



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

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

**LAMEDERO
(5973-II)**

Santo Domingo, R.D., Julio 2002-Octubre 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 DO 9999). 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. Marc Joubert (BRGM)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Dr. Marc Joubert (BRGM)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

- Ing. Lluís Ardévol Oró (GEOPREP)

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

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

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Dr. Marc Joubert (BRGM)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Joan Escuer (GEOCONSULTORES TÉCNICOS 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 Lamedero cubre una zona muy montañosa del NO de la Cordillera Central de la República Dominicana. Está dividida por la zona axial, con varias lomas que superan los 2500 m: La Pelona (3087m) al SE (al lado del Pico Duarte), la Loma de la Viuda (2801m) en el centro y La loma de la Guácara (2500m) al NO. Los ríos San Juan, La Guacara, Bao, Arroyo Limón y Macutico nacen en este tramo de la Cordillera.

Los accesos a esta preciosa zona cubierta por un bosque de pino criollo y enteramente protegida por los Parques Nacionales José del Carmen Ramírez y Armando Bermúdez se hacen únicamente a lomos de caballería o a pié.

La Hoja sólo abarca el dominio de la Cordillera Central, con una estructuración SE-NO. Está representado por (1) la Fm. Tireo, secuencia vulcanosedimentaria relacionada con la actividad de un arco de isla del Cretácico Superior, (2) el batolito de Macutico y los macizos asociados, de composición gabroica a tonalítica, que intruyen la Fm. Tireo durante el Cretácico Superior (confirmado por las dataciones absolutas a 90-92 Ma por U/Pb sobre circón y 85-88 Ma por Ar-Ar sobre hornblenda y biotita) (3) los basaltos de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte, no deformados, que se distinguen geoquímicamente de los basaltos de la Fm. Tireo y de edad probablemente Cretácico Superior terminal o Paleoceno ? (el intento de datación absoluto Ar-Ar ha resultado negativo).

El Cuaternario, poco representado, está constituido por coluviones de piedemonte y depósitos aluviales de terrazas bajas y fondos de valle.

La estructuración 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 con dos fallas regionales con movimiento general transcurrente senestro: las fallas regionales Bonaó-La Guacara y Macutico-Burende, cruzan la Hoja con la dirección SE-NO, limitando la banda blastomilonítica de las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor. Jirones de rocas ultrabásicas serpentinizadas jalonan esta zona de falla.

La deformación que afecta las rocas consiste principalmente en un cizallamiento muy heterogéneo dúctil-frágil que evoluciona a frágil. Este contexto compresivo, bien conocido en la zona de estudio del Proyecto K, desde el Mioceno Superior hasta la Actualidad, empezó probablemente antes, ya al Cretácico Superior, condicionando la intrusión del batolito de Macutico y de los macizos asociados, el levantamiento de la Cordillera Central y el encajamiento de la red fluvial.

ABSTRACT

The Lamedero map sheet represents a mountainous area in the northwest of the Central Cordillera in the Dominican Republic. The axial zone of this Cordillera has numerous summits exceeding 2,500 m: La Pelona (3,087 m) in the southeast (northwestern side of the Pico Duarte), la Loma de la Viuda (2,801 m) in the central part and La loma de la Guacara (2,500 m) in the northwest. The sources of several major rivers, such as the San Juan, La Guacara, Bao, Arroyo Limón and Macutico, are found in this section of the Cordillera.

It is a beautiful area covered with Criollo Pine forest and entirely enclosed by the José del Carmen Ramírez and Armando Bermúdez national parks, and can only be accessed on foot or on horseback.

Geologically speaking, the map area is exclusively underlain by the Central Cordillera domain showing a marked SE-NW structural trend. It comprises: (1) the Tireo Formation, a volcano-sedimentary succession linked to a Late Cretaceous volcanic arc, (2) the Macutico batholith and its associated igneous bodies ranging in composition from gabbro to tonalite and which intruded the Tireo Formation during the Late Cretaceous (confirmed by absolute dating of 90-92 Ma by U/Pb on zircon and of 85-88 Ma by Ar-Ar on hornblende and biotite), (3) the undeformed Guandules-Pelona-Pico Duarte basalts, presumed to be Late Cretaceous - Paleocene(?) in age, and bearing oceanic island basalt (OIB) geochemical affinities and thus quite easily distinguished from the Tireo basic rocks.

Quaternary rocks are poorly represented in the present map area and consist of piedmont colluvial and alluvial 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 deformation at all scales and, in particular, by the development of two regional transcurrent faults showing sinistral displacement: the Bonao-Guacara and Macutico-Burende faults, cross-cutting the area with a SE-NW direction, lined with serpentinized ultrabasic lenses, and bordering the blastomylonitic band of the Loma del Tambor foliated tonalites.

The deformation style affecting the rocks is dominated by a strongly heterogeneous shearing evolving from ductile-brittle to brittle.

This compressive tectonic setting, well recorded in the area covered by the K project as spanning from the Late Miocene to present, was probably initiated even earlier (Late Cretaceous?), and no doubt controlled the intrusion of the Macutico batholith, the uplift of the Central Cordillera and the development of the fluvial network.

2.2.2. Alteración arcillosa rojiza.....	41
2.3. Cuaternario	42
2.3.1. (15) Coluviones: arcillas con cantos y bloques. Cuaternario (Q).....	42
2.3.2. (16) Terrazas bajas y fondos de valle. Gravas, arenas y arcillas. Cuaternario (Q).....	43
3. PETROLOGIA, METAMORFISMO, GEOQUIMICA y DATACIONES	44
3.1. Petrología y dataciones de las rocas intrusivas y filonianas.....	44
3.1.1. Introducción	44
3.1.2. Síntesis de las dataciones radiogénicas existentes.....	45
3.1.2.1. Los Intrusivos Máficos (Gabro, Anfibolita, Hornblendita).....	46
3.1.2.2. Intrusivos tonalíticos	50
3.1.2.2.1. Intrusivos tonalíticos foliados	50
3.1.2.2.2. Tonalitas no deformadas.....	51
3.1.2.3. Aplitas con dos micas	52
3.1.2.4. Síntesis	53
3.1.3. Las rocas intrusivas y filonianas de la Hoja de Lamedero	53
3.1.3.1. (1) Peridotitas serpentinizadas	54
3.1.3.2. (2) Cumulados piroxénico- olivínicos	55
3.1.3.3. (3) Gabro-dioritas	56
3.1.3.4. (4) Tonalitas foliadas	58
3.1.3.5. (5) Tonalitas	62
3.1.3.6. (6) Diques máficos.....	66
3.1.3.7. (7) Diques leucograníticos y/ aplíticos	68
3.1.3.8. (8) Diques de cuarzo	68
3.2. GEOQUÍMICA.....	68
3.2.1. Técnicas Analíticas y método de trabajo	68

3.2.2. Formación Tireo.....	71
3.2.2.1. Toleitas de arco isla “normales”	73
3.2.2.2. Toleitas de arco isla pobres en Ti	74
3.2.2.3. Rocas de afinidad boninítica.....	74
3.2.2.4. Andesitas, dacitas y riolitas calcoalcalinas.....	74
3.2.3. Las unidades intrusivas en la Cordillera Central (Batolitos Loma de Cabrera y Macutico, Macizo Loma del Tambor).....	82
3.2.4. Basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte	95
3.3. Nuevas dataciones geocronológicas U-Pb y Ar-Ar.....	101
3.3.1. Muestreo.....	102
3.3.2. Descripción de las técnicas analíticas	102
3.3.2.1. Técnica analítica U-Pb.....	102
3.3.2.2. Técnica analítica Ar-Ar	103
3.3.3. Resultados y discusión.....	104
3.3.3.1. Formación Amina-Maimón.....	105
3.3.3.2. Complejo Duarte.....	105
3.3.3.3. Batolito de Loma Cabrera.....	106
3.3.3.3.1. Gabros	106
3.3.3.3.2. Intrusivos tonalíticos – cuarzodiorita	107
3.3.3.3.3. Intrusión tonalítica en la Fm Magua	107
3.3.3.3.4. Tonalita foliada de Diferencia.....	108
3.3.3.3.5. Tonalita foliada de la Loma del Tambor	108
3.3.3.3.6. Batolito de Macutico.....	108
3.3.3.4. Formación Tireo	109
3.3.3.5. Basalto Guandules-Pelona-Pico Duarte	110
4. TECTONICA.....	113
4.1. Contexto geodinámico de la isla La Española	113

4.2. Marco geológico-estructural de la zona de estudio	116
4.3. Estructura de la Hoja de Lamedero	118
4.3.1. Descripción del mapa y de los cortes geológicos	119
4.3.2. Fábricas y estructuras del dominio Cordillera Central (subdominio meridional)	121
4.3.2.1. Subesquistos verdes-esquistos verdes de la Fm. Tireo.....	122
4.3.2.2. Las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor.....	124
4.3.2.3. Batolito de Macutico.....	124
4.3.2.4. Basaltos Guandules-Pelona-Pico Duarte.....	127
4.3.2.5. Las fallas y lineamientos.....	127
5. GEOMORFOLOGÍA	129
5.1. Descripción fisiográfica	129
5.2. Análisis geomorfológico	130
5.2.1. Estudio morfoestructural	130
5.2.1.1. Formas estructurales.....	130
5.2.2. Estudio del modelado	131
5.2.2.1. Formas gravitacionales.....	131
5.2.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial	131
5.2.2.3. Formas por meteorización química.....	132
5.3. Formaciones superficiales	133
5.3.1. Formaciones gravitacionales	133
5.3.1.1. Arcillas y arenas con cantos. Coluviones (b). Holoceno.....	133
5.3.2. Formaciones por meteorización química	133
5.3.2.1. Arcillas. Argilizaciones;Pleistoceno-Holoceno.....	133
5.3.2.2. Arenas eluviales. Grus. Pleistoceno-Holoceno	133

5.4. Evolución e historia geomorfológica	134
6. HISTORIA GEOLOGICA	134
6.1. El arco insular del Cretácico Superior	135
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	137
7.1. Hidrogeología	137
7.1.1. Hidrología y climatología	137
7.1.2. Hidrogeología.....	139
7.2. Recursos minerales	139
7.2.1. Oro y sustancias polimetálicas.....	140
7.2.2. Sustancias no metálicas	141
8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	142
8.1. Introducción.....	142
8.2. Relación de los Lugares de Interes Geológicos.....	142
8.3. Descripción de los Lugares.....	144
8.3.1. L.I.G. N° 1 Basaltos de la Pelona– Pico Duarte	144
8.3.2. L.I.G. N° 2 - El Valle de Bao: metabasitas de la Fm. Tireo	145
8.3.3. L.I.G. N° 3 - Paso del río Bao: tonalitas foliadas de La Loma del Tambor ...	146
8.3.4. L.I.G. N° 4 - La Guacara: Falla Bona-La Guacara	148
8.3.5. L.I.G. N° 5 – Macutico	152
9. BIBLIOGRAFÍA.....	154

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

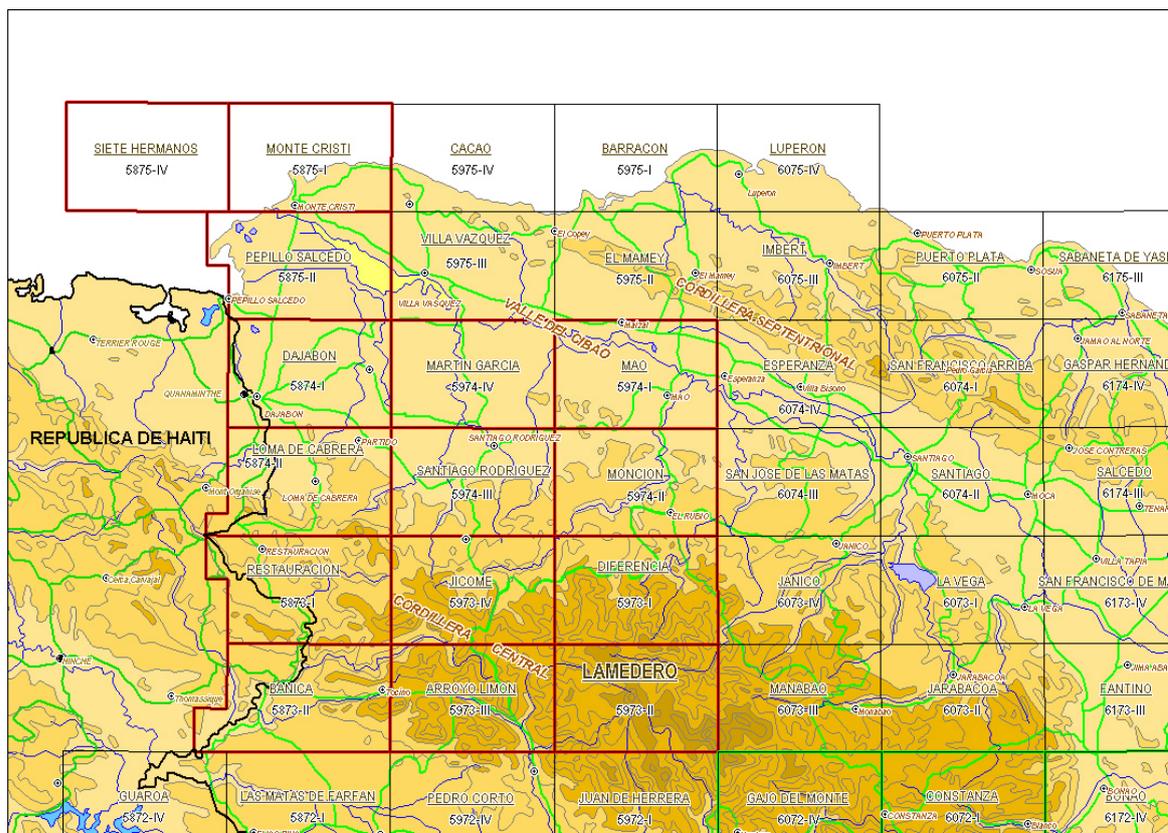


Fig. 1- Ubicación de la Hoja de Lamedero (5973-II) en el marco del proyecto K

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 Lamedero 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 1997, del programa SYSMIN).

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 a escala 1:50.000 de Lamedero (5973-II), situada en el centro oeste de la Cordillera Central de la República Dominicana, es la más montañosa y difícil de acceso de este Proyecto. En la Fig. 1. se ha representado el esquema fisiográfico de La Española tomado de Weyl (1966) y la localización de las 14 hojas que comprenden este proyecto. La mitad noreste de la Hoja pertenece a la provincia de Santiago y la mitad suroeste a la de San Juan.

La zona axial de la Cordillera Central, con dirección SE-NO, divide la hoja según una diagonal muy accidentada, con elevaciones que superan los 2500 m, como en la Loma de la

Pelona (3087m) al SE, al lado del Pico Duarte, la Loma de la Viuda (2801m) en el centro y La loma de la Guácara (2500m) al NO.

Desde la zona axial, los relieves bajan hasta 1000 m al NE y 960 m al SO.

Los Ríos principales son paralelos a las estructuras de la zona axial (río San Juan, La Guacara, río Baito) o perpendiculares, siguiendo una dirección de fractura NS a NNE-SSO (río Bao, Arroyo Limón, río Mijo, río Macutico). En general, los cauces son bastante encajonados, debido al relieve muy joven. Las sabanas (Sabana Vieja, Sabana Nueva, Sabana del Pino, Sabana de la Puerta, Sabana de los Boquerones) de la parte central de la Hoja, representan las típicas pequeñas llanuras debidas al relleno local del cauce de los ríos por aluviones y coluviones. Estas sabanas, a veces transformadas en lagunas en periodo de lluvia, son las únicas zonas con hierbas, antiguamente aprovechadas para el pasto del ganado (Foto 1). Excepto estas pequeñas sabanas, la totalidad de la hoja esta cubierta por una foresta de pino criollo. La zona de Macutico fue quemada en 1997 antes de sufrir los daños del ciclón Georges, en Septiembre de 1998 (Foto 19).



Las especies principales que ocupan los espacios naturales en esta área protegida son de importancia biológica excepcional, dado que están ubicadas en regiones de alta montaña. Constituyen elementos de rareza ornitológica en el ámbito de la zoogeografía mundial.

En la avifauna se destacan la cotorra, endémica de la Española; el carpintero; la cigua palmera, declarada ave nacional; el papagayo y el guaraguao. Entre los mamíferos se destacan el puerco cimarrón, la jutía y el ratón. Se encuentran culebras sabaneras en la parte más baja del bosque.

Actualmente, ninguna población permanece en esta Hoja, cubierta en totalidad por los Parques Nacionales José del Carmen Ramírez, al sur, y Armando Bermúdez, al norte. Los únicos accesos a los refugios de los Parques Nacionales se hacen por caminos en un día

mínimo a lomos de caballería: desde Sabaneta-El Ingenito hasta el Alto de la Rosa al SO; desde Sabaneta-La Boca de los Arroyos-San Pedro hasta los Aparcillos al oeste; desde La Ciénaga-La Compartición-Pico Duarte hasta el Valle de Bao y Macutico al SE; desde Mata Grande hasta Rancho en Medio, El Rodeo, La Guacara al NE.

El clima de la Hoja está determinado principalmente por la situación en la Cordillera Central. Se trata de un clima tropical de montaña, con dos temporadas de lluvias en Mayo-Junio y Octubre-Noviembre. Las perturbaciones de carácter ciclónico del Caribe, son frecuentes, en periodo de lluvias.

Las variaciones de temperaturas son fuertes a lo largo del año y entre el día y la noche. 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. En los meses de Diciembre y Enero, la temperatura desciende a bajo cero grado durante la madrugada, en ocasiones a 8 grados bajo cero; en invierno, a la salida del sol, la escarcha cubre los pajonales.



Foto 2: Bosque de La Guacara (08MJ9245, Lat: 19,13106;Long: -71,0391)



Foto 3: La Guacara: Bosque de Pino criollo (08MJ9244, Lat: 19,13012;Long: -71,03479)



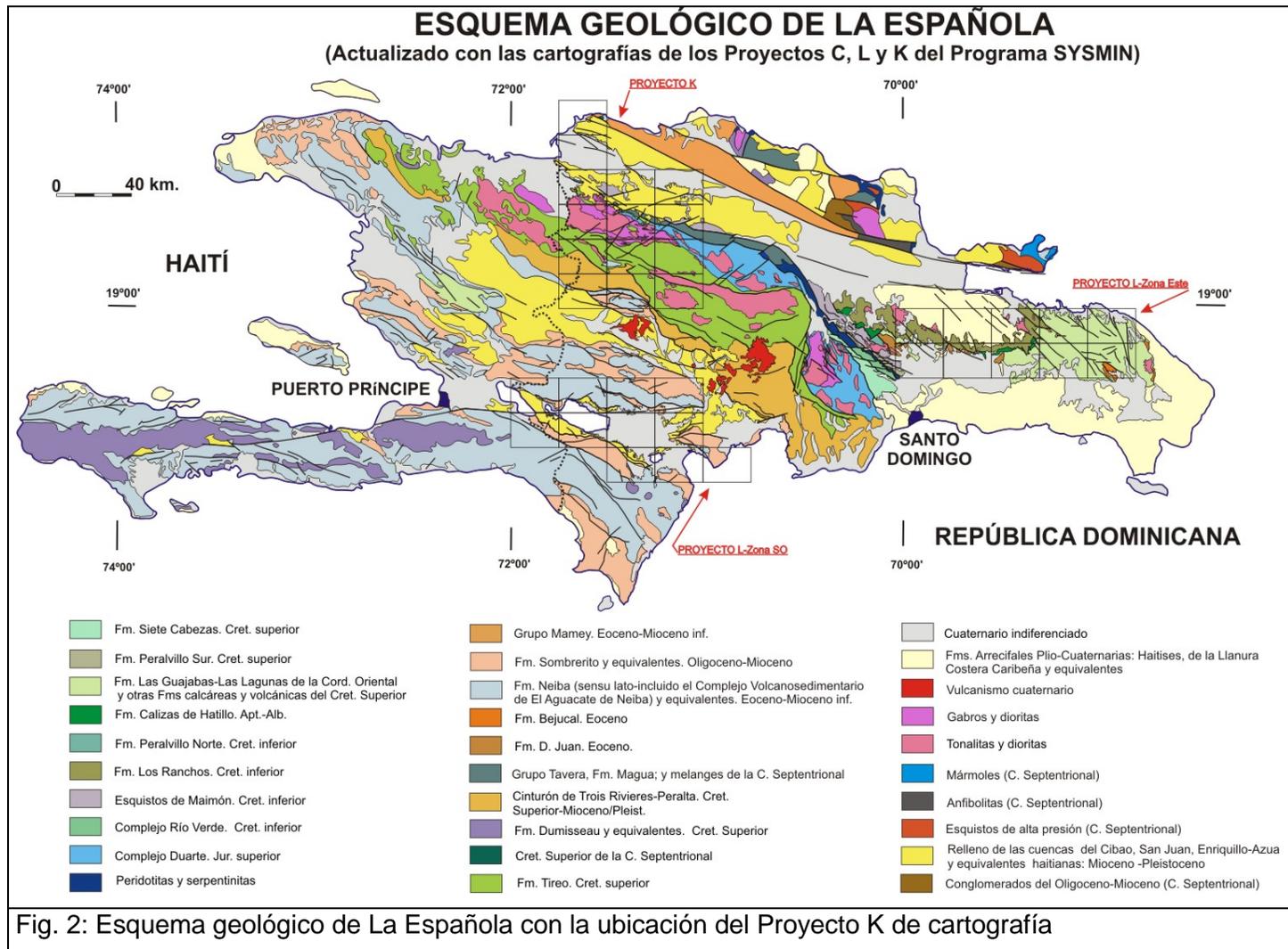
1.3. Marco Geológico

El Proyecto K de Cartografía Geotemática en la República Dominicana se caracteriza por la gran diversidad de materiales y medios sedimentarios representados: desde conglomerados continentales a abanicos turbidíticos, desde coladas de lavas y brechas vulcanosedimentarias a calizas micríticas, desde plataformas siliciclásticas a calizas pelágicas. A todo esto hay que añadir la presencia de numerosos cuerpos intrusivos representados por los batolitos de Loma Cabrera, El Bao y Macutico, e 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.

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. 28). 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 cobertura 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.

- **El Dominio del Valle del Cibao**, que abarca un conjunto de materiales de cobertura 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 a la Fm. 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 Eoceno Inferior y el Oligoceno Inferior.

-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 Lamedero sólo abarca el dominio de la Cordillera Central.

1.4. Antecedentes

Los antecedentes de estudios geológicos dentro de la presente hoja son sumamente escasos y están limitados en gran parte a trabajos de carácter general, que abarcan un área extensa y solo incidental o parcialmente se ocupan de aspectos de la geología de la hoja.

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 Maastrichtiano Superior a Eoceno Medio, por la presencia de rudistas.

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.

Table 1.—Stratigraphy of the Cibao Valley, northern Dominican Republic, as interpreted by authors of pertinent papers.

authors age	Maury 1917 b	Maury 1919	Cooke 1920 1921	Vaughan et al. 1921	Maury 1929 1931	Weyl 1940	Bermúdez 1949	Butterlin 1954	Ramirez 1956	Weyl 1966	van den Bold 1968	van den Bold 1969	van den Bold 1972	Bowin 1975	Seigie 1978	Dorreen 1979	Vokes 1979	present paper	
Pleistocene																			
Pliocene													Mao						
													Gurabo	Mao	Mao				
Miocene	late																		
	middle																		
	early																		
Oligocene																			

Tabla 1 - Síntesis histórica de las divisiones estratigráficas del Neógeno 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, Hernáiz Huerta *et al.*, y Locutura *et al.*, en Acta Geológica Hispánica, (2002).

2. ESTRATIGRAFIA

La Fm. Tireo vulcanosedimentaria y los basaltos no deformados de La Pelona-Pico Duarte, parecidos químicamente a los basaltos de Los Guandules (Hoja de Restauración y Loma de Cabrera) ocupan la mitad de la superficie de la Hoja de Lamedero. El batolito de Macutico, con tonalitas, gabrodioritas y rocas ultrabásicas asociadas y las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor ocupan la segunda mitad de la Hoja.

2.1. Cretácico Superior

2.1.1. Formación Tireo

2.1.1.1. Generalidades

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

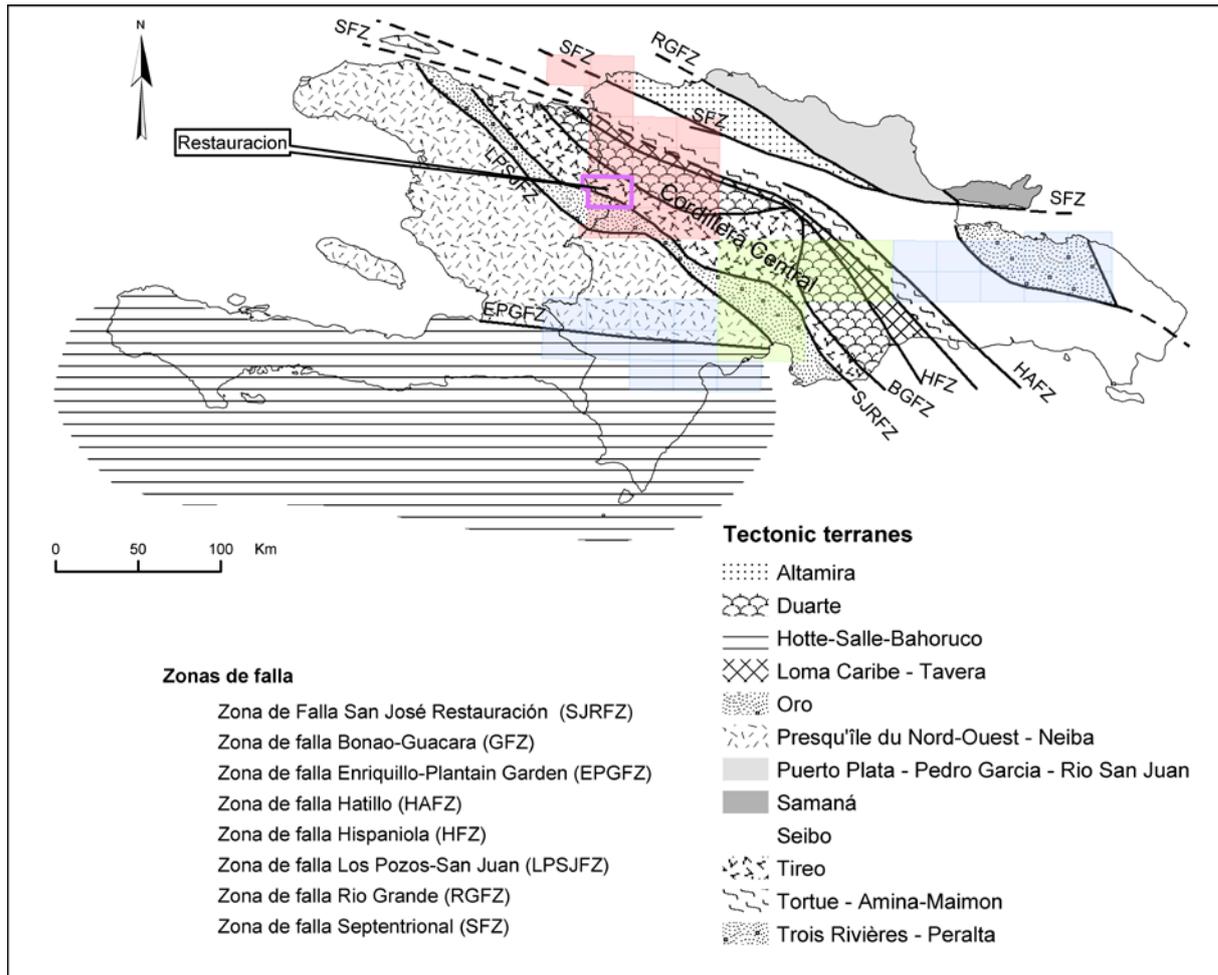


Fig. 3 - Terrenos tectónicos y zonas de fallas mayores en la isla de La Española

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 Restauración, Jicomé, Diferencia, Lamedero y, parcialmente, las de Dajabón, Santiago Rodríguez, Loma Cabrera, 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. 3).

El nombre de la formación se corresponde 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/MMJA (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 hecho 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.

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 (Fig. 3) 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 metamorfozido de la Fm. Tireo, planteamiento que no se comparte en el presente trabajo.

La edad Cretácico Superior para la Fm. Tireo está 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 2). Otras dataciones del Tireo dan Maastrichtiano inferior y muestran edades más recientes que la de Campaniano inferior, incluso Santoniano relacionado con el vulcanismo ácido del Tireo superior (Lewis *et al.*, 1991). Una datación 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 microfaua (cf. descripción en § Bois de Laurence) en el Campaniense-Maastrichtiense (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.

2.1.1.2. La Fm. Tireo en la Hoja de Lamedero

En la Hoja de Lamedero, las diferentes facies vulcanosedimentarias de la Fm. Tireo son:

- esquistos verdes con bandeo tectónico
- volcanitas, volcanoclastitas y/o epiclastitas indiferenciadas de composición ácido-intermedia;
- lavas brechas y tobas de composición básica a intermedia
- lavas y tobas dacítico-riodacíticas

Estas facies presentan una esquistosidad y un metamorfismo de grado esquistos verdes.

Los basaltos no deformados de la Pelona-Pico Duarte, han sido diferenciados cartográficamente. Son parecidos a los basaltos de Los Guandules y Peña Blanca (Hoja de Restauración y Loma de Cabrera) con un quimismo diferente de los basltos de la Fm. Tireo y una edad probablemente un poco más joven; el ensayo de datación Ar-Ar de una muestra de la Pelona se ha revelado negativo.

El Batolito de Macutico (rocas ultrabásicas, gabro-dioritas y tonalitas), las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor, y las rocas filonianas (diques máficos, leucograníticos y de cuarzo) intruyen la serie vulcanosedimentaria de la Fm. Tireo (estas rocas están descritas en el capítulo 3.1.3. Rocas intrusivas y filonianas).

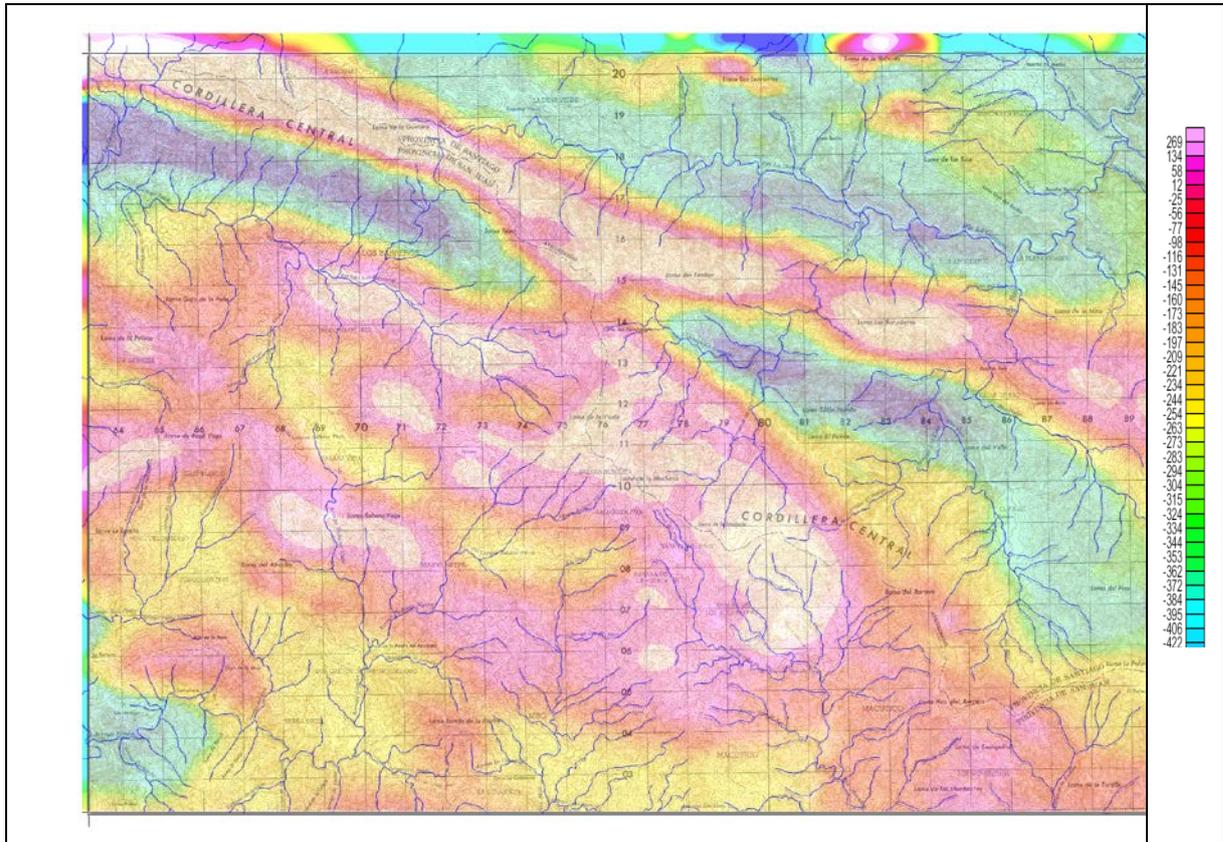


Fig. 4: Mapa aeromagnético de la Hoja de Lamedero

2.1.1.2.1. Formación Tireo (10) Esquistos verdes con bandeo tectónico; Cretácico Superior (K_2)

Los esquistos verdes bandeados afloran en una pequeña banda de 1 km de ancho, orientada SE-NO, en el valle de la Guacara, al contacto norte de la tonalita foliada de la Guacara. Los mejores afloramientos se observan cerca de la confluencia de los ríos Guacara y Bao donde estos esquistos encajan las ultrabasitas serpentinizadas que jalonan la falla de Bonao-La Guacara.

En la imagen aeromagnética (Fig. 4) el conjunto esquistos verdes-rocas ultrabásicas de La Guacara corresponde curiosamente a una anomalía negativa aunque las muestras de mano de esquistos verdes son frecuentemente magnéticas (magnetita hidrotermal ?) y los bloques de ultrabasitas menos serpentinizados son muy magnéticos. De hecho, estas facies se encuentran en el borde norte negativo de la anomalía positiva muy fuerte correspondiendo a la tonalita foliada de la Guacara.

