



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

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

CONSTANZA

**(6072-I)**

**Santo Domingo, R.D., Enero 2000**

## **0. RESUMEN**

La Hoja de Constanza, se encuentra situada en el sector Central de la República Dominicana, en el ámbito de la Cordillera Central. Se trata, por tanto, de una región muy montañosa ocupada mayoritariamente por la Formación Tireo, de edad Cretácico Superior. Esta extensa formación que cubre un área muy extensa en el país, está constituida, mayoritariamente, por rocas volcanoclásticas, con intercalaciones subordinadas de rocas sedimentarias, volcánicas y subvolcánicas. Además en el sector N de la Hoja aparece un extenso batolito de rocas ígneas, conocido como Batolito de El Río. Por último, hay que mencionar los sedimentos cuaternarios que cubren las depresiones de Constanza y Tireo y una serie de manifestaciones volcánicas cuaternarias que forman parte del extenso conjunto volcánico que aparece al S de la Hoja, en Valle Nuevo.

## **ABSTRACT**

The sheet of Constanza is situated in the Central part of the Dominican Republic, in the Cordillera Central. It is a very mountainous region and the majority of the area is occupied by the late Cretaceous Tireo Formation. This extensive formation covers a very large area of the country and is formed, for most part, from volcanoclastic rocks and subordinate interbedded sedimentary, volcanic and subvolcanic rocks. As well as this, there is, in the northern part of the Sheet, an enormous batolith called Batolito del Río formed from plutonic rocks. Lastly, there must be mentioned of the Quaternary sediments that covers the valleys of Constanza and Tireo and also of a series of Quaternary volcanic manifestations that formed part of the huge volcanic area in Valle Nuevo, in the south of the Sheet.

## **1. INTRODUCCIÓN**

### **1.1. Metodología**

Debido al carácter incompleto de la Cartografía geológica básica de la República Dominicana. La Unión Europea (U.E.) ha financiado el Programa SYSMIN que comprende todo un conjunto de proyectos en el ámbito de la investigación geológica y minera, así como en la ordenación del territorio y el medio ambiente. Estos proyectos se desarrollan dentro del Convenio de Lomé IV. En el caso concreto de este proyecto de Cartografía Geotemática en la República Dominicana, ha resultado adjudicatario el consorcio integrado por el Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE), PROINTEC, S.A. e INYPSA. La supervisión y el control del gasto ha sido llevado a cabo por la Unidad Técnica de Gestión (UTG) dependiente de la Unión Europea.

En este proyecto se incluyen, entre otros trabajos, la elaboración de las Hojas Geológicas a escala 1:50.000 que componen los cuadrantes a escala 1:100.000 de Constanza (Constanza, 6072-I; Sabana Quéliz, 6072-II; Padre de Las Casas, 6072-III; Gajo de Monte, 6072-IV), Bonao (Hatillo, 6172-I; Villa Altagracia, 6172-II; Arroyo Caña, 6172-III; Bonao, 6172-IV) y Azua (San José de Ocoa, 6071-I; Azua, 6071-II; Pueblo Viejo, 6071-III; Yayas de Viajama, 6071-IV). 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; por ello, a lo largo de la presente Memoria son numerosas las alusiones a otras Hojas, en especial a las que integran las Hojas a escala 1:100.000 de Constanza y en menor medida las del cuadrante de Azua.

La Metodología de trabajo ha consistido, en primer lugar en la recopilación de todos los trabajos disponibles y cartografías geológicas. A continuación se procedió al estudio de la fotografía aérea a escala 1:40.000 del Proyecto Marena (año 84). Además se han utilizado fotogramas a escala 1:20.000 y 1:60.000 para obtener una visión más completa y contrastada del área de estudio. También se han estudiado las imágenes de satélite Spot P, Landsat, TM y SAR. Una vez realizada la fotogeología se inician los trabajos de campo. Estos recorridos de campo se han representado en las fichas de Control de Trabajos de Campo (FCC) que periódicamente el consultor presentó a la supervisión de el SGN. En ellas se registraron los puntos de toma de muestras (petrológicas, paleontológicas, etc), así como

los datos de medidas estructurales y localización de fotografías. De forma coordinada con la elaboración de la Hoja, se diseñó la cartografía Geomorfológica y de Riesgos, así como la Geotécnica, ambas a escala 1:100.000.

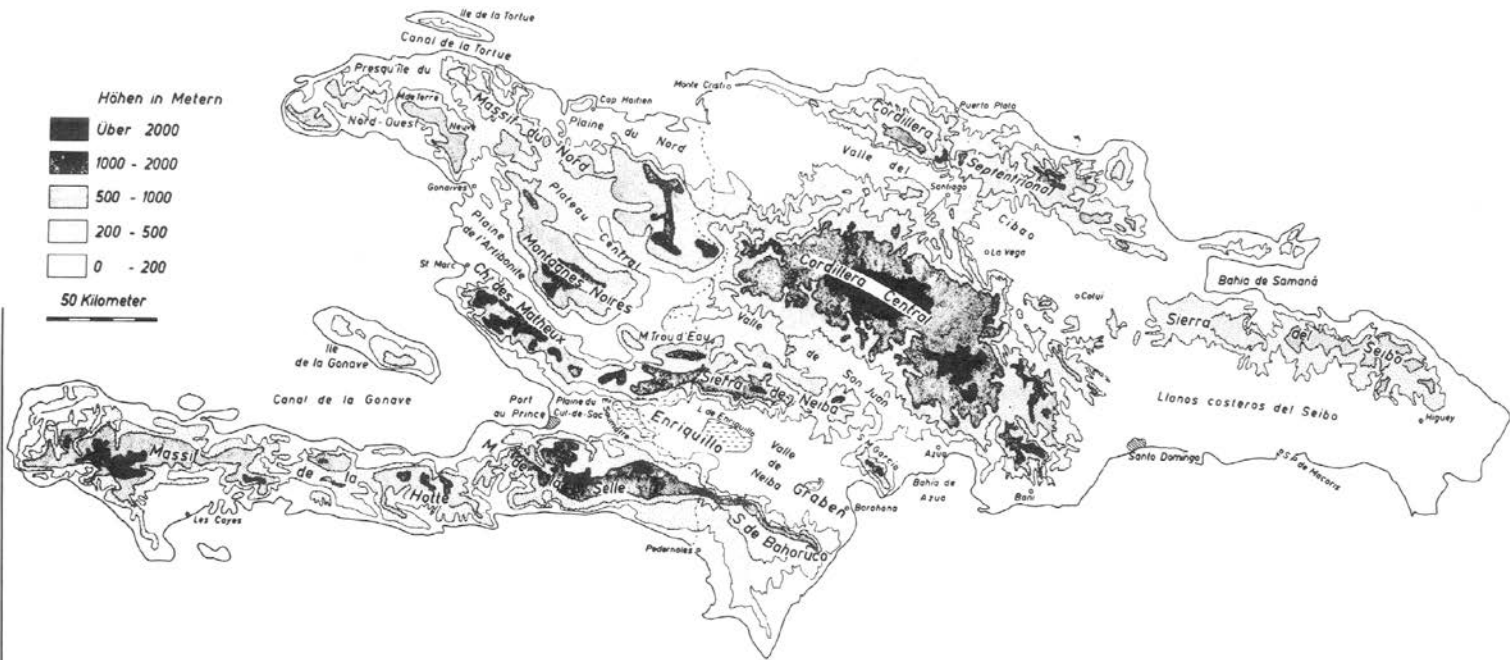
Una vez finalizada la cartografía de las 12 Hojas se inicia la redacción de las Memorias. Todos estos trabajos se efectuaron de acuerdo con la normativa del Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1:50.000 y Temáticas a escala 1:100.000 de la República Dominicana, elaborada por el Instituto Tecnológico y Geominero de España y el Servicio Geológico Nacional de la República Dominicana e inspirada en el Modelo del Mapa Geológico Nacional de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA).

## **1.2. Situación geográfica**

La Hoja a escala 1:50.000 de Constanza 6072-I se sitúa en el ámbito de la Cordillera Central de la República Dominicana y limita al norte con la Hoja de Jarabacoa, al este de la de Bonao, al sur con Sabana Quéliz y al oeste con Gajo de Monte. En la Fig. 1.2.1. se ha representado el esquema fisiográfico de La Española tomado de Weyl (1966) y la localización de las 12 Hojas que comprenden este proyecto.

Desde el punto de vista administrativo, el territorio ocupado por esta Hoja pertenece a la provincia de La Vega. La población se encuentra muy desigualmente repartida, concentrándose en las zonas fértiles de los Valles de Constanza, Tireo y a lo largo de la carretera general a Bonao, existiendo otros núcleos de población importantes como La Cotorra, El Río o La Descubierta. Sin embargo, toda la zona central, oriental y suroriental está muy poco poblada, existiendo sólo algunos pequeños núcleos aislados a lo largo de la carretera que sube desde Bonao a las Presas del sector SE de la Hoja.

La red hidrográfica muestra una acusada tendencia E-O que viene controlada tectónicamente, y está constituida por una gran cantidad de ríos, arroyos y cañadas, generalmente de carácter perenne. De todos ellos el más importante es el río Tireo que nace en el extremo NO de la Hoja, y la surca prácticamente en diagonal, desembocando en el río Yuna a apenas unos kms, dentro de la Hoja de Bonao. Durante el paso del Ciclón Georges se ha comprobado su intensa capacidad erosiva, devastando innumerables casas de los barrios de Tireo y colmatando la Presa de Río Blanco. Esta presa se sitúa en la confluencia de ambos ríos (Tireo y Blanco). Este último río tiene bastante caudal ya que



recoge las aguas de los relieves del Alto Bandera, situado al sur (dentro ya de la Hoja de Sabana Queliz). En este mismo sector del SE existen otras dos presas más una situada aguas abajo de la primera, donde se sitúa la central hidroeléctrica de Río Blanco, y otra en el Arroyón en un río que también denominan los campesinos como Tireo. Para evitar las confusiones, al primero lo denominan coloquialmente “Tireo de Constanza”

En el sector NE se sitúan sendos arroyos con clara tendencia O-E (Arroyo Bonito y Arroyo Masipedrito). En el sector suroccidental de la Hoja el curso más importante es el río Grande, que recoge las aguas del Valle de Constanza y discurre con tendencia general hacia el oeste y suroeste, atravesando las Hojas de Gajo de Monte y Padre Las Casas. En este sentido, según las observaciones de campo y el estudio de la fotografía aérea, parece bastante probable que esta cuenca de Constanza haya variado su curso en épocas no muy lejanas, ya que el descenso del nivel de base a consecuencia del levantamiento de la isla ha provocado fenómenos de capturas y cambios en la red de drenaje. Además de otras causas como la Neotectónica.

Una de las características primordiales de la Hoja es su acusado relieve que dificulta enormemente la accesibilidad a la misma. No obstante, las alturas máximas raramente llegan a superar los 2.000 m (2.330 en la Loma del Macho; 2.113 m, en la Loma La Montaña; Loma de Arroyo Yaya, etc).

Las vías de comunicación principales son la carretera general a Constanza que atraviesa todo el cuadrante NO, y a la carretera de Constanza a Valle Nuevo que permite el acceso al sector SO. En el cuadrante NE sólo existe un carril que permite acceder a la Descubierta y al Arroyo Arenosito, desde estos puntos hay sendas que permiten llegar a Jima e incluso a Bonaó, a través del Cº de Masipedro. El sector SO y toda la franja sur de la Hoja es la que tiene más dificultad de accesos ya que solo hay una carretera que llega hasta las presas (antes citadas). Además, después del Ciclón Georges esta carretera ha sufrido varios derrumbes que impiden llegar hasta el muro de la presa. No obstante, desde esta zona parten varios caminos que han permitido realizar el trabajo de campo. Entre ellos cabe señalar los itinerarios al: Meche-Mechesito; Candongo; El Higo; Los Botados-Río Blanco; La Ceiba-Arroyo Bonito, Sabana de Blanco-Cigüelillo; Los Amaceyes-El Naranjo; etc.

### 1.3. Marco geológico

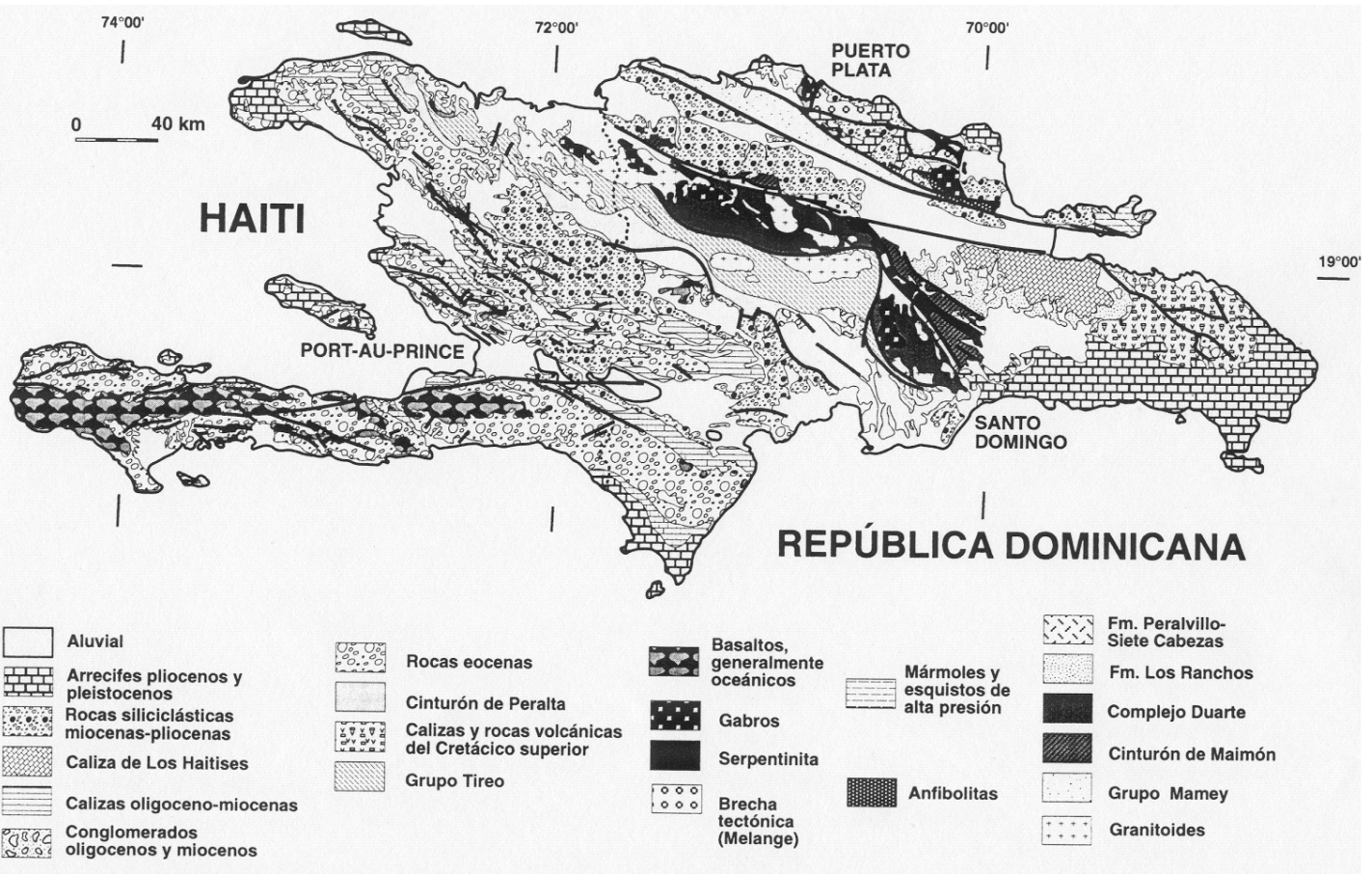
La Hoja de Constanza se encuentra situada dentro del dominio de la Cordillera Central. En la Fig. 1.3.1 tomada de Draper y Gutierrez (1997) se observa que la mayor parte del territorio ocupado por la Hoja pertenece a la Unidad Geológica de Tireo, salvo una pequeña área del SE que pertenece al Dominio del Cinturón de Peralta, y el tercio norte que está ocupado por las rocas plutónicas del Batolito de El Río.

La Formación Tireo está constituida mayoritariamente por rocas volcánicas y volcanoclásticas generadas durante la actividad de un arco insular de edad Cretácico Superior. Se trata, por tanto, de los materiales más antiguos que afloran en la Hoja y que constituyen el basamento de la misma. Concretamente, en esta Hoja están muy bien representadas tanto las facies puramente volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Tireo, como las intercalaciones sedimentarias, representadas por niveles de calizas, lutitas y jaspes que permiten, interpretar mejor la estructura de la formación. Además, todo el sector norte de la Hoja está integrado por las rocas plutónicas del Batolito de El Río que ocupa una enorme extensión tanto en esta Hoja como en las de Gajo de Monte, Jarabacoa y Manabao.

El Cinturón de Peralta es una unidad estructural que aflora extensamente a lo largo del flanco Sur de la Cordillera Central y que está constituido mayoritariamente por sedimentos acumulados en una cuenca trasera de arco, durante el Paleógeno. En las Hojas situadas más al sur se observa mejor la estructura de esta unidad constituida por una serie de pliegues y cabalgamientos con vergencia generalizada hacia el suroeste. En ésta apenas está representado y sólo afloran de modo marginal los conglomerados polimícticos de la Fm. Ocoa.

Los volcanes cuaternarios aparecen exclusivamente en el extremo SO de la Hoja y aunque ocupan poca extensión areal, muestran una gran variedad de formas y composiciones litológicas.

En lo que se refiere a los depósitos sedimentarios cuaternarios tienen también poca entidad salvo en las depresiones de Constanza y Tireo. Mención aparte merecen los depósitos de deslizamientos que están ampliamente representados sobre todo en la mitad sur de la Hoja.





#### **1.4. Antecedentes**

Debido al gran número de trabajos que existen acerca de la Cordillera Central y del Cinturón de Peralta, sólo se han señalado los que se consideran del máximo interés para la elaboración de la Hoja. Uno de los trabajos clásicos y básicos en el conocimiento de la geología de la región central de la República Dominicana es la publicación de Bowin (1966).

Posteriormente Mesnier (1980) realiza un trabajo sobre las posibilidades mineras de la Formación Tireo en el área de Las Cañitas. Este informe sirve de base para posteriores investigaciones llevadas a cabo por geólogos japoneses, tanto en el área de Las Cañitas como en las inmediaciones del Pico Duarte y en Mata Grande (JICA & MMAJ, 1984).

También han contribuido al conocimiento geológico de la región las Tesis Doctorales llevadas a cabo por diversos investigadores de Universidades americanas, entre las que cabe señalar las de: Dolan (1.988) que estudia la sedimentación paleógena en las cuencas orientales de las Antillas Mayores); Mann (1.983), centrada en aspectos estructurales y estratigráficos de La Española y Jamaica; que desarrolla un ambicioso estudio estratigráfico y estructural de la isla a fin de proporcionar su interpretación geodinámica.

Asimismo son de gran interés los trabajos de Lewis et al (1982, 1987) y sobre todo el artículo de Lewis et al (1991) relativo a la Formación Tireo e incluido dentro del volumen especial de la Sociedad Geológica de América (nº 262). Este documento supone una auténtica puesta al día de los conocimientos geológicos del país y es básico para la realización de trabajos posteriores.

En lo que se refiere a cartografías geológicas de síntesis hay que mencionar la realizada por la Organización de Estados Americanos a escala 1:250.000 (Blesch, 1.966). Posteriormente, el Servicio Geológico Nacional y el Instituto Cartográfico Universitario, en colaboración con la Misión Alemana (1.991), elaboran otra síntesis geológica a la misma escala, pero con una calidad y detalle superior.

También hay que resaltar la labor de unificación de términos llevada a cabo por la D.G.M. con el fin de normalizar, sistematizar y evitar posibles errores de nomenclatura. Para ello elaboró el Léxico Estratigráfico Nacional.

Por último, han sido de gran utilidad para la realización de la Hoja, las investigaciones geotérmicas de OLADE (1980); Electroconsult (1983) y la efectuada por el Servicio Geológico Nacional (SGN) que cubre toda la región volcánica desde Yayas de Viajama-Constanza.

## **2. ESTRATIGRAFIA**

Uno de los hechos más relevantes en la Hoja de Constanza es el enorme desarrollo que alcanza en ella las rocas volcanoclásticas de la Formación Tireo, ya que ocupan prácticamente dos tercios de la misma. El tercio norte de la Hoja está constituido por el Batolito Tonalítico de El Río que intruye en la Formación Tireo de edad Cretácico Superior. A grandes rasgos pueden distinguirse los siguientes conjuntos:

- La Formación Tireo corresponde a un conjunto de rocas volcánicas del arco isla del Cretácico Superior. Se trata de una potente serie de rocas volcánicas y volcanoclásticas con intercalaciones de niveles de calizas, areniscas, “chert” y jaspe rojos.
- Rocas ígneas pertenecientes al Batolito Tonalítico de El Río intruyen en el sector N de la Hoja. Además hay otras intrusiones menores de tonalitas como las de Pinar Bonito, al sur de la ciudad de Constanza.
- Materiales paleógenos, correspondientes al Cinturón de Peralta, dominio típico del flanco suroccidental de la Cordillera Central. En esta Hoja sólo están representados los conglomerados polimícticos de la Fm. Ocoa.
- Materiales cuaternarios de origen volcánico de diversa composición.
- Materiales cuaternarios de origen sedimentario, sobreimpuestos a los conjuntos anteriores de forma irregular. Su origen es muy variado, aunque en todos los casos están ligados a un régimen continental.

### **2.1. Descripción de las unidades**

A continuación se realiza el desarrollo pormenorizado de las características de todas las unidades que afloran en la Hoja siguiendo un orden cronológico de más antiguo a más moderno y tomando como referencia la leyenda del mapa geológico adjunto.

#### **2.1.1. Cretácico superior. Formación Tireo**

Se trata de los materiales más antiguos que afloran en la Hoja ocupando mayoritariamente la misma. Son un conjunto de rocas volcanoclásticas e ígneas con intercalaciones esporádicas de niveles sedimentarios que constituye mayoritariamente los

relieves de la Cordillera Central. Han sido denominados como Terreno Tectónico de Tireo (Mann et al., 1991 a y b) y forman parte de un conjunto de fragmentos interpretados en un contexto de arco insular. Estos afloramientos atraviesan la isla de La Española con dirección NO-SE, tanto por territorio dominicano como haitiano y cabalgan hacia el SO sobre el Terreno Tectónico de Trois Rivières-Peralta mediante la zona de falla de San José-Restauración. Al NO es cabalgado por el Terreno Tectónico de Duarte a través de la zona de falla de Bonao-Guacara.

La Formación Tireo es una de las unidades más ampliamente representadas en las Hojas que componen el presente Proyecto. Concretamente aflora en siete de ellas, ocupando mayoritariamente las Hojas de Constanza y Gajo de Monte, y de modo parcial las de Padre Las Casas, Sabana Quéliz, Arroyo Caña, Bonao y San José de Ocoa. En conjunto constituye una franja de unos 290 Km de longitud por 35 km de anchura, constituida mayoritariamente por rocas volcanoclásticas, lavas e intercalaciones de rocas sedimentarias. Además el conjunto está intruido por numerosos apuntamientos de rocas plutónicas e hipoabisales. En general da lugar a los relieves más importantes de la isla extendiéndose hacia el NO, fuera de la zona de estudio, por el área de Restauración, hasta enlazar con las series del Terrier Rouge y series de la Mina en el macizo del norte en Haití. El límite norte queda definido por la falla de Bonao-Guacara y el sur, por la zona de falla San José-Restauración. Por el SE, la formación se extiende hasta las proximidades de Bani (Área de El Recodo).

