



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

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

**ARROYO LIMÓN
(5973-III)**

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) Ha sido realizada en el periodo 2002-2004 por Informes y Proyectos S.A. (INYPSA), formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPSA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional.

Han participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Dr. Enrique Bernárdez Rodríguez (INYPSA)
- Dr. Miguel Soler Sampere (INYPSA)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Dr. Enrique Bernárdez Rodríguez (INYPSA)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

- Ing. Lluís Ardévol Oró (GEOPREP)

MICROPALAEONTOLOGÍA

- Dr. Luis Granados (Geólogo Consultor)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- Dr. José Pedro Calvo (Universidad Complutense de Madrid)

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dr. Javier Escuder Viruete (Universidad Complutense de Madrid)

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Dr. Enrique Bernárdez Rodríguez (INYPSA)

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Joan Escuer (GEOCONSULTORES TÉCNICOS Y AMBIENTALES)

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

- Dr. Enrique Bernárdez Rodríguez (INYPSA)

TELEDETECCIÓN

- Dra. Carmen Antón Pacheco (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA

- Ing. José 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)
-

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 proyecto 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
- Ing. María Calzadilla
- Ing. Jesús Rodríguez

Se quiere agradecer muy expresamente al Dr. D. 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 la 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
- Álbum de fotos
- Lugares de Interés Geológico

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

- Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico del Cuadrante a escala 1:100.000 correspondiente, y Memoria adjunta
- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 correspondiente, y Memoria adjunta
- Geoquímica de Sedimentos Activos y Mineralometría del Proyecto K. Mapas a escala 1:150.000 y Memoria adjunta;

Y los siguientes Informes Complementarios

- 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 K
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb (Proyectos K y L)
- Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar (Proyectos K y L)
- Informe/Catálogo de macroforaminíferos seleccionados (Proyectos K y L)

RESUMEN

La Hoja de Arroyo Limón se sitúa al oeste de la parte central de la República Dominicana en una zona muy montañosa. En esta hoja están representados los dominios de La Cordillera Central, Trois Rivieres-Peralta y Valle de San Juan.

Los materiales precuaternarios que afloran en el área de la Hoja van desde el Cretácico Superior hasta el Plioceno. La formación Tireo, del Cretácico Superior, es una potente secuencia volcánica-volcanoclástica que aflora en el dominio de la Cordillera Central, con un afloramiento menor en el dominio de Trois Rivieres-Peralta. Esta formación representa una secuencia de arco isla evolucionando desde una serie toleítica a una calcoalcalina. La Formación Trois Rivieres (Campaniano-Maastrichtiano) aflora en el bloque de Trois Rivieres del dominio de Trois Rivieres-Peralta. Incluye la unidad de Aguamite, una potente unidad turbidítica de composición siliciclástica, y la unidad Bois de Laurence, constituida por margas y calizas pelágicas de tonos rojizos, poco potentes. En el dominio de La Cordillera Central existe un pequeño afloramiento de brechas fangosas de talud, que se podría correlacionar con la unidad Aguamite.

Los materiales terciarios más antiguos que afloran en la Hoja, en el bloque Catanamatías del dominio de Trois Rivieres-Peralta, pertenecen a la Formación Neiba (Eoceno Medio-Oligoceno). Consisten en una potente secuencia de calizas micríticas pelágicas con capas de "grainstones" bioclásticas. La formación incluye también depósitos de flujos basálticos submarinos. En el bloque de Catanamatías también está representada la unidad oligocena de Catanamatías que es una potente serie turbidítica margosa con facies de talud que reposa disconforme sobre la formación Neiba. La Formación Sombrerito, del Oligoceno Superior-Mioceno Medio, aflora en el bloque de Catanamatías y en el dominio del Valle de San Juan. En la parte oeste del bloque de Catanamatías esta Formación aflora con facies de fan-delta a talud que se apoyan discordantes sobre la unidad Catanamatías y la formación Neiba, y representan depósitos sintectónicos con discordancias internas. En la parte este del bloque de Catanamatías y en el dominio de San Juan, la formación Sombrerito posee facies turbidíticas margoso-calcareníicas. La formación Arroyo Blanco del Mioceno Superior-Plioceno, aflora en el dominio del Valle de San Juan con facies conglomeráticas y limosas.

Los sedimentos cuaternarios tienen una representación areal muy pobre en la Hoja, aunque muestran cierta diversidad de facies, tales como terrazas, glaciares, depósitos coluviales y de descalcificación.

En el dominio de la Cordillera Central también hay rocas intrusivas. En el borde noreste de la Hoja, hay tonalitas foliadas que representan el límite occidental del batolito de Loma del Tambor. En la misma área extruyen peridotitas mantélicas a favor de la zona de falla de Macutico-Burende. Dispersos en la Fm Tireo, se encuentran diques ácidos hipoabisales y de cuarzo.

La tectónica de la Hoja se encuentra dominada por procesos transpresivos sinistros, que dan lugar a fallas y pliegues. En el dominio de la Cordillera Central los elementos principales son fallas que delimitan bloques romboidales. La deformación interna de las rocas es relativamente importante en los márgenes de estos bloques pero insignificante en el interior de los mismos. La estructura del bloque de Trois Rivières, del dominio de Trois Rivières-Peralta, está fundamentalmente dominado por pliegues y fallas inversas con una componente de movimiento en dirección. El bloque de Catanamatías del dominio de Trois Rivières-Peralta es un buen ejemplo de "puente contractivo" (*restraining bend*) con fallas inversas, pliegues de propagación de falla y desgarres. Se encuentran, además, dispersas por la hoja, fallas menores de componente variada. Una estructura muy espectacular que marca el borde noreste del bloque de Catanamatías es la milonita de La Boca de Los Arroyos, una potente calcimilonita con foliación y lineaciones subverticales indicadoras de movimientos tanto normales como inversos.

ABSTRACT

The Arroyo Limon sheet is located at the western-central part of the Dominican Republic in a highly mountainous area. The Cordillera Central, Trois Rivières-Peralta and San Juan Valley domains are represented on this sheet.

Pre-Quaternary materials cropping out in the sheet area range in age from Upper Cretaceous to Pliocene. The Tiro Formation (Upper Cretaceous) is a thick volcanoclastic and volcanic sequence cropping out in the Cordillera Central domain with a minor outcrop area in the Trois Rivières-Peralta Domain. This Formation represents an island arc sequence evolving from toleitic to calcoalcaline series. The Campanian-Maastrichtian Trois Rivières Formation crops out in the Trois Rivières Block of the Trois Rivières Peralta domain. It includes a thick siliciclastic turbidite unit, the Aguamite Unit, and a thin reddish pelagic chalk unit, the Bois de Laurence unit. A small outcrop area of muddy talus breccia in the Cordillera Central Domain is tentatively correlated with the Aguamite Unit.

The oldest tertiary age material cropping out on the sheet, in the Catanamatias block of the Trois Rivières-Peralta Domain, belong to the Neiba Fm (Middle Eocene to Oligocene) and consist of a thick sequence of pelagic micritic chalks with bioclastic grainstone layers. Submarine basalt flows are included in this formation. In the Catanamatias block the Catanamatias unit (Oligocene) lies unconformably over the Neiba formation and is a thick marly turbidite series with talus facies at their eastern and western edges. The Sombrero Fm (uppermost Oligocene to Middle Miocene) crops out in the Catanamatias block and in the San Juan Valley Domain. In the western part of the Catanamatias block this formation shows a fan-delta to talus facies unconformably overlying the Catanamatias Unit and the Neiba Fm, and represents a syntectonic deposit with internal unconformities. In the eastern part of the Catanamatias block and in the San Juan domain the Sombrero Formation shows turbiditic marly-calcareous facies. The Arroyo Blanco Fm (Upper Miocene-Pliocene) crops out in the San Juan Valley domain and shows conglomeratic and silty facies.

Quaternary sediments have a poor area representation in the sheet, but shows diverse facies including terraces, glacial, coluvial and decalcification materials.

Intrusive rocks are present in the Cordillera Central Domain. At the north-eastern edge of the sheet foliated tonalities represent the western termination of the Loma del Tambor batholith. In the same area mantle peridotites are extruded along the Macutico-Burende fault zone. Acidic hypabyssal and quartz dikes are scattered in the Tireo Formation.

Tectonics of the sheet is dominated by left transpressional processes that give rise to faults and folds. In the Cordillera Central domain the major elements are faults delimitating rhomboid like blocks. Internal deformation in the rocks is relatively high at the borders of these blocks, but negligible inside them. The structure of the Trois Rivieres Block of the Trois Rivieres-Peralta domain is mainly dominated by folds and reverse faults with a strike-slip component. The Catanamatias block of the Trois Rivieres-Peralta domain is a superb example of a restraining bend with reverse faults, fault propagation folds and strike-slip faults. Minor faults of diverse motion are scattered across the sheet. A very spectacular feature at the north-eastern edge of the Catanamatias block is the La Boca de Los Arroyos milonite, a thick calc-milonite with subvertical foliation and lineations indicating both normal and reverse movements.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Metodología	2
1.2. Situación geográfica	3
1.3. Marco Geológico	5
1.4. Antecedentes	11
2. ESTRATIGRAFIA	13
2.1. Cretáceo	13
<u>2.1.1. Formación Tireo</u>	<u>13</u>
2.1.1.1. Formación Tireo. Vulcanitas básicas (7). Cretáceo Superior. K ₂	17
2.1.1.2. Formación Tireo. Coladas de riolitas y riolitas con intercalaciones andesíticas (8). Cretáceo Superior. K ₂	19
2.1.1.3. Formación Tireo. Vulcanitas ácidas-intermedias con predominio de brechas (9). Cretáceo Superior. K ₂	19
2.1.1.4. Formación Tireo. Vulcanitas ácidas-intermedias (10). Cretáceo Superior. K ₂	20
<u>2.1.2. Formación Trois Rivières</u>	<u>21</u>
2.1.2.1. Formación Trois Rivières, Unidad de Aguamite. Margas y areniscas (11). Lutitas con niveles de brechas (12). Brechas calcáreas (13). Areniscas masivas (14). Cretácico Superior, Campaniano. K ₂	22
2.1.2.2. Formación Trois Rivières, Unidad de Bois de Laurence. Calizas micríticas y margas rojizas (15). Cretácico Superior, Campaniano- Maestrichtiano. K ₂	26
2.2. Terciario	27

<u>2.2.1. Formación Neiba. Calizas biomicríticas y brechas calcáreas (16). Basaltos vacuolares y brechas volcánicas (17). Eoceno Medio-Oligoceno Superior. P₂²-P₃</u>	<u>27</u>
<u>2.2.2. Unidad de Catanamatías. Margas con turbiditas calcareníticas (18). Lutitas calcáreas, areniscas y brechas calcáreas (19). Oligoceno Superior. P₃</u>	<u>29</u>
<u>2.2.3. Formación Sombrerito. Lutitas calcáreas con turbiditas calcareníticas y bioclásticas (20). Brechas volcánicas y lápili (21). Margas, calcarenitas y conglomerados (22). Oligoceno Superior- Mioceno Medio. P₃-N₁²</u>	<u>31</u>
<u>2.2.4. Formación Arroyo Blanco. Lutitas y conglomerados (23). Mioceno Superior-Plioceno. N₁³-N₂</u>	<u>33</u>
2.3 Cuaternario	34
<u>2.3.1. Formación Bandera. Coladas basálticas (24). Pleistoceno-Holoceno?. Q₁₋₄</u>	<u>34</u>
<u>2.3.2. Terrazas medias (25). Pleistoceno?. Q₁₋₄</u>	<u>35</u>
<u>2.3.3. Arcillas de decalcificación (26). Pleistoceno?. Q₁₋₄</u>	<u>35</u>
<u>2.3.4. Coluvión de bloques (27). Pleistoceno?-Holoceno. Q₁₋₄</u>	<u>35</u>
<u>2.3.5. Glacis-Coluvión (28) Pleistoceno-Holoceno. Q₁₋₄</u>	<u>35</u>
<u>2.3.6. Coluviones (29). Pleistoceno-Holoceno. Q₁₋₄</u>	<u>36</u>
<u>2.3.7. Abanicos aluviales (30). Pleistoceno?-Holoceno. Q₁₋₄</u>	<u>36</u>
<u>2.3.8. Fondos de Valle (31). Holoceno. Q₁₋₄</u>	<u>36</u>
<u>2.3.9. Terrazas bajas (32). Holoceno. Q₁₋₄</u>	<u>36</u>
<u>2.3.10. Deslizamientos en masa (33). Holoceno. Q₁₋₄</u>	<u>36</u>
2.4. Alteración Laterítica	37
2.5. Rocas intrusivas	38
<u>2.5.1. Peridotitas (5).</u>	<u>38</u>
<u>2.5.2. Leucotonalitas foliadas (4).</u>	<u>38</u>
<u>2.5.3. Rocas ácidas filonianas (1)</u>	<u>39</u>
<u>2.5.4. Diques de Cuarzo (3)</u>	<u>40</u>
<u>2.5.5. Diques de Diabasa (2)</u>	<u>40</u>

3. PETROLOGÍA: GEOQUIMICA Y DATACIONES	41
3.1. Petrología y geoquímica de la Formación Tireo.	41
<u>3.1.1 Toleitas de arco isla “normales”</u>	<u>43</u>
<u>3.1.2 Toleitas de arco isla pobres en Ti</u>	<u>43</u>
<u>3.1.3 Rocas de afinidad boninítica</u>	<u>46</u>
<u>3.1.4 Andesitas, dacitas y riolitas calcoalcalinas</u>	<u>46</u>
3.2. Dataciones geocronológicas U-Pb y Ar-Ar	51
<u>3.2.1. Descripción de las técnicas analíticas</u>	<u>51</u>
3.2.1.1. Técnica analítica por el método U/Pb	51
3.2.1.2. Técnica analítica por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	53
<u>3.2.2. Resultados y discusión</u>	<u>54</u>
3.2.2.1. Tonalitas foliadas de la Loma del Tambor	54
3.2.2.2. Formación Tireo	54
4. TECTONICA.....	58
4.1 Introducción. Contexto Geodinámico	58
4.2. Marco geológico estructural de la zona de estudio	62
4.3 Estructura de la hoja.....	64
<u>4.3.1 Estructura del dominio de la Cordillera Central.</u>	<u>64</u>
<u>4.3.2. Estructura del Bloque de Trois Rivieres.</u>	<u>66</u>
<u>4.3.3. Estructura del Bloque de la Sierra de Catanamatías.....</u>	<u>68</u>
<u>4.3.4. Estructura del dominio del Valle de San Juan.</u>	<u>76</u>
<u>4.3.5.- Fracturas menores.....</u>	<u>76</u>
5. GEOMORFOLOGÍA	78
5.1. Análisis geomorfológico.....	78

5.1.1 Estudio morfoestructural	78
5.1.1.1 Formas estructurales	78
5.1.2. Estudio del modelado	79
5.1.2.1. Formas gravitacionales.....	80
5.1.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial	80
5.1.2.3. Formas por meteorización química.....	81
5.2. Evolución e historia geomorfológica	81
6. HISTORIA GEOLÓGICA	83
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	86
7.1. Hidrogeología	86
7.1.1. <u>Hidrología y climatología</u>	<u>86</u>
7.1.2. <u>Hidrogeología</u>	<u>87</u>
7.2. Recursos minerales	88
7.2.1. <u>Minería metálica</u>	<u>88</u>
7.2.2. <u>Rocas industriales y ornamentales</u>	<u>89</u>
7.2.3. <u>Potencial minero</u>	<u>89</u>
7.2.4. <u>Listado de indicios</u>	<u>89</u>
8. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	90
8.1. Introducción	90
8.2. Relación de los L.I.G.	90
8.3. Descripción de los Lugares	91
8.3.1. <u>L.I.G. N° 1. Paisaje geológico desde la Loma de El Bandado</u>	<u>91</u>
8.3.2. <u>L.I.G. N° 2.Estructura de la Loma de El Picacho desde La Fonda</u>	<u>92</u>
8.3.3. <u>L.I.G. N° 3. Milonita de La Boca de Los Arroyos</u>	<u>92</u>

<u>8.3.4. L.I.G. N° 4. Curso bajo del río San Pedro.....</u>	<u>93</u>
<u>8.3.5. L.I.G. N° 5. "Pillow lavas" de Los Limones.</u>	<u>94</u>
9.BIBLIOGRAFÍA.....	95

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. (INYPSA) ha realizado, bajo el control de la Unión Técnica de Gestión (UTG, cuya asistencia técnica corresponde a AURENSA) 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 en concepto de donación 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 (Figura 1.1):

Restauración (5873)	Restauración	5873-I
	Bánica	5873-II
Dajabón (5874)	Dajabón	5874-I
	Loma de Cabrera	5874-II
Montecristi (5875)	Montecristi	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

1.1 Metodología

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).

Como apoyo a los trabajos de campo, se interpretaron las imágenes disponibles de satélite (Landsat TM y radar SAR), los datos de la geofísica aerotransportada (magnetismo y radiometría) del Proyecto SYSMIN (1996), y las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1984) o a escala 1:60.000 (1966).

Todos los puntos de observación y recorridos fueron grabados diariamente en un GPS, descargados y documentados en una base de datos, trazados en un sistema de información geográfica (SIG) y confrontados a las informaciones anteriormente descritas (topografía, imágenes de satélite, datos geofísicos, etc.) ya incorporadas en el SIG.

Los recorridos de campo se complementaron mediante fichas de control en las que se registraron los puntos de toma de muestras (petrológicas, paleontológicas, sedimentológicas, geoquímicas y dataciones absolutas), datos de tipo estratigráfico y estructural, y fotografías.

Ya que cada Hoja forma parte de un contexto geológico más amplio, el desarrollo de cada una de ellas se ha enriquecido mediante la información aportada por las restantes, con frecuentes visitas a sus territorios

1.2. Situación geográfica

La hoja a escala de 1:50.000 de Arroyo Limón (5973-III) está ubicada en la zona centro-occidental de la República Dominicana (Figura 1.1), a unos 180 Km en línea recta de la capital, Santo Domingo, y unos 260 Km por carretera. La vía de acceso más cómoda en vehículo, es de Santo Domingo a Las Matas de Farfán (233 Km) por la carretera Sánchez (3 h) tomando desde allí la carretera que termina en Los Limones (unos 30 Km). Esta es la única carretera asfaltada que entra dentro de la Hoja de Arroyo Limón.

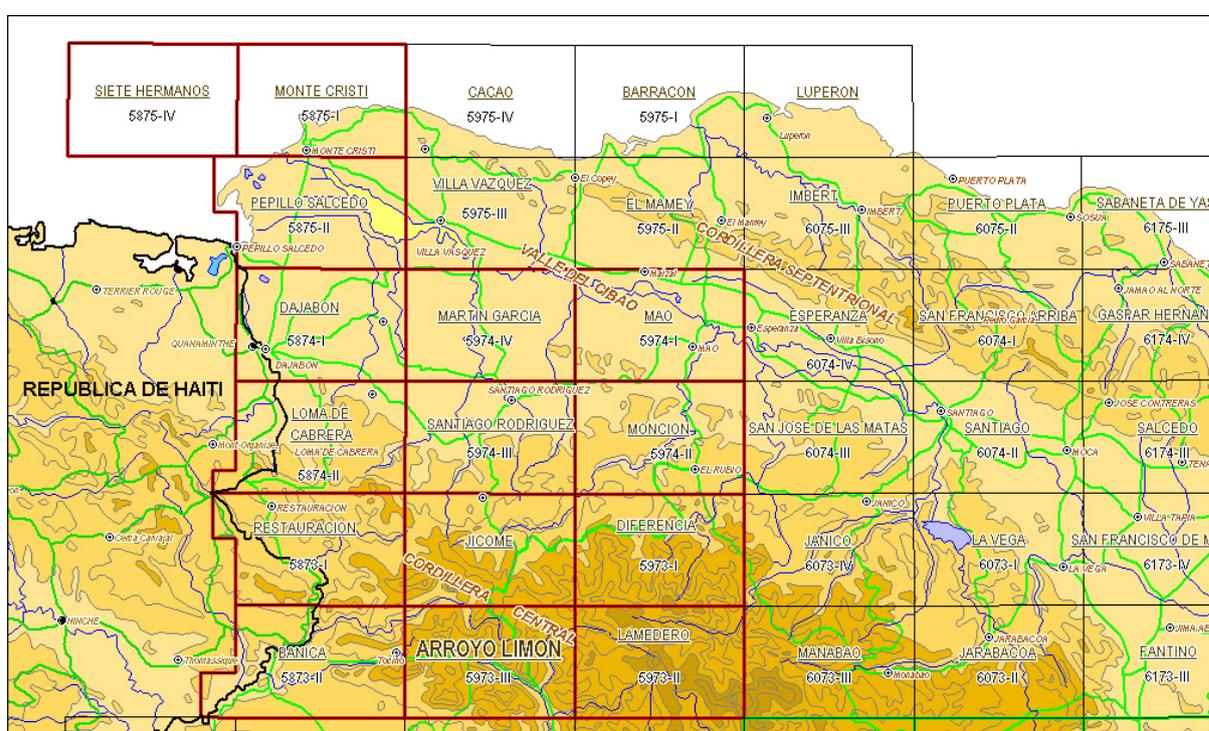


Figura 1.1 – Ubicación de la hoja de Arroyo Limón (5973-III) en el marco del proyecto K

La hoja agrupa términos municipales pertenecientes a las provincias de San Juan y Elías Piña.

Además de la carretera a Los Limones el único acceso rodado a la hoja es el camino que conduce desde la presa de Sabaneta al poblado de La Boca de Los Arroyos (7,5 Km). Ambas localidades se sitúan próximas al borde Sur de la hoja, debiendo realizarse el acceso al resto de la hoja a pie o a lomos de caballería desde localidades situadas en hojas vecinas. Por el lado Norte los accesos son especialmente difíciles, siendo el más fácil el que realiza a la esquina Noroeste por la localidad de La Peña, a donde se accede por la pista

que conduce allí desde la “carretera internacional”, y desde donde se accede a la hoja tras unas 2 horas a lomos de caballería. El lado Oeste de la hoja es accesible desde Bánica, donde se toma la pista a El Morro, quedando el borde de la hoja a unas 4 horas a lomos de caballería en dirección a Yacabueque. El acceso al poblado de Catanamatías, en la parte centro meridional de la hoja puede realizarse desde Las Matas de Farfán por la carretera sin asfaltar que lleva a Los Copeyes, de donde se tarda una 4 horas a lomos de mulo en llegar a Catanamatías. El acceso al cuarto nororiental de la hoja es especialmente difícil, debiendo realizarse a pie y lomos de caballería desde la boca de Los Arroyos, o bien desde la vecina hoja de Jicomé tras una larga jornada a lomos de caballería. Además, en esta parte de la Hoja, se han perdido los caminos desde la declaración del Parque Nacional José del C. Ramírez.

La hoja ocupa una de las zonas más deprimidas del país, y esta ocupada por unos pocos poblados en los que se practica una agricultura de supervivencia por el método de tumba y quema en pequeños conucos, cuya explotación temporal o migratoria ha provocado la deforestación de parte de la Hoja. Los principales productos recogidos en la zona son los guandules, seguidos en menor medida por café, yuca y, sobre todo en las zonas de fondo de valle, algunos frutales, principalmente guayabas, mangos, naranjas y guineos, que por las difíciles comunicaciones de la Hoja, se dedican exclusivamente al autoconsumo. El Parque Nacional José del C. Ramírez ocupa el sector nororiental de la hoja.

La red fluvial de la hoja, intensamente encajada, está dominada por los ríos Joca, Yacabueque y San Juan, este último con sus afluentes San Pedro, Arroyo Limón y La Guama, existiendo, además, en la hoja numerosos arroyos, con aguas más o menos permanentes, que son afluentes de estos ríos.