Al afloramiento los esquistos presentan un bandeo tectónico, milimétrico a centimétrico, de color verde claro y verde oscuro, debido a la intensa deformación en el contacto con la

banda de tonalitas foliadas. Se trata de una milonita de roca volcánica y/o volcanoclástica, de composición intermedia, con un hidrotermalismo y un posible metamorfismo de contacto superpuestos, impidiendo al afloramiento el reconocimiento del protolito original.



La muestra (08MJ9271 Lat:19,12229; Long: -71,03199) proviniendo de la confluencia Guacara-Bao, corresponde a una meta-andesita, con una matriz fina, de color gris oscuro a verde, y “nivelillos” de epidota verde claro. La roca es magnética, muy deformada, con un bandeado milimétrico, más o menos lenticular.

Al microscopio, la lava presenta una textura microlítica con fenocristales de plagioclasa, afectada por una esquistosidad.

La paragénesis magmática corresponde a raros fenocristales de plagioclasas y microlates de plagioclasa en una matriz criptocristalina.

La paragénesis secundaria corresponde a epidota, clorita y algunas anfíboles. Los opacos son abundantes y explican el magnetismo de la muestra de mano.

La muestra (08MJ9194; Lat:19,11695; long: -71,03154), proviniendo del río Bo, al contacto norte de la banda de tonalitas foliadas, corresponde a un esquisto muy deformado en las condiciones de la facies esquistos verdes. La textura de grano fino, esquistosada, presenta una alternancia de niveles más o menos ricos en filitas, anfíbol o epidota.

La paragénesis sin-esquistosidad es anfíbol, epidota, clorita, microfilita, plagioclasa y cuarzo. Se nota la presencia de carbonatos microcristalinos asociados a niveles de cuarzo, correspondiendo a pequeñas venas deformadas en la esquistosidad. El protolito original es probablemente una roca volcánica o volcanosedimentaria de composición intermedia.

2.1.1.2.2. Formación Tireo (11) Rocas volcánicas, volcanoclásticas y/o epiclásticas indiferenciadas, ácido-intermedias (en general de grano fino); Cretácico Superior (K₂)

En el camino La Guacara-Rancho en Medio, aflora un conjunto con facies de esquistos verdes, de uno a tres km de ancho, de dirección SE-NO. Se pasa progresivamente de los esquistos verdes con bandeo tectónico a este conjunto.

En la imagen aeromagnética esta unidad corresponden también a una anomalía negativa, paralela al eje positivo de las tonalitas foliadas situadas más al sur.

La roca presenta, en general, un grano fino y un tono verde debido a un fuerte hidrotermalismo sobreimpuesto, con clorita y pirita diseminada. Las intercalaciones métricas a decamétricas de tobas finas (¿y/o epiclastitas?) y de lavas esquistosadas de composición dacíticas a andesíticas son frecuentes. Localmente se encuentran bloques métricos de gossan casi *in situ* (08MJ9237), testigos de la intensa alteración hidrotermal de toda esta zona.

Las malas condiciones de afloramientos (cobertura vegetal y meteorización) a lo largo del camino La Guacara-Rancho en Medio, asociadas a la deformación y al hidrotermalismo sobreimpuesto, no permiten precisar más la cartografía de este conjunto heterogéneo.

De hecho, no se han podido seguir los cauces demasiado peligrosos de La Guacara, arriba de la confluencia del arroyo Victoriano y del río Bao, abajo de la confluencia del arroyo de Los Negros, que ofrecen seguramente cortes geológicos de buena calidad de este conjunto.

2.1.1.2.3. Formación Tireo (12) Lavas, brechas y tobas de composición básica-intermedia; Cretácico Superior (K₂)

Esta unidad vulcanosedimentaria de composición predominantemente básica cubre aproximadamente un cuarto de la Hoja.

Los metabasaltos constituyen el encajante del batolito tonalítico de Macutico. En la esquina NE de la Hoja la serie Tireo es más diferenciada y las brechas y tobas, básicas a intermedias, se intercalan en las facies riódacíticas y los esquistos verdes.

Las condiciones de afloramientos son muy malas en esta zona montañosa enteramente cubierta por un bosque de pino, con una fuerte meteorización.

Las principales observaciones se realizaron en los caminos de acceso a los Parques Nacionales:

- Al oeste de la Hoja, en los caminos de La Fortuna-El Alto de la Rosa-Los Aparcillos-Sabana Vieja-río San Juan-Los Barreros

- Al este de la Hoja, en los caminos de Macutico-Valle del Bao-La Guacara-Rancho en Medio.

Estas facies presentan una deformación casi sistemática con una esquistosidad nítida, más o menos penetrativa, y localmente, un cizallamiento intenso, como es el caso entre La Fortuna y El Alto de La Rosa o cerca de la tonalita foliada de la Guacara. Los basaltos no deformados de La Pelona-Pico Duarte han sido diferenciados cartográficamente, aunque en el campo la transición entre las dos facies parece progresiva a medida que se acerca del batolito de Macutico, en el Valle del Bao.

La imagen aeromagnética (Fig. 4) de las vulcanitas básicas es bastante heterogénea, debido probablemente a la influencia de un metamorfismo de contacto difícil de observar en el campo.

En el alto de la Rosa, por ejemplo, y en general en todo el borde oeste del batolito de Macutico se ha podido comprobar que las rocas volcánicas y subintrusivas básicas se marcan por una anomalía positiva media. Al contrario, entre el batolito de Macutico y la tonalita foliada de La Guacara, estas facies se marcan por una anomalía negativa encajada por las dos anomalías positivas muy fuertes correspondiendo a los intrusivos.

Los metabasaltos se presentan, en el campo, cuando no están meteorizados, como rocas de color verde oscuro en las que, a veces, pueden distinguirse texturas fluidales, aunque por lo general tienen un aspecto masivo, pero esquistosado.

Son basaltos plagioclásicos en los que las tabletas de plagioclasa definen las texturas fluidales cuando están presentes. Localmente, los basaltos presentan un aspecto vacuolar, con fenocristales de piroxenos y manchas de grandes cloritas que parecen rellenar las vacuolas (0,5-1cm) y resultan probablemente de la alteración de los fenocristales de ferromagnesianos.

La mesostasia está formada por un agregado microcristalino de clorita, zeolitas, cuarzo, sericita y minerales opacos, siendo en parte resultado de una alteración secundaria. Esta alteración produce cloritización, sericitización y epidotización de los piroxenos originales, así como reemplazamientos de carbonatos y zeolitas.

El metamorfismo de contacto se observa difícilmente en el campo. Al este del refugio del Alto de la Rosa, en el contacto (no visible) con el macizo tonalítico de Macutico, los metabasaltos presentan, en lámina delgada (08MJ9005 Lat: 19,03503; Long: -71,21651), una recristalización (textura granoblástica ligeramente orientada) y una tendencia anfibolítica

debido al metamorfismo de contacto. Los opacos presentan una corona de esfero característica de esta recristalización.

Las metavulcanitas más diferenciadas, brechas y tobas de composición andesítica, no son muy frecuentes y no se han podido individualizar cartográficamente de los metabasaltos. Se encuentran algunas pequeñas intercalaciones entre La Fortuna y el Alto de la Rosa (08MJ9096:Lat: 19,03618; Long: -71,22994) y en el cauce del río Bao, cerca del balneario del refugio del Valle de Bao (08MJ9165: Lat: 19,0683 ; Long: -71,037).

En la esquina NE de la Hoja, al norte de la Guacara, se han individualizado cartográficamente seis bandas de dirección SE-NO y espesor hectométrico a kilométrico, de rocas volcánicas de composición intermedia.



Foto 7: Fm. Tiro, arroyo Las Lagunas ; Rancho en Medio
(08MJ9291; Lat: 19,16561 ; Long: -71,02323)

Se trata de un conjunto de lavas, brechas y tobas de color verde oscuro, esquitosado y localmente cizallado, con un fuerte hidrotermalismo sobrepuesto (clorita, cuarzo y pirita fina diseminada). Las brechas presentan bloques de andesitas o basaltos vacuolar, centimétricos a pluridecimétricos (hasta 50 cm) elongados en el plano de foliación marcado por las cloritas verde oscuro, y los niveles de granulometría fina a media de las tobas.

Algunos bloques decimétricos presentan una forma rodada, ovoide, sugiriendo un posible transporte de tipo "mass-flow".

La muestra de toba (08MJ9291 Lat:19,16561;Long:-71,02323), proviniendo del lado izquierdo del arroyo Las Lagunas, corresponde a una metatoba, esquistosada y posiblemente cataclazada, de composición intermedia (dacítica-andesítica), de tono verde, con manchas de color verde oscuro de clorita. Algunas zonas de color gris, con textura muy fina, son magnéticas y resultan probablemente del hidrotermalismo, general en toda la zona de la Guacara-Rancho en medio.

Al microscopio, la roca está constituida por elementos líticos de origen volcánico, de tamaño milimétrico (1 a 5 mm), en una matriz afectada por una esquistosidad. Los elementos son también deformados y aplastados en la esquistosidad.

Se distinguen elementos líticos de dacita porfídica (con cuarzo), de andesita con fenocristales y microlitos de plagioclasas, y de roca volcánica con matriz criptocristalina.

La matriz deformada presenta clorita, epidota, anfíbol, cuarzo, plagioclasa, opacos y esfena.

2.1.1.2.4. Formación Tireo (13) Brechas volcánicas dacítico-riolíticas; Cretácico Superior (K₂)

Las condiciones de afloramientos no favorecen la cartografía de las facies vulcanosedimentarias. Sólo, un afloramiento de brechas volcánicas dacítico-riolíticas se ha podido individualizar en el sector de Rancho en Medio, al sur del arroyo de Las Lagunas (08MJ9221 Lat: 19,15579; long: -71,01687 y 08MJ223 Lat: 19,15367; long: -71,01825). Se observaron otros afloramientos de brechas, en el mismo sector, entre Rancho en Medio y Rancho Ramón, pero de tamaño demasiado reducido para ser cartografiados. Estas brechas se intercalan en el conjunto vulcanosedimentario ácido, asociadas a las brechas andesíticas descritas anteriormente; son testigos de un volcanismo proximal ácido-intermedio, con el cual se relaciona probablemente el fuerte hidrotermalismo de todo este sector.

En la imagen aeromagnética (Fig. 4), esta facies se marca, como el volcanismo ácido en general, por una débil anomalía positiva.

La roca se caracteriza por el color amarillo a ocre, típico de las volcanitas ácidas meteorizadas y la presencia de bloques, centimétricos a decimétricos, angulosos, en una matriz arcillosa, de la cual sólo sobresalen los pequeños cristales de cuarzo riolíticos.

El hidrotermalismo se marca por la presencia de "boxworks" de pirita oxidada.

La fuerte meteorización de este sector, con la presencia, en Rancho en Medio, de arcillas rojizas, no ha permitido un muestreo petrográfico o geoquímico.

2.1.1.2.5. Formación Tireo (14) Lavas y tobas dacítico-riolíticas; Cretácico Superior (K₂)

Las lavas y tobas dacítico-riolíticas afloran en las esquinas SO y NE de la Hoja de Lamedero, con dirección de estructura SE-NO.

En la esquina SO, sector de Las Avispas-Arroyo Limón, se ha extrapolado el corte geológico del camino El Ingenito-La Fortuna, al límite oeste de la Hoja de Lamedero, donde esta unidad aflora bien.

En la imagen aeromagnética (Fig. 4), esta unidad corresponde a una anomalía negativa, situada al sur de la anomalía positiva (metabasaltos) del Alto de la Rosa.

En los cortes frescos, se presentan como rocas de color verde a gris y aspecto masivo, con una esquistosidad discreta, y tomando tonos claros, amarillentos o blanquecinos, en los afloramientos con mayor grado de meteorización. Las facies dacíticas con tendencia andesítica presentan un tono violáceo.

Las coladas de lavas masivas, de potencia decimétricas a plurimétricas, se intercalan en las tobas y localmente las brechas.

El hidrotermalismo se marca por la presencia de óxidos de hierro y localmente óxidos verdes de cobre.

Petrologicamente son rocas volcánicas lávicas, con composición de riodacítica a riolítica y textura porfídica. Los fenocristales son de cuarzo y plagioclasa, pudiendo en ocasiones haber algunos de hornblenda. Los fenocristales de cuarzo son subidiomorfos, presentando los bordes redondeados por reacción. La mesostasia se presenta recristalizada a un agregado microcristalino de albita cuarzo, sericita clorita phrenita y minerales opacos.

En la esquina NE de la Hoja, en el camino Rancho Ramon-Rancho en Medio y hasta el límite con la Hoja de Diferencia, los afloramientos son meteorizados y no se ha podido aprovechar el cauce demasiado peligroso del río Bao, abajo del arroyo de Los Negros.

En la imagen aeromagnética (Fig. 4), esta unidad se marca, como para las brechas asociadas, por una débil anomalía positiva centrada sobre la zona más hidrotermalizada, con pirita diseminada oxidada y frecuentes bloques de cuarzo filoniano.

En el campo, las tobas finas esquistosadas presentan intercalaciones más masivas de lavas de color verdoso debido al hidrotermalismo y amarillento con la meteorización.

No se ha podido realizar un muestreo petrográfico o geoquímico en ese sector.

En el cauce de La Guacara, arriba del refugio de La Guacara, se ha podido cartografiar algunos lentejones hectométricos de riolacitas en una zona muy tectonizada (Falla Bona-La Guacara) y hidrotermalizada, al límite de los esquitos verdes bandeados resultando por una parte de la milonotización de las lavas y tobas riolacíticas.

La roca esquistosada y de color verde a sufrido un intenso hidrotermalismo. Frecuentemente se observan elementos angulosos milimétricos a centimétricos, de composición ácida, resultando de la brechificación volcánica o de la tectónica sobreimpuesta. Pequeñas vetillas irregulares, milimétricas a centimétricas, de color gris metálico, corresponden a una magnetita hidrotermal. Localmente, la concentración de estas vetillas explica la anomalía magnética ligeramente positiva de esta unidad.

2.1.2. Basaltos Guandules-Pelona-Pico Duarte (¿Cretácico Superior-Eoceno?)

2.1.2.1. (9) Basaltos vacuolares Guandules-Pelona-Pico Duarte ; Cretácico Superior-Eoceno (?) (K₂ – P₂) ?

Los basaltos no deformados de la Pelona, en la esquina SE de la Hoja de Lamedero, han sido distinguidos de los basaltos de la Fm. Tireo, a pesar de las dificultades para observar las relaciones entre estas unidades. Parecen los equivalentes de los basaltos de los Guandules (SE de la Hoja de Restauración) y Peña Blanca, Cerro Montgreñé (Haití) al límite NO de la Hoja de Restauración y SO de la Hoja de Loma de Cabrera.

La Pelona (3087 m) y el Pico Duarte (3088 m, ubicado inmediatamente al SE, en la hoja de Manabao) corresponden a los puntos más altos de la Cordillera Central y de la Isla Española.

El acceso por la entrada de los Parques Nacionales en La Ciénaga y los refugios de la Compartición (2700 m; Hoja de Manabao), y del valle de Lilís (3030 m; SE de la Hoja de Lamedero), entre llos Picos de la Pelona y Duarte, es fácil y muy bien organizado. Desde La Pelona el camino sigue hacia el NO, hasta el Valle de Bao, o hacia el oeste, hasta el refugio de Macutico.

La Pelona se caracteriza por un relieve muy redondeado (Foto 8), constituido por una acumulación de bloques, métricos a pluridecamétricos, desmantelados *in situ*, de basaltos con una patina de color ladrillo, rojizo, debido a la meteorización.



Foto 8: Pico de La Pelona (altitud 3087 m) (Vista desde el Vallecito – Valle de Lilís hacia el NO: Lat: 19,02781; Long: -71,00153; WGS84)

En la imagen aeromagnética reducido al polo (Fig. 4), La Pelona corresponde a una anomalía positiva débil, al contrario de la fuerte anomalía positiva de los basaltos de los Guandules. En la ladera NO de la Loma de La Pelona, esta anomalía ligeramente positiva pasa a una anomalía negativa ubicada entre las dos anomalías positivas, muy fuertes, del borde NE del Macizo de Macutico y de la tonalita foliada de la Loma del Tambor.

La destabilización de la magnetita, observada en las láminas delgadas, y la probable potencia reducida de estas coladas podrían explicar la anomalía ligeramente positiva o negativa de los basaltos de La Pelona.

En todos los casos se trata de roca relativamente fresca, de color gris oscuro verdoso a azulado, a menudo masiva, localmente vacuolaria, con textura variable, en general afanítica, a veces ligeramente porfídica, incluso localmente traquítica, con la aparición de plagioclasas visibles al ojo y orientadas según el plano de derrame. Estas facies no sufrieron ni metamorfismo, ni deformación dúctil. En los bloques de la Pelona se observa frecuentemente la fluidalidad de la lavas con la orientación de las vesículas y de los fenocristales, pero nunca se han observados pillow-lavas.

La muestra (MJ9377 Lat:19,03132; Long: -71,00574) de la cima de La Pelona es una lava, de composición basáltica y textura porfídica, con mesostasia afanítica de color verde y vesicular. Las vesículas aparecen rellenas de zeolitas, clorita y epidota.

Texturalmente es una roca hipocristalina, de afanítica a fanerítica, variablemente porfídica, con una mesostasia ofítica.

Mineralógicamente está compuesta por olivino, clinopiroxeno y plagioclasa como componentes principales y fenocristales; espinela, ilmenita, magnetita y opacos como accesorios; y epidota, clorita, sericita, albita, pumpellita y otras zeolitas como secundarios.

Los escasos fenocristales idio- y subidiomorfos de olivino y clinopiroxeno se destacan sobre una matriz afanítica recristalizada y vesicular. El olivino aparece fresco en algunos casos y forma, junto al clinopiroxeno, agregados dispersos entre la mesostasia. El clinopiroxeno está zonado y es una augita titanada. La plagioclasa puede aparecer escasa como fenocristal y normalmente forma la mesostasia de textura ofítica.

En algunas muestras la mesostasia está completamente transformada a un agregado de clorita, epidota y sericita, aunque en zonas preserva la textura ofítica. Los abundantes óxidos de Fe-Ti están oxidados y reemplazados por opacos.

Por sus características mineralógicas se trata de toleitas con olivino de marcada alcalinidad. Estos basaltos han desarrollado una intensa alteración verde hidrotermal, consistente en la serpentización y cloritización del olivino; la cloritización y epidotización del clinopiroxeno; la sericitización, epidotización y cloritización de la mesostasia; y la destabilización de la magnetita.

La unidad no aparece deformada dúctilmente ni presenta desarrollo de esquistosidad, desconociéndose por el momento su edad absoluta. La tentativa de datación Ar-Ar de la muestra (08MJ9377 Lat:19,03132; Long: -71,00574) proveniente de la cima de La Pelona, se reveló negativa. No obstante, estos basaltos se disponen estratigráficamente sobre la Fm. Tireo y, de forma característica, en ellos no se han observado intrusiones de venas de leucotonalitas con hornblenda, por lo que temporalmente son posteriores al magmatismo de arco de la Fm. Tireo y al emplazamiento de los Batolitos de Loma de Cabrera (post-92/88 Ma) y Macutico (92/90Ma). Además, estos basaltos son ricos en Ti y de afinidad OIB, diferente del magmatismo de arco toleítico y calco-alcalino de la Fm. Tireo infrayacente, y se disponen estratigráficamente bajo la Fm. Calizas de Nalga de Maco de edad Eoceno Medio-Superior en la Hoja de Restauración. Entre estas edades, secuencias regionalmente equivalentes de basaltos de plateau oceánico son los basaltos del DSDP Leg 165 (site 1001) de edad 81 Ma (Sinton et al., 2000); la Fm. Dumisseau del SO de Haití, con fauna desde el Coniaciano-Turoniano (86-90 Ma) en la parte baja de la sucesión y Santoniano Superior (83 Ma) a Campaniano Inferior (74 Ma) en la parte alta (Maurrasse et al., 1979; Sen et al., 1988), datada por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre 87-90 Ma por Sinton y Dunvan (1992); y los basaltos de la Fm. Siete Cabezas que intercalan fauna de radiolarios Santoniano (83-86,5 Ma; Donnelly et al., 1990) y datados por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre 69.0 ± 0.7 Ma y 68.5 ± 0.5 Ma (roca total y

plagioclasa; Sinton et al., 1998), más consistente con la edad Campaniano Superior obtenida a partir de radiolarios en intercalaciones de chert (Montgomery et al., 1994).

2.2. Mioceno medio – Cuaternario, lateritización

La Hoja de Lamedero presenta una alteración rojizo de tipo laterítico, de extensión reducida en la esquina NE (sector de Rancho en Medio).

2.2.1. 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. 5).

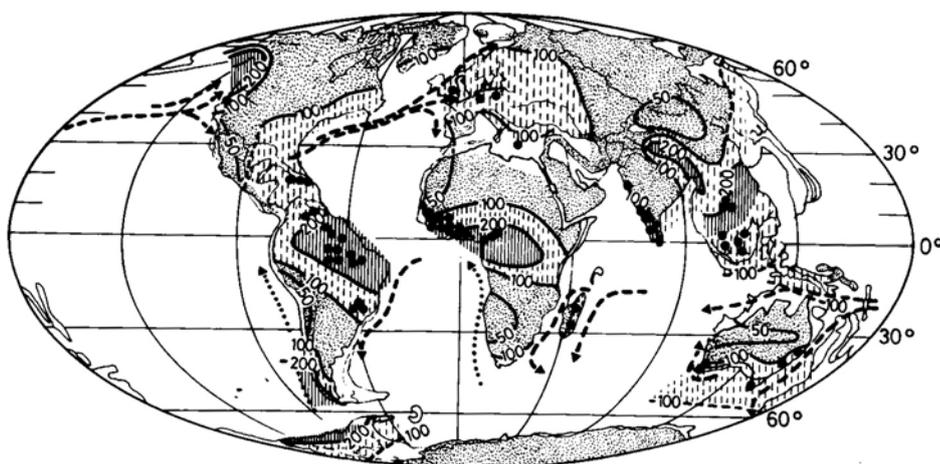


Fig. 5 - Reconstitución de las zonas con fuerte pluviometría en el Mioceno Medio de acuerdo con Parish et al. (1982); repartición de las paleocorrientes y yacimientos de bauxitas (Bárdossy y Aleva, 1990) (la trama vertical representa la zona con fuerte pluviometría)

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 Tiroe (Cretácico Superior), del complejo Duarte (Jurásico-Cretácico Inferior) y de la FmTrois 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.

2.2.2. Alteración arcillosa rojiza

La alteración arcillosa rojiza, de tipo laterítico, cubre una superficie reducida (1km²) en la esquina NE de la Hoja de Lamedero, alrededor del refugio de Rancho en Medio.

Las elevaciones oscilan suavemente entre 1200 y 1300 m. Antriormente a la constitución del Parque Nacional, la población de Rancho en Medio aprovechaba la calidad de este suelo arcilloso para el cultivo del café.

Las rocas alteradas corresponden a las facies ácidas de la Fm. Tiroe (lavas tobas y brechas dacítico-riodacíticas).

Se trata de una capa, de potencia métrica a plurimétrica, de rocas muy argilitizadas, de color rojizo naranja, con manchas blanquecinas de la roca madre en la cual se puede observar relictos de la estructura original (facies de isalteritas).

El fenómeno de alteración parece limitarse a la argilitización, sin llegar a la formación de coraza laterítica. De hecho, no se han observado, en Rancho en Medio, arcillas de color rojo intenso o niveles de coraza pisolítica ferruginosa.



Arcillas rojizas: Rancho en Medio: (valle del Bao en el fondo) (esquina NE de la Hoja de Lamedero)

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.

2.3. Cuaternario

Los depósitos cuaternarios representan una superficie reducida de la hoja con las siguientes facies:

- Coluviones
- Depósitos aluviales: terrazas bajas y fondos de valle

2.3.1. (15) Coluviones: arcillas con cantos y bloques. Cuaternario (Q)

Los coluviones de piedemonte se han podido cartografiar principalmente en la parte este de la Hoja, a favor de los caminos Pico Duarte-La Pelona hasta Valle del Bao y Macutico, así que en algunos sectores del centro y oeste de la Hoja. El mapa topográfico sugiere que existen seguramente más afloramientos en las zonas inaccesibles de la Loma del Tambor por ejemplo, pero la cobertura vegetal (bosque de pinos) no favorece la distinción de esta formación en las fotos aéreas.

Los coluviones son depósitos de origen gravitacional, formados en las laderas con fuerte pendiente, por cantos y bloques angulosos o ligeramente rodados y escasa matriz arcillosa. Están poco consolidados y no presentan estratificación.

Los cantos y bloques están constituidos por tonalita, gabrodiorita y basalto, en función de la geología local.

La Pelona (3080 m de altura), en la esquina SE de la Hoja, presenta un perfil muy redondeado, con una acumulación caótica *in situ* de bloques basálticos métricos a pluridecamétricos. Los coluviones basálticos de la ladera oeste llegan hasta el Valle del Bao, donde la pendiente disminuye progresivamente hasta encontrar los aluviones del río Bao.

Los coluviones tonalíticos y basálticos de la ladera situada al este del río Macutico, llegan también hasta las terrazas bajas y los aluviones del río Macutico.

2.3.2. (16) Terrazas bajas y fondos de valle. Gravas, arenas y arcillas. Cuaternario (Q)

Debido al fuerte encajonamiento que experimenta la red fluvial de la Hoja de Lamedero, los depósitos de fondos de valle no son muy extensos, habiendo cartografiado en relación con los siguientes ríos:

- El río San Juan y su parte arriba, el Arroyo Los Barreros, con dirección EO, en la esquina NO de la Hoja.
- El río Limón y su parte arriba, Arroyo Sabana Vieja y Sabana Nueva, con dirección NS y EO, al SE de la Hoja.
- El río Mijo, con dirección NS, en el centro sur de la Hoja.
- El río Macutico, con dirección NS, al SO de la Hoja.
- El río Bao, con dirección NS, al este de la Hoja
- El río Guacara, con dirección EO, al norte de la Hoja .

Las terrazas bajas son muy reducidas, y por esta razón han sido incluidas cartográficamente con los fondos de valle. Algunas se observan en los ríos San Juan-Arroyo, Macutico y Bao. La potencia es plurimétrica y la extensión decamétrica a hectométrica.

Los fondos de valle y las terrazas bajas están constituidos por cantos rodados, arenas y limos. En los cantos se encuentran principalmente, tonalita, microgabro-basalto, gabrodiorita, y cuarzo así que ultrabasita en los ríos Bao, Guacara y San Juan.



Foto 9: río Bao, depósitos de fondos de valle (Playa Grande: 08MJ9274, Lat: 19,12469;long: -71,02243)

Las terrazas del río Bao, cerca de la confluencia de la Guacara y de la Playa Grande y probablemente también las del río San Juan, fueron objeto de explotación manual para extracción de oro.

Debido al régimen torrencial, de esta zona montañosa, se encuentran en el río Bao bloques rodados enormes, pluridecamétricos, de tonalita (Foto 24).

Las sabanas de la Hoja de Lamedero, presentan una forma particular de relieve con depósito intermedio entre fondo de valle y coluviones, en la parte arriba de la red hidrográfica del batolito de Macutico. Las más importantes son de extensión kilométrica a hectométrica (Sabana Vieja, Nueva, Bonita, Boquerones, del Pino, de la Puerta). Las más pequeñas son casi "colgadas" en zona de fuerte relieve.

La arenización de la tonalita favorece este tipo de relieve suave de valle muy abierto que se cierre brutalmente en la parte inferior por una acumulación de bloques métricos, frecuentemente a favor de un escarpe de falla. De hecho, río abajo, el arroyo o el río está mucho más encajonado con una erosión regresiva.

Estas cuencas están rellenas de bloques métricos ligeramente rodados, de tonalita, microgabro-basalto, gabrodiorita. En el cauce del arroyo se observan intercalaciones más finas de gravas, arenas y limos.

Frecuentemente, una pequeña laguna con depósitos de limos y turba ocupa la depresión de la sabana en período lluvioso (Foto 1).

3. PETROLOGIA, METAMORFISMO, GEOQUIMICA y DATACIONES

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. 6). 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. 6).

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 (tonalitas foliadas de La Loma del Tambor). 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. 6) 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 le 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 circón (vía disuelta). La ventaja, en relación con los precedentes métodos, radica en la gran resistencia del circón 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. 6 y la Tabla 2 presentan un resumen de los datos radiogénicos. En la Fig. 6, 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.

A 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 Hornblenda 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 2 – 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 "?")

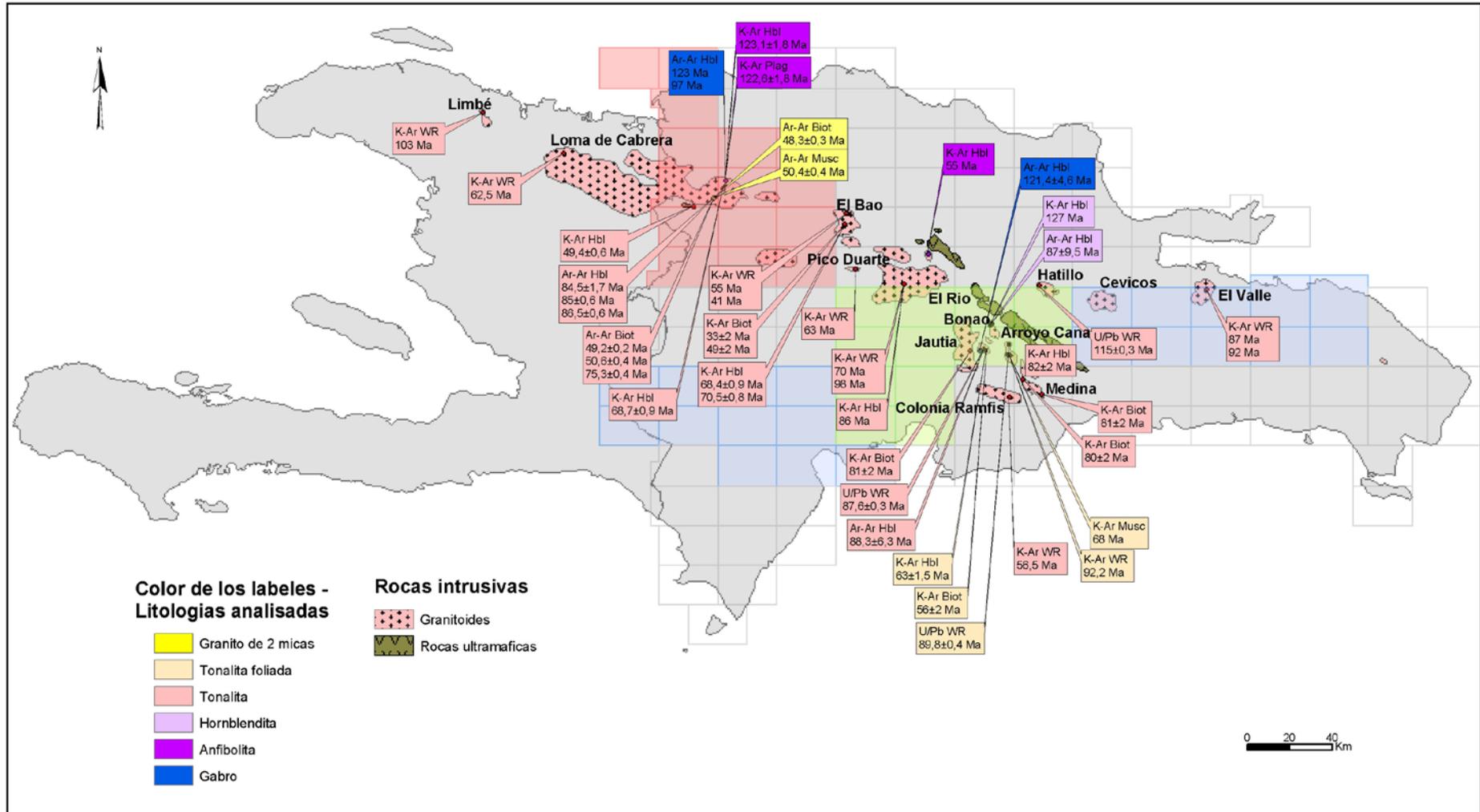


Fig. 6– Distribución de las rocas intrusivas y dataciones absolutas en la isla de la Española

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 Bonao, en la hoja de Arroyo Caña (Fig. 4).

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 2). 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 (2000) 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 2, Fig. 6). 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 a 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 3.3.).

3.1.3. Las rocas intrusivas y filonianas de la Hoja de Lamedero

En la Hoja de Lamedero, los intrusivos relacionados con el batolito de Macutico intruyen la Fm. Tireo, cubriendo casi la mitad sur de la Hoja. Al norte del macizo de Macutico, la banda de tonalitas foliadas de la Loma del Tambor, orientada ESE-ONO, atraviesa la

totalidad de la Hoja, subrayando la fallas de Bonao-La Guacara y Macutico Burende, con su asociación de gabrodioritas, cumulos de gabros piroxenico-olivínicos y ultrabasitas serpentinizadas.

En la extremidad norte de la Hoja afloran pequeñas intrusiones gabrodioríticas.

Diques máficos, leucograníticos y/o aplíticos y de cuarzo, con potencia decimétrica a decamétrica, cortan principalmente las facies tonalíticas foliadas o no, pero también los demás intrusivos y la Fm. Tireo. Debido a las dificultades de observación los diques son ciertamente más frecuentes de lo que aparece en el mapa. Las direcciones principales son: NS, N30°E, N70°E, N120°E, N150°E.

Se han distinguido las siguientes facies de rocas intrusivas o filonianas:

- Peridotita serpentizada
- Cumulo de gabros piroxénico-olivínicos
- Gabro-diorita
- Tonalita foliada
- Tonalita
- Diques máficos
- Diques leucograníticos y/o aplíticos
- Diques de cuarzo

3.1.3.1. (1) Peridotitas serpentizadas

Las peridotitas serpentizadas son rocas ultrabásicas que sólo afloran en dos pequeños sectores limitados a la confluencia de la Guacara con el río Bao, y en la Loma del Tambor, a más de 1600 m de altura. Representan una superficie cartografiada muy reducida (menos de 0,5%) pero tienen una gran importancia por subrayar en particular los accidentes principales de la zona de falla regional Bonao-La Guacara y Macutico-Burende. Lentejones hectométricos a kilométricos subrayan también estos accidentes paralelos en las hojas de Jicomé y Restauración.