Las primeras referencias que aluden a la Fm. Tireo se deben a Bowin (1960, 1966), aunque posteriormente han sido objeto de estudio por parte de Mesnier (1980); Lewis et al. (1991) y por JICA y MMAJ (1984).

Tradicionalmente, ha habido cierta controversia en cuanto a la estratigrafía y subdivisiones cartográficas de esta formación, ya que mientras los autores japoneses plantean una subdivisión en tres miembros (inferior, medio y superior); Lewis et al (op. cit) proponen introducir el término Grupo Tireo dividiéndolo en dos (Grupo Tireo inferior y Grupo Tireo superior). Aunque parece más correcto denominar al Tireo como "Grupo", dadas sus enormes variaciones en el quimismo de las rocas y en las unidades litológicas, en este proyecto se ha mantenido el nombre tradicional de Formación Tireo por ser un término ya muy aceptado, pero sin darle un carácter formal a la misma y sabiendo que incluye diversos términos que por si solos podrían corresponder a formaciones. La división realizada por

Lewis et al (op. cit) se basa fundamentalmente en el quimismo de las rocas, (básicas o sálicas, respectivamente), mientras que la división de JICA & MMAJ (op.cit.) conjuga otros criterios.

Ambas divisiones tienen aspectos útiles, pero también presentan algunos problemas a la hora de la cartografía geológica. Estas dificultades cartográficas se deben por una parte al carácter extremadamente monótono que presentan estos materiales volcanoclásticos y por otra 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 excelente trabajo de JICA / MMAJ (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 (1.991) se centran en Restauración, y en los sectores más orientales (Constanza, Valle Nuevo, Río Blanco).

En este proyecto, al tener que cartografiar sistemáticamente una gran parte de esta formación, se ha podido comprobar, que pese a la monotonía de los términos volcanoclásticos, existen ciertas diferencias entre unos sectores y otros.

En general se puede concluir que mientras en la Hoja de Gajo de Monte predominaban los términos volcánicos y volcanoclásticos masivos, con frecuentes apuntamientos de rocas intrusivas e hipoabisales, en esta Hoja (Constanza), se observan una serie de intercalaciones sedimentarias (calizas, lutitas, areniscas, hemipelagitas, etc) que confieren a la formación Tireo un carácter más estructurado. Este hecho, unido a la existencia de rocas sálicas, en la zona de Valle Nuevo, y a los datos paleontológicos, han permitido realizar una incipiente estratigrafía de la Formación Tireo que aparece reflejada en el cuadro 2.1 y que de muro a techo sería como sigue:

1. Rocas volcánicas y volcanoclásticas con intercalaciones de lavas andesíticas
2. Calizas de Constanza y Serie de Río Blanco. Se trata de una unidad eminentemente sedimentaria datada por microfauna como Cenomaniano-Turoniano
3. Rocas volcánicas y volcanoclásticas masivas con intercalaciones de niveles subordinados de chert y coladas.

4. Niveles de lutitas, chert y calizas (El Convento)
5. Rocas volcanoclásticas, tobas cloritosas, niveles de tobas de lapilli alteradas y jaspes de manganeso.
6. Rocas sálicas: (Coladas, domos y brechas de dacitas-riolitas)
7. Calizas tableadas de edad Maastrichtiano

Como puede observarse por las descripciones litológicas, las unidades 1, 3 y 5 presentan características muy similares, siendo muy problemática su individualización cartográfica; sólo cuando aparecen en contacto con los miembros de Constanza, Valle Nuevo y El Convento, puede tentativamente establecerse estas separaciones. Por este motivo, en la cartografía geológica a escala 1:50.000 no se han individualizado estas unidades, optándose por unificar en una sola unidad las tobas y rocas volcanoclásticas básicas de la formación Tireo que constituirían el conjunto volcanoclástico principal. Si se han individualizado, sin embargo, las restantes unidades: calizas de Constanza, "chert" de El Convento, Serie de Río Blanco, Calizas del Maastrichtiano, así como las coladas básicas (andesitas, basaltos ("s.l.)) o el resto de unidades sálicas (dacitas, riolitas) etc.... En general podría decirse, que el criterio seguido por todos los miembros del equipo de trabajo ha sido uniforme, a la hora de realizar la cartografía geológica de esta vasta unidad, intentando siempre en la medida de lo posible realizar las mayores precisiones cartográficas. Esto ha llevado en ocasiones a exagerar ligeramente algunos niveles de poco espesor como chert y calizas ya que su cartografía ayuda a la comprensión de la estructura general de la formación, y además, en ciertos casos, aparecen relacionados con cabalgamientos. Asimismo, la existencia de fauna en algunos de estos niveles ha permitido realizar precisiones de edad en estas monótonas series volcánicas y volcanoclásticas.

También se han individualizado las coladas andesíticas y basálticas y las intrusiones o domos que aparecen intercaladas entre la sucesión de tobas y rocas volcanoclásticas de la Formación Tireo.

En el cuadro adjunto aparece reflejada la estratigrafía propuesta por los distintos grupos de trabajo. Como puede observarse la propuesta en este trabajo combina en cierto modo las dos anteriores.



John Lewis et al, 1991		Jica & Mmaj, 1984		En este Proyecto (SYSMIN, 1999)	
GRUPO TIREO SUP.	<b>Volcanismo ácido:</b>	TIREO SUPERIOR	(Tus) = Argilitas y alternancias de argilitas y tobas de lapilli andesíticas con intercalaciones de calizas y lavas andesíticas	Fm. TIREO SUPERIOR	7. Calizas tableadas de edad Maastrichtiano 6. Rocas sálicas: (Coladas, domos y brechas de dacitas riolitas) 5. Rocas volcanoclásticas, tobas cloritosas, niveles de tobas de lapilli alteradas y jaspes de manganeso.
	Lavas, rocas piroclásticas y tobas re TRABAJADAS mayoritariamente de composición dacítica y riolítica (keratófidos)		(Tms) = interlaciones de argilitas y areniscas (Tmd) = Dacitas (Tmdt) = Tobas dacíticas		
GRUPO TIREO INFERIOR	<b>Volcanismo básico:</b>	TIREO MEDIO	(Tma) = Coladas andesíticas (Tmat) = Toba de lapilli andesítica (Tmatr) = Toba de lapilli marrón-rojiza	Fm. TIREO INFERIOR	4. Niveles de lutitas, chert y calizas (El Convento) 3. Rocas volcánicas y volcanoclásticas masivas con intercalaciones de niveles subordinados de chert y coladas. 2. Calizas de Constanza y Serie de Río Blanco. Se trata de una unidad eminentemente sedimentaria datada por microfauna como Cenomaniano-Turoniano 1. Rocas volcánicas y volcanoclásticas con intercalaciones de lavas andesíticas
	– Miembro Calizas de Valle Nuevo – Miembro Chert de El Convento – Miembro Calizas de Constanza – Matabasaltos con alto contenido en TiO <sub>2</sub> . Tobas vitroclásticas verdosas		(Tla) = Coladas andesíticas con intercalaciones delgadas de rocas piroclásticas andesíticas		

CUADRO 2.1. Correlación estratigráfica entre diferentes autores.



Aunque tradicionalmente siempre se señalaba que las rocas del Tireo inferior eran de composición andesítica, en las muestras realizadas se ha comprobado que muchas de ellas corresponden a tipos basálticos, andesitas-basálticas e incluso rocas con textura dolerítica que pueden representar facies hipoabisales o subvolcánicas. Ejemplo de este tipo de rocas hipoabisales de tipo dolerítico (microgabro) sería la muestra AG-9080 tomada en el camino a Los Vallecitos (Hoja de Gajo de Monte), y algunos afloramientos de la zona oriental de la Hoja de Sabana Quéliz (corte del río Nizao). Asimismo, Lewis et al (op. cit) señalan la existencia de metabasaltos con alto contenido en titanio en los sectores próximos al Pico Duarte. Estos materiales parecen corresponder, dentro del sector estudiado, con una serie de coladas basálticas que afloran entre las tobas de la Fm. Tireo en la zona oeste y noroeste de la Hoja de Gajo de Monte, entre la Cruz de Marciliano y el Gajo de la Pelona.

Dentro de la Hoja de Gajo de Monte, se ha comprobado que la distribución de los afloramientos de coladas andesíticas y basálticas es muy irregular; ya que la mayoría de ellos se localizan en los sectores occidentales y septentrionales y son muy escasos en toda la mitad sur. Esto obedece a que los términos estratigráficamente más “altos” y diferenciados son los que ocupan el sector sur de la Hoja. Estos últimos autores, hacen corresponder estos materiales del Tireo inferior con las “Series del Terrier Rouge” en Haití. También en Haití, Louca (1.987) definió cinco unidades litológicas dentro de la Serie de La Mina (equivalente al Tireo superior) que se sitúan en el margen sur del cinturón en posiciones semejantes a las observadas en el Tireo superior, en el sector estudiado. Este último autor (Louca, 1.987) cartografió un horizonte, de 50 m de espesor, de “chert” y tobas “jaspeadas” (expuestos en el área de Plaisance-Pilatos) que marcan el contacto entre las Series del Terrier Rouge y La Mina. Lewis et al (op. Cit) consideran que es muy posible que esta unidad pueda ser correlacionada con un pequeño afloramiento de “chert” que aparece en la carretera principal, 5 km al sur de Restauración. Estos “cherts” del sur de Restauración son intruidos por cuarzo-queratófidos en el norte y están en contacto con rocas volcánicas ácidas hacia el sur, y podrían muy bien representar la base de las rocas volcánicas ácidas en el área de Restauración. Esta idea de Lewis et al (op. cit) concuerda también con algunas de las observaciones realizadas en las Hojas estudiadas, aunque no es excluyente, pues se han observado varios niveles de chert intercalados en la serie de Tireo. No obstante, a modo orientativo, hay que concluir (de acuerdo con Lewis et al) que en muchas ocasiones, cuando aparecen estos niveles de chert rojos, comienzan a aflorar a su techo las rocas sálicas del Tireo superior. Así se han observado en la Hoja de Bonaó, en la zona de Masipetro, al NO de la misma; en la Hoja de Gajo de Monte, en las inmediaciones de Las Cañitas y en la Hoja

de Constanza, en la subida a Valle Nuevo, si bien en esta última Hoja hay varios niveles de “chert” intercalados en distintas posiciones estratigráficas.

Al realizar un mosaico con la cartografía de todas las Hojas que comprenden este proyecto, se observa que las rocas más “jóvenes” de la Fm. Tireo, esto es las riolitas y las calizas de edad Maastrichtiano, se sitúan en los sectores meridionales más próximos al cabalgamiento Frontal sobre el Grupo Peralta.

Sin embargo, las coladas andesíticas y basálticas que constituyen los términos basales de la Fm. Tireo, alcanzan mayor desarrollo en el sector NO, dentro de la Hoja de Gajo de Monte. Este último dato, concuerda con las observaciones realizadas tanto por LEWIS et al, como por JICA & MMAJ que señalan que existe una unidad de metabasaltos con alto contenido en  $TiO_2$ , en la zona del Pico Duarte y La Pelona que constituirían la prolongación hacia el norte de estos afloramientos de Gajo de Monte.

Se observa que tanto en la Hoja de Gajo de Monte como en Padre Las Casas, los materiales que más abundan son los términos volcánicos y volcanoclásticos, sin embargo, en buena parte de las Hojas de: Constanza, Bonao y A<sup>o</sup> Caña aparecen mucha mayor proporción de rocas sedimentarias intercaladas. Esto podría sugerir la existencia de un surco sedimentario en los sectores orientales y nororientales, si bien no hay que olvidar, que dentro de un ambiente de arco-isla (como es el de la Fm. Tireo), las manifestaciones volcánicas pueden ir migrando con el tiempo y ocasionar la compartimentación de cuencas y que no se desarrolle una única cuenca de sedimentación.

Este sector oriental del cinturón está poco estudiado, si bien existen informes de minería efectuados por Mitsubishi (1960) y el U.S. Geol. Survey (1985) y recogidos en Lewis et al (1991). Además de una transversal al Río Blanco realizada por Lewis e Ivan Tavares en 1977. Durante este proyecto se han realizado cortes preferentemente en sentido E-W en las Hojas de Bonao, Arroyo Caña, Sabana Queliz y San José de Ocoa y diversos cortes N-S en el sector oriental de la de Constanza que han permitido observar que mientras los materiales de tendencia N-S de las primeras Hojas citadas pueden corresponder (en “s.l.”) con términos estratigráficos más altos dentro de la sucesión de la Fm. Tireo, en el sector oriental de la Hoja de Constanza aparecen una unidad con predominio de rocas sedimentarias y turbiditas volcanoclásticas que se han distinguido en cartografía como Serie de Río Blanco y que a grandes rasgos puede ser el equivalente lateral de las calizas de Constanza y de una parte

de la unidad volcanoclástica principal, ya que mientras las calizas de Constanza han sido datadas por Bowin (1966) como Cenomaniano y revisado por Vila como Turoniano, las calizas expuestas en la secuencia del Río Yuna, y las de la desembocadura de Río Blanco han sido datadas por Bowin como Campaniano med-Maastrichtiano. Hay que recordar que estos últimos niveles (Camp-Maast) corresponden con las “barras” de calizas cartografiadas en las Hojas de Bonaó y A<sup>o</sup> Caña con orientación N-S; mientras que la “Serie de Río Blanco” (Cenom-Turon) distinguida en el sector SE de la Hoja de Constanza presenta una estructura general E-O, acorde con las estructuras observadas en esa Hoja. Fuera del área de estudio, hacia el SE, en El Recodo, Lewis et al (op.cit) han señalado que las rocas sedimentarias clásticas y las calizas del final del Maastrichtiano se sitúan discordantemente sobre las rocas volcanoclásticas de la Fm. Tíreo.

En el cuadro 2.2., modificado de Lewis et al (1991), se han representado una recopilación de los datos de edad obtenidos mediante micropaleontología por los diferentes grupos de trabajo. Además se incluyen datos de la zona de Restauración del trabajo de Lewis et al (op.cit) y de Robinson (1983), en Lewis et al (op.cit.).

**CUADRO 2.2. Resumen de datos cronoestratigráficos en la Fm. Tireo**

LOCALIDAD	LITOLOGIA	EDAD	REFERENCIA
Al sur de la Ciudad de Constanza	Biomicrota del Miembro CALIZAS DE CONSTANZA	Cenomaniano	1
Al sur de la Ciudad de Constanza	Biomicrota del Miembro CALIZAS DE CONSTANZA	Turoniano	2
	Biomicrota	Coniaciano med-Santoniano inf.	3
Próximo a Las Cañitas	Biomicrotas rojas, gris-rojizas o verdes	Senoniano inf.	4
(B-136) Río Yuma		Campaniano med-Maastrichtiano	1
(84 ML 87) Río Yuma		Campaniano sup-Maastrichtiano	3
Río Yuma		Campaniano sup-Maastrichtiano	3
(RM 160) N. De Restauración	Calizas gris oscura	Cretácico	4
Arroyo Yabasilio (21845E; 213975 N)		Turoniano a Coniaciano	5
(RB513) W. de Restauración (2124E; 21413 N)	Caliza gris oscura	Cretácico Turoniano	4 5
(MM-21) subida a Valle Nuevo	Calizas sobre unos niveles de cherts	Cretácico superior	6
(MM-50) Río Blanco)	Calizas de la Serie de Río Blanco	Aptiano-Cenomaniano	6

1, BOWIN (1966); 2 Vila et al (1982); 3, Boisseau (1987); 4, Lewis et al (1991); 5, Robinson (1983); 6, en este proyecto (SYSMIN)

Los espesores estimados para este conjunto de arco insular son inciertos y variables, debido a su propia paleogeografía, JICA & MMAJ (1984) han señalado espesores de más de 3500 m para la Fm. Tireo, mientras que LEWIS et al (1991) lo elevan a unos 4000 m. En este trabajo se estima que tal vez los espesores son algo inferiores ya que debido a la intensa actividad tectónica pueden existir repeticiones de series y además hay cambios laterales de modo que dentro del Tireo inferior las lavas basálticas-andesíticas del sector NO

de Gajo de Monte, pueden ser equivalentes laterales de algunas unidades de tobas y del miembro calizas de Constanza y a su vez, de la Serie de Río Blanco. Algo parecido sucede dentro del Tireo superior donde los niveles de riolitas se restringen a sectores muy determinados.

En ningún punto de la región estudiada se ha observado el muro de esta unidad pero posiblemente se trate de corteza oceánica. Por el contrario, si se ha observado el techo que está constituido por los materiales del Cinturón de Peralta. Aunque en la mayoría de los casos este contacto ha adquirido naturaleza tectónica, es únicamente en la zona de Culo de Maco (Hoja de Gajo de Monte-Padre Las Casas) donde puede observarse su disposición original, con la Fm. Ventura apoyada sobre la Fm. Tireo (en el arroyo Guarico) y algo más al norte la Fm. Jura sobre la Fm. Tireo. Sin embargo, hacia el este en las Hojas de Constanza y Sabana Quéliz son los conglomerados de la Fm. Ocoa los que se sitúan a techo, indicando por tanto un dispositivo en “onlap” de la serie paleógena sobre la Fm. Tireo.

Al analizar conjuntamente la Formación Tireo se observa que las pautas estructurales de tendencia E-O son las predominantes en el sector oriental de la Hoja de Constanza, sin embargo en la parte central de esta Hoja se produce una cierta inflexión, pasando a adoptar orientaciones N-60°E en la zona Oeste (área del Valle de Constanza). La prolongación de estas estructuras hacia Gajo de Monte es algo complicada pero parece volver a observarse otra inflexión de modo que hacia el extremo occidental del área estudiada se han cartografiado varias escamas de cabalgamiento de tendencia NO-SE siendo la más llamativa la que constituye el cabalgamiento frontal de la formación Tireo sobre el grupo Peralta. Sin embargo en el sector oriental ocupado por las Hojas de Bonao, Arroyo Caña y extremos orientales de las de S. José de Ocoa y Sabana Quéliz, se observa un predominio en las directrices norteadas. El giro de estas estructuras norteadas que pasan a ser E-O en el sector de Constanza, queda enmascarado por el masivo afloramiento de los conglomerados de la Fm. Ocoa que ocupan una gran parte de la Hoja de Sabana Quéliz. En los sectores más surorientales dentro de la Hoja E 1/100.000 de San Cristóbal (llevada a cabo por el SGN y la Cooperación Alemana) se han asignado algunas tobas volcánicas de la Fm. Siete Cabezas a la Fm. Tireo. Ambas formaciones presentan edades semejantes si bien, tradicionalmente sólo los materiales que quedan al W del Complejo Duarte se han asignado a la Fm. Tireo. Además, las características litológicas de las tobas de Siete Cabezas y de la Fm. Tireo son algo diferentes. Asimismo, Lewis et al (op. cit) indican que los basaltos de Siete Cabezas no son “basaltos de arco volcánico” ni “basaltos de arco-isla

enriquecido”, ni tampoco tienen las características típicas de los basaltos tipo MORB sino que ellos sugieren que podrían corresponder a un plateau oceánico. Sin embargo, las rocas de la Fm. Tireo corresponden a la actividad volcánica de un arco-isla de edad Cretácico superior. Ahora bien, el propio Lewis (com. Pers.) ha reconocido intercalaciones de tobas-brechas vitroclásticas y tobas con las mismas características petrográficas que las encontradas en la Fm. Tireo que aparecen en un sondeo en el área de La Lomita, al este de la Ciudad de Villa Altagracia. Estas tobas aparecen intercaladas entre coladas basálticas de Siete Cabezas y podrían sugerir un parentesco entre ambas formaciones como ya apuntaba Bowin (1966). Este autor sugería que la Fm. Siete Cabezas podría ser fuente del volcanismo de Tireo, al menos en lo que se refiere a la parte oriental del cinturón. Aunque no se conoce bien la fuente del volcanismo básico inicial que dio origen a la extensa unidad de tobas vitroclásticas de la Fm. Tireo, parece que probablemente se deba a una serie de volcanes basálticos submarinos siguiendo un posible “ridge”.

Según las observaciones realizadas, una gran parte del afloramiento de la Fm. Tireo presentan numerosos cristales de vidrio de tipo “glass shards” que sugieren mecanismos explosivos de tipo hidromagmático, además existen texturas hialoclásticas, propias también de este tipo de erupciones en presencia de agua, bien sea freática o marina. Además, la existencia de niveles de lapilli acrecionario, entre estas tobas, vistas en las Hojas de Constanza y Gajo de Monte, también sería propia de erupciones hidromagmáticas.

El reconocimiento del posible material pumítico es muy difícil de efectuar, debido a que estas rocas de la Fm. Tireo han sufrido intensos procesos diagenéticos post deposicionales. No obstante en algunas de las muestras estudiadas se ha reconocido algún fragmento de pómez como por ejemplo en la muestra AG-9040 (Hoja de Gajo de Monte). Así como ignimbritas en la zona al sur de la ciudad de Constanza y en Arroyo Sabana (Hoja de Gajo de Monte).

Una de las características más típicas de las tobas de la Fm. Tireo es la intensa alteración que han sufrido, dificultando en muchos casos el reconocimiento de la roca original. Además, hay que señalar que estos procesos de alteración hidrotermal son muy importantes, ya que llevan asociado, en muchos casos, depósitos minerales; tales como mineralizaciones de sulfuros y metales base y metales preciosos ligados a procesos epitermales. Estos procesos de alteración hidrotermal pueden tener lugar de muchas formas diferentes, manifestándose por la aparición de diferentes fases minerales: sílice amorfa,

cuarzo, feldespato potásico, albita, calcita, montmorillonita, illita, caolinita, clorita, epidota, ceolitas, etc... Debido al interés económico de estos procesos, han sido objeto de estudio por parte de Mesnier (1980) y Jica & Mmaj (1984).

#### 2.1.1.1. Formación Tireo (6). Rocas volcanoclásticas, tobas y brechas con intercalaciones subordinadas de coladas y rocas sedimentarias

Según se ha expuesto anteriormente, en este apartado se describirá de manera sucinta la unidad de rocas volcanoclásticas, tobas y brechas que afloran ampliamente a lo largo de la Hoja y que pueden representar varios tramos o subunidades con litologías parecidas. Por ello, a efectos cartográficos se ha agrupado en una sola unidad que es la que constituye el cuerpo fundamental de afloramiento de la Fm. Tireo a lo largo de todas las Hojas estudiadas.

Como característica fundamental de esta unidad destaca por su carácter masivo y monótono, lo cual dificulta enormemente su cartografía y la toma de datos estructurales, de dirección y buzamiento. Por este motivo resulta muy interesante la cartografía de los niveles de chert y calizas que aparecen intercalados y que se describirán en epígrafes posteriores, ya que ayudan a la comprensión de la estructura de la Fm. Tireo.

El aspecto de campo es el de rocas masivas y compactas que desde lejos pueden llegar a confundirse con lavas, ya que los fragmentos vítricos y líticos suelen tener tamaños milimétricos y no presentan ninguna clase de estructura ni granoclasificación interna. No obstante, "de visu" se puede reconocer su textura fragmentaria y en algunos casos la existencia de vidrios desvitrificados, de colores amarillentos a verdosos. Los fragmentos de cristales corresponden mayoritariamente a feldespatos y piroxenos y su presencia es baja. Los fragmentos líticos son los más abundantes y suelen ser de composición andesítica-traquiandesítica y basáltica. Aunque también se han encontrado fragmentos de rocas hipoabisales y plutónicas.