Geomórficamente, la hoja de Arroyo Limón, excepto en su borde sur, que constituye el límite con el valle de San Juan, pertenece a la cordillera Central, dentro de la cual se destaca en la mitad sur la Sierra de Catanamatías. El tercio nororiental de la hoja cuenta con algunas elevaciones de más de 2000 m carentes de topónimo conocido y en el cuarto noroccidental destaca en altura las Lomas de Las Monterías del Joca, con alturas próximas a los 1600 m. En la mitad sur la Sierra de Catanamatías cuenta con elevaciones importantes, entre las que destacan la loma El Picacho, de 2027 m, la loma de Los Manantiales, de 1925 m, la loma Circacha, de 1802 m y la Loma de Los Copeyes, con 1789 m de altura. El extremo suroeste

de la hoja, relativamente llano y situado a una altura de unos 600 m, presenta pequeñas elevaciones, como la Loma Piatoncito de 864 m.

El clima es de tipo tropical cálido con temperaturas medias anuales aproximadas del orden de los 18 y 24°C con un claro gradiente de aumento de norte a sur. Las precipitaciones anuales medias crecen en sentido inverso entre los 970 y los 1800 mm/a. La vegetación es de tipo tropical húmedo en la mayor parte de la hoja, si bien en la esquina suroccidental es de bosque seco subtropical con predominio de acacia espinosa.

1.3. Marco Geológico

El Proyecto K de Cartografía Geotemática en la Republica Dominicana se caracteriza por la gran diversidad de materiales y medios sedimentarios representados: desde conglomerados continentales a abanicos turbidíticos, desde coladas de lavas y brechas vulcanosedimentarias a calizas micríticas, desde plataformas siliciclásticas a calizas pelágicas etc. A todo esto hay que añadir, además, la presencia de numerosos cuerpos intrusivos representados por los batolitos de Loma Cabrera, El Bao y Macutico, a su vez con importantes cortejos filonianos. Esta diversidad de materiales puede apreciarse en el esquema geológico de la Isla que se muestra en la figura 1.2.

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, 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.

Figura 1.2.

- 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 series 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 a isla desde su formación, y de forma más evidente desde el Paleoceno, va a dar lugar por una parte a una elevada tasa de denudación 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 conjunto de materiales es muy heterogénea, pudiendo diferenciarse, dentro del área abarcada por el proyecto, una serie de dominios tectosedimentarios con características diferenciadas (Fig.1.3). La naturaleza de estos dominios es desigual, ya que mientras unos representan terrenos alóctonos emplazados a favor de grandes fallas de desgarre, otros corresponden a diferenciaciones menores dentro de un mismo terreno y otros corresponden a materiales de cobertera posteriores a las principales etapas de deformación.

De norte a sur los dominios tectosedimentarios representados dentro del área del Proyecto K son los siguientes:

- 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 Cretáceo 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.

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

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

 - El dominio de Tavera tiene su área de afloramiento limitada a la Zona de Falla de La Española, y está ocupado por una serie compleja, al menos en parte sintectónica, y con espesor de difícil evaluación que incluye materiales volcánicos y vulcanosedimentarios, brechas de talud, turbiditas, calizas de plataforma y conglomerados fluviales, todo ello con un rango de edades comprendido entre el Paleoceno y el 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-Cretáceo Inferior, que presentan una deformación polifásica y son denominados Complejo Duarte. Sobre este "zócalo" se depositó una potente serie vulcanosedimentaria a la que siguen depósitos de talud y calizas pelágicas, todavía durante el Cretáceo 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 del Cinturón 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.

Dentro de la presente hoja los materiales representados y que se describen a continuación corresponden a los dominios de la Cordillera Central, del Cinturón de Trois Rivières-Peralta y del Valle de San Juan.

-

Figura 1.3

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. Vaughan *et al.* en 1921 publican el primer mapa geológico de la isla en el que definen la mayoría de las formaciones pre-oligocenas de la hoja. Dohm, en 1943 realiza un mapa geológico a escala 1:100.000 en que utiliza las unidades de Vaughan *et al.* (1921), redefiniendo la Formación Trinchera y definiendo las formaciones Arroyo Blanco y Arroyo Seco, todas ellas pertenecientes al dominio del Valle de San Juan. Bermúdez (1949) en un estudio bioestratigráfico general de la República Dominicana define formalmente las formaciones Neiba y Sombrerito. En 1960 Butterlin refina las descripciones estratigráficas de Vaughan *et al.*, aunque trabaja exclusivamente en Haití.

El primer trabajo importante sobre rocas ígneas y metamórficas del dominio de Cordillera Central, 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). Blesch (1967) realiza un mapa sintético a escala 1:250.000 en el que identifica por primera vez la presencia de materiales del Cretáceo dentro de la hoja de Arroyo Limón. En el mismo año MacDonald y Melson señalan la presencia en el Valle de Sanjuán de un vulcanismo basáltico cuaternario, definiendo la Formación Bandera para estos materiales. En 1974 Cheilletz y Lewis trabajando en Haití definen la falla de Los Pozos. En 1979 Michael identifica la presencia de Basaltos dentro de la Formación Neiba en la sierra de Catanamatías, señalando la presencia en estos de estructuras "pillow", indicativas de un origen submarino.

García y Harms (1988) publican el mapa geológico a escala 1:100.000 de la hoja de San Juan, colindante con la de Arroyo Limón en su cuadrante noroccidental. Estos autores dividen la Formación Tireo en una secuencia inferior, con lavas de composición básica-intermedia, y una secuencia superior con predominio de vulcanismo ácido. Los materiales del dominio de Trois Rivières-Peralta adyacentes a la hoja de Arroyo Limón son atribuidos

por estos autores a la Formación Ocoa, a la que atribuyen una edad Campaniano Superior-Paleogeno.

Draper y Lewis, en Mann *et al.* (1991a) publican un mapa de síntesis a escala 1:150.000 de la parte central de la República Dominicana en el que atribuyen los materiales del cinturón de Trois Rivières-Peralta dentro de la hoja de Arroyo Limón al Grupo Peralta, al que asignan una edad Cretáceo Superior-Paleoceno, identificando también dentro de la hoja la presencia de materiales de la Formación Tireo, a la que asignan una edad Cenomaniano Superior-Campaniano medio. Estos autores asignan a la Formación Neiba una edad Eoceno medio-Superior y cartografían la esquina Noreste de la Hoja como perteneciente al Complejo Duarte. En el mismo año se publica el mapa de síntesis de la isla escala 1:250.000 de Eberle y Mollat. Estos autores dentro de la hoja de Arroyo Limón, además de materiales cuaternarios, cartografían cinco unidades que de más antigua a más moderna serían: una unidad de rocas magmáticas y volcanosedimentarias de tipo Tireo-Duarte, una intrusión tonalítica, encajada en la unidad anterior en la proximidades de Valencio, una unidad en facies flisch, ocupando el dominio de Trois Rivières-Peralta, a la que asignan una edad Cretáceo Superior a Oligoceno Superior, una unidad carbonatada "tipo Neiba" a la que atribuyen una edad Eoceno Medio a Oligoceno Superior, y una unidad "tipo Sombrerito" a la que asignan una edad Oligoceno Superior-Mioceno Medio.

Cepeck y Weis (1991) realizan un informe inédito sobre muestras bioestratigráficas recogidas a lo largo de toda la isla, algunas de las cuales se ubican dentro de la hoja de Arroyo Limón.

Para la elaboración de la presente cartografía se ha tenido en cuenta los datos de la geofísica aeroportada realizada en el marco del actual proyecto SYSMIN (García Lobón, 2004)

Aunque sin hacer referencia directamente a la hoja de Arroyo Limón algunas de las cartografías elaboradas en el marco del anterior proyecto SYSMIN han aportado datos referentes a los materiales y unidades estructurales representadas en esta hoja (Gómez Sainz de Aja, 2000;. Gómez Sainz de Aja *et al.*, 2000; Martín *et al.*, 2000; Díaz de Neira, 2000; Díaz de Neira y Hernaiz Huerta, 2000; Hernaiz Huerta 2000 a y b). Una síntesis de los principales resultados científicos obtenidos en el marco del anterior proyecto SYSMIN puede encontrarse en Pérez-Estaún *et al.* eds (2002).

2. ESTRATIGRAFIA

Se describe a continuación la estratigrafía de los materiales geológicos representados en la hoja, incluyendo los aspectos petrográficos de las rocas ígneas.

2.1. Cretáceo

2.1.1. Formación Tireo

La Formación Tireo es una de las unidades cartográficas más ampliamente representadas en el área del Proyecto K. Esta formación aflora en 10 de las hojas geológicas, ocupando la mayor parte de las hojas de Jicomé, Lamedero y Restauración, contando con amplios afloramientos en las de Dajabón, Santiago Rodríguez, Loma Cabrera, Diferencia, Arroyo Limón y aflorando más reducidamente las de Monción y Bánica. Litológicamente está constituida por rocas volcánicas y volcanoclásticas con intercalaciones de rocas sedimentarias, y presentando, además, frecuentes intrusiones 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 de su área de afloramiento es la Falla de San José-Restauración, y por el Norte se extiende hasta la Zona de Falla de la Española, coincidiendo ambos límites con los del dominio de la Cordillera Central.

Las primeras referencias que aluden a la Formación Tireo se deben a Bowin (1966), quien la definió formalmente en el arroyo del mismo nombre en las cercanías de Constanza, y 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). La estratigrafía y subdivisiones cartográficas de esta formación, han sido objeto de cierta controversia, 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. Si bien por las variaciones en la litología y en el quimismo de las rocas que componen esta unidad parece probable que en el futuro sea susceptible de subdivisión en varias formaciones formales, que se integrarían en un Grupo, esta división no se ha realizado por el momento, por lo que debe mantener su rango de Formación.

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

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

La cartografía sistemática de la formación realizada en el conjunto del presente proyecto ha permitido comprobar que dentro de la monotonía generalizada de los materiales volcanoclásticos, existen notables variaciones y cambios de facies. Así, en la hoja de Restauración (Stein, 2004) 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 rocas epiclásticas con intercalaciones estrictamente sedimentarias.

A la luz de los trabajos realizados en este proyecto, no se utiliza las subdivisiones de Lewis *et al.* (1991) (Tireo inferior y 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, ambos grupos de autores coinciden en afirmar que la parte superior de la Fm. Tireo está

constituida principalmente por rocas volcánicas y vulcanoclásticas ácidas, esencialmente dacíticas. En el área del proyecto K, se observa que las rocas volcánicas y vulcanoclásticas de composición ácida se encuentran más bien en la base de Fm. Tireo. Por otra parte, en un contexto de arco volcánico, como es el caso del entorno de esta formación, las variaciones de la composición química de los productos emitidos, las migraciones de los centros de emisión o hasta el funcionamiento concomitante de aparatos volcánicos emisores de productos de composición química diferente, son algunos de los factores que dificultan el establecimiento de una columna litoestratigráfica de referencia a escala del conjunto del arco de isla.

Además, sí en términos generales la Fm. Tireo muestra una continuidad espacial desde el sector de Baní hasta el sector del Macizo del Norte en Haití (cf. Fig. 4.2) considerándola a escala más detallada, a la escala del proyecto K, existen zonas aisladas de afloramientos de la Fm Tireo, sin continuidad espacial con el “terreno” Tireo. Este es el caso de las hojas de Dajabón, Santiago Rodríguez y Monción, en las cuales los afloramientos aislados del Complejo Dajabón (hoja de Dajabón) y una parte de los que anteriormente se habían relacionado con el Complejo Duarte (hoja de Santiago Rodríguez) han sido atribuidos, en el curso de este proyecto, 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 definieron varios miembros, y se cartografiaron algunas litologías dentro de la Fm. Tireo (Hojas de Constanza; Sabana Queliz y Arroyo Caña), pero se encontraron las mismas dificultades para distinguir un “Tireo inferior” de un “Tireo superior”.

Por todas las razones expuestas, en vez de proponer una columna estratigráfica genérica de la Formación Tireo se ha preferido describir las evoluciones litológicas verticales y laterales en cada hoja o sector de estudio. Por su facilidad de acceso, por los estudios ya hechos en esta área y por ser la que posee un registro litológico más amplio, la cartografía de la Hoja de Restauración (Joubert, M., 2004) ha resultado fundamental para la comprensión de la Fm. Tireo. Sin embargo, la escasez y mala calidad de los afloramientos en al Hoja de Arroyo Limón, además de la gran dificultad de los accesos, no ha permitido identificar las unidades cartográficas diferenciadas en Restauración, siendo necesario el empleo de unidades cartográficas de carácter más general.

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 sobre el Complejo 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 Complejo Duarte como un miembro inferior metamorfozado de la Fm. Tireo, planteamiento que no se comparte en el presente trabajo.

En cuanto al techo de la Fm Tireo, el contacto es casi siempre tectónico. Sin embargo, al Oeste de la hoja de Restauración (Boisson, 1987; Louca, 1990), y en algunos puntos de la de Arroyo Limón, hay afloramientos que permiten observar un contacto estratigráfico de la unidad Bois de Laurence discordante sobre la Fm Tireo. Esta unidad datada por microfaua (véase más adelante) ha proporcionado edades dentro del rango Campaniano-Maastrichtiano (Boisson, 1987; Lewis *et al.*, 1991). Las muestras micropaleontológicas tomadas en el presente trabajo corroboran esta datación. Estos sedimentos, de facies marina profunda, sellan localmente la actividad del volcanismo.

Los espesores estimados para la Fm. Tireo son inciertos y variables, debido a sus condiciones de afloramiento y la intensa tectónica que afecta a estos materiales. JICA/MMAJ (1984) han señalado espesores de más de 3500 m, y Lewis *et al.* (1991) lo elevan a unos 4000 m. En este trabajo se han observado espesores compatibles con 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

La edad Cretácico Superior de la Formación Tireo está bastante bien establecida. La edad probablemente 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 vulcanitas e incorporadas por Lewis en el Tireo inferior han dado una edad Turoniano-Coniaciano ? (Lewis *et al.*, 1991). Vila *et al.* (1982) han datado tres muestras en la región de Constanza como pertenecientes respectivamente al Turoniano, Coniaciano Medio-Santoniano Inferior y "Senoniano Inferior". Las muestras atribuidas por Lewis *et al.* (1991) a la Formación Tireo y datadas como Campaniano Superior-Maastrichtiano Inferior parecen pertenecer a la Unidad de Bois de Laurence. Una muestra tomada por Boisseau (1987) al Sur de Bonao ha proporcionado una edad Campaniano Superior-Maastrichtiano Inferior. Una de las muestras

procedentes de la hoja de Restauración ha sido datada en el marco del presente proyecto (Stein, 2004) como Campaniano medio-alto a Maestrichtiano Inferior.

Las dataciones absolutas de materiales de la Formación Tireo realizadas con anterioridad al presente proyecto, abarcan un lapso temporal correspondiente al intervalo Campaniano Maestrichtiano. Una dacita datada por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre hornblenda, procediendo de la región de Restauración ha dado una edad de 81.2 ± 8.2 M.a. (Jiménez y Lewis, Comunicación personal) en tanto que dos riolitas de la región de Valle Nuevo se dataron por K/Ar respectivamente a 71.5 ± 3.6 M.a. y 85.1 ± 4.3 M.a. (Electroconsult, 1983). Estas dataciones serán discutidas mas adelante en relación con las obtenidas dentro de este proyecto.

La Formación Tireo ocupa aproximadamente un tercio de la superficie de la hoja de Arroyo Limón, localizándose fundamentalmente en su parte nororiental, si bien una estrecha banda de afloramientos de esta formación esta también representada en el borde Norte de la Sierra de Catanamatías. La calidad de los afloramientos es en general mala, presentándose por lo general esta formación fuertemente alterada y recubierta por la vegetación. Únicamente en los cauces de los ríos pueden observarse afloramientos de cierta continuidad y con materiales más o menos frescos. Estas circunstancias, unidas a la dificultad que presentan los accesos de la zona ha impedido que en esta hoja hayan podido identificarse la unidades cartográficas diferenciadas en la vecina hoja de Restauración, con mejores afloramientos y más fáciles accesos. En la cartografía de la hoja de Arroyo Limón se han diferenciado, dentro de la Formación Tireo, cuatro unidades cartográficas, de carácter incluyente y hasta cierto punto heterogéneo, que se describirán a continuación. Estas son: Vulcanitas básicas, coladas de riolitas y riolitas con intercalaciones andesíticas, vulcanitas ácidas-intermedias con predominio de brechas, y vulcanitas ácidas-intermedias.

2.1.1.1. Formación Tireo. Vulcanitas básicas (7). Cretáceo Superior. K₂

Esta unidad de carácter marcadamente heterogéneo agrupa un variado conjunto de materiales, tanto volcánicos como vulcanosedimentarios, con un predominio general de rocas de composición básica. Las coladas de lavas son frecuentes en la unidad tratándose por lo general de basaltos, y con menor frecuencia de andesitas, que en ocasiones presentan una intensa deformación habiéndose transformado en esquistos máficos.

Las coladas basálticas se presentan en el campo, cuando no están meteorizadas, como rocas de colores verdosos oscuros en las que a veces pueden distinguirse texturas fluidales, aunque por lo general tienen un aspecto masivo. Son basaltos plagioclásicos en los que las tabletas de plagioclasa definen las texturas fluidales cuando están presentes. 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.

Las coladas andesíticas, de las que hay un buen afloramiento en el cauce del río Yacabueque, formando parte de la banda que bordea al norte la sierra de Catanamatías, se presentan en el campo con colores pardos oscuros entre los que destacan grandes fenocristales blancos de feldespatos. Son lavas andesíticas hornblendo-plagioclasicas en las que las plagioclasas forman grandes placas tabulares y frecuentes agregados con maclas. Los clinopiroxenos son augitas y forman pequeños prismas de subidiomorfos a idiomorfos. Las hornblendas forman fenocristales con zonados, maclas, y bordes de reacción de opacos en el contacto con la mesostasia. Esta se encuentra recristalizada formando un agregado de grano muy fino de cuarzo, albita, feldespato potásico, clorita y sericita.

Los esquistos máficos proceden de rocas de composición basáltico-andesítica y presentan un metamorfismo regional o de contacto en facies de esquistos verdes de baja temperatura. Los materiales vulcanosedimentarios están representados fundamentalmente por tobas y tobas liticas de composición predominantemente andesítica. Las tobas andesíticas están formadas por clastos de andesitas profidricas con un menor porcentaje de basaltos presentando fenocristales de plagioclasa y anfíbol y microfenocristales feldespáticos fluidales. La matriz de la toba se encuentra transformada en un agregado recristalizado y foliado de composición no identificable. Las tobas liticas presentan en los afloramientos frescos colores verdes y pardos, estando compuestas por clastos volcánicos vacuolares de tamaño de grano medio a grueso con composiciones variables entre basaltos andesíticos y andesitas. Presentan microfenocristales de plagioclasa con texturas fluidales y una matriz vítrea recristalizada.

2.1.1.2. Formación Tireo. Coladas de riolitas y riodacitas con intercalaciones andesíticas (8). Cretáceo Superior. K₂

Los afloramientos de estas coladas de lavas están representados en la esquina sureste de la hoja, presentando buenas condiciones de observación en el curso bajo del Arroyo Limón. En el campo se presentan en los cortes frescos como rocas de color verde oscuro y aspecto masivo, y tomando tonos claros en los afloramientos con mayor grado de meteorización.

Petrológicamente son rocas volcánicas lávicas con composición de riodacítica a riolítica y textura porfídica. Los fenocristales son de cuarzo y plagioclasa, pudiendo en ocasiones haber alguno 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.

2.1.1.3. Formación Tireo. Vulcanitas ácidas-intermedias con predominio de brechas (9). Cretáceo Superior. K₂

Al igual que la unidad anterior los afloramientos de esta se encuentran limitados a la esquina sureste de la hoja presentando buenas condiciones de observación en el corte del Arroyo Limón.

La litología dominante son brechas de cantos y bloques de lava de tamaño predominante en torno a los 15-20 cm, si bien alguno puede alcanzar los 40 cm. No se ha observado dentro de las brechas ningún tipo de ordenación ni de tamaños ni de composición, fundamentalmente riodacítica y dacítica.

Intercaladas entre las brechas, y con mucha menor representación volumétrica, se encuentran otras litologías entre las que dominan las tobas, generalmente con laminación paralela que se aprecia mejor en los afloramientos alterados que en la roca fresca.

En la parte más baja de la serie del arroyo Limón, intercaladas entre tobas, hay algunas capas decimétricas de calizas recristalizadas de color negro en las que en ocasiones se aprecia una laminación paralela relictas. En varios puntos de la serie hay también intercalaciones de lilitas de color negro, generalmente con potencias de pocos centímetros, pero que en la parte media de la serie de arroyo Limón llegan a formar algunas capas de potencia métrica con estructuras de slump. Estas intercalaciones de calizas, probablemente

micritas pelágicas en origen, y de liditas, apoyan una interpretación del medio de depósito en aguas marinas profundas como han sugerido Lewis *et al.* (1991)

En el corte de el camino que asciende a la Loma el Muñeco, próxima al borde suroriental de la hoja se ha identificado la presencia dentro de esta serie, de intercalaciones de tipo andesítico, aunque dadas las condiciones de afloramiento no cabe descartar que se trate de intrusiones someras posteriores al depósito de la unidad.

2.1.1.4. Formación Tireo. Vulcanitas ácidas-intermedias (10). Cretáceo Superior. K₂

Esta unidad corresponde a un conjunto relativamente heterogéneo de rocas que, en la esquina Sureste de la hoja, se interdigita con las dos unidades anteriormente descritas.

La unidad comprende rocas volcánicas y vulcanosedimentarias de carácter principalmente ácido pero entre las que hay algunas intercalaciones andesíticas e incluso de basaltos.

Las rocas vulcanosedimentarias están representadas principalmente por tobas, cineritas y, en menor proporción, brechas, de composición riolítica y riodacítica.

Las cineritas se presentan en el campo como rocas de grano muy fino con laminación paralela o masivas y colores generalmente blancuzcos. Por lo general se encuentran recristalizadas, estando compuesta por un agregado microcristalino de granos de cuarzo, entre los que se preservan algunos microfenocristales de feldespato y fragmentos finos de vidrio.

Las tobas y tobas líticas tienen composición fundamentalmente riodacítica. En el campo se presentan como rocas de colores oscuros en las que en ocasiones se pueden observar laminaciones paralelas. Están compuestas por un agregado de partículas volcánicas afánicas y microcristalinas, con abundancia de microfenocristales de cuarzo y plagioclasa. Suelen estar recristalizadas y alteradas con reemplazamiento de los minerales originales por sericita, óxidos de hierro y minerales opacos.

Algunos niveles de tobas líticas y brechas presentan una composición andesítica. En el campo se presentan como rocas de color verde oscuro y aspecto brechoide, con clastos de rocas volcánicas porfídicas de matriz afánica. Los clastos presentan fenocristales y

agregados milimétricos de plagioclasas, así como fenocristales de cuarzo, hornblenda y augita. En la matriz hay microfenoblastos de plagioclasas y se presenta desvitrificada. Presentan alteraciones con transformación parcial de la mineralogía original a sericita, clorita, epidota y prenita.

Las coladas de lava son por lo general de composición dacítica y riodacítica, aunque en algún caso hay coladas de basaltos andesíticos.

Las riodacitas se presentan en el campo como rocas de aspecto masivo y colores por lo general verdes oscuros, a veces rojizos por alteración. Presentan fenocristales de plagioclasa cuarzo y anfíbol de subidiomorfos a xenomorfos. Como minerales accesorios aparecen circón, ilmenita, carbonatos, magnetita, y, en las dacitas, clinopiroxeno. La mesostasia está compuesta por microfenocristales de plagioclasas y un agregado desvitrificado de clorita zeolitas y opacos.

Los basaltos andesíticos se presentan en el campo como rocas de colores oscuros con laminación fluidal definida por cristales de plagioclasa. Los microfenocristales son de plagioclasa y clinopiroxenos de composición augítica. La mesostasia vítrea esta formada por un agregado microcristalino de albita, actinolita, cuarzo, sericita, clorita, zeolitas y opacos, producto de una alteración secundaria.