Los datos aeromagnéticos (Fig. 26), al contrario de lo esperado, no permiten detectar las rocas ultrabásicas muy magnéticas de la confluencia La Guacara-Bao, debido probablemente a la extensión limitada en profundidad, de estos lentejones que se siguen en más de 2 km entre el refugio de la Guacara y la Loma de la Mina. Es probable también, que el eje magnético de intensidad muy fuerte, correspondiendo a las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor (2400 m de altura) con sus rocas ultrabásicas

(cumulados y serpentinitas) y gabróicas asociadas, produce una anomalía negativa en su borde norte, a lo largo del valle del río La Guacara, ocultando la señal positiva de las serpentinitas.

La roca es muy oscura, verdosa o azulada, fuertemente deformada de manera dúctil y frágil, con espejos de fallas estriados, distribuidos de forma aleatoria. Bloques centimétricos a decimétricos, masivos y redondeados, están moldeados por la serpentinitización.

La muestra (08MJ9193 Lat: 19,12196 ; Long: -71,03239) proveniente de la confluencia La Guacara-Bao presenta una textura cumulativa y una composición de harzburgita con olivino (65%), ortopiroxeno (10%), clinopiroxeno, rara plagioclasa, en una pasta de minerales secundarios como serpentinas, sericita, epidota, clorita y talco. Los olivinos presentan un inicio de serpentinitización. Como minerales accesorios presentan opacos, magnetita, ilmenita, espinela y óxidos de Fe-Ti.

La interpretación y la edad de estas rocas ultrabásicas continúan siendo problemáticas. Se trata o bien de jirones de rocas ultrabásicas genéticamente vinculadas al C. Duarte-rocas ultrabásicas como la interpretó Draper et al. (1996) y levantadas a lo largo de fallas crustales, o bien de rocas ultrabásicas en relación con la base de la formación del arco Tireo. No es posible concluir a este estado de investigación.

3.1.3.2. (2) Cumulados piroxénico- olivínicos

Son rocas ultrabásicas melanocráticas, de color verdoso-gris oscuro, con cristales de tamaño grande a medio y debidas a diferenciados magmáticos por gravedad.

Los afloramientos observados son de extensión reducida pero en relación con la anomalía aeromagnética positiva de las tonalitas foliadas de La Loma del Tambor (Fig. 4). Tomando en cuenta las dificultades de acceso de esta región, para la cartografía, es muy probable que este tipo de roca sea mucho más abundante en profundidad y a lo largo del eje magnético positivo de la Loma del Tambor que atraviesa la Hoja de Lamedero.

En el cauce del río Bao (08MJ9196 Lat: 19,10138; Long: 19,10138), estos cumulados aparecen como inyectados en las tonalitas foliadas, sin que se nota la foliación en la roca ultrabásica.



Foto 10: Ultrabasita y tonalita leucócrata inyectando la tonalita foliada (río Bao) (08MJ9196-a) Lat: 19,10138; Long: -71,0315

En la Loma del Tambor (08PA168 Lat: 19,11433; Long -71,09866:) están asociados a gabros y próximos también de las ultrabasitas serpentinizadas.

Una lámina delgada en una muestra proveniente de un pequeño afloramiento (08MJ9038 Lat: 19,0693, Long: -71,13071) del borde norte del macizo de Macutico a revelado una composición de piroxenita a olivino o websterita.

Estas rocas son clasificadas como piroxenitas, websteritas con olivino o gabronoritas. Tienen como minerales principales clinopiroxeno (augita), ortopiroxeno (hiperstena) y plagioclasa que crece entre los huecos de los minerales anteriores, y a veces olivino; como accesorios, ilmenita, cromoespínela, inclusiones de olivino en piroxenos, opacos y óxidos de Fe, Cr, Cu, Ag; como minerales secundarios tienen epidota-tremolita-actinolita, serpentinas (talco e iddingsita) y clorita-sericita, por la alteración de piroxenos, olivino y plagioclasas, respectivamente.

No se aprecia deformación en estas rocas pero presentan un metamorfismo o hidratación tardimagmática en facies esquistos verdes y grietas rellenas con epidota y cuarzo.

3.1.3.3. (3) Gabro-dioritas

Afloran en la parte central de la Hoja, entre el Macizo de tonalitas de Macutico y las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor o dentro de las tonalitas y en el borde norte de la Hoja, ofreciendo siempre anomalías aeromagnéticas positivas (Fig. 4). Esta característica se ha aprovechado para cartografiar en gabro-dioritas algunas anomalías inaccesibles o extrapolar los afloramientos observados.

Las relaciones con las tonalitas no son fácil de establecer debido a las malas condiciones de afloramientos. En el río San Juan y el arroyo de los Barreros donde se encuentran los mejores afloramientos, las tonalitas ligeramente orientadas intruyen los gabros también ligeramente

orientados (Foto 11). Esta relación ha sido comprobado en el batolito de Loma Cabrera en las Hojas de Santiago Rodriguez, Loma de Cabrera y Diferencia.

Las gabro-dioritas son rocas melanocráticas de grano medio a grueso, formadas por cristales de hornblenda, plagioclasa y clinopiroxeno, como minerales principales, con opacos, magnetita, óxidos de Fe-Ti e ilmenita, como accesorios, y sericita, epidota, cuarzo, tremolita-actinolita y clorita como secundarios.



Foto 11: Contacto intrusivo de la tonalita (izquierda) en el gabro (derecha): río San Juan, esquina NO de la Hoja de Lamedero (08MJ9308) Lat: 19,10019; Long: -71,19608



Foto 12: Bloque de gabro de grano fino, gris ceniciento, foliado, inyectado por magma gabrodiorítico: aquí pequeñas enclaves feldespáticas blancas, oscuras de ferromagnesianos o mixtas ferromagnesianos y feldespatos (08MJ9043-b) Lat: 19,0564; Long: -71,15862

En los bloques de los ríos se encuentran frecuentemente facies de gabro de grano fino de color gris oscuro a gris ceniciento con la meteorización, en general con una foliación nítida. Inyecciones de material diorítico, de grano medio, en venas irregulares y discontinuas, invaden la roca, cortando la foliación o paralelamente. La pequeñas venas presentan a menudo una cierta segregación: venas claras con plagioclasas dominantes o venas oscuras con ferromagnesianos dominantes.

En lámina delgada, la textura es granoblástica heterogranular con algunos poeciloblastos de clinopiroxenos y plagioclasas.

Los minerales principales son plagioclasa (Andesina An50), clinopiroxeno en granoblasto o poeciloblasto, raro anfíbol verde claro, raro cuarzo y opacos abundantes.

La alteración se traduce por una sericitización de las plagiocalas, presencia de algunas epidotas, cristalización del esfeno, y cloritización débil de los anfíboles.

Esta facies corresponde probablemente a una cristalización precoz de grano fino con inyección de material más grueso de composición parecida ya que no se observa reacción entre las dos facies.

Un bloque con facies parecida, del sector del refugio de Macutico (08MJ9365, Lat; 19,03235; Long: -71,0753) corresponde a una dolerita o subintrusivo con clinopiroxeno, cuya edad obtenida con Ar-Ar es 98.3 ± 1.8 Ma Hb plateau.

Se trata de una roca volcánica/subvolcánica de textura isótropa intergranular. La roca presenta una variable alteración hidrotermal, especialmente desarrollada en los ferromagnesianos. Mineralógicamente está compuesta por augita y plagioclasa como componentes principales, con magnetita y opacos como accesorios.

Al microscopio, está compuesta por un entramado de fenocristales entrecruzados de plagioclasa tabular, en cuyos huecos se aloja el clinopiroxeno y algo de olivino. Los prismas de plagioclasa son idio- a subidiomorfos, de zonado oscilatorio y sectorial, y forman agregados milimétricos radiales. Aparecen variablemente reemplazadas a epidota, sericita, albita, pumpellita y clorita. El clinopiroxeno es una augita rosa algo pleocróica, que forma granos prismáticos subidiomorfos y microfenocristales dispersos entre las plagioclasas. Es reemplazada por un agregado pseudomórfico de clorita, epidota y sericita. La magnetita de la mesostasia está oxidada y reemplazada por opacos.

3.1.3.4. (4) Tonalitas foliadas

Las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor forman una banda de 3 a 4 km de ancho, atravesando, desde la esquina NO y según la dirección regional ESE-ONO, la totalidad de la Hoja de Lamedero.

En la imagen del vuelo aeromagnético (Fig. 1) corresponden a unos de los ejes positivos más intensos y nítidos, subrayando las fallas regionales de Bonao-La Guacara en su borde norte y Macutico-Burende en su borde sur.

La deformación es tan intensa, que la foliación se observa muy bien y de manera continua en la imagen de satélite y en las fotos aéreas.

Hacia el ESE, el eje positivo se sigue hasta la Compartición, La Ciénaga, Manabao y luego, con una dirección EO y un aumento de anchura, hasta Bonao.

Hacia el NO, las tonalitas foliadas y el eje positivo asociado se terminan rápidamente sobre una falla SSO-NNE, en la esquina SO de la Hoja de Jicomé, pero las dos fallas paralelas de Bonao-La Guacara y Macutico-Burende, jalonadas localmente por lentejones

de rocas ultrabásicas serpentinizadas o tonalitas foliadas, siguen a través de las Hojas de Jicomé, Restauración, Loma de Cabrera, hasta Haití.

En la Hoja de Lamedero, gabros y rocas ultrabásicas (cumulados o serpentinitas) han sido observados en el centro de esta banda de tonalitas foliadas (Loma del Tambor y Valle de Bao). En superficie, a pesar de las observaciones fragmentarias en esta zona muy montañosa, el macizo tonalítico de Macutico, situado más al sur, parece separado, por una banda de metabasaltos de 1 a 4 km de ancho. La imagen aeromagnética (Fig. 4) sugiere una posible conexión en un punto correspondiendo en superficie al Cerro del Escuchadero, entre la Loma del Tambor y La Loma de la Viuda. Los Gabros, muy magnéticos, del borde norte del macizo de Macutico y del río San-Juan-los Barreros podrían realizar esta unión.

El camino, que lleva del refugio del Valle de Bao a La Guacara, y el cauce del río Bao, accesible localmente entre el río Baito y la Guacara en periodo seco, procuran un buen corte geológico de esta unidad. Con grandes dificultades, el acceso a la Loma del Tambor (2621 m) hasta el arroyo café, situado más al sur, es posible por el valle de La Guacara y el arroyo La Guacarita.

Las mejores observaciones se hacen a nivel del pequeño puente sobre el río Bao (Foto 17).

La tonalita, en general de grano medio, es muy parecida a la tonalita del macizo de Macutico, pero con una deformación mucho más intensa que va desde una fuerte orientación hasta una roca de aspecto neisico. Presenta una lineación magmática de los minerales de hornblenda, así como una deformación blastomilonítica de la honblenda, plagioclasa, cuarzo y opacos, que son deformados y aplastados según la esquistosidad, al igual que algunos enclaves máficos-ultramáficos. "Ojos" milimétricos de fedespato o cuarzo o de tamaño superior, centimétrico, de tonalita menos deformada, aparecen moldeados por la foliación subvertical y definen una lineación de estiramiento subhorizontal, conforme con el movimiento de desgarre sinistro de la Falla de Bona-La Guacara. Intercalaciones de pequeños niveles centimétricos a decimétricos, de color verde a negro, de material probablemente básico, subrayan pliegues isoclinales decimétricos a métricos (Foto 15).



Foto 13: tonalita foliada, con niveles volcanosedimentarios (?) básicos esquistozados (¿anfíbolitas?) y diques máficos paralelos a la foliación. (puente del río Bao); (08MJ9178-a) Lat: 19,09947; Long: -71,03177



Foto 14: Tonalita foliada (N120°E-80°SO), grano medio a grueso (río Baito) (08MJ9172) (Lat: 19,0865; long: -71,02917)

En la muestra (08MJ9178 Lat: 19,09947; long: -71,03177) la textura es blastomilonítica con “ojos” y bandeo paralelo a la foliación caracterizado por niveles ricos en anfíboles o en cuarzo y feldespatos. La paragénesis inicial, hornblenda, plagioclasa y cuarzo, aparece en clastos en la matriz neoblástica de cuarzo, anfíbol secundaria, plagioclasa, epidota, clorita y opacos.

Una deformación frágil retrógrada (esquistos verdes) se marca con relleno de venas.

Localmente, la tonalita foliada es más leucócrata, de composición granítica. La muestra (08MJ9173-b, Lat: 19,08727; Long: -71,02927), proveniente del río Bao presenta una textura foliada con clastos en una matriz milonítica. La paragénesis 1 corresponde a cuarzo, plagioclaso y feldespato potásico (microclino); no se observa biotita. La paragénesis 2, milonítica corresponde a cuarzo, plagioclasa, microfilitas y frecuentes pequeños cristales de granate en la foliación.



Foto 15: tonalita foliada, con pliegues isoclinales métricos, subrayados por niveles básicos (¿o volcanosedimentarios?) y vetas centimétricas de cuarzo (río Bao); (08MJ9178-c) Lat: 19,09947; Long: -71,03177



Foto 16: tonalita foliada, con pliegue decimétrico de la foliación (río Bao); (08MJ9178-b) Lat: 19,09947; Long: -71,03177



Foto 17: tonalita foliada con niveles finos volcánicos o volcanosedimentarios básicos esquistoizados ("roof pendants") y vetas de cuarzo blanco paralelas a la foliación (Puente del río Bao); (08MJ9178-f) Lat: 19,09947; Long: -71,03177



Foto 18: diques máficos decimétricos paralelos a la foliación (N150°E-70°SO) de la tonalita o secantes (N67°E-27°SE y N75°E45°S); los diques máficos están cortados por diaclasas (N70°-80°S) y diques leucograníticos centimétricos (N130°E-58°SO) (Puente del río Bao); (08MJ9178-g) Lat: 19,09947; Long: -71,03177

En el macizo de Macutico, se observa localmente una orientación débil de las tonalitas o de las gabro-dioritas que, salvo en zona muy puntual a lo largo de zona de cizalla, no se puede comparar con la deformación de las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor. En los metabasaltos de la Fm.Tireo se han cartografiados también algunas pequeñas intrusiones de tonalitas foliadas.

Las tonalitas foliadas están inyectadas por rocas ultrabásicas, diques máficos, leucograníticos y/o aplíticos.

3.1.3.5. (5) Tonalitas

Las tonalitas con anfíbol \pm biotita del batolito de Macutico son la litología más representada; ocupan el 30% de la superficie, en la parte sur de la Hoja, intruyendo la Fm. Tireo al centro y en los bordes este y oeste. Hacia el sur, el batolito se cierra rápidamente en el borde norte de la Hoja de San Juan de Herrera.

En la imagen aeromagnética (Fig. 4) el batolito de Macutico presenta una forma ovoide (tendente a romboedrica), con el eje principal orientado SE-NO, haciendo un ángulo de 25° con el eje ESE-ONO de las tonalitas foliadas. Las tonalitas se marcan por una anomalía positiva de intensidad media. Las anomalías fuertes localizadas principalmente en el borde norte o aisladas en las tonalitas corresponden a gabro-dioritas y metabasaltos.

Entre Sabana Vieja y el río San Juan-arroyos Los Barreros, pequeños "stocks" de tonalitas y gabro-dioritas intruyen los metabasaltos entre el batolito de Macutico y las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor.

Los datos espectrales de K,Th y U son demasiados discontinuos, a lo largo de las líneas de vuelo en esta zona muy montañosa, para poder diferenciar las tonalitas.

A partir de los bordes de la Hoja de Lamedero, los caminos y ríos o arroyos, que permiten las observaciones del batolito son los siguientes:

- al SO, el camino La Fortuna-El Alto de la Rosa (refugio) y el río Arroyo Limón,
- al este, el camino Los Aparcillos (refugio)-El Alto de la Rosa (refugio) y el río San Pedro,
- al NO, el camino Los Aparcillos (refugio)-Sabana Vieja y el río San Juan y arroyo Los Barreros,
- al centro, el camino El Alto de la Rosa (refugio)-Aguita Fría-Macutico (refugio) y el río Mijo,
- al SE, el camino El Valle de Lilís (refugio para La Pelona-Pico Duatre)-Macutico (refugio) y el río Macutico,
- al norte, el camino Aguita Fría-Loma de la Mediania (muy difícil de acceso)

Debido a la arenización casi general, las tonalitas se marcan en el paisaje por relieves más suaves, en depresión comparativamente a los gabro-dioritas o a los metabasaltos encajantes (Foto 19).



Foto 19: Valle de Macutico, quemado en 1997 y afectado por el ciclón Georges el 21 de septiembre de 1998; (vista desde los relieves correspondiendo a los metabasaltos del norte del refugio de Macutico: (08MJ9143) Lat: 19,03131; Long-71,0504)



Foto 20: tonalita, grano medio con grandes anfíboles, cortado por facies oscuro rico en minerales ferromagnesianos; (Macizo de Macutico); (08MJ9081) (Lat: 19,05563; Long: -71,23643)

Salvo en los arroyos o ríos encajados, los afloramientos de rocas frescas son inexistentes y sólo se encuentran algunos bloques métricos a decamétricos redondeados, típicos de la meteorización de los granitoides (Foto 22). Estas condiciones de afloramientos y de accesos no permiten una cartografía de las heterogeneidades de composición (tonalitas, -dioritas cuarcíticas), de texturas (no deformado a ligeramente deformada, grano medio a fino o grueso), o zonas con concentraciones de enclaves).

Las tonalitas son mesócratas a relativamente leucocrátas, en general de color gris. La mineralogía observable es muy homogénea, cuarzo y plagioclasa, anfíbol y con frecuencia 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.

Las variaciones de las proporciones minerales subrayan los cambios entre facies leucocratas y más mesocratas (dioritas cuarcíticas).

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.

Localmente una orientación magmática preferencial está subrayada por los anfíboles o los enclaves, sin que estas observaciones muy puntuales, pero frecuente en los bloques de los arroyos, permitan definir una arquitectura de los macizos.

Puntualmente, se ha podido observar una deformación subsólida penetrativa, marcada por el desarrollo de una foliación débil subvertical, de dirección regional SE-NO. Esta deformación, se observa frecuentemente en los bloques rodados de los cauces de los ríos (Foto 29), pero su intensidad no se puede comparar con la de las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor.

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 de color pardo aparece localmente como mineral esencial; contiene a menudo cristales de sagenita.

El feldespato potásico nunca ha sido observado.

La plagioclasa (en general oligoclase An₂₀₋₂₅) es automorfa o subautomorfa con sistemáticamente una zonación oscilatoria y borde más albítico. 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, con una zonación de verde-pardo al centro a verde-azul en el borde. 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 esté presente, la biotita es siempre minoritaria respecto a la hornblenda con la cual se agrega y fuertemente 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 y una recristalización estática parcial traducen una deformación débil. En raros casos, se inicia una textura gráfica.

La tonalita (08MJ9036 Lat:19,06164; Long: -71,13808) muestreada en el borde de la gabro-diorita de la Aguita Fría presenta un clinopiroxeno relicto (augita probable) frecuentemente incluido en los anfíboles y parcialmente destabilizado. Además del anfíbol verde se observa una anfíbol incoloro a verde claro de gran tamaño, a veces en el centro del anfíbol verde.

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

Los enclaves son muy frecuentes en las tonalitas, en proporción muy variable (Foto 21 y Foto 22). No se ha podido cartografiar facies de bordes con enriquecimiento en enclaves, pero las observaciones de los bloques rodados de los arroyos provenientes de los bordes del batolito confirman la existencia de estas facies.



En algunos bloques 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 asimiladas 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 Macutico son posteriores e intruyen las gabro-dioritas del batolito mismo y los metabasaltos (Foto 12).

Las tonalitas, están inyectadas por rocas diques máficos, leucogranítico y/o aplíticos y de cuarzo.

3.1.3.6. (6) Diques máficos

Los diques de metaandesitas y metabasaltos doleríticos, raramente micrograbros, son de color oscuro, gris-verde a azul, con textura afanítica, localmente porfídica. La potencia es decimétrica a métrica; cortan las facies del batolito de Macutico y las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor (Foto 24, Foto 24, Foto 26). Están cortados a su vez por los diques leucotonalíticos y/o aplíticos. La muestra (08MJ9364 Lat: 19,02521; Long: -71,07636) proveniente de un afloramiento del río Macutico, al sur del refugio, corresponde a un dique andesítico de 5 m de potencia, de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y hornblenda, sin fábricas. La roca presenta una fuerte alteración hidrotermal que reemplaza la mineralogía original, producida por las intrusiones próximas de aplitas epidotizadas.

La datación absoluta obtenida con esta muestra es: 85.5 ± 2.6 Ma por método U-Pb; el ensayo Ar-Ar ha sido negativo.

Al microscopio, la roca está compuesta por fenocristales de plagioclasa y anfíbol, y mesostasia o matriz afanítica. La plagioclasa aparece formando prismas tabulares milimétricos idio- a subidiomorfos, probablemente con zonado oscilatorio normal y formando agregados glomeroporfídicos. Están reemplazadas a un agregado de epidota, sericita, albita, clorita y pumpellita, a menudo dispuesto zonalmente. El anfíbol debió ser una hornblenda, que forma grandes cristales prismáticos idiomorfos. Están reemplazados a un agregado pseudomórfico de clorita, epidota y sericita. La mesostasia está totalmente reemplazada a un agregado sin orientación y microcristalino de clorita, epidota, cuarzo, albita y zeolitas, sugiriendo una temperatura para la alteración hidrotermal propia de la facies de sub-esquistos verdes.

Al afloramiento, muchas veces 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.



Foto 23: Dique máfico inyectando la tonalita foliada; río Bao: (08MJ9178-a) Lat: 19,09947; Long: -71,03177



Foto 24: diques máficos decimétricos cortando la tonalita foliada (bloque decamétrico en el cauce del río Bao) (08MJ9195-d) Lat: 19,10373; Long: -71,0324



Foto 25 : diques máficos decimétricos cortando la tonalita foliada y las facies más leucócratas, paralelamente a la foliación (N130°E-65°NE) (río Bao) ; (08MJ9195-a) Lat: 19,10373; Long: -71,0324



Foto 26 : dique aplítico decimétrico (N70°E-80N°O) cortando la tonalita de grano medio a grueso, con raras enclaves (río San Pedro, Batolito de Macutico); (08MJ9083) (Lat: 19,04984; Long: -71,23305)



Foto 27: Dique máfico paralelo a la foliación (N145°E-75°NE) de la tonalita foliada; río Bao (08MJ9178-e; Lat: 19,09947; Long: -71,03177)



Foto 28: leucotonalita intruyendo la tonalita foliada; río Bao (08MJ9195-b; Lat: 19,10373; Long: -71,0324)

3.1.3.7. (7) Diques leucograníticos y/ aplíticos

Los diques leucograníticos y aplíticos, con potencia decimétrica a decamétrica, cortan las diferentes facies del batolito de Macutico y la Fm. Tireo. En el río Bao, en la tonalita foliada de la Loma del Tambor, estos diques cortan los diques máficos.

La roca es leucocrata a hololeucocrata, a menudo con textura aplítica o de grano medio; no se han observadas verdaderas pegmatitas.

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.

Frecuentemente la roca presenta un color verde claro debido a una epidotización, localmente generalizada, asociada a la presencia de cuarzo en venas o difusa en la roca.

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 § 3.1.2.3.).

3.1.3.8. (8) Diques de cuarzo

Los diques de cuarzo no son muy frecuentes. Los principales, de potencia plurimétrica a decamétrica y de extensión hectométrica han sido cartografiado en la parte central del Macizo de Macutico y en la Fm. Tireo de la esquina NE de la Hoja.

Las direcciones principales son: N40°, 60°, 90° y 120°E.

3.2. GEOQUÍMICA

Para la realización del presente estudio geoquímico en el Proyecto K, se recogieron muestras representativas de cada unidad geológica, macizo o evento ígneo con el objeto de realizar su caracterización geoquímica, establecer una mejor estratigrafía de la zona y proponer su probable entorno tectonomagmático de formación.

Después de una presentación de las técnicas analíticas utilizadas, cada conjunto litotectónico presente en la hoja 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, Canada). Los elementos (y límites de detección) analizados por ICP (*inductively coupled plasma*) mediante fusión con LiBO_2 fueron: SiO_2 (0.02%), Al_2O_3 (0.03%), Fe_2O_3 (0.04%), CaO (0.01%), MgO (0.01%), Na_2O (0.01%), K_2O (0.04%), MnO (0.01%), TiO_2 (0.01%), P_2O_5 (0.01%), Cr_2O_3 (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 LiBO_2 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 de base y preciosos señalados con un (*) fueron determinados a partir de una digestión en agua regia. El error analítico fue determinado comparando los análisis con otros realizados en una roca patrón.

El Fe procedente de los análisis fue Fe_2O_{3t} (Fe total como Fe_2O_3), por lo que fue recalculado como $\text{Fe}_2\text{O}_{3t} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} \times 1,11135$ y $\text{FeO}_{\text{calc}} = \text{FeO} / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$. Los análisis de todas las muestras fueron recalculadas a una base anhidra, si la suma de los elementos mayores (SiO_2 a P_2O_5) fue <99,98%. El número de Mg (Mg#), fue calculado como $100 \cdot \text{mol MgO} / (\text{mol MgO} + \text{mol FeO}_i)$, donde $\text{FeO} = 0.8 \times \text{Fe}_2\text{O}_{3t}$ y $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,2 \times \text{Fe}_2\text{O}_{3t}$. Las composiciones de referencia utilizadas para la condrita, el manto primordial, y los basaltos promedio N-MORB, E-MORB y OIB son las 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 y subesquistos verdes, que han modificado las concentraciones primarias de varios elementos mayores y traza. Por ejemplo, en el diagrama $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ versus $\text{K}_2\text{O} / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ de Hughes (1973), que puede ser utilizado para visualizar rocas espilitizadas o que han sufrido un metasomatismo potásico, muchas de las rocas caen fuera del campo de los basaltos

“normales” inalterados. También, resulta frecuente que las tobas muestreadas hayan experimentado un metasomatismo potásico. Por otro lado, algunos elementos mayores (Si, K, Na y Ca) y trazas (Cs, Rb, Ba y Sr) son movilizados fácilmente 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 relativamente altos Mg# obtenidos se atribuyan a procesos post-magmáticos, ya que la relación MgO/FeO ha sido demostrado que no cambia significativamente durante la alteración espilitica en el fondo oceánico (Humphris & Thompson, 1978) y los Mg# obtenidos deben por tanto reflejar los procesos ígneos primarios. También, 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), resultan ser esencialmente inmóviles en un amplio rango de condiciones metamórficas (Pearce, 1975; Ludden *et al.*, 1982). En este trabajo, 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 las variaciones de estos elementos.

Con el fin de caracterizar geoquímicamente los diferentes grupos de rocas se utilizaron diagramas extendidos de REE normalizados respecto al manto primordial (Sun & McDonough, 1989), que proporcionan un método para comparar estas rocas entre sí y respecto a otros tipos de rocas similares. Estos diagramas proporcionan también información sobre 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 caracterización geoquímica de las diferentes unidades geológicas y formaciones litoestratigráficas en el Proyecto K, revela la existencia de una gran variación tanto en la abundancia de elementos traza como en el tipo resultante de diagrama de REE extendido, incluso entre rocas con un grado similar de fraccionación (o de Mg#). En una primera aproximación, las rocas pueden agruparse según un origen relacionado con un magmatismo de arco 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 subductivo en los magmas de arco (Pearce & Peate, 1995), estos elementos pueden ser utilizados como 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 manto primordial: la relación $(Zr/Sm)_N$ refleja la naturaleza de la anomalía del Zr (y Hf) y la relación $(La/Yb)_N$ 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 también información cuantitativa sobre el grado de fraccionación y empobrecimiento de la fuente, respectivamente, excepto cuando las anomalías positiva o negativa del Ti en el diagrama extendido de REE 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 recogidas en las Tablas del informe anexo de geoquímica (Escuder 20004).

3.2.2. 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 Formación Tireo en este trabajo proceden de las Hojas de Jicomé, Loma de Cabrera, Restauración, Santiago Rodríguez, Monción, Diferencia y Lamedero, así como datos propios inéditos 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 variación composicional observada en la Formación, desde términos básicos a los ácidos e incluyendo muestras de lavas poco o nada porfídicas, cantos de tobas y brechas monogénicas, así como diques y filones intrusivos subvolcánicos. Por otro lado, las rocas de la Fm. Tireo aparecen en la zona estudiada variablemente alteradas, deformadas y metamorfizadas, encontrándose desde rocas volcánicas indeformadas que conservan tanto la mineralogía como las texturas ígneas, hasta rocas fuertemente deformadas y metamorfizadas en condiciones de la facies de los subesquistos verdes, esquistos verdes y anfibolíticas de baja-P (corneanas anfibólicas y piroxénicas). Las alteraciones sin- y tardi-magmáticas son generalmente de tipo hidrotermal y consisten en una variable propilitización, sericitización y silicificación. Por lo tanto, algunos elementos mayores (Si, K, Na y Ca) y trazas (Cs, Rb, Ba y Sr) han podido ser movilizados, debiendo ser tenido en cuenta en las interpretaciones geoquímicas.

Las rocas de la Fm. Tireo presentan una composición de elementos mayores en un diagrama catiónico de Jensen (1976), que gradúa entre desde términos de basaltos ricos en Fe a andesitas, dacitas y riolitas toleíticas, con alguna composición de komatiita basáltica y de basalto calco-alcalino (Fig. 7). Sin embargo, en base a los contenidos de elementos mayores y trazas, existe una gran diversidad composicional en las rocas de la Fm. Tireo. Dentro de la Formación se han identificado 2 series de rocas ígneas (Tabla XXX, Anexo): rocas relacionadas con un magmatismo de arco y los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte de afinidad OIB, que se describen en otro apartado. En la serie ígnea de arco se distinguen los siguientes tipos composicionales: toleitas de arco isla (IAT) "normales", toleitas de arco isla pobres en Ti y LREE, rocas de afinidad boninitica; intrusivos dacíticos y tonalíticos; y andesitas, dacitas y riolitas de afinidad calcoalcalina.

Las rocas ígneas de arco gradúan en un diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO₂ (Winchester & Floyd, 1977) entre escasos términos de basaltos y basaltos andesíticos a andesitas y riodacitas, compatible con su composición de elementos mayores (Fig. 7). En los diagramas Yb *versus* Th y Zr *versus* Y (Barrett & MacLean, 1999) estas rocas presentan una doble afinidad toleítica y calcoalcalina, y en el diagrama Ti/1000 *versus* V de Shervais (1982) caen en el campo de las toleitas de arco y en el de los basaltos calcoalcalinos, con incluso en algunas rocas relaciones Ti/V inferiores a la condrita (<10). En el diagrama Ta/Yb *versus* Th/Yb de Pearce (1983; Fig. 12) las rocas de arco evolucionan

composicionalmente desde una afinidad toleítica a calcoalcalina y a shoshonítica, registrando la evolución de los magmas emitidos con el tiempo.

En la Fig. 8 se muestra la variación de algunos óxidos y elementos traza seleccionados respecto al SiO₂ y MgO (% en peso) en las rocas de la Fm. Tireo. Como se muestra en la figura, las rocas presentan contenidos pobres en K y, los términos más diferenciados, medios en K, para contenidos 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 la serie calco-alcalina. Con el aumento en SiO₂, desciende el Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, TiO₂ y CaO; y con el descenso en MgO también desciende el Fe₂O₃, Ni y V. Estas tendencias son compatibles con la cristalización fraccionada de la plagioclasa, fases máficas como olivino y clinopiroxeno, y los óxidos de Fe-Ti. La fraccionación de la plagioclasa se refleja también en un descenso de la relación CaO/Al₂O₃ con el aumento en SiO₂ (Fig. 11). 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), con el descenso en el MgO se registra un aumento y un descenso, respectivamente, probablemente controlados por procesos de fusión parcial y fraccionación. La gran dispersión que muestran los elementos incompatibles Zr y Y a un constante MgO (o similar Mg#), sugiere la presencia de rocas de diferentes series magmáticas.

3.2.2.1. Toleitas de arco isla “normales”

El grupo de toleitas de arco isla “normales” (IAT) está representado por basaltos andesíticos y andesitas ricas en Mg, relativamente poco fraccionadas (Mg# de 60 a 56). Los contenidos en TiO₂ (<0,3%) y Th (<0,3 ppm) son bajos. En un diagrama de elementos traza normalizado respecto a N-MORB (Fig. 9), presentan el enriquecimiento en LREE, empobrecimiento en HFSE y HREE, y anomalía negativa en Nb-Ta, característicos de magmas de zonas de subducción. En un diagrama extendido de REE normalizado respecto al manto primordial (Fig. 10), las rocas de este grupo son muy semejantes a las IAT modernas de similar abundancia en HREE (1,5-5 x manto primitivo). Presentan un ligero enriquecimiento en LREE [(La/Yb)_N=2,0-4,1], una pronunciada anomalía negativa en Nb y 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

toleitas pobres en Ti, a similares grados de fusión parcial. Las facies de diques de basaltos andesíticos y andesitas presentan un similar patrón de REE (Fig. 11).

3.2.2.2. Toleitas de arco isla pobres en Ti

El grupo de toleitas de arco isla 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 boninítica (FC9068B, MJ9208). Se trata de toleitas de arco isla (IAT) que incluyen las composiciones menos fraccionadas de la Fm. Tireo (Mg# >60). En un diagrama extendido de REE (Fig. 10) normalizado al manto primordial, las rocas de este grupo muestran REE planas o con un ligero empobrecimiento en LREE [(La/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 TiO₂ son bajos (<1,0%), generalmente <0,4%, así como en Th (<0,5), para abundancias absolutas de HREE de 3,8-7,5 x manto primitivo. Los valores bajos del TiO₂ y de HREE para altos Mg#, visibles en el diagrama multielemental de la Fig. 9, sugieren una fuente mantélica empobrecida y un grado relativamente alto de fusión parcial.