En algunas ocasiones, como por ejemplo en el itinerario a la cabecera de Río Blanco, o en las proximidades de la Loma de Masipedrito, se han observado facies más groseras de tipo brechoide con fragmentos de hasta unos 6-8 cm. de tamaño medio y muy ricas en líticos. Estas brechas presentan diversas coloraciones desde gris-verdosas a rojizas, y no suelen mostrar estratificación. Otros buenos ejemplos de este tipo de brechas groseras con

fragmentos centimétricos se observa en los niveles estratigráficamente más bajos de esta unidad, en la zona comprendida entre la depresión de Constanza y el Batolito de El Río, concretamente en los relieves de Loma El Peñón-Loma de Gajo Bonito, se han observado estas brechas groseras de color gris-verdoso. Estos paquetes de brechas se sitúan estratigráficamente debajo del miembro de Calizas de Constanza y por tanto deben corresponder a los términos basales de la unidad y además están intensamente afectados por diques.

En una posición estratigráfica probablemente equivalente a esta, pero en la zona SE de la Hoja (La Ceiba-Río Blanco) se han observado niveles de turbiditas tobáceas que alternan con brechas submarinas con líticos de hasta 1-2 cm pero algo retrabajados. Estos tipos de facies, junto a los niveles sedimentarios de la Serie de Río Blanco indican la existencia de una cuenca de sedimentación, a la que llegarían flujos piroclásticos y flujos turbidíticos. Los niveles de tobas finas (cineríticas y de lapilli) presentan cierta estructuración. Estos términos suelen presentarse en la parte media-alta de la secuencia, en las proximidades de los niveles de chert y jaspes rojos de manganeso. También se han muestreado tobas rojizas con lapilli acrecionario.

Niveles de tobas de esta naturaleza han sido encontrados en las proximidades de la Loma de Maspedrito, y también en la zona de cabecera de Río Blanco. Estos niveles suelen aparecer relacionados con los de tobas finas bien estratificadas y también próximos a los niveles de chert y jaspes. En esta zona se han observado nivelillos de poco espesor de aspecto laminado y coloración verdosa (tobas cloritosas) que presentan una acusada laminación y que alternan con capas centimétricas de lutitas y margas verdosas que pueden presentar estructuras sedimentarias tales como (laminación paralela, estratificación cruzada y "ripples"). Estos niveles se hacen más patentes, en las proximidades de la Unidad de Lutitas de El Convento, y son similares a niveles observados dentro de la Hoja de Gajo de Monte en la zona de Las Cañitas y en el sector SO de aquella Hoja donde fueron agrupados como "Unidad Los Fríos". Este hecho induce a pensar que estos niveles se sitúan en la parte media-alta de esta unidad ya que aparecen en las proximidades del tránsito al volcanismo sálico de la Fm. Tireo.

Los espesores son difíciles de estimar, en esta unidad tan masiva, pero según se ha señalado en el apartado anterior, pueden alcanzar varios miles de metros.



La naturaleza del material vitroclástico fragmentario indica un origen piroclástico submarino tanto en erupciones freáticas como freatomagmáticas. Las cenizas volcánicas de las erupciones freáticas consisten en fragmentos procedentes de las paredes del conducto y del relleno del cráter, pero no contiene material juvenil, constituyendo generalmente estas explosiones freáticas, la actividad póstuma (fumarólica e hidrotermal) de erupciones freatomagmáticas precedentes. Esta actividad hidrotermal puede dar lugar al desarrollo de mineralizaciones de sulfuros, metales base y metales preciosos ligados a procesos epitermales, con gran interés económico. Por este motivo esta formación ha sido objeto de estudio por parte de Mesnier (1980), JICA & MMAJ (1984) y la Compañía Minera Hispaniola; esta última empresa ha llevado a cabo diferentes trabajos de investigación en el sector oriental de esta Hoja, en la zona de Sabana de Blanco-Cigüelillo y en los alrededores de El Higo donde se efectuaron sondeos de investigación y campañas de prospección geoquímica (Yacimiento El Centenario).

Estos procesos hidrotermales se han observado tanto de “visu” como en lámina delgada, así por ejemplo en las muestras M.M. 4, 5 y 32 (entre otras) son frecuentes los procesos de silicificación y epidotización, con desarrollo de dos generaciones de cuarzo, una claramente hidrotermal, al igual que la epidota, que se encuentra rellenando fisuras y vacuolas.

Esta unidad ha sido asignada genéricamente al Cretácico superior ya que existe una gran dificultad para la datación de estas tobas, pero según los datos de fauna encontrados en los niveles de Calizas de Constanza y en los de la subida a Valle Nuevo, se puede estimar que el periodo de emisión de la Formación Tireo se extendió desde el Cenomaniano hasta el Maastrichtiano, si bien, la mayoría de estas emisiones se debieron producir con anterioridad al Senoniano, hecho ya apuntado por Lewis et al. (1991).

#### 2.1.1.2. Formación Tireo inferior (7). Calizas de Constanza. Calizas tableadas y en bancos de diversa tonalidad.

A lo largo de la depresión de Constanza se han cartografiado una serie de “cerros”, desde El Portezuelo hasta Las Auyamas que están constituidos por “barras de calizas tableadas” que presentan orientaciones N 60° E y fuertes buzamientos tanto al NO como al SE. Algunos de estos afloramientos ya fueron citados por Bowin (1966) y por Lewis et al. (1991), denominándolos como “Miembro Calizas de Constanza”. Estos materiales se

prolongan hacia el Oeste en la Hoja de Gajo de Monte. Concretamente Bowin (1966) asignó estas calizas al Cenomaniano, mediante fauna encontrada en los afloramientos próximos a Constanza. Posteriormente Vila et al (1982) (en Lewis et al 1991) han revisado esta edad y han asignado estas calizas al Turoniano, si bien, el material fósil no parece ser el mismo.

En los afloramientos próximos a la carretera de Bonaio-Constanza se han muestreado estos niveles y se observan numerosos restos de Calcisferas, con un deficiente estado de conservación que no permiten muchas precisiones de edad. En la mayoría de los casos están rellenos de esparita, aunque en algunas ocasiones este relleno está constituido por micrita.

Microfacies muy similares a las de esta muestra han sido figuradas por otros autores. Así, se puede encontrar un ejemplo en la obra de Wilson (1975), donde este autor describe las microfacies estandar; concretamente en la lámina 3, figura C, se encuentran Calcisferas procedentes de materiales del Albiano superior-Cenomaniano de Texas. Otros ejemplos se pueden encontrar en el trabajo de Sartorio & Venturini (1988) para AGIP; estos autores figuran Calcisferas procedentes del Turoniano inferior de Yemen y del Coniaciano de Venecia (Italia).

Brasier (1985) indica que estos restos son más frecuentes en facies de “back-reef” y lagoon, pero también se pueden encontrar en la plataforma externa. Además, en esta muestra se encuentran de forma aislada y puntual Radiolarios de tipo Espumelárido, caracterizados por presentar simetría radiada, que debido a su naturaleza silícea, no se tiñen. En general se puede deducir un ambiente de tipo hemipelágico

2.1.1.3. Formación Tireo inferior (8) Serie de Río Blanco. Alternancia de calizas, lutitas, margas, areniscas y turbiditas tobáceas.

En el sector SE de la Hoja, a lo largo del curso del Río Tireo-Blanco y hasta el borde oriental de la misma se ha cartografiado el núcleo de una estructura anticlinal de tendencia E-O que constituye en este sector (SE) una de las partes más bajas de la sucesión de la Formación Tireo. Además, según los datos de fauna encontrados, estos sedimentos pueden ser parcialmente equivalentes a los de la unidad “Calizas de Constanza”, definida en el sector SO.

Se trata de una sucesión de rocas sedimentarias constituidas por calizas, margas, lutitas, areniscas y turbiditas tobáceas con algunas pasadas de rocas volcanoclásticas. Así, en el fondo de Río Blanco, entre la presa y la casa de máquinas se han reconocido (en estos niveles) estructuras sedimentarias como laminación cruzada y slumps. Además, en la muestra MM-50, localizada en esta zona se han encontrado bioclastos bien conservados entre los que predominan los radiolarios de tipo Espumelárido sobre el resto de los grupos identificados. A su vez, dentro de los foraminíferos planctónicos, son más abundantes las formas biserials, atribuibles al género *Heterohelix*, que las formas planoespirales del género *Hedbergella*. Según este estudio de micropaleontología se estima una edad Aptiano – Cenomaniano, lo cual concuerda con las observaciones de campo, y con la idea de su posible equivalencia en edad, con las calizas de Constanza (unidad 7).

#### 2.1.1.4. Formación Tireo (9). Coladas andesíticas y basálticas.

Los afloramientos de esta unidad que ocupaban extensas áreas en la vecina Hoja de Gajo de Monte, aquí están reducidos a pequeños asomos aislados, entre los que cabe señalar: Pinar Bonito, Los Mananguises, El Morrote, y el afloramiento (algo más extenso) del Firme del Alto de Arroyo Yayas.

Según se ha comprobado en la Hoja situada al oeste (Gajo de Monte) se observa que hacia el NO aumenta la proporción de coladas intercaladas entre las rocas volcanoclásticas de la Formación Tireo, siendo éstas más abundantes en el sector del Pico Duarte, fuera del área estudiada (Lewis et al. 1991).

Sin embargo en esta Hoja apenas están representadas y se circunscriben fundamentalmente al tramo inferior de la formación. No obstante, hay que mencionar que pueden existir diversas intercalaciones lávicas de este tipo entre la unidad de tobas y rocas volcanoclásticas (6) y que no se hayan señalado debido a la dificultad que entraña, dado su parecido y falta de buenos cortes naturales.

Desde un punto de vista composicional se han muestreado rocas de tipo andesítico y basáltico. En muestra de mano suelen presentar colores grises, (con diversas tonalidades, desde gris-claro a gris oscuro, según que en su composición aparezcan un mayor número de minerales máficos. Mayoritariamente se trata de rocas afaníticas, con un cierto grado de alteración superficial, llegando a observarse rellenos de minerales secundarios como

ceolitas y carbonatos. En el caso concreto de los afloramientos del sector SE (próximos a El Morrote y Presa de Río Blanco), aparecen además silicificaciones. Sin embargo, el afloramiento de los Mananguises se trata de una roca relativamente fresca, muy afanítica, de color gris claro, asimilable a una andesita-basáltica o a un "leucobasalto". Este afloramiento tiene una extensión muy reducida y puede corresponder bien a una colada o a un cuerpo intrusivo ya que la espesa vegetación impide observar las relaciones de contacto con la unidad de tobas y rocas volcanoclásticas de la Fm. Tireo.

El Firme Alto de Arroyo Yayas constituye un relieve estructural, alargado según una dirección NE-SO, en el que afloran potentes coladas de aspecto masivo, con cierta disyunción columnar. Estos materiales resaltan por erosión diferencial entre el conjunto de rocas volcanoclásticas. Estas coladas presentan colores gris-verdosos y corresponden a basaltos. Petrográficamente se clasifican como basaltos piroxénicos.

En los afloramientos cartografiados en el sector SE (El Morrote y el que aparece junto al muro de la Presa de Río Blanco) se han observado muchos procesos de silicificaciones que enmascaran la naturaleza original de la roca. Así en el caso del afloramiento próximo a El Morrote, en el límite con la Hoja de Bonao, podría clasificarse como una andesita. Se trata de una roca muy vesicular con muchos rellenos de carbonatos y afectada por procesos de silicificaciones. A lo largo de esta zona se han observado indicios minerales y también signos de labores de investigación efectuados por Minera Hispaniola.

Junto al estribo norte de la presa de Río Blanco se observan unas rocas grises masivas que recuerdan a traquiandesitas y/o dacitas, sin embargo en lámina delgada se comprueba que se trata de rocas algo más básicas, probablemente andesitas que han sufrido intensos procesos de silicificación, motivo por el cual se han asignado a esta unidad.

#### 2.1.1.5. Formación Tireo (10) Lutitas de El Convento. Lutitas, margas y areniscas.

Estos materiales, pese a que ocupan un escaso desarrollo areal, constituyen un excelente nivel guía que permite realizar algunas precisiones en lo referente a la estructura y estratigrafía de la monótona serie de la Formación Tireo. Concretamente, es en esta Hoja de Constanza donde esta unidad aparece mejor representada, sobre todo en su sector central y occidental, donde se han cartografiado varios niveles que definen una estructura anticlinal

en la zona de La Guajaca. Algunas fracturas, como la que discurre desde la zona de Los Mananguises hacia Los Higos, pueden haber desplazado hacia el norte esta unidad, ya que vuelve a aflorar en la zona próxima a El Portezuelo, y desde aquí se continúa en la zona Firme Alto de los Fríos-Firme Alto de la Cumbre, hasta las proximidades de Arroyo Bonito, con orientaciones siempre próximas a E-O.

Debido a la espesa vegetación existente y al desarrollo de materiales edáficos, no es muy frecuente que existan buenos cortes en esta unidad. Los mejores ejemplos se observan en una pequeña explotación de áridos localizada en la carretera que asciende desde Constanza a Valle Nuevo, y en la pista que une El Portezuelo con Los Mananguises.

La característica fundamental de esta unidad es su carácter rítmico y color muy oscuro (casi negruzco). Está constituida por niveles lutíticos de poco espesor individual y con laminación paralela. Además, en el corte realizado entre El Portezuelo y Los Mananguises se observan una serie de niveles intercalados como sedimentos limosos, tobas laminadas de color verde intenso y abigarrado, lutitas de color sepia-amarillento, etc. Sólo los niveles de chert y jaspes grises se han separado en cartografía y se describirán a continuación (unidad 11). El resto pueden considerarse dentro de esta unidad, ya que no tienen suficiente extensión para ser cartografiados individualmente. En conjunto se estima que la potencia de esta unidad varía desde 15-20 cm hasta un máximo de 150-200 m en la zona de El Convento-Montes Llanos. En esta zona se observa como los materiales de esta unidad son desplazados por una serie de fracturas de dirección N. 60°-N.90°E.

Aunque no se tienen datos precisos que permitan una asignación estratigráfica concreta, según las observaciones de campo se ha asignado esta unidad al Coniaciano-Santoniano, ya que se sitúa a techo de las "Calizas de Constanza" (Campaniano-Turoniano), y a muro de las riolitas-dacitas de El Convento-Valle Nuevo (Senoniano). Por tanto, puede considerarse relativamente correcta esta asignación.

#### 2.1.1.6. Formación Tireo (11). Niveles de Chert y jaspes grises.

Se trata de unos niveles sedimentarios de poco espesor que aparecen intercalados entre la potente serie de la Formación Tireo. En lo que se refiere a su posición estratigráfica, se han observado niveles en diversas situaciones dentro de la columna de la formación, pero parece que guardan una mayor relación con los niveles de lutitas descritos en el

apartado anterior y con los niveles calcáreos (12) de la Formación Tireo. No obstante, debido a su reducido espesor, en muchas ocasiones pueden pasar desapercibidos, y en otras ha sido necesario exagerar su potencia para poder cartografiarlos.

Dentro de esta Hoja de Constanza se han cartografiado, en el sector SO, los afloramientos de: El Convento, Loma Cuchilla del Montazo y el que aparece en el camino entre El Portezuelo y Los Mananguises. En el sector SE se han señalado los de Sabana de Blanco y los que aparecen en el camino de El Arroyón a El Meche. Por último, en el sector NE sólo se ha cartografiado un afloramiento de jaspes rojos entre la Loma de Catarey y la Loma de Jimita.

Estos niveles corresponden con sedimentos de fondo oceánico y pueden representar pequeños episodios de calma eruptiva, ya que se asocian con otros niveles lutíticos, y/o calcáreos. Así, en el camino de el Portezuelo a Los Mananguises, tras el período de intensas lluvias posterior al paso del Huracán Georges, han limpiado estas cunetas y se puede observar una serie alternante constituida por niveles de jaspes rojos de unos 6-8 cm y que en conjunto apenas alcanza un metro de espesor. Sobre estos jaspes de manganeso se observa una serie de margas tableadas de tonos blanco-beiges con intercalaciones de tobas finas de 15-20 cm de espesor individual. A techo afloran las lutitas marrones en niveles de 12-15 cm de espesor. Encima se observan unas capas arenosas de tonos blanco-cremas que constituyen la base de otros niveles de chert de color gris claro jaspeado, en niveles de unos 5-8 cm de espesor individual y que en conjunto pueden llegar a alcanzar unos 60 cm de potencia. Toda esta serie tiene una orientación E-O y buzamientos hacia el sur del orden de 45-70°. Tanto estos afloramientos como los que aparecen en las proximidades de El Convento, se relacionan estratigráficamente con las Lutitas de El Convento. Sin embargo, los niveles de Chert de la Loma Cuchilla de El Montazo se sitúan en una posición estratigráfica más elevada, puesto que afloran al techo de todo el paquete de riolitas y rocas sálicas y constituyen la base de las calizas de edad Maastrichtiano (unidad 18). Por tanto, aunque todos ellos sean de edad Cretácico superior, se estima que pueden existir (localmente) algunos niveles de edad Maastrichtiano (estos últimos) y otros (los mayoritarios) de edad Coniaciano-Santoniano (los mencionados en primer lugar).

#### 2.1.1.7. Formación Tireo (12). Niveles de calizas tableadas y en bancos de diversa tonalidad.

Dentro de la Formación Tireo en la Hoja de Constanza se han individualizado tres unidades calcáreas. Las calizas de Constanza representarían el Cenomaniano Turoniano; las calizas de Valle Nuevo se han asignado faunísticamente al Maastrichtiano; y estas aquí descritas que no tienen una asignación tan precisa, pero que se situarían estratigráficamente entre los dos niveles anteriores, y por tanto podrían corresponder al Santoniano. Esta posición puede estar sometida a revisión, ya que se ha realizado solamente mediante criterios cartográficos y de campo, y además puede existir más de un nivel. La estructura de los afloramientos cartografiados muestra una clara tendencia E-O, aflorando a lo largo del margen sur de la Hoja y sirven para completar la estructura de la Formación Tireo en esa región de difícil acceso. En el extremo SE, en el límite con la Hoja de Bonaó, estos materiales aparecen afectados por numerosas fracturas y muestran ya orientaciones N-50°E.

Debido a la falta de estructuras sedimentarias no se pueden hacer grandes precisiones en cuanto al ambiente deposicional de la unidad; no obstante según la fauna encontrada y el contexto paleogeográfico de arco de isla, (para la Fm. Tireo) se puede pensar en un ambiente de plataforma situada al sur y suroeste del arco insular. Así, la deposición de los carbonatos se efectuaría durante los períodos de calma eruptiva. Por este motivo es frecuente encontrar alternancias de niveles carbonatados con pasadas de tobas y rocas volcanoclásticas intercaladas.

Así en los afloramientos de la Loma del Macho se observa una serie de calizas tableadas de colores grises y rojizos, alternando con capas de lutitas verdosas y niveles de brechas volcánicas.

En el itinerario realizado en la cabecera de Río Blanco se han observado calizas tableadas de tonos grises con abundante fauna de gasterópodos que presentan interestratos margosos. Al techo aparecen unos niveles de tobas verdosas laminadas y jaspes de manganeso, motivo por el cual se han asignado estos niveles al Santoniano.

#### 2.1.1.8. Formación Tireo (13). Domos básicos.

Dentro del conjunto volcanoclástico principal de la Formación Tireo no son infrecuentes los afloramientos de coladas y domos de composición básica, no obstante, en esta Hoja se ha constatado que son menos abundantes que en la vecina Hoja (de Gajo de Monte). Así, sólo se ha cartografiado un cuerpo domático en el extremo NE de la Hoja, en Montaña La Bola, y en las proximidades del Firme Vicente Liz (Casas de La Ceiba). Se trata de rocas masivas, de tonos grisáceos oscuros, que pueden presentar tanto tipos de tendencia basáltica como andesítica. Destaca en el paisaje por erosión diferencial, y puede llegar a dar disyunción columnar.

El afloramiento del sector SE se localiza en la divisoria de vertientes entre Arroyo Bonito y Río Blanco, y está constituido por una roca de textura microgranuda de tipo andesítico con pequeños indicios de piritita y silicificaciones.

#### 2.1.1.9. Formación Tireo (14). Domos traquíticos.

Los domos de composición traquítica de la Fm. Tireo están representados en la zona de Aguas Blancas (al SE) y en la Loma del Guano (en el sector Centro-norte de la Hoja). Este último afloramiento se sitúa próximo al borde del Batolito de El Río y está constituido por unas rocas de marcado carácter porfídico que podrían constituir facies hipoabisales o subvolcánicas del propio batolito, ya que además composicionalmente guardan cierta semejanza. Se trata de una roca de tipo pórfido de matriz grisácea en la que destacan los fenocristales de feldespatos con textura fluidal traquitoide.

El afloramiento de la zona de Aguas Blancas corresponde a una especie de domo-colada localizado en el cerro El Castillito. En muestra de mano esta roca es muy semejante a las riolitas de los otros dos cuerpos cercanos (unidad 15), sin embargo en lámina delgada se clasifica como una traquita, razón por la cual se ha asignado a esta unidad (14).

#### 2.1.1.10. Formación Tireo (15). Domos sálicos (riolíticos)

Dentro de la gran variedad de rocas intrusivas que aparecen en la Formación Tireo, los cuerpos de naturaleza riolítica son los que se encuentran más ampliamente distribuidos, si bien, muchos de ellos son de dimensiones muy reducidas. Así hay que señalar los dos



pequeños apuntamientos situados en las proximidades de El Portezuelo, los domos de Cuchilla del Montazo y Aguas Blancas, y los de Río Tireo y Arroyo Piedra Blanca. Los tres afloramientos restantes presentan mayor entidad (Firme Gajo del Mulo, Loma Prieta y El Morrote).

Mientras estos dos últimos afloramientos destacan en el paisaje, y se observan fácilmente desde cierta distancia, (debido a su situación en zonas de divisoria de vertientes), el afloramiento del Firme Gajo del Mulo se encuentra ubicado en una garganta de la cuenca de Constanza y sólo es visible desde sus inmediaciones. Se trata de una roca masiva, con fuerte disyunción columnar, de color grisáceo, que destaca por la presencia de fenocristales de cuarzo y feldespato. Esta muestra, en lámina delgada, se clasifica como riolita y destaca por las fuertes alteraciones hidrotermales.

Los afloramientos de Loma Prieta y El Morrote se encuentran situados en el sector SE de la Hoja y ambos se alinean según una directriz E-O, (similar a la definida por los domos de Cuchilla del Montazo y Aguas Blancas). En ambos casos se trata de rocas porfídicas constituidas esencialmente por cuarzo y feldespato y que en lámina delgada se clasifican como riolitas-dacitas. La presencia de estas alineaciones volcánicas de tendencia E-O, sugiere que ya desde tiempos cretácicos ésta era una directriz preferente en la zona.

Los pequeños domos de Cuchilla del Montazo y Aguas Blancas se localizan en el extremo SO de la Hoja siguiendo una alineación E-O, de unos 3,5 km de longitud. Ambos presentan formas en planta subredondeadas, si bien, este hecho es mucho más patente en el primero. Además, en este domo existe una brecha de borde muy característica de facies extrusivas. En el de la zona de Aguas Blancas se observa parte del conducto de alimentación, existiendo una potente disyunción, perpendicular a sus bordes. Composicionalmente son muy similares todos ellos, pudiendo clasificarse como riolitas-riodacitas.

Los pequeños afloramientos de El Portezuelo se relacionan con una serie de diques sálicos de similar composición que aparecen a lo largo de la ladera norte de la cuenca de Constanza. Estos afloramientos corresponden a rocas de marcado carácter porfídico de tipo riolita-cuarzo queratófido.

Por último hay que mencionar, que estos afloramientos de El Portezuelo, junto con el de Río Tireo y el del Arroyo Piedra Blanca se alinean según una directriz N-60°E coincidente con muchas de las fracturas y cabalgamientos de esta zona. Esto podría indicar que o bien, estos domos son más recientes de lo señalado, o que este régimen de fracturas había comenzado a funcionar ya en épocas cretácicas, lo cual parece más probable.

