active strike-slip and collisional tectonics of the northern Caribbean Plate boundary zone. *Special Paper - Geological Society of America*, 326, p. 1-61.

DONNELLY, T.W., BEETS, D., CARR, M.J., JACKSON, T., KLAVER, G., LEWIS, J.F., MAURY, R., SCHELLENKENS, H., SMITH, A.L., WADGE, G. & WESTERCAMP, D., 1990a. History and tectonic setting of Caribbean magmatism. En: Dengo G. and Case J. E. eds. *The Caribbean region*, Geol. Soc. Am., Boulder, CO, United States (USA).

DONNELLY, T.W., BEETS, D., CARR, M.J., JACKSON, T., KLAVER, G., LEWIS, J.F., MAURY, R., SCHELLENKENS, H., SMITH, A.L., WADGE, G. & WESTERCAMP, D., 1990b. History and tectonic setting of Caribbean magmatism. En: Dengo G. and Case J. E. eds. *The Caribbean region*, Geol. Soc. Am., Boulder, CO, United States (USA).

DRAPER, G. & GUTTIERREZ-ALONSO, G., 1997. La estructura del Cinturón de Maimón en la isla de Española y sus implicaciones geodinámicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10, p. 299.

DRAPER, G., GUTIERREZ-ALONSO, G., & LEWIS, J., 1995. Thrust Deformation in the Maimón and Los Ranchos formations. Central Española: Evidence for early Cretaceous ophiolites emplacement. Port of Spain, Trinidad Tobago. *Transactions, 14th Caribbean Geological Conference*.

DRAPER, G., GUTIERREZ-ALONSO, G. & LEWIS, J. F., 1996. Thrust emplacement of the Hispaniola peridotite belt; orogenic expression of the Mid-Cretaceous Caribbean arc polarity reversal? *Geology (Boulder)*, 24, p. 1143-1146.

DRAPER, G. & LEWIS, J. F., 1991a. Geologic map of the central Dominican Republic. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. *Special Paper - Geological Society of America*, 262,

DRAPER, G. & LEWIS, J. F., 1991b. Metamorphic belts in central Hispaniola. *Special Paper Geological Society of America*, 262, p. 29-45.

DUPUIS, V., LAPIERRE, H., POLVE, M., BOSCH, D., HERNANDEZ, J., MERCIER DE LEPINAY, B., MAURY, R. & TARDY, M., 1998. The Late Cretaceous Duarte Complex and

Siete Cabezas Formation (Hispaniola); Caribbean oceanic plateau; V. M. Goldschmidt conference; extended abstracts. *Mineralogical Magazine*, 62A, p. 407-408.

ELECTROCONSULT, 1983. Estudio de pre-facibilidad del area geotermica Yayas-Constanza, Dominican Republic. unpublished report, Santo Domingo, Direccion General de Minería. p. 1-23.

ESCUDE R VIRUETE, J., 2004. Petrología y geoquímica de rocas ígneas y metamórficas del bloque K (zonas este y suroeste) - Hojas de Dajabón, Martín García, Loma De Cabrera, Santiago Rodríguez, Monción, Restauración, Jicomé, Bánica, Arroyo Limón y Lamedero. Programa Sysmin, Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional.

ESCUDE R VIRUETE, J., HERNAIZ HUERTA, P. P., DRAPER, G., GUTIERREZ-ALONSO, G., LEWIS, J. F. & PÉREZ-ESTAÚN, A., 2002. Metamorfismo y estructura de la Formación Maimón y los Complejos Duarte y Río Verde, Cordillera Central Dominicana: implicaciones en la estructura y la evolución del primitivo Arco Isla Caribeño - The metamorphism and structure of the Maimón Formation and Duarte and Río Verde Complexes, Dominican Central Cordillera: implications for the structure and evolution of the primitive Caribbean Island Arc. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 123-162.

FEIGENSON, M., 1977. The strontium-isotope geochemistry of a tonalite batholith of the Dominican Republic. *Year Book - Carnegie Institution of Washington*, p. 870-878.