3.2.2.3. Rocas de afinidad boninítica

Dentro de las IAT se incluyen tipos composicionales con SiO₂>53%, MgO>7-8% y TiO₂<0,5 (MJ9208, JE9013, FC9101 y MJ9134), que caen dentro de la definición de boninitas de Crawford (1989) y que, además, suelen presentar los contenidos más bajos en HREE (1,4-2,4 x manto primitivo). Estas rocas de afinidad boninítica suelen presentar un ligero enriquecimiento en LREE [(La/Yb)_N=2,1-4,2] y anomalías negativas en Nb, Zr y Ti. La baja relación CaO/Al₂O₃ (0,6 a 1,1) y abundancia en HREE son compatibles con una fuente mantélica dominada por harzburgitas fuertemente empobrecidas.

3.2.2.4. Andesitas, dacitas y riolitas calcoalcalinas

Las rocas volcánicas de afinidad calcoalcalina incluyen composiciones esencialmente dacíticas y riolíticas, de moderada a muy fraccionadas (Mg#=54-32), incluyendo también algunas andesitas y andesitas ricas en Mg. Dentro de la Fm. Tireo constituyen volumétricamente el grupo más importante, aflorando extensamente en la Hoja de Restauración. En la serie magmática el SiO₂ oscila entre 60 y 77%, Al₂O₃ entre 3,6 y 6,8% y el MgO entre 1,6 y 5,8% (6-8% en las andesitas ricas en MgO), para contenidos en TiO₂<1,0% (0,81 de promedio). El contenido en K₂O gradúa entre 0,2 y 2,5%, definiendo una serie de bajo/medio-K (Gill, 1981) que sigue una tendencia de evolución entre

toleítica y calco-alcalina. Los contenidos en álcalis son altos (entre 3,2 y 6,6%). En los diagramas Yb-Th, Zr-Yb, y Ta/Yb-Th/Yb caen dentro de los campos calco-alcalino y shoshonítico.

En diagramas de elementos traza normalizado respecto a N-MORB (Fig. 9), las rocas de este grupo presentan el moderado a fuerte enriquecimiento en LREE característico de las rocas ácidas calco-alcalinas y contenidos relativamente bajos en HFSE y REE, con anomalía negativa en Nb-Ta y en Th. Sin embargo, los álcalis y LILE se presentan en abundancias muy variables como resultado de su movilidad por procesos de alteración y metamorfismo. En un diagrama extendido de REE (Fig. 10) 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. Estas características son típicas de rocas relacionadas con subducción. Presentan valores muy variables de la relación $(La/Yb)_N=3,3-16$, que generalmente aumenta con la diferenciación y contenidos en HREE que definen una moderada a fuerte pendiente negativa, que no está presente en las IAT. Los diques dacíticos intrusivos en la Fm. Tireo presentan un patrón similar de REE (Fig. 11).

Las características de estas rocas sugiere 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, los rangos de HREE y su pendiente negativa, difiere de la distribución de HREE plana de las rocas calco-alcalinas, sugiriendo que el granate y/o la hornblenda son las principales fases residuales. Estas características, junto a una alta relación La/Yb, con $Yb \leq 1,8$ e $Y \leq 18$ ppm, son típicos de magmas adakíticos (Drummond y Defant, 1990; Sigmarsson et al., 1998; Martín, 1999). Por lo tanto, algunas rocas volcánicas intermedias a ácidas de la Fm. Tireo pueden ser resultado de la fusión de corteza oceánica subducida recién formada (todavía caliente).

En resumen, los diversas series geoquímicas de rocas básicas, intermedias y ácidas identificadas en la Fm. Tireo, se relacionan el magmatismo toleítico de los primeros estadios de la formación de un arco magmático, incluyendo adakitas producto de la fusión de rocas básicas subducidas, y con su evolución posterior hacia magmas calco-alcalinos a lo largo del Cretácico Superior.

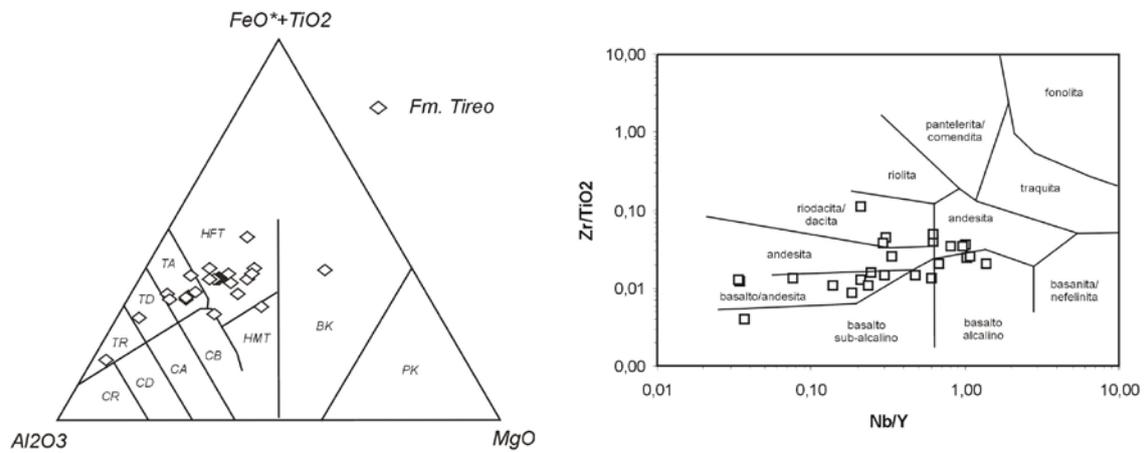


Fig. 7 - Proyección de las rocas estudiadas de la Fm. Tiroo en los diagramas catiónico de Jensen (1976) y Nb/Y versus Zr/TiO_2 (Winchester & Floyd, 1977).

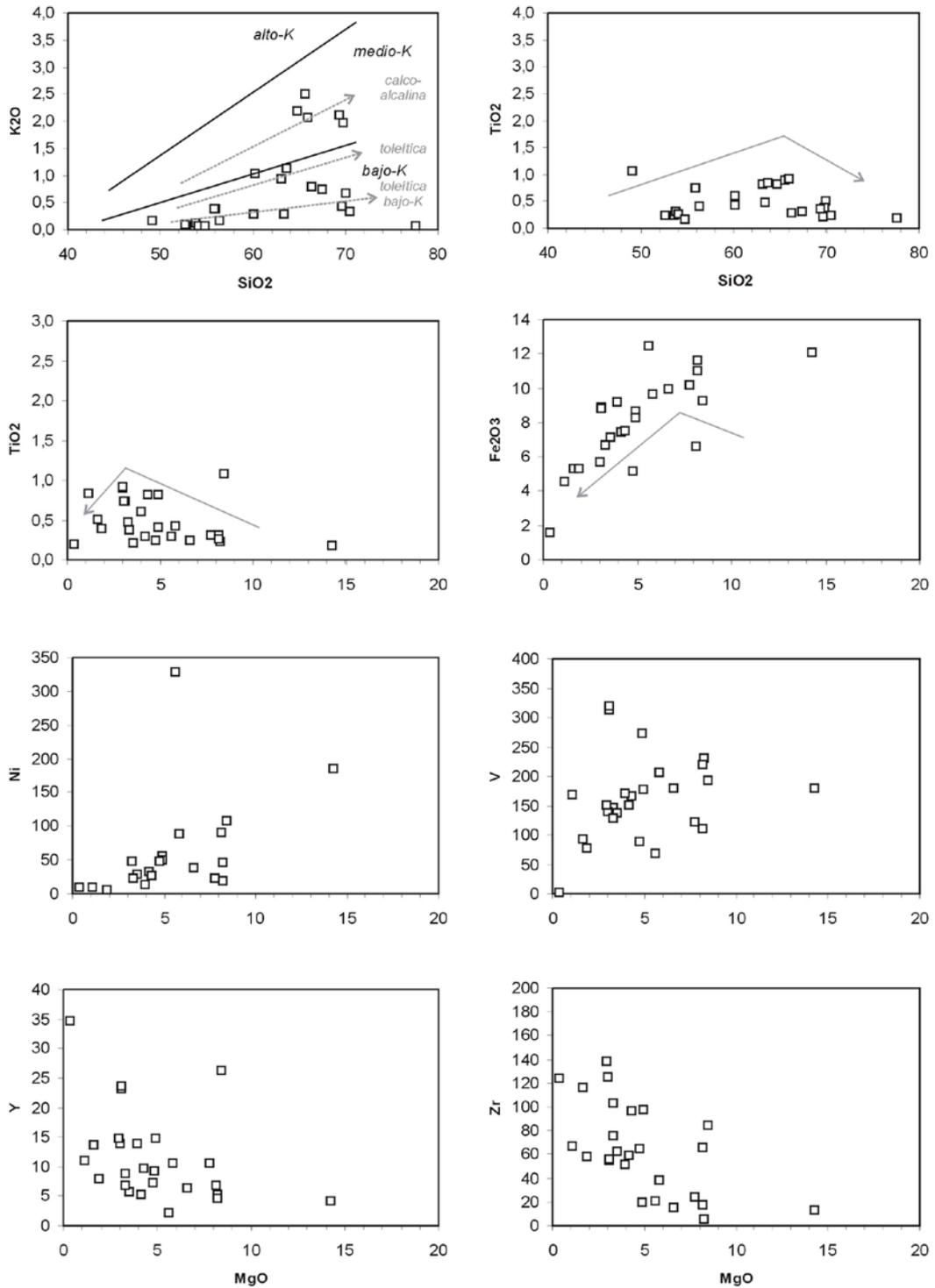


Fig. 8 - Proyección de las rocas estudiadas de la Fm. Tiro en diagramas binarios frente a la SiO₂ y el MgO (% en peso).

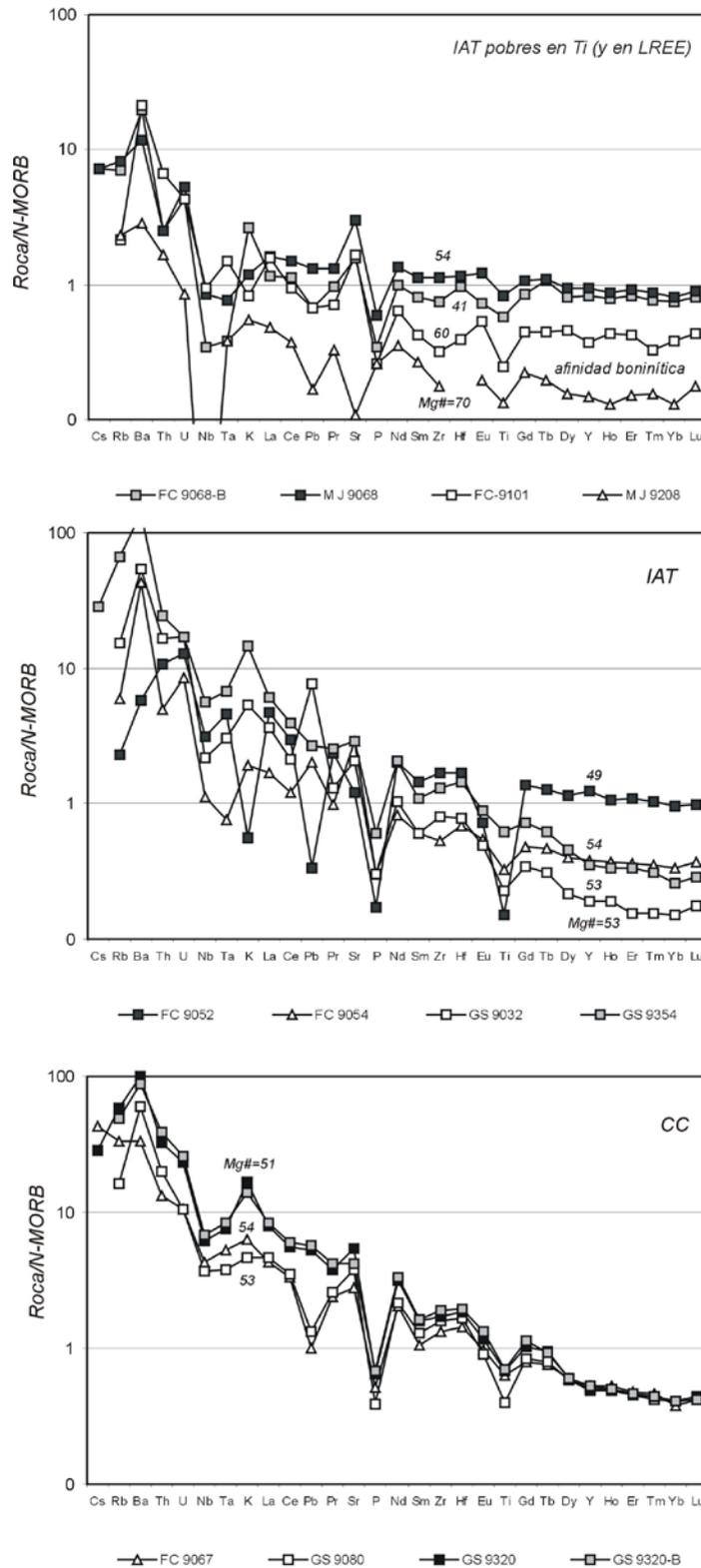


Fig. 9 - Proyección de las rocas estudiadas de la Fm. Tiro en diagramas multielementales normalizados respecto a N-MORB.

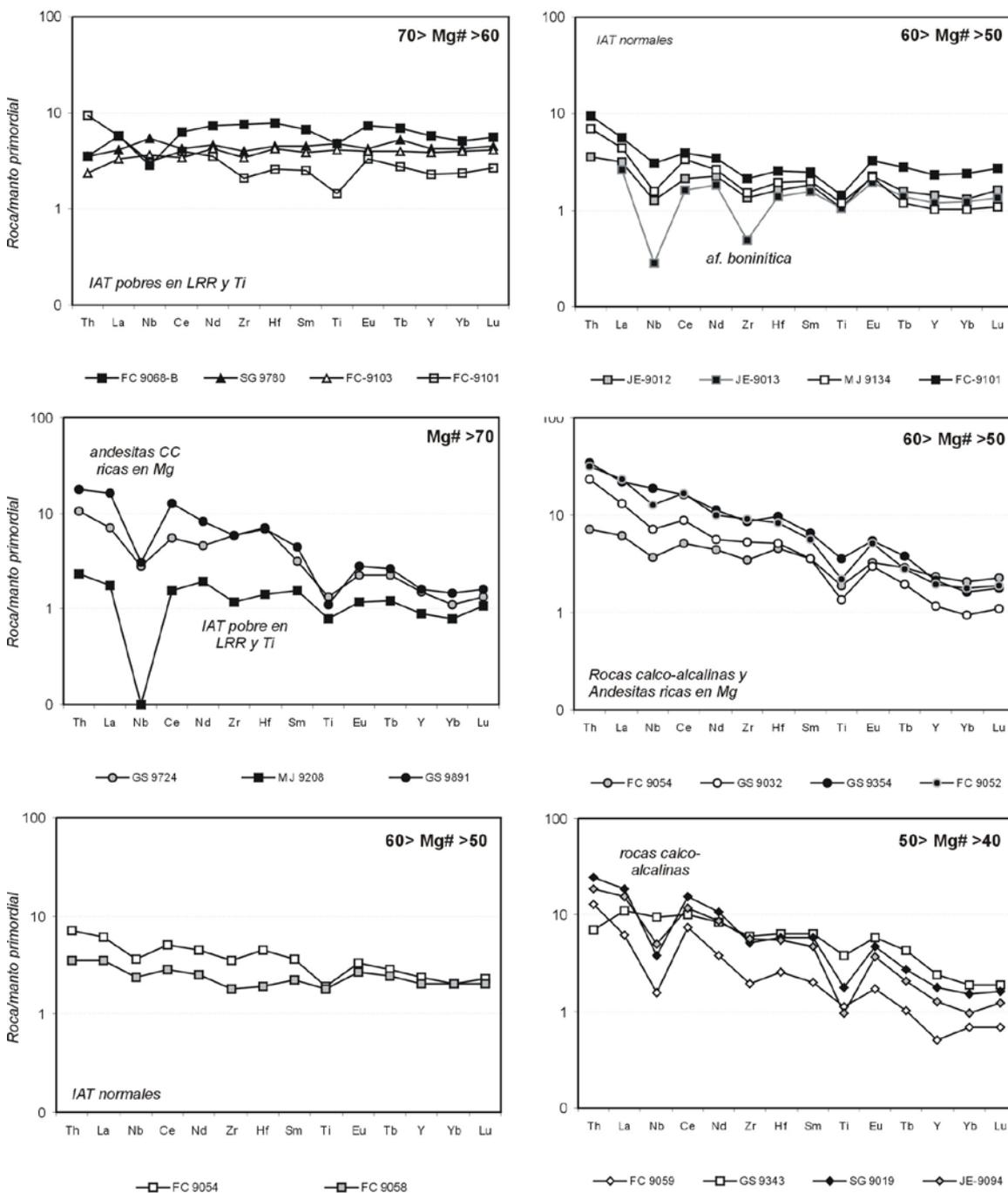


Fig. 10 - Proyección de rocas representativas de la Fm. Tireo en los diagramas de REE extendidos normalizados respecto al manto primordial agrupados en función del Mg#. En los diagramas, los cuadrados negros y blancos son tipos de toleitas de arco isla (IAT) y los círculos tipos calco-alcalinos.

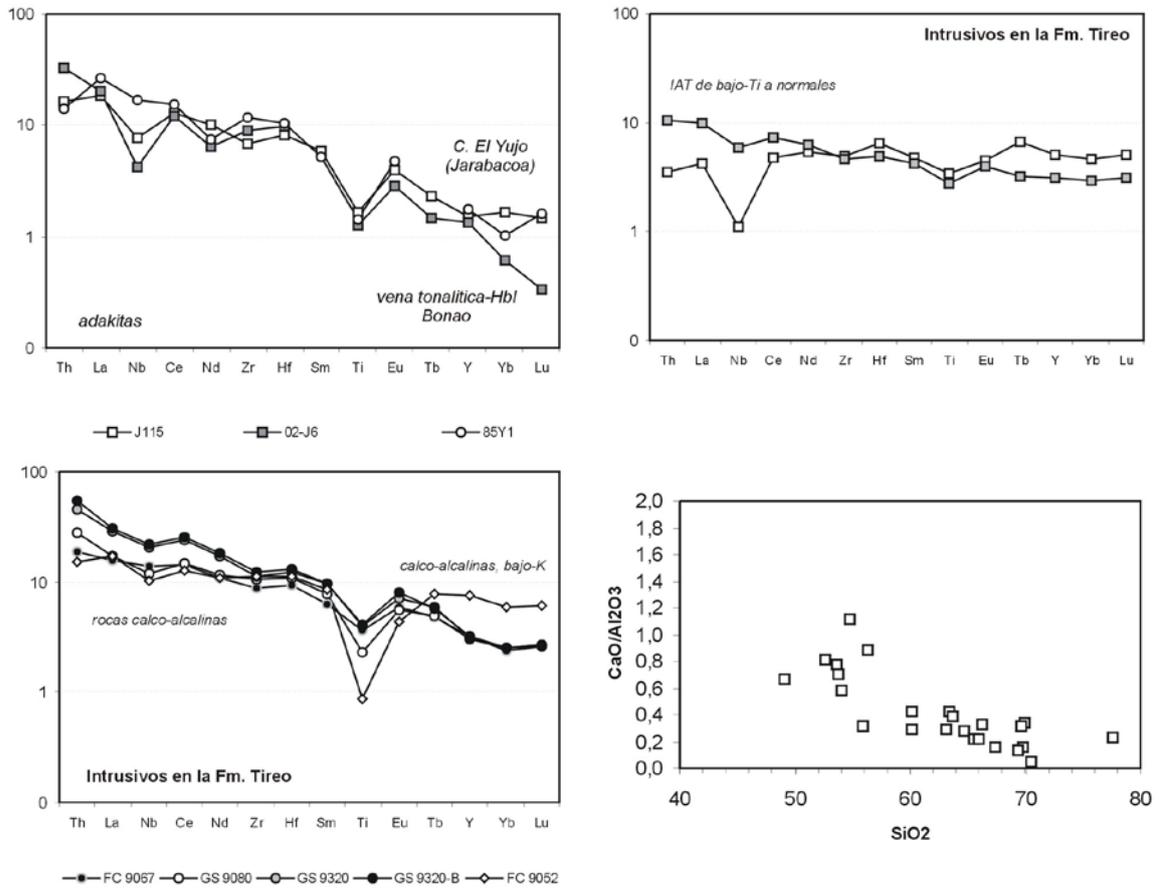


Fig. 11 - Proyección de rocas representativas de la Fm. Tiro en los diagramas de REE extendidos respecto al manto primordial agrupados en función del Mg# . En los diagramas, los cuadrados negros y blancos son tipos de toleitas de arco isla (IAT) y los círculos tipos calco-alcalinos.

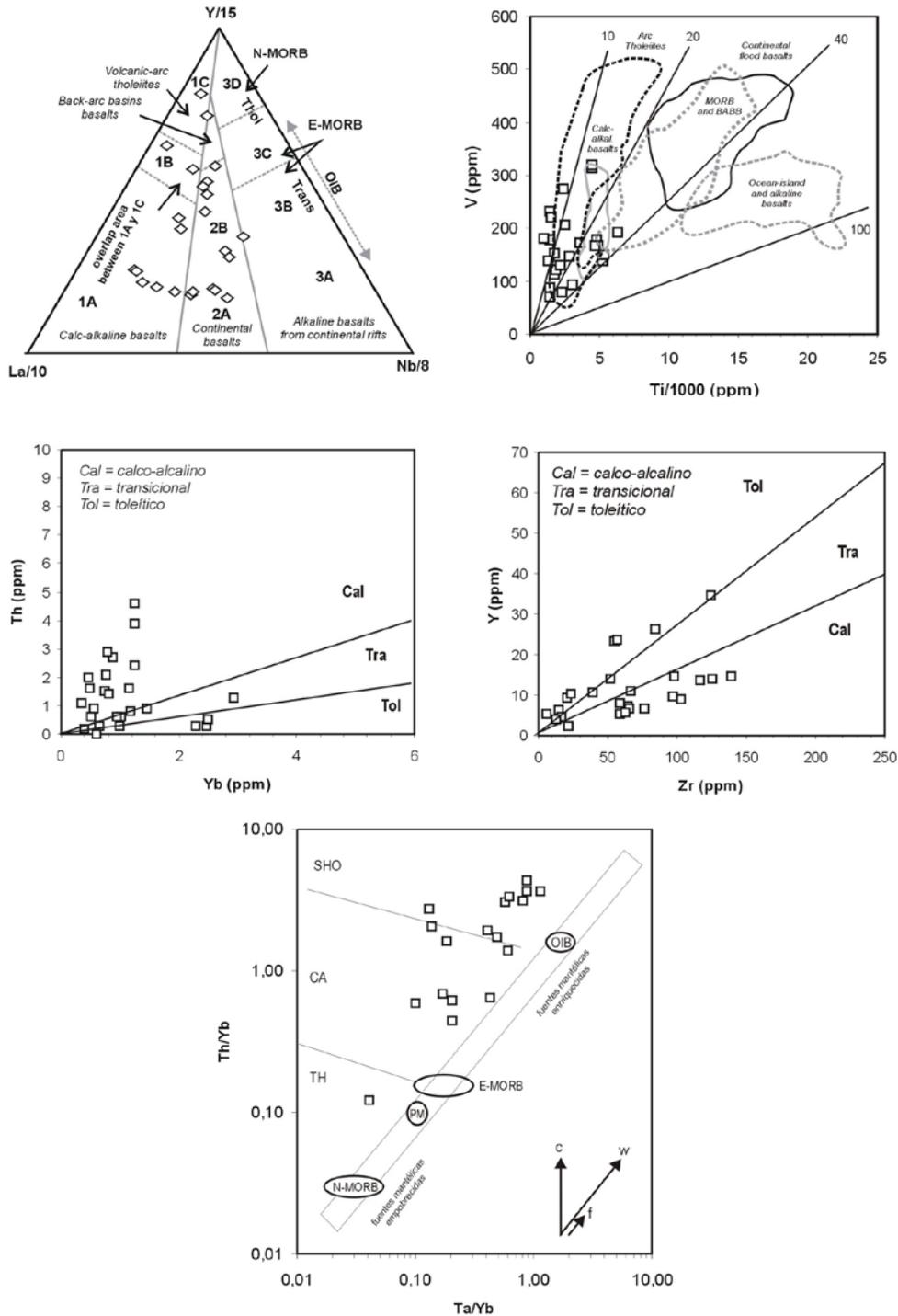


Fig. 12 - Proyección de las rocas estudiadas de la Fm. Tiro en los diagramas de discriminación paleotectónica Ti/1000-V de Shervais (1982), Zr-Y, Yb-Th, Ta/Yb-Th/Yb (Pearce *et al.*, 1984) e Y/15-La/10-Nb/8.

3.2.3. Las unidades intrusivas en la Cordillera Central (Batolitos Loma de Cabrera y Macutico, Macizo Loma del Tambor)

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-alkalino 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, y sugiere una fuente mantélica para los magmas (Lewis, 1982).

Se trata aquí, tanto de los intrusivos del batolito de Loma Cabrera como de los del batolito de Macutico y del macizo de la Loma del Tambor, debido a la similitud de composición y edades. A continuación, para más facilidad, el término BLC hará referencia al conjunto de estos macizos intrusivos (Batolito de Loma Cabrera, de Macutico y macizo Loma del Tambor). En el presente Proyecto-K y en base a los datos de campo, petrográficos y geoquímicos de elementos mayores, trazas y REE, en las unidades intrusivas en la Cordillera Central se han distinguido los siguientes grupos composicionales (Tabla 7, 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 BLC.

En los diferentes términos composicionales del BLC, el SiO_2 gradúa entre un 44% en las piroxenitas y un 76% en las venas leucotonalíticas o trondhjemíticas (Fig. 13 y Fig. 14). 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 intusivos en la

Fm. Tireo. El contenido en MgO de los distintos términos del BLC varía desde 36 a 0,4%. Los contenidos en TiO₂ 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 K₂O, clasificándose en un diagrama normativo An-Ab-Or las rocas con >10% Qtz normativo como tonalitas y algunas como trondhjemitas. En el diagrama catiónico de Jensen (1976), las piroxenitas caen en el campo de las peridotitas y basaltos komatiíticos; las gabro-noritas se expanden en los campos de basaltos komatiíticos y de 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. 13). En este diagrama se observa como los granitoides no caen en el campo calco-alcalino, sino en el de las rocas toleíticas, existiendo un salto composicional entre estas rocas y los gabros, noritas y piroxenitas. En el diagrama K₂O-SiO₂ (Gill, 1981), las diversas litologías caen en el campo pobre en K, aunque los términos más diferenciados se extienden también en el campo de contenido medio en K. En el mismo diagrama, se han incluido también las rocas de la Fm. Tireo relacionada magmáticamente y cuya composición resulta ser muy similar.

En un diagrama de álcalis *versus* sílice (Fig. 13), el batolito se clasifica como subalcalino al igual que las rocas contemporáneas de la Fm. Tireo encajante. Las rocas del BLC parecen seguir una tendencia de diferenciación calco-alcalina, registrada en el descenso de Fe₂O_{3tot} y aumento de la relación FeO*_{tot}/MgO con el aumento en SiO₂. Sin embargo, en un diagrama K₂O-Na₂O-CaO (Fig. 13) las rocas no siguen la tendencia típica calco-alcalina, sino que caen mejor en el campo tonalítico-trondhjemitico-dacítico, alineadas siguiendo la curva de fusión de los metabasaltos. En los diagramas de variación de la Fig. 14, las diferentes litologías del BLC (exceptuando los cumulos piroxénicos y rocas gabróicas) definen tendencias evolutivas en las que el Al₂O₃, TiO₂, FeO*_{tot}, MgO y CaO descienden con el aumento en SiO₂; el K₂O aumenta con el SiO₂; y el Na₂O es constante o aumenta ligeramente con el SiO₂. Por tanto, las variaciones en los elementos mayores del BLC sugieren una secuencia evolutiva desde las rocas dioríticas a las tonalíticas más ácidas. Las tendencias de fraccionación en los diagramas log-log de Sr *versus* Rb y Ti *versus* Zr (Fig. 14), indican que la hornblenda y la plagioclasa controlaron principalmente la composición de estos términos del BLC, como ya indicaban los datos petrográficos y

las conclusiones de Feigerson (1978) y Cribb (1982). Las abundancias en Sr y Ba son variables en los tipos dioríticos y tonalíticos, siendo de 253-619 ppm y 92-1100 ppm, respectivamente. Los contenidos en Y son bajos y <20 ppm, excepto dos muestras donde Y=24 y 28 ppm. El descenso en el TiO₂ con el MgO y el SiO₂ en las rocas más fraccionadas es típico de la serie calco-alkalina. Notar también en los diagramas como los términos más básicos de la Fm. Tireo siguen las mismas pautas evolutivas y comienzan también a SiO₂~ 50%.

Los diagramas multielementales normalizados respecto al manto primordial de las rocas del BLC de las Fig. 15 y Fig. 16, muestran que los diferentes grupos 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 piroxenos 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., 1990).

En los diagramas multielementales normalizados respecto a N-MORB (Fig. 17 y Fig. 18), los diferentes grupos del BLC presentan en general una distribución de elementos caracterizada por una 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 a un empobrecimiento en P y en ciertos HFSE (Nb, Ta y Ti). Estas características geoquímicas son típicas de rocas relacionadas con subducción. 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 mineralógica de cada grupo de rocas del BLC queda expresada en el patrón de REE extendido que presentan (Fig. 19 y Fig. 20). Excepto las piroxenitas, toda la serie presenta abundancias similares de HREE (1-10 x manto primitivo). Las

piroxenitas presentan Mg# muy altos (85-70) consistentes con su naturaleza 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), indicando el menor Mg# 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 de Th, Zr y Ti, en ocasiones. 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 las rocas gabróicas del BLC se observan diferencias en la distribución de REE entre el macizo de Cerro Chacuey (FC9059 y FC9058), Rincón Llano en la Hoja de Santiago Rodríguez (JE9007 y JE9008) y al 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 inexistentes anomalías de Th (negativa), Nb y Ti (Fig. 19). Algunas de estas rocas poseen bajos contenidos en TiO_2 (<1%) y de LREE, siendo para un similar Mg# equivalentes en composición al grupo de toleitas de arco isla del magmatismo más primitivo de la Fm. Tireo, por lo que se trataría de 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, a 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 baja fraccionación (Fig. 19). Se distinguen dos grupos: $Mg# > 70$ y < 70 . Las rocas menos fraccionadas ($Mg# > 70$) definen un continuo en la concentración de elementos incompatibles con las piroxenitas. Estas rocas presentan desde un empobrecimiento a un enriquecimiento en LREE $[(La/Yb)_N < 1$ a $2,2]$, para abundancias bajas en REE (0,6-10 x manto primordial), algunas por debajo del límite de detección, y HREE planas. Presentan anomalías negativas en Th (en ocasiones), Zr y Ti y positiva en Eu, indicativa de acumulación de la plagioclasa en gabros y gabro-noritas.

Aunque el Nb está presente en concentraciones por debajo del límite de detección, en las gabronoritas JE9007 y JE9008 (Santiago Rodríguez) no define una anomalía negativa (Fig. 19). Estas rocas presentan además un enriquecimiento en LREE, anomalías

positivas y negativas en Zr-Hf, y un cierto empobrecimiento en HREE, sugiriendo procesos complejos en su petrogénesis que implican una componente de manto enriquecido. Los gabros algo más fraccionados con $Mg\#=68-65$ (FC9065 y FC9063, Loma de Cabrera) muestran mayores contenidos en REE (5-9 x manto primordial), ligeras anomalías negativas en Th, Nb y Ti, un cierto enriquecimiento en LREE, y HREE planas o ligeramente empobrecidas $[(La/Yb)_N=1,0-2,0]$. Estos gabros hornbléndicos no tienen la anomalía negativa de Nb-Ta, característica de otros garbos, siendo su composición similar a la de basaltos E-MORB y toleitas de isla oceánica (OIT). En resumen, las rocas del conjunto gabroico-ultramáfico deben estar genéticamente relacionadas con el magmatismo toleítico de arco más temprano, aunque también se incluyen rocas probablemente más antiguas (E-MORB/OIB), o que implican a fuentes mantélicas enriquecidas en su génesis. La inexistencia de un paralelismo en la distribución de REE entre las diversas rocas del conjunto, sugiere que no están directamente relacionadas por un simple proceso de fraccionación cristalina.

Los términos dioríticos y tonalíticos del BLC frecuentemente presentan una ligera anomalía positiva en Eu, sugiriendo una acumulación de la plagioclasa consistente con los datos petrográficos (Fig. 20). Las rocas dioríticas presentan un ligero enriquecimiento en LREE $[(La/Yb)_N=2,1-5,2]$, anomalías negativas en Nb-Ti y en Zr-Hf $[(Zr/Sm)_N=0,5-1,9]$ en ocasiones, y abundancias de HREE entre 1,9-7,2 x manto primitivo de ligera pendiente negativa. Estas rocas serían comparables a las toleitas de arco y andesitas ricas en Mg de la Fm. Tireo. Los diques máficos presentan unas características geoquímicas similares, anomalía positiva en Th y negativa en Nb-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 un ligero enriquecimiento en LREE $[(La/Yb)_N=3,6-12,0; 8,4$ de promedio], fuerte anomalía negativa en Nb-Ti y anomalías positiva y negativa en Zr-Hf $[(Zr/Sm)_N=0,5-1,9; 1,4$ de promedio], para abundancias de HREE entre 1,5-8,0 x manto primitivo de pendiente negativa. Estas rocas serían comparables a las dacitas y riolitas de la Fm. Tireo, así como los diques de 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 el diagrama Ta/Yb *versus* Th/Yb de Pearce et al. (1984), las rocas del BLC definen con el aumento de SiO₂ una tendencia evolutiva desde el campo de las toleitas de arco

isla al de las series calco-alcalina y shoshonítica (Fig. 21). Esta evolución se interpreta registra la progresiva fraccionación de los magmas y mayor madurez del arco, resultando similar a la que presenta la Fm. Tireo. En el diagrama de Shervais (1982), las rocas del BLC presentan generalmente valores de $Ti/V < 20$, propios de magmas de arco toleíticos y calco-alcalinos, como 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).