2.1.1.11. Formación Tireo (16). Coladas sálicas (riolitas-dacitas), con brechas y tobas subordinadas.

Los materiales que constituyen esta unidad aparecen representados en el sector SO de la Hoja donde constituyen los relieves del Alto de Bohucal, Loma del Cuchillo y Aguas Blancas. En general esta unidad se sitúa a techo de las tobas y rocas volcanoclásticas que constituyen el conjunto volcanoclástico principal de la Fm. Tiero (6) y destacan en el relieve por erosión diferencial. A lo largo de la trinchera de la carretera de Constanza a Valle Nuevo hay muy buenos afloramientos en los que se ve la zona fragmentaria de base de colada y la parte masiva que destaca por su marcada disyunción columnar. En muestra de mano se observa que se trata de una roca sálica de matriz rosácea en la que aparecen numerosos fenocristales de cuarzo y feldespato. El aspecto y composición de estas rocas es muy similar al de los domos descritos en el apartado anterior con los que guardan una estrecha relación genética.

Los términos porfídicos parecen ser algo más abundantes, pudiendo clasificarse algunas muestras como cuarzoqueratófidos, y otras como pórfidos riolíticos.

Además, en el conjunto cartografiado aparecen niveles de rocas piroclásticas de aspecto tobáceo, y brechoide constituidas por fragmentos sálicos. Asimismo, fuera del área estudiada, en la prolongación de estos afloramientos hacia la Hoja de Padre Las Casas, se han observado unas brechas monomíticas muy características con numerosos fragmentos juveniles de tipo pumítico, que pueden corresponder a colapsos de domos.

Estas coladas han sido datadas por roca total en  $85,1 \pm 4,3$  M.a, Electroconsult (1983). Esta edad concuerda con los datos de Jiménez y Lewis (no publicados) y citados en Lewis et al. (1991), para la zona de Restauración,  $81, 2 \pm 8,2$  M.a.

#### 2.1.1.12. Formación Tireo (17). Cuerpos intrusivos microdioríticos, cuarzodioríticos y gabroideos.

Se han asignado a esta unidad una serie de cuerpos intrusivos de diversas dimensiones y composición que aparecen diseminados a lo largo de la Hoja, fundamentalmente en el sector central de la misma, donde adoptan una marcada orientación E-O, definida por los cuerpos de El Mansito, Cañada Loma Grande y Arroyo Bonito. Además, de forma aislada, se han cartografiado otros dos afloramientos en Loma Catarey, al NE; y entre la Cañada de los Capaces y Río Tireo, al SE. Este último tiene unas dimensiones muy reducidas y corresponde a rocas de tipo cuarzodiorítico, presentando por tanto ciertas afinidades composicionales con los domos sálicos de El Morrote y Loma Prieta (ambos localizados en este sector SE). Sin embargo, se han asignado a esta unidad todos aquellos afloramientos que presentan texturas de tipo granudo, propias ya de rocas intrusivas más claramente, aunque desde un punto de vista composicional existen notables diferencias.

Este afloramiento aparece en la ladera norte de Río Tireo y destaca por erosión diferencial entre el conjunto de rocas volcanoclásticas de la Fm. Tireo. En muestra de mano es una roca gris en la que sólo destacan los cristales de cuarzo y feldespatos.

El afloramiento de Arroyo Bonito, sin embargo, puede pasar totalmente desapercibido, ya que es una zona muy vegetada y de difícil acceso. No obstante, en muestra de mano se observa que se trata de rocas microgranudas, algo alteradas, y atravesadas por venas y silicificaciones. El afloramiento presenta una forma en planta alargada según la dirección E-O, acorde con la del cabalgamiento señalado en esta zona.

En las proximidades de El Mansito, a unos 7 km al E de la ciudad de Constanza, se ha cartografiado otro cuerpo intrusivo de rocas oscuras y masivas, algo diaclasadas y alteradas en las que destacan los fenocristales de cuarzo y feldespato.

Por último, en el sector NE de la Hoja, en las proximidades de la Loma de Catarey se ha cartografiado otro cuerpo intrusivo que se ha asignado a esta unidad. Se trata de una roca microgranuda que guarda cierto parentesco con las tonalitas del Batolito de El Río, y que podría corresponder a una microdiorita. Está aislado del Batolito y se encuentra intruyendo en las rocas volcanoclásticas de la Fm. Tireo. Se caracteriza por su diferente tipo

de alteración que recuerda más a un “lehm” y además por presentar frecuentes venulaciones y silicificaciones.

#### 2.1.1.13. Formación Tireo (18). Calizas tableadas y en bancos de diversa tonalidad.

Los niveles calcáreos descritos afloran, exclusivamente, en el extremo SO de la Hoja, en la subida de El Convento a Valle Nuevo, y se prolongan dentro de la Hoja de Sabana Quéliz en la zona de Los Aserraderos.

A muro de estos materiales aparecen delgados niveles de “chert” y jaspes grises (unidad 12) y también las coladas sálicas (riolitas-dacitas(16)).

Ésta es una de las razones por las que se les ha asignado al Campaniano-Maastrichtiano. Además, en esta zona de los Aserraderos se ha encontrado una asociación faunística característica del Senoniano Superior(*Globotruncana* af. *Lapparenti* (BOLLI), *Globotruncanita* (*Globotruncana*) sp., *Hedbergella* sp, *Heterohelix* sp., *Bolivina* sp., Lagénidos, Radiolarios y Espículas.).

Mayoritariamente están constituidas por un conjunto de calizas tableadas, con espesores individuales de 10 a 50 cm, pero que en conjunto pueden llegar a alcanzar unos 50-60 cm. visibles en la zona de Loma Cuchilla del Montazo y junto al deslizamiento de Montes Llanos. En el corte de la carretera de Constanza-San José de Ocoa se observa que se trata de calizas de grano fino, de colores marrón-grisáceo y blanquecino, en capas de 15-25 cm, aunque localmente aparecen algunas finas intercalaciones margosas y de tobas. Presentan buzamientos hacia el SO (entre 30 ° y 60°) y direcciones del orden de 120-140° E. Se observan localmente unos repliegues, pero parece que la serie está en posición normal, descansando sobre los niveles de Chert y las coladas sálicas descritas.

En la muestra MM-36 tomada en estos afloramientos se han observado numerosos restos de Calcisferas de tamaño variable y en mal estado de conservación, ya que la mayoría se encuentran muy deformadas (aplastadas) adquiriendo su mayor longitud perpendicularmente a la longitud máxima de la lámina delgada. El hecho de que, a pesar de la deformación, no se encuentren fragmentadas, indica que han sufrido poco transporte.

Pese a que son muy escasos, también se han podido identificar Radiolarios de tipo

Espumelárido, que no se encuentran teñidos.

También de forma muy escasa, se han observado secciones de conchas formadas por cámaras esféricas, dispuestas planoespiralmente, que pueden ser atribuibles a foraminíferos planctónicos de tipo Globigerinaceo. Estas formas, debido a su escasez, son indeterminables a nivel taxonómico inferior.

## 2.1.2. Cretácico Superior-Paleógeno

### 2.1.2.1. Batolito de El Río (19). Tonalitas, leucotonalitas, trondhjemitas y cuarzodioritas

Este batolito es uno de los cuerpos de granitoides de mayor extensión en la isla de La Española, ocupando una parte importante de las Hojas de Gajo de Monte; Constanza; Manabao y Jarabacoa. Dentro de la Hoja de Constanza, aquí estudiada, este batolito se extiende a lo largo del sector N de la misma. Los contactos entre el batolito de El Río y el encajante (Fm. Tireo) son muy nítidos, además se observa un contraste de relieve muy brusco, entre ambos, correspondiendo las zonas más bajas a los materiales tonalíticos y las abruptas a la Fm. Tireo. Estos materiales presentan una intensa alteración superficial llegando en algunos casos a varios metros de espesor. En superficie aparece una especie de "lehm" granítico con colores de alteración que varían desde el blanco-grisáceo al rojizo. En algunas ocasiones se ha observado una cierta correspondencia entre las tonalidades de estos suelos y las facies de la tonalita, de modo que los tipos más leucocráticos corresponden a los suelos de alteración blanco-grisáceos y los tipos tonalíticos más melanocráticos, pueden llevar acompañadas alteraciones superficiales rojizas.

En los recorridos de campo efectuados a través del batolito se han observado diversos tipos de facies tanto en tamaño de grano como en composición. Las rocas de color más claro (leucocrático), corresponden a granitoides, pudiendo clasificarse algunos como trondhjemitas y otros como leucogranitos y granitoides. En lámina delgada se observa que estas rocas están constituidas mayoritariamente por plagioclasa ácida (albita-oligoclasa), cuarzo y feldespato potásico. La plagioclasa se presenta de forma subidioforma con maclado Carlsbad y/o de la albita; también es frecuente que sus cristales estén rodeados por intercrecimientos antipertíticos dispuestos perpendicularmente a las paredes del cristal. El cuarzo suele ser alotriomorfo o globoso, y a menudo intercrecido con la plagioclasa de forma mirmequítica. Como accesorios se observan escasos opacos y algún cristal aislado

de biotita.

También se han muestreado tonalitas y tonalitas hornbléndicas, estando estas últimas constituidas por plagioclasa, hornblenda y cuarzo. La plagioclasa presenta una ligera extinción ondulante y bordes, algo más ácidos, alterados a minerales deutéricos. La hornblenda es muy abundante y se presenta en cristales tabulares y prismáticos. En ocasiones hay cristales desestabilizados que dan lugar a clorita. En algunas de las muestras estudiadas al microscopio se han observado dos generaciones de cuarzos y términos de tonalitas-hornbléndicas en paso a cuarzodioritas. Los minerales accesorios son escasos y están constituidos por opacos apatito, clorita, esfena y epidota..

Atravesando el batolito, principalmente en la zona de El Río, pero también en el sector oriental, aparece todo un cortejo filoniano entre los que cabe señalar una serie de diques básicos de orientación N 60°E y potencias próximas a un metro para los observados en el sector oriental, en la carretera de Constanza a La Culata. En la zona de El Río estos diques muestran orientaciones más norteadas, y aparecen además zonas con “pasillos de gabarros” y diques de aplitas y aplopegmatitas. Diques de esta última composición se han muestreado también en la subida de Suriel a Cruz de Cuaba.

Otro de los tipos de diques más comunes dentro del Batolito son los diques de pórfido (“s.l.”), se han muestreado varios ejemplares en el corte de la carretera entre La Cotorra y El Río y también en Arroyo Arenosillo y Las Nueces. Presentan orientaciones de ONO-ESE a NO-SE y tienen potencias métricas. Destacan por sus colores de alteración más claros, y por la disyunción y partición en bloques prismáticos, debido a sus planos de anisotropía. En general se han medido orientaciones variables entre N 95°E y N140° E con valores de buzamiento entre 55° y subverticales al NE.

#### 2.1.2.2. Batolito de El Río. (20) Dioritas

Dentro de la masa de rocas ígneas que constituyen el batolito existen una gran diversidad de rocas en cuanto a tamaño de grano y composición, tal y como se ha comentado en el apartado anterior. De entre todos estos tipos, se han resaltado las rocas más melanocráticas de color oscuro que en muestra de mano recuerdan a un “gabro” y que según los estudios de lámina delgada, pueden ser clasificadas, como dioritas. Los contactos de esta unidad dentro del macizo son algo difusos, pero se observa que estos

tipos texturales se concentran en la zona próxima a la localidad de El Río y se extienden hacia el norte dentro de la Hoja de Jarabacoa. En el corte de la carretera de El Río a Jarabacoa, en la vertiente norte del plutón, (dentro de la Hoja de Jarabacoa) se ha observado el intenso metamorfismo de contacto que producen estas rocas, sobre el encajante. Algo parecido se ha observado también en la Hoja de Gajo de Monte, sin embargo en esta Hoja (Constanza) no se han observado signos de metamorfismo de contacto, aunque no se descarta que puedan existir, pues en algunos de los cortes efectuados por los arroyos se han encontrado cantos rodados (aislados) que pueden corresponder a rocas de este tipo, en facies anfíbolita.

En lámina delgada se han observado algunos tipos microgranudos que pueden corresponder a facies hipoabisales o subvolcánicas, pero con una composición (diorítica) semejante a la de los tipos granudos, (más claramente plutónicos). Los constituyentes esenciales son plagioclasa, clinopiroxeno y hornblenda. La plagioclasa se presenta en cristales idiomorfos, maclados, y en muchas ocasiones transformada a productos secundarios de tipo sericita-saussurita. Es frecuente también que el clinopiroxeno presente procesos de transformación a hornblenda. Esta última se presenta en cristales subidiomorfos-alotriomorfos, con núcleos marrones y, en algunos casos, con procesos de transformación a tremolita-actinolita.

Como minerales accesorios suelen encontrarse opacos, cuarzo, calcita, prehnita y tremolita-actinolita.

#### 2.1.2.3.- Intrusiones aisladas de tonalitas (21)

Dentro de la Hoja de Constanza sólo se ha cartografiado un stock tonalítico aislado. Se encuentra situado al sur de esta ciudad y se extiende hacia el O dentro de la Hoja de Gajo de Monte. En general se ha observado que este tipo de rocas intrusivas son mucho más abundantes en el sector de Gajo de Monte, donde se ha definido una unidad como "complejos plutono-volcánicos de tonalitas, leucotonalitas, granodioritas y microtrondjemitas". En este sentido, en el afloramiento muestreado, a pesar de sus reducidas dimensiones, se han observado distintos tipos de facies en cuanto a tamaño de grano, ya que existen desde términos microgranudos de tipo subvolcánico a rocas claramente granudas, correspondiendo a las partes más internas del afloramiento. También se han observado algunos tipos de textura porfídica de leucotonalitas y tonalitas. Estos

materiales intruyen claramente tanto en las tobas y rocas volcanoclásticas como en las coladas básicas de la Fm. Tireo.

Este cuerpo intrusivo tiene una forma en planta arriñonada con una dimensión mayor en sentido NO-SE de unos 2 km de longitud. Por su aspecto y composición puede relacionarse con los cuerpos de la Hoja de Gajo de Monte (ya citados) que aparecen en Loma de las Peñas y en la zona de Loma de Sito Grande-Culo de Maco, si bien en esta Hoja, se ha preferido utilizar la denominación más genérica de “cuerpos aislados de tonalitas”, ya que sólo existe este afloramiento. Desde un punto de vista genético se puede relacionar este magmatismo con las riolitas del tramo superior de la Fm. Tireo, ya que al realizar el estudio petrográfico de la Hoja de Gajo de Monte se han encontrado toda una serie de términos transicionales entre volcánicos, hipoabisales y plutónicos. Hecho este ya apuntado por Lewis et al (1.991).

Se trata de rocas constituidas mayoritariamente por cuarzo y plagioclasa con frecuentes intercrecimientos granofídicos. Además se observan localmente algunos procesos de albitización. Entre los minerales accesorios aparecen además de los citados, apatito, esfena, clorita, epidota y opacos granulares dispersos.

2.1.2.4. Rocas filonianas. Diques básicos (basaltos, andesitas) (1); sálicos (dacitas, riolitas y cuarzoqueratófidos) (2); pórfidos feldespáticos (traquitas, cuarzodioritas). (3), traquiandesitas-latitas (4); aplitas, aplopegmatitas y leucogranitos (5).

Las rocas filonianas están representadas mayoritariamente en el tercio norte de la Hoja, en relación con el Batolito de El Río, y con las manifestaciones del magmatismo sálico de la Fm. Tireo. Así se han distinguido cinco unidades en la leyenda del mapa:

- ⌘ diques básicos (basaltos, andesitas)
- ⌚ diques sálicos dacitas, riolitas y cuarzoqueratófidos)
- ⌘ diques de pórfidos feldespáticos (traquitas y cuarzodioritas)
- ⌘ diques de traquiandesitas-latitas
- ⊗ diques aplíticos, aplopegmatíticos y leucograníticos

De ellas, las unidades 2 y 4 estarían relacionadas con el magmatismo sálico del tramo superior de la Fm. Tireo. Las tres restantes unidades (1, 3 y 5) formarían parte del cortejo filoniano del Batolito de El Río.



Los diques básicos suelen tener potencias inferiores a un metro y muestran un alto grado de alteración superficial lo cual dificulta la obtención de buenas muestras. Afloran en el sector NO de la Hoja con dirección aproximada N-60°E y se prolongan desde la zona de El Escuchadero hasta La Culata. También se han observado en la carretera de El Río a Jarabacoa intruyendo en las dioritas. En esta zona muestran orientaciones menos definidas con predominio de las norteadas. Además están más frescos y corresponden a rocas microgranudas.

Los diques sálicos (2) afloran fundamentalmente en las laderas de la Cuenca de Constanza, en la Loma de El Peñón y Loma de Gajo Bonito, con orientaciones NNE-SSO. Tienen potencias de varios metros y destacan por erosión diferencial entre las tobas y rocas volcanoclásticas de la Fm Tireo. En muestra de mano son rocas grises constituidas mayoritariamente por cuarzo y feldespato y se asemejan enormemente a los domos sálicos y cuarzoqueratofidos de la Fm Tireo. En lámina delgada se clasifican como riolitas y riolacitas.

Los diques de pórfido "s.l." destacan mucho (de "visu") por su marcado profidismo y por su matriz oscura, suelen ser relativamente potentes y, además destacan también por erosión diferencial. Presentan un abanico de direcciones entre N-110° y N 150°E, con buzamientos al NE entre 50° y 70°. En muestra de mano destacan los numerosos cristales de feldespato. En lámina delgada se han observado composiciones tanto traquíticas como cuarzodioríticas.

En las proximidades de El Portezuelo se ha cartografiado un dique ancho, de unos 8-10 m de anchura, que corresponde a una traquiandesita. Presenta una orientación NNE-SSO, subparalelo a los diques sálicos anteriores (2). En muestra de mano es una roca porfídica de color gris en la que destacan los numerosos cristales de feldespato. El interés de este pequeño afloramiento es poder mostrar la existencia de términos de composición intermedia dentro de la Fm Tireo. Ya que de una parte los términos basálticos y andesíticos están bien representados y por otra, existía un "salto" en el quimismo, hasta los diferenciados riolíticos y dacíticos del Tireo superior. Por tanto, la existencia de diques de esta composición y de algunos domos traquíticos, marcaría el tránsito hacia el Tireo superior.

En la unidad (5) se incluyen una serie de diques de tipo aplítico, aplopegmatítico y leucogranítico que representan los diferenciados finales del Batolito de El Río. En general muestran direcciones norteadas pero existen variaciones y formas divagantes. A menudo constituyen apófisis y sus contactos no son tan netos como en los casos anteriores. Las aplitas se caracterizan por su color blanco sucio, mientras que los leucogranitos se asemejan a las tonalitas si bien presentan texturas microgranudas.

## **2.2. Paleógeno.**

Los materiales paleógenos están muy pobremente representados en la Hoja de Constanza. A nivel regional, los materiales sedimentarios que aparecen en el flanco suroccidental de la Cordillera han sido interpretados como un fragmento de cuenca trasera de arco ("back-arc") y constituyen la Unidad Tectónica de Trois Rivières- Peralta (Mann et al. 1991b ). Se trata de un dominio de unos 320 km. de longitud, situado en el flanco SO de la Cordillera Central y constituye un cinturón de pliegues y cabalgamientos de orientación NO-SE con vergencia al SO. Toda esta región de materiales paleógenos es conocida como Cinturón de Peralta (Dolan, 1989).

En dominios más meridionales, principalmente en la Hojas de San José de Ocoa y Azua, se ha observado una discordancia que permite la separación de dos grupos deposicionales: Grupo Peralta y Grupo Río Ocoa ( Dolan 1988; Heubeck 1988).Dolan et al. (1991) han asignado el Grupo Peralta al Eoceno y el Grupo Río Ocoa al Eoceno Superior-Mioceno Inferior.

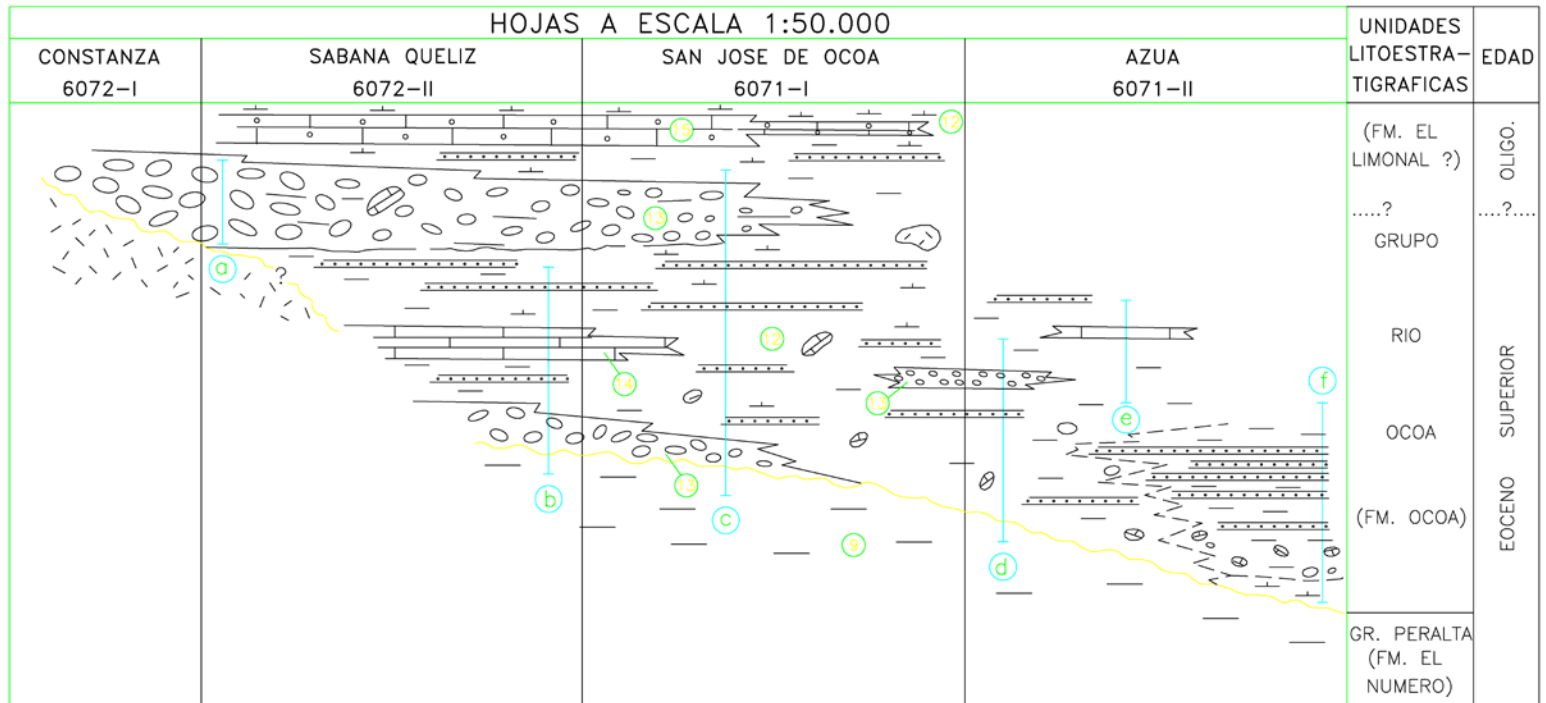
Dentro de la Hoja de Constanza no se encuentra representado el Grupo Peralta, pero sí afloran los conglomerados del Grupo Río Ocoa de forma discordante sobre el sustrato constituido por la Formación Tireo. Esta disposición en "onlap" de materiales paleógenos sobre la Formación Tireo sólo se observa en esta Hoja y en la vecina de Gajo de Monte. Si bien, en esta última son las formaciones basales del Grupo Peralta las que descansan sobre las rocas volcanoclásticas de la Formación Tireo. (Fig. 2.2.1)

### **2.2.1. Eoceno Superior (Grupo Río Ocoa)**

Las primeras referencias a este término, propuesto por Arick (1941), se referían solo a los materiales de naturaleza arcillosa que se extendían desde el S de San José de Ocoa

N.