2.1.2. Formación Trois Rivières

Las rocas del Cinturón de Trois Rivières - Peralta fueron descritas por primera vez por Woodring *et al.* (1924), quienes las atribuyeron, esencialmente, al intervalo Cretáceo Inferior-medio. Posteriormente Butterlin (1960) agrupó los sedimentos cretáceos del Macizo del Norte bajo el nombre de Fm. Trois Rivières, atribuyéndoles una edad Campaniano-Maestrichtiano. Los trabajos principales que se han realizado en el dominio de el Cinturón de Trois Rivières- Peralta se han desarrollado en la parte Sur del mismo, entre Baní y Padre las Casas (Díaz de Neira & Hernaiz Huerta, 2000; Dolan *et al.*, 1991; Hernaiz Huerta, 2000a; Hernaiz Huerta & Pérez-Estaún, 2002; Heubeck *et al.*, 1991; Heubeck & Mann, 1991; Witschard & Dolan, 1990). En cambio, existen pocos trabajos en la parte NO de esta cuenca. La falta de trabajos globales y de correlaciones a escala de Trois Rivières - Peralta ha conducido a correlaciones espurias a confusiones entre materiales y medios sedimentarios que en realidad corresponden a edades muy diferentes. Dolan (1988) une el

Grupo Peralta y la Formación Trois Rivières en el conjunto "Cuenca de Peralta". Este autor reutiliza las edades publicadas, que varían del Cretácico Superior al Paleógeno (Biju-Duval et al., 1982 ; Dolan *et al.*, 1991; Shiroma, 1986), pero piensa que la mayoría de la microfauna determinada ha sido retrabajada y que la edad del depósito es Eoceno. Dolan (1989) redefinió el Grupo Peralta y distinguió tres formaciones que, de techo a muro, son: Formación El Número, Formación Jura y Formación Ventura. En realidad estas formaciones son de edad Eocena (Dolan *et al.* 1991, Herraiz-Huerta *et al.* 2002), y no tienen relación con la Formación Trois Rivières de edad Cretácea, por lo que no tiene sentido agruparlas en una única cuenca a efectos paleogeográficos, tal como han hecho Dolan *et al.* (1991).

Boisson (1987) distinguió cuatro unidades en el seno de la Formación Trois Rivières; Bois de Laurence, Aguamite, Cerca la Source, y Port Margot. La unidad de Port Margot, constituida básicamente por conglomerados aflora únicamente en la región costera del Norte de Haití y no parece tener relación clara con la Formación Trois Rivières. Los materiales de la formación Trois Rivières cartografiados en el presente proyecto se corresponden en sus características litológicas y faciales con la descripción original de la unidades de Aguamite y Bois de Laurence dada por Boisson.

2.1.2.1. Formación Trois Rivières, Unidad de Aguamite. Margas y areniscas (11). Lutitas con niveles de brechas (12). Brechas calcáreas (13). Areniscas masivas (14). Cretácico Superior, Campaniano. K₂

Esta unidad ha sido definida por Boisson (1987) en Haití, y esta constituida, según este autor por un conjunto detrítico con predominio de materiales finos que presenta intercalaciones de areniscas en capas de potencias de decimétricas a métricas, y algunos niveles de pelitas carbonatadas.

Los materiales de esta unidad ocupan aproximadamente un tercio de la superficie de la hoja de Arroyo Limón, formando una banda que ocupa la practica totalidad del cuadrante NO de la hoja y se dirige hacia el Sureste adelgazando rápidamente hasta casi desaparecer en las proximidades del borde sureste de la hoja. La calidad de los afloramientos de la unidad de la hoja es en general bastante deficiente, ocupando un área con densa vegetación, de bosque bajo y herbáceas, y con alteraciones que llegan a ser muy importantes, sobre todo en las zonas altas. Como consecuencia de esto en la mayor parte de la hoja las condiciones de observación son muy deficientes, no permitiendo ver mas de unas pocas decenas de metros

en el mejor de los casos. La única excepción dentro de la hoja son los cortes del río San Pedro y el río San Juan, donde hay afloramiento continuo a lo largo de varios kilómetros, si bien en este último la serie está afectada por numerosas fallas y pliegues. La potencia mínima de la unidad estimada en base a los cortes geológicos es de unos 3.000 m.

La litología dominante es de lutitas con porcentajes variables de carbonato entre las que se intercalan capas de areniscas. El porcentaje de lutitas areniscas es muy variable, aunque en la mayor parte de la hoja predominan claramente las lutitas. En el campo las lutitas se presentan por lo general muy alteradas, con tonos ocres, mientras que en los escasos cortes frescos presentan colores grises oscuros.

Las areniscas, con colores de alteración pardos o amarillentos presentan en corte fresco tonos grises, ocasionalmente verdosos. El tamaño de grano predominante es de grano fino y medio, si bien en la base de algunos cuerpos puede ser de grano grueso e incluso microconglomerático. La composición de los granos es fundamentalmente cuarzo-feldespática, (50-75%), con predominio general del cuarzo, aunque en ocasiones el feldespato, fundamentalmente potásico, puede constituir por sí solo el 48% de la roca. Los fragmentos de rocas volcánicas están representados por lo general con valores por debajo del 5%, pudiendo alcanzar hasta el 11% en algún caso. Los fragmentos de rocas metamórficas se presentan en porcentajes muy variables, por lo general por encima del 5%, si bien en algún caso están ausentes en otros se alcanzan valores de hasta el 26%. La matriz, arcillosa, se presenta en porcentajes del orden del 20-25% y el cemento carbonatado varía entre el 10 y 20% en general, si bien en algún caso puede alcanzar el 50% en los tramos de grano más fino.

En la sección del río San Pedro se han medido unos 1.500 metros de serie prácticamente continuos con una tendencia general granocreciente y estratocreciente. El tercio inferior de la serie es esencialmente lutítico con intercalaciones milimétricas de limolitas y areniscas de grano fino con estratificación lenticular "Wavy". Ascendiendo en la serie comienzan a aparecer intercalaciones de capas tabulares de areniscas, de potencias centimétricas a decimétricas, que presentan gradación positiva y laminaciones paralelas. En los 100-150 metros superiores, en tránsito al unidad de Bois de Laurence, el porcentaje de carbonato de las lutitas aumenta, y aparecen intercaladas en la serie capas de potencia métrica y de hasta 30 m, de brechas con base neta. Los clastos alcanzan tamaños de hasta más de 1 m y su composición es fundamentalmente volcánica, aunque algunos de los bloques, sobre

todo los mayor tamaño y más angulosos, son de calizas micríticas pelágicas. Los clastos y bloques volcánicos son predominantemente de composición andesítica y proceden de rocas volcánicas piroclásticas sin retoque epiclástico y con tamaños de grano de toba de grano grueso. Asociados a estos tramos con brechas también hay algunos niveles de radiolaritas negras con estructuras de slump. El tercio inferior, lutítico, de esta serie puede interpretarse como un depósito de contouritas y el tramo mayoritario, con areniscas, representa una facies de cañón submarino, pudiendo relacionarse los niveles de brechas del techo de la serie con flujos en masa procedentes del talud. Una descripción detallada de esta serie puede encontrarse en el informe complementario sobre sedimentología (Ardevol, 2004).

La sección del río San Pedro, no es, sin embargo, representativa de las facies predominantes en la mayor parte de la hoja, que están constituidas en su mayor parte por lutitas carbonatadas con intercalaciones muy espaciadas de areniscas de grano fino en capas de potencia generalmente entre 3 y 30 cm gradación positiva. Estas intercalaciones forman secuencias estratocrecientes progradacionales con potencias decamétricas, lo que permite interpretar esta facies, predominante en la hoja como correspondiente a lóbulos deposicionales de turbiditas de capas finas (*Thin Bedded Turbidites, TBT*). En general la unidad de Aguamite representa un sistema turbidítico pobre en arena.

Dentro de este conjunto predominantemente lutítico-carbonatado y arenoso de la unidad de Aguamite (11) se han diferenciado en la cartografía de la hoja otras litologías que forman afloramientos mas o menos puntuales.

En la esquina Noroeste de la hoja se ha diferenciado hacia el techo de la unidad una potente serie arenosa (14) constituida por bancos de decimétricos a métricos de arenas, a veces gradadas. Otros bancos potentes de areniscas intercalados en la serie y con características litológicas semejantes a las anteriores se han representado en la cartografía con la misma sigla.

En otros puntos se han observado afloramientos de brechas carbonatadas, uno de los cuales tiene entidad suficiente para ser representado en la cartografía (13). Se trata de un depósito de aspecto caótico con cantos angulosos de calizas micríticas y bioclásticas de hasta 3 cm flotantes en una matriz fundamentalmente arenosa. Los granos arenosos son fundamentalmente de rocas volcánicas, de las que hay también algún clasto de tamaño centimétrico en la brecha. Las calizas presentan faunas marinas bentónicas de aguas

someras con equínidos, bivalvos, gasterópodos y algas rojas, sin que se haya podido identificar ningún elemento de utilidad bioestratigráfica.

Fuera del dominio del Cinturón de Trois Rivières-Peralta, discordantemente sobre la Formación Tireo se ha identificado un afloramiento de lutitas masivas con brechas carbonatadas (12) que se atribuye a la Formación Trois Rivières. Se trata de lutitas de grano fino entre las que se intercalan lentejones de brechas carbonatadas con los clastos flotando en la matriz lutítica. La unidad se presenta fuertemente alterada en toda su área de afloramiento, con las lutitas alteradas a colores rojizos y con disolución de la mayor parte de los clastos calcáreos, que aparecen como fantasmas. Como contenido paleontológico únicamente se ha encontrado un molde de bivalvo indeterminado y algunos restos vegetales, resultando estériles las muestras micropaleontológicas. Estas facies podrían representar depósitos de “mud flow” en el talud, y en ausencia de datación se interpretan provisionalmente como un equivalente lateral de la unidad de Aguamite.

El contenido macropaleontológico de la unidad de Aguamite dentro de la hoja de Arroyo Limón se ha revelado como sumamente escaso reduciéndose a algunos icnofósiles (*Helminthoidea* y *Scolicia*) observados en el corte del arroyo Limón. Las muestras micropaleontológicas se han revelado igualmente pobres y solo una muestra ha proporcionado escasos y mal conservados ejemplares de *Globotruncana ? sp.* indicativos de una edad Cretáceo Superior.

Boisson (1987) ha encontrado en Haití una asociación de foraminíferos planctónicos indicativa de una edad Campaniano-Maestrichtiano. Ninguna de las muestras micropaleontológicas tomadas en el curso del presente proyecto en la unidad de Aguamite ha permitido precisar más esta edad, pero dado que la suprayacente unidad de Bois de Laurence ha sido datada como Campaniano medio en la hoja de Restauración, se puede restringir el rango de la unidad de Aguamite al Campaniano inferior y medio, aunque sin excluir la posibilidad de pueda incorporar en su parte basal materiales de edad Santoniano. Estas edades indican que la Formación Trois Rivières se ha depositado simultáneamente a la parte alta, al menos, de la Formación Tireo. La escasa participación volcánica de la unidad de Aguamite se explica por el carácter submarino del vulcanismo de la Formación Tireo, procediendo los aportes que dieron origen al depósito de la unidad de Aguamite de alguna zona emergida y desprovista de vulcanismo contemporáneo que probablemente se situaría hacia el noroeste de su área de depósito.

2.1.2.2. Formación Trois Rivieres, Unidad de Bois de Laurence. Calizas micríticas y margas rojizas (15). Cretácico Superior, Campaniano- Maestrichtiano. K₂

La unidad de Bois de Laurence aflora en la hoja de Arroyo Limón ocupando dos estrechas bandas, una de las cuales coincide con el límite suroriental del dominio de Trois Rivieres-Peralta, estando la otra en el borde Norte de la Sierra de Catanamatías y en los afloramientos del río de La Guama.

La unidad está constituida por un conjunto de margas y calizas micríticas con colores predominantemente rojizos y mas raramente grises claros. En los metros basales de la unidad son relativamente frecuentes las intercalaciones decimétricas a métricas de brechas con clastos fundamentalmente volcánicos, similares a las ya descritas en el corte del río San Pedro. En otros puntos, fundamentalmente en la parte baja de la serie hay niveles de centimétricos a decimétricos de radiolaritas negras, ocasionalmente enrojecidas por alteración. En algunos puntos, fundamentalmente en la banda más meridional entre las facies margosas hay intercalaciones de nivelillos centimétricos de areniscas de grano fino. La alternancia de margas y calizas se realiza generalmente en capas decimétricas, pero en algunos puntos las capas son centimétricas. El porcentaje de margas y areniscas es muy variable, tanto entre distintas localidades como a lo largo de la serie en la misma localidad, aunque en general los afloramientos de la banda meridional presentan muchas menos intercalaciones de calizas.

Las calizas son biomicríticas con texturas "Wackestone-Packestone" y en lamina delgada presentan frecuentes secciones de foraminíferos planctónicos y radiolarios indicando su origen marino profundo pelágico. El hecho de que en ningún punto se hayan encontrado fósiles de ammonites o inocerámidos parece indicar que el deposito se realizó por debajo de el nivel de compensación del aragonito.

Las muestras micropaleontológicas tomadas en la hoja de Arroyo Limón han proporcionado asociaciones de foraminíferos planctónicos con *Globotruncana* aff. *lapparenti*, *G. linneiana*, *G. aff. fornicata* y *Hetrohelix* aff. *globulosa*, indicativas de una edad dentro del intervalo Campaniano-Maestrichtiano. Dos muestras tomadas en la hoja de Restauración permiten una mayor precisión. Una de ellas indica una edad Campaniano medio y otra es indicativa

de un intervalo entre la parte mas alta del Maestrichtiano Inferior y el Maestrichtiano Superior. En consecuencia esta unidad representa un rango mínimo de edades comprendido entre el Campaniano medio y la parte más alta del Maestrichtiano Inferior, sin que puedan descartarse edades ligeramente más bajas o más altas dentro del rango Campaniano- Maestrichtiano.

2.2. Terciario

2.2.1. Formación Neiba. Calizas biomicríticas y brechas calcáreas (16). Basaltos vacuolares y brechas volcánicas (17). Eoceno Medio-Oligoceno Superior. P₂²-P₃

La Formación Neiba, definida por Dohm (1942) en la sierra homónima, aflora en la sierra de Catanamatías constituyendo un potente conjunto carbonatado de al menos 1300 m de potencia sin que en ningún momento llegue a aflorar su muro.

La serie esta constituida principalmente por calizas micríticas de tonos grises claros en fractura fresca y blanquecinas en superficie. Estas calizas presentan un aspecto tableado presentándose por lo general en bancos de potencia decimétrica con estratificación planar y texturas “wackestone-packestone” con abundantes foraminíferos planctónicos. Entre estas calizas micríticas se intercalan ocasionalmente bancos de calizas “grainstone-rudstone” con potencias por lo general entre 2 y 3 m, si bien en algunos casos pueden alcanzar los 5 m y en otros apenas 60 cm. Estos bancos presentan una neta base erosiva y una muy clara gradación positiva. En las secuencias más completas están constituidos en su base por calizas brechoides, de intraclastos de caliza micrítica, que pasan a techo a un “rudstone” de macroforaminíferos bentónicos, de tamaño decreciente hacia techo, donde pasa a ser progresivamente “grainstone” de grano fino y terminando con calizas “packestone-wackestone”. En los sectores situados más al norte los macroforaminíferos están acompañados por abundantes fragmentos de algas calcáreas. El espaciado entre estos bancos de “grainstone” es bastante irregular, siendo por lo general, en la mayor parte de la sierra de mas de 50 m., pero en el sector situado más al Este, en la sección del arrollo de Tocino, estas intercalaciones son más frecuentes, y se organizan junto con las calizas micríticas en secuencias de potencias métricas a decamétricas. En ambos tipos de calizas a lo largo de toda la sierra se presentan esporádicamente silicificaciones y nódulos de silex

de origen diagenético probablemente formados a partir de disolución de espículas de esponjas.

En extremo Este del área de afloramiento, próximo al río San Pedro, las calizas micríticas presentan algunos granos de cuarzo de tamaño arena fina-media, que en algunos niveles pueden llegar a representar cerca del 20 por ciento de la roca, indicando probablemente un cambio de facies a los materiales siliciclásticos coetáneos de la Formación El Número.

Intercalados a diversas alturas dentro de la serie se han identificado y diferenciado en la cartografía una serie de materiales vulcanosedimentarios (17) compuestos por coladas de lavas, "pillow" lavas y brechas vulcanosedimentarias que en general se presentan muy alteradas pudiendo alcanzar potencias de hasta 300 m. Estos materiales fueron identificados por primera vez en la zona por Michael (1979) en la zona SE de la hoja de Arroyo Limón. Las lavas se presentan en los afloramientos como masas de color marrón rojizo con abundantes vacuolas rellenas por zeolitas y conservando en ocasiones texturas fluidales, mientras que las brechas, con una alteración más profunda, suelen presentar tonos verdosos y ocasionalmente violáceos. En lámina delgada las lavas, que se pueden clasificar como basaltos plagioclásicos, presenta una textura porfídica muy vesicular con texturas fluidales definiendo un flujo magmático planar. Los fenocristales, que en la mayor parte de los casos se encuentran totalmente reemplazados por agregados de cuarzo, albita y pumpellita, son prismas de plagioclasa en la única muestra fresca que se ha podido estudiar. La mesostasia está formada por un agregado de microfenoblastos de plagioclasa, los cuales definen una fluidalidad planar, además de además de algún ferromagnesiano redondeado y abundantes agregados de opacos. Las vacuolas están rellenas por carbonatos y zeolitas. En las proximidades de estas intercalaciones vulcanoclásticas, lateralmente a ellas, las calizas micríticas se enriquecen en arcillas llegando en algún caso a pasar a margas.

Las secuencias identificadas en el arroyo de Tocino indican un ambiente de rampa distal (Ardevoll, 2004), y en resto de la sierra el predominio de calizas micríticas, con abundantes foraminíferos planctónicos, indica un medio de sedimentación pelágica probablemente en partes distales de la plataforma, con lo que, en conjunto, cabe atribuir a esta formación un ambiente de plataforma distal tipo rampa.

Las muestras tomadas en bancos de calizas “grainstone” a lo largo de toda la serie han proporcionado asociaciones de macroforaminíferos bentónicos determinadas por el Profesor Sierra-Kiel de la Universidad Central de Barcelona. Algunas muestras presentan asociaciones con *Fallotella cookei*, *Lepidocyclina (Lepidocyclina) proteiformis*, *L. (L.) macdonaldi*, *Nummulites cf. willcoxi* y *Amphistegina párvula*, caracterizando el intervalo Eoceno Medio-Superior, mientras que la presencia en otras muestras de *Lepidocyclina (Eulepidina) undosa* permite caracterizar el Oligoceno. Otras muestra tomadas en la vecina hoja de Bánica contienen asociaciones con *Fallotella cookei*, *Fabiania cassis*, *Polylepidina chiapasensis*, *Lepidocyclina (Lepidocyclina) pustulosa* y *Nummulites floridensis* que permiten caracterizar la parte alta del Eoceno Medio. Una única muestra para levigados, tomada en margas de la parte media de la serie ha proporcionado una asociación de foraminíferos planctónicos con *Globigerina cf. ouachitensis*, *Globorotalia aff. spinulosa* y *Globorotalia aff. centralis*, indicativa de una edad Eoceno Superior. Una muestra tomada en esta formación por Cepeck y Weiss (1991), en el camino de Los Copeyes a Catanamatías ha proporcionado una asociación de nannoplancton indicativa de las zonas NP24-NP25 del Oligoceno Superior. En consecuencia la edad de la Formación Neiba en la Sierra de Catanamatías abarcaría un intervalo desde el la parte alta del Eoceno Medio hasta, al menos, la parte baja del Oligoceno Superior.

García y Harms (1988) han atribuido a la formación Neiba de la Sierra de Catanamatías en la vecina hoja de Sanjuán una edad Paleoceno Medio a Oligoceno “Medio-Superior”. La edad Paleoceno Medio probablemente corresponda a una errata por Eoceno Medio, ya que en el apéndice bioestratigráfico de dichos autores no se incluye ninguna muestra con edad paleocena.

2.2.2. Unidad de Catanamatías. Margas con turbiditas calcareníticas (18). Lutitas calcáreas, areniscas y brechas calcáreas (19). Oligoceno Superior. P₃

Esta unidad identificada por primera vez en esta cartografía aflora en la Sierra de Catanamatías con un potencia máxima aflorante del orden de los 1000 m.

La unidad se apoya de modo disconforme sobre la Formación Neiba reposando sobre términos mas bajos dentro de la Formación hacia el Sur.

La serie (18) es un conjunto predominantemente compuesto por margas de color gris con tonos de alteración parduscos entre las que se intercalan pasadas de decimétricas a centimétricas de calcarenitas de grano fino con base neta y gradación positiva con laminación paralela. En los 100 m basales hay unas 5 a 7 intercalaciones de calizas brechoides y bioclásticas totalmente comparables a las que se encontraban en la Formación Neiba. Las margas parecen estar totalmente desprovistas de bioturbación y presentan un contenido elevado en foraminíferos planctónicos que no han podido ser estudiados al estar la roca siempre afectada por una esquistosidad que impide su extracción. Por el carácter marino profundo de las margas y la aparentemente grande continuidad y paralelismo de las capas calcareníticas estos materiales pueden interpretarse como formados en un medio turbidítico, probablemente distal, excepto los 100 m basales que probablemente se situarían en las proximidades del talud.

Hacia los límites de su área de afloramiento, al Oeste en el límite entre las hojas de Bánica y arrollo Limón, y al Este en el sector de Naranjito esta unidad presenta una facies distinta que se ha diferenciado en la cartografía (19). En estas áreas las margas, frecuentemente con contaminación arenosa presentan intercalaciones de areniscas calcáreas de grano medio-grueso y abundantes capas de potencia métrica de brechas calcáreas y en ocasiones conglomerados. Estas capas tienen en ocasiones una estructura caótica y en otras presentan gradaciones tanto positivas como negativas. Los “slumps” son muy frecuentes. Estas características permiten interpretar estas facies como propias de un medio de talud.

Las capas bioclásticas de la base de la unidad presentan un abundante contenido de macroforaminíferos bentónicos con *Eodyctioconus cubensis*, *Lepidocyclina* (*Lepidocyclina pustulosa*, *L. (L.) ariana*, *L. (L.) macdonaldi*, *L. (Nephrolepidina) chaperi*, *L. (N.) cf. vaughani* y *Polylepidina chiapasensis*, asociación que caracteriza a la parte alta del Eoceno medio, y que, dada la posición estratigráfica de la Formación, está evidentemente reelaborada. Muestras tomadas en las margas de la facies de talud han proporcionado asociaciones de foraminíferos planctónicos entre los que se han identificado representantes de los géneros *Globigerina*, *Globorotalia*, y *Catapsydrax*, asociación que caracteriza el intervalo Oligoceno-Mioceno Inferior. Una muestra tomada en esta unidad en la vecina hoja de Bánica ha proporcionado una asociación de foraminíferos planctónicos con *Globorotalia obesa*, *Globigerina venezuelana*, *G. euapertura*, *G. praebulloides*, y *G. aff. ciperoensis*, asociación que permite caracterizar el intervalo Oligoceno Superior-Mioceno Inferior. Teniendo en cuenta que la suprayacente formación Sombrerito ha proporcionado en su parte baja faunas

que son todavía del Oligoceno Superior se puede atribuir a esta unida un edad Oligoceno Superior.

2.2.3. Formación Sombrero. Lutitas calcáreas con turbiditas calcareníticas y bioclásticas (20). Brechas volcánicas y lápili (21). Margas, calcarenitas y conglomerados (22). Oligoceno Superior- Mioceno Medio. P₃-N₁².

La Formación Sombrero fue definida por Bermúdez (1949) en el arroyo del mismo nombre, situado en la terminación oriental de la Sierra de Neiba. En la hoja de Arroyo Limón esta formación aflora en la parte sur de la hoja, dentro del dominio del valle de Sanjuán y en la sierra de Catanamatías, perteneciente al dominio del cinturón de Trois Rivières- Peralta.