FEIGENSON, M.D., 1978. The petrology and geochemistry of the Loma de Cabrera Batholith of the western Dominican Republic. Dissertation.

FRIEDMAN, R., 2004. Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb en los proyectos K y L de Cartografía Geotemática de la República Dominicana (Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research Earth and Ocean Sciences Department, Universidad de British Columbia, Alberta, Canadá). Programa SYSMIN, Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional.

GABB, W. M., 1873. On the topography and geology of Santo Domingo. *American Philosophical Society Transactions, new ser.*, 15, p. 49-259.

GILL, J. B., 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag, Berlin, Federal Republic of Germany (DEU), Federal Republic of Germany (DEU).

HALDEMANN, E.G., BUCHAN, R., BLOWES, J.H., & CHANDLER, T., 1979. Geology of lateritic nickel deposits, Dominican Republic; International laterite symposium. Evans, D.J.I., Shoemaker, R.S., and Veltman, H. Eds. New York, Society of Mining Engineers of the American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, Inc. International laterite Symposium. p. 57-84.

HERNAIZ HUERTA, P.P., 2000a. Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Hoja a E. 1:50.000 n° 6072-III (Arroyo Caña). [6072-III]. Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional. Proyecto Sysmin.

HERNAIZ HUERTA, P.P., 2000b. Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Hoja a E. 1:50.000 n° 6172-II (Villa Altagracia). [6071-II]. Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional. Proyecto Sysmin.

HERNAIZ HUERTA, P. P. & PÉREZ-ESTAÚN, A., 2002. Estructura del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta, República Dominicana - Structure of the Peralta thrust and fold belt, Dominican Republic. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 183-205.

HUGHES, C. J., 1973. Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. *Geological Magazine*, 109, p. 513-527.

HUMPHRIS, S. E. & THOMPSON, G., 1978. Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, p. 127-136.

IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences = Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 8, p. 523-548.

JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (JICA) Y METAL MINING AGENCY OF JAPAN (MMAJ), 1984. Report on Geological Survey of Las Cañitas Area, Dominican Republic. Tokyo. p. 1-22.

JENSEN, L. S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper*, p. 22.

JIMENEZ, G. & LEWIS, J. F., 1987. Petrologia del area de Restauracion, Republica Dominicana. *Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geologica del Caribe*, 10, p. 445-453.

JOUBERT, M., URIEN, P., MUNDARAY, T., & FONDEUR, L., 1998. Proyecto depositos auríferos de Restauración. Republica Dominicana - Séptimo Fondo Europeo de Desarrollo de las Comunidades Europeas - Convention Lome IV. p. 1-96.

KERR, A. C., MARRINER, G. F., TARNEY, J., NIVIA, A., SAUNDERS, A. D., THIRLWALL, M. F. & SINTON, C. W., 1997a. Cretaceous basaltic terranes in western Colombia; elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, 38, p. 677-702.

KERR, A. C., TARNEY, J., MARRINER, G. F., KLAVER, G. T., SAUNDERS, A. D. & THIRLWALL, M. F., 1996. The geochemistry and petrogenesis of the Late-Cretaceous picrites and basalts of Curacao, Netherlands Antilles; a remnant of an oceanic plateau. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 124, p. 29-43.

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, B, Solid Earth and Planets*, 107, p. 13.

KERR, A. C., TARNEY, J., MARRINER, G. F., NIVIA, A. & SAUNDERS, A. D., 1997b. The Caribbean-Colombian Cretaceous igneous province; the internal anatomy of an oceanic plateau; Large igneous provinces; continental, oceanic, and planetary flood volcanism. *Geophysical Monograph*, 100, p. 123-144.

KESLER, S. E., LEWIS, J. F., JONES, L. M. & WALKER, R. L., 1977a. Early island-arc intrusive activity, Cordillera Central, Dominican Republic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 65, p. 91-99.

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

KESLER, S. E., SUTTER, J. F., BARTON, J. M. & SPECK, R. C., 1991. Age of intrusive rocks in northern Hispaniola. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. *Special Paper - Geological Society of America*, 262, p. 165-172.