S.



⑫ Número de unidad cartográfica en la Hoja de San José de Ocoa

SIN ESCALA

I Amplitud estratigráfica de la sección o área de referencia:

- ⓐ Alto de la Bandera
- ⓑ Río Las Cuevas
- ⓒ Carretera de Constanza - Río Ocoa
- ⓓ Río Ocoa
- ⓔ Arroyo San Francisco
- ⓕ Carretera Azua - Baní

Fm. Tiroo (Cretácico superior)

hasta Padre Las Casas. Sin embargo esto ha provocado cierta confusión, ya que dicha franja incluye tanto a los materiales del Grupo Peralta como a los materiales del Grupo Río Ocoa. Posteriormente, Bourgois et al. (1979) han propuesto la denominación “Eoceno con bloques de Ocoa” para todo este conjunto. Se trata sin duda de la Formación más característica y representativa del Grupo Río Ocoa.

Dentro del Grupo Río Ocoa Heubeck (1988) ha distinguido tres formaciones: Ocoa, El Limonal y Majagua, aunque en la presente Hoja sólo está representada ( y de forma muy parcial), la primera de ellas.

La Formación Ocoa (Eoceno Superior) puede alcanzar 300 m. de espesor y posee una gran heterogeneidad. Predominan las litologías pelíticas que intercalan diferentes niveles siliciclásticos, observándose asimismo niveles conglomeráticos y carbonatados, si bien su rasgo más característico es la presencia de masas olistostrómicas, entre las que se encuentran olistolitos que pueden alcanzar dimensiones kilométricas. En esta Hoja, sin embargo, aparecen exclusivamente los niveles conglomeráticos citados.

La Formación El Limonal está constituida fundamentalmente por conglomerados de hasta 4000 m. de potencia que pueden apoyarse directamente sobre la Formación Tireo.

La Formación Majagua (Mioceno Inferior) posee una gran heterogeneidad litológica, con presencia de calcarenitas, areniscas siliciclásticas y conglomerados, pudiendo llegar a 3500 m. de espesor.

Observaciones de índole estratigráfico y sedimentológico realizadas en la Hoja de Sabana Quéliz permiten asignar estos conglomerados que afloran en la Hoja de Constanza a la Formación Ocoa, ya que se observan pasos laterales entre estos conglomerados y los niveles lutíticos y arcillosos, según esto, podría interpretarse como un delta. Si bien no puede descartarse que esté también representada la Formación El Limonal

#### 2.2.1.1. Formación Ocoa.(22) Conglomerados polimícticos masivos

Estos materiales afloran exclusivamente en el extremo SE de la Hoja, donde constituyen la terminación septentrional de un amplio afloramiento que se extiende por la Hoja de Sabana Quéliz (Relieves de Alto Bandera). En esta misma Hoja ocupan buena parte

de la misma y se ha podido observar sus relaciones de contacto con los materiales de la unidad margosa. Así, se observa que mientras en esta zona de Constanza y borde N de Sabana Quéliz los conglomerados constituyen casi la totalidad de la unidad, en los sectores más meridionales constituyen la base y buena parte de los términos superiores.

Estos afloramientos se localizan en una zona de muy difícil acceso (El Mechesito-Loma El Pichón). El acceso al primero se realiza siguiendo una senda desde el muro de la presa de El Arroyón, mientras que para acceder al segundo hay que remontar el curso del Río Blanco. En general se observa que estos conglomerados dan lugar a fuertes relieves de aspecto masivo ya que la unidad se estructura en potentes bancos de conglomerados muy cementados. Los cantos están empastados en una matriz areno-arcillosa de color oscuro, debido a su procedencia casi exclusiva de materiales de la Formación Tireo. Los tamaños más frecuentes van desde unos centímetros hasta 25-30 cm o incluso más. En general son subredondeados o subangulosos y mayoritariamente de rocas volcanoclásticas y carbonatadas de la Formación Tireo. También se han encontrado algunos fragmentos de rocas plutónicas. En esta Hoja se estima un espesor de casi 400 m..

Se han observado cicatrices erosivas en la base y estratificación cruzada planar, sugiriéndose un medio sedimentario deltaico que procedente del N alcanzarían la cuenca en la que se estaban depositando las margas y “arcillas con bloques”. En conjunto, los espesores estimados hacia el sur (Sabana Quéliz) son bastante mayores que en esta Hoja.

### **2.3. Cuaternario**

Los materiales cuaternarios aparecen escasamente representados en la Hoja y según sea su origen se pueden dividir en volcánicos y sedimentarios. Los primeros se circunscriben exclusivamente al sector SO de la Hoja, mientras que los segundos aparecen distribuidos de una manera más uniforme, si bien, alcanzan un mayor desarrollo en las cuencas de Constanza, Tireo y Suriel - Cruz de Cuaba.

#### **2.3.1. Volcanismo cuaternario**

Las primeras referencias bibliográficas a estos materiales volcánicos se deben a Vaughan et al. (1921). Posteriormente han sido varios los grupos de trabajo que han tratado este tema desde diferentes puntos de vista y con objetivos varios. Entre ellos hay que

resaltar los siguientes: Olade (1980); Vespucci (1982 y 1986); Electroconsult (1983) y García y Harms (1988).

Los materiales volcánicos cuaternarios que afloran en el extremo SO de la Hoja, constituyen la terminación septentrional del conjunto volcánico Yayas de Viajama-Constanza. Este conjunto de volcanes aparece diseminado desde la zona de El Mogote en la Hoja de Pueblo Viejo, y se extiende ampliamente en las Hojas de Yayas de Viajama, Padre Las Casas y Sabana Quéliz. Además, aflora de forma marginal en las Hojas de Gajo de Monte, San José de Ocoa y en esta aquí estudiada (Constanza).

Al realizar la cartografía de las Hojas que comprenden los cuadrantes de Constanza y Azua y efectuar un mosaico con ellas y con las correspondientes al cuadrante de San Juan, se observa que estas manifestaciones volcánicas se concentran y alinean, siguiendo las directrices estructurales de la región. Así se comprueba que la mayoría de los edificios volcánicos del conjunto Yayas de Viajama- Constanza pertenecen a la serie calco-alcalina y definen una estructura de orientación SE-NO. Además, según las dataciones radiométricas, se comprueba que los más antiguos se sitúan en los sectores meridionales y los más jóvenes al NE, definiendo una progresión del magmatismo en ese sentido.

Este hecho, junto con el paralelismo en la dirección entre estos materiales, y la indentación de La Cresta de La Beata, ha sugerido que este magmatismo calcoalcalino se relaciona con un proceso de subducción incipiente de la litosfera oceánica (Meseta Caribeña) bajo el Gran Arco de Islas. De manera más concreta aún, la distribución espacial del magmatismo calco alcalino estaría condicionada, con la aproximación de la Cresta de La Beata hacia La Española, en sentido SO-NE.

Sin embargo, las manifestaciones volcánicas del cuadrante de San Juan y algunas de las observadas en Yayas de Viajama y en el sector NO de San José de Ocoa parecen corresponder a un magmatismo alcalino con gran profusión de rocas básicas de tipo (basanita, nefelinita, basalto).

Este volcanismo basáltico alcalino, sigue unas directrices (ONO-ESE) más acordes con el sistema de desgarres finimiocenos, que debió provocar el ascenso de magmas alcalinos, de mayor profundidad.

Por último, hay que señalar que los episodios magmáticos más recientes no son fácilmente asimilables a una u otra de las dos series volcánicas descritas (alcalina y calco alcalina), ya que muestran unos valores de potasio muy elevados, y podrían corresponder a la denominada “serie shoshonítica”. Estas rocas ricas en potasio suelen presentar abundante biotita y flogopita y se han relacionado tanto con zonas de borde continental como de arcos-islas. Araña y Vegas (1974) han establecido una relación entre el contenido de potasio ( $K_2O$ ) de estas rocas y la profundidad del plano de Benioff, y consideran que en general, a medida que aumenta la profundidad de la zona sísmica aumenta el porcentaje de potasio y disminuye el enriquecimiento en FeO.

Según los datos radiométricos existentes hasta el momento, se pueden distinguir las siguientes manifestaciones volcánicas en orden cronológico:

- Las primeras manifestaciones parecen situarse en la región de Yayas de Viajama y estarían representadas por basaltos calco alcalinos que evolucionan a términos más diferenciados de tipo traquiandesitas y que han sido datadas en unos 2.7 M.a..
- Existen pocos datos geocronológicos a cerca del volcanismo alcalino en la región, pero parece bastante probable que se sitúe en el intervalo entre 1.7 y 1 M.a., solapándose en el tiempo entre las últimas erupciones del sector de Yayas de Viajama y las primeras (datadas) de la zona de Valle Nuevo. Concretamente Olade (1980), ha datado el afloramiento basáltico junto a la Presa de Sabana Yegua en 1.7 M.a..
- Existe un pequeño episodio calco alcalino que se centra en la región de Valle Nuevo y que comienza con emisiones basálticas y finaliza con extensas erupciones de tranquiandesitas que cubren buena parte de la Hoja de Sabana Quéliz. Estas últimas han sido datadas (Nagle, en Vespucci (1986)) en menos de 1 M.a.
- Por último, aparecen en este mismo sector de Valle Nuevo una serie de manifestaciones volcánicas puntuales muy ricas en potasio y que han sido datadas en torno a 0.5-0.3 M.a.

Según se ha expuesto anteriormente, dentro de la Hoja de Constanza aparecen representados muy diversos tipos de materiales volcánicos, aunque volumétricamente sean poco importantes. Así se han distinguido las siguientes unidades:

- basaltos augítico-olivínicos (23)
- traquiandesitas (24)
- basaltos augítico-flogopíticos (25)
- basaltos "sl" (26) de tipo "intracanyon"

#### 2.3.1.1.- Volcanismo cuaternario (23). Coladas basálticas augítico-olivínicas

Se han asignado a esta unidad unas coladas de composición basáltica que discurren de Sur a Norte adaptándose a las laderas de la Loma Cuchilla del Montazo. Se sitúan discordantemente tanto sobre las riolitas como sobre las calizas, de edad Maastrichtiano, de la Formación Tireo. Estos materiales están mejor representados en la vecina Hoja de Sabana Quéliz, donde se observa que constituyen el sustrato sobre el que se asientan las coladas traquiandesíticas que se describirán en el siguiente epígrafe.

La colada presenta una base y techo escoriáceo y en su parte frontal se observa también una fuerte acumulación de cascajo de colada. En conjunto pueden llegar a tener potencias de varios metros (4-8 m.), existiendo zonas masivas con disyunción columnar. En muestra de mano se caracterizan por presentar un color gris oscuro en el que destacan los fenocristales de olivino y piroxeno (augita). En lámina delgada se observa que la matriz está constituida mayoritariamente por microlitos de plagioclasa (idiomorfa-subidiomorfa) y cristales de piroxeno augítico. La plagioclasa puede presentar también un maclado polisintético y agregados glomeroporfídicos. Los minerales opacos más comunes son óxidos de hierro y titanio. También aparecen, aunque muy escasos, algunos microlitos de olivino. Sin embargo, en los fenocristales son muy abundantes los de olivino (fresco) y a veces asociados con opacos. Los de augita se agrupan con frecuencia en glomérulos y pueden estar maclados. En conjunto presentan tamaños seriados desde 4,5 mm., hasta confundirse con la matriz.

Algunas variedades más ricas en plagioclasa, podrían corresponder a "leucobasaltos". Este hecho concuerda con los elevados valores de la sílice obtenidos en los análisis realizados por Vespucci (1982) y Electroconsult (1983) ( $\text{SiO}_2 \cong 53-54\%$ ) y los



relativamente bajos en aluminio y álcalis ( $\text{Al}_2\text{O}_3 \cong 13-14,5\%$ ); y ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \cong 4-4,5\%$ ). Aparece, además, cuarzo normativo y un elevado contenido en magnetita y piroxeno, y baja proporción de ortosa. En general se han observado valores medios para los restantes elementos ( $\text{Fe}_{(\text{Total})} \cong 9-10\%$ ;  $\text{Ca}_2\text{O} \cong 9-9,5\%$ ; y  $\text{P}_2\text{O}_5 \cong 0,15-0,25\%$ ).

La edad de estas emisiones ha sido determinada por el método K/Ar (Electroconsult, 1983) en 1,2 m.a., en el afloramiento citado de Loma Cuchilla del Montazo. Este dato de edad radiométrica concuerda con las observaciones de campo y con la estratigrafía propuesta, ya que las coladas de traquiandesitas (que fosilizan a éstas) han sido datadas en la vecina Hoja de Sabana Quéliz en 1 m.a. Estos datos contrastan con las edades obtenidas para las manifestaciones volcánicas de Yayas de Viajama y sugieren una migración de los centros eruptivos de SO a NE; relacionándose con la “indentación” de la cresta de la Beata.

#### 2.3.1.2.- Volcanismo cuaternario (24). Coladas traquiandesíticas

Estos materiales están muy pobremente representados en la Hoja, habiéndose cartografiado tan sólo un pequeño afloramiento, en el extremo SO, que constituye la terminación septentrional del conjunto volcánico de la traquiandesitas de Valle Nuevo que ocupan el sector NO de la Hoja de Sabana Quéliz. Se sitúan discordantemente sobre las rocas sálicas de la Fm. Tireo, al oeste de la Loma Cuchilla del Montazo.

Esta colada se adapta a la topografía actual, canalizándose por una barranquera subsidiaria de Río Grande, lo cual no ofrece dudas para su asignación al volcanismo cuaternario. En muestra de mano se observa que se trata de coladas de color grisáceo (con tonos algo más oscuros en fresco, y de tonalidad más clara en superficie). En general predominan los tipos porfídicos con grandes fenocristales de plagioclasa y agujas de anfíbol. También son visibles de “visu” pequeñas placas de biotita y cristales de piroxeno.

Desde un punto de vista petrográfico estas rocas se pueden clasificar como traquiandesitas con anfíbol o traquiandesitas augítico-anfibólicas. Presentan la clásica textura porfídica seriada con tamaños de fenocristales desde unos 5-6 mm hasta confundirse con la matriz. La matriz está constituida mayoritariamente por microlitos de plagioclasa, augita, apatito y opacos. Además pueden aparecer cristales de biotita, óxidos de hierro y algunas trazas de un posible feldespató alcalino. En cuanto a los minerales

secundarios, los más comunes son apatito y carbonatos, aunque también pueden encontrarse cuarzos, rellenando microfisuras, de modo intersticial.

Todas estas unidades del volcanismo cuaternario han sido objeto de un amplio estudio petrológico y geoquímico por parte de Vespucci (1982) y Electroconsult (1983). Según estos análisis químicos, estas rocas presentan contenidos en sílice en torno a 57-60% y álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) entre 5% y 8% pudiendo clasificarse como traquiandesitas según (Le Bas et al. 1986 y Middlemost 1985).

Sólo se posee un dato de edad absoluta (K/Ar) para las traquiandesitas de Valle Nuevo. Se trata de una muestra tomada por Vespucci (1986) en la zona de Los Robles (Hoja de Sabana Quéliz) y que ha resultado ser más joven que 1 m.a. Esto confirma la progresión del volcanismo en sentido SO-NE, ya que varias muestras, de composición similar, de la zona de Yayas de Viajama fueron estudiadas por Olade (1980) y Electroconsult (1983) y dieron edades comprendidas entre 1,8 m.a. y 2,7 m.a.

#### 2.3.1.3.- Volcanismo cuaternario (25). Coladas y centros de emisión de basaltos augítico-flogopíticos

Se han asignado a esta unidad dos edificios de composición análoga y que se alinean según una directriz N 105° E (subparalela a la falla de Río Grande). El primero de ellos ha emitido coladas básicas poco viscosas que se han adaptado a la ladera y después se han encauzado siguiendo el curso del Río Grande. Actualmente el río ha vuelto a encajarse permitiendo ver un buen corte de estas coladas de más de 20 m, y quedando éstas como si fuera una superficie de terrazas sobre la que se asienta un campo de invernaderos.

El segundo afloramiento cartografiado se corresponde con una morfología muy acusada (a modo de domo) y se sitúa en la zona de confluencia de los arroyos de El Mogote y Pinar Bonito. Se trata de un cerrito de planta subredondeada con una dimensión mayor en sentido N-S que desde lejos recuerda a otros cuerpos domáticos relacionados con el volcanismo dacítico-riolítico de la Fm. Tireo. Sin embargo, en muestra de mano, se observa que se trata de una roca basáltica con fenocristales de olivino y cristaltos de micas, con algunos rellenos de ceolitas y/o carbonatos. Esta similitud composicional y la cercanía con los afloramientos de El Convento, ha motivado su asignación al volcanismo cuaternario.

Las coladas que han rellenado el valle junto a El Convento, parece que han surgido de un pequeño centro de emisión muy desmantelado que se sitúa en las proximidades del contacto con las coladas riolíticas de la Fm. Tireo. Actualmente sólo se observan algunos bloques sueltos y cascajo, por encima de la carretera. En el corte de la trinchera de la carretera a San José de Ocoa se observan coladas de basaltos flogopíticos algo alterados a tonos marrón-claro, y con aspecto más degradado que las del Valle. Estas últimas se caracterizan por su disyunción columnar y diaclasado subvertical, con tonos de alteración grisáceos. Además, algunas de estas muestras presentan una composición algo diferente, con fenocristales de olivino y piroxeno, y exhiben xenolitos y acumulados máficos de hasta 8 cm.

Desde un punto de vista petrográfico, estas muestras presentan texturas porfídicas seriadas con fenocristales que suponen un 10-12 % del volumen total de la roca. Tienen tamaños seriados desde 1,2 mm. hasta confundirse con la matriz. Los de clinopiroxeno (augita) son cristales idiomorfos-subidiomorfos, maclados y zonados, con tendencia a formar agregados glomeroporfídicos. Los fenocristales de flogopita son tabulares, bastante alargados y tienden a desestabilizarse en sus bordes a minúsculos minerales opacos.

La matriz está constituida por microlitos de plagioclasa y, augita idiomorfa. Entre los minerales accesorios hay que citar óxidos de hierro, apatito y opacos granulares dispersos.

La edad de estas coladas es difícil de evaluar, pero según datos radiométricos(K/Ar) de la tesis de Vespucci (1986), (tomado de Nagle (com.pers.), 1980), sería inferior a 1 m.a. Estos autores muestrearon unas coladas de esta composición en la vecina Hoja de Sabana Quéliz, en el paraje denominado Alto de Primera Cañada, que se sitúan debajo del episodio de traquiandesitas de Valle Nuevo. Por tanto, su edad no debería ser menor de 1 m.a., ya que las traquiandesitas suprayacentes fueron datadas exactamente en esa edad (1 m.a.). así, conjugando los datos radiométricos y de campo, se podría sugerir, que o bien alguna de las muestras analizadas haya sufrido pérdida de argón, o que la diferencia de edad entre ambos episodios es tan pequeña, que queda fuera de los límites de detección del método. No obstante, por su posición ("intracanyon"), aspecto de campo, y corte en el barranco, se puede sugerir su asignación, al Pleistoceno inferior.

Desde un punto de vista geoquímico, estas coladas se caracterizan por sus altos valores de potasio ( $K_2O \cong 4\%$ ). Este hecho, junto con unos valores para la sílice

relativamente altos ( $\text{SiO}_2 \cong 51,67\%$ ) hacen que al proyectar estas rocas en el diagrama TAS de Le Bas et al. (1986) se sitúen en el límite entre un traquibasalto (k) y una shoshonita, ya que la suma de álcalis  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \cong 5,8$ , frente a la sílice ( $\text{SiO}_2$ ) así lo indican.

#### 2.3.1.4.- Volcanismo cuaternario (26). Coladas y centros de emisión basálticos (“s.l.”)

Se han asignado a esta unidad una serie de coladas “intracanyon” que “nacen” en la vecina Hoja de Sabana Quéliz y que se han canalizado por la zona de Aguas Blancas hacia Río Grande y Montes Llanos y por el Arroyo Alto de la Bandera. Concretamente los centros de emisión de estas coladas se localizan en los parajes: Cerro de la Piedra de Martín y Valle de Manuel, a poca distancia del límite sur de la Hoja.

La colada procedente del Cerro Piedra de Martín conserva aún un cierto aspecto de “malpais” superficial con una gran cantidad de bloques y cascajo (sobre todo en su parte frontal) que recuerda a una morrena. En algunos puntos del corte de Río Grande se observa que tiene una considerable potencia (próxima a 20 m).

En muestra de mano se observa que se trata de un basalto afanítico, de aspecto afieltrado y color grisáceo.

Sin embargo, la colada procedente del Valle de la Piedra de Manuel es menos potente y corresponde a un basalto augítico-olivínico de grano fino.

En lámina delgada se caracterizan por presentar una textura porfídica seriada, con fenocristales desde 1,2 mm. hasta confundirse con la matriz. Están zonados y maclados con frecuentes agregados glomeroporfídicos. El olivino tiene intensas coronas de alteración a iddingsita y es mucho mas escaso que la augita. En conjunto los fenocristales pueden representar un 20-25 % del volumen total de la roca. También se han observado algunos cristalitos aislados de flogopita desestabilizándose a minerales opacos.

En la matriz aparecen pequeños cristalitos de plagioclasa y minerales de hierro y titanio como accesorios. En menor proporción que la plagioclasa aparecen cristalitos de augita, en secciones idiomorfas.

### 2.3.2.- Cuaternario sedimentario

Estos materiales alcanzan un desarrollo areal algo limitado, con la excepción de las cuencas de Constanza y Tireo. Debido al encajamiento de la red de drenaje, los depósitos aluviales son muy estrechos y, en ocasiones, casi incartografiables, aunque los depósitos de deslizamientos son relativamente frecuentes, sobre todo en la mitad sur de la Hoja, favorecidos por el fuerte relieve.

#### 2.3.2.1.- Pleistoceno (27). Terrazas altas. Gravas y arenas

Estos materiales se encuentran muy pobremente representados en la Hoja. Los mejores afloramientos se localizan a unos 3-4 km al sur de la ciudad de Constanza, relacionados con el antiguo curso del Río Grande. En el extremo SE se han señalado también dos pequeños afloramientos que constituyen una antigua terraza (“colgada”) sobre el curso de El Arroyón.

Están constituidas por gravas, arenas y algunos bloques de diversa naturaleza, con tamaños variables desde algunos milímetros hasta bloques de más de 40 cm de diámetro. En los afloramientos que hay al sur de Constanza hay muy buenos cortes, ya que un ramal de la carretera a San José de Ocoa “corta” este depósito, comprobándose que puede tener más de 5 m de potencia. Debido a su posición “colgada” sobre el cauce, se les ha asignado al Pleistoceno final, aunque no se descarta que pudieran tener una edad algo más joven.

#### 2.3.2.2.- Pleistoceno-Holoceno. Terrazas medias (28). Gravas y arenas

Estos materiales guardan una estrecha relación con los de las unidades anterior (27) y posterior (29), ya que tanto la granulometría como la disposición, y naturaleza de los cantos, es muy similar. La diferencia estriba en su posición respecto al cauce de los ríos con los que se relaciona (Río Grande y Río Tireo). Así, en el caso concreto de los depósitos de Río Grande se ve que se sitúan al menos a unos 4 m sobre el cauce del río, pero a su vez están varios metros más abajo que las terrazas altas (27).