En el valle de San Juan y el extremo oriental de la Sierra de Catanamatías la formación se presenta en facies típicamente turbidíticas (20). La serie esta compuesta fundamentalmente por lutitas calcáreas entre las que se intercalan capas de areniscas calcáreas, calizas arenosas y calizas bioclásticas con características típicamente turbidíticas. La potencia de las capas calcareníticas oscila por lo general entre los 20 y los 80 cm, y suelen presentar bases netas o erosivas, a veces con “flute cast”. El tamaño de grano predominante es de arena media que hacia el techo va pasando a arena fina y muy fina, si bien en la base de algunas capas puede ser microconglomerático. La parte basal de las secuencias suele estar desorganizada, pasando a tener hacia el techo laminación paralela, frecuentemente con una lineación muy marcada. Raramente se pueden observar “ripples” y en algunos casos hay laminaciones convolutas. Estas se secuencias se integran en ciclos estratocrecientes y granodecrescentes propios de un ambiente de lóbulos deposicionales turbidíticos. En otros puntos la presencia de alternancia de capas areniscosas potentes con niveles potentes lutíticos e intercalaciones de facies caóticas con “slumps” indica un medio de transición canal-lóbulo. En algunos puntos se intercalan en la serie megacapac con potencias de hasta 35 m, formadas por depósitos de “debris-flow” con bloques de margas y calizas que hacia techo pasan a areniscas masivas con gradación positiva. La bioturbación figurativa es muy frecuente en la base de las capas habiéndose podido identificar entre otros icnofósiles *Chondrites*, *Paleodyction*, *Zoophycos* y *Thaphrhelminthopsis* .

En el extremo oriental de la Sierra de Catanamatías, en el sector de Los Placeres-Los Alejandros, la Formación se apoya directamente sobre los niveles volcánicos situados a

techo a de la Formación Neiba. Los primeros 70 m de serie están constituidos por una alternancia de lutitas calcáreas y calcarenitas entre las que se intercalan capas de hasta 10 m de potencia de brechas calcáreas con cantos de calizas coralinas y de algas calcáreas a los que siguen unos 130 m de lutitas con intercalaciones de calizas y calcarenitas grainstone rudstone con abundantes fragmentos de corales y fauna marina somera, presentando gradaciones tanto negativas como positivas. Por encima hay unos 25 m de materiales vulcanosedimentarios (21) muy alterados con brechas y lápilis cuya composición original probablemente fue de tipo básico. Siguen en la serie unos 150 m de lutitas calcáreas con algunas capas lenticulares de Brechas calcáreas y olistolitos de calizas, de aspecto similar a la formación Neiba, que alcanzan tamaños de hasta 30 m. Estos tramos basales de la serie representan una facies de talud, próxima a una plataforma carbonatada. Por encima la serie tiene las características de la facies turbidítica que se han descrito anteriormente.

La potencia de la serie no puede determinarse en la hoja de Arroyo Limón, ni en la de Bánica, pero en base a los cortes geológicos no es inferior a los 2.000 m.

En la parte sur del borde occidental de la hoja, en la Sierra de Catanamatías hay un reducido afloramiento de materiales de la Formación Sombrero que es la terminación oriental de un afloramiento más amplio en la Hoja de Bánica. Aquí la Formación Sombrero se apoya discordantemente sobre la Formación Neiba y sobre la Unidad de Catanamatías como puede apreciarse en los cortes geológicos. Esta facies (22), que en la hoja de Bánica pasa lateralmente a una unidad de conglomerados y calizas con discordancias progresivas, está representada por margas y lutitas calcáreas entre las que se intercalan capas de areniscas calcáreas y algunos conglomerados. Las areniscas calcáreas de grano fino y medio forman por lo general intercalaciones tabulares de unos pocos centímetros. Los conglomerados y areniscas de grano grueso forman cuerpos lenticulares con bases canalizadas y gradación generalmente positiva, que alcanzan potencias de decimétricas a métricas. Hacia el techo de los cuerpos pueden aparecer estratificaciones cruzadas de bajo ángulo y laminaciones paralelas.

García y Harms (1988) atribuyen a la formación sombrero una edad Mioceno Inferior-Medio en la hoja 1:100.000 de San Juan. Las muestras micropaleontológicas tomadas en este trabajo no permiten añadir ninguna precisión a la edad de la Formación, pero una muestra tomada en la hoja de Bánica en los metros basales de la unidad ha proporcionado una asociación de macroforaminíferos con *Lepidocyclina (Eulepidina) undosa* y *Lepidocyclina*

(Lepidocyclina) mantelli, que indica una edad Oligoceno. Otra muestra de la hoja de Bánica ha proporcionado una asociación con *Annulosorites spiralis*, *Archaias angulatus* y *Amphistegina* sp., que indica una edad mínima Mioceno Medio. En conclusión, y teniendo en cuenta la edad de las unidades infrayacentes y suprayacentes, puede establecerse para la Formación Sobrerito en el ámbito de las hojas de Arroyo Limón y Bánica una edad abarcando desde la parte más alta del Oligoceno Superior hasta el Mioceno Medio.

2.2.4. Formación Arroyo Blanco. Lutitas y conglomerados (23). Mioceno Superior-Plioceno. $N_1^3-N_2$

La Formación Arroyo Blanco ocupa dentro de la hoja de Arroyo Limón una pequeña área de afloramiento en la esquina suroccidental de la Hoja. Esta constituida aquí por una sucesión de lutitas y limolitas arenosas con restos vegetales y conglomerados. Los conglomerados forman capas de potencias métricas (hasta 4 m) con bases erosivas. Son conglomerados polimícticos con cantos, bien rodados, de rocas sedimentarias, ígneas, volcánicas y metamórficas, entre las que se reconocen materiales pertenecientes a la formación Tireo y al macizo de Loma del Tambor (tonalitas foliadas). Algunos cantos de areniscas podrían proceder de la Formación Trois Rivières.

En la hoja de Bánica se ha estimado para la serie una potencia de 950 y 1200 metros.

Dentro de la hoja no se ha encontrado ningún elemento datador en materiales de esta formación, y en la vecina hoja de Bánica, donde tiene una mayor representación espacial y con mayor variedad de facies, tampoco se ha podido precisar su edad dentro de un intervalo Mioceno-Plioceno. La infrayacente formación Trinchera, no aflorante en la hoja de Arroyo Limón, ha proporcionado en la hoja de Bánica muestras de edad mínima Mioceno Superior, por lo que se puede atribuir la Formación Arroyo Blanco al intervalo Mioceno Superior-Plioceno.

2.3 Cuaternario

2.3.1. Formación Bandera. Coladas basálticas (24). Pleistoceno-Holoceno?. Q₁₋₄

La formación Bandera, definida como tal por McDonald y Melson (1969) en la loma del mismo nombre. Aflora en la esquina suroccidental de la hoja de Arroyo Limón formando un recubrimiento en la Loma Piatoncito.

Está constituida por basaltos olivínicos alcalinos. En el campo se presentan como rocas de color gris y grano fino que en ocasiones presentan texturas fluidales y vacuolas. En la mayor parte de los afloramientos se presentan muy alteradas con frecuente disyunción en bolas y “capas de cebolla”.

En lamina delgada se muestran como rocas volcánicas lávicas de texturas microporfídicas con fenocristales de olivino y augita. La mesostasia es microcristalina y esta compuesta por un entramado de microfenocristales de piroxeno y plagioclasa algo poiquilítica junto con material microcristalino y minerales opacos. Se aprecia una ligera alteración con formación de clorita, albita, sericita y zeolitas que reemplazan pseudomórficamente a los fenocristales y rellenan las cavidades frecuentemente como agregados fibroso-radiales.

Macdonald y Melson (1969) distinguieron cinco tipos modales en las rocas eruptivas del valle de San Juan: Basaltos nefelínicos, basaltos alcalinos olivínicos con matriz holocristalina de plagioclasa, basaltos olivínicos alcalinos con matriz cristalina fina de salita, basaltos limburgíticos y basaltos vítreos con plagioclasa ocasional. Los afloramientos de la hoja de Arroyo Limón pertenecen al segundo de estos tipos.

Vespucci (1980) en base a estudios geoquímicos separa los centros eruptivos de el sector occidental del valle de San Juan, máfico-alcalinos, de los de Valle Nuevo y Yayas de Viajama, calcoalcalinos. Para este autor el vulcanismo máfico-alcalino, con el que se relacionan los afloramientos de Arroyo Limón y Bánica, estaría relacionado con un *rifting* de enraizamiento profundo causado por un régimen tectónico similar al de la Fosa del Caimán.

Tavares *et al.* (1984) han datado las coladas de Loma la Bandera como pleistocenas con K/Ar. No obstante no puede descartarse que la actividad volcánica continuara en la zona

hasta tiempos más recientes, como indicaría la conservación de las formas de los edificios en la vecina hoja de San Juan.

2.3.2. Terrazas medias (25). Pleistoceno?. Q₁₋₄

Materiales atribuibles a depósitos de terrazas medias afloran en la esquina suroccidental de la hoja, al Norte de Los Ladrillos y próximos a la esquina Suroriental, entre el arroyo Limón y el río San Juan. Es básicamente un depósito de cantos y bloques redondeados de caliza con matriz areno-arcillosa que puede alcanzar una potencia de hasta 40 m. La base de los depósitos se sitúa a unos 100 m sobre el cauce actual del río Yacabueque y unos 60 sobre el San Juan respectivamente. Dadas las condiciones de afloramiento no se ha podido observar ningún tipo de estructura sedimentaria en estos materiales.

2.3.3. Arcillas de decalcificación (26). Pleistoceno?. Q₁₋₄

Su principal afloramiento está en el polje de Catanamatías, desarrollándose sobre la Formación Neiba y la unidad de Catanamatías. Son arcillas de tonos pardos y rojizos con cantos angulosos residuales de sílex. Su potencia, probablemente muy variable no es directamente observable, alcanzando en algunos puntos espesores de más de 2 metros. Otros pequeños afloramientos no cartografiados son muy numerosos en la Sierra de Catanamatías, correspondiendo a pequeños rellenos en el fondo de dolinas.

2.3.4. Coluvión de bloques (27). Pleistoceno?-Holoceno. Q₁₋₄

Es un depósito de origen gravitacional formado por grandes bloques angulosos de caliza. Es un depósito con pendiente muy elevada y contorno cartográfico triangular con el vértice hacia abajo. Se ha identificado en la ladera Sur de la loma del Picacho.

2.3.5. Glacis-Coluvión (28) Pleistoceno-Holoceno. Q₁₋₄

Son depósitos de tipo coluvionar formados por cantos y bloques de caliza con escasa matriz arcillosa, que hacia abajo van perdiendo pendiente hasta tener una base casi horizontal. Se han identificado en las laderas Sur de la Loma de Los Copeyes y la Loma El Peñasco. Hacia el sur parecen gradar, fuera ya de la hoja, a depósitos de glacis y abanicos aluviales.

2.3.6. Coluviones (29). Pleistoceno-Holoceno. Q₁₋₄

Son depósitos de cantos y bloques de caliza con pendientes generalmente elevadas. Son muy frecuentes en la sierra de Catanamatías. La matriz, arcillosa es generalmente escasa y en ocasiones presentan cementación parcial de costras carbonatadas.

2.3.7. Abanicos aluviales (30). Pleistoceno?-Holoceno. Q₁₋₄

Pequeños abanicos aluviales se han identificado en las proximidades de el arroyo de Los Gajitos y en Catanamatías, en el barrio de Sabana Gómez. Están formados por cantos moderadamente rodados con abundante matriz limosa. La litología de los cantos varía en función de su área fuente, siendo calizos en los desarrollados en la sierra de Catanamatías y areniscosos en los procedentes de la Formación Trois Rivières.

2.3.8. Fondos de Valle (31). Holoceno. Q₁₋₄

Debido al fuerte encajamiento que experimente la red fluvial de la hoja los depósitos de fondo de valle no son muy extensos en la hoja, habiendo cartografiado en relación con el río Sanjuán y con el Arroyo de Los Gajitos. Están constituidos por cantos rodados y arenas y limos.

2.3.9. Terrazas bajas (32). Holoceno. Q₁₋₄

Se han cartografiado materiales atribuibles a terrazas bajas en relación con el río San Juan, el río Yacahueque y el arroyo de Los Gajitos. Están constituidas por cantos rodados, arenas y limos alcanzo en algún caso potencias de más de 4 m. En la parte noreste de la hoja (p. ej. Arroyo de La Guama) estas terrazas fueron objeto de explotación manual para extracción de oro.

2.3.10. Deslizamientos en masa (33). Holoceno. Q₁₋₄

Constituyen depósitos caóticos con bloques cantos y arcillas claramente relacionados con cicatrices de deslizamiento. Se han identificado en la ladera Sur de la Loma de Los Copeyes y al Oeste de la Loma La Jaiba. Aunque no conserva depósitos asociados se ha

cartografiado la gran cicatriz de desprendimiento existente en las proximidades del Arroyo Limón.

2.4. Alteración Laterítica

En muchas de las líneas de cresta asociadas a afloramientos de las formaciones Trois Rivieres y Tireo, fundamentalmente en la mitad Norte de la hoja, se desarrolla una importante alteración de tipo laterítico. Esta alteración llega a hacer totalmente irreconocible la roca original, transformándola en arcillas de tonos rojos intensos, que pasan gradualmente a la roca fresca sin que pueda detectarse un límite preciso.

El perfil de la laterita corresponde a una capa de arcillas muy rojizas, homogéneas, blandas, de potencia métrica a polimétrica, con presencia de "stone line" residual de cuarzo. Las isalteritas infrayacentes se presentan como una argilitización de color rojizo naranja con manchas blanquecinas de la roca madre, de la cual se puede observar relictos de la estructura original. La profundidad alcanzada por esta alteración supera en algún caso la decena de metros.

El fenómeno de laterización parece limitarse a la fase de argilitización, sin llegar a la formación de coraza laterítica. De hecho, no se han observado niveles de corazas pisolíticas ferruginosas, ni relictos de estas corazas o pisolitos provenientes de supuestas corazas lateríticas en los depósitos aluvionares o sedimentarios cuaternarios. Esta laterización, sin desarrollo de corazas ferruginosas, corresponde a la fase de argilitización que se observa actualmente en clima caliente húmedo; la formación de corazas ferruginosas necesita un clima caliente con alternancias de temporadas secas y húmedas.

Las alteraciones no se disponen sobre una superficie peneplanizada, sino que siguen las líneas de cresta descendiendo en ocasiones por las laderas, lo que indica que se han formado sobre un relieve similar al actual aunque con un menor grado de encajamiento de la red fluvial.

La edad de estas alteraciones es difícil de estimar, y aunque continua en la actualidad podría haberse iniciado ya en el Plioceno o incluso antes. En la hoja de Bánica, en el cauce del río Artibonito, la base de la formación Arroyo Seco está formada por sedimentos procedentes de la erosión de estas alteritas, lo que es coherente con la edad antes indicada.

2.5. Rocas intrusivas.

2.5.1. Peridotitas (5).

Afloran formando cuerpos lenticulares en las proximidades de la esquina Noreste de la hoja en relación con la zona de falla de Macutico-Burende. En el campo tienen el aspecto de rocas oscuras granudas de grano grueso fuertemente magnéticas. Estas rocas son melanocráticas, densas, de grano medio-fino, con cristales visibles de olivino y piroxeno frescos y serpentinizados. Al microscopio presentan una textura holocristalina, fanerítica, granuda subequigranular, de cumulado magmático, variablemente alterada y serpentinizada. Como componentes principales presentan olivino, piroxeno y plagioclasa; y como accesorios cromo-espinela, ilmenita y opacos. Modalmente, las muestras estudiadas están compuestas por un agregado de cristales idiomorfos de olivino (80-90%), piroxeno (<5-10%), plagioclasa (<5%), agregados de cromo-espinela accesoria y opacos. La textura es de cumulado de los cristales de olivino y cromo-espinela, en cuyos huecos crece poiquilíticamente el clinopiroxeno y escasa plagioclasa, como fases intercúmulo. En las muestras estudiadas, que pertenecen al interior de las láminas peridotíticas emplazadas tectónicamente, la deformación es inexistente y se han preservado perfectamente las texturas ígneas. Estas rocas duniticas y peridotíticas con plagioclasa son bastante refractarias y más bien típicas de un manto superior muy residual debido a procesos de fusión parcial. Por lo tanto, estas rocas ultrabásicas serían de génesis distinta a los cumulados magmáticos wherlíticos generados en las cámaras magmáticas de la corteza inferior de un arco (complejos ultrabásicos de tipo Alaska), como por ejemplo el complejo gabróico-ultramáfico del BLC. En estas rocas se superponen procesos de serpentización de intensidad variable, que pueden dar lugar al reemplazamiento casi completo del olivino por un típico agregado blanco-amarillento de estos minerales, rico en opacos y óxidos de Fe, talco y finas coronas de clorita. El piroxeno es reemplazados por agregados de clorita y epidota, y la plagioclasa por agregados de sericita, epidota y carbonatos. Las serpentinitas han crecido también rellenando microfracturas, junto a micas blancas y verdes.

2.5.2. Leucotonalitas foliadas (4).

Afloran en la esquina nororiental de la hoja, formando parte de la terminación occidental del macizo de Loma del Tambor, y en una estrecha banda unos 2 km más al Sur relacionada con la zona de falla de Macutico-Burende. En la imagen del vuelo aeromagnético

corresponden a unos de los ejes positivos más intensos y nítidos, subrayando las fallas regionales 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.

Son rocas granitoides, de grano medio a grueso, con abundante hornblenda como máfico y una bien desarrollada fábrica magmática planar, que pasa en corredores a ser subsólidos deformativa protomilonítica y milonítica. Texturalmente, las leucotonalitas foliadas son holocristalinas, granudas, inequigranulares y foliadas, en las que la hornblenda tiene un carácter poiquilítico. Los componentes principales son plagioclasa, cuarzo y hornblenda; los accesorios clinopiroxeno, apatito, zircón, esfena, ilmenita, magnetita y opacos; y los secundarios epidota, clorita, sericita y albita.

Al microscopio están formadas por un agregado de plagioclasa y cuarzo dispuesto elongado paralelamente a la fábrica planar de la roca. La plagioclasa forma también prismas subidiomorfos orientados según la foliación magmática. El anfíbol verde pleocróico es una hornblenda, que forma grandes poiquiloblastos xenomorfos orientados paralelamente a la foliación, e incluye plagioclasas redondeadas, restos de clinopiroxeno, cuarzo e ilmenita. Está reemplazado en los bordes por clorita, epidota y zeolitas. El cuarzo forma agregados xenomorfos de carácter intersticial. En los tipos protomiloníticos y miloníticos, el agregado mineral ha recristalizado dinámicamente dando lugar a *ribbons* policristalinos de cuarzo y agregados elipsoidales de pequeños granos de plagioclasa, en los que la hornblenda aparece fracturada y estirada paralelamente a la lineación de estiramiento mesoscópica.

2.5.3. Rocas ácidas filonianas (1)

Los diques de rocas ácidas filonianas son frecuentes en el área de afloramiento de la Formación Tireo, presentándose también en ocasiones asociados a fracturas, tal como el que corta el borde Norte de la hoja en relación con la falla de San José-Restauración. En el campo tienen el aspecto de rocas de colores claros con textura porfídica y tamaño de grano medio-fino. La composición es generalmente dacítica-tonalítica y no parecen presentar estructuras deformativas. Son rocas porfídicas con fenocristales de hornblenda acicular y matriz rosada de afanítica a microgranuda. En algunos diques subvolcánicos andesítico/dacíticos la hornblenda y la plagioclasa están orientadas por fluidalidad. En estas rocas, el anfíbol verde pleocroico es hornblenda basáltica, que forma prismas idiomorfos y

agregados radiales. Los fenocristales de plagioclasa presentan macla simple y un zonado normal u oscilatorio hacia bordes de albita. La matriz está compuesta por pequeñas plagioclasas tabulares, con macla de ley simple, agregados de cuarzo policristalinos y opacos.

Los diques de leucotonalitas con hornblenda son rocas faneríticas de grano fino, inequigranulares, con fenocristales de hornblenda a veces fluidal. Los diques de leucogranitos con hornblenda son texturalmente holocristalinos, faneríticos, de grano fino, inequigranulares y tendentes al microporfidismo. Mineralógicamente están compuestos por hornblenda, cuarzo, plagioclasa y feldespato-K (microclina, sanidina) como principales, y por apatito, zircón, esfena, ilmenita, magnetita y opacos como accesorios.

En todas estas rocas filonianas se aprecia la existencia de una variable alteración, en la que el anfíbol y los feldespatos son sericitizados y epidotizados. La clorita reemplaza en el borde al anfíbol, donde también crecen agregados y finos parches de pistachita.

2.5.4. Diques de Cuarzo (3)

En el tercio nororiental de la hoja se han cartografiado dos diques de cuarzo en relación con fracturas de dirección aproximada N 50° O. Su potencia llega a superar los 15 m. Presentan asociadas mineralizaciones de sulfuros y probablemente de oro.

2.5.5. Diques de Diabasa (2)

En las proximidades del poblado de Yacahueque se ha localizado un dique de diabasa afectando a materiales de la Formación Trois Rivieres en relación con una falla de orientación N 70° O. La roca, de grano medio y colores verdosos oscuros, se presenta muy alterada, lo que impide la obtención de láminas delgadas.

3. PETROLOGÍA: GEOQUÍMICA Y DATACIONES

3.1. Petrología y geoquímica de la Formación Tireo.

Las rocas de la Fm. Tireo presentan una composición de elementos mayores, en un diagrama catiónico de Jensen (1976), que varía 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. 3.1). Sin embargo, en base a los contenidos de elementos mayores y trazas, existe una gran diversidad composicional en las rocas de la Fm. Tireo. En la serie ígnea de arco que constituyen estas rocas 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 varían en un diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO₂ (Winchester y Floyd, 1977) desde escasos términos de basaltos y basaltos andesíticos a andesitas y riodacitas, variación compatible con su composición de elementos mayores (Fig. 3.1). En los diagramas Yb *versus* Th y Zr *versus* Y (Barrett y MacLean, 1999) estas rocas presentan una doble afinidad toleítica y calcoalcalina, y en el diagrama Ti/1000 *versus* V de Shervais (1987) caen en los campos de las toleitas de arco y de los basaltos calco-alcalinos, presentando incluso algunas rocas relaciones Ti/V inferiores a la condrita (<10). En el diagrama Ta/Yb *versus* Th/Yb de Pearce (1983) (Fig. 3.2) 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.

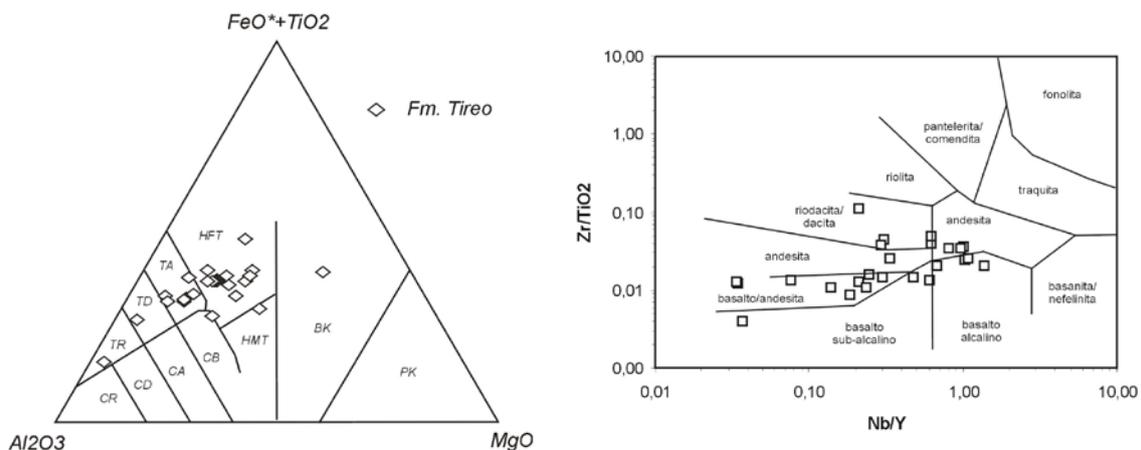


Fig. 3.1.-Proyección de las rocas estudiadas de la Fm. Tiroo en los diagramas catiónico de Jensen (1976) y Nb/Y versus Zr/TiO₂ de Winchester y Floyd, (1977).

En la Fig. 3.3 se muestra la variación de algunos óxidos y elementos traza seleccionados respecto al SiO₂ y MgO (% en peso) en las rocas de la Fm. Tiroo. Como se muestra en la figura, las rocas HMT 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. 3.4). Respecto a ciertos HFSE (Y, Zr) y elementos de transición (Ni, V), considerados esencialmente inmóviles en un amplio rango de condiciones metamórficas (Pearce, 1975; Luden 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.