El BLC y la Fm. Tireo son unidades ígneas contemporáneas cuya génesis debe estar relacionada. Gran parte de las rocas ígneas que forman ambas unidades pueden ser relacionadas mediante 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, bajo un arco magmático oceánico. La cristalización fraccionada de los fundidos en un nivel cortical más somero daría lugar a la formación 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, que fue 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 progresivamente su composición 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 complejo gabróico-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 resultan 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_{H_2O} , genera fundidos de

Fig. 13 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en los diagramas binarios $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ de Gill (1981), $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O+Na}_2\text{O}$, $\text{SiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ y los ternarios $\text{K}_2\text{O-Na}_2\text{O-CaO}$ y catiónico de Jensen (1976).

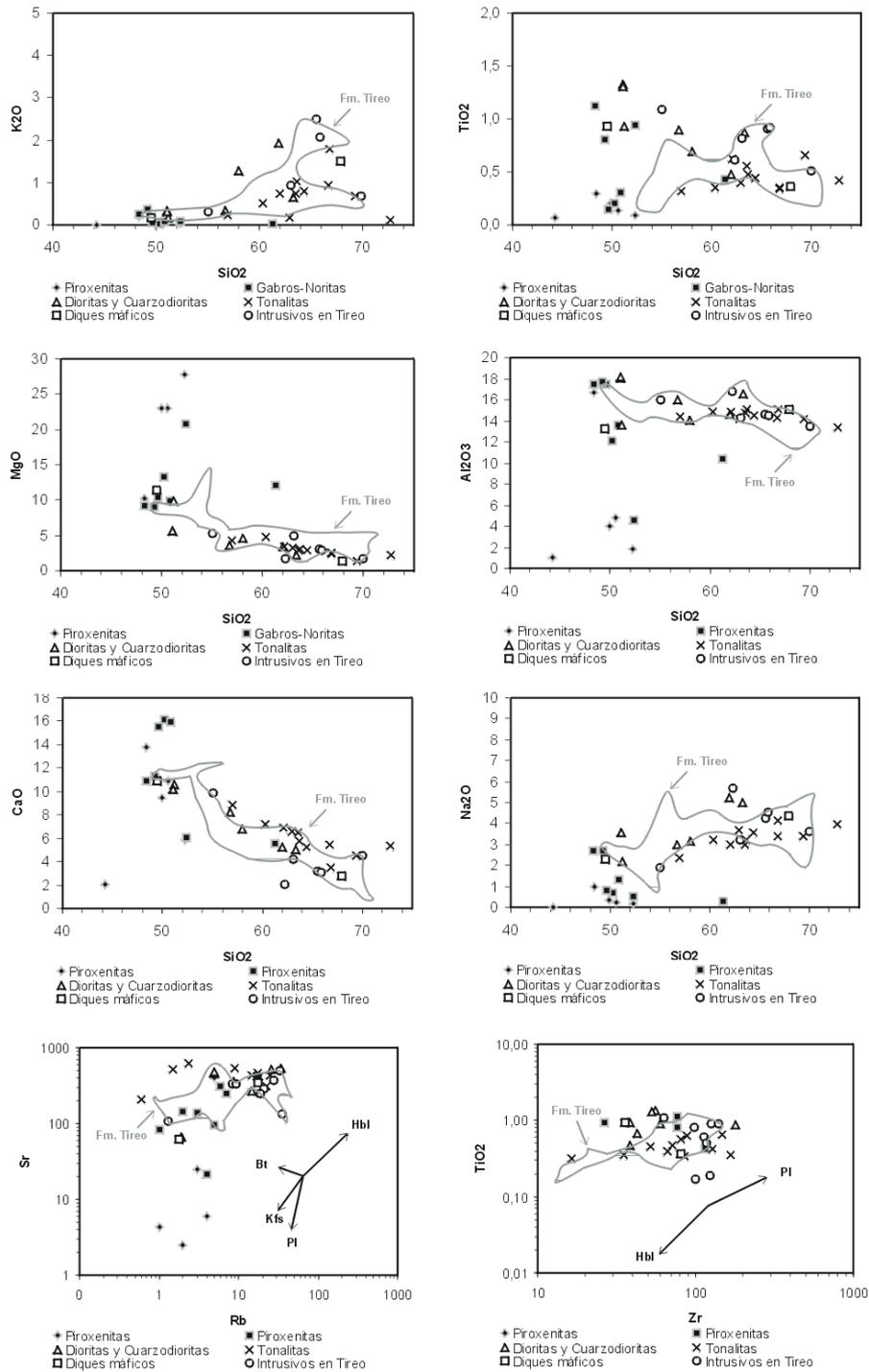


Fig. 14 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en diagramas binarios de variación frente al SiO₂ y al MgO.

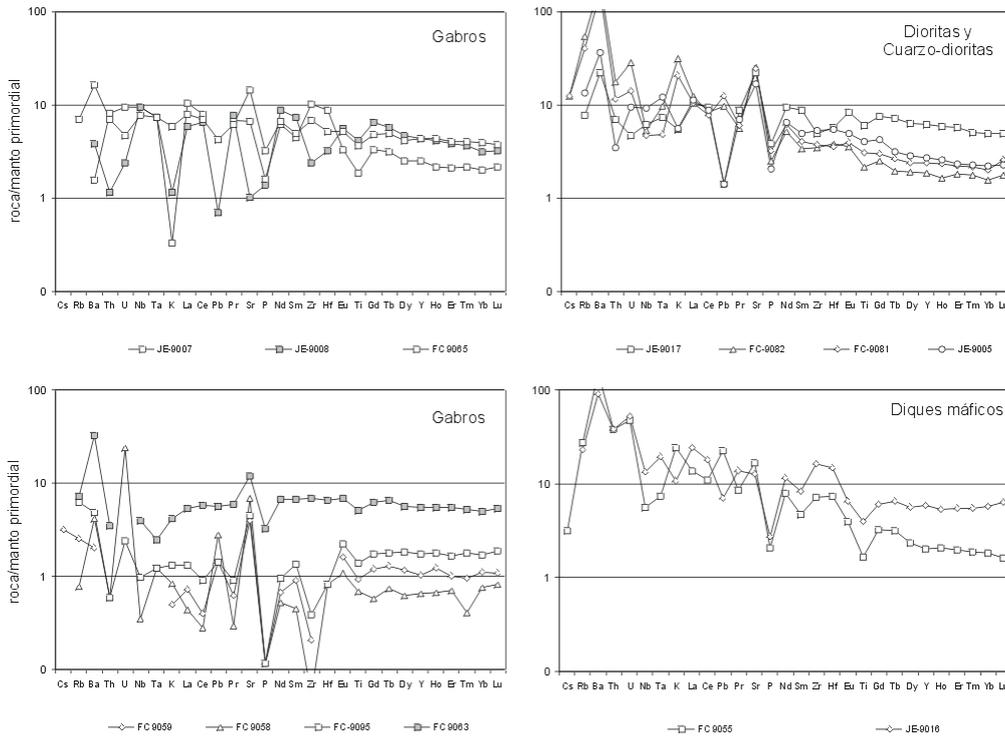


Fig. 15 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en diagramas multielementales normalizados respecto al manto primordial.

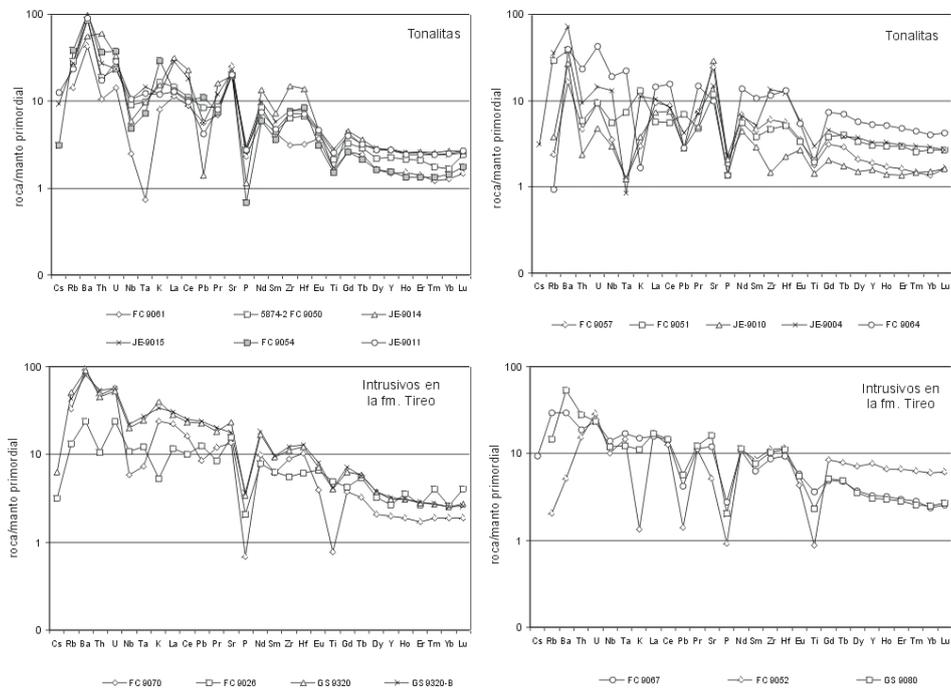


Fig. 16 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en diagramas multielementales normalizados respecto al manto primordial.

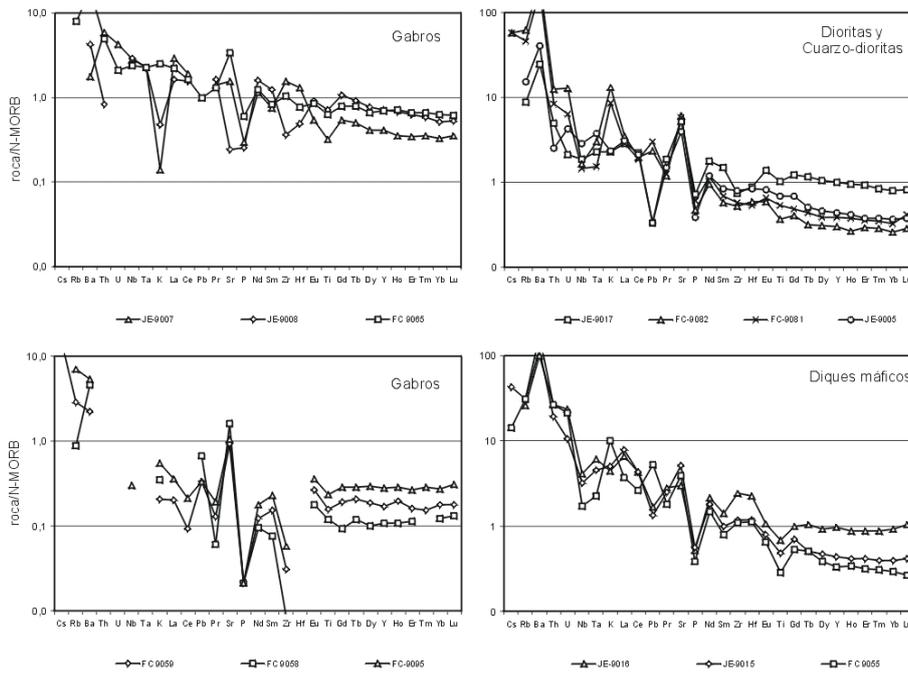


Fig. 17 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en diagramas multielementales normalizados respecto al N-MORB.

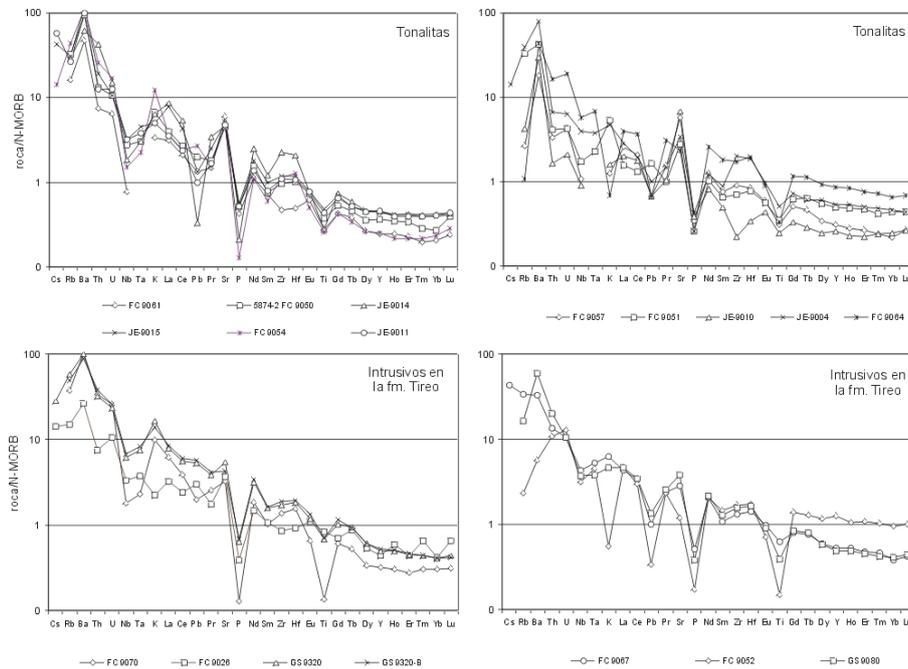


Fig. 18 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en diagramas multielementales normalizados respecto al N-MORB.

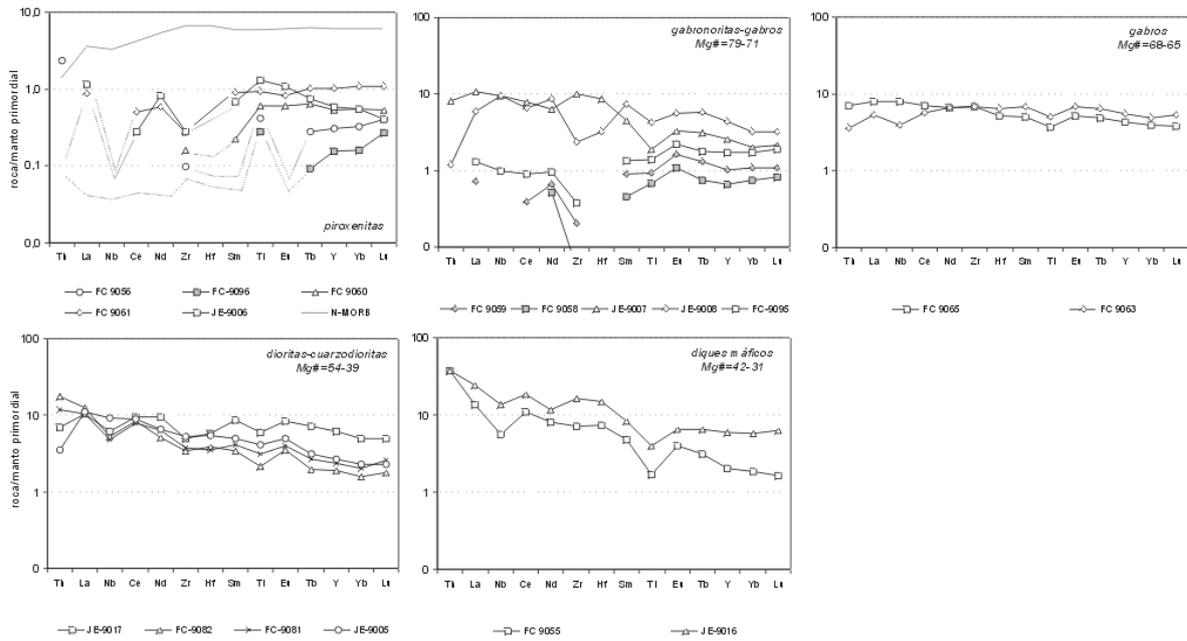


Fig. 19 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en los diagramas de REE extendidos normalizados respecto al manto primordial agrupados en función del Mg#.

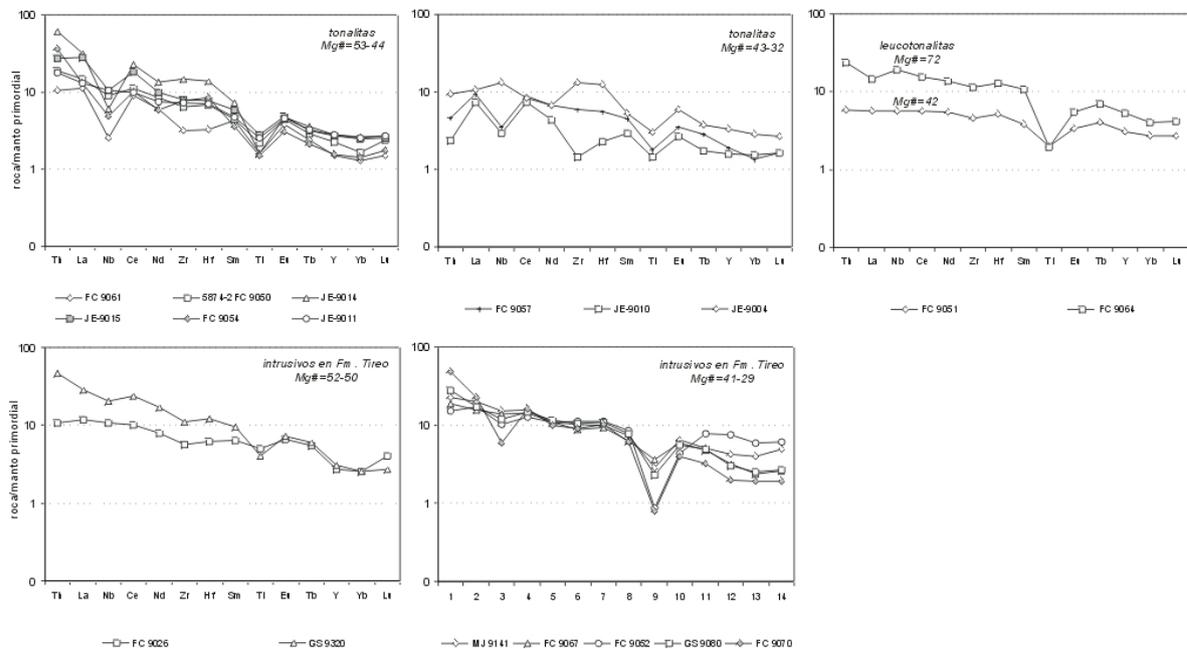


Fig. 20 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en los diagramas de REE extendidos normalizados respecto al manto primordial agrupados en función del Mg#.

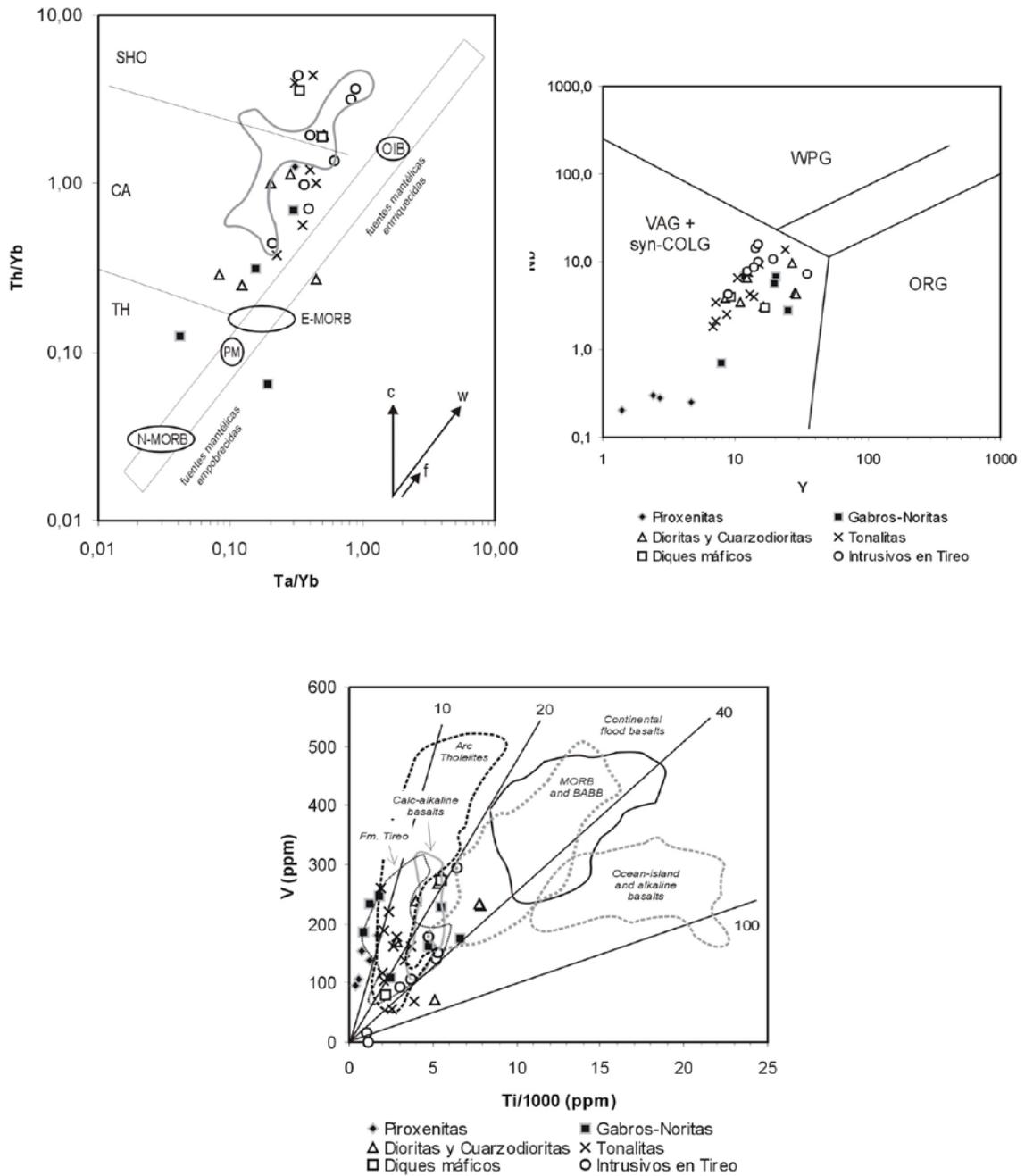


Fig. 21 - Proyección de las rocas estudiadas del Batolito Loma de Cabrera en los diagramas Y-Nb de discriminación de granitoides (Pearce et al., 1984), Ti/1000-V de Shervais (1982) y Ta/Yb-Th/Yb (Pearce et al., 1984).

3.2.4. Basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte

Los basaltos denominados de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte se disponen estratigráficamente sobre la Fm. Tireo y culminan la secuencia magmática mesozóica de la zona. Esta unidad litológica se localiza en los sectores topográficamente más elevados del Proyecto-K, formando parte de las sierras y alineaciones montañosas en los sectores de Loma de Los Guandules-Loma de Peña Blanca (SG9015, SG9016 y SG9017) en la Hoja de Restauración, muy probablemente en el de Loma Nalga de Maco-Loma Florentino bajo las calizas, y en el de Loma de Joca-Loma Los Aparejos (FC9018 y FC9019, asignados por sus características petrográficas) al sur de la Hoja de la Hoja de Jicomé, y en el sector de Loma Pico del Barranco-Loma La Pelona-Pico Duarte (MJ9365 y MJ9377) al sur de la Hoja de Lamedero (Tabla 8, Anexo). La unidad parece ser litológicamente muy homogénea en todos los sectores, estando compuesta por una potente secuencia de flujos lávicos de basaltos masivos, en cuyas zonas centrales pueden aparecer facies doleríticas y en las marginales facies vesiculares y vítreas, con minoritarios niveles hialoclásticos asociados. Debido a su similar composición y posición estratigráfica, estos basaltos son comparados con la Fm. Siete Cabezas del área de Bonao con el fin de establecer su posible equivalencia. En el Anexo 10 se incluye una breve descripción de las características petrológicas y geoquímicas de esta Formación.

Al proyectarlas en un diagrama TAS (Le Maitre et al., 1989), las rocas de esta unidad forman un grupo de basaltos con un restringido contenido en SiO_2 entre 47,6 y 50%, de poco a moderadamente fraccionados ($\text{Mg}\# = 58-52$) y consistentes relativamente bajas abundancias en $\text{Ni} = 94-143$ y $\text{Cr} = 230-480$ ppm. Presentan contenidos altos en álcalis (entre 2,0 y 2,6%), TiO_2 (1,5-3,6%) y P_2O_5 (0,15-0,32), para contenidos relativamente bajos en CaO (10-12%) y Al_2O_3 (12,8-13,7%). En un diagrama SiO_2 versus álcalis de Cox et al. (1979), se clasifican como basaltos subalcalinos próximos al límite con los alcalinos, aunque los álcalis pueden haberse movilizado por procesos de alteración. En el diagrama Nb/Y versus Zr/TiO_2 de Winchester y Floyd (1977) se sitúan entre los basaltos subalcalinos y los alcalinos, con una mayor relación Nb/Y que los basaltos de la Fm. Siete Cabezas (Fig. 22).

En diagramas de variación frente al MgO (Fig. 23), los basaltos presentan con la diferenciación o descenso del MgO (o Cr), un aumento en TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO y Al_2O_3 ,

típico de las series toleíticas con enriquecimiento en Fe (y Ti), aunque se dispone de pocas muestras, los basaltos de la Fm. Siete Cabezas y las rocas del C. Duarte también presentan esta tendencias, pero son más ricas en Ti y Zr, y las primeras más pobres en Ti y menor Nb/Zr. El descenso del Ni y Cr con el descenso en MgO indica una evolución magmática controlada por la cristalización fraccionada del olivino y la cromoespinela, siendo consistente con el hecho petrográfico de que la plagioclasa y clinopiroxeno no aparecen como fenocristal en estos basaltos y si en la mesostasia.

Normativamente, los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte son o ligeramente cuarzo normativos o ligeramente olivino normativos, con diópsido, hiperstena y cromita (Tabla 8). Estas características, junto con la presencia en estos basaltos de olivino como fenocristal y augita titanada, un mayor contenido en álcalis y menor en SiO₂ que las toleitas N-MORB, indican que se trata de basaltos transicionales a alcalinos, sin llegar a ser subsaturadas en sílice. 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 saturada en sílice y la alcalina subsaturada de Tristán de Cunha (Fig. 22). Aunque los álcalis pueden haberse movilizado, los basaltos de esta unidad caen en el campo de la serie OIT de Islandia. En el diagrama Ti/1000 *versus* V los basaltos presentan una Ti/V > 20 que aumenta pasando desde el campo de los basaltos intraplaca y OIB al de los basaltos alcalinos. El carácter transicional a alcalino e intraplaca de los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte queda bien patente en el diagrama de discriminación tectonomagmática Y/15-La/10-Nb/8, proyectándose en el campo de los OIB transicionales. Los basaltos de la Fm. Siete Cabezas son N-MORB/E-MORB menos enriquecidos.

En un diagrama multielemental normalizado frente a al Manto Primordial (Fig. 24), los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte presentan patrones entre E-MORB y OIB, con algunas anomalías negativas en el K, Pb y P, probablemente debidas a procesos de alteración. Se caracterizan 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 al de los OIB. Los valores de las relaciones K/Ba < 20 (entre 9,7-15) y Zr/Nb < 10 (6,2-8,4) encontrados son típicos de rocas OIB transicionales y alcalinas. 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, por lo que deben marcar el cese de la subducción en el arco de la Fm. Tireo.

En un diagrama extendido de REE normalizado respecto al manto primordial (Fig. 25), los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte presentan una elevada pendiente negativa, moderado enriquecimiento en LREE y empobrecimiento en HREE, junto a una anomalía positiva en Nb y negativa en Th, característicos de las toleitas de isla oceánica (OIT) transicionales a basaltos alcalinos (OIA). Estas características quedan marcadas con valores en los parámetros $(La/Yb)_N=3,5-7,4$ y constante $(Zr/Sm)_N=0,98-1,0$. Los valores en la relación $La/Yb=4,5-10$ son también propios de toleitas OIB y basaltos alcalinos. En los diagramas de Wood (1980) caen en los campos de basaltos intraplaca y alcalinos. Estos basaltos se diferencian bien de los de la Fm. Siete Cabezas, que presentan un patrón plano de REE, ligera anomalía positiva en Nb-Ti y negativa en Th (Fig. 25).

El variable enriquecimiento en LREE y anomalía positiva en Nb en los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte, puede explicarse por diferentes tasas de fusión de un manto heterogéneo, que contiene bolsadas de material fértil en una matriz empobrecida. Como el material fértil funde antes, los primeros fundidos producidos por un bajo grado de fusión contienen una mayor concentración de LREE. El mayor empobrecimiento en HREE desde las toleitas a rocas prácticamente alcalinas, refleja el aumento en la profundidad del manto fundido, en donde existe una pequeña proporción de granate (>9-10 kbar) que retiene las HREE en proporción a su masa en el residuo.

Las características geoquímicas transicionales y alcalinas de los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte, no son típicas de los de arco isla oceánico o *back-arc*, que suelen proceder (aunque no siempre) de una fuente mantélica similar o más empobrecida que la de los N-MORB promedio (Pearce & Peate, 1995). Sin embargo, con los datos geoquímicos disponibles no se puede evaluar el efecto de una contaminación cortical en estos basaltos. En entornos magmáticos de arco-isla, las rocas volcánicas con composiciones enriquecidas se forman típicamente durante e inmediatamente después del *rifting* del arco (Pearce & Peate, 1995). Por lo tanto, la potente sucesión volcánica de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte se interpreta representa el cese del magmatismo del arco de la Fm. Tireo y el establecimiento de una cuenca *rift* intra-arco rellena con estas toleitas de afinidad intraplaca. El cese de la actividad magmática posterior queda registrado con la sedimentación carbonatada de la Fm. Calizas de Nalga de Maco.

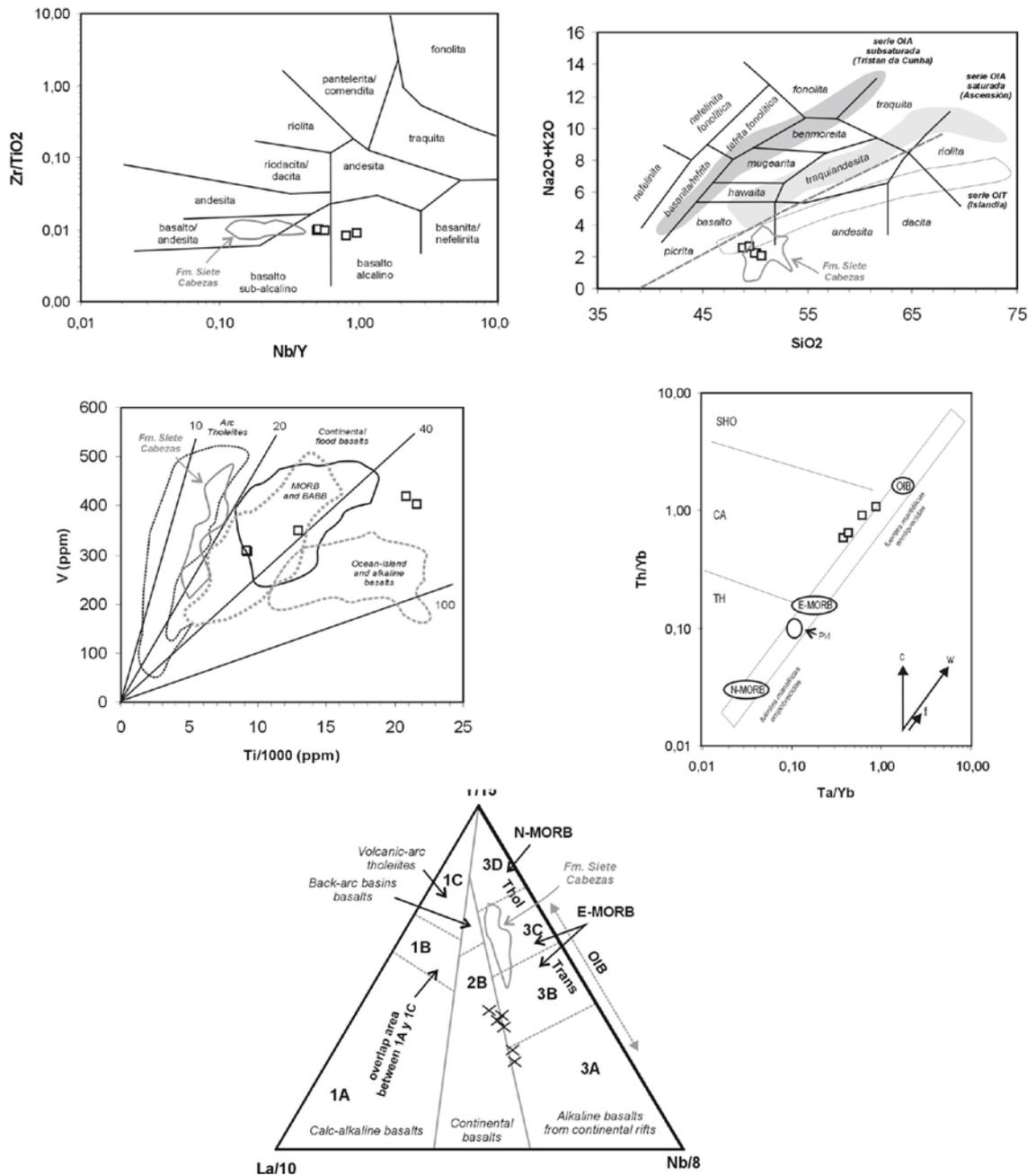


Fig. 22 - Proyección de los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte en los diagramas binarios $SiO_2-K_2O+Na_2O$ (Gill, 1981), Nb/Y versus Zr/TiO_2 (Winchester & Floyd, 1977), $Ti/1000-V$ de Shervais (1982), $Ta/Yb-Th/Yb$ (Pearce et al., 1984) e $Y/15-La/10-Nb/8$.