Están constituidas por gravas en las que se observan fragmentos de distinta composición (rocas volcanoclásticas, lávicas e intrusivas de la Fm. Tireo; tonalitas; y rocas volcánicas cuaternarias). Existe una gran variedad de tamaños, si bien, predominan los de

orden decimétrico, con frecuentes bases canalizadas e imbricación de cantos. Otro tipo de estructuras sedimentarias visibles son, estratificación cruzada planar y en surco. En los cortes naturales observados se han medido potencias de hasta 1,5-2 m aunque no se descarta que puedan ser incluso mayores.

Se les ha asignado una edad (de manera tentativa) pleistocena-holocena, debido a su posición intermedia respecto a los otros dos tipos de terrazas cartografiados.

#### 2.3.2.3.- Holoceno. Terrazas bajas y cauces abandonados (29). Gravas y arenas

Estos materiales aparecen relacionados con los sistemas aluviales de los ríos: Tireo, Grande, La Descubierta y Pinar Bonito. Los depósitos se sitúan a apenas 0,5-1,5 m. de altura, sobre el cauce actual del río. Este término "cauce actual del río" resulta un tanto efímero y sujeto a variaciones, como se ha comprobado durante los meses de Septiembre a Noviembre de 1998. Así, durante el paso del Huracán Georges y las lluvias que le sucedieron, se produjeron notables cambios en la red de drenaje, desbordamientos y deposiciones en régimen de avenidas, que pueden ser equivalentes a estos depósitos que se describen aquí. Por tanto, la edad de los mismos puede ser perfectamente holocena.

La potencia de estos depósitos es muy reducida, rara vez superan 1-1,5 m., y están constituidos por gravas y arenas de diversa granulometría y composición. En general, predominan los fragmentos comprendidos entre 5 y 25 cm. de diámetro, si bien, ocasionalmente, se han llegado a medir alguno de orden métrico. Además hay que señalar la existencia de una fracción de granulometría más fina, tamaño arena, y composición arcósica y litarenita.

#### 2.3.2.4.- Holoceno. Depósitos lacustres (30). Limos oscuros, arcillas y cantos

En el sector central de la depresión de Constanza se han cartografiado una serie de depósitos de carácter lacustre que parecen relacionarse con la existencia de cierto endorreísmo en esta cuenca, en tiempos no muy lejanos. Además, en esta depresión de Constanza se observan numerosos escalones de fallas que evidencian su origen tectónico. Al incrementarse la capacidad erosiva de las laderas, se reactivan los abanicos que suministran más aportes al interior de la cuenca, donde se depositan estos materiales finos ricos en materia orgánica. Además, hasta hace unas décadas, existían zonas lagunares que

fueron desecándose para incrementar las áreas cultivables. Se trata por tanto, de un depósito limo-arcilloso de tonos oscuros, debido a la presencia de materia orgánica, que resulta muy apto para el asentamiento de cultivos intensivos.

Aunque no se poseen datos exactos acerca de la potencia del depósito, se estima que puede ser superior a 4 m., visibles en alguno de los cortes naturales de los arroyos. Así, en la zona próxima a El Higo se han observado además una cierta proporción de cantos de tamaños centimétricos. Han sido asignados al Holoceno, debido a su relación con los fenómenos citados.

#### 2.3.2.5.- Holoceno. Fondos endorreicos de origen volcánico (31). Arcillas y limos

Tan sólo se ha cartografiado un pequeño afloramiento que pueda asignarse a esta unidad, éste aparece localizado al sur de la Ciudad de Constanza en la zona de Pinar Bonito. Se trata de una pequeña “hoya” o depresión de apenas 100 x 200 m. de largo, donde se han acumulado depósitos de granulometría fina (arcillas y limos) de carácter endorreico. En la Hoja situada inmediatamente al Sur, relacionado con el campo volcánico de Valle Nuevo son más abundantes estos depósitos. En general no hay buenos cortes que permitan observar la potencia y estructura del depósito pero se estima que su espesor no pasa de unos 2 m. En lo que se refiere a la edad, han sido asignados al Holoceno.

#### 2.3.2.6.- Holoceno. Deslizamientos por reptación (32). Arcillas, cantos y bloques

Estos depósitos aparecen fundamentalmente distribuidos en el sector sur y sureste de la Hoja, y constituyen pequeños afloramientos integrados por un conjunto heterogéneo de cantos y bloques envueltos en una matriz arcillosa. La composición de los fragmentos depende en gran medida de la naturaleza del área madre, si bien, mayoritariamente, son cantos y bloques de rocas volcanoclásticas de la Formación Tireo. Los espesores son variables, pero presentan valores mínimos en la zona de cabecera, y llegan a unos 20 m., en la parte basal. Se les ha asignado tentativamente al Holoceno, ya que muestran una relación directa con la dinámica de laderas.

Los mejores afloramientos se localizan en la zona central y suroccidental de la Hoja. Concretamente, en el primer sector se pueden señalar los afloramientos de El Naranja y Arroyo Sonador, y en el segundo los de: El Meche, Mechesito y Los Cascarones. Una de las

características que se observa, es que muchos de estos afloramientos coinciden con zonas más favorables para el desarrollo de cultivos.

#### 2.3.2.7.- Holoceno. Deslizamientos por gravedad (33). Bloques, arcillas y cantos

La mayor parte de los deslizamientos de esta naturaleza se concentran en la franja sur de la Hoja, ligados en muchos casos a laderas muy escarpadas y también con zonas de fractura, como sucede en El Morrote, Los Botados y Loma del Macho. En esta última zona se observa la clásica morfología cóncava en la cabecera del deslizamiento y un depósito caótico al pié, con grandes bloques (algunos de dimensiones decamétricas) envueltos en una matriz areno-arcillosa. La naturaleza del depósito es muy heterogénea y heterométrica y depende íntimamente de la composición de las laderas sobre las que se asienta. Así, en el caso mencionado se observan grandes bloques de calizas de la Formación Tireo y rocas volcanoclásticas. Sin embargo, en el caso del deslizamiento de El Morrote se observan numerosos fragmentos de riolitas y de coladas básicas de la Formación Tireo. Por último hay que señalar un conjunto de afloramientos que aparecen en el sector comprendido entre Río Blanco y la Loma de Los Botados y que están constituidos, casi exclusivamente, por las rocas volcanoclásticas de la Formación Tireo.

Como se ha comentado anteriormente, se trata de un depósito muy heterogéneo y heterométrico, ya que se observan desde arenas y cantos centimétricos hasta bloques métricos y ocasionalmente decamétricos. No presentan ninguna estructuración ni ordenación interna, pero sí existe una cierta proporción de material fino que se comporta como una matriz areno-arcillosa en la que están envueltos los cantos y bloques.

Algunos de estos deslizamientos pueden considerarse aún activos, como se ha comprobado en el otoño de 1998, tras las lluvias de finales de octubre, relacionadas con “la cola del Huracán Mitch”, que provocó deslizamientos en la zona SE de la Hoja.

#### 2.3.2.8.- Holoceno. Abanicos y conos de deyección (34). Gravas, arcillas y arenas

Estos materiales se localizan principalmente en el sector occidental de la Hoja, cubriendo las laderas de las cuencas de Constanza y Tireo. También se han cartografiado algunos afloramientos en las laderas de Río Grande y Río Tireo. En general están



constituidos por material detrítico de diversa granulometría y composición (gravas, arenas y arcillas).

En planta se caracterizan por adoptar formas pseudotriangulares o de “abanicos”, con el vértice agudo apuntando hacia la zona de cabecera. Estos conos o abanicos se imbrican y solapan de forma coalescente y en la parte basal llegan a indentarse con los depósitos propiamente aluviales. Se han asignado al Holoceno, ya que están relacionados directamente con las laderas actuales. Las potencias son variables desde 1-2 m. hasta un máximo de 6-8 m., visibles en algunos cortes naturales del área de Constanza.

#### 2.3.2.9.- Holoceno. Coluviones (35). Cantos, arenas y arcillas

Estos depósitos ocupan muy poca extensión areal y afloran dentro de la Hoja en pequeños afloramientos diseminados a lo largo de la misma. Entre otros, hay que señalar los de la zona de La Descubierta; Arroyo Sonador y Río Tireo. Están constituidos por un conjunto de arenas, cantos y arcillas, cuya composición es fiel reflejo de la de las laderas sobre las que se asientan. Así, mientras los depósitos de La Descubierta son cantos y arenas tonalíticos, los de los otros afloramientos citados están constituidos mayoritariamente por rocas de la Formación Tireo. La potencia de estos depósitos es reducida, si bien se observa un cierto incremento hacia su parte basal. Debido a su íntima relación con las laderas actuales, han sido asignados al Holoceno.

#### 2.3.2.10.- Holoceno. Depósitos aluviales y fondos de valle (36). Gravas y arenas

Debido al intenso rejuvenecimiento del relieve, en parte motivado por el volcanismo cuaternario, la red de drenaje está muy encajada, lo cual hace que los depósitos aluviales sean relativamente escasos y en muchos casos constituyan formas arrosariadas siguiendo el curso del río y sean casi incartografiables a la escala de mapa. Los mejores y más extensos afloramientos se localizan en el sector norte de la Hoja, en el ámbito del Batolito de El Río. Este hecho se debe entre otras razones al menor encajamiento de la red fluvial en los materiales tonalíticos, ya que muestran una fuerte alteración superficial que favorece estas morfologías. Entre estos depósitos hay que resaltar los relacionados con los cauces de los ríos: Tireo, La Descubierta y El Río. Dentro del ámbito del Dominio de la Formación Tireo los depósitos aluviales cartografiados se asocian con los cursos de :Arroyo Bonito, Masipedrito, Blanco, Tireo, Arroyo Sonador y Grande.

Las potencias de estos depósitos son difíciles de evaluar y variables, pero en general no suelen sobrepasar los 2 m (visibles). La composición de los cantos depende del área madre, observándose un predominio de los de composición tonalítica (en el sector norte Batolito de El Río), y una mayor heterogeneidad (en el sector sur), debido a la diversidad de materiales en este sector de la Hoja, con presencia de rocas del Cinturón de Peralta, volcanismo cuaternario y Formación Tireo.

Están constituidos por arenas y gravas con tamaños desde 1-2 cm. hasta 15-20 cm., si bien existen algunos bloques que pueden llegar a alcanzar tamaños métricos, la proporción de arenas es mayor también en los depósitos del sector septentrional. Así, en el afloramiento localizado entre La Descubierta y Los Higos Blancos, se observan una serie de arenas finas alternando con nivelitos de limos oscuros en capas centimétricas, junto con depósitos de gravas constituidas por cantos subangulosos y rodados con tamaños medios del orden de 8-15 cm.

Como se ha comentado anteriormente, la existencia de una intensa alteración superficial en el Batolito de El Río, favorece el desarrollo de un “lehm” granítico fácilmente atacable por la acción de las aguas de escorrentía y agentes meteóricos externos que contribuye y favorece el aporte de materiales de granulometría fina (arena) a los aluviales de la zona. Así se ha comprobado en los afloramientos de la zona de Suriel, Cruz de Cuaba y Tireo. Sin embargo, en el sector sur de la Hoja, se observa que los materiales volcánicos y volcanoclásticos presentan un comportamiento diferente con un predominio de las granulometrías gruesas en los depósitos aluviales.

## **2.4. Geoquímica**

### **2.4.1. Formación Tireo**

La constitución mayoritariamente volcanoclástica de la formación Tireo ha condicionado el limitado número de análisis realizados en ella. Los estudios previos más relevantes sobre la geoquímica de las lavas e intrusivos someros de la Fm. Tireo son los realizados por Lewis et al (1991), García y Harms (1988) y Jiménez y Lewis (1987) en sectores al oeste del cuadrante 1:100.000 de Constanza.

En el presente trabajo se han realizado 16 nuevos análisis geoquímicos

correspondientes a términos volcanoclásticos de la formación Tireo, a intercalaciones de coladas basáltico-andesíticas y a intrusiones someras de cuarzo queratófidos, Tabla 2.4.1. En todos ellos se han analizado los elementos mayores y el Sc, Rb, Sr, Zr, Y, Ba, Cr, y Ni, y en diez, también las Tierras Raras, el Th y el Hf. Estos últimos elementos son los menos móviles. Estos análisis permiten discutir la naturaleza y origen del magmatismo que dio lugar a la Fm. Tireo.

### Rocas volcanoclásticas

Se han realizado cuatro análisis de las tobas vítricas y líticas masivas que forman el cuerpo fundamental de la Formación Tireo. Todas son muy similares desde el punto de vista geoquímico correspondiendo a una composición basáltica con contenidos del 0.73-1.1% en TiO<sub>2</sub> y del 4.5-9.2% en MgO. El Na<sub>2</sub>O oscila entre el 1.54-2.91% y el K<sub>2</sub>O es menor del 0.14% en todas las muestras. Esta concentración de elementos mayores es marcadamente similar a la encontrada en las lavas de la formación Siete Cabezas (ver capítulo de Geoquímica de las Hojas del cuadrante 1:100.000 de Bonaó). Los elementos traza se discuten más adelante.

### Domos y coladas básicos

Las coladas y los cuerpos intrusivos de composición basáltica son intercalaciones comunes dentro del conjunto volcanoclástico de la Fm Tireo. Se han realizado cuatro nuevos análisis geoquímicos de estas litologías.

Las lavas máficas tienen en conjunto una composición similar, excepto en el contenido elevado (3.2%) en TiO<sub>2</sub> de la muestra HH-8004 (Hoja de Sabana Quéliz) y en las elevadas proporciones de álcalis y altas tasas de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> en las muestras HH-8001B y HH-8004 (Sabana Quéliz), todo ello indicativo de unas características alcalinas. Los análisis previos de lavas basálticas de la Fm. Tireo realizados por Lewis et al. (1991), muestran composiciones similares, señalando estos autores la presencia de altos contenidos de TiO<sub>2</sub> en los basaltos del área de La Pelona-Pico Duarte y en la parte norte de la Hoja 1:50.000 de Juan Herrera.

Los análisis multielementales de Tierras Raras (Fig. 2.4.1) muestran la diferencia entre las rocas volcanoclásticas y las lavas basálticas. Las últimas tienen concentraciones





más altas de LIL y HFS que las primeras. Las lavas basálticas tienen relaciones  $Zr/Y > 4$  en todas las muestras excepto en la HH-8006 (Arroyo Caña). Tienen también relaciones Th/Yb y Ta/Yb relativamente altas, similares a las de los basaltos oceánicos y continentales alcalinos actuales (Pearce 1983). Además, las lavas basálticas dan curvas de Tierras Raras Ligeras relativamente altas y rotadas, mientras que las pautas de las Tierras Raras de las muestras HH-8006 (Arroyo Caña) y AG-8307 (Constanza), correspondientes a términos volcanoclásticos tobáceos, son planas. Estas últimas y las otras dos rocas volcanoclásticas, AG-8310 y AG-8312, ambas de la Hoja de Constanza, muestran en conjunto características geoquímicas similares a las de las lavas de la Fm. Siete Cabezas.

#### Riolitas (cuarzoqueratófidos)

Cinco de los análisis corresponden a flujos riolíticos que afloran en el sector meridional de la Hoja de Constanza en la denominada Loma Cuchilla del Montazo. En dos de estos análisis, se da una relación  $Na_2O > K_2O$  con un contenido de  $K_2O$  en el 1.5 y 3.4%. Tres de estas muestras han sido lixiviadas y alteradas puesto que tienen contenidos de  $K_2O > 7.7\%$  y de CaO y  $Na_2O$  de menos del 0.2%. La muestra AG-8507 de la zona de El Tetero en la Hoja de Gajo de Monte tiene un contenido en  $SiO_2$  del 83.38% muy probablemente como consecuencia de una silicificación limitada, confirmada en lámina delgada.

En el diagrama multielemental (Fig. 2.4.2) las cuatro muestras ploteadas tienen pautas similares, siendo la AG-8315 la de menor contenido en elementos HFS. Por otra parte la mencionada muestra AG-8507 de El Tetero y la AG-8315, de la Loma Cuchilla del Montazo tienen concentraciones muy similares de Th, Ta, y Nb.

Las tres curvas de Tierras Raras (Fig. 2.4.2) son similares, excepto la correspondiente a la AG-8507 cuyo mínimo se explica por los efectos de la lixiviación. Las Tierras Raras Ligeras están enriquecidas respecto a las Pesadas, con una relación La/Sm de 4.1-4.6. La relación Sm/Yb es del 1.1 en la muestra AG-8507 y del 2.1 en la muestra AG-8315. La muestra AG-8304 tiene una característica anomalía negativa de Eu, así como la AG-8507, menos acusada, indicativas de fraccionamiento de la plagioclasa.

### Composiciones intermedias

Cuatro de las muestras analizadas pertenecen a este grupo. Dos, tienen contenidos de SiO<sub>2</sub> del 54.0 y 54.72% pero dado que en ellas los valores de LOI están por encima del 4%, el contenido original en SiO<sub>2</sub> debía ser mayor.

La Fig. 2.4.3 es un diagrama multielemental de las muestras de composición intermedia HH-8003 y HH-8005 (Sabana Quéliz) de las cuales se posee suficiente información. En este diagrama también se incluye la muestra AG-8306 correspondiente a un basalto rico en sílice de la Hoja de Constanza, que en realidad tiene una composición muy similar a la muestra HH-8003. Las tres muestras son completamente diferentes en apariencia y en ocurrencia. La HH-8005 es una tonalita mineralizada relacionada con los cuerpos tonalíticos intrusivos existentes en el límite entre las Hojas de Arroyo Caña y Sabana Quéliz. Difiere de las otras dos muestras de la Fig. 2.4.3 en el contenido relativamente alto de K y Rb, debido a alteración hidrotermal, pero tiene contenidos bajos en elementos HFS, particularmente Ti, Zr y Y, los cuales son de baja movilidad. Esta roca, de hecho es similar en composición a la muestra AG-8504 perteneciente a la tonalita de El Río. Por otra parte, la muestra HH-8002 tiene una composición de elementos mayores similar a la de la muestra AG-8306 y tanto las muestras HH-8001B como la HH-8002 tienen relaciones Zr/Y cercanas a 4.0, parecidas a las de las muestras basálticas de la Fm Tireo con afinidades de arco oceánico alcalino. Las dos muestras volcánicas de la Fig. 2.4.3., muestran un enriquecimiento de las Tierras Raras Ligeras respecto a las Pesadas dando curvas rotadas. Por lo tanto, los datos geoquímicos sugieren que todas las muestras volcánicas de composición intermedia examinadas están química y genéticamente relacionadas con las rocas volcánicas máficas de la Fm. Tireo.

### Conclusiones

Los análisis geoquímicos realizados en el conjunto volcanoclástico masivo sugieren ciertas analogías con la Formación Siete Cabezas, de tal forma que los términos volcanoclásticos de esta última formación, reconocidos en los alrededores de la localidad de Villa Altagracia, representarían facies proximales de las tobas vítricas y líticas masivas de la Fm. Tireo. Estas últimas derivarían del retrabajamiento de las primeras y de su depósito en cuencas relativamente más profundas. La coincidencia de edad de ambas formaciones está a favor de esta hipótesis. Las lavas basálticas intercaladas en la Fm. Tireo tienen afinidades

geoquímicas con las de las rocas procedentes de arcos oceánicos alcalinos.

Las rocas riolíticas tienen una composición similar a la de las tonalitas leucocráticas y ricas en sílice del Batolito de El Río y *stocks* asociados existentes en el cuadrante 1:100.000 de Bonaó, sugiriendo que podrían proceder de magmas similares. Sin embargo las rocas volcánicas intermedias de la Fm. Tíreo tienen una composición diferente a la de las citadas tonalitas sugiriendo un origen magmático diferente.



### **3. TECTÓNICA**

A continuación se describen las características tectónicas y la evolución tectónica de la Hoja de Constanza. Ahora bien, dado que esta Hoja forma parte del contexto geológico de la Cordillera Central, se harán frecuentemente referencias a esta zona y a las áreas adyacentes, principalmente al ámbito del presente proyecto. En primer lugar, se efectúa una exposición del complejo contexto geodinámico de la isla y de las hipótesis más aceptadas, en lo que se refiere a la evolución de la Placa del Caribe. A continuación se describe el marco geológico-estructural de la zona de estudio, dividiéndolo en macrodominios y describiendo en detalle la estructura interna de cada uno de ellos. Para finalizar, se propone una evolución tectónica para todo el conjunto de la región.

#### **3.1. Contexto geodinámico de La Española**

La Isla de La Española se encuentra situada en la actualidad, en la parte septentrional de la Placa del Caribe. Junto con Puerto Rico constituyen una unidad que puede considerarse como una microplaca incipiente, limitada al norte por una zona de subducción oblicua, con una fuerte componente de salto en dirección, y limitada al sur por otra zona de subducción (Fosa de los Muertos). En la Fig. 3.1.1., tomada de Draper y Gutiérrez (1997), se han representado los principales elementos estructurales de la placa del Caribe.

El sector septentrional del arco volcánico, correspondiente a las Antillas Mayores, ha permanecido inactivo desde su colisión con la plataforma de Las Bahamas. En la Fig. 3.1.2. (modificada de Pindell, 1994) se muestra la evolución de la placa del Caribe desde el Jurásico, tomada de Draper y Gutiérrez (1997). Se trata probablemente de una colisión oblicua y diacrónica, ya que comenzó en el Eoceno medio en Cuba (Pardo 1975) y terminó en el Oligoceno inferior en Puerto Rico (Dolan et al (1991)). Así, el margen norte del Caribe ha evolucionado desde el Cretácico hasta hoy, de constituir un límite controlado por subducción a ser un límite en régimen de desgarre, tras la colisión de esta placa con la Americana. Esta colisión ocurrió en La Española, en el intervalo Eoceno medio-superior, produciendo el amalgamiento o soldadura definitiva de todas las unidades de arco de isla. En la Fig. 3.1.3., tomada de Mann et al. (1991b), se muestra la estructura actual de la región del Caribe, modificada de Jordan (1975).