3.1.1 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 TiO_2 (<0,3%) y Th (<0,3 ppm) son bajos. En un diagrama de elementos traza normalizado respecto a N-MORB (Fig. 3.5), 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. 3.4), las rocas de este grupo son muy semejantes a las Toleitas de Arco de Islas modernas con 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, así como una ligera anomalía también en Zr, con distribuciones de 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. 3.6).

3.1.2 Toleitas de arco isla pobres en Ti

El grupo de toleitas de arco isla pobres en Ti y, en ocasiones, también en LREE, incluye basaltos picríticos, basaltos y basaltos andesíticos ricos en Mg (>7%), algunos con afinidad boninítica. 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. 3.4) 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 TiO_2 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 TiO_2 y de HREE para altos Mg#, visibles en el diagrama multielemental de la Fig. 3.5, sugieren una fuente mantélica empobrecida y un grado relativamente alto de fusión parcial.

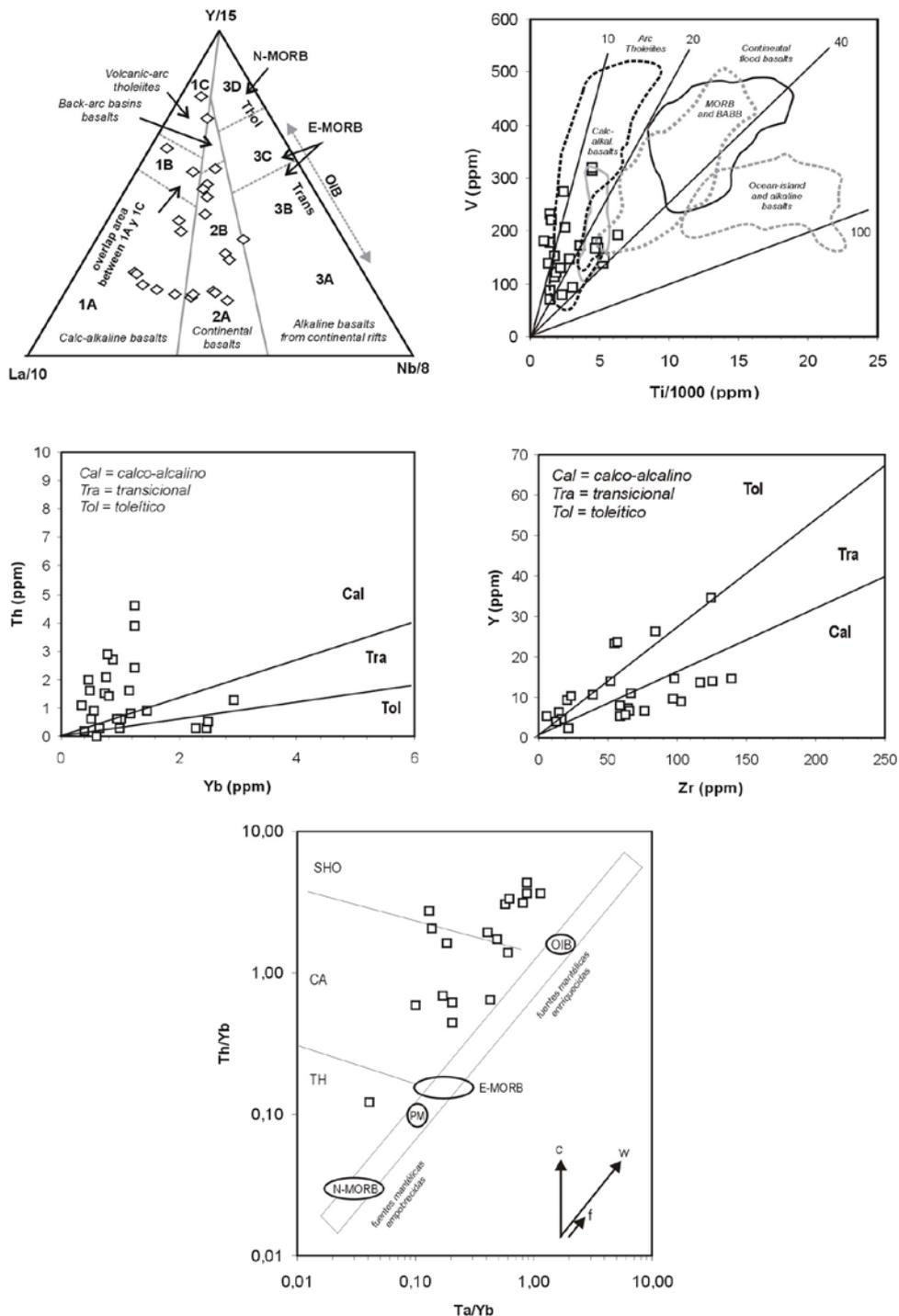


Fig. 3.2. Proyección de las rocas estudiadas de la Fm. Tiro en los diagramas de discriminación paleotectónica Ti/1000-V de Shervais (1982), Zr-Y, Yb-Th, Ta/Yb-Th/Yb (Pearce et al., 1984) e Y/15-La/10-Nb/8.

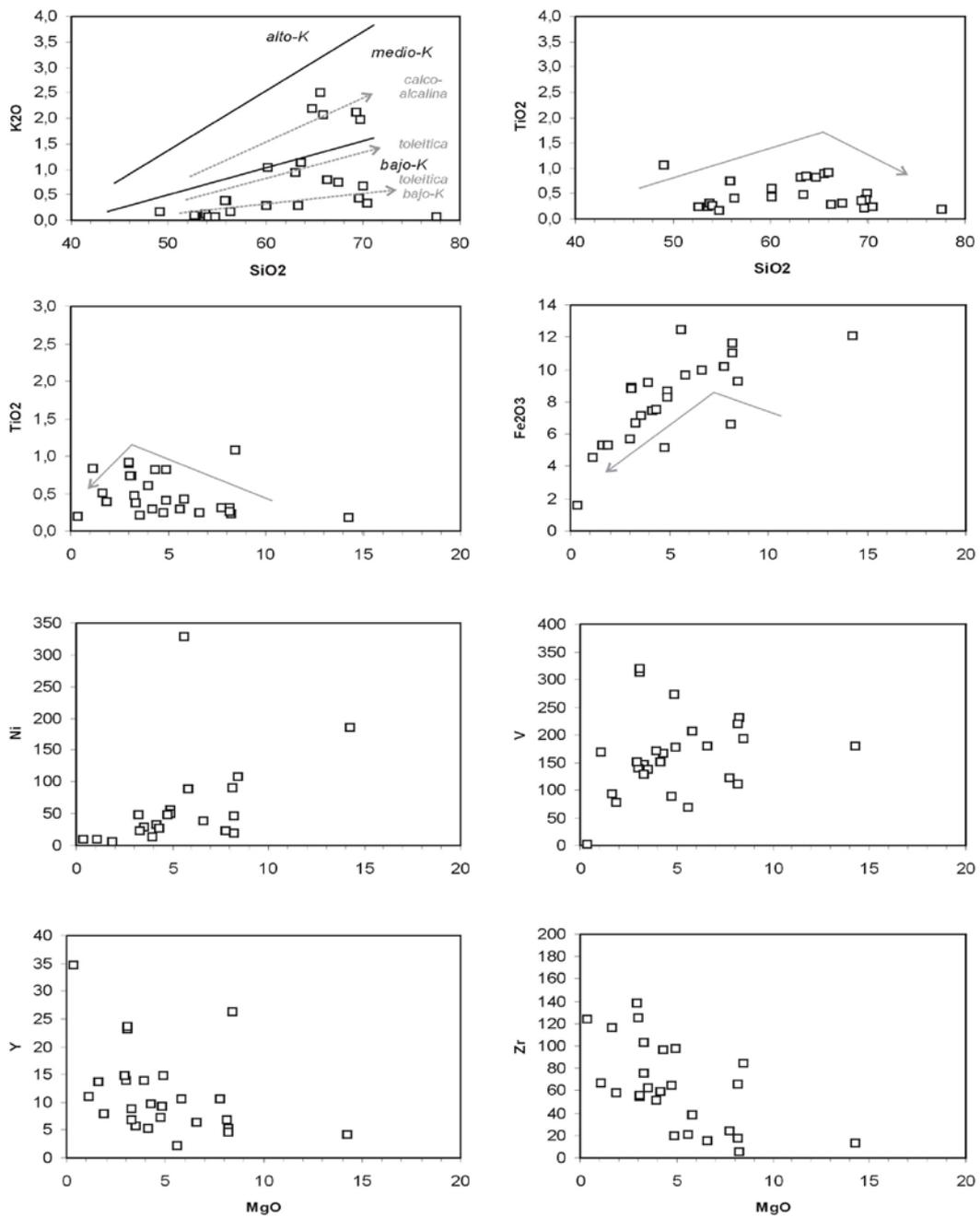


Fig. 3.3. Proyección de las rocas estudiadas de la Fm. Tiro en diagramas binarios frente a la SiO₂ y el MgO (% en peso).

3.1.3 Rocas de afinidad boninitica

Dentro de las IAT se incluyen tipos composicionales con $\text{SiO}_2 > 53\%$, $\text{MgO} > 7-8\%$ y $\text{TiO}_2 < 0,5$, que caen dentro de la definición de boninitas de Crawford *et al.* (1989) y que, además, suelen presentar los contenidos más bajos en HREE (1,4-2,4 x manto primitivo). Estas rocas de afinidad boninitica 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 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,6 a 1,1) y abundancia en HREE son compatibles con una fuente mantélica dominada por harzburgitas fuertemente empobrecidas.

3.1.4 Andesitas, dacitas y riolitas calcoalcalinas

Las rocas volcánicas de afinidad calcoalcalina presentan composiciones esencialmente dacíticas y riolíticas, incluyendo también algunas andesitas y andesitas ricas en Mg. Dentro de la Fm. Tireo constituyen volumétricamente el grupo más importante. En la serie magmática el SiO_2 oscila entre 60 y 77%, Al_2O_3 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 $\text{TiO}_2 < 1,0\%$ (0,81 de promedio). El contenido en K_2O varía 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. 3.5), las rocas de este grupo presentan el enriquecimiento en LREE característico de las rocas ácidas calcoalcalinas 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. 3.4) 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 $(\text{La}/\text{Yb})_N = 3,3-16$, que

generalmente aumenta con la diferenciación y contenidos en HREE que definen una pendiente negativa, que no está presente en las IAT. Los diques dacíticos intrusivos en la Fm. Tiroo presentan un patrón similar de REE (Fig. 3.6).

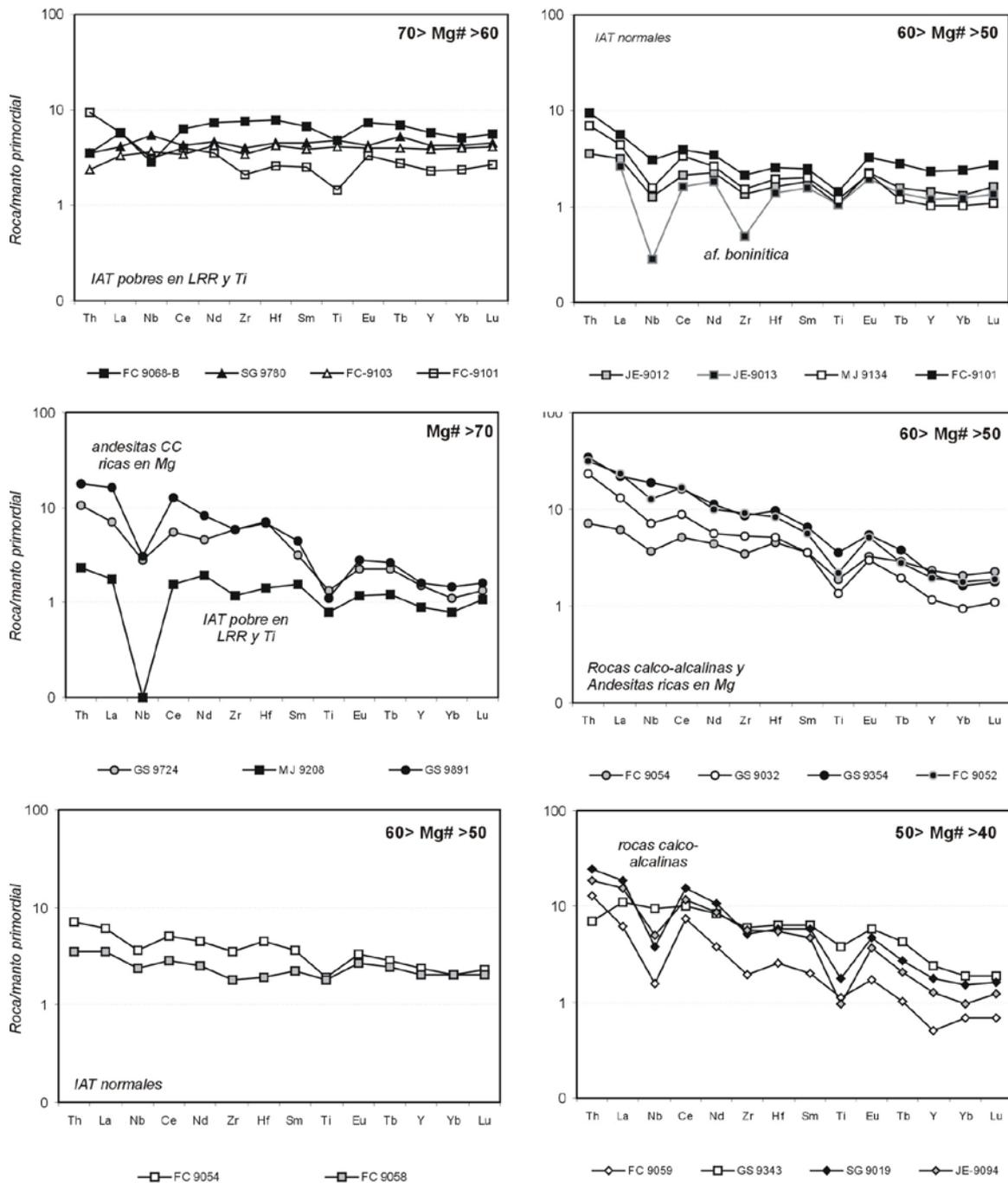


Fig. 3.4. Proyección de rocas representativas de la Fm. Tiroo en los diagramas de REE extendidos normalizados respecto al manto primordial agrupados en función del Mg#. En los diagramas, los cuadrados negros y blancos son tipos de toleitas de arco isla (IAT) y los círculos tipos calco-alcalinos.

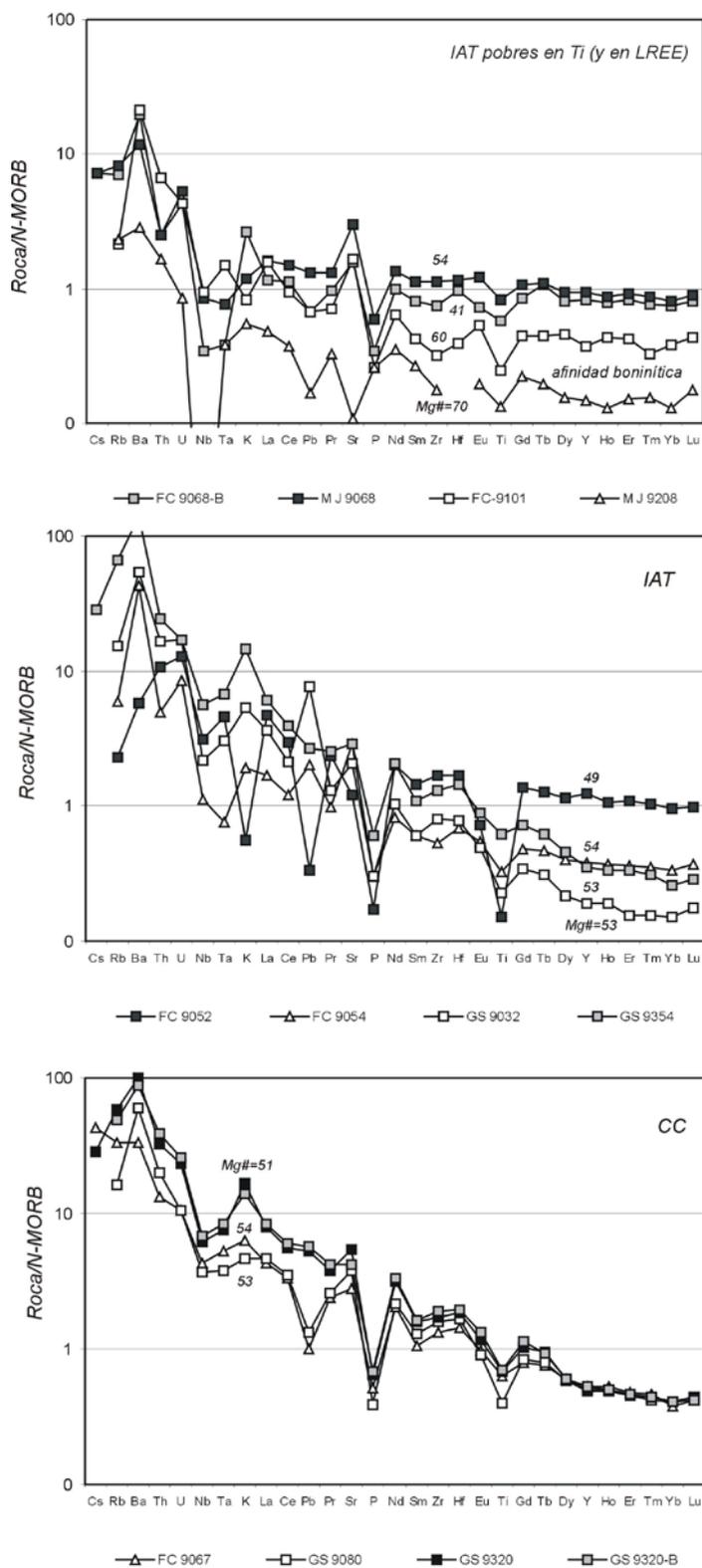


Fig. 3.5. Proyección de las rocas estudiadas de la Fm. Tiro en diagramas multielementales normalizados respecto a N-MORB.

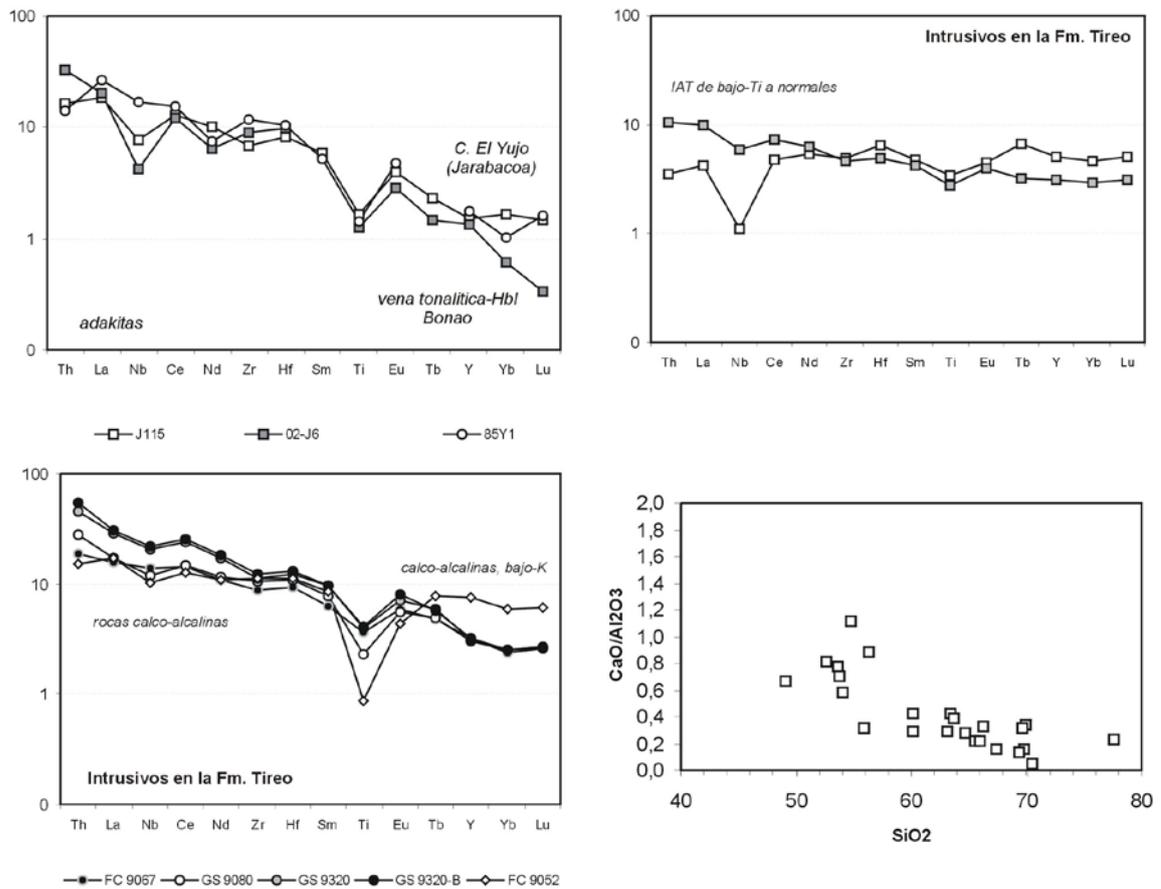


Fig. 3.6. Proyección de rocas representativas de la Fm. Tiroo en los diagramas de REE extendidos respecto al manto primordial agrupados en función del Mg# . En los diagramas, los cuadrados negros y blancos son tipos de toleitas de arco isla (IAT) y los círculos tipos calco-alcalinos.

Las características de estas rocas sugieren la fusión de una fuente mantélica relativamente menos empobrecida que en los grupos anteriores (más próxima a la de un N-MORB) y en la que las mayores relaciones Nb/Yb y Zr/Yb sugieren una mayor componente subductiva en su formación. Sin embargo, los rangos de HREE y su pendiente negativa, difieren 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, 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. Tiroo pueden ser resultado de la fusión de corteza oceánica subducida recién formada (todavía caliente).

En resumen, las diversas series geoquímicas de rocas básicas, intermedias y ácidas identificadas en la Fm. Tireo, se relacionan con 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 Cretáceo Superior.

3.2. Dataciones geocronológicas U-Pb y Ar-Ar

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.

3.2.1. 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 Vancouver (Canadá), bajo la dirección del Profesor James Mortensen.

3.2.1.1. Técnica analítica por el método U/Pb

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

bajo su punto de ebullición y pesadas (hasta $\pm 2\mu\text{g}$). Los circones se disolvieron en microcápsulas de PTFE o PFA de 300 μl con 100 μl de HF 29N y de $\sim 15\ \mu\text{l}$ de HNO_3 14N bajo punto de ebullición, en presencia de un trazador mixto de $^{233-235}\text{U}$ - ^{205}Pb 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 $\sim 200\ \mu\text{l}$ de solución de HCl 3.1N ultrapuro durante 12 horas a 210°C. Estas soluciones se secaron de nuevo de sales en una placa calentada a unos 125°C y se redisolieron en una solución de 0.5 ml de 3.1 HCl durante un mínimo de 8 horas. Para la separación del Pb y U se emplearon técnicas de columnas de intercambio iónico similares a las descritas por Parrish *et al.* (1987). El Pb y U se separaron secuencialmente en el mismo recipiente, donde se les añadió 2 μl 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 (SiCl_4). 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 $^{233-235}\text{U}$, 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 2σ de incertidumbre.

3.2.1.2. Técnica analítica por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Cada muestra se machacó, hasta reducirla a fragmentos de entre 0.1 y 0.5 mm de diámetro y, posteriormente, 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 <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.

3.2.2. Resultados y discusión

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

A continuación se comentan las edades obtenidas para las unidades litológicas representadas en la presente Hoja.

3.2.2.1. Tonalitas foliadas de la Loma del Tambor

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

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

3.2.2.2. 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).