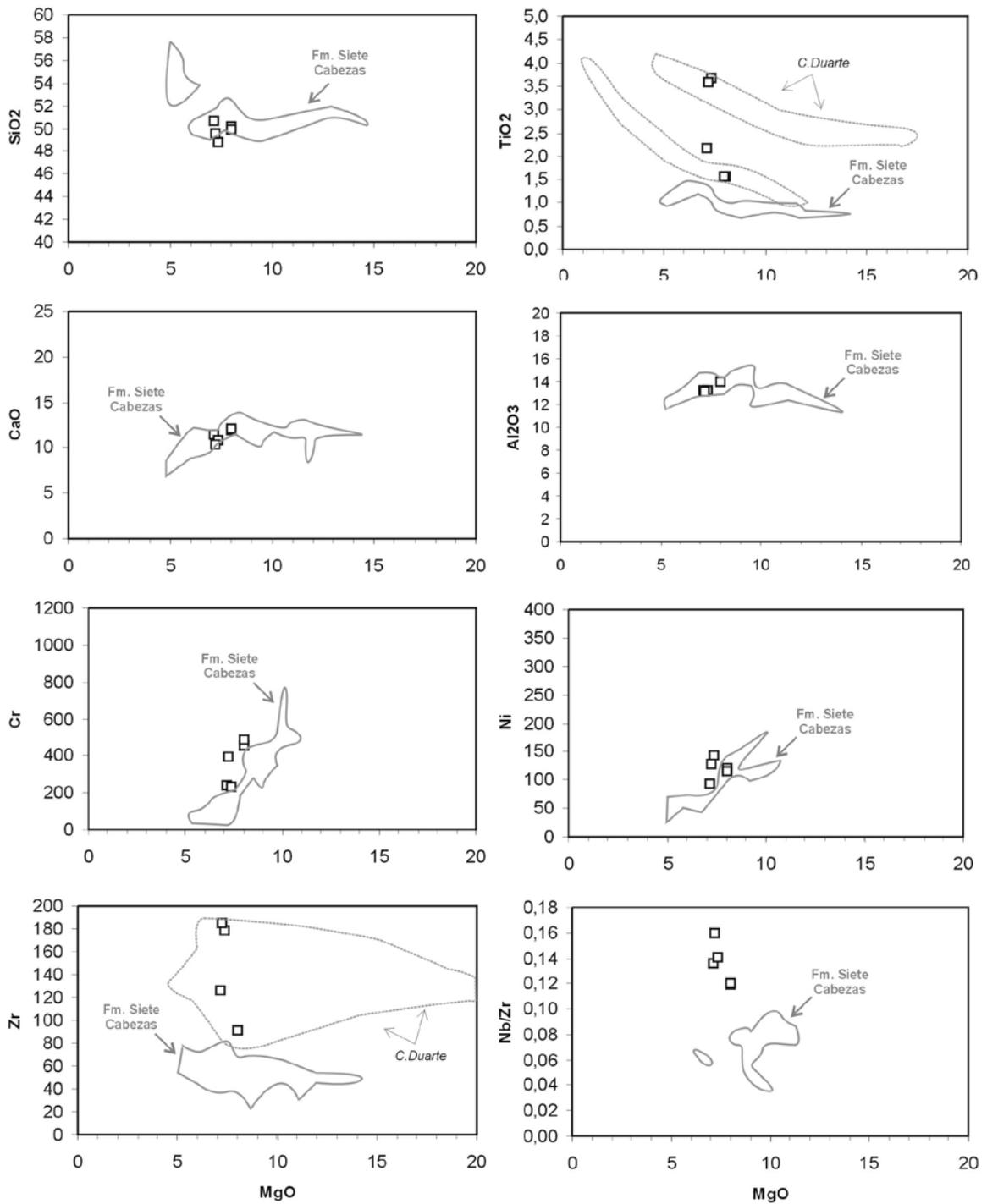


Fig. 23 - Proyección de los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte y la Fm. Siete Cabezas en diagramas binarios de variación frente al MgO.

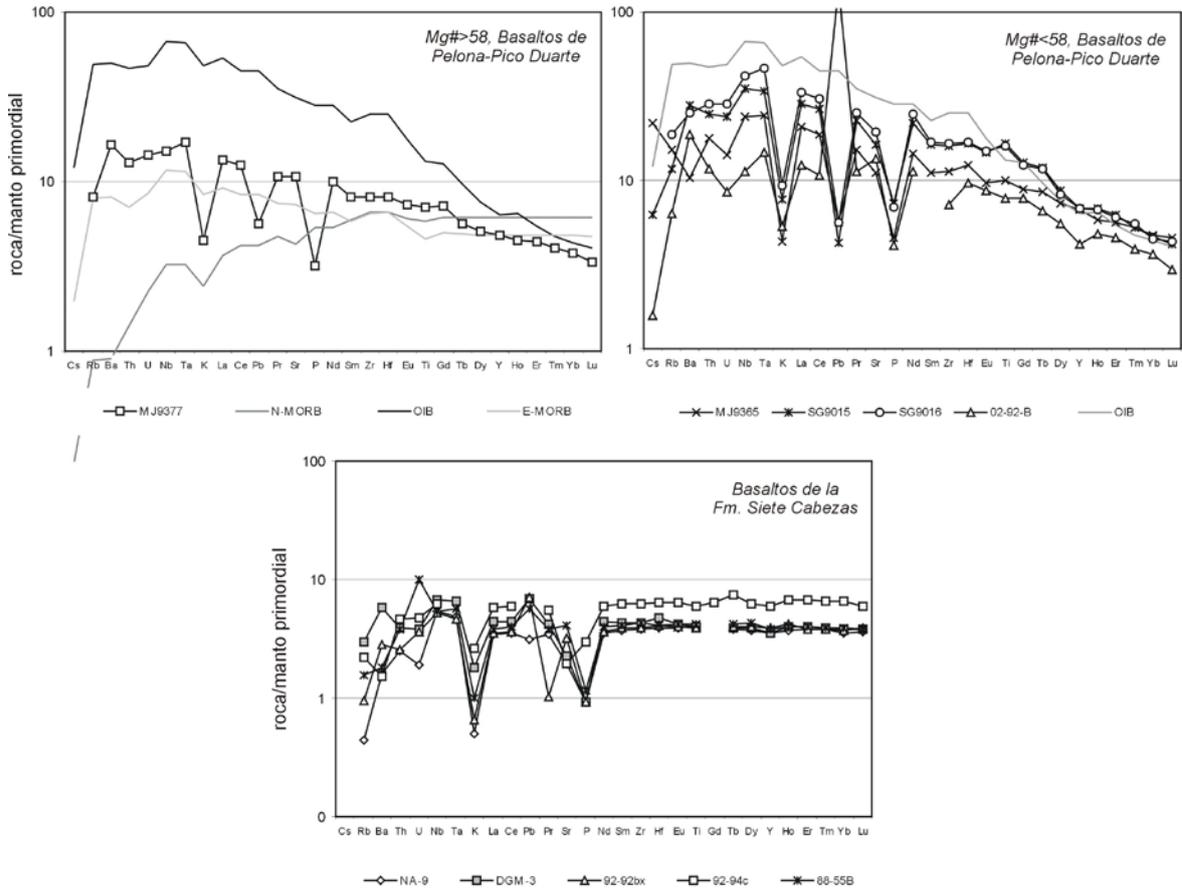


Fig. 24 - Proyección de los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte y la Fm. Siete Cabezas en diagramas multielementales normalizados respecto al manto primordial.

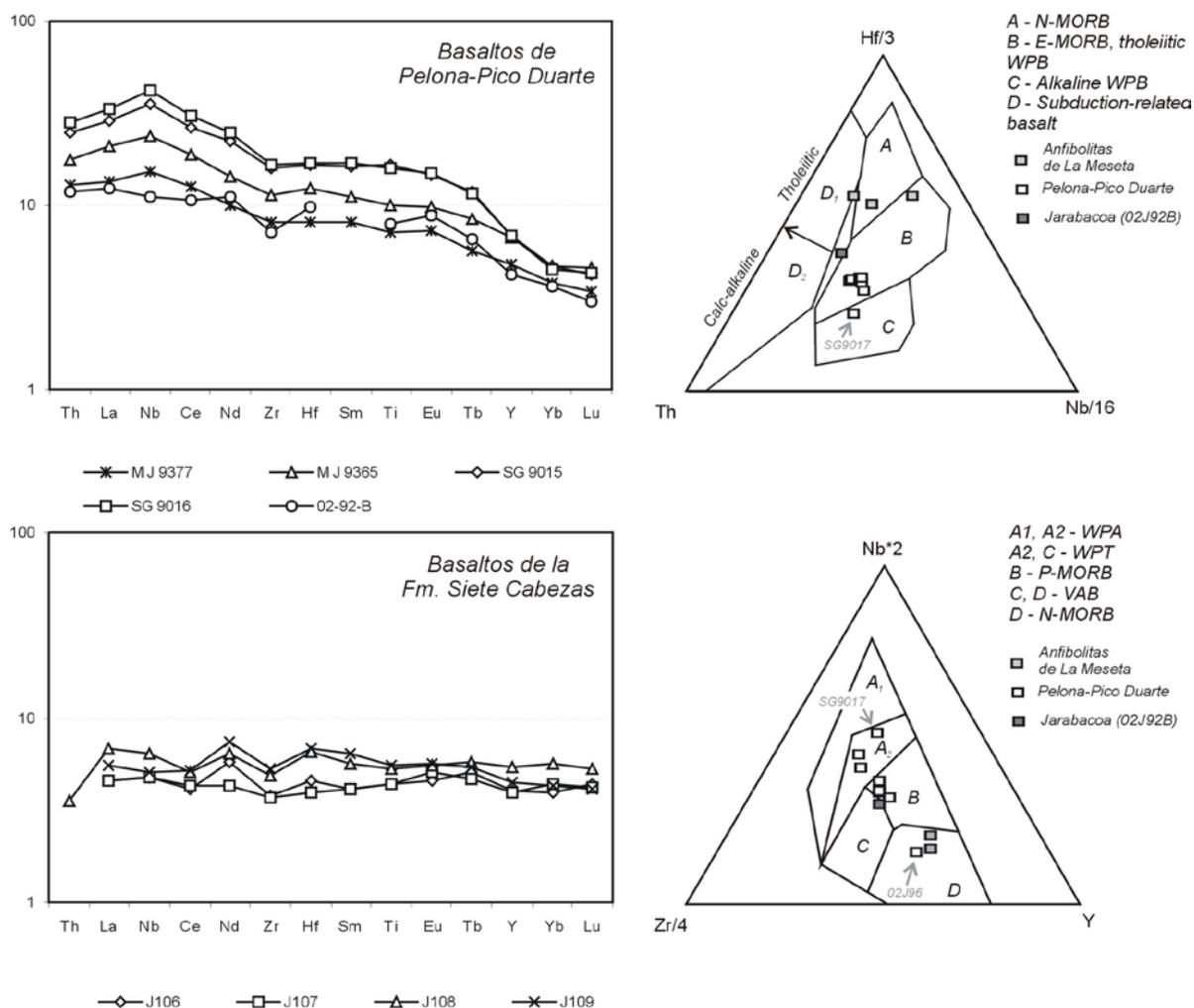


Fig. 25 - Proyección de los basaltos de Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte y de la Fm. Siete Cabezas en los diagramas de REE extendidos normalizados respecto al manto primordial Nuevas

3.3. Nuevas dataciones geocronológicas U-Pb y Ar-Ar

En la Hoja de Lamedero se dataron las siguientes muestras:

N° de muestra	Latitud	Longitud	Entidad	Tipo de roca	Edades absolutas	Observaciones
08MJ 9033	275396	2108378	Batolito Macutico	Diorita cuarzítica	90.0+/-1.9 Ma U/Pb Zr	(Bloque, Aguita fría)
08MJ9165-C	286187	2113546	Loma Tambor	Tonalita foliada	No datable	
08MJ9356	281118	2105821	Batolito Macutico	Gabro-diorita con grandes Hbl	90.0+/-1.2 Ma Zr	(Bloque coluvión)
08MJ9364	281458	2104908	Batolito Macutico	Dique básico porfídico	85.5+/-2.6 U/Pb Zr	
08MJ9359	281732	2105675	Batolito Macutico	Tonalita	92.1+/-1.2 Ma Zr 85.3+/-2.0 Ar/Ar Hb 86.31+/-0.49 Ma Bt	(Bloque arroyo)
08MJ9364-B	281458	2104908	Batolito Macutico	Diorita	91.1+/-1.1 Ma Zr 88.6+/-1.8 Ma Ar/Ar Hb	

08MJ9365	281579	2105698	Batolito Macutico	Metabasalto porfídico o microgabro	98.3+-1.8 Ma Zr	(Bloque coluvión)
08MJ9377	288902	2105499	Guandules-La Pelona	Basalto vesicular	No datable	Basalto de la cima de La Pelona

3.3.1. Muestreo

Como se ha comentado en el capítulo 3.1., 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 ±2μg). 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 redisolviéron 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 Fig. 26 y la Tabla 3. 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 § 1.3.); 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 Horblenda-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 gabroicos, 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 § 3.1.2.2.1.) 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 Rodríguez, da una edad *plateau* de 73.9 ± 0.48 Ma sobre Hornblenda y de 76.8 ± 0.44 Ma (Santonense) 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. capítulo.3.1.2.2.1.).

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 Hornblenda 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 hornblenda 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 horblenda 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 horblenda (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 datadas 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).

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±2.1Ma 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 Albiense a Cenomaniense Sup. (99-93 Ma) de Montgomery y Perragno (1999).

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 hornblenda, 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 boninitico 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.

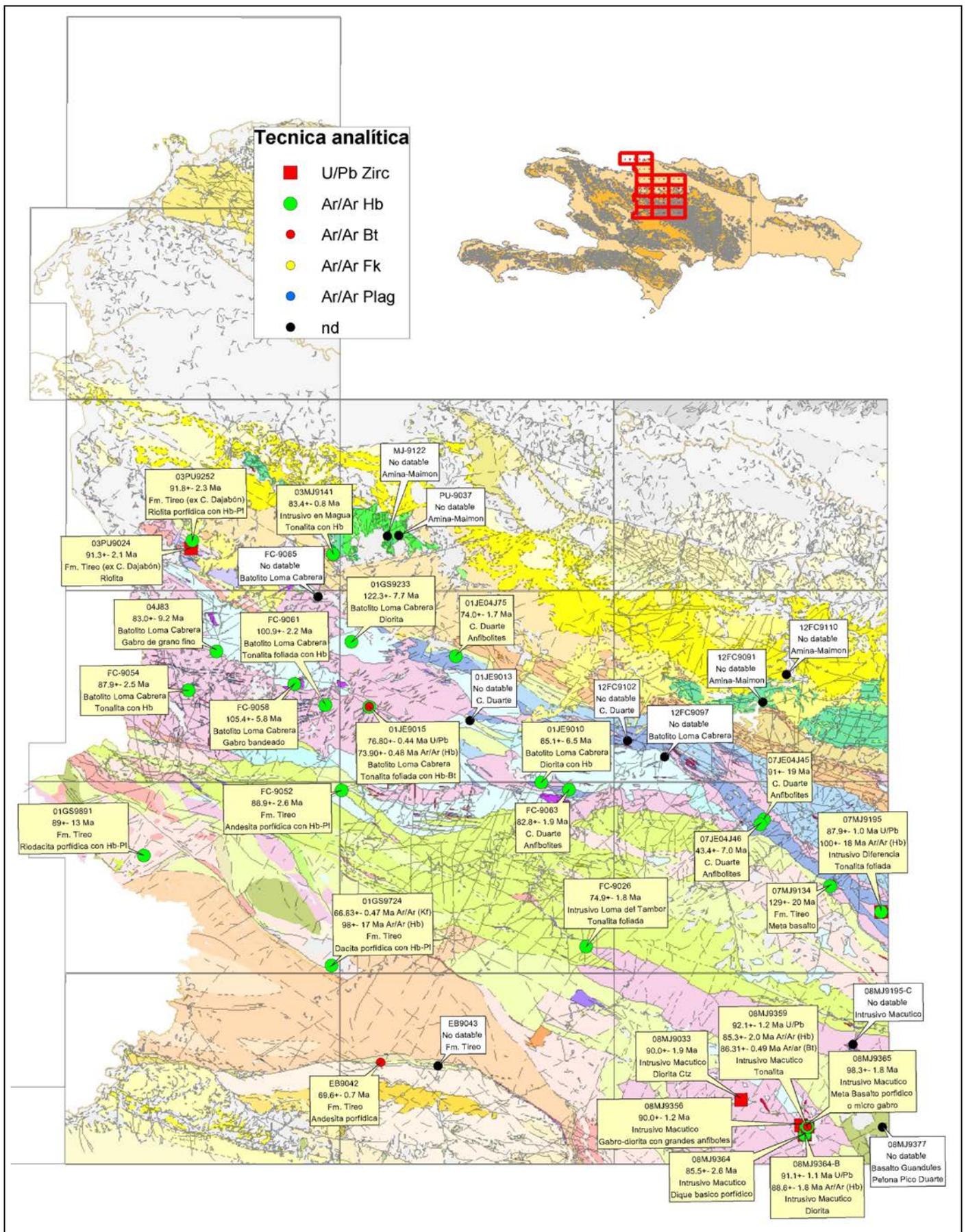


Fig. 26 – Síntesis geológica con las dataciones realizadas durante el proyecto K de Cartografía de la República Dominicana

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	Fm. Tireo	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 RODRÍGUEZ	Batolito Loma Cabrera	Diorita	Ar/Ar	Hb	122.3	7.7
01JE9015	19,39870	-71,47270	SANTIAGO RODRÍGUEZ	Batolito Loma Cabrera	Tonalita foliada con Hb-Bt	Ar/Ar	Hb	73.90	0.48
01JE9015	19,39870	-71,47270	SANTIAGO RODRÍGUEZ	Batolito Loma Cabrera	Tonalita foliada con Hb-Bt	Ar/Ar	Bt	76.80	0.44
01JE04J75	19,44263	-71,39383	SANTIAGO RODRÍGUEZ	C. Duarte	Anfibolites	Ar/Ar	Hb	74.0	1.7

Tabla 3 - 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. 27 - Contexto geodinámico de la placa Caribe (según Draper y 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. 27). 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 Cretáceo 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 y Scanlon, 1991; Fig. 27). 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 senestro, 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 Cretáceo 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 Aptiense-Albiense (Draper *et al.*, 1996), así como un cambio composicional desde series N-MORB hacia series toleíticas (Lewis *et al.*, 1995).

En el Cretáceo 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 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 senestro , en la segunda (Dolan y Mann, 1998; Dolan *et al.*, 1998).

4.2. Marco geológico-estructural de la zona de estudio

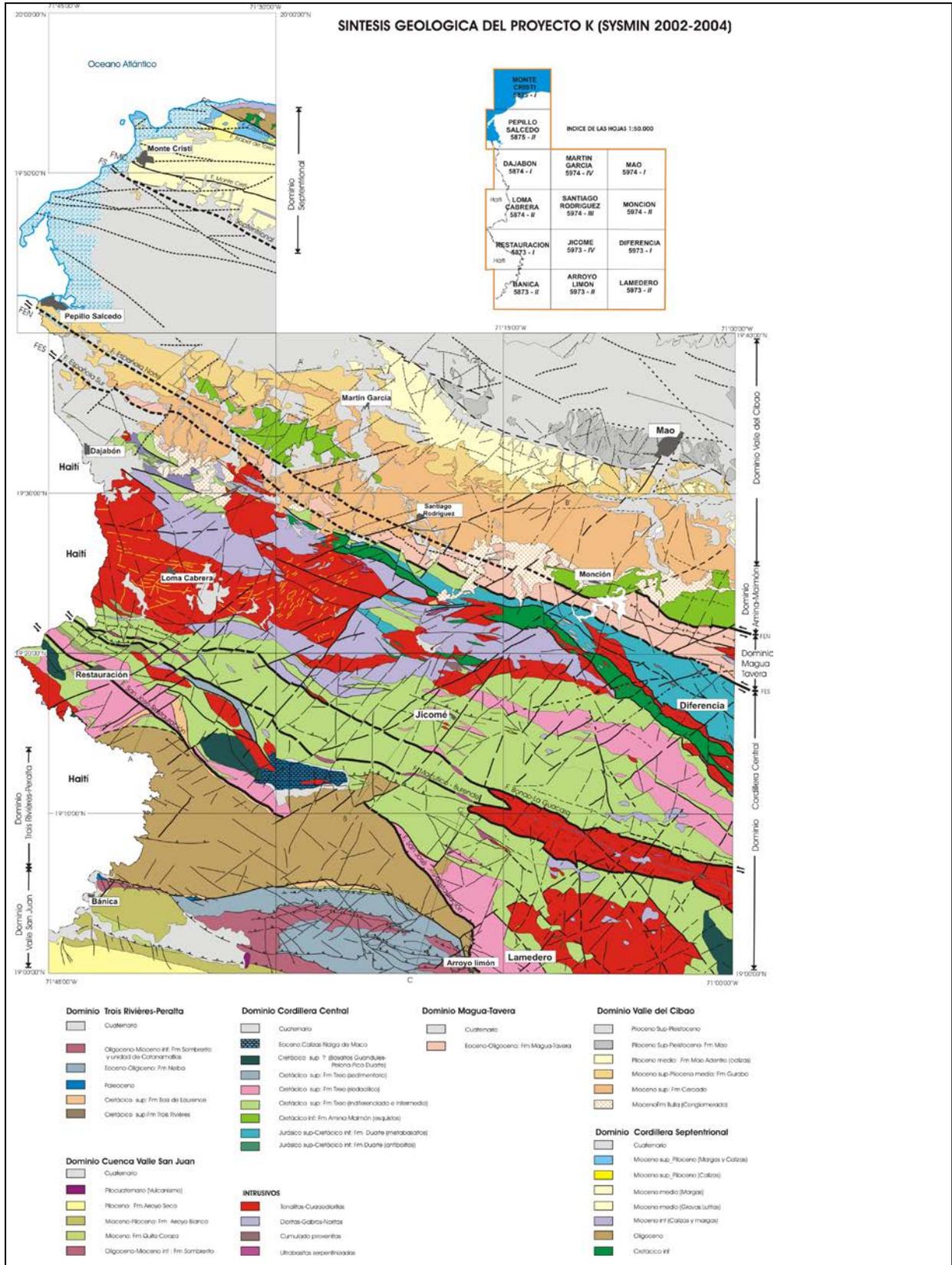
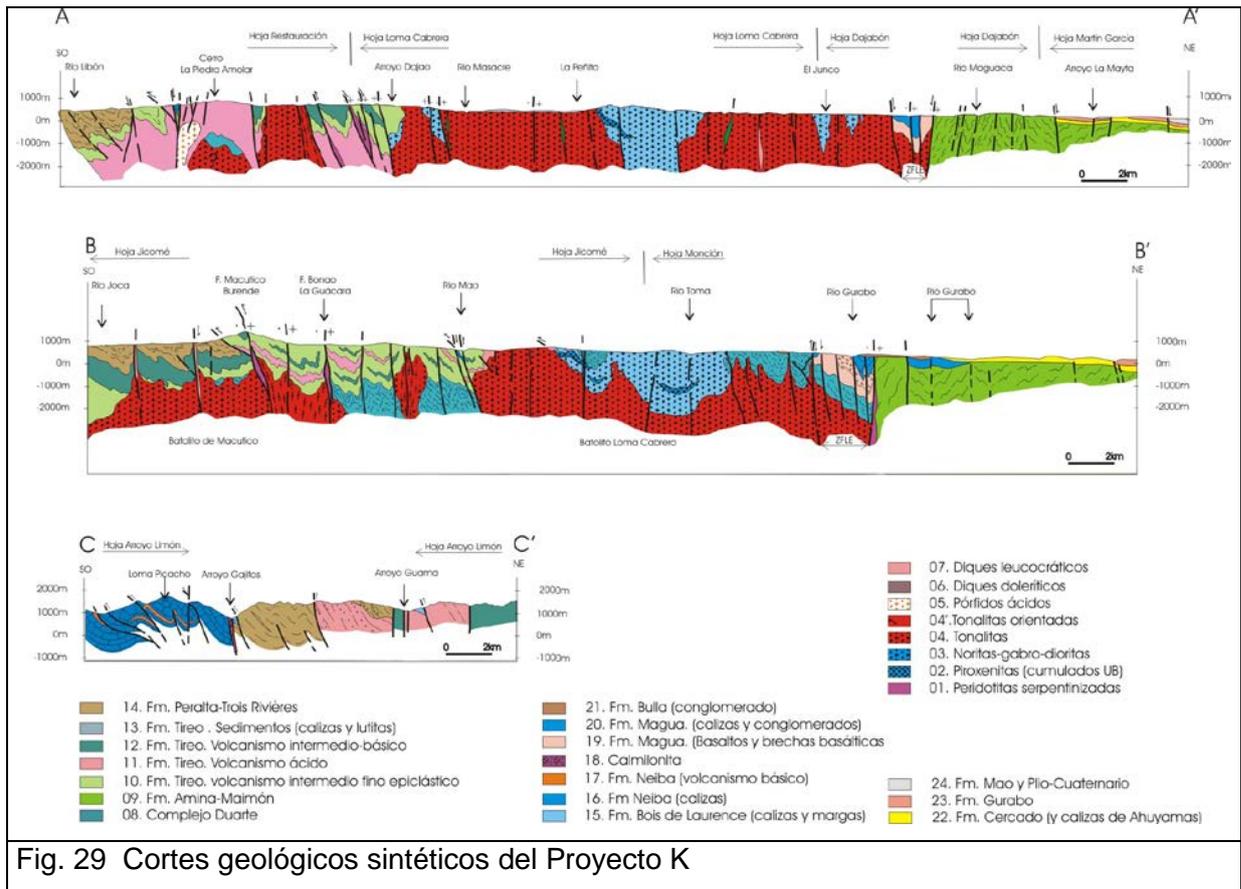


Fig. 28: Síntesis geológico-estructural del Proyecto K, con la situación de las 14 Hojas.



En la hoja de Lamedero sólo afloran materiales pertenecientes al dominio de la Cordillera Central. Este dominio puede ser subdividido en tres subdominios (Escuder, 2004); el Subdominio Septentrional, situado al norte del batolito de Loma Cabrera, el Subdominio Central constituido por el batolito de Loma de Cabrera y su aureola de metamorfismo, y el Subdominio Meridional situado al sur del batolito de Loma Cabrera.

La Hoja de Lamedero abarca la parte central del Subdominio Meridional, constituido por rocas de la Fm. Tireo afectadas por las intrusiones del batolito de Macutico y las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor, jalonando las fallas regionales de Bonaó-La Guacara y Macutico-Burende. Los basaltos de la Pelona probablemente tardi a post Fm. Tireo no están deformados.

El dominio Cordillera Central está situado al sur de la Zona de Falla de la Española. Comprende una secuencia magmática de edad Cretácico-Paleógeno, constituida 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 (Escuder, 2004). 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 Jurásico Superior-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 Cabrera, de Macutico y el macizo de La Loma del Tambor, con complejos gabróico-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 la Loma de Los Guandules-Pelona-Pico Duarte posteriormente al Santoniano Medio (meseta oceánica caribeña 81-70 Ma?; Sinton et al., 1999, 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 fallas, en el dominio aparecen también cuerpos lenticulares de peridotitas variablemente serpentizadas.

4.3. Estructura de la Hoja de Lamedero

El conjunto litológico a deformar corresponde a la serie vulcanosedimentaria de la Fm Tireo, intruidas por el batolito de Macutico y por la banda de tonalitas foliadas de La Loma del Tambor. Los basaltos no deformados de La Pelona-Pico Duarte son probablemente tardi a post Fm. Tireo.

La estructura general de la Hoja puede apreciarse en los cortes y esquema estructural que acompañan al mapa, en los que puede observarse la existencia de cuatro sectores bien diferenciados, pertenecientes al dominio de la **Cordillera Central (subdominio Meridional)**:

- **La Fm. Tireo** presenta una deformación interna y un metamorfismo en la facies subesquistos verdes-esquistos verdes.
- **El Batolito de Macutico** presenta estructura interna con fábricas magmáticas y tectónicas que caracterizan su modo de emplazamiento.
- **Las tonalitas foliadas de la Loma Del Tambor**, corresponden a una banda blastomilonítica, situada entre las fallas regionales de Macutico-Burende y Bonao-La Guacara.

- **Los basaltos no deformados de La Pelona-Pico Duarte**

A continuación, se describen las principales macroestructuras, las fábricas magmáticas y deformativas y el metamorfismo (distribución y condiciones P-T) del dominio de la **Cordillera Central (subdominio Meridional)** de la hoja de Lamedero.

El trazado y la comprensión de las fallas y lineamientos 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. Descripción del mapa y de los cortes geológicos

La Fm. Tireo aflora en bandas SE-NO, intruidas por el batolito de Macutico y las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor.

En la Esquina SO de la Hoja (corte I-I') la serie presenta un aspecto monoclinial, con dirección general SE-NO y buzamiento de 50 a 70° NE. Las rocas son poco deformadas a fuertemente deformadas y metamorizadas sincinemáticamente en condiciones propias de las facies de subesquistos verdes, esquistos verdes y muy localmente hasta anfibolitas de baja-P.

Entre la Fortuna y el Alto de la Rosa, la foliación presenta localmente una dirección N15°E y un buzamiento variable (25° NE a vertical). Un pequeño cuerpo intrusivo de tonalitas está deformado con la misma dirección de foliación. Estos cambios de direcciones de la foliación están relacionado con una zona de cizalla de dirección regional SE-NO, paralela al borde SO del batolito de Macutico; la lineación de estiramiento tiene una dirección N130°E y buzamiento de cabeceo de 20° SE, correspondiendo a un movimiento de desgarre senestro. El contacto con el borde SO del batolito de Macutico no se ha observado directamente, pero las tonalitas están ligeramente deformadas, con una orientación SE-NO y buzamiento NE, como para la serie de la Fm. Tireo.

En la parte central y NO de la Hoja, las condiciones de afloramientos de las metabasitas encajadas en los granitoides y los accesos no son favorables para las observaciones estructurales.

Al NO, en el sector de Los Barreros (río San Juan-arroy Los Barreros), los pequeños macizos de gabrodioritas y tonalitas que intruyen los metabasaltos de la Fm. Tireo a proximidad de la falla de Macutico están deformados con una foliación buzando fuertemente al NE. A este nivel, el cauce del arroyo Los Barreros corresponde a la traza de la falla regional de Macutico-Burende que bordea al sur las tonalitas foliadas de la Loma del

Tambor. La extremidad NO del corte (I-I') corresponde a una zona inaccesible, interpretada a partir de los datos aeromagnéticos (Fig. 4) y las fotos aéreas y de satélite y los datos de campo de las Hojas vecinas de Arroyo Limón y Jicomé.

Al este de la Hoja (corte II-II'), en el valle del río Bao, la deformación en los metabasaltos aumenta del sur al norte, (facies subesquistos verdes a esquistos verdes) desde el borde fallado del batolito de Macutico hasta la banda blastomilonítica de las tonalitas de La Loma del Tambor. El contacto del borde NO del batolito de Macutico con los metabasaltos de la Fm. Tireo se observa en el antiguo sendero La Pelona-Valle de Polo-Valle del Bao (08MJ9144; Lat: 19,03375;Long: -71,04796). El contacto tectónico corresponde a una falla de dirección SE-NO y buzamiento fuerte al norte, con movimiento de degarre senestro. Una intensa epidotización, con pequeñas venas de cuarzo, ha invadido los metabasaltos, ocultando un posible metamorfismo de contacto.

En los metabasaltos, la dirección general de la esquistosidad es N150°E con buzamiento fuerte de 75°NE. Al refugio del Valle de Bao, la lineación de estiramiento en las metabasitas es N150°E y buzamiento de cabeceo de 45°SE.

Cerca de la falla de Macutico-Burende, las metabasitas se paralelizan con las tonalitas foliadas de La Loma del Tambor. En el río Baito (08MJ0172; Lat:19,0865;Long:-71,02917), la foliación de las tonalitas es subvertical y las lineaciones de estiramiento minerales son suhorizontales, correspondiendo a un movimiento general de degarre senestro de la falla de Macutico-Burende.

Esta banda de tonalitas blastomiloníticas, de 3 a 5 km de potencia, presenta una dirección general N110°E y un buzamiento de 65°N a subvertical. La deformación es heterogénea a lo largo del corte, pero la foliación está siempre nítida, salvo en los diques máficos no deformados y en algunas inyecciones de leucotonalitas o ultrabasitas (Foto 27).

La falla de Bonao-La Guacara, limita al norte la banda blastomilonítica, con dirección general N100°E y buzamiento fuerte hacia al norte.

En la zona de falla, de 1 km de potencia, correspondiendo al valle de La Guacara, los esquistos verdes de la Fm. Tireo presentan un bandeo tectónico paralelo a la falla de Bonao-La Guacara. Localmente las ultrabasitas serpentinizadas intruyen los esquistos bandeados a lo largo la falla de Bonao-La Guacara. A la confluencia La Guacara-Bao (08MJ9193; Lat: 19,12196;Long: -71,03239) el contacto de las ultrabasitas serpentinizadas

con los esquistos verdes bandeados corresponde a una zona de cizalla de dirección N140°E, subvertical, con movimiento de desgarre senestro.

Más al norte, en la esquina NE de la Hoja (corte II-II'), la Fm. Tireo, intruida por cuerpos aislados de gabrodioritas, tiene una orientación SE-NO, con pliegues de amplitud kilométrica, menos apretados hacia el NE. Los micropliegues o pliegues métricos observados en el campo presentan un plan axial subvertical y un eje subhorizontal, buzando ligeramente al SE o NO.

Los basaltos de La Pelona-Pico Duarte, en la esquina SE de la Hoja, están situados al este del corte II-II' y no aparecen en dicho corte. Estos basaltos fluidales de la zona más alta de la Hoja, cubren las facies básicas de la Fm. Tireo y no presentan esquistosidad. Las relaciones entre las dos unidades no están claras. En la ausencia de datación (la tentativa por método Ar/Ar en una muestra de La cima de la Pelona resultó negativa (Cf. § 3.3.3.5.) sólo la firma geoquímica (toleitas de afinidad intraplaca; Cf. § 3.2.4.) y la ausencia de deformación los distinguen de la Fm. Tireo.

4.3.2. Fábricas y estructuras del dominio Cordillera Central (subdominio meridional)

La hoja de Lamedero sólo abarca la subdominio meridional del dominio Cordillera Central. Esta banda está constituida por los extensos afloramientos de los materiales variablemente deformados y metamorfizados de la Fm. Tireo, en los que intruyen el batolito tonalítico de Macutico y el macizo de tonalitas foliadas de La Loma del Tambor, junto a otras intrusiones menores, y los basaltos no esquistosados ni metamorfizados de la Loma de los Guandules-Pelona-Pico Duarte. La banda está compartimentalizada en bloques lenticulares por varias zonas de fallas regionales de movimiento en desgarre y variable componente inversa, entre las que destacan la falla de Bonao-La Guácara, la falla de Macutico-Burende y la falla de San José-Restauración, que constituye su límite meridional, en las Hojas de Arroyo Limón y Restauración. A su vez, cada bloque lenticular está internamente estructurado en bloques de menor orden limitados por desgarres, fallas inversas de medio y alto ángulo y cabalgamientos. La macroestructura "en flor" resultante, con bloques elevados por los desgarres inversos, donde se alcanzan las cotas topográficas más altas de la Cordillera Central, debe haberse formado a lo largo del Neógeno hasta la actualidad, ya que controla el relieve y el profundo encajamiento de la red fluvial, además de presentar asociada sismicidad.