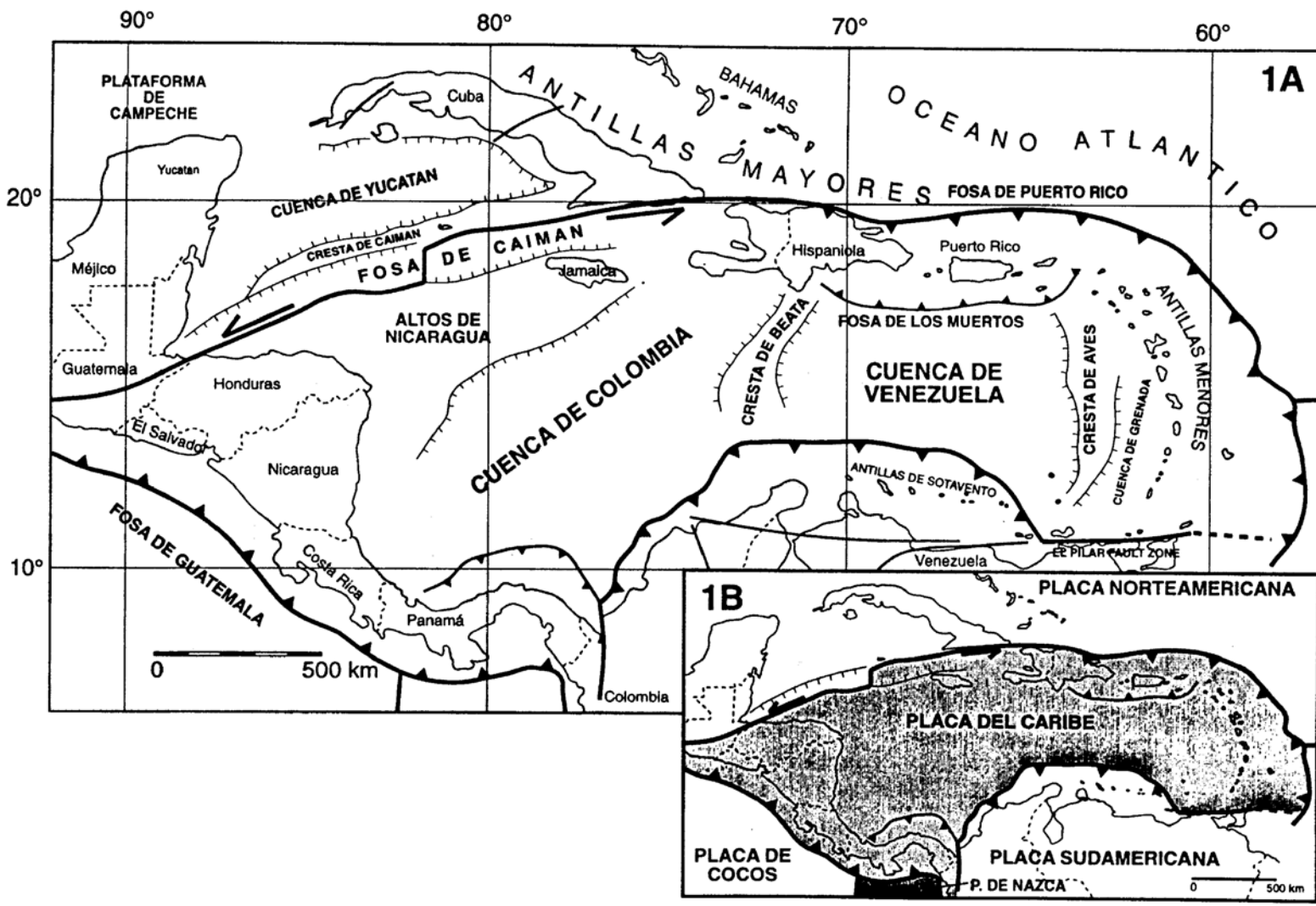


Fig. 3.1.1. Principales elementos estructurales de la placa del Caribe. Figura tomada de Draper y Gutierrez (1997)

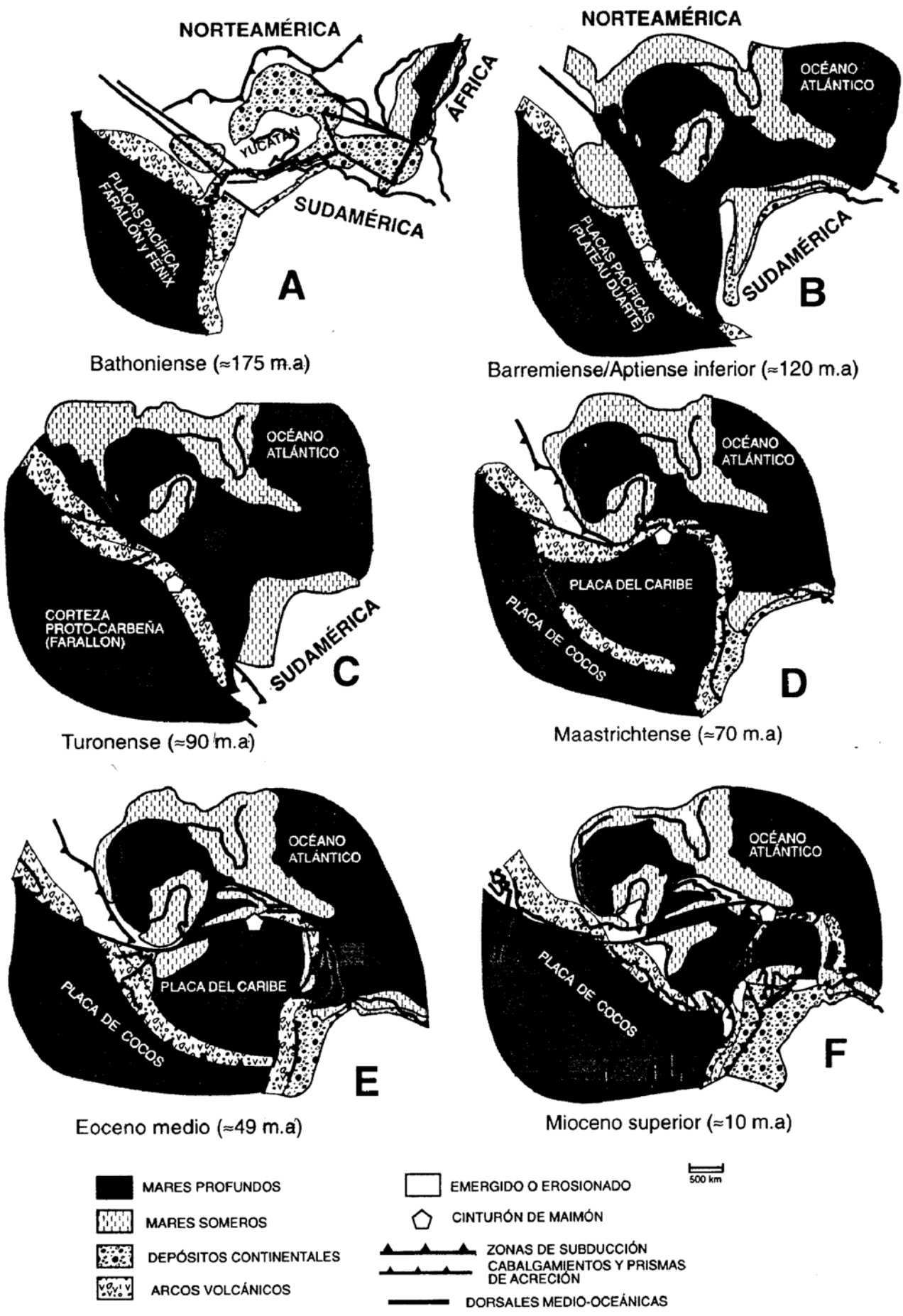


Fig. 3.1.2. Evolución de la placa del Caribe desde el Jurásico (modificada de Pindell, 1994), en la que se muestra la posición aproximada de la zona de estudio (cinturón de Maimón). Figura tomada de Draper y Gutierrez (1997)

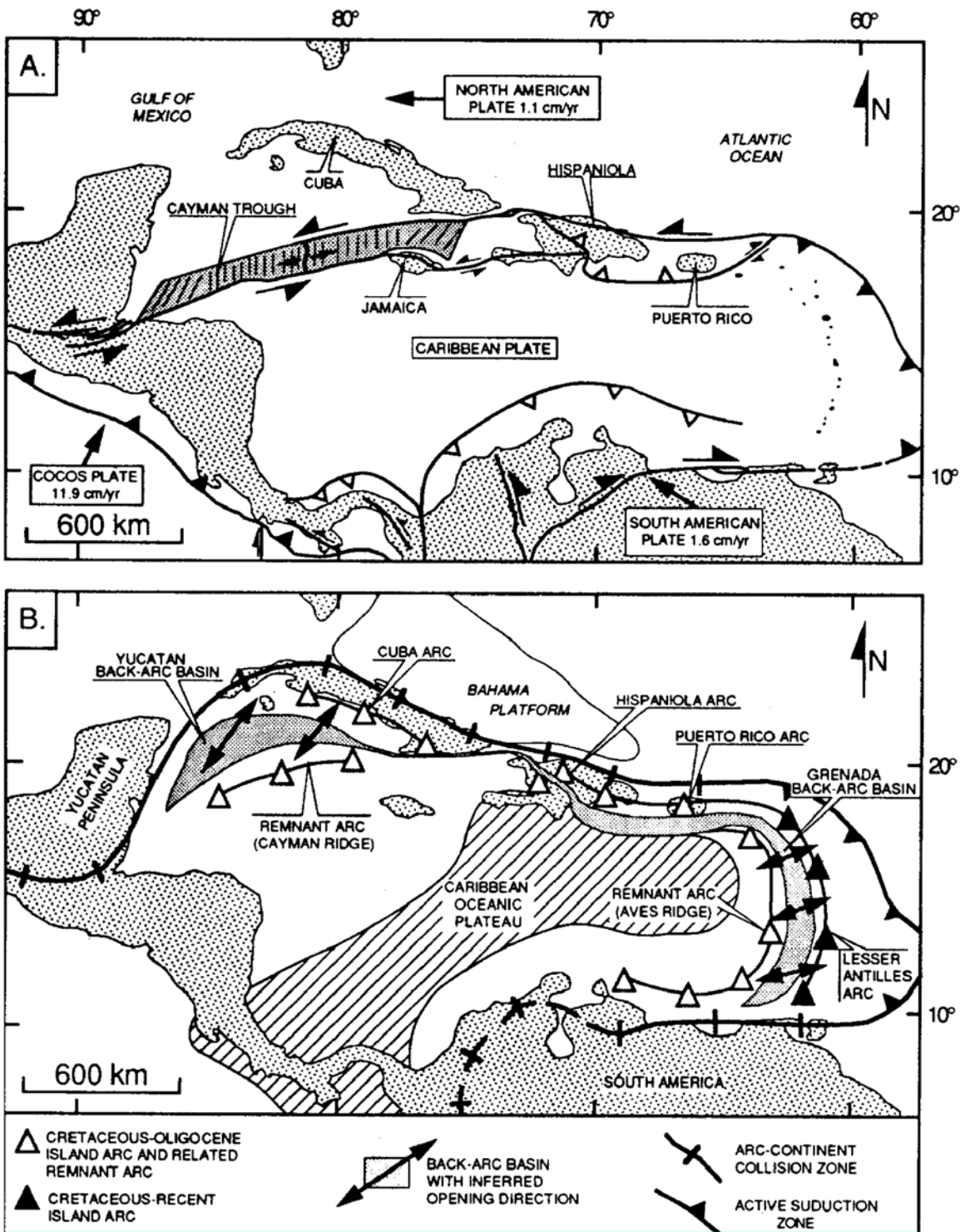


Fig. 3.1.3. A) Estructura actual de la región del Caribe, modificada de Jordan (1975); direcciones y velocidades de movimiento de las placas en relación a la del Caribe, según Stein et al (1988). La isla de La Española es el punto de partida de la zona de desgarre sinistral que separa las placas Norteamericana y Caribeña. B) Los cuatro elementos tectónicos principales que intervinieron en el límite colisional del arco de islas del Cretácico superior-Eoceno, separando las placas proto-Caribeñas, Norteamericana y Sudamericana, son: el *plateau* oceánico del Cretácico superior; el arco de isla del Cretácico superior-Eoceno o "Gran Arco del Caribe"; la cuenca trasera de arco (*back arc basin*) del Cretácico superior-Eoceno; y la plataforma carbonatada de las Bahamas, del Jurásico superior a la actualidad. Figura tomada de Mann et al (1991 b)

El límite actual entre la Placa del Caribe y la Placa Norteamericana tiene más de 3000 km y va desde Guatemala hasta las Antillas Menores. Este límite está dominado en gran parte por movimientos trascurrentes de carácter sinistro que acomodan el desplazamiento hacia el Este de la Placa del Caribe, en relación con la de Norteamérica. El segmento correspondiente a la Isla Española y Puerto Rico se complica por la existencia conjunta de desplazamientos con salto en dirección y subducción dando lugar a una colisión oblicua con la Plataforma de las Bahamas.

Con anterioridad al Eoceno inferior, el límite norte del Caribe era fundamentalmente de subducción (convergente con la Placa de Norteamérica), como lo evidencia el arco magmático del Cretácico Superior-Eoceno Inferior y la existencia de rocas con metamorfismo de alta presión. La colisión de este arco magmático con la Plataforma de las Bahamas da lugar a la transición de un régimen dominado por la subducción a un dominio con desplazamientos en dirección que tiene lugar en el Paleógeno superior y el Neógeno. Desde entonces, el límite Norte tiene carácter traspresivo. Así, a partir del Eoceno, esta convergencia continuada del arco de islas con el margen meridional de la placa norteamericana produjo la deformación del Cinturón de Peralta.

En la Hoja de Constanza podrían relacionarse con esta deformación las imbricaciones internas de la Formación Tireo y el cabalgamiento de esta unidad sobre el Grupo Ocoa, si bien este último se observa mejor en la vecina Hoja de Sabana Queliz.

Desde finales del Eoceno y principios del Oligoceno, La Española muestra una fuerte partición de la deformación, mostrando distinto carácter en diferentes unidades tectónicas y fallas mayores. Por otra parte, y dentro de una misma unidad, también se producen cambios en la naturaleza de la deformación a través del tiempo. Ejemplos de estos cambios se pueden observar dentro de una misma unidad, como en el Cinturón de Peralta, donde se pasa de una tectónica de acortamiento que da lugar a un cinturón de pliegues y cabalgamientos a una tectónica de desgarre posterior, desde el Eoceno hasta el Plioceno. En un mismo tiempo geológico, durante la formación del Cinturón de Peralta (compresión que produce deformación en "plane strain") algo más al Noreste, en la Falla de la Española, el régimen deformacional era sobre todo trascurrente (probablemente transpresivo). Otro ejemplo lo constituye actualmente, la deformación en la Fosa de los Muertos comparada con la mayor parte de los regímenes de desgarre de las fallas mayores del interior de la isla.

Por último hay que mencionar la tectónica de desgarres cuya mayor incidencia se muestra a partir del Mioceno (y hasta la actualidad), una vez que todos los elementos integrantes de la misma estuvieron soldados. A escala regional, esta tectónica de desgarres se inició con anterioridad, como consecuencia de la citada convergencia (oblicua) entre las principales provincias tectónicas presentes en la zona, la plataforma de Las Bahamas, el Gran Arco de Islas del Caribe y la meseta oceánica. Ésta produjo, a partir del Eoceno medio, la apertura del Surco del Caimán en un régimen transpresivo (Mann et al 1991 a) y culminó a partir del Mioceno superior, en un contexto transpresivo para todo el conjunto de la isla. Los últimos estudios sobre el contexto neotectónico de la isla, han determinado el movimiento relativo de la placa del Caribe hacia el Este en relación a las placas Norte y Sudamericana (Dolan y Mann 1998). Este movimiento relativo es acomodado, en el margen septentrional de la isla por el cabalgamiento frontal de la fosa de Puerto Rico, mar adentro, y por la falla Septentrional, tierra adentro, en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera y los movimientos sinestrales, en la segunda (Dolan y Mann 1998), Dolan et al 1998).

### **3.2. Marco geológico-estructural de la zona de estudio**

La Hoja de Constanza se localiza en el ámbito de la Cordillera Central, estando ocupada mayoritariamente por el macrodominio del basamento, salvo en una parte mínima de su borde S, en que aparece representado el Cinturón de Peralta. En la Fig. 3.2.1. aparece representado el Esquema geológico regional, con la localización de las 12 Hojas (E. 1:50.000) realizadas en este Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana.

#### **– Basamento**

El basamento está constituido por terrenos y formaciones de arco isla que, generados y amalgamados durante el intervalo Jurásico superior-Eoceno, forman parte del Gran Arco de Islas del Caribe (Mann et al 1991 a). En el flanco suroccidental de la Cordillera Central están representados por la formación o terreno (estratigráfico) del Tireo consistente en una potente serie de rocas volcanoclásticas con intercalaciones de lavas y niveles sedimentarios, pertenecientes al Cretácico superior. Además esta formación (Tireo) aparece intruida por cuerpos tonalíticos, de muy diversa magnitud, desde pequeños stock o masas subvolcánicas, hasta cuerpos con dimensiones batolíticas (Batolito de El Río) en

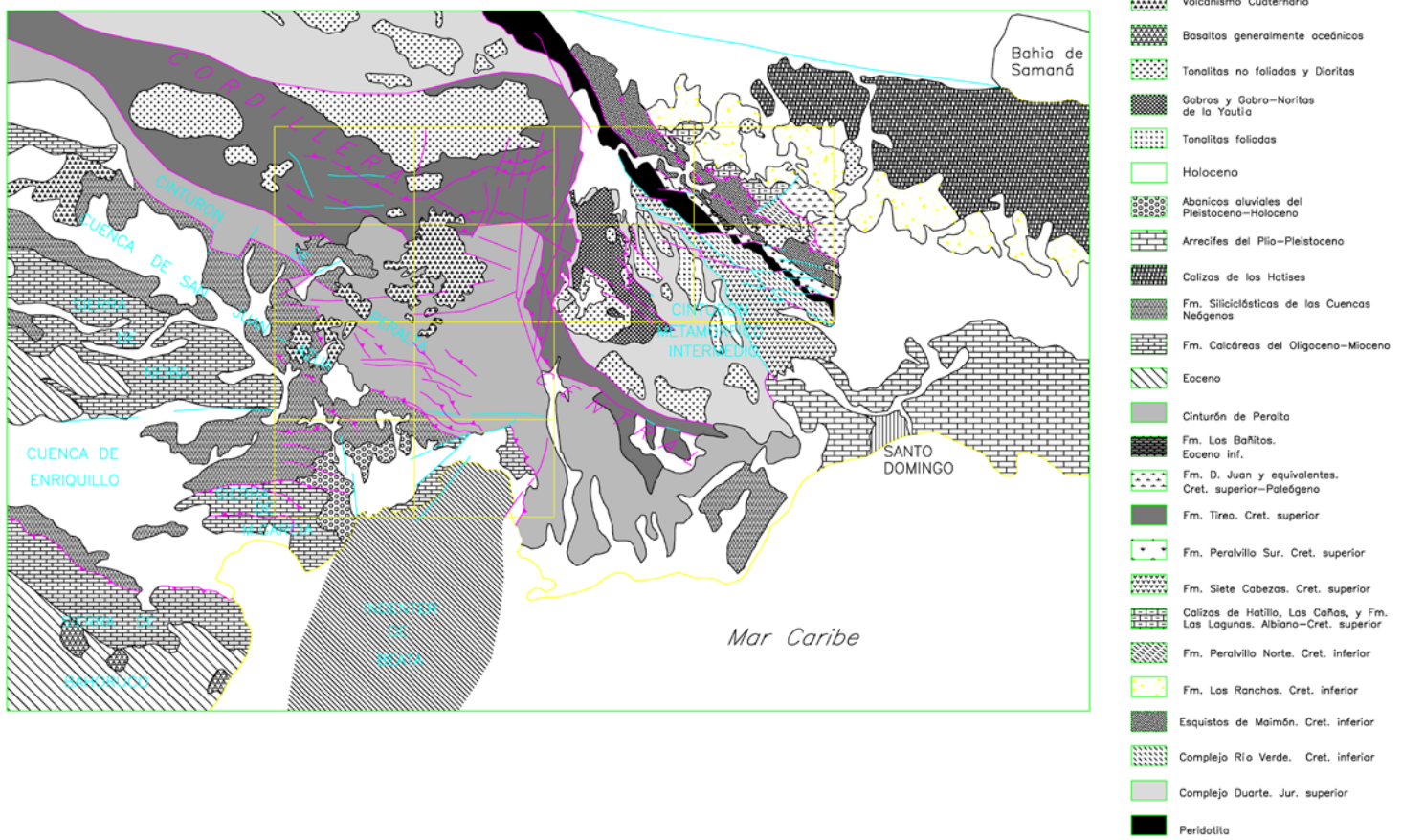


Fig. 3.2.1. Esquema geológico regional de la zona de estudio con la localización de las 12 Hojas 1:50.000 realizadas en el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana

el sector N de la Hoja. Donde mejor se ha podido comprender la estructura interna de este dominio es en esta Hoja, observándose una serie de imbricaciones o escamas y pliegues de gran radio asociados, con vergencia general hacia el S. Esta dirección gira bruscamente en el sector más oriental de este “terreno” coincidiendo con los límites occidentales de las Hojas de Bonaó y Arroyo Caña, donde adopta claramente direcciones norteadas, próximas a la N-S, y manteniéndose así también en las Hojas de San José de Ocoa y La Ciénaga. Estas pautas estructurales pueden observarse en el Esquema de la Fig. 3.2.2. que comprende las 12 Hojas, realizadas en el presente proyecto.

– Cinturón de Peralta

El cinturón de Peralta, como ya se ha comentado, ha sido descrito en la literatura como el terreno (estratigráfico) de Trois-Rivieres-Peralta: es una potente secuencia de rocas sedimentarias (localmente metasedimentarias en Haití) del Cretácico superior-Pleistoceno que con una dirección general NO-SE discurre a lo largo del flanco meridional de la Cordillera Central-Massif du Nord de La Española. Este macrodominio forma parte de la orla de cuencas tras-arco (*back-arc*) que acompaña al Gran Arco de Islas del Caribe (Mann et al 1991). En su sector suroriental, diversos trabajos de Heubeck y Dolan han subdividido la estratigrafía del cinturón en tres grandes grupos deposicionales, separados entre sí por discordancias mayores que pueden estar retocadas por fallas: Grupo Peralta (Paleoceno-Eoceno), Grupo Río Ocoa (Eoceno medio-Mioceno inferior) y Grupo Ingenio Caei (Mioceno inferior-Pleistoceno). En el ámbito de la Hoja de Constanza sólo aparece representado el Grupo Río Ocoa concretamente y de forma muy marginal por la unidad conglomerática de la Fm. Ocoa. En lo referente a la estructura interna del Grupo Río Ocoa, sus formaciones se interpretan como megasecuencias de cuenca delantera de arco depositadas sobre la parte interna del prisma acrecional, en algunos casos (como la Fm. Ocoa) con un fuerte control tectónico. De forma alternativa o adicional, Biju-Duval et al 1983, Heubeck y Mann, 1991 y Dolan et al 1991 también relacionan la deformación del Cinturón de Peralta con un corto evento de colisión oblicua y/o movimiento en dirección de la plataforma carbonatada de las Bahamas con la placa Norteamericana, el cual pudo haber inducido una componente de retrocabalgamientos en el Cinturón de Peralta. No obstante, es preciso resaltar que la cartografía de una parte del Cinturón realizada en el presente proyecto, ha permitido precisar la geometría de la deformación en el mismo, lo que implícitamente conlleva la



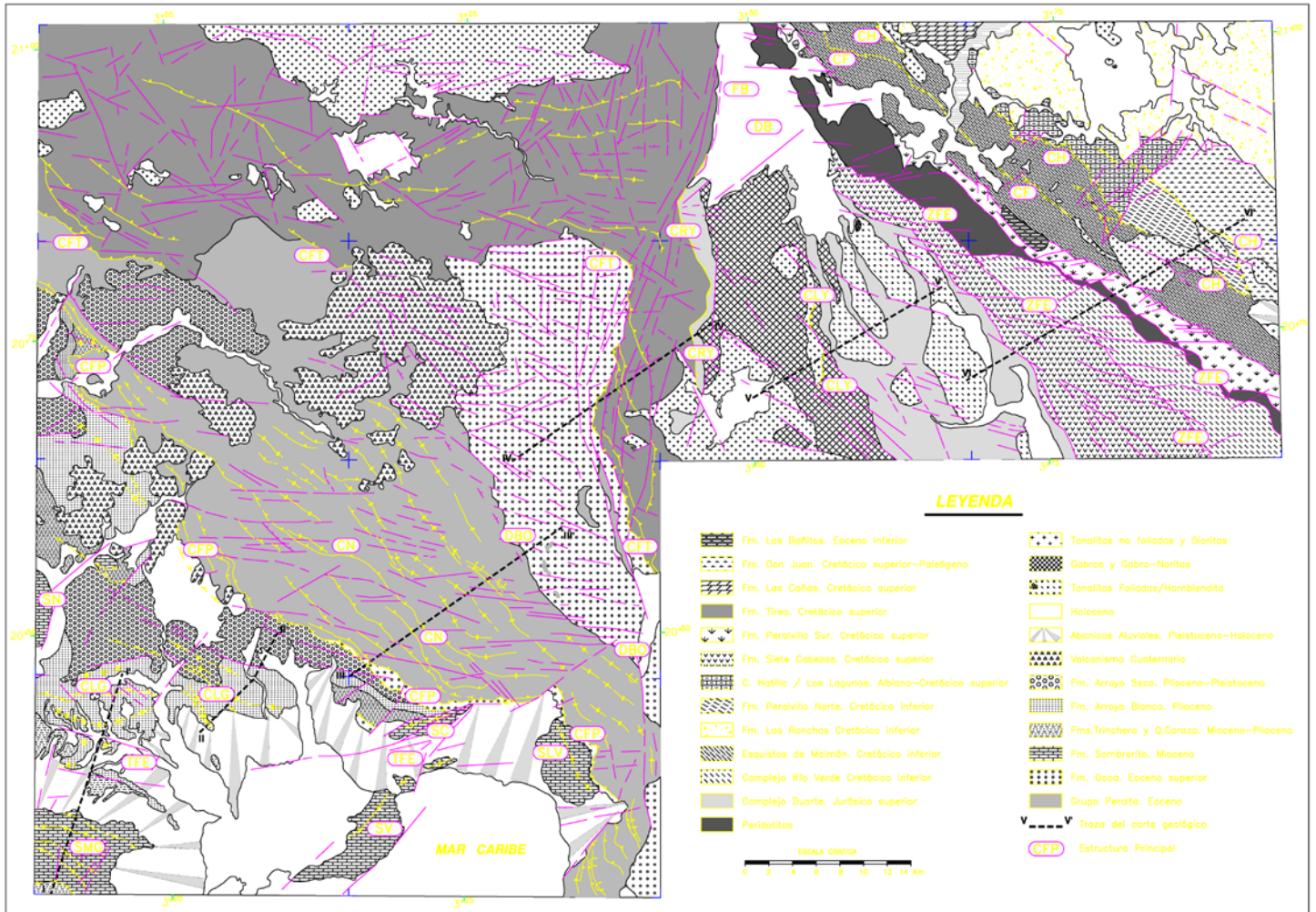


Fig. 3.2.2. Esquema tectónico de la zona comprendida por las 12 hojas 1:50.000 que integran el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Los principales elementos estructurales son, de NE a SO, los siguientes: CH, cabalgamiento de Hatillo; CF, Cabalgamiento de Fátima; ZFE, Zona de falla de La Española; ZB, Falla de Bonao; DB, Depresión de Bonao; CLY, Cabalgamiento de la Yautía; CRY, Cabalgamiento del Río Yuna; CFT, Cabalgamiento frontal de la Fm. Tiroe; DBO, Discordancia basal de la Fm. Ocoa; CN, Cabalgamiento de los Naranjos; CFP, Cabalgamiento frontal del cinturón de Peralta; SN, Sierra de Neiba; CLG, Cabalgamiento de Los Güiros; SLV, Estructura branquianticlinal de Loma Vieja; SC, Estructura branquianticlinal de Los Cacheos; SV, Estructura branquianticlinal de la Loma de la Vigía; TFE, Terminación occidental de la falla de Enriquillo, SMC, Sierra de Martín García. I-I', II-II', III-III', IV-IV', V-V' y VI-VI', son cortes parciales incluidos en los mapas geológicos de cada Hoja, a partir de los cuales se ha realizado el corte geológico regional sintético de la Fig. 3.2.3.

revisión de los modelos estructurales arriba expuestos. Esto puede observarse en la Fig. 3.2.3., que representa un corte geológico sintético de la región estudiada.