En la Hoja de Dajabón, la muestra de riolita (03PU9252) analizada por Ar-Ar sobre hornblenda da una edad « *plateau* » de 91.8 ± 2.3 Ma. Está en perfecta concordancia con la edad de 91.3 ± 2.1 Ma obtenida por U-Pb sobre zircón (03PU9024). Estas edades absolutas serían las más antiguas conocidas para la Fm. Tireo y equivalentes a la edad faunística del Cenomaniano obtenida por Bowin (1966) sobre las calizas de Constanza con las edades en Tireo y los foraminíferos en chert Albiense a Cenomaniense Superior (99-93 Ma) de Montgomery y Perragno (1999).

La muestra de metabasalto 07MJ9134 (Hoja de Diferencia) presenta la edad la más antigua (129 ± 20 Ma). Pero esta edad, por corresponder a un « *plateau* » marginal, es muy problemática. Por otro lado, la atribución de esta muestra a la Fm. Tireo se apoya sobre la interpretación de los datos geoquímicos. De hecho, si la muestra de campo se parece al C. Duarte, los análisis geoquímicos muestran claramente una firma de arco boninítico poco compatible con las firmas de meseta oceánica del C. Duarte. Entre las posibles firmas de magmas de subducción, quedan las de las formaciones Amina-Maimón y Tireo : Como la Fm. Amina-Maimón no se conoce al sur de la Zona de Falla de la Española, el más probable es que se trata de la Fm. Tireo, cartografiada en este sector. En este caso la edad parece más que dudosa.

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.

Dentro de la hoja de Arroyo Limón se ha podido datar por el método Ar/Ar una muestra procedente de la formación Tireo. La muestra (EB-9042) es un basalto andesítico procedente del corte del río Yacahueque en la sierra de Catanamatías. La datación se ha realizado sobre biotita, obteniéndose una edad de "Plateau" de $69,7 \pm 0,69$ MA (Fig. 3.7) correspondiente a la parte baja del Maestrichtiano.

Estas edades están en consonancia con las dataciones bioestratigráficas de la formación Tireo abarcando la practica totalidad del Cretáceo Superior.

EB 9042 5973-3 Biotite

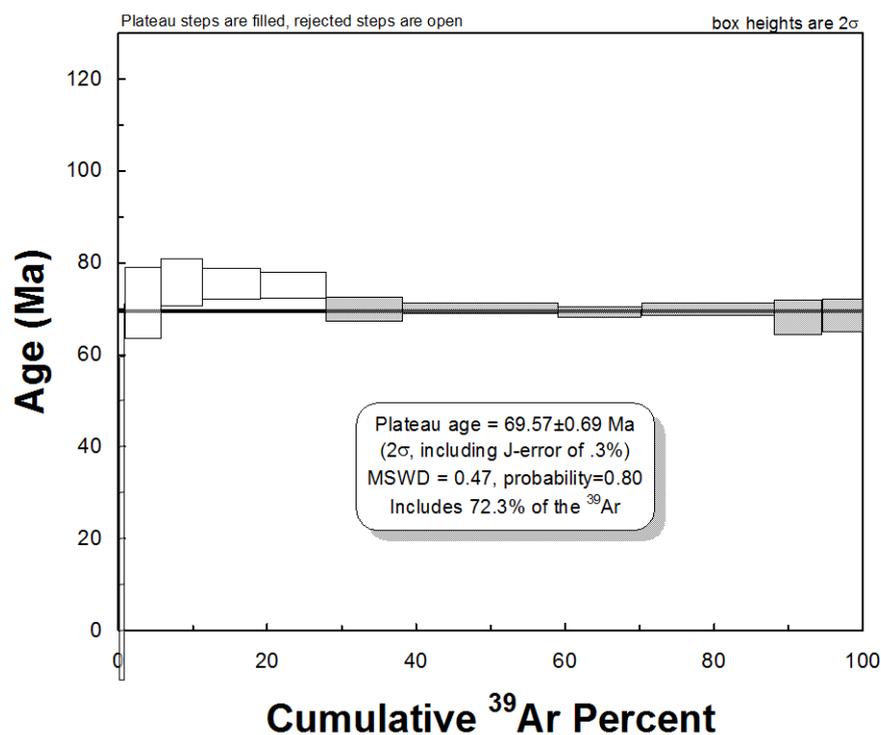


Figura 3.7.-Datación por el método Ar/Ar de una muestra de la Formación Tireo procedente de la hoja de Arroyo Limón (EB-9042).

Tabla 1 Dataciones absolutas

4. TECTONICA

4.1 Introducción. Contexto Geodinámico



Figura 4.1. Contexto geodinámico de la placa del caribe (Según G. Draper y G. Gutierrez-Alonso, 1997)
Localización de la zona de estudio (Proyecto K de cartografía geotemática de la República Dominicana, zona Noroeste)

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.4.1). Entre las denominaciones más habituales para referirse a esta cadena están las de Gran Arco del Caribe (Mann *et al.*, 1991b). 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-Cretáceo 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 (Pindel y Barret 1990, Pindel 1994). Los procesos relacionados con el desarrollo y evolución de este arco en el segmento centro-occidental de la isla de La Española y, especialmente, en sus estadios finales, son los que conforman el cuerpo fundamental de este capítulo. En la figura 4.2 se presenta un esquema geológico sintético del área del

Proyecto K, y en la figura 4.3 los cortes geológicos más representativos de la estructura de la zona.

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;). 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.*, 1991b).

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 Formación Tireo) y numerosas intrusiones gabro-diorítico-tonalíticas, así como un engrosamiento de la corteza oceánica y formación de una meseta oceánica, representada por la Formación 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).

Fig. 4.2

Fig. 4.3

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 y 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

En la hoja de Arroyo Limón afloran materiales pertenecientes a los dominios de la Cordillera central, del Cinturón de Trois Rivières-Peralta y del Valle de San Juan.

El dominio de la Cordillera Central está constituido fundamentalmente por rocas de la Formación Tireo y el Complejo Duarte afectadas por importantes intrusiones, representadas en el área del proyecto K por los batolitos de Loma de Cabrera y Macutico. Este dominio puede ser subdividido en tres subdominios (Escuder, 2004); el subdominio Septentrional, situado al norte de el 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 de Cabrera. El Subdominio Meridional, único

representado en la Hoja de arroyo Limón, presenta una importante intrusión (batolito de Macutico y macizo de la Loma del Tambor) y esta afectado por dos grandes fallas transpresivas, la falla de La Guacara y la falla de Macutico-Burende, estando representada en esta hoja únicamente la zona de falla asociada a esta última.

El dominio del Cinturón de Trois Rivieres-Peralta está comprendido entre las fallas de San José-Restauración y de San Juan-Los Pozos. La falla de San José-Restauración, definida por Mann *et al.* (1991b), es una gran desgarre sinistro que, al menos en algunos puntos tiene un componente inverso. La falla de San Juan-Los Pozos fue definida por Michael y Lewis (1980) y es considerada como una zona de falla por Ruth 1989. Este autor sitúa la zona de falla en el sector de las hojas de Bánica y Arroyo Limón por detrás de la Sierra de Catanamatías, el Bloque Estructural de Yacahueque de Michael y Lewis (1980). Teniendo en cuenta por una parte que el estilo estructural de la Sierra de Catanamatías es similar al que presentan los materiales de la Formación Trois Rivieres, y que las calizas de la Formación Neiba parecen iniciar en el extremo Este de la sierra un cambio hacia facies similares a las de la Formación El Numero del grupo Peralta, parece más razonable incluir la sierra de Catanamatías en el dominio de Trois Rivieres-Peralta. El dominio puede dividirse provisionalmente en tres bloques; el bloque de Trois Rivieres, el bloque de las Sierra de Catanamatías y el Bloque de Peralta. El límite entre el bloque de Trois Rivieres y el bloque de la Sierra de Catanamatías está constituido por la zona de falla que limita la sierra al Norte, la zona de falla de Yacahueque, que hacia el Este se funde con la falla representada por la milonita de La Boca de Los Arroyos. El límite entre el bloque de Peralta y los bloques de Trois Rivieres y de la Sierra de Catanamatías se situaría al Sureste de la hoja de Arroyo Limón estando probablemente constituido por una falla no cartografiada, aunque no se descarta que en el segundo caso se trate de un cambio de facies.

El dominio del Valle de San Juan, al Sur de la falla de San Juan-Los Pozos, constituye básicamente una cuenca sin-postectónica con relleno progresivo desde facies marinas profundas hasta facies continentales. Aunque su deformación es mucho menor que la que presentan los dominios anteriores, está afectado por algunas estructuras de importancia, como la falla inversa que discurre por la esquina suroeste de la hoja de Arroyo Limón.

4.3 Estructura de la hoja.

La estructura general de la hoja puede apreciarse en los cortes que acompañan al mapa, en los que puede observarse la existencia de cuatro sectores con un estilo de deformación diferente y que se corresponden con los dominios y subdominios representados en la hoja cuya estructura se describe a continuación de noreste a suroeste.

4.3.1 Estructura del dominio de la Cordillera Central.

El dominio de la Cordillera Central esta representado en el tercio noreste de la hoja y en la esquina noroccidental de la misma. Los materiales representados en la hoja están básicamente constituidos por la Formación Tireo con afloramientos menores de la Formación Trois Rivières y, en la esquina noreste, afloramientos de granitoides relacionados con el macizo de la Loma del Tambor.

Como puede apreciarse en el corte II-II' que acompaña al mapa geológico, la estructura fundamental de este dominio dentro de la hoja está constituida por una serie monoclinas, con buzamientos elevados, fundamentalmente hacia el noreste, afectada por importantes fallas que en algún caso tienen un componente cabalgante. A pesar del carácter generalmente monoclinas de los buzamientos la existencia de pliegues se pone de manifiesto en algunos sectores del mapa, como en el cauce del río San Juan, donde se han medido buzamientos hacia el Suroeste y hacia el Sureste. Sin embargo, a causa de la mala calidad de los afloramientos en este sector, solo en un caso ha podido observarse un pliegue en el campo, uno de escala métrica en el corte del río San Juan, por lo que no pueden establecerse ni las características morfológicas generales de los pliegues ni sus relaciones con otras estructuras.

El clivaje parece afectar de forma generalizada a la totalidad de los materiales representados en este sector, pero la alteración que las rocas de la Formación Tireo presentan en la mayor parte de los afloramientos, hace que este sea visible en pocos puntos en el campo, aunque es omnipresente en las muestras de laminas delgadas.

Las fallas principales tienen trazas de dirección aproximada N 65° O destacando entre estas las correspondientes a la zona de falla de la falla de Burende-Macutico, en la esquina

noreste de la hoja, a favor de la cual aparecen afloramientos de peridotitas procedentes del manto. Esta falla en la hoja de Restauración presenta un plano buzante al norte con estrías de falla que indican un movimiento de desgarre senestro. Otras fallas de este sistema presentes en la hoja tienen planos de falla verticales o ligeramente buzantes hacia el noreste. En el caso de las fallas verticales no se ha podido obtener en la hoja ningún dato que suministre indicación alguna acerca de su movimiento, pero dado el contexto regional cabe suponer que tiene un carácter de desgarre sinixtro. Las fallas con planos buzantes hacia el noreste presentan un claro componente inverso, aunque no se excluye que posean también un componente de desgarre. Las fallas de este sistema presentan asociados diques que, en unos casos son de rocas subvolcánicas ácidas y en otros de cuarzo, presentando estos en ocasiones mineralizaciones auríferas. Hacia la parte media del curso del río Sanjuán se ha localizado una falla con plano de dirección aproximada N10° O y buzando unos 30° hacia el Este con un claro componente de cabalgamiento. La falla de San José-Restauración sirve de límite entre el dominio de la Cordillera Central y el de Trois Rivières y cruza la hoja desde la parte media de su borde Norte hasta las proximidades de su esquina suroriental. En la hoja de Restauración esta fallas y las asociadas a su zona de falla presentan planos subverticales con estrías subhorizontales o ligeramente buzantes, indicando un movimiento de falla transcurrente senestral con componentes locales de tipo inverso. En la hoja de Arroyo Limón la componente inversa parece más importante, sobre todo en la parte suroriental de su recorrido, donde el plano de falla llega a tener buzamientos próximos a los 75°. En la esquina noroeste de la hoja una falla de dirección N 55° E desplaza a la falla de San José-Restauración haciendo que su traza vuelva a entrar en la hoja. Otras fallas presentes en el sector corresponden a sistemas con desplazamientos menores o de funcionamiento más tardío y serán descritas más adelante.

La deformación de las rocas de la Formación Tireo es heterogénea dentro del sector, y el desarrollo del clivaje y la deformación interna parecen estar controlados por las fallas, desarrollándose el clivaje, y aparentemente también los pliegues, preferentemente en las proximidades de estas. De este modo las fallas principales delimitan cuerpos lenticulares con deformación menos intensa en su interior.

4.3.2. Estructura del Bloque de Trois Rivières.

Dentro del dominio de Trois Rivières-Peralta el bloque de Trois Rivières presenta una estructura dominada por los pliegues, pero que incluye también fallas importantes.

Las fallas principales presentan trazas de dirección aproximada N 55° O y claro componente inverso. Las restantes fallas presentes en dentro del bloque pertenecen a sistemas con desplazamientos de menor importancia que serán descritos más adelante.

Los pliegues observados en el campo pertenecen a dos tipos morfológicos bien diferentes. Por un lado hay pliegues paralelos de gran radio de curvatura y flancos poco asimétricos, y por otro, pliegues similares muy angulosos con flancos fuertemente asimétricos. En ambos casos los planos axiales son subparalelos al sistema de fallas principales, las cuales en ocasiones se ha podido comprobar que cortan alguno de sus flancos.

El bloque presenta un desarrollo generalizado de esquistosidad muy penetrativa y que presenta claras relaciones de plano axial con ambos tipos de pliegues, desarrollando abanicos muy cerrados con buzamientos de los planos de esquistosidad verticales o buzando por lo general más de 75 grados hacia el noreste. Todo ello hace suponer que ambos tipos de pliegues son singenéticos y están relacionados con el sistema de fallas principales, representando pliegues de propagación de falla relacionados con este sistema. La diferencia entre los dos tipos de pliegues estaría condicionada por la anisotropía de los materiales, desarrollándose los pliegues similares sobre tramos de capas con alternancias finas de capas arenosas y pelíticas mientras que los pliegues paralelos se desarrollan preferentemente sobre tramos de serie con capas métricas de pelitas con intercalaciones pluridecimétricas de areniscas.

El hecho de que, al menos en algunos casos, los pliegues sean netamente cónicos indica que la deformación es probablemente de tipo transpresivo. En algunos casos se ha apreciado un reapretamiento tardío de los pliegues que se manifiesta por basculamientos del plano axial y la presencia de venas de calcita con un microplegamiento de tipo "buckling".

La zona de falla de Yacabueque separa el bloque de Trois Rivieres del de la Sierra de Catanamatías. Se trata de una zona intensamente fracturada que coincide con los afloramientos de la unidad de Bois de Laurence situados inmediatamente al Norte de la Sierra de Catanamatías. La zona de falla tiene una traza aproximada Este-Oeste que en la mitad oriental de la hoja se redirige hacia una dirección aproximada N 55° O y se pierde en su extremo oriental en la milonita de Boca de Los Arroyos.

El límite norte de la zona de falla esta constituido por una falla de componente fundamentalmente inverso que la separa de los afloramientos de la unidad de Aguamite, y el límite sur, mas difuso es una zona de muy fuerte fracturación que sirve de contacto con los afloramientos de la formación Tireo en la Sierra de Catanamatías o con la milonita de la Boca de Los Arroyos en su mitad oriental.

La unidad de Bois de Laurence se presenta dentro de la zona de falla con una fracturación muy intensa, especialmente en su mitad sur. Tanto los buzamientos como la esquistosidad son predominantemente subverticales, dirigiéndose preferentemente hacia el norte.

4.3.3. Estructura del Bloque de la Sierra de Catanamatías.

La Sierra de Catanamatías constituye una estructura geológica singular. Presenta una forma de groseramente romboidal a ovalada, estando limitada al norte por la zona de falla de Yacahueque, al noreste por la Falla de La Boca de Los Arroyos y al sur y sureste por la Falla de Los Copeyes, expresión en la zona de la Zona de Falla de San Juan- Los Pozos. Este bloque presenta una expresión topográfica elevada limitada por los valles o bajos topográficos marcados por las fallas que la limitan.

Su estructura está dominada por una serie de pliegues y fallas de componente principal cabalgante con trazas de dirección aproximada Este-Oeste y vergencia Sur (Fig 4.4) a las que acompañan otras fallas de salto en dirección.

Pliegues y fallas inversas parecen estar relacionados y los pliegues pueden interpretarse como pliegues de propagación de falla. Así se ha considerado en los cortes geológicos que acompañan al mapa y los que se presentan en la figura 4.5. Las geometrías son perfectamente visibles en los espléndidos afloramientos que presenta este bloque. La traza axial de los pliegues y el trazado de las fallas asociadas son sinuosos, en ocasiones. Las fallas oblicuas al trazado de los pliegues y los cabalgamientos o fallas inversas parecen tener salto en dirección. No obstante, en ocasiones se observa que las estructura que se encuentran en los dos labios de la fallas no se correlacionan fácilmente indicando un cierto carácter de “tear faults”, fallas de formación simultanea a pliegues y fallas inversas. Así sucede con dos fallas de dirección aproximada N 50° O que, al menos en parte, son contemporáneas a los pliegues y fallas inversas. Una de estas fallas, la falla de Catanamatías, marca un importante cambio en el tipo y el número de estructuras ambos lados de la misma, con pliegues y cabalgamientos más numerosos en su bloque Noreste, como puede comprobarse comparando los dos cortes geológicos anexos al mapa. La otra, falla de La Fonda, parece haber tenido un desplazamiento menos importante. Otras fallas de dirección aproximada N 50° E podrían haber tenido algún juego poco importante contemporáneo a la estructuración de la Sierra.

La distribución, orientación, naturaleza y coetaneidad en la formación de las estructuras, permite interpretar a este bloque como un “*restraining bend*” asociado a la conexión de dos segmentos de fallas de desgarre levóginas. Estas estructuras se forman en condiciones de

transpresión en los puentes de relación entre dos segmentos de fallas de desgarre cuando existe o se genera un obstáculo en su avance. Estos puentes dan lugar a una elevación topográfica de forma romboidal u ovoide, limitada por fallas, que en los extremos opuestos (vértices opuestos del romboide) se unen a la falla de desgarre que los origina y presentan unas estructuras en su interior (pliegues y fallas) que suelen tener una cierta oblicuidad con la falla mayor (deformación por cizalla transpresiva).

Las fallas inversas existentes en la sierra de Catanamatías permiten definir dentro de esta una serie de "escamas" cuya estructura se describe a continuación de norte a sur.

La escama de La Seyba esta constituida por una lamina de materiales de la Formación Tireo estirada entre la zona de falla de Yacahueque y la falla de La Seyba. Presenta una estructura monoclinial y buzamientos generalmente del orden de los 80° hacia el norte sin que se haya apreciado la existencia de esquistosidad en estos materiales. La falla de La Seyba, con plano de buzamiento aproximadamente igual al de los materiales que constituyen la escama, pone en contacto estos materiales sobre calizas de la Formación Neiba. Aunque los materiales asociados al plano de falla no han podido ser observados en ningún punto, en la sección del río Yacahueque, y en la de la bajada de Catanamatías a Los Gajitos el tramo cubierto es de menos de dos metros sin que se observe ninguna deformación asociada a los materiales próximos a la falla.

La escama de Pico Prieto está constituida íntegramente sobre materiales de la formación Neiba sobre los que no se ha apreciado en ningún punto desarrollo de esquistosidad. Las condiciones de afloramiento son bastante deficientes en esta vertientes norte de la Sierra y la escama solo se ha podido cartografiar con cierta seguridad entre los meridianos de Pico Prieto y Catanamatías. Los buzamientos dentro de la escama son fundamentalmente hacia el sur, aunque en algunos casos son también hacia el norte, con lo que su estructura parece consistir en un anticlinal cortado tanto por la falla de Pico Prieto como por la de La Seyba. El espesor de la escama es del orden de los 150-200 m, ensanchando rápidamente al oeste del río Yacahueque, para alcanzar en la zona de Pico Prieto un espesor próximo a los 800 m. El buzamiento del plano de la Falla de Pico Prieto parece algo menor que el de la de la seiba , oscilando probablemente en torno a los 65-70°.

Fig.4.4

Fig. 4.5

La escama de la Loma de Varón, constituida íntegramente por materiales de la Formación Neiba, presenta excelentes condiciones de afloramiento en su mitad occidental, incluyendo algunos afloramientos de carácter espectacular, que en algún caso, como en la vista de la Loma de Mayor desde la vertiente oriental de la de El Bandado, permiten observar la estructura de la escama en su integridad. La estructura de la lámina esta constituida fundamentalmente por un gran sinclinal, el sinclinal de la Loma de Yacahueque, con el flanco Norte invertido, y en cuyo flanco Sur, en las proximidades de la falla de Loma de Varón, se desarrollan anticlinales y sinclinales muy apretados con amplitud decamétrica. El sinclinal de la Loma de Yacahueque, con ángulo entre flancos del orden de los 40-45° y eje ligeramente buzante hacia el oeste en este punto, presenta un plano axial muy alabeado. Esto puede apreciarse claramente en la Loma de Yacahueque y en el corte del río Yacahueque, así como en los cortes geológicos de la figura 4.5. La esquistosidad forma un fuerte abanico en relación con este pliegue, alcanzándose ángulos de abanico próximos a los 90°. Debido a la densa cubierta de vegetal y a la inexistencia de accesos, no se ha podido cartografiar la traza del pliegue en el tercio oriental de la sierra, pero parece bastante probable que este sea cortado por la milonita de La Boca de Los Arroyos. La estructura del flanco normal del sinclinal varia fuertemente de Este a Oeste. En la mitad oriental de la sierra consiste en una amplia zona homoclinal, mas ancha y con buzamientos más elevados cuanto mas al este, que esta deformada en su parte frontal por un conjunto de dos anticlinales y un sinclinal muy apretados y con planos axiales subverticales, ligeramente buzantes hacia el Norte al igual que la esquistosidad. En la mitad occidental de la sierra estos pliegues no parecen continuarse y en la ladera oriental de la Loma de Yacahueque se ha podido apreciar la presencia de numerosos pequeños cabalgamientos, enraizados en la falla de la Loma de Varón, y que al menos en algún caso llegan a situarse paralelos a las capas dando lugar a pliegues de acomodación de falla y estructuras tipo "horse". En el corte del río Yacahueque la totalidad del flanco normal esta afectada por pliegues de escala decamétrica con planos axiales buzantes hacia el Norte. La esquistosidad se desarrolla en las calizas de la formación Neiba fundamentalmente por disolución por presión dando lugar a microlitones por lo general con un grosor próximo al centímetro, que pueden ser milimétricos en tramos más margosos. En el corte del río Yacahueque la esquistosidad parece menos penetrativa que en el resto de la escama, alcanzándose en algunos casos grosores de microlitón de orden del decímetro. En este mismo corte se ha apreciado, en relación con los flancos inversos de los pliegues, la existencia de un componente de cizalla en la esquistosidad, produciéndose desplazamientos próximos al centímetro entre

microlitones adyacentes. La falla de la Loma de Varón presenta un plano muy alabeado, similar al plano axial del sinclinal de la loma de Yachueque, como puede apreciarse en los cortes de la figura 4.5. La falla de la Loma de Varón es desplazada por las fallas de Catanamatías y de La Fonda, en ambos casos con un desplazamiento transcurrente destrorso de unos 250 y 500 m respectivamente.