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

LAPIERRE, H., BOSCH, D., DUPUIS, V., POLVE, M., MAURY, R., HERNANDEZ, J., MONIE, P., YEGHICHEYAN, D., JAILLARD, E., TARDY, M., MERCIER 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, B, Solid Earth and Planets*, 105, p. 8403-8421.

LAPIERRE, H., DUPUIS, V., MERCIER DE LEPINAY, B., BOSCH, D., MONIE, P., TARDY, M., MAURY, R. C., HERNANDEZ, J., POLVE, M., YEGHICHEYAN, D. & COTTEN, J., 1999. Late Jurassic ocean crust and Upper Cretaceous Caribbean Plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Hispaniola. *Journal of Geology*, 107, p. 193-207.

LAPIERRE, H., DUPUIS, V., MERCIER DE LEPINAY, B., TARDY, M., RUIZ, J., MAURY, R. C., HERNANDEZ, J. & LOUBET, M., 1997. Is the lower Duarte igneous complex (Hispaniola) a remnant of the Caribbean plume-generated oceanic plateau? *Journal of Geology*, 105, p. 111-120.

LE BAS, M. J., 2000. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *Journal of Petrology*, 41, p. 1467-1470.

LEWIS, J. F., 1980. Granitoid rocks in Hispaniola. *Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geologica del Caribe*, 9, p. 393-401.

LEWIS, J. F., 1982. Ultrabasic and associated rocks in Española. *Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geologica del Caribe*, 9, p. 403-408.

LEWIS, J. F., AMARANTE, A., BOISE, G., JIMENEZ, G. & DOMINGUEZ, H. D., 1991. Lithology and stratigraphy of Upper Cretaceous volcanic and volcanoclastic rocks of the Tiroo Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. *Special Paper - Geological Society of America*, 262, p. 143-163.

LEWIS, J. F., ESCUDER VIRUETE, J., HERNAIZ HUERTA, P. P., GUTIERREZ-ALONSO, DRAPER, G. & PÉREZ-ESTAÚN, A., 2002. Subdivisión geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico - Geochemical subdivision of the Circum-Caribbean Island Arc, Dominican Cordillera Central: Implications for crustal formation, accretion and growth within an intra-oceanic setting. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 81-122.

- LEWIS, J. F. & JIMENEZ, G.**, 1991a. Geologic map of the Janico-Jarabacoa-La Vega area. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. *Special Paper - Geological Society of America*, 262,
- LEWIS, J. F. & JIMENEZ, G. J.**, 1991b. Duarte Complex in the La Vega-Jarabacoa-Janico area, central Hispaniola; geologic and geochemical features of the sea floor during the early stages of arc evolution. *Special Paper Geological Society of America*, 262, p. 115-141.
- LEWIS, J. F. & KESLER, S. E.**, 1973. Tonalites (Quartz Diorites) from the Cordillera Central, Dominican Republic; A Relatively Minor Plutonic Rock Type in the Greater Antilles and Nicaraguan Rise. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 54, p. 490-491.
- LEWIS, J. F., PERFIT, M., HORAN, S. & DIAZ DE VILLALVILLA, L.**, 1995. Geochemistry and petro-tectonic significance of early island arc bimodal volcanism in the Greater Antilles arc; Geological Society of America, 1995 annual meeting. *Abstracts with Programs - Geological Society of America*, 27, p. 227.
- LOCUTURA, J., BEL-LAN, A. & LOPERA, E.**, 2002. Cartografía geoquímica multielemental en sedimentos de corriente en un contexto de arco isla volcánico. Aplicación al análisis de potencialidad metalogénica en un área de la Republica Dominicana - Stream sediment geochemical mapping in an island arc context. Application to assessment of mineral resources potentiality in an area of the Dominican Republic. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 229-272.
- LOUCA, K.**, 1990. Geological setting and base and precious metal deposits of northern Haiti; Transactions of the 12th Caribbean geological conference. *Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geologica del Caribe*, 12, p. 200-216.
- LUDDEN, J., GELINAS, L. & TRUDEL, P.**, 1982. Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda District, Abitibi greenstone belt, Quebec; 2, Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Canadian Journal of Earth Sciences = Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 19, p. 2276-2287.
- LUDWIG, K. R.**, 1980. Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data. *Earth and Planetary Science Letters*, 46, p. 212-220.
- MANN, P., DRAPER, G. & LEWIS, J. F.**, 1991a. An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. *Special Paper Geological Society of America*, 262, p. 1-28.
- MANN, P., MCLAUGHLIN, P. P. & COOPER, C.**, 1991b. Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic; 2, Structure and tectonics. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. *Special Paper - Geological Society of America*, 262, p. 367-389.
- MANN, P., TAYLOR, F. W., EDWARDS, R. L. & KU, T. L.**, 1995. Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults; an example from the northeastern Caribbean Plate margin. *Tectonophysics*, 246, p. 1-69.
- MARCANO, E. D. J.**, 1984. El conglomerado Bulla. *Museo Nac.Hist.Nat.Public.Esp.*, 1, p. 1-16.