El contacto entre estos dominios se produce mediante un cabalgamiento, visible tanto en la Hoja de Gajo de Monte como en Sabana Queliz. Estos cabalgamientos han podido ser modificados, posteriormente, a fallas con movimiento en dirección. Así, el basamento cabalga sobre el Cinturón de Peralta mediante la denominada falla de San José-Restauración (Mann et al., 1991). Esta fractura en sectores más noroccidentales presenta una traza subvertical y se le suponen movimientos en dirección tardíos. A pesar de esto, hay que señalar que tanto en la Hoja de Gajo de Monte como en la de Padre Las Casas se ha observado, en la zona de Culo de Maco-Arroyo Guarico, un contacto discordante por “onlap” de las Fms. Ventura y Jura sobre la Fm. Tireo. Esto implica regionalmente que la Fm. Tireo debe ser el sustrato del Cinturón de Peralta, como así se ha expresado en el corte geológico sintético de la Fig. 3.2.3. Además de las características estructurales propias de cada macrodominio, existe una importante tectónica común a ambas, que es la tectónica de desgarres, cuya incidencia se generalizó a toda la isla a partir del Mioceno, cuando todos los elementos integrantes de la misma estuvieran soldados. A nivel regional, esta tectónica de desgarres, debió originarse con anterioridad al Mioceno, como consecuencia de la prolongada convergencia oblicua entre las principales provincias tectónicas de la zona. Estas son: la plataforma de Las Bahamas, perteneciente a la placa Norteamericana; y el Gran Arco de Islas y el *plateau* oceánico (ambos pertenecientes a la Placa Caribeña). Esta convergencia produjo a partir del Eoceno medio, la apertura del surco del Caimán en un régimen transtensivo (Mann et al 1991 a) y culminó, a partir del Mioceno superior, en un contexto transpresivo para todo el conjunto de la isla. Los últimos estudios sobre el contexto neotectónico de la isla, han determinado el movimiento relativo de la placa del Caribe hacia el Este en relación a las placas Norte y Sudamericanas (Dolan y Mann 1998). Este movimiento relativo es acomodado, en el margen septentrional de la isla por el cabalgamiento frontal de la fosa de Puerto Rico, *offshore*, y por la falla Septentrional, *onshore*, en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera y los movimientos sinestrales, en la segunda (Dolan y Mann 1998, Dolan et al 1998). Hacia el interior de la isla, este movimiento relativo queda articulado por la falla de Enriquillo-Plantain Garden (Mann et al, 1991) Esta falla, también con movimiento sinistral, tiene un desarrollo regional de más de 1200 km puesto que forma el límite meridional del surco del Caimán, atraviesa longitudinalmente Jamaica y muere en el interior de La Española. Según Dolan y Mann (1998), las fallas Septentrional y de Enriquillo-Plantain

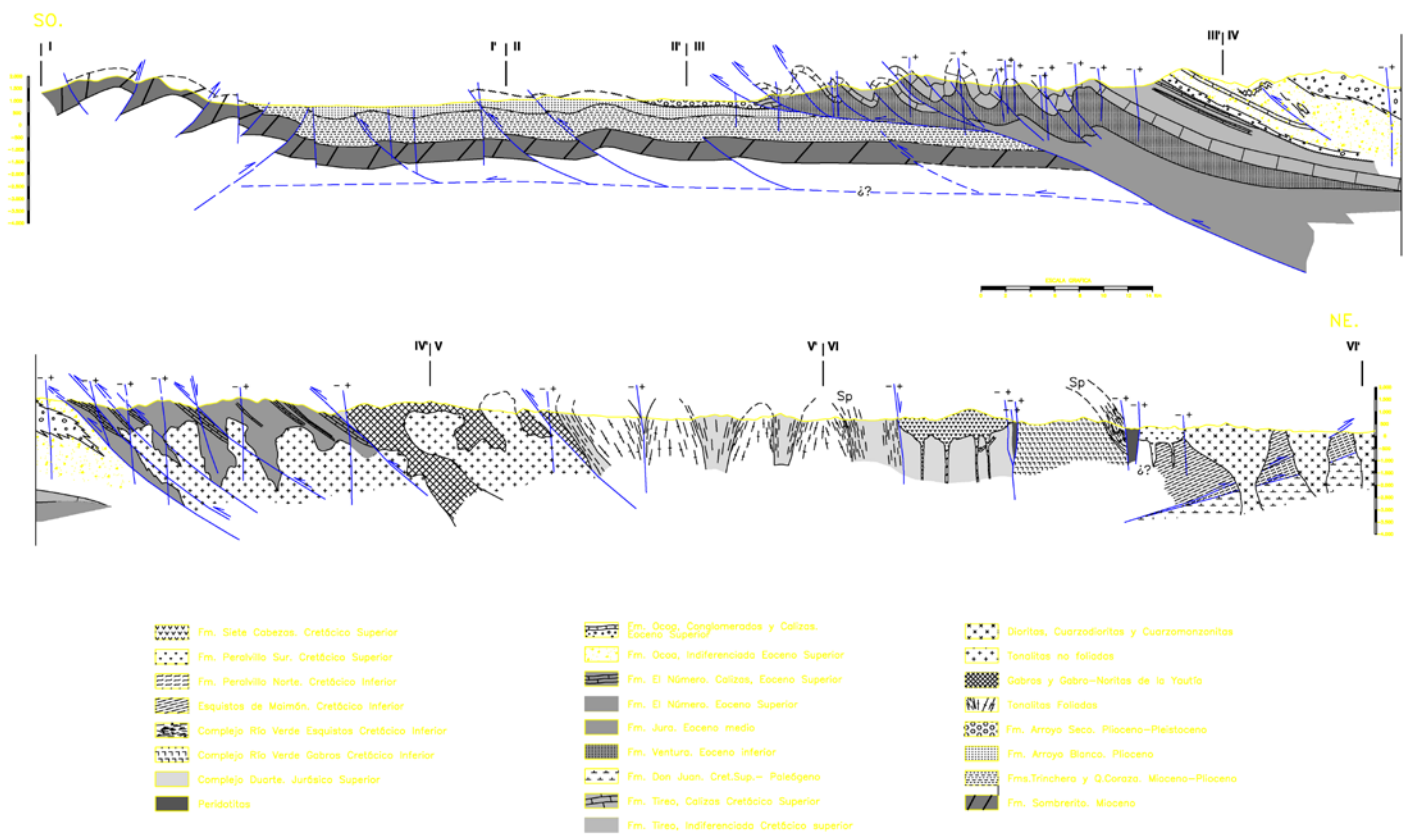


Fig. 3.2.3. Corte geológico sintético de la región realizado a partir de la composición de los cortes I-I' a VI-VI' de la figura 3.2.2.

Garden, individualizan la microplaca de Gonave que en la actualidad está en un proceso de escisión de la placa caribeña y de acreción a la placa Norteamericana por cizallamiento a favor de ambas fallas. La falla de Enriquillo tiene su terminación oriental en la zona situada al norte de la bahía de Ocoa (Hojas de Pueblo Viejo y Azua) donde produce una tectónica localizada, aparentemente sobreimpuesta a todas las demás, que controla el depósito de las formaciones cuaternarias más recientes en una banda E-O de 10 a 15 km de anchura.

Otro de los elementos estructurales más importantes a considerar en la región es el ridge de Beata (Heubeck y Mann 1991). Se trata de un promontorio alargado con forma de cuña hacia el Norte que se dispone en el centro del plateau oceánico del Caribe con una dirección NNE-SSO transversalmente a los límites meridional de La Española y septentrional de la placa Sudamericana (Mauffret y Leroy 1997). Según Heubeck y Mann (1991) y Mann et al. (1991 a), el ridge de Beata funcionó a partir del Plioceno medio como un indenter que, empujado desde el otro margen, bajo el cual subduce (Mauffret y Leroy 1997), colisionó con el sector central de La Española, “incrustándose” en una zona no del todo bien definida pero que más o menos coincide con la bahía de Ocoa. Pese a que la presencia del ridge de Beata en la zona estudio es muy localizada y se limita al offshore de la bahía de Ocoa, los efectos del indenter afectan a un amplio sector de la misma y de forma especial, al suroriental. Entre sus efectos se encuentra una intensa fracturación, de dirección subparalela a la del propio indenter que, a modo de corredor con una anchura superior a los 20 km discurre desde la citada bahía de Ocoa hasta al menos las inmediaciones de Bonao. Este corredor parece ser una importante fuente de sismicidad (Chiesa et al 1999). Asimismo, en la zona de colisión se produjo, como consecuencia del mismo proceso, la rotación horaria de las escamas frontales del Cinturón de Peralta (Heubeck y Mann 1991), como puede apreciarse en el sector nororiental de la Hoja de Azua. También se ha relacionado con este “indenter”, al volcanismo Cuaternario que aflora ampliamente al sur y suroeste de esta Hoja y que se dispone según una banda de dirección NNE-SSO de 10 a 20 km de anchura, ocupando parte de las Hojas de Yayas de Viajama, Pueblo Viejo, Padre Las Casas, Gajo de Monte, Constanza, Sabana Quéliz y San José de Ocoa. En la zona predomina el carácter calcoalcalino, con el que dieron comienzo las emisiones, si bien también existen evidencias puntuales de emisiones alcalinas, mucho más abundantes hacia el Oeste, en el ámbito del Valle de San Juan. Para algunos autores (Mann et al 1991 b) el paralelismo entre la banda de vulcanismo cuaternario y la cresta de la Beata, así como su similar edad, junto con la progresiva migración del primero hacia el Norte, implican la relación genética entre ambos. No obstante, el hecho de que el uno y el otro no estén

totalmente alineados, lleva a sugerir a los mismos autores que alternativa o adicionalmente, el volcanismo también pudo estar controlado por la terminación oriental de la falla de Enriquillo en un contexto transtensional.

Esta última hipótesis favorecería también la explicación de los magmas alcalinos, ya que los centros eruptivos de esta afinidad (alcalina) parecen alinearse con estructuras de tendencia E-O subparalelas a la Cuenca de San Juan-Azua.

Según se ha explicado con anterioridad, la evolución tectónica de la región comienza en el Eoceno, después de que todos los terrenos de arco isla que forman la Cordillera Central y el resto de territorios septentrionales de la isla hubieran sido amalgamados al gran Arco de Islas del Caribe. La ausencia de afloramientos previos al Cretácico superior en la región impone serias restricciones al conocimiento de la evolución anterior a él. Por ello cualquier intento de establecer la estructura interna de los materiales del Jurásico superior-Cretácico inferior y su compleja evolución estructural debe efectuarse en base al conocimiento de regiones próximas. Por ello, en caso de interés se sugiere la consulta de las memorias de las Hojas 1:50.000 contiguas de Bonao, Hatillo, Villa Altagracia y Arroyo Caña, integradas en el presente Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana (SYSMIN).

### **3.3. Estructuras de los macrodominios y de las tectónicas más recientes**

Con vistas a sistematizar la descripción estructural de la región, se trata a continuación de forma individualizada la estructura interna de cada uno de los dos macrodominios señalados con anterioridad. Por ello, se incidirá en la tectónica generalizada más reciente (tectónica de desgarres del Mioceno superior-actualidad), así como en otros fenómenos más localizados (tectónica relacionada con la indentación de la cresta de la Beata y con la terminación oriental de la falla de Enriquillo).

#### **3.3.1. Estructura del basamento**

En la región estudiada, el basamento está constituido por la Fm. Tireo, que aunque se trata de una formación bastante bien conocida, desde el punto de vista litológico, son muy escasas y locales las referencias a su estructura interna, para lo cual se ha utilizado el trabajo de síntesis de Lewis et al (1.991).

La estructura de la Fm. Tireo está definida por una serie de cabalgamientos que delimitan escamas o imbricaciones internas y por un plegamiento genéticamente relacionado con el desarrollo de éstas. En esta Hoja se han identificado tres cabalgamientos que recorren la Hoja con tendencia general aproximada E-O y vergencia al sur. La prolongación de estas estructuras dentro de la Hoja de Gajo de Monte resulta problemática, si bien, se observa un giro generalizado de las mismas hasta tomar direcciones NO-SE que son las que presenta el cabalgamiento frontal y otros sendos cabalgamientos que afloran en el sector SO de Gajo de Monte. En las Hojas de San José de Ocoa y Sabana Quéliz se han identificado, por encima del cabalgamiento frontal (falla de San José-Restauración), hasta cuatro de estos cabalgamientos que individualizan un mínimo de cinco escamas. Por tanto, se podrían estimar un mínimo de ocho escamas principales, si bien, no se descarta que futuros reconocimientos de campo revelen una estructura aún más compleja.

Como se ha comentado anteriormente, la dirección general E-O de los cabalgamientos en la Hoja de Constanza, sufre un brusco giro, pasando a ser de N-S a NNO-SSE en los sectores más orientales y meridionales (Hojas de Bonao, Arroyo Caña, Sabana Quéliz y San José de Ocoa).

El cabalgamiento más septentrional sigue el curso del Arroyo Masipedrito a lo largo de varios kilómetros y penetra dentro de la Hoja de Bonao con una orientación ENE-OSO, apenas unos 2 km, ya que sufre un brusco giro al chocar con una fractura N-S de más de 10-12 km. de recorrido. Los materiales que aparecen tanto en el bloque cabalgante como en el cabalgado en esta zona, son términos volcánicos y volcanoclásticos, algunos de ellos bien estratificados. No llegándose a observar ni las lutitas ni las calizas intercaladas entre la serie de Tireo.

Hacia el O de Masipedrito (en la zona de Las Nueces) este cabalgamiento está retocado por una fractura NNE-SSO, que lo desplaza ligeramente hacia el norte y continua unos 3 km. con orientación E-O, hasta perderse en la zona de contacto del Batolito de El Río, si bien no se descarta, que al menos una parte de este contacto pueda corresponder a este cabalgamiento.

A apenas unos 3 km. al sur del anterior aparece el cabalgamiento de Arroyo Bonito, también con tendencia general E-O y vergencia al sur. En la zona al sur de Las Nueces

(Firme El Alto de la Cumbre) sufre un giro y se dirige hacia el OSO durante unos 13 km., hasta la zona de Río Grande al sur de la Cuenca de Constanza.

En la zona de confluencia de Río Tireo y Río Blanco aparece el denominado “anticlinal de Río Blanco” con orientación E-O y fallado en su flanco norte. En esta ladera, al norte de Río Blanco (La Ceiba), se observa una serie de facetas triangulares que marcan la traza E-O de estas fracturas.

En el sector SO, en la zona de cabecera de Río Blanco, se ha cartografiado otro cabalgamiento que muestra una orientación general E-O, con vergencia al sur. En este cabalgamiento se ponen en contacto las tobas vítreas y rocas volcanoclásticas de la Fm. Tireo (6), con unas barras de calizas y jaspes de Manganeso también pertenecientes a la Fm. Tireo pero situadas estratigráficamente más altas. Este cabalgamiento se ha observado en diferentes puntos (El Higo, El Candongo, El Mechesito, Río Blanco y Loma del Macho). En esta zona de la loma del Macho, este cabalgamiento es interrumpido por los depósitos del deslizamiento de Montes Llanos y además la Falla de La Guajaca-Río Grande (de orientación N 120-140° E) lo trastoca hasta volver a aparecer en la zona de El Convento.

Las trazas de estos cabalgamientos y ejes de plegamiento principales muestran un predominio en las orientaciones E-O, coincidente con la red de fracturación del Batolito de El Río (Fig. 3.3.1.)

En la Fig. 3.3.2. se han representado las estructuras aflorantes en el sector NE de la Hoja, observándose un predominio en las orientaciones norteadas, entre N 30° E y N 30° O. Estas fracturas se prolongan hacia el E y NE dentro de las Hojas de Bonao y Jarabacoa, y parecen relacionarse con la influencia de la indentación de la Cresta de la Beata. Son fracturas rectilíneas de largo recorrido, bastante tardías, y que condicionan la red de drenaje del sector.

Por último, en la Fig. 3.3.3. se ha representado la red de fracturación de los sectores central y meridional de la Hoja, observándose una mayor dispersión en las medidas, ya que aunque muchas de ellas tienen orientaciones entre N 65° y N 90° E, existen también un buen número de medidas con orientaciones NE-SO y NO-SE, más comunes en el sector NE, pero también presentes en estos otros dominios.

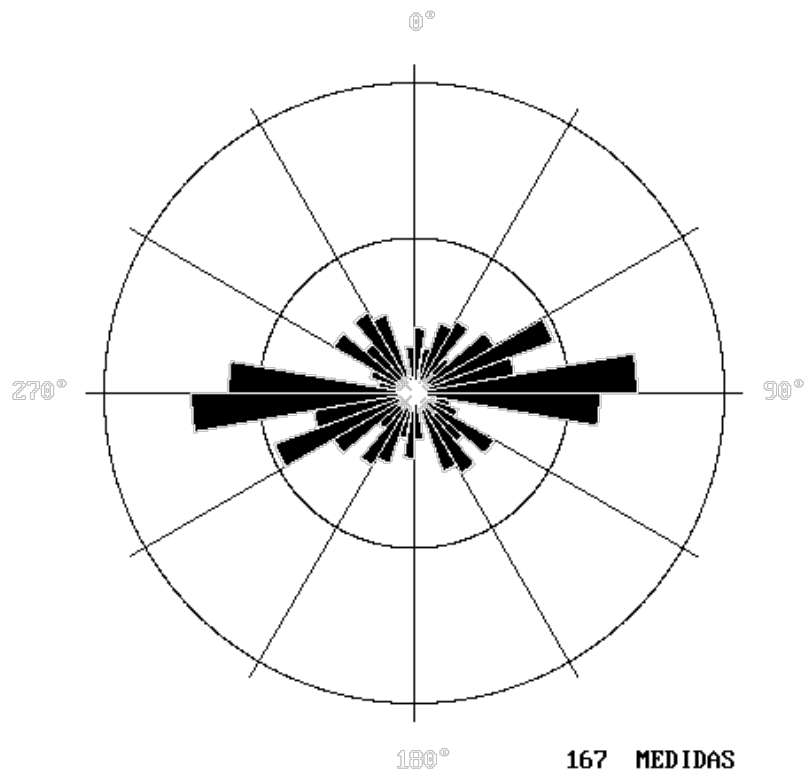


Fig. 3.3.1.- Diagrama de fracturación en el ámbito del Batolito de EL RÍO.



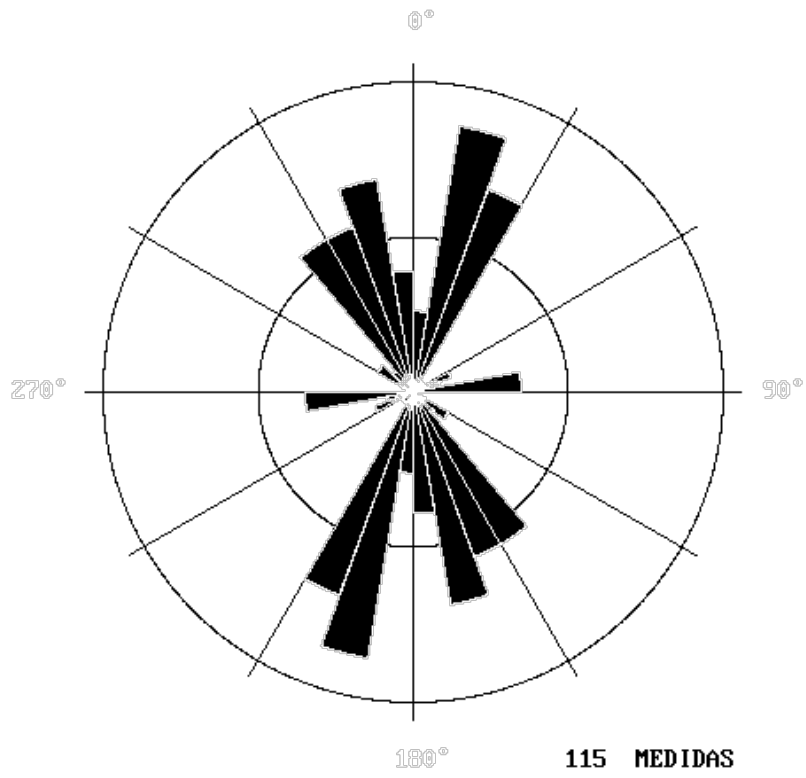


Fig. 3.3.2.- Diagrama de fracturación del sector NE.