La escama de El Peñasco-Los Manantiales está netamente afectada por la falla de Catanamatías, de modo que al Oeste de la misma su límite frontal es el cabalgamiento de El Peñasco, y al Este el cabalgamiento de Los Manantiales, de posición más septentrional. La estructura de la escama, muy distinta a ambos lados de la Falla de Catanamatías, está dominada por la presencia de un gran sinclinal, el sinclinal de Catanamatías, en cuyo núcleo afloran materiales de la unidad de Catanamatías en discordancia cartográfica sobre las calizas de la Formación Neiba. Este sinclinal, con una dirección aproximada Este-Oeste, presenta un flanco sur con buzamientos moderados, del orden de los 40° hacia el norte, una amplia zona central subhorizontal y un flanco norte con buzamientos muy elevados e incluso invertidos. Hacia el este el sinclinal termina a la altura de la Loma de Los Manantiales, donde es cortado en su flanco norte por el cabalgamiento de la Loma de Varón, y más al este su flanco sur es cortado oblicuamente por la falla de La Fonda, en cuyo bloque septentrional afloran materiales de la unidad de Catanamatías replegados y afectados por una pequeña falla inversa. En su extremo occidental el sinclinal se desdibuja en una serie de pliegues y fallas inversas. Por delante de este sinclinal en la zona situada al Oeste de la falla de Catanamatías se desarrolla un suave anticlinorio con buzamientos alabeados que, únicamente en el área situada al sur de la Loma de los Copeyes, llega a desarrollar un anticlinal con el flanco sur invertido. Este anticlinorio se hunde bruscamente hacia el oeste en las proximidades del río Yacahueque y es fosilizado por una discordancia en la base de la Formación Sombrero (Oligoceno Superior). Los materiales de esta Formación, con discordancias progresivas, forman un sinclinal, ya en la hoja de Bánica. Al oeste de la falla de Catanamatías la estructura de la parte frontal de la escama está caracterizada por la presencia en su parte frontal de un pliegue anticlinal en rodilla con flanco Sur invertido, el anticlinal de Los Manantiales. Este anticlinal presenta una traza subparalela a la de la falla de Los Manantiales, y al este termina en las proximidades del arroyo de La Fonda, donde se divide en dos anticlinales divergentes. Al este de la loma de Los Manantiales se desarrolla por detrás de este anticlinal un conjunto sinclinal-anticlinal, el sinclinal y anticlinal de la Loma del Picacho, que parece estar formado por un pliegue de propagación de falla. En la escama de El Peñasco-Los Manantiales la esquistosidad está presente de forma generalizada solo

en los materiales margosos de la unidad de Catanamatías, estando su presencia en la Formación Neiba reducida a los niveles más margosos de la formación y las zonas adyacentes a fallas. El cabalgamiento de El Peñasco presenta una superficie alabeada como puede apreciarse en los cortes de la figura 4.5. El Cabalgamiento de Los Manantiales presenta una traza suavemente ondulada y un buzamiento moderado que aumenta rápidamente en profundidad y hacia el este, extremo en el cual tiende a ser vertical y probablemente presenta un fuerte componente de desgarre.

Al este de la falla de Catanamatías por delante de la escama de El Peñasco-Los Manantiales se individualiza la escama de El Jagüey. La estructura de esta escama está dominada por la presencia de un sinclinal y un anticlinal de recorrido sinuoso. El sinclinal nace en el extremo occidental de la escama siguiendo durante aproximadamente 1 km un rumbo paralelo a la falla de El Jagüey, para redirigirse bruscamente al este de este punto hacia el norte, tomando una dirección aproximada N 40° E hasta ser cortado por la falla de Los Manantiales. El anticlinal nace por delante del sinclinal en su zona de dirección N 40° E y se mantiene paralelo a este, hasta alcanzar las proximidades de la falla de Los Manantiales manteniéndose paralela y muy próxima a esta durante unos 2 Km. Al este de este punto se redirige suavemente hacia el sur para alcanzar una posición central dentro de la escama, posición que mantiene durante unos 4 Km para desaparecer finalmente en su extremo oriental cortado por la falla de Los Manantiales. La falla de El Jagüey presenta un plano de falla con buzamientos próximos a los 60° hacia el norte y un recorrido sinuoso que empieza en su sector occidental con una dirección aproximada N 65° O y se redirige a una dirección aproximadamente Este-Oeste en el resto de su recorrido excepto en su terminación oriental donde retoma una dirección N 60° O coincidente con la verticalización del plano de falla y un probable componente de desgarre. Inmediatamente al este de la Falla de Catanamatías por delante de la escama de El Jagüey se diferencia una pequeña escama triangular que parece representar la prolongación de la escama de El Peñasco, siendo probablemente la falla de Los Placeres el equivalente, desplazado por la falla de Catanamatías, de la falla de El Peñasco.

Más al este la falla de Majagual permite diferenciar una pequeña escama constituida por materiales de la Formación Sombrero. La falla de Majagual presenta un plano alabeado en traza y profundidad cortado por dos desgarres, probablemente en parte contemporáneos.

Al oeste de la falla de Catanamatías la escama de Los Copeyes, que solo presenta buenos afloramientos en la zona de el arroyo de Los Manantiales, parece presentar una estructura

bastante sencilla dentro de la hoja de Arroyo Limón, con buzamientos predominantemente hacia el suroeste pero con algún suave sinclinal y anticlinal que da lugar a buzamientos de dirección Norte-Noreste. Esta escama esta afectada en su interior por la falla de Catanamatías, que en su extremo oriental, ya dentro de la hoja se Sanjuán, cambia su dirección de N 50° O a N 75° O, adquiriendo un componente cabalgante a favor del cual se desarrolla un gran anticlinal de propagación de falla, el anticlinal de El Muñeco de García y Harms (1988). En esta escama únicamente se desarrolla esquistosidad en su extremo Occidental, en el curso del río Yacabueque, donde las calizas de la Formación Neiba presentan una fuerte esquistosidad por presión disolución, en microlitones de 2-3 cm, que les dan un aspecto seudonoduloso que enmascara totalmente la estratificación. La falla de Los Copeyes representa el límite sur de la Sierra de Catanamatías y es la expresión dentro de la hoja de la zona de falla de San Juan-Los Pozos. El plano de falla presenta un recorrido ondulado, iniciándose en la hoja de Bánica con una dirección aproximada N 50° O que gira suavemente a N 30° O y pasa a E-O en la zona de límite entre las hojas de Bánica y Arroyo Limón, en la que retoma la dirección N 30° O, con la que penetra en la Hoja de San Juan donde vuelve a redirigirse a E-O. La falla presenta una componente principal cabalgante en los sectores de dirección E-O, mientras que el componente de desgarre es dominante en los sectores de dirección más norteada. Esta falla corta netamente a la falla de El Peñasco en el borde occidental de la Hoja de Arroyo Limón.

La falla de la boca de Los Arroyos presenta una traza quebrada fuertemente angulosa con una dirección aproximada N 60° O en su parte septentrional y N 20° O en su parte meridional. Los buzamientos del plano de falla son de unos 75° siempre hacia el NE. La traza quebrada de esta falla permite interpretarla como el rejuego tardío de dos fallas anteriores probablemente pertenecientes a un sistema de desgarres. Esta falla ha dado lugar a la formación de una banda milonítica que llega a alcanzar mas de 250 m de potencia dentro de la Hoja donde presenta algunos afloramientos espectaculares. Se trata de una calcimilonita con una fuerte foliación milonítica paralela a la taraza de la falla y fuerte lineación subperpendicular a su buzamiento. En lamina delgada la roca esta formada por un agregado granoblástico y lepidoblástico de cristales de calcita orientado paralelamente a la foliación principal. Este agregado alterna a escala milimétrica con hiladas y nivelillos ricos en filosilicatos de grano muy fino con composición sericítico-illítica que definen una orientación lepidoblástica paralela. La asimetría de estas bandas ricas en filosilicatos, así como la asimetría en algunos agregados calcíticos y la presencia de planos S-C oblicuos a muy bajo ángulo, revela que la foliación principal se ha formado como consecuencia de una cizalla

dúctil. Las condiciones metamórficas son de subesquistos verdes con formación de clorita y mica blanca. Tanto en el campo como en lamina delgada se han observado criterios cinemáticos contradictorios, tanto de movimiento normal como inverso. El que en el borde septentrional de la falla, en el contacto con los materiales de la Formación Trois Rivières haya frecuentes venas extensionales de calcita con una posición predominante subhorizontal hace pensar que el movimiento normal fue el más tardío, pero no es posible con los criterios actualmente disponibles tener una idea tan siquiera relativa de las magnitudes de ambos movimientos.

Las fallas de desgarre originales que dieron lugar a la falla de La Boca de los Arroyos fueron probablemente contemporáneas en parte a la formación de las estructuras principales de la Sierra de Catanamatías, durante el Oligoceno terminal-Mioceno Inferior y Medio, siendo los movimientos que dieron lugar a la formación de la milonita probablemente posteriores al Mioceno Medio.

4.3.4. Estructura del dominio del Valle de San Juan.

El dominio del Valle de San Juan ocupa únicamente una pequeña superficie de la hoja de Arroyo Limón en su esquina suroccidental. La estructura dentro de la hoja es muy sencilla estando formada por una serie básicamente monocinal con buzamientos elevados y cortada en el extremo Suroeste de la hoja por la falla de La Clavellina, una gran falla inversa de dirección aproximada N 75° O que atraviesa las hojas de Bánica, Arroyo Limón, y San Juan. En la Hoja de Bánica esta falla está asociada a una deformación progresiva en materiales de las formaciones Arroyo Blanco y Arroyo seco, con lo que la edad de su actuación principal se situaría en el Mioceno Superior- Plioceno.

4.3.5.- Fracturas menores.

A lo largo de la hoja, y principalmente en el entorno de la Sierra de Catanamatías se aprecia el desarrollo de una serie de fallas de plano subvertical que afectan a todas las estructuras previamente descritas. Aunque en general corresponden al sistema de desgarres levógiros que ha afectado a toda la región y cortan en algunos casos límites entre bloques, no es posible incluirlas en un esquema secuencial de deformación ni relacionarlas directamente con la estructura individual de cada bloque, y, en general, parecen haberse formado, o al menos rejugado, en momentos relativamente tardíos de la deformación.

Estas fallas se organizan según cinco sistemas principales; Un sistema de dirección aproximada N 30-50° O, un sistema de dirección aproximada N 45-70 E, otro de dirección N 25-30° E, otro de dirección aproximada N 0-10° O y otro aproximadamente E-O.

Los dos primeros sistemas parecen coincidentes con desgarres más importantes y presentan a su vez movimientos de desgarre. Probablemente su actuación corresponda a una continuación en el tiempo del sistema de esfuerzos que ha imperado en la hoja durante la mayor parte de su historia geológica. Un afloramiento espectacular de una falla perteneciente al sistema de dirección N 45° E puede apreciarse en el curso del río San Pedro, donde una de estas fallas pone en contacto materiales de la Formación Trois Rivières con la Formación Tireo, pudiendo apreciarse sobre el plano de falla la presencia de grandes estrías subhorizontales.

El sistema de dirección N 25-30° E se desarrolla fundamentalmente en el dominio de la Cordillera central y el Bloque de Trois Rivières, correspondiendo a fallas de plano subvertical con bloque hundido al este.

Los restantes sistemas presentan mucho menor desarrollo y posiblemente correspondan a fallas con componentes normales e inversas respectivamente. Al sistema N-S pertenece la falla que recorre el valle de Catanamatías, con el bloque Oeste hundido unos 30 m.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. 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 disposición estructural, y morfogenético, considerando las formas resultantes de la actuación de los procesos externos.

5.1.1 Estudio morfoestructural

La practica totalidad de la hoja pertenece a la Cordillera Central, unidad morfoestructural de rango mayor. Únicamente la esquina Suroccidental pertenece a la depresión de San Juan.

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

5.1.1.1 Formas estructurales

La influencia tectónica en el origen y configuración del relieve queda reflejada en las denominadas formas estructurales. La alternancia de capas de roca con diferente respuesta al ataque de los agentes externos propicia la erosión diferencial reflejando en la morfología caracteres geológicos estructurales. Es, por tanto, la estructura geológica la que controla el relieve. Los agentes externos solo descubren y modelan sobre un patrón preestablecido.

Las formas estructurales aparecen bien representadas en las zonas donde afloran materiales sedimentarios con diferentes respuestas a la erosión diferencial. En el caso de la

Hoja de Arroyo Limón los relieves estructurales aparecen desarrollados sobre los materiales de la formación Neiba en el S de la Hoja. Son estructuras *monoclinales* con *escarpes* frontales y un modelado en cuestras en el dorso de las capas originando *resaltes en capas inclinadas* o *chevrons*. Las *superficies estructurales* aparecen ampliamente desarrolladas en relación con estas estructuras, preferentemente en su zona alta, y están definidas por la existencia de superficies regulares controladas por la existencia en el subsuelo de una capa dura, competente, en este caso calizas. En ocasiones la caliza llega a aflorar aunque es más frecuente que exista un recubrimiento edáfico o restos de capas menos competentes sobreimpuestas.

Los límites de las superficies estructurales pueden ser muy abruptos mostrando *escarpes estructurales* más o menos importantes. Estos se desarrollan gracias a la existencia de una capa dura y no están vinculados necesariamente a la aparición de una plataforma pudiendo aparecer de forma individualizada.

En la Cordillera Central aparecen diversas morfologías relacionadas con el trazado de fallas, algunas con expresión morfológica clara. Corresponden a *fallas inversas* y *desgarres*. 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,

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*.

5.1.2. 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.

5.1.2.1. 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

5.1.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial

La red de drenaje puede ser clasificada basándose en la densidad de corrientes, textura y forma, factores todos ellos deducibles a partir de fotointerpretación, aplicando la clasificación de Way. Los terrenos de la hoja presentan una densidad de drenaje fina a media con una textura de drenaje de tipo dendrítico.

Las fluviales 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 Hoja. No puede descartarse que algunos de ellos puedan asimilarse a *dambos* sensu Clarck *et al.* (2002). Los *dambos* son depresiones alargadas en áreas de cabecera sin canal neto, inundadas estacionalmente y recubiertas de vegetación herbácea.

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: barrancos de *incisión lineal*, ampliamente representados en la Hoja 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*, como las que aparecen en algunos tributarios del río San Juan; *pérdidas de drenaje*, frecuentes en las zonas cársticas, especialmente en el río Yacahueque; *aristas*, que poseen una notable representación; 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.

5.1.2.3. Formas por meteorización química

Aparecen relacionadas con litologías carbonatadas que dan lugar a las formas de origen cárstico que aparecen en el macizo calizo de la sierra de Catanamatías. A pesar de no producir formas, también deben destacarse los procesos de meteorización química generadores de alteraciones rojizas sobre los materiales volcánicos y vulcanosedimentarios de la formación Tireo y los sedimentarios de la Formación Trois Rivières.

En las zonas calizas son frecuentes los campos de *lapíaces*, con abundantes formas de disolución de pequeña escala.

También son frecuentes los *cañones*, aunque con frecuencia su formación parece responder en mayor medida a procesos fluviales que cársticos. Las *dolinas* aparecen, con preferencia, en las zonas más elevadas de las sierras; especialmente importante es el desarrollo de dolinas en la Loma el Picacho aunque también aparecen en la Loma del Carrizal y Loma La Lomita. Las dolinas muestran en planta formas redondeadas o elipsoidales cuyo eje mayor posee dimensiones de orden hectométrico; en ocasiones se agrupan dando lugar a campos de pequeñas dolinas. La zona deprimida o valle intermontano de Catanamatías tiene un claro componente cárstico en su origen y en cierta medida podría considerarse un *polje*, el polje de Catanamatías. El fondo del valle presenta numerosas dolinas algunas de ellas claramente cubiertas de aluviones y con funciones de sumideros.

5.2. Evolución e historia geomorfológica.

La practica totalidad de la hoja de Arroyo Limón se encuentra sobre materiales cretácico superior a terciarios cuya morfología se ha perfilado fundamentalmente en dos etapas de la historia geológica de la isla: la primera, durante el Neógeno, tras el inicio de la colisión arco-continente entre La Española y las Bahamas, cuando la deformación subsecuente, generalmente traspresiva, 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.

Los márgenes septentrionales de la Cordillera Central muestran diversas superficies de erosión que afectan amplias zonas de su mitad septentrional. Existe una cierta variabilidad altitudinal entre los diferentes retazos por lo que no puede afirmarse a ciencia cierta que se

trate de una única superficie; a pesar de todo algunos de ellos retazos pueden correlacionarse con la superficie de erosión del alto del Roblito en la hoja de Monción, una de las mejor conservadas y que puede datarse entre el oligoceno y el mioceno. En el margen meridional de la Cordillera Central, dentro de la Hoja, también se identifican superficies de erosión, muy degradadas, que podrían tener una edad similar.

Estas superficies de erosión, una vez exhumadas, sirvieron de punto de partida para la progresiva instalación de la red fluvial actual, con toda probabilidad a lo largo de todo el Cuaternario. No se conoce con precisión la fecha de inicio de esta incisión aunque es, sin duda, posterior a el depósito la serie neógena que aparece más al norte en la vecina hoja de Mao; momento que debe situarse a finales del Plioceno.

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.

La región, afectada por la tectónica transpresiva y con importantes relieves, presenta velocidades de denudación muy elevadas y, por consiguiente, la meteorización no puede profundizar. Esta situación no favorece la acumulación de materiales y de aquí la escasez de formaciones superficiales.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Una síntesis esquemática de los procesos que han afectado a la hoja se presenta en la figura 6.1.

Los materiales más antiguos que afloran en la hoja corresponden a la Formación Tireo, correspondiente a un arco de islas desarrollado durante el cretácico Superior sobre una meseta oceánica de edad Cretácico Inferior, correspondiente a la formación Duarte, no representada en la hoja. El vulcanismo de la formación Tireo es submarino, probablemente en aguas bastante profundas, y evoluciona desde un quimismo de tipo toleítico a otro de tipo calcoalcalino a lo largo del cretáceo Superior. En parte de modo contemporáneo al depósito de los materiales vulcanosedimentarios de la formación Tireo tiene lugar el emplazamiento de batolitos de naturaleza ácida representados en la hoja por los afloramientos correspondientes al macizo de Loma del Tambor.

Durante el Campaniano, y posiblemente ya desde el Santoniano tiene lugar en el bloque de Trois Rivieres el depósito de las facies turbidíticas de la unidad de Aguamite, mientras que sobre la cordillera central se depositan facies de talud en la hoja de Arroyo Limón, y más al norte, en la hoja de Jicomé facies de plataforma. Tres paleocorrientes medidas por Dolan (1989) en la Hoja de Bánica indican una procedencia Noroeste de los aportes. Durante el Campaniano Superior y Maestrichtiano tiene lugar el depósito de las calizas pelágicas de la unidad de Bois de Laurence, coincidiendo probablemente con ascenso relativo del nivel del mar. La actividad volcánica del arco de isla, prosigue simultáneamente al depósito de la Formación Trois Rivieres al menos hasta el Maestrichtiano Inferior.

Aunque en la Hoja no hay representación de materiales paleógenos, por datos de la hoja de Bánica, se sabe que hubo en esta región un vulcanismo de tipo basáltico, asociado a facies marinas someras.

Los materiales terciarios más antiguos representados en la hoja corresponden a la formación Neiba, de edad Eoceno Medio-Oligoceno, con facies de plataforma distal tipo rampa. En las hojas situadas mas al norte (Restauración y Jicomé) se encuentran

representados materiales coetáneos con facies de plataforma carbonatada somera. La parte media del Oligoceno está representada en la hoja por la unidad de Catanamatías cuyo depósito parece corresponder a un cañón submarino con flancos situados en los extremos oriental y occidental de la sierra de Catanamatías.

El inicio del depósito de la formación Sombrerito tiene lugar en el Oligoceno Superior simultáneamente a la deformación transpresiva de la Sierra de Catanamatías. Esta deformación se continúa a lo largo de todo el Mioceno y prosigue con menor intensidad hasta época reciente, de modo que el relleno neógeno de la Cuenca de San Juan tiene un carácter sintectónico, más marcado en el intervalo Mioceno-Plioceno, con desarrollo de numerosas discordancias internas y progresivas en los materiales de esta edad.

Durante el cuaternario predominan en la zona los movimientos de elevación, dando lugar a un fuerte encajamiento de la red fluvial. Es de destacar la presencia en el borde Sur de la Hoja de un vulcanismo cuaternario de tipo basáltico máfico-alcalino.

Fig.6.1

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. Hidrogeología

7.1.1. Hidrología y climatología

El clima dominante en la hoja es tropical aunque influenciado por la gran altura que presenta gran parte de la hoja, con variaciones en la temperatura anual media entre 18 y 24°C con un claro gradiente de aumento de Norte a Sur. Las precipitaciones anuales medias crecen en sentido inverso entre los 970 y los 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 NO-SE. Los principales cauces fluviales son el río Joca, en el borde norte de la Hoja, El arroyo de Los Gajitos, Que fluye hacia el sureste al río San Juan, el río Yacahueque, que fluye hacia el Sur, y los arroyos de San Pedro y arroyo Limón, afluentes de San Juan por el este. El río San Juan es el principal río de la hoja, discurriendo hacia el sur y en el cual se encuentra, en el borde meridional de la hoja la presa de Sabaneta. 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 dendrítico 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 (2000). En la estación fluviométrica de Sabana Alta el río San Juan presenta una potencia hídrica elevada con valores de entre $525 \cdot 10^6$ y $712 \cdot 10^6$ 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.

7.1.2. Hidrogeología

Las tonalitas foliadas que en relación con el batolito de Macutico afloran en la esquina nororiental de la hoja presentan una permeabilidad original muy baja, estimada como menor de 8 m/s. Aunque la red de fracturas y diaclasa que afecta a estos materiales podría elevar localmente su permeabilidad su interés hidrogeológico dentro de la hoja no deja de ser escaso.

Los materiales volcánicos y vulcanoclásticos de la formación Tireo presentan una permeabilidad 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 de la formación Trois Rivieres son básicamente impermeables tanto en la unidad de Aguamite como en la de Bois de Laurence. Si bien dentro de la unidad de Aguamite hay niveles de areniscas potentes que presentan porosidades relativamente altas en los afloramientos, en las muestras frescas por lo general esta porosidad está sellada por cemento carbonatado. Aun cuando esta porosidad pudiera mantenerse hasta cierta profundidad en algunas zonas el carácter inconexo y el caso volumen de los posibles acuíferos hace que esta unidad tenga un escaso interés hidrogeológico.

Las calizas de la formación Neiba afloran en la Sierra de Catanamatías ocupando una extensión importante y se caracterizan por presentar una fuerte carstificación que da lugar a una elevada permeabilidad. Esta permeabilidad se ve localmente aumentada a consecuencia de la fracturación. Constituyen un acuífero productivo de permeabilidad alta representando un área de recarga importante para el conjunto de la zona. Las intercalaciones basálticas presentes dentro de la formación presentan una fracturación bastante intensa que les da permeabilidades medias. Al estar conectados con las calizas del acuífero principal su interés es bajo, aunque podrían ser de importancia local.

Los materiales de la unidad de Catanamatías y de la Formación Sombrero, predominantemente margosos son básicamente impermeables, aunque localmente, por fracturación pueden adquirir permeabilidades bajas. Su interés hidrogeológico es muy escaso.

Los materiales arcillosos de descalcificación y de alteración laterítica son impermeables, 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.

7.2. Recursos minerales

No existe en la actualidad ninguna explotación minera activa en la hoja de Arroyo Limón y en el pasado únicamente se conoce la explotación artesanal de aluviones auríferos en el área del río San Juan.

7.2.1. Minería metálica

La única actividad minera registrada en la hoja se sitúa sobre depósitos de terraza en el curso alto del río San Juan en las proximidades de Valencio. Aquí se realizó una explotación artesanal de aluviones auríferos en depósitos de terraza. Llegaron a realizarse labores artesanales de interior cuyo hundimiento en época indeterminada (probablemente en los años 70) dio lugar al abandono de la explotación. No existen datos en cuanto a la cantidad de material extraído ni la duración de las explotaciones.

La Formación Tireo, que ocupa más de un cuarto de la superficie de la Hoja, ha sido objeto de intensa exploración por su potencial aurífero en la hoja de Restauración y debe considerarse como un objetivo de exploración minera. Su potencial minero dentro de la Hoja de Arroyo Limón queda confirmado por el indicio aurífero anteriormente descrito. Dentro de la Hoja la actividad hidrotermal asociada a esta formación se manifiesta por una cloritización generalizada con diseminaciones de piritita en los afloramientos frescos. El mayor potencial aurífero en las facies hidrotermalizadas de la Fm Tireo está ligado a las facies proximales ácidas (lavas y brechas ácidas).