La Fm. Tireo ha desarrollado un gradiente heterogéneo de aumento general de la deformación dúctil y el metamorfismo desde el SO hacia el NE. Siguiendo este gradiente, se pasa de rocas volcánicas sin esquistosidad ni metamorfismo apreciables, bien representadas en la Hoja de Restauración, a filitas y esquistos metamorfizados en condiciones de la facies de los subesquistos y esquistos verdes en la Hoja de Lamedero y en las Hojas de Jicomé y Diferencia.

Dentro de la banda meridional, el buzamiento general hacia el norte y NE de los materiales metavolcánicos y metasedimentarios de la Fm. Tireo, y la repetición cartográfica de los términos litológicos intermedios y ácidos, indica la existencia de una macroestructura consistente en un sistema de desgarres inversos y cabalgamientos imbricados, de medio-alto ángulo de buzamiento y vergencia general al sur y SO. Estos cabalgamientos son estructuras dúctil-frágiles y esencialmente frágiles, cuyo estilo y cinemática es muy similar a los que deforman el G. Peralta y afectan a materiales de edad al menos Paleoceno-Eoceno, por lo que debe de tratarse de estructuras más recientes, ligadas al levantamiento Neógeno de la Cordillera Central.

En la Hoja de Lamedero, en el SO de la banda, las dificultades de acceso y la escasez de afloramientos dificultan el establecimiento de su macroestructura. Esta macroestructura parece consistir en un sistema de grandes fallas transcurrentes senestras de importante salto en dirección, como las fallas de Bonao-Guácara y Macutico-Burende, cuya traza está jalonada por lentejones de peridotitas serpentinizadas y se continúa a lo largo de varias decenas de kilómetros. A escala de afloramiento, las fábricas que producen estas zonas de falla en rocas miloníticas y filoníticas son tanto dúctiles, como dúctil-frágiles y frágiles, sugiriendo una compleja historia de movimiento probablemente iniciada durante la D1.

4.3.2.1. Subesquistos verdes-esquistos verdes de la Fm. Tireo

Del SO al NE de la Hoja de Lamedero, la distribución cartográfica de la Fm Tireo, definen una macroestructura, constituidas por alternancias de bandas de metavolcanitas (facies subesquistos verdes-esquistos verdes) y bandas de granitoides más o menos deformados, de dirección SE-NO. Asociado a los pliegues D1, se ha desarrollado una esquistosidad S1 de plano axial, que buza globalmente al NE, con ángulos superiores a 40° 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 frecuente ausencia en estos materiales de una clara estratificación (S0). Los mejores afloramientos se encuentran en el valle del río Bao y en el camino la Guacara-Rancho en Medio, en la esquina NE de la Hoja. Los pliegues D1 observados son abiertos a agudos, con vergencia sur o subverticales y eje subhorizontales, buzando al SE o NO.

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 y micropliegues consiste en un movimiento transcurrente senestro.

Al SO del batolito de Macutico, predominan las metavolcanitas ácidas hacia la base de la serie y las básicas hacia el techo; esta serie aparentemente monoclinally buza globalmente al NE; la esquistosidad es más o menos penetrativa, con un aumento de la deformación a proximidad del borde SE del batolito de Macutico, también ligeramente orientado.

En el centro de la Hoja, intruida por el batolito de Macutico, predominan las metabasitas globalmente subverticales con una esquistosidad discreta, que aumenta en los bordes de los intrusivos y particularmente a proximidad de la falla de Macutico-Burende.

Al norte de la tonalita foliada de La Loma del Tambor, en la zona de falla Bonao-La Guacara las metavolcanitas son muy deformadas (esquistos verdes bandeados buzando fuertemente al NE) y no se reconoce el protolito.

En la esquina NE de la Hoja predominan las metavolcanitas ácidas con un sistema de pliegues subverticales anticlinales y sinclinales afectando la esquistosidad S1. Estos pliegues tardi D1, de dirección SE-NO, son homoaxiales, con eje también subhorizontal (<10° SE). Una esquistosidad subvertical de fractura, plan axial de estos pliegues, se observa muy localmente.

4.3.2.2. Las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor

Las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor forman un cuerpo lenticular subvertical, de 3 a 4 km de ancho, muy alargado en dirección ESE-ONO, cruzando desde la esquina NO la totalidad de la Hoja de Lamedero.

Esta banda blastomilonítica está limitada por las fallas regionales de Macutico-Burende al sur y Bona-La Guacara al norte, que probablemente controlaron su intrusión. Hacia el NO este macizo se limita rápidamente en la esquina SE de la Hoja de Jicomé; hacia el SE sigue en la Hoja de Manabao.

El río Bao (peligroso en periodo lluvioso) ofrece un buen corte entre las confluencias de los ríos Baito y La Guacara. Las mejores observaciones se hacen a nivel del pequeño puente cruzando el río Bao (08MJ9178 Lat: 19,09947; long: -71,03177).

La tonalita, fuertemente deformada presenta texturas foliadas, con clastos en una matriz milonítica, y texturas blastomiloníticas con “ojos” y bandeo paralelo a la foliación, caracterizado por niveles ricos en anfíboles o en cuarzo y feldespatos. La lineación magmática está subrayada por los minerales de hornblenda. La deformación blastomilonítica afecta a los minerales de hornblenda, plagioclasa, cuarzo y opacos, que son deformados y aplastados según la esquistosidad, al igual que algunos enclaves máficos-ultramáficos.

Una deformación frágil retrógrada (esquistos verdes) se marca con relleno de venas.

“Ojos” milimétricos a centimétricos, aparecen moldeados por la foliación subvertical y definen una lineación de estiramiento subhorizontal, conforme con el movimiento de desgarre senestro de las fallas de Macutico-Burende y Bona-La Guacara. Intercalaciones de pequeños niveles centimétricos a decimétricos, de color verde a negro, de material probablemente básico anfíbolítico, subrayan localmente pliegues isoclinales decimétricos a métricos (Foto 13).

Los cuerpos ultrabásicos y gabrodioríticos asociados a las tonalitas foliadas y los diques de leucotonalitas son también deformados y esquistosados. Sólo los diques máficos y algunos diques de leucogranitos no son deformados.

4.3.2.3. Batolito de Macutico

El batolito de Macutico, aunque mucho menos deformado que la tonalita foliada de La Loma del Tambor, presenta una forma ovoide, alargada en dirección SE-NO y localmente una orientación de la roca (visible en los bloques de los ríos, raramente *in situ*), sugiriendo un control probable de su intrusión por las fallas de Macutico-Burende al norte y San José-Restauración al sur, en las Hojas de Arroyo Limón y San Juan.

El batolito está constituido por una serie de rocas plutónicas multiepisódicas, que forman un complejo ígneo, composicionalmente heterogéneo, intruyendo y metamorfolizando las metabasitas encajantes de la Fm. Tireo.

La serie plutónica del batolito de Macutico y las rocas asociadas pueden ser agrupada en cuatro unidades cartográficas: (1) rocas ultramáficas y gabros-dioritas; (2) tonalitas con hornblenda±biotita; (3) diques máficos intrusivos en las anteriores unidades y en la Fm. Tireo, y (4) diques leucograníticos y/o aplíticos.

Las condiciones muy difíciles de observación (arenización, accesos raros) no han permitido un estudio exhaustivo de las fábricas magmáticas y deformativas del batolito. Muchas observaciones provienen de un estudio sistemático de los bloques de la red hidrográfica y de los típicos bloques aislados en la arena tonalítica.

La secuencia intrusiva es la siguiente:

- Las gabrodioritas cristalizan primeros; probablemente con cumulos asociados localmente; en la Hoja estos cumulos sólo se observaron en la banda de tonalitas foliadas de La Loma del Tambor.
- Las tonalitas representan un importante volumen de magma que intruye el conjunto ultramáfico-gabrodiorítico e individualiza cartográficamente varios cuerpos elongados ESE-ONO, localizados principalmente en el borde norte del batolito. Durante su emplazamiento, el magma tonalítico excava localmente xenolitos del complejo ultramáfico-gabrodiorítico 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 de Macutico formando diques leucocráticos, leucograníticos y aplíticos. Asociados a diques máficos intruyen predominantemente los bordes NE y SO del batolito.

Las **fábricas magmáticas**, observadas en los bloques de gabro, consisten en alternancias milimétricas a centimétricas de niveles ricos en piróxeno o plagioclasa, formadas por procesos de acumulación magmática con selección gravitacional. Se han desarrollado también fábricas cristal-plásticas deformativas S1, probablemente cerca del contacto con las tonalitas (no observado).

Las tonalitas presentan un desarrollo variable de **fábricas magmáticas** en el batolito de Macutico, desde tipo con una fábrica plano-linear hasta tipo isótropo desprovisto de

cualquier orientación mineral preferente mesoscópica, como en buena parte del centro del batolito.

La foliación y la lineación magmática están definidas por una alineación preferencial de las plagioclasas tabulares y de los prismas de hornblenda. Localmente, puede ser también definida por el alineamiento y aplastamiento preferencial de los enclaves máficos microgranudos.



Foto 29: Bloque de tonalita con enclaves, orientadas, grano grueso (Macizo de Macutico) (08MJ9010) (Lat: 19,03175; Long: -71,18571)

Así, 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 frecuentes en los bordes NE y SO del batolito. En la zona central del batolito tonalítico la foliación aparece a lo largo de bandas presentando una dirección general SE-NO (Arroyo Sabana Vieja al oeste y Macutico al este) y raramente SSE-NNO (pequeño cuerpo tonalítico intruyendo la Fm. Tireo entre La Fortuna y el Alto de la Rosa).

Algunos diques máficos de dirección ENE-OSO y NE-NO, intruyen el batolito de Macutico; no se han observados en la Fm. Tireo. Los contactos son rectos y nítidos, e incluso se observan bordes de enfriamiento, testigos de un encajante ya solidificado. 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 indican la dirección local de extensión (σ_3 , o esfuerzo principal mínimo), que se orienta perpendicularmente al plano que definen. En el batolito de Macutico, los diques cartografiados son subverticales, con buzamiento $>70^\circ$ tanto al norte como al sur (en la banda de tonalita foliada de La Loma del Tambor, algunos diques máficos son subhorizontales), e indicarían que la dirección de extensión SSE-NNO a SE-NO fue subhorizontal. Estos datos son demasiado fragmentarios para una generalización a la escala del batolito.

Los diques y filones tardi-magmáticos leucograníticos y aplíticos se localizan cerca de los contactos NE y SO del batolito o dentro de la Fm. Tireo. Esos diques, de potencia decimétrica a métrica, no presentan direcciones o buzamientos preferenciales. Podrían representar un evento magmático posterior, del Eoceno.

4.3.2.4. Basaltos Guandules-Pelona-Pico Duarte

Los basaltos de La Loma de los Guandules-Pelona-Pico Duarte afloran en las áreas topográficamente más altas de la Cordillera Central, definiendo los afloramientos una alineación ESE-ONO a SE-NO a lo largo de las Hojas de Restauración y Lamedero, aflorando en esta última en el área de los Picos de La Pelona y Duarte. De forma característica, estos basaltos no han desarrollado una deformación esquistosa y el metamorfismo que presentan es débil y relacionado con los procesos de alteración tardi-magmáticos, por lo que deben ser posteriores a la deformación dúctil D1 en el dominio (ver después).

Por encima de estos basaltos, en la Hoja de Restauración, se sitúan estratigráficamente los carbonatos marinos someros de la Fm. Calizas de Nalga de Maco, de edad Eoceno medio-superior.

4.3.2.5. Las fallas y lineamientos

Las dos fallas regionales ya mencionadas, de dirección, SE-NO y ESE-ONO, de Macutico-Burende y Bonao-La Guacara cruzan la mitad norte de la Hoja.

Se trata de desgarres senestros subverticales, limitando al sur y al norte la banda de tonalitas blastomiloníticas y jalonadas por lentejones de rocas ultramáficas serpentinizadas.

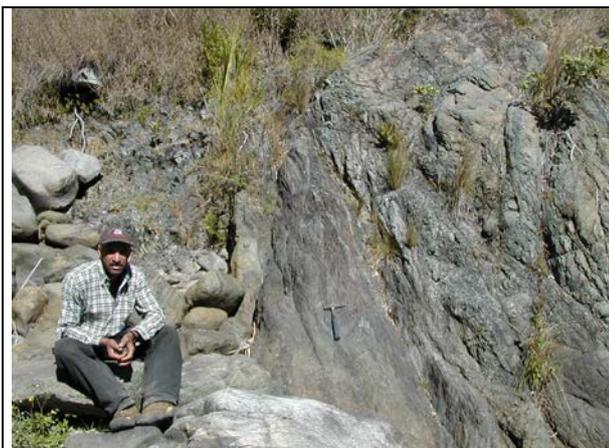


Foto 30: Falla Bonao-La Guacara: contacto serpentinita-esquistos verdes con bandeo tectónico: (confluencia La Guacara-río Bao: 08MJ9193 Lat: 19,12196; Long: -71,03239)



Falla de la Guacara; zona de cizalla en la Fm. Tireo; cauce del río La Guacara al norte de la Loma del Tambor (08MJ9256; Lat: 19,13345; Long: -71,07015)



Falla Bona-La Guacara: ultrabasitas serpentinizadas de La confluencia de la Guacara con el río Bao (08MJ9266; Lat: 19,12023; Long: --71,03188)

Estas fallas, con la de San Jose-Restauración, han condicionado la intrusión del batolito de Macutico y de los cuerpos asociados.

Las otras direcciones más representadas son:

SE-NO y la dirección conjugada SO-NE (Riedel de la fallas regionales de Macutico-Burende y Bona-La Guacara, paralelas a la Zona de Falla de La Española), subrayadas por los diques máficos y félsicos

EO, correspondiendo a fracturas por tracción, jalonadas por diques de cuarzo

NS a NNE-SSO

El batolito de Macutico está limitado al NE y SO por fallas de dirección SE-NO:

Al borde NE, la falla de La Loma del Barraco buza de 70-80° al NE, con movimiento de desgarre senestro, atravesando la totalidad de la Hoja.

El borde SO del batolito es paralelo a La falla de Lamedero, encajada en las metabasitas de la Fm. Tireo. Más al NO, al límite oeste de la Hoja, la falla limita el batolito a nivel del río San Pedro.

Al este del Alto de la Rosa, la falla del Atrecho corresponde a un lineamiento SE-NO subrayado por afloramientos de metabasaltos probablemente en "*roof-pendants*" dentro del batolito de Macutico. Al NO de la Hoja, una falla de dirección también SE-NO, borda al sur una pequeña intrusión tonalítica orientada, observada en la Hoja vecina de Arroyo Limón. Esta falla presenta en la foto aérea el labio NE hundido, correspondiendo probablemente a un antiguo deslizamiento.

Los raros diques cartografiados, máficos, leucograníticos y/o aplíticos, y cuarzo son subverticales y orientados según esta dirección SE-NO y la conjugada SO-NE, en los bordes del batolito. El cauce del río Bao sigue la dirección SO-NE en la esquina NE de la Hoja.

La dirección EO, más rara, se marca, en La Sabana de Los Boquerones, por un dique de cuarzo de potencia métrica a decamétrica.

Las direcciones NS, corresponden a lineamientos muy nítidos, marcados por una fuerte densidad de diaclasa y subrayados por la red hidrográfica (arroyo Limó, arroyo Sabana vieja, río Mijo, río Macutico).

Debido a las malas condiciones de afloramientos y de accesos, muchos lineamientos muy nítidos en la imagen de satélite y en las fotos aéreas no se han podido controlar.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. Descripción fisiográfica

La Hoja de Lamedero presenta una fisiografía muy accidentada y montañosa, con algunas de las cúspides más altas de la República Dominicana. Presenta una considerable extensión

por encima de 2000 m. La zona más elevada se encuentra en el centro de la Hoja, desde donde la topografía desciende rápidamente en las direcciones perpendiculares al eje de la Cordillera, hacia el noreste y el suroeste, y más lentamente hacia el noroeste, siguiendo dicho eje.

La Hoja es la más abrupta, y recoge los puntos de mayor elevación en el corazón de la Cordillera Central (excepto el Pico Duarte, 3195 m), con un pico por encima de los 3000 m, la Loma de la Pelona (3087 m), y multitud de montes por encima de los 2000 m, de entre los que destacan la Loma de la Viuda (2801 m), la Loma del Pico del Barraco (2644 m), la Loma Fría (2638) la Loma del Peñón (2567 m), la Loma de los Platicos (2522 m) y la Loma de Sabrosa (2415 m), entre otros.

La red de drenaje de la Hoja se dispone aproximadamente centrífuga respecto de los relieves mayores, drenándola principalmente perpendicularmente a su eje aproximado SE-NO.

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

La totalidad de la hoja pertenece a la Cordillera Central, unidad morfoestructural de rango mayor.

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 comprende relieves pertenecientes al denominado macizo del Noroeste De La Fuente (1976).

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 sólo 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;

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 la existencia de diques o variaciones composicionales o de alteración de masas rocosas que al ser sometidos a erosión diferencial configuran crestas, barras rocosas y resaltes estructurales subverticales.

Merece especial atención la alineación de formas estructurales siguiendo una dirección ESE-ONO y que aparece afectando la mitad septentrional de la Hoja en su parte central. Estas están desarrolladas sobre rocas ígneas granudas, en especial tonalitas orientadas, y dicha orientación ha quedado traducida en las formas.

5.2.2. Estudio del modelado

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.

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

Son las formas con mejor representación cartográfica de toda la zona. Su cartografía permite asimismo y de forma complementaria una detallada caracterización de la red de drenaje. Los fondos de valle son escasos aunque aparecen representados en la Cordillera Central. No puede descartarse que algunos de ellos puedan asimilarse a dambos Clark et al. (2002). Los dambos son depresiones alargadas en áreas de cabecera sin canal neto, inundadas estacionalmente y recubiertas de vegetación herbácea (Foto 1).

Se han identificado niveles de terrazas aunque su tamaño y distribución, así como la escala de trabajo a dificultado su representación cartográfica obligando a agruparlas en un único conjunto.

Entre las formas erosivas se han reconocido: marcas de incisión lineal, ampliamente representadas en la Cordillera Septentrional y aristas divisorias. Estas formas son las más ampliamente representadas de la zona, produciéndose sus efectos más notorios en el dominio montañoso. El proceso erosivo ha dado lugar a: gargantas y cañones; rápidos y cascadas; aristas, que poseen una notable representación; divisorias montañosas redondeadas, representadas en el macizo tonalítico; y cárcavas, poco frecuentes debido a la elevada proporción de materiales competentes, pudiendo aparecer aisladas o en áreas acaravadas, habiéndose conservado en algunas ocasiones su cabecera.

5.2.2.3. Formas por meteorización química

Aparecen como berrocales desarrollados sobre rocas graníticas del batolito de Macutico. A pesar de no producir formas, también deben destacarse los procesos de meteorización química generadores de alteraciones rojizas sobre los materiales volcánicos y volcanosedimentarios de la Fm. Tireo.

Los berrocales graníticos incluyen formas mayores y menores (dorsos de ballena, bolos, domos rocosos, “*nubbins*”, etc.). Son modelados, 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 órgano 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. Las formas de corrosión química que también pueden denominarse grabadas evolucionan en dos etapas. La primera se refiere a su evolución cuando todavía están inmersas en el frente de alteración. Dicha evolución queda referida a los factores anteriormente aludidos. Esta etapa siempre tiene lugar en condiciones subterráneas. La segunda etapa implica la denudación del regolito así formado “*grus*” y la exposición del frente de alteración. Esta acción se habría realizado a cargo de la red de drenaje. Una vez la roca granítica queda expuesta a la atmósfera y libre del regolito que la retenía y le proporcionaba cierta humedad tiende a permanecer relativamente estable. Esta estabilidad se rompe en condiciones climáticas particulares, es decir en climas húmedos y cálidos pudiendo evolucionar con posterioridad a su exposición aérea.

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. Arcillas y arenas con cantos. Coluviones (b). Holoceno

En general se trata de depósitos muy heterométricos, con acumulación caótica de bloques y gravas con abundante matriz limosa y arcillosa. La forma de los cantos es angulosa. 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. Formaciones fluviales y de escorrentía superficial.

5.3.2. Formaciones por meteorización química

5.3.2.1. Arcillas. Argilizaciones;Pleistoceno-Holoceno

Las arcillas rojas resultantes de los procesos de argilización constituyen un producto de alteración característico de la región, extendiéndose localmente por las zonas montañosas. Se asocian tanto a los materiales tonalíticos, volcánicos y sedimentarios. Son típicas arcillas rojas de aspecto homogéneo debido a la destrucción completa de la roca original por la hidrólisis total de los silicatos, favorecida por un ambiente tropical.

Su espesor varía considerablemente, desde algunos centímetros hasta valores cercanos a 5 m. Otro tanto puede decirse de su edad, ya que si bien la argilización es un proceso activo hoy en día, su génesis debió iniciarse con la emersión de la región durante el Terciario.

5.3.2.2. Arenas eluviales. Grus. 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 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 (ver 2.2.3).

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 generalmente subredondeados de roca no alterada. Aunque se trata de un proceso cuyo desarrollo es reciente, Clark et al. (2002) data el regolito desarrollado sobre el granito alterado en una edad inferior a 12,000 años por el método del carbono 14, probablemente se iniciase con su exposición subaérea, en un momento impreciso del Terciario.

5.4. Evolución e historia geomorfológica

La totalidad de la hoja de Lamedero se encuentra sobre materiales de “zócalo” cuya morfología se ha perfilado fundamentalmente en dos etapas de la historia geológica de la isla: 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 la incisión fluvial fue configurando la geometría actual.

Es evidente que el balance erosivo se mantiene prácticamente hasta la actualidad. Durante este periodo se generan los relieves estructurales por erosión diferencial de la serie neógena, como es el caso de los relieves estructurales que afectan a los materiales sedimentarios de la Cuenca de San Juan. A partir del Plioceno, la evolución del relieve ha estado presidida por el comportamiento de la red de drenaje, con fuertes erosiones en la zona montañosa, donde, 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.

6. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos que afloran en la Hoja corresponden a la Fm. Tireo, un arco de islas desarrollado durante el Cretácico Superior sobre una meseta oceánica de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior, correspondiendo al C. Duarte, no representada en la Hoja. El vulcanismo de la Fm. Tireo es submarino, y evoluciona desde un quimismo de tipo toleítico a otro de tipo calcoalcalino a lo largo del Cretácico Superior. En parte de modo contemporáneo al depósito de los materiales vulcanosedimentarios de la Fm. Tireo tiene lugar el emplazamiento de batolitos a dominante tonalítica, representados en la Hoja de

Lamedero por los afloramientos correspondientes al batolito de Macutico y al macizo de Loma del Tambor.

Para entender la historia geológica de la Hoja de Lamedero 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 Lamedero cubre una parte meridional del dominio de la Cordillera Central, que constituye una alineación SE-NO de montañas y cuencas que recorre buena parte de la isla. Dado que los límites de este dominio supera a el de la Hoja, se hará referencia a las Hojas adyacentes, cartografiadas 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, no representados en la Hoja de Lamedero

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, no representados en la Hoja de Lamedero.

6.1. 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, 2004). Esta se caracteriza por un complejo volcánico principal que se localiza según una banda de dirección aproximada SE-NO, y cuya construcción se relaciona con una intensa actividad magmática de tipo calcoalcalino. Por lo menos en la zona de Lamedero este episodio volcánico está representado por litologías de composición bimodal, ácidas e intermedias-básicas. 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. En la Hoja de Lamedero los únicos sedimentos observados son las epiclastitas de la Fm. Tireo.

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 Macutico que ocupa un tercio de la Hoja de Lamedero y el macizo de tonalitas foliadas de La Loma del Tambor

Es también durante el funcionamiento de este arco, que se desarrollan los campos hidrotermales responsables de la alteración hidrotermal de las rocas encajantes y los depósitos de mineralizaciones auríferas como las investigadas en el sector de Restauración.

Durante el funcionamiento del arco, al Cretácico Superior, los fenómenos geodinámicos ocasionaron una cierta deformación que se marca por fallas inversas, cabalgamientos con vergencia sur y levantamiento del edificio. Los productos explosivos poco consolidados se erosionan a continuación del depósito y se acumulan en la cuenca de Trois Rivières situada al sur y SO de la Hoja de Lamedero (Hojas de Arroyo Limón y San Juan). Al norte de la Hoja y en las Hojas de Jicomé y Diferencia las epiclastitas finas intercaladas en la serie vulcanosedimentaria representan también este tipo de material volcanoclástico re trabajado.

Al Paleoceno, y hasta la actualidad, la colisión oblicua entra las placas Caribeña y Norteamericana engendró una intensa tectónica de desgarres sinistros que estructuró la Cordillera Central y que se observa a todas las escalas. Las dos fallas regionales de Macutico-Burende y Bona-La Guacara, jalonadas por intrusiones ultrabásicas, cruzan la Hoja de Lamedero, limitando las tonalitas blastomiloníticas de La Loma del Tambor.

Relacionada con esta tectónica y probablemente desde el Mioceno hasta el Actual, el levantamiento de la Cordillera Central ocasionó una intensa erosión en clima tropical, con formación de meseta y cobertera laterítica, cuyos relictos se observan hoy día en el sector de Rancho en Medio, al NE de la Hoja, y en toda la zona abarcada por el Proyecto K.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. Hidrogeología

7.1.1. Hidrología y climatología

El clima dominante es tropical aunque influenciado por la gran altura que presenta la Hoja, con variaciones en la temperatura anual media entre 18 y 24°C. Las precipitaciones anuales medias son de 1800 mm/a. El régimen de precipitaciones es de tipo bimodal con épocas de lluvias en Mayo y en Agosto-Noviembre.

La red de drenaje de la Hoja se dispone de forma aproximadamente centrífuga respecto a la Cordillera Central drenándola perpendicularmente a su eje aproximado SE-NO. Los principales cauces fluviales son:

- el río La Guacara, al norte de la Hoja, que fluye hacia el este, hasta el río Bao
- el río Bao, que sigue el borde este de la Hoja, desde su fuente, en la Pelona, al SE, hasta la esquina NE.
- Los ríos Macutico, Mijo y Arroyo Limón que fluyen hacia el sur. El arroyo Limón cambia de dirección al borde SO de la Hoja, para discurrir hacia el oeste, hasta la presa de Sabanete, situada en la esquina SE de la Hoja de Arroyo Limón.
- El río San Pedro, en el borde oeste de la Hoja, fluye hacia el oeste.
- El río San Juan, con su cauce arriba el arroyo de Los Barreros, nace en la Loma de la Viuda, en el centro de la Hoja, al sur de la Loma del Tambor y discurre hacia el ONO, hasta la esquina NO de la Hoja.

Aparte de estos cauces principales hay multitud de cañadas y arroyos de montaña que drenan los macizos montañosos dando lugar a barrancos con fuerte incisión lineal. La textura de drenaje es de tipo dendridítico, con densidad de media a fina.

No se dispone de datos fluviométricos dentro de la hoja, pero en el sector situado inmediatamente al sur de la Hoja se dispone de abundante documentación referida al río San Juan recogida en el informe ACUATER (2004). En la estación fluviométrica de Sabana Alta, el río San Juan presenta una potencia hídrica elevada con valores de entre 525.10^6 y 712.10^6 m³/a. El caudal natural para un periodo de retorno de 20 años es de 15,36 m³/s en años secos y de 31,66 m³/s en años húmedos.

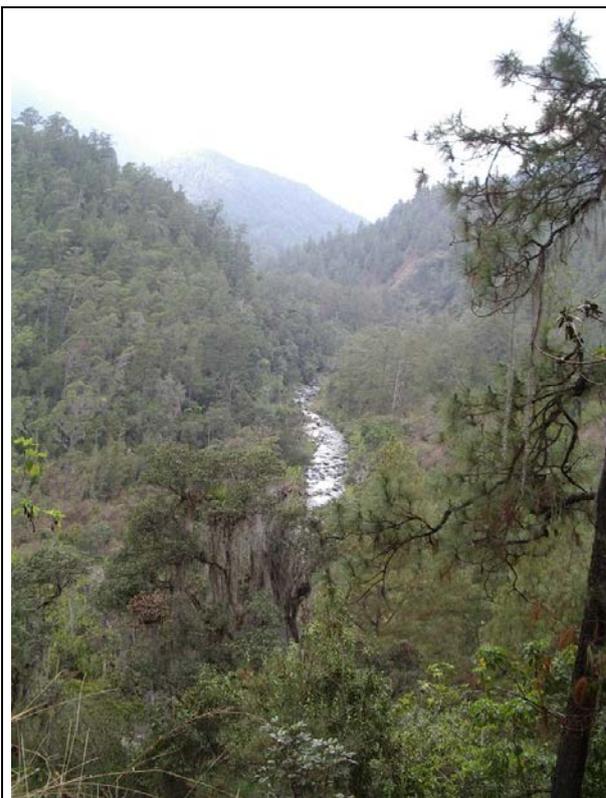


Foto 31: río La Guacara con La Loma del Tambor al fondo
(08MJ9 245; Lat: 19,13106;Long: -71,0391)

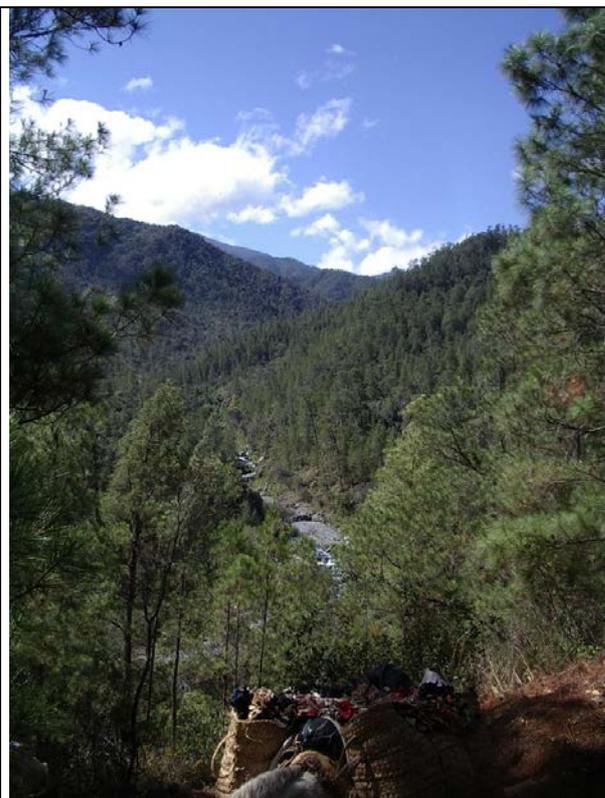


Foto 32: río Bao: vista desde la subida a Rancho en Medio
(08MJ9235: Lat: 19,13571;Long: -71,02462)



Arroyo Malo pero agua buena; (afluente izquierdo del río Bao);
Rancho Ramon, NE de la Hoja de Lamedero (08MJ9235; Lat:
19,13571;Long: -71,02462)

7.1.2. Hidrogeología

Los intrusivos tonalíticos y gabrodioríticos del batolito de Macutico y del macizo de La Loma del Tambor cubren más de la mitad de la Hoja. Presentan una permeabilidad original muy baja, estimada como menor de 8m/s, que aumenta mucho con la red densa de fracturas y diaclasas que afecta a estos materiales. En el caso de las tonalitas la alteración superficial, más importante que para las gabrodioritas, favorece la permeabilidad en la capa superficial superficial de espesor decamétrica. El interés hidrogeológico dentro de la Hoja no deja de ser escaso.

Los materiales volcánicos y vulcanoclásticos de la Fm. Tireo presentan una permeabilidad baja a muy baja, si bien localmente la fracturación en relación con fallas tardías podría dar lugar a un aumento de la permeabilidad, llegando a constituir acuíferos locales de difícil evaluación. Su interés hidrogeológico es, pues, a priori escaso.

Los materiales arcillosos de alteración laterítica son impermeables y de extensión muy reducida en la esquina NE de la Hoja (Rancho en Medio), mientras que los demás materiales cuaternarios presentan permeabilidades altas y muy altas por porosidad intergranular. No obstante teniendo en cuenta su escaso volumen y extensión lateral su interés hidrogeológico es muy limitado. Las mejores zonas corresponden a las sabanas cuyas principales son las de valle de Bao, Macutico, y Sabana Vieja.

7.2. Recursos minerales

La Fm. Tireo, con sus facies vulcanosedimentarios, es conocida por su potencial minero (oro epitermal de Restauración y posibles pórfidos de cobre). En los años 1980, el MMAJ realizó un inventario geológico-minero de la extremidad NE de la Hoja, entre el arroyo de los Negros y el río Bao, al norte de la confluencia de La Guacara.

Actualmente la totalidad de la Hoja de Lamedero está protegida por los Parques Nacionales Armando Bermúdez y José del Carmen Ramírez.

Los indicios encontrados durante esta cartografía están ubicados en la Fig. 30 y detallados a continuación en la Tabla 4. Se trata únicamente de indicios de oro o polimetálicos.