MARTÍN, M., 2000. Programa de Cartografía Geotemática de la Republica Dominicana. Hoja a E. 1:50.000 n° 6172-I (Hatillo). [6071-II]. Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional. Proyecto Sysmin.

MARTÍN, M. & GÓMEZ, J.A., 2000. Programa de Cartografía Geotemática de la Republica Dominicana. Hoja a E. 1:50.000 n° 6172-IV (Bonaó). [6172-IV]. Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional. Proyecto Sysmin.

MASSON, D. G. & SCANLON, K. M., 1991. The neotectonic setting of Puerto Rico. *Geological Society of America Bulletin*, 103, p. 144-154.

MAURY, C. J., 1917. Santo Domingo type sections and fossils Pt.1. *Bulletins of American Paleontology*, 5, p. 1-251.

MERCIER DE LEPINAY, B., 1987. L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: L'exemple de la transversale de l'île d'Española (Grandes Antilles). Thèse de doctorat. Université Pierre et Marie Curie. p. 1-378.

MESNIER, H.P., 1980. Report on the mineral prospects of the Las Cañitas area, Dominican Republic. (inedito), Santo Domingo, Dirección General de Minería. p. 1-55.

MONTGOMERY, H., PESSAGNO, E. A. & PINDELL, J., 1994. A 195 Ma terrane in a 165 Ma sea: Pacific origin of the Caribbean plate. *GSA Today*, 4, p. 1-6.

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

PALMER, H. C., 1963. Geology of the Moncion-Jarabacoa area, Dominican Republic.

PALMER, H.C., 1979. Geology of the Moncion-Jarabacoa area, Dominican Republic. En: Lidz B. and Nagle F. eds. Hispaniola; tectonic focal point of the northern Caribbean; three geologic studies in the Dominican Republic, Miami Geol. Soc., Miami, Fla., United States (USA), United States (USA)

PARDO, G., 1975. Geology of Cuba. En: Nairn and Stehli F. eds. The Ocean Basins and Margins,

PARRISH, J. T., ZIEGLER, A. M. & SCOTSE, C. R., 1982. Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic; Paleogeography and climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 40, p. 67-101.

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

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

PEARCE, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En: Thorpe R. S. ed. Andesites; orogenic andesites and related rocks, John Wiley & Sons, Chichester, United Kingdom (GBR), United Kingdom (GBR)

PEARCE, J.A., HAWKESWORTH, C.J., & NORRY, M.J., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins; Continental basalts and mantle xenoliths; papers prepared for a UK Volcanic Studies Group meeting at the University of Leicester. United Kingdom. United Kingdom (GBR), Shiva Publ., Nantwich, United Kingdom (GBR). Shiva geology series. 1983.

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

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

PÉREZ-ESTAÚN, A., TAVARES, I., GARCÍA CORTÉS, A. & HERNAIZ HUERTA, P. P., 2002. Geologic evolution of the Northern margin of the Caribbean Plate, Dominican Republic - Evolución geológica del margen Norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 77-78.

PINDELL, J.L., 1994. Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. En: Donovan S. K. and Jackson T. eds. Caribbean geology: An introduction, University of the West Indies, Kingston, Jamaica. p. 13-39.