La presencia de otras sustancias metálicas dentro de la hoja tiene en principio un carácter anecdótico con afloramientos que no pueden considerarse propiamente como indicios mineros por su nulo potencial. Entre estos afloramientos cabe citar por ejemplo la presencia generalizada de impregnaciones puntuales de carbonatos de cobre como en el indicio N°2, al SE de la hoja dentro de la Formación Tireo, y en los afloramientos alterados de brechas basálticas dentro de la Formación Neiba.

7.2.2. Rocas industriales y ornamentales.

No existe, ni parece haber existido, ninguna actividad minera, tan siquiera de tipo artesanal, en relación con rocas industriales u ornamentales dentro de la hoja. No obstante dos de las unidades cartografiadas podrían tener cierto interés minero.

Los niveles de calizas micríticas de la Formación Neiba parecen poseer una gran pureza que las hace en principio interesantes como rocas industriales con posible utilización en la industria cementera y posiblemente para la fabricación de cal. Además, los niveles tableados podrían ser de interés como roca ornamental.

Las coladas de riolitas y riodacitas presentes dentro de la Formación Tireo en la esquina Sureste de la Hoja presentan en corte del Arroyo Limón una fracturación relativamente baja y es posible que una prospección detallada permita identificar áreas con una fracturación suficientemente baja para permitir su explotación como roca ornamental.

7.2.3. Potencial minero.

El potencial minero de la Hoja se ve condicionado por su orografía y la falta de accesos rodados. Esta falta de accesos hace por el momento inviable cualquier tipo de explotación en la mayor parte de la hoja. No obstante, el indudable interés minero de la Formación Tireo, y tal vez, en menor medida, de las calizas de Neiba, podría, eventualmente y en función de los resultados de la prospección justificar la creación de accesos.

7.2.4. Listado de indicios

Nº	X-UTM	Y-UTM	SUSTANCIA	ACTIVIDAD	TAMAÑO	UTILIZACIÓN
1	2258700	2115600	Aluviones auríferos	Abandonada	Pequeño	Oro
2	261663	2105462	Cu	Sin investigar	Indicio litológico	Afloramiento sin labores -

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 L.I.G.

La hoja de Arroyo Limón presenta un carácter desigual por lo que respecta a la calidad de sus afloramientos. Mientras que en la zona Norte de la Hoja los afloramientos son escasos y en general de mala calidad los afloramientos de la mitad Sur, especialmente en la sierra de Catanamatías son abundantes y en algunos casos de una calidad excepcional dentro de los del conjunto de la isla, siendo esta la única región en que pueden observarse en el paisaje grandes estructuras geológicas.

Dentro de la hoja se han seleccionado cinco puntos como Lugares de Interés Geológico. El primero corresponde a la Loma del Bandado, desde donde pueden observarse importantes estructuras geológicas. El segundo L.I.G. se localiza en el paraje de La Fonda, desde donde hay una impresionante vista de la estructura de la Loma del Picacho. El tercero se localiza en La Boca de Los Arroyos con un espectacular afloramiento de la milonita homónima. El cuarto L.I.G. propuesto es el corte del río San Pedro donde pueden realizarse interesantes observaciones estratigráfico-sedimentológicas y tectónicas. El quinto corresponde a un notable afloramiento de "pillow lavas" en Los Limones.

8.3. Descripción de los Lugares

Se describen cinco L.I.G situados con condiciones de acceso muy desiguales. Su interés principal es tectónico, sedimentológico, 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. N° 1. Paisaje geológico desde la Loma de El Bandado.

El acceso se realiza desde Los Copeyes a lomos de caballería, llegando a Catanamatías, para continuar ascendiendo por la vertiente Sur e la Loma de El Bandado, debiendo realizarse a pie los últimos metros de la ascensión.

Durante la ascensión puede verse, mirando hacia el Este, la estructura de la Loma de Varón, con una gran falla inversa frontal a la que siguen un conjunto de dos anticlinales y un sinclinal de escala decamétrica, muy apretados y de plano axial subvertical. Por detrás de estas estructuras hay un gran sinclinal de dimensiones kilométricas con plano axial subhorizontal y flanco Norte fuertemente invertido. Desde el alto de la Loma hay un impresionante vista de la mayor parte de la hoja, siendo de destacar la clara diferencia paisajística y geomorfológica de los materiales de la Formación Trois Rivières respecto a los que constituyen la Sierra de Catanamatías. Hay también desde aquí, mirando hacia el Sur una buena vista del Polje de Catanamatías. Descendiendo ligeramente por la ladera occidental puede observarse la estructura de la Loma de Yacahueque. En esta loma las calizas de la Formación Neiba cabalgan sobre la unidad de Catanamatías, desarrollándose en el frente de cabalgamiento una pequeña escama de disposición subhorizontal que alberga en su seno un conjunto anticlinal-sinclinal muy apretado. Por encima de esta

escama se desarrollan en las calizas de la Formación Neiba numerosos pliegues de escala decamétrica. En la cima de la Loma de Yacahueque puede observarse el Sinclinal de La Loma de Yacahueque cuyo plano axial, subhorizontal a la altura de la cúspide, se pliega en la ladera Norte para adquirir un buzamiento subvertical.

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

8.3.2. L.I.G. N° 2. Estructura de la Loma de El Picacho desde La Fonda

El acceso al L.I.G. es de dificultad media realizándose a lomos de caballería o a pie desde La Boca de Los Arroyos.

Desde este punto hay una espectacular visión de la estructura de la Loma de El picacho constituida por un gran sinclinal en calizas de la Formación Neiba, acompañado hacia el Norte por un anticlinal de menores dimensiones. Es posible ver también en este paisaje en contraste de relieve que provocan los niveles bioclásticos en el conjunto micrítico de la Formación Neiba, constatándose, además, la gran continuidad lateral de estas capas.

El interés del L.I.G. es fundamentalmente científico y didáctico y paisajístico, Con contenido fundamentalmente tectónico y subordinadamente estratigráfico. Su importancia puede considerarse como de nivel nacional.

8.3.3. L.I.G. N° 3. Milonita de La Boca de Los Arroyos.

El acceso al L.I.G. es fácil, realizándose en vehículo por la pista que desde la presa de Sabaneta conduce a esta localidad.

En esta localidad pueden observarse espectaculares afloramientos de la milonita de la boca de los arroyos, una calcimilonita que en este punto tiene más de 100 m de potencia. Se puede apreciar la intensa foliación y deformación de los materiales, acompañada de una lineación subvertical y numerosos pliegues de escala milimétrica y centimétrica. Los criterios

cinemáticos observables en el campo, al igual que en las laminas delgadas, indican movimientos tanto de tipo normal como inverso.

El interés del punto es didáctico y científico de carácter tectónico siendo su importancia de orden regional.

8.3.4. L.I.G. N° 4. Curso bajo del río San Pedro

El acceso al L.I.G. se realiza desde la Boca de Los Arroyos, cruzando el río Sanjuán y remontando a pie el curso del río San Pedro por su cauce. La dificultad del recorrido es media.

A lo largo del recorrido puede realizarse un corte de la unidad de Aguamite con observación de sus diversas facies de tipo turbidítico, siendo este uno de los pocos cortes en que puede observarse la transición entre la unidad de Aguamite y la de Bois de Laurence. Es de destacar la presencia en este corte de espectaculares niveles de brechas sedimentarias en los niveles de transición entre ambas unidades. A lo largo del corte pueden realizarse diversas observaciones de tipo tectónico, como el desarrollo general de la esquistosidad, la transición entre la milonita de la Boca de Los Arroyos y la unidad de Aguamite y las diversas morfologías que presentan los pliegues desarrollados en algunos puntos dentro de la unidad de Aguamite. El final del recorrido coincide con una cascada de más de 50 m de altura desarrollada a favor del contacto por falla entre la unidad de Bois de Laurence y La formación Tireo, representada en este punto por una potente colada riódacítica, cuyas características petrológicas macroscópicas pueden observarse. La falla que corta a las lavas de la Formación Tireo es una falla de desgarre cuyo plano es directamente observable, pudiendo apreciarse grandes estrías de fricción con dirección subhorizontal.

El interés del L.I.G. es didáctico, científico, y turístico, por la gran calidad paisajística del recorrido, con carácter sedimentológico, estratigráfico, tectónico y petrológico. Este es uno de los afloramientos mas continuos y completos dentro del dominio de la Cordillera Central y del de el Cinturón de Peralta-Trois Rivières, por lo que su importancia puede considerarse como de nivel nacional.

8.3.5. L.I.G. N° 5. "Pillow lavas" de Los Limones.

El acceso al LIG se realiza desde la localidad de Los Ladrillos, a donde se llega por carretera, continuando desde esta localidad hasta Los Limones a lomas de caballería. El LIG se sitúa sobre el arroyo de Los Limones justo antes de llegar a esta localidad, inmediatamente al oeste del camino.

En este punto sobre el cauce del arroyo hay un excepcional afloramiento de "pillow lavas" basálticas en margas de la Formación Neiba. Puede apreciarse la estructura concéntrica de los "pillows" y su relación las margas en facies marina profunda de la Formación Neiba. Pueden, además, observarse en el afloramiento varios niveles de brechas volcánicas de la misma composición.

El interés del L.I.G. es didáctico y científico con carácter petrológico y sedimentológico. Su importancia puede considerarse como de nivel regional.

9. BIBLIOGRAFÍA

ACUATER (2000): Estudio Hidrogeológico Nacional. Valle de San Juan. Mapas y Memoria. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

AMARANTE, J.F. y GARCIA, J.M. (1990): Neita 4 - Proyecto de Exploración Restauración - Estado actual 1990 - Candelones - Guano -Naranjo. Rosario Dominicana S.A., Gerencia Técnica. p. 1-134.

AMARANTE, J. F. y 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.

ARDÉVOL, LL. (2004): Informe Sedimentológico del Proyecto K de Cartografía Geotemática de la República Dominicana.. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

BARRETT, T.J. y MACLEAN, W.H., (1999): Volcanic sequences, lithogrochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. In *Volcanic-associated massive sulfide deposits: precesses and examples in modern and ancient settings*. Edited by C.T. Barrie and M.D. Hannington. Reviews in Economic Geology, N° 8: 101-131.

BERMÚDEZ, P.J. (1949): Tertiary smaller Foraminifera of the Dominican Republic. *Cushman Laboratoir of. Foraminiferal Research, Special Publication N° 25*, 322 pp.

BLESCH, R.R. (1966): Mapa geológico preliminar. En: Mapas. Volumen 2, *Reconocimiento y Evaluación de los Recursos Naturales de la República Dominicana*. Unión Panamericana, escala 1:250.000.

BOISSEAU, M. (1987): Le flanc nord-est de la Cordillere Centrale Dominicaine (Española, Grandes Antilles); These Doctoral. Université Pierre et Curie, Paris, 215 p.

BOISSON, D. (1987): Étude géologique du Massif du Nord d'Haiti (Hispaniola Grandes Antilles); Un édifice de nappes Crétacé polyphase. *These de Doctorat Université Marie et Pierre Curie*. Paris, France, , 173 p.

BOWIN, C. O. (1960): Geology of central Dominican Republic. *Ph. D. Thesis, Princeton University*. Princeton, New Jersey, 211 p.

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*, pp. 11-84.

BURKE, K. (1988): Tectonic evolution of the Caribbean. *Annual Rev. Earth and Planetary Science Letters*, 16, 201-230.

BURKE, K., FOX, P.J. y SENGOR, M.C. (1978): Buoyant ocean floor and the origin of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, 83, 3949-3954.

BUTTERLIN, J. (1960): *Géologie générale et régionale de la République d'Haiti*. Institut des Hautes Etudes de l'Amérique Latine. Paris. 194pp.

BYRNE, D.B., SUAREZ, G. y MCCANN, W.R. (1985): Muertos Trough subduction-Microplate tectonics in the northern Caribbean. *Nature*, 317, 420-421.

CEPECK, P. y WEISS, W. (1991): List of rock samples and biostratigraphic age determinations from Dominican republic 1984-1989. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe-Federal Institute For Geosciences and Natural Resources. Abril 1991, Inédito.

CHEILLETZ, A. y LEWIS, J.F. (1974): Contribution a l'etude de la bordure meridionale du Massif du Nord, Nordeste d'Haiti. VII Conf. Geol. Caraibes. pp. 243-247.

CLARK, M.G., HORN, S.P. y KENNETH, O.H. (2002): High-Elevation Savanna Landscapes in the Cordillera Central, Dominican Republic, Hispaniola. *Mountain Research and Development* 22 (3) pp. 288-295.

CRAWFORD, A.J., FALLOON, T.J. y GREEN, D.H. (1989): Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. En A.J. Crawford (ed.). *Boninites and related rocks*. Unwin Hyman London, 1-49.

DÍAZ DE NEIRA, J.A., (2000): Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6072-III (Padre Las Casas) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

DÍAZ DE NEIRA, J.A. y HERNAIZ HUERTA, P.P. (2000): Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 n° 6072-II (Sabana Quéliz) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DOHM, C.F. (1942): The geology of the Sierra de Neiba and Valles San Juan and Enriquillo in Mosaic Areas 16, 17, 21, 22, 23, 24, 25, 32 and 33. Dominican Republic. Santo Domingo Office n° 20. Unpublished reports. Dominican Seaboard Oil Company, 18 p. (Appendix 1: Tectonic history of the Sierra Neiba and Adjoining Basin Areas by C.F. Dohm, 4p; Appendix 2: Index Fossil Foraminifera in San Juan- Azua Basins, Dominican Republic, by P.J. Bermudez, 3p.)

DOLAN, J.F. (1988): Paleogene sedimentary basin development in the eastern Greater Antilles; Three studies in active-margin sedimentology. Ph.D. Thesis, University of California, Santa Cruz, 235 p.

DOLAN, J.F. (1989): Eustatic and tectonic controls on deposition of hybrid siliciclastic/carbonate basinal cycles; discussion with examples. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73: 1233-1246.

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

DOLAN, J. F., MULLINS, H. T. y D, J. WALD (1998): Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs, En J.F. Dolan, P. Mann, (eds). *Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the*

Northern Caribbean Plate Boundary Zone, *Geological Society of America Special Paper 326*, 174p, 1-61 p.

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

DRAPER G., GUTIERREZ G. y LEWIS J. F. (1996): Thrust emplacement of the Hispaniola peridotite belt; orogenic expression of the Mid-Cretaceous Caribbean arc polarity reversal? *Geology*, vol. 24, pp. 1143-1146.

DRAPER, G., GUTIERREZ-ALONSO, G. (1997): La estructura del Cinturón de Maimón en la isla de Hispaniola y sus implicaciones geodinámicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10: 281-299.

DRAPER G. y LEWIS J. F. (1991): 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.

DRUMMOND, M.S. y DEFANT, M.J., (1990): A model for trondhjemite-tonalita-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to Modern comparisons. *Journal of Geophysical Research*, 95, 21503-21521.

EBERLE, W y MOLLAT, H. (1991): Mapa geológico de la Republica Dominicana a escala 1: 250.000. Dirección General de la Minería. Santo Domingo, Republica Dominicana.

ELECTROCONSULT (1983): Estudio de pre-factibilidad del área geotérmica Yayas-Constanza. República Dominicana. Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional, 23p. (Inédito).

ESCUDE R VIRUETE, J. (2004): Informe sobre la Estructura y el Metamorfismo de las Rocas de Basamento Ígneas y Metamórficas del Proyecto K (Hojas de Dajabón, Martín García, Loma de Cabrera, Santiago Rodríguez, Monción, Restauración, Jicomé,

Bánica, Arroyo Limón y Lamedero) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

FRIEDMAN, R. (2004): Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb en los proyectos K y L de Cartografía Geotemática de la República Dominicana (Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research Earth and Ocean Sciences Department, Universidad de British Columbia, Alberta, Canadá). Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

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

GARCÍA LOBÓN, J. L. (2004):. Informe de Interpretación de la Geofísica Aerotransportada del Proyecto "K" de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

GARCÍA, E. y HARMS, F. (1988): Informe del Mapa Geológico de la Republica Dominicana escala 1:100.000 San Juan (4972). Santo Domingo, 97 p.

GILL, J.B., (1981): *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer verlag, New York, 390 pp.

GÓMEZ SAINZ de AJA, J.A., (2000): Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 6072-IV (Gajo de Monte) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

GÓMEZ SAINZ de AJA, J.A., MARTÍN FERNÁNDEZ, M. 2000: Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 6072-I (Constanza) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

HERNAIZ HUERTA, P.P. (2000a): Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 6172-III (Arroyo Caña) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

- HERNAIZ HUERTA, P.P., (2000b):** Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 6071-I (San José de Ocoa) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo
- HERNAIZ HUERTA, P.P. y PÉREZ-ESTAÚN, A. (2002):** Estructura del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta, República Dominicana. En: A. Pérez-Estaún, I. Tavares, A. García Cortes, P.P. Hernaiz Huerta (eds.). Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. *Acta Geológica Hispánica*, 37, 183-205
- HEUBECK, C. y MANN, P. (1991):** Structural Geology and Cenozoic Tectonic History of the Southeastern Termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. En P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis, (eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. *Geological Society of America Special Paper 262*, 315-336.
- HEUBECK, C., MANN, P., DOLAN, J. y MONECHI, S. (1991):** Diachronous uplift and recycling of sedimentary basins during Cenozoic tectonic transpression; northeastern Caribbean plate margin. *Sedimentary Geology*, 70, 1-32.
- JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (JICA) Y METAL MINING AGENCY OF JAPAN (MMAJ) (1984):** Report on Geological Survey of Las Cañitas Area, Dominican Republic. Tokyo, 22 pp.
- JENSEN, L. S., (1976):** A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper*, p. 22
- JIMÉNEZ, G. y 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. y FONDEUR, L. (1998):** Proyecto depósitos auríferos de Restauración. República Dominicana - Séptimo Fondo Europeo de Desarrollo de las Comunidades Europeas - Convention Lome IV. p. 1-96.

KROGH, T. E. (1982): Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, p. 637-649.

LEWIS, J.F., AMARANTE, A., BLOISE, G., JIMÉNEZ, J.G. y DOMÍNGUEZ, H.D. (1991): Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic, and volcanoclastic rocks of Tíreo Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. En P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. *Geological Society of America Special Paper 262*, 143-163.

LEWIS J. F., ESCUDER VIRUETE J., HERNAIZ HUERTA P. P., GUTIERREZ, 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 Geológica Hispánica*, 37, p. 81-122.

LEWIS J. F., PERFIT M., HORAN S. & DIAZ DE VILLALVILLA L. (1995): Geochemistry and petrotectonic 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.

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.

LUDEN, J., GELINAS, L. y TRUDEL, P. (1982): Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district. Albitibi greenstone belt, Quebec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Canadian Journal of Earth Science*, 19: 2276-2287.

LUDWIG, K. R. (1980): Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data. *Earth and Planetary Science Letters*, 46, p. 212-220

LUDWIG, K.R (2003): Isoplot 3.00 A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4*

MAC DONALD, W.D. y MELSON, W.G. (1969): A late cenozoic volcanic province in Hispaniola. *Caribbean Journal of Science*, 9, (3-4), pp.81-91.

MANN P., DRAPER G. & LEWIS J. F. eds. (1991a): *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper 262,

MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F. (1991b): An overview of the geologic and tectonic development of Española. En P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis (eds.). *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. Geological Society of America Special Paper 262, 1-28.

MARTIN, H., (1999): Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46: 411–429.

MARTÍN FERNÁNDEZ, M., GÓMEZ SAINZ de AJA, J.A. y DRAPER, G., (2000): Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 6172-IV (Bonaó) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

MASSON, D.G. y SCANLON, K.M. (1991): The neotectonic setting of Puerto Rico. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 144-154.

MESNIER, H.P. (1980): Report on the mineral prospects of the Las Cañitas area, Dominican Republic. (inedito), Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional. p. 1-55.

MICHAEL, R.C. (1979): Geology of the South central flank of the Cordillera Central and adjacent portions of the San Juan Valley between Rio San Juan and Rio Yacahueque, Dominican Republic: Washington D.C.; George Washington University, 162 p.

MICHAEL, R.C. y LEWIS, J.F. (1980): Structure and tectonics of the south flank of the Massif du Nord-Cordillera Central and adjacent portions of the Plateau Central-San

Juan valley, Hispaniola. (Abstract). 9th Caribbean Geological Conference. Santo Domingo, Republica Dominicana. p. 50.

MONTGOMERY, H. y PESSAGNO, E.A. (1999): Cretaceous microfaunas of theentComplexes of Blue mountains, Jamaica, of the Northern and Central Basement Complexes of Hispaniola Caribbean. In Mann, P.(ed.) *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the Word, 4*, Cap.10, pp.237-246.

PARDO, G. (1975): Geology of Cuba. En: The Ocean Basins and Margins, (Nairn, Stelhi eds.) A.E.M. Vol. 3.

PARRISH R. R., RODDICK J. C., LOVERIDGE W. D. y 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*: 41-67.

PEARCE, J.A., (1983): The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In C.J. Hawkesworth, M.J. Norry (eds.). *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Shiva, 230-249.

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. & BARRETT S.F. (1990a): Caribbean plate tectonic history. En: Dengo G. and Case J. E. eds. The Caribbean region, *Geological Society of America*, Boulder, CO, United States (USA), United States (USA)

PINDELL J.L. & BARRETT S.F. (1990b): Geological evolution of the Caribbean region; a plate tectonic perspective. En: Dengo G. and Case J. E. eds. The Caribbean region, *Geol. Soc. Am.*, Boulder, CO, United States (USA).

-
- RENNE P.R., SWISHER C.C., DEINO A.L., KARNER D.B., OWENS T. y DePAOLO D.J., (1998):** Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chemical Geology*, 145(1-2): 117-152.
- RODDICK J. C. (1987):** Generalized numerical error analysis with applications to geochronology and thermodynamics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, p. 2129-2135.
- RUTH, M.D. (1989):** *Cenozoic Geology of the western San Juan valley, Dominican Republic*. M.S. Thesis. George Washington University, Washington, D.C. 252 p.
- SHERVAIS, J.W. (1982):** Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 59, 101-118.
- SIGMARSSON, O., MARTIN, H., y KNOWLES, J. (1998):** Melting of a subducting oceanic crust in Austral Andean lavas from U-series disequilibria. *Nature*, 346: 566-569.
- 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.
- TAVARES, I., REYNA, M., RODRÍGUEZ, J. y GARCIA, E. (1984):** Formaciones del Suroeste de la Republica Dominicana, compilación preliminar para la elaboración del léxico estratigráfico nacional. Dirección General de la Minería. Departamento d Geología. Santo Domingo, 45 pp. (Inédito).
- 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.
- ULLRICH, T. (2004):** Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método Ar/Ar en los proyectos K y L de Cartografía Geotemática de la República Dominicana (Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research Earth and Ocean Sciences Department, Universidad de British Columbia, Alberta, Canadá). Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

VAUGHAN, T.W., COOKE, W., CONDIT, D.D., ROSS, C.P., WOODRING, W.P. Y CALKINS, F.C. (1921): A geological reconnaissance of the Dominican Republic. *Geological Survey Dominican Republic Memoirs.*, vol. 1, pp. 1-268.

VESPUCCI, P. (1980): Preliminary account of the petrology of the late cenozoic volcanic province of hispaniola. *9ª Conferencia Geológica del Caribe.* Santo Domingo, vol 1, pp 379-389.

VILA, J. M., J. BUTTERLIN, B. LABESSE y MERCIER DE LÉPINAY, B. (1982): Données nouvelles sur les roches métamorphiques de l'île de la tortue, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294, 1103-1106.

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

WITSCHARD M. y DOLAN J. (1990): Contrasting structural styles in siliciclastic and carbonate rocks of an offscraped sequence; the Peralta accretionary prism, Hispaniola. *Geological Society of America Bulletin*, 102, p. 792-806.

WOODRING, W. P., BROWN, J. S. y BURBANK, W. S. (1924): *Géologie de la République d'Haïti.* Département des travaux publics, Port-au-Prince, Haïti. pp. 1-710

ZOETEN, R. De. (1988): Structure and stratigraphy of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. *Tesis Inédita, Universidad de Texas, Austin*, 298 pp.