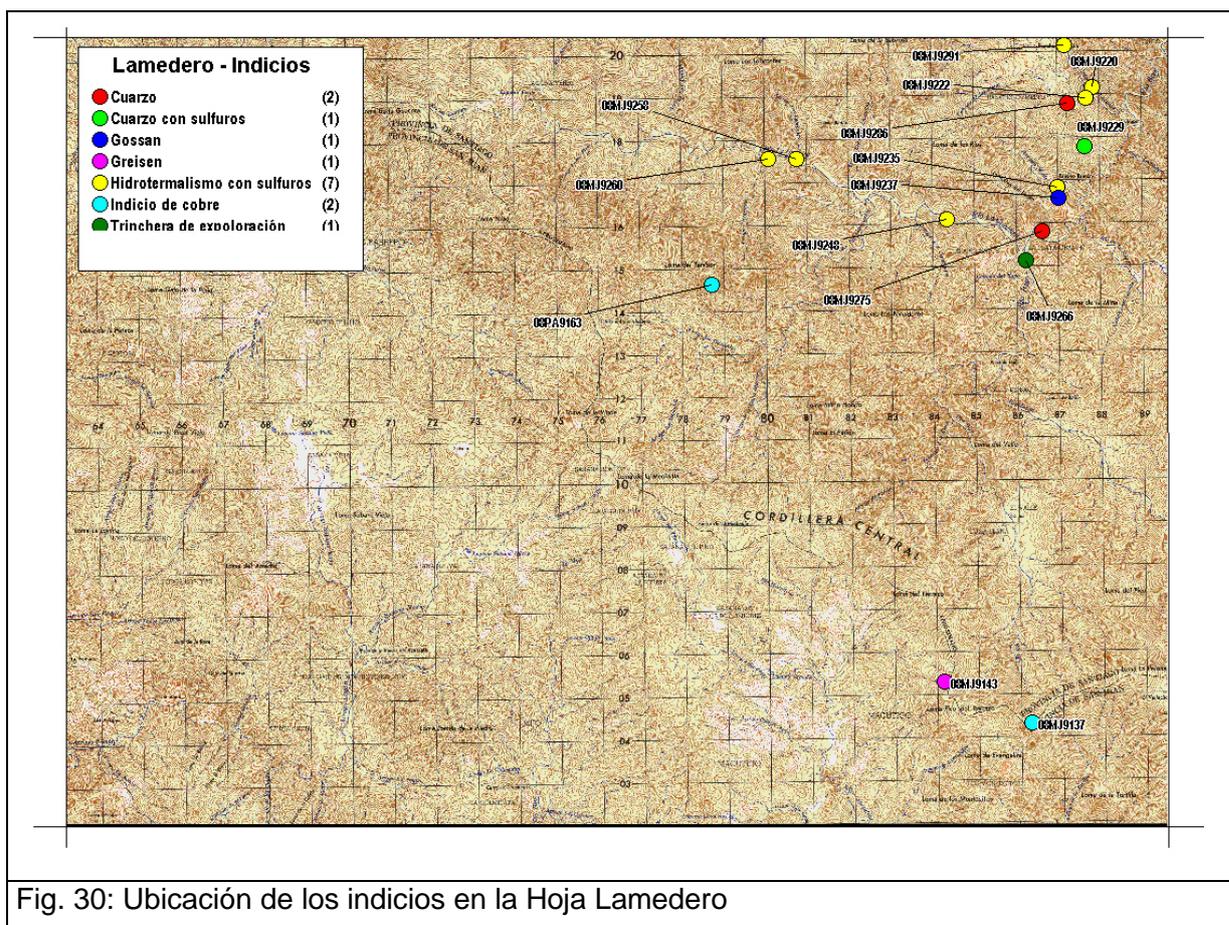


Fig. 30: Ubicación de los indicios en la Hoja Lamedero

7.2.1. Oro y sustancias polimetálicas

Durante esta cartografía, se ha comprobado la presencia de un hidrotermalismo en la Fm. Tireo, intenso en las facies proximales (lavas, brechas ácidas a intermedias) y las zonas de fallas, más débil en las facies epiclásticas distales y finas.

Los sectores con mejor potencial corresponden a las esquinas SO (Las Avispas-Lamedero) y NE de la Hoja (Guacara, Rancho en Medio, río Bao, Loma de la Mina).

El hidrotermalismo se marca por una cloritización intensa, argilitización, epidotización, silicificación y diseminación de pirita fina. Localmente, el enriquecimiento en pirita diseminada tende a lentejones métricos de rocas con el 20% de pirita. Con la meteorización estos lentejones se transforman en pequeñas zonas gossanizadas. Las condiciones de afloramientos no permiten evaluar correctamente las dimensiones de estos lentejones.

En el cauce del río Bao, frente a la confluencia de La Guacara, una antigua trinchera en los aluviones y terraza baja testifica del lavado de oro, confirmado por los más ancianos de los guardaparques. Los aluviones de los arroyos y ríos del norte de la Hoja estaban antiguamente lavados para oro.

Las metabasitas de la Fm. Tireo, presentan localmente manchas de color verde y/o azul correspondiendo a carbonatos de cobre. Este tipo de indicio no representa un potencial minero, traduce únicamente la presencia de Cu en la composición química de las rocas básicas.

Substancia	# punto	Lat °dec WGS84	Long °dec WGS84	comentarios	Unidad geológica
Indicio de cobre	08MJ9137	19.02257	-71.03045	Basalto epidotizado con oxidos de cobre azul y verde (calcocita y calcantita?)	Fm. Tireo
Greisen	08MJ9143	19.03131	-71.05040	Greisen con epidota y cuarzo en bloques sueltos en la tonalita de Macutico	Batolio de Macutico
Hidrotermalismo con sulfuros	08MJ9220	19.15669	-71.01672	Toba dacítica o lava esquistozada cizallada: hidrotermalismo con sulfuros (pirita)	Fm. Tireo
Hidrotermalismo con sulfuros	08MJ9222	19.15452	-71.01811	Dacita alterada con hidrotermalismo fuerte: sericita, sulfuros y oxidos	Fm. Tireo
Cuarzo con sulfuros	08MJ9229	19.1444	-71.01843	Andesita esquistozada y cuarzo esquistozado con sulfuros; Potencia = 20 à 50 cm	Fm. Tireo
Hidrotermalismo con sulfuros	08MJ9235	19.13571	-71.02462	Arroyo Malo: Roca verdosa esquistozada hidrotermalizada con sulfuros	Fm. Tireo
Gossan	08MJ9237	19.13339	-71.02436	Bloque de gossan métrico	Fm. Tireo
Hidrotermalismo con sulfuros	08MJ9248	19.12902	-71.04965	Facies ácido muy hidrotermalizado con clorita, sulfuros y milonitizado en la falla de las Guacaras	Fm. Tireo
Hidrotermalismo con sulfuros	08MJ9258	19.14167	-71.0838	Metabasita muy cloritizada con "nivel" métrico hidrotermalizado con sulfuros	Fm. Tireo
Hidrotermalismo con sulfuros	08MJ9260	19.14167	-71.09035	En el arroyo Victoriano a 100m del punto MJ9260, cerca de la confluencia con Rio Guacara : milonita de facies hidrotermalizado +/-silicificado, cloritizado con sulfuros (pirita y calcopirita)	Fm. Tireo
Trinchera de exploración	08MJ9266	19.12023	-71.03188	Trinchera para Oro en aluviones del río Bao a nivel de la Falla de Las Guacaras con serpentinita	Depósitos fondos de valle - Cuaternario
Cuarzo	08MJ9275	19.12637	-71.02819	Veta de cuarzo con potencia = 1,5 m	Fm. Tireo
Cuarzo	08MJ9286	19.15328	-71.02235	Cuarzo esquistozado en bloques métricos con sulfuros y óxidos rojos	Fm. Tireo
Hidrotermalismo con sulfuros	08MJ9291	19.16561	-71.02323	Arroyo Las lagunas : falla importante; milonita y hidrotermalismo fuerte con clorita, sílice y sulfuros (pirita)	Fm. Tireo
Indicio de cobre	08PA9163	19.11513	-71.10305	Roca verdosa silicificada y roca gris oscuro (silicificada ?) con óxidos verdes de cobre	Fm. Tireo

Tabla 4: Indicios de la Hoja de Lamedero

7.2.2. Sustancias no metálicas

Debido al carácter montañoso de la Hoja de Lamedero, protegida por los Parques Nacionales, no hay un potencial para las sustancias no metálicas..

8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

8.1. Introducción

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

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

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

8.2. Relación de los Lugares de Interés Geológicos.

El relieve de la Cordillera Central en que está localizado la Hoja de Lamedero es abrupto y representa la mayor altura de las Antillas con el Pico de la La Pelona (3,087 m) en la esquina SE de la Hoja y su gemelo el Pico Duarte (3,175 m) situado 1 kilómetro más al SO en la esquina de la Hoja de Manabau.

En esta preciosa zona montañosa enteramente protegida por los Parques Nacionales de José del Carmen Ramírez y Armando Bermúdez, los afloramientos son escasos, en general de mala calidad y los accesos difíciles en la ausencia de carretera. Se necesita el acompañamiento de 2 guías del Parque Nacional, 3 mulos como mínimo, y material de campismo. Las noches se pueden pasar en los refugios del Parque. El mejor periodo del año para disfrutar de estos magníficos paisajes es el invierno (Diciembre a Marzo). No se debe realizar este recogido de una semana en periodo de lluvias.

Se han seleccionado cinco puntos como Lugares de Interés Geológico, situados en un itinerario del Parque Nacional, el más accesible, en el borde este de la Hoja, desde el Refugio de Valle de Lilís, al pie del Pico Duarte y de la Pelona, hasta el Refugio de La Guacara, al NE de la hoja, también accesible por el Refugio de Mata Grande (Hoja de Janico).

El primero corresponde al Pico de la Pelona, desde donde pueden observarse el valle de Bao y los basaltos de tipo Guandules-La Pelona Pico Duarte. El segundo L.I.G. se localiza en el Valle de Bao, en medio de una sabana típica de la Hoja con buenos afloramientos de metabasitas de la Fm. Tiroo en el cauce del río, al pie del refugio.

El tercero se localiza en del Paso del río Bao con un espectacular afloramiento de las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor. El cuarto L.I.G. propuesto es el de La Guacara a la confluencia con el río Bao. El quinto corresponde al sector de Macutico, uno de los sitios más bonito de la Hoja, en medio del batolito tonalítico.

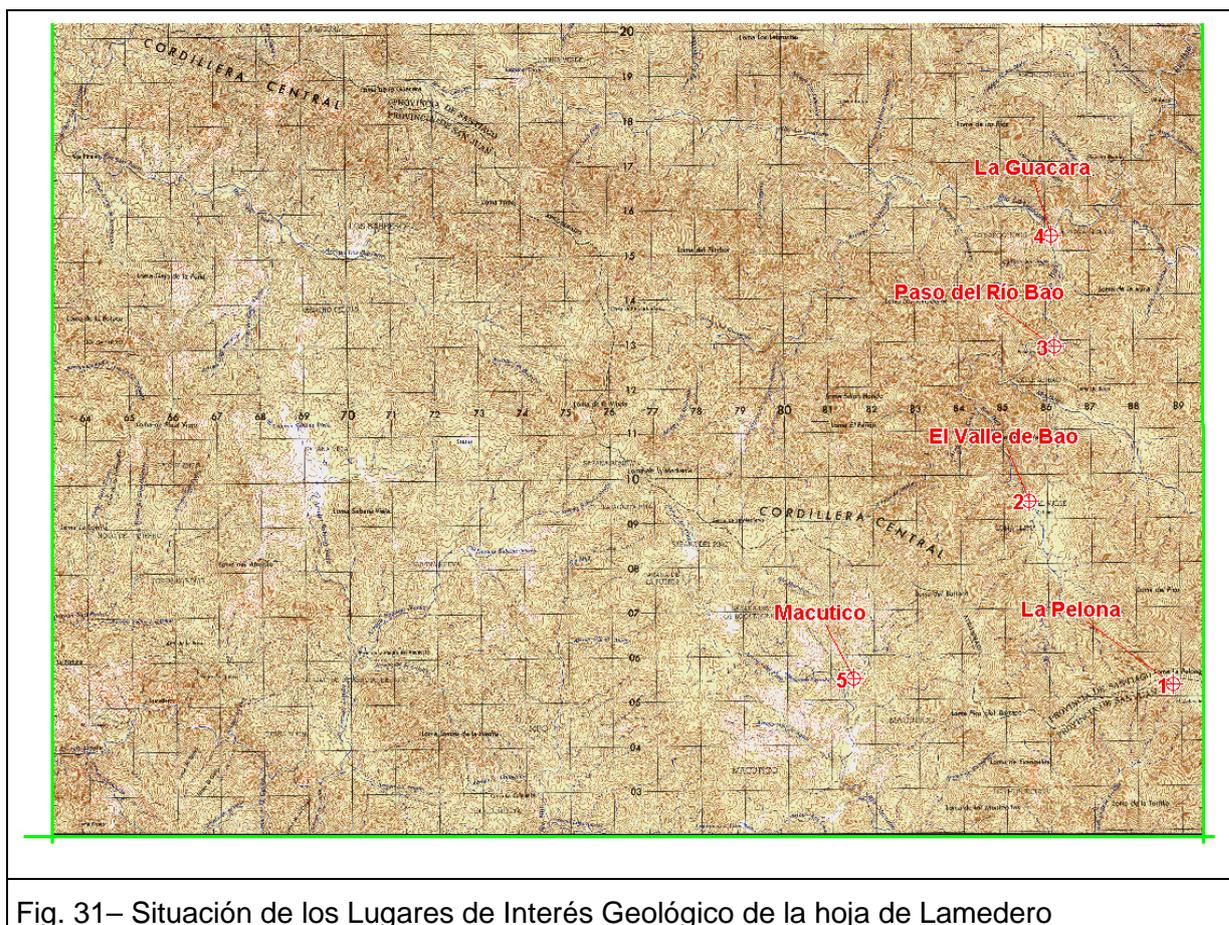


Fig. 31– Situación de los Lugares de Interés Geológico de la hoja de Lamedero

N° de LIG	Lat. (°dec) WGS84	Long (°dec) WGS84	Provincia	Municipio	Paraje
1	19,03132	-71,00574	Santiago		(08MJ9377) La Pelona
2	19,0683	-71,037	Santiago		(08MJ9165) El Valle de Bao
3	19,09947	-71,03177	Santiago		(08MJ9178) Paso del río Bao
4	19,12196	-71,03239	Santiago		(08MJ9276) La Guacara
5	19,03235	-71,0753	San Juan		(08MJ9365) Macutico

Tabla 5 – Situación y coordenadas de los lugares de interés geológico de la Hoja de Lamedero

8.3. Descripción de los Lugares

Se describen cinco L.I.G situados con condiciones de acceso bastante difícil. Su interés principal es petrológico y geomorfológico. Por su posible utilización se pueden catalogar como didácticos y científicos, en tanto que su ámbito de influencia varía de regional a nacional.

8.3.1. L.I.G. Nº 1 Basaltos de la Pelona– Pico Duarte

El acceso es el mismo que para el Pico Duarte. Se realiza desde Jarabacoa hasta la Ciénaga por carretera asfaltada. En la Ciénaga, para entrar en el Parque Nacional se necesita el acompañamiento de 2 guías, que se encargan de fornecer los 3 mulos o más, necesarios al transporte de las personas y del material de campismo. La tienda de campaña no es imprescindible, ya que se puede dormir en los refugios del Parque Nacional. Desde La Ciénaga (1100 m), se llega, a lomos de caballería, en 7 horas al refugio de la Compartición (2450 m) y en 2 horas más, hasta el refugio del Valle de Lilís (2950 m) al pie de los Picos de La Pelona (3087 m) y Duarte (3175).

Durante la ascensión se puede disfrutar de las formaciones vegetales estructuradas fundamentalmente por bosques de coníferas, mixtos y latifoliadas o de hojas anchas. Predomina el pino criollo, que ocupa el piso superior.

Las especies principales que ocupan los espacios naturales en esta área protegida son de importancia biológica excepcional, dado que están ubicadas en regiones de alta montaña. Constituyen elementos de rareza ornitológica en el ámbito de la zoogeografía mundial.

El mismo día, se puede subir al Pico Duarte, en media hora y dormir una noche en el magnífico nuevo refugio del Valle de Lilís desde donde puede verse, mirando hacia el NO, la cima redondeada del Pico de la Pelona, cubierta de pinos criollos.



El día siguiente se realiza fácilmente la última parte de la ascensión, en media hora, a pie o a lomos de caballería atravesando, hasta la cima de La Pelona, un caos de bloques métricos a decamétricos de basaltos de color rojizo debido a la meteorización, con texturas fluidales subrayadas por las vacuolas.

Estos basaltos cubren los metabasaltos de la Fm. Tireo del Cretácico Superior, de los cuales han sido distinguidos cartográficamente por la ausencia de deformación y la firma geoquímica de tipo O.I.B. Son parecidos a los de Los Guandules en la Hoja de Restauración, cubiertos por las Calizas de Nalga de Maco, de edad Eoceno a Mioceno (?). La tentativa de datación absoluta por método Ar/Ar sobre hornblenda, de una muestra de la cima de La Pelona, ha resultado negativo. La edad es entonces tardi a post Tireo o sea Cretácico Superior terminal o más reciente)

Desde la Torre de vigilancia de la cima de la Pelona, mirando hacia el NO, hay una vista preciosa del Valle de Bao y de la Cordillera Central (Loma del Tambor).

Desde la Pelona, en el mismo día, se puede seguir el viaje hasta Macutico o El Valle de Bao o volver a la Cienaga y Jarabacoa.

El interés de este punto es fundamentalmente turístico con gran valor paisajístico y científico con contenido esencialmente petrogáfico y geomorfológico. Su importancia puede considerarse como de nivel regional y nacional.

8.3.2. L.I.G. N° 2 - El Valle de Bao: metabasitas de la Fm. Tireo

El acceso al Valle de Bao, es de dificultad media realizándose a lomos de caballería o a pie, desde el Valle de Lilís-La Pelona-Pico Duarte en 4 horas.

Durante la bajada de la Pelona hay una espectacular visión del Valle de Bao. En invierno, por la mañana, la subida del sol sobre la sabana cubierta de escarchas es una preciosidad.

El sendero sigue una cresta basáltica NE-SO, cubierta de pinos, hasta la Loma del Pico y el Valle de Bao.

La sabana del Valle de Bao corresponde a coluviones y aluviones.

Al pie del Refugio, en el balneario del cauce del río Bao, afloran las metabasitas vacuolares verdosas de la Fm. Tireo, con una esquistosidad N150°E-75°NE y una red de diacalzas. El cauce del río Bao sigue la dirección SO-NE de la esquistosidad. A 100 m al norte del balneario, se observan brechas andesítico-basálticas con bloques centimétricos a decimétricos, aplastados en la esquistosidad. El hidrotermalismo se marca, al afloramiento por las pequeñas vetas de epidota verdosa.

Después de un baño vivificante en el pequeño balneario (reservados a los que no tienen miedo de un agua helada) se se puede volver el mismo día al Valle de Lilís-La Pelona-Pico Duarte o disfrutará de una noche maravillosa en el refugio del Parque Nacional situado a 1800 m de altura.



Refugio Valle de Bao (Lat:19,0683; Long: -71,037;WGS84)

El interés del L.I.G. 2 es fundamentalmente científico y paisajístico, con contenido fundamentalmente petrográfico. Su importancia puede considerarse como de nivel regional.

8.3.3. L.I.G. N° 3 - Paso del río Bao: tonalitas foliadas de La Loma del Tambor

El acceso al paso del río Bao, es fácil, realizándose a lomos de caballería o a pie, en 2 horas desde el refugio del Valle de Bao (o desde el refugio de La Guacara).

A 2 km al norte del refugio del Valle de Bao, el sendero cruce el río Baito (afluente derecho del río Bao) que corresponde a la traza de la falla regional de Macutico-Burende. Esta falla ESE-ONO, subvertical con movimiento de desgarre senestro, limita al sur la banda de tonalitas blastomiloníticas de la Loma del Tambor, de los metabasaltos de la Fm. Tireo.

A 1,5 km más al norte se llega al L.I.G del Paso de Bao donde el sendero cruce el río Bao.

En el cauce del río Bao las tonalitas son fuertemente deformadas con una foliación N145°E-80°SO.

Bajo el pequeño puente las Intercalaciones de pequeños niveles centimétricos a decimétricos, de color verde a negro, de material probablemente básico anfibolítico, subrayan localmente pliegues isoclinales decimétricos a métricos con la foliación plan axial y eje subhorizontal.

La tonalita, fuertemente deformada presenta texturas foliadas con clastos en una matriz milonítica y texturas blastomiloníticas con “ojos” y bandeado paralelo a la foliación caracterizado por niveles ricos en anfíboles o en cuarzo y feldespatos. La lineación magmática está subrayada por los minerales de hornblenda. La deformación blastomilonítica afecta a los minerales de hornblenda, plagioclasa, cuarzo y opacos, que son deformados y aplastados según la esquistosidad, al igual que algunos enclaves máficos-ultramáficos.

Una deformación frágil retrógrada (esquistos verdes) se marca con relleno de venas.

“Ojos” milimétricos a centimétricos, aparecen moldeados por la foliación subvertical y definen una lineación de estiramiento subhorizontal, conforme con el movimiento de desgarre senestro de las fallas de Macutico-Burende y Bonao-La Guacara.

Un enjambre de diques decimétricos a métricos máficos y algunos leucocráticos, no deformados, cortan las tonalitas foliadas o son paralelos a la foliación.

Si el nivel del agua lo permita, bajando a pie, durante unos centenares de metros, el curso del río Bao por su cauce, se observan en el lado izquierdo, intrusiones en las tonalitas foliadas de rocas ultrabásicas y de facies leucócratos.



Paso del río Bao: dique máfico paralelo a la foliación (N145°E-75°NE) de la tonalita leucócrata (08MJ9178-e) (Lat: 19,09947; Long: -71,03177)



Paso del río Bao: tonalita foliada, con niveles volcánicos o volcanosedimentarios(?) básicos esquistozados (¿anfíbolitas?) y diques máficos paralelos a la foliación. (08MJ9178-a) Lat: 19,09947; Long: -71,03177



Después de la visita del L.I.G. N°3 se recomienda seguir el sendero hacia el norte, hasta el L.I.G N° 4 de la Guacara de gran interés y dormir en el refugio de la confluencia La Guacara-río Bao, uno de los más agradables del Parque Nacional, con sus plantaciones de naranjos.

El interés del L.I.G. N° 3 es fundamentalmente científico y paisajístico, con contenido petrográfico y tectónico. Su importancia puede considerarse como de nivel regional.

8.3.4. L.I.G. N° 4 - La Guacara: Falla Bona-La Guacara

Se puede llegar al refugio de la Guacara, por los senderos del Parque Nacional desde el sur o el norte de la Hoja:

Desde el sur por el itinerario de los L.I.G. 1-2-3: Pico-Duarte-La Pelona-Valle de Bao-Paso del Bao, en un día a lomos de caballerías.

Desde el norte, por Santiago de los Caballeros-San José de las Matas-Mata Grande, en un día a lomos de caballería desde Mata Grande (hoja de Janico) hasta Rancho en Medio (esquina NE de la Hoja de Lamedero) y La Guacara.

La falla de Bona-La Guacara, es un accidente regional, de dirección E-O y ESE-ONO, que se sigue desde Bona hasta la frontera con Haití.

En la Hoja de Lamedero, la falla limita al norte la banda de tonalita blastomilonítica de la Loma del Tambor, de la Fm. Tireo. La dirección general es N100°E con buzamiento fuerte hacia al norte.

En la confluencia La Guacara-Bao se observan los esquistos verdes de la Fm. Tireo con un bandeo tectónico y las rocas ultrabásicas serpentinizadas que intruyen dichos esquistos a

lo largo la falla. El contacto corresponde aquí a una zona de cizalla de dirección N140°E, subvertical, con movimiento de desgarre senestro.

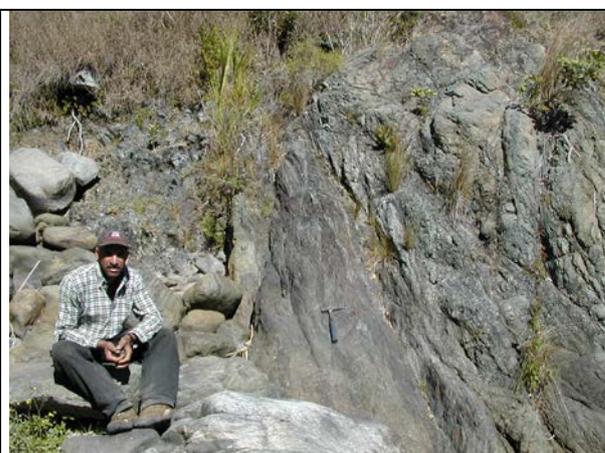
En periodo seco se puede remontar a pie el curso del río Bao por su cauce, y llegar hasta las tonalitas foliadas de la Loma del Tambor.

Bajando el curso del río Bao, se cortan las facies ácidas e intermedias de la Fm. Tireo hidrotermalizada con lentejones de sulfuros (pirita) más o menos oxidados.

En la playa grande, en un meandro del río Bao, a 500 m al norte de la confluencia de La Guacara, con una bateia se puede lavar la arena del río Bao y encontrar algunas pepitas de oro. Los depósitos de fondo de valle y de antiguas terrazas bajas estaban trabajadas por los indios y más recientemente, antes de la creación del Parque Nacional, por los campesinos que vivían en la zona de Rancho en Medio y La Guacara.



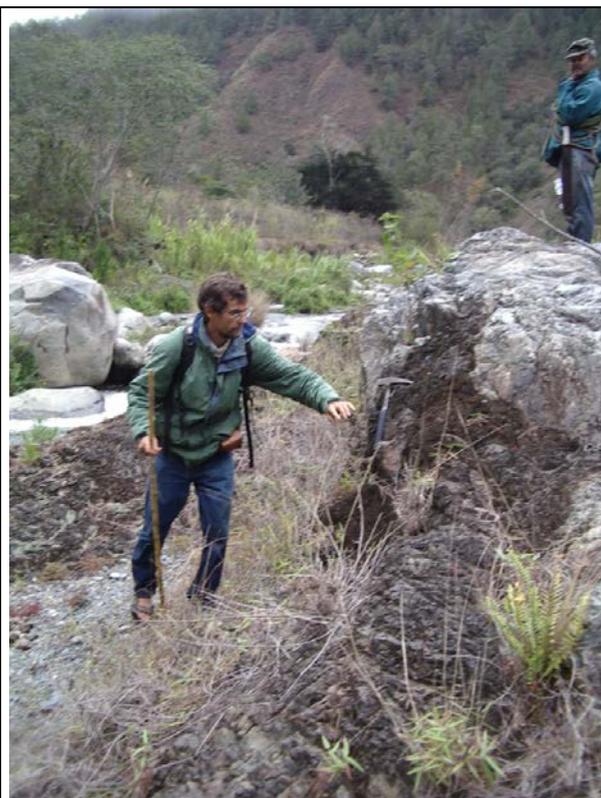
La Guacara: ultrabasita serpentizada de la falla Bona-La Guacara.
(08MJ9193-b) Lat: 19,12196; Long: -71,03239



Confluencia La Guacara-río Bao: contacto serpentinita-esquistos verdes con bandado tectónico: Falla Bona-La Guacara (08MJ9193) Lat: 19,12196; Long: -71,03239



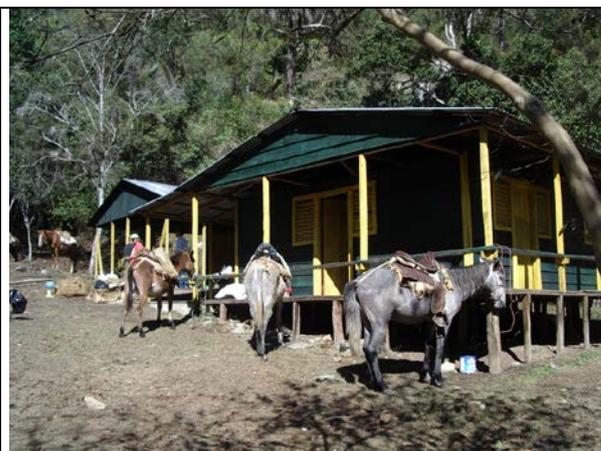
río Bao Falla Bonao-La Guacara (cerca de
confluencia La Guacara-Bao)



Falla de Bonao-La Guacara: ultrabasitas serpentinizadas de la
confluencia de La Guacara con el río Bao
(08MJ9266; Lat: 19,12023;Long: -71,03188)



río Bao abajo la confluencia de La Guacara



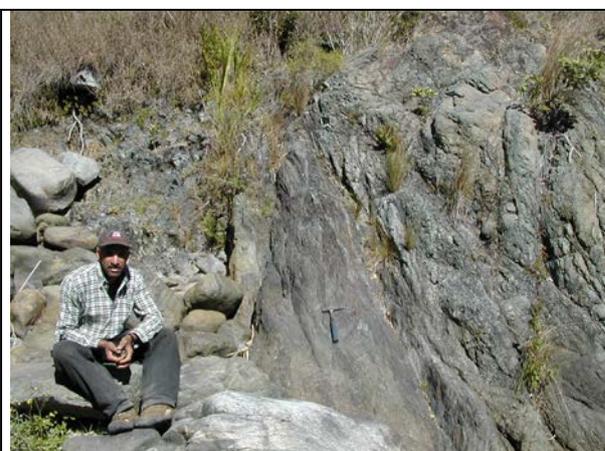
Refugio de La Guacara



río Bao: abajo la confluencia de La Guacara



río La Guacara (08MJ9258 Lat:
19,14167;Long: -71,0838)



La Guacara (confluencia La Guacara-río Bao); contacto serpentinita-esquistos verdes con bandeado tectónico: Falla Bonao-La Guacara(08MJ9193)Lat: 19,12196; Long: -71,03239



La Guacara: ultrabasita serpentinizada de la falla Bonao-La Guacara.
(08MJ9193-b) Lat: 19,12196; Long: -71,03239

El interés del L.I.G. es didáctico, científico, y turístico, por la gran calidad paisajística del recorrido, con carácter tectónico y petrológico. Se observa muy bien la falla regional de Bonao-La Guacara jalonada por lentejones de rocas ultrabásicas serpentinizadas y la Fm. Tireo por lo que su importancia puede considerarse como de nivel nacional.

8.3.5. L.I.G. N° 5 – Macutico

Dos accesos son posibles a lomos de caballerías en 5 días, ida y vuelta, con material de campismo; se duerme en los refugios y la tienda no es imprescindible. Este recorrido se debe realizar en periodo seco, el mejor periodo es en invierno (Diciembre a Marzo)

Desde el SO de la Hoja de Lamedero, entrando por San Juan de la Maguana-Sabaneta- El Ingenito por carretera. Desde el Ingenito, donde se buscan dos monteros como acompañantes y los mulos, se llega, el primer día, al refugio del Alto de La Rosa, cortando la serie Tiro del SE de la Hoja de Arroyo Limón, y el segundo día, al refugio de Macutico, atravesando el macizo de Macutico con escasos afloramientos.

Desde el SE de la Hoja, la primera parte del acceso es el mismo que para el Pico Duarte-La Pelona. Desde La Ciénaga (1100 m), se llega, a lomos de caballería, en 7 horas al refugio de la Compartición (2450 m) y en 2 horas más, hasta el refugio del Valle de Lilís (2950 m) al pie de los Picos de La Pelona (3087 m) y Duarte (3175). El día siguiente, desde La Pelona se llega al refugio de Macutico, siguiendo la cresta basáltica hacia el oeste, hasta la Loma del Pico de Barraco (2644 m) y, 1 km más al norte, hasta el Valle de Polo, situado prácticamente al contacto con el batolito de Macutico. Este contacto se observa (es muy raro) en la cresta de la Loma de Barraco (2654), un poco más al norte de la bifurcación para el refugio de Macutico, siguiendo el antiguo sendero para el refugio del Valle de Bao, en el punto (08MJ9144; Lat: 19,03375;Long: -71,04796: WGS84). Esta parte del sendero está en malas condiciones, ya que no está utilizada desde 1998, año del ciclón Georges, que rompió la mayoría de los árboles quemados por el incendio de 1997. Mejor realizar este tramo difícil a pie, dejando los mulos a la bifurcación del sendero de Macutico.

Desde esta cresta, y bajando, hacia el oeste, el sendero en dirección del refugio, la vista del valle de Macutico es preciosa, una de las más bonitas del Parque. La depresión topográfica del macizo tonalítico en contacto con los relieves basálticos se observa muy bien, así que los coluviones y las terrazas bajas de la cuenca del río Macutico.



Macizo tonalítico de Macutico: vista desde los relieves correspondiendo a los metabasaltos del norte del refugio de Macutico: (08MJ9143) Lat: 19,03131; Long-71,0504)

Desde el refugio de Macutico, la ausencia de bosque en los alrededores favorece la vista de la Cordillera Central y permite disfrutar de un sitio encantador.

Los afloramientos son escasos y localizados en el cauce del río Macutico, al oeste y al sur del refugio donde se puede observar la tonalita y los diques máficos y félsicos (estos últimos epidotizados) cortando el batolito.

En los aluviones y coluviones se observa la casi totalidad de las facies del batolito.

El interés del L.I.G. es didáctico, científico y turístico, por la gran calidad paisajística del recorrido, con carácter petrológico. por lo que su importancia puede considerarse como de nivel regional.

9. BIBLIOGRAFÍA

- AMARANTE, J.F. and GARCIA, J.M.** (1990). Neita 4 - Proyecto de Exploración Restauración - Estado actual 1990 - Candelones - Guano -Naranjo. 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., and 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. p. -256.
- 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.
- 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.

CGG (COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE) (1999): Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto E. Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo

CLARK, M. G., HORN, S. P. & KENNETH, O. H., 2002. High-Elevation Savanna Landscapes in the Cordillera Central, Dominican Republic, Hispaniola. *Mountain Research and Development*, 22, p. 288-295.

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), 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 Hispanola; 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

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.

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), 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), United States (USA)

DRAPER G. & GUTIERREZ-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., and 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.

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.

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., and 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 Republica 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 Republica Dominicana. Hoja a E. 1:50.000 n° 6172-II (Villa Altigracia). [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). Petrología del área de Restauración, República Dominicana. *Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geológica del Caribe*, 10, p. 445-453.

JOUBERT, M., URIEN, P., MUNDARAY, T., and FONDEUR, L. (1998). Proyecto depósitos auríferos de Restauración. República Dominicana - Séptimo Fondo Europeo de Desarrollo de las Comunidades Europeas - Convention Lomé IV. p. 1-96.

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., MARRINER G. F., NIVIA A. & SAUNDERS A. D. (1997). 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.

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.

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 Tiroe 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., HERNANDEZ 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 petrologic 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.

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. and GÓMEZ, J.A. (2000). Programa de Cartografía Geotemática de la Republica Dominicana. Hoja a E. 1:50.000 n° 6172-IV (Bonaio). [6172-IV]. Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional. Proyecto Sysmin.

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.

PALMER H. C. (1963). Geology of the Moncion-Jarabacoa area, Dominican Republic.

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 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., and 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.

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), United States (USA)

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., and 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.

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.

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.