PINDELL, J.L. & BARRET, S.F., 1990. Geology of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. En: Dengo G. and Case J. E. eds. The Geology of North America, Volumen H, The Caribbean region, Geological Society of America, Boulder, Colorado. p. 404-432.

PINDELL, J.L. & BARRETT, S.F., 1990. Geological evolution of the Caribbean region; a plate tectonic perspective. En: Dengo G. and Case J. E. eds. The Caribbean region, Geol. Soc. Am., Boulder, CO, United States (USA)

RENNE, P. R., SWISHER, C. C., DEINO, A. L., KARNER, D. B., OWENS, T. & DEPAOLO, D. J., 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chemical Geology*, 145, p. 117-152.

REVILLON, S., HALLOT, E., ARNDT, N. T., 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, p. 641-661.

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

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*, vol.89, no.323, 79 pp. 89[323]. United States (USA), Paleontological Research Institution, Ithaca, NY, United States (USA). 1925.
Ref Type: Generic

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

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, p. 221-235.

SINTON, C. W., SIGURDSSON, H., DUNCAN, R. A., LECKIE, R. M., SIGURDSSON, H., ACTON, G. D., ABRAMS, L. J., BRALOWER, T. J., CAREY, S. N., CHAISSON, W. P., COTILLON, P., CUNNINGHAM, A. D., D'HONDT, S. L., DROXLER, A. W., GALBRUN, B., GONZALEZ, J., HAUG, G. H., KAMEO, K., KING, J. W., LIND, I. L., LOUVEL, V., LYONS, T. W., MURRAY, R. W., MUTTI, M., MYERS, G., PEARCE, R. B., PEARSON, D. G., PETERSON, L. C. & ROEHL, U., 2000. Geochronology and petrology of the igneous basement at the lower Nicaraguan Rise, Site 1001; Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results, Caribbean Ocean history and the Cretaceous/Tertiary boundary event; covering Leg 165 of the cruises of the drilling vessel JOIDES Resolution, Miami, Florida, to San Juan Puerto Rico, sites 998-1002, 19 December 1995-17 February 1996. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 165, p. 233-236.

SOWERBY, G. B., 1850. Descriptions of new species of fossil shells found by J.S. Heneken, Esq. en Moore, J.C., On some tertiary beds in the Island of San Domingo from notes by J.S. Heneken, Esq. with remarks on the fossils. *Geological Society of London, Quaterly Jour.*

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

SUN, S. S. & MCDONOUGH, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes; Magmatism in the ocean basins. *Geological Society Special Publications*, 42, p. 313-345.

THEYER, P., 1983. An obducted ophiolite complex in the Cordillera Central of the Dominican Republic. *Geol.Soc.Amer.Bull*, 94, p. 1438-1441.

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

TWIDALE, C. R., 1982. Granite landforms. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, Netherlands (NLD).

ULLRICH, T., 2004. Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar en los proyectos K y L de Cartografía Geotemática de la República Dominicana (Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research Earth and Ocean Sciences Department, Universidad de British Columbia, Alberta, Canadá). Programa SYSMIN, Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional.

VAUGHAN, T. W., COOKE, W., CONDIT, D. D., ROSS, C. P., WOODRING, W. P. & CALKING, F. C., 1921. A geological reconnaissance of the Dominican Republic. *Geological Survey Dominican Republic Memoirs*, 1, p. 1-268.

VOKES, E. H., 1989. Neogene paleontology in the northern Dominican Republic. 8. The family Muricidae (Molusca, Gasteropoda). *Bulletins of American Paleontology*, 97, p. 94.

WHITE, R. V., TARNEY, J., KERR, A. C., SAUNDERS, A. D., KEMPTON, P. D., PRINGLE, M. S. & KLAVER, G. T., 1999. Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean; implications for the generation of continental crust; Oceanic plateaus and hotspot islands; identification and role in continental growth. *Lithos*, 46, p. 43-68.

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

WOLF, M. B. & WYLLIE, P. J., 1994. Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar; the effects of temperature and time. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115, p. 369-383.

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, p. 11-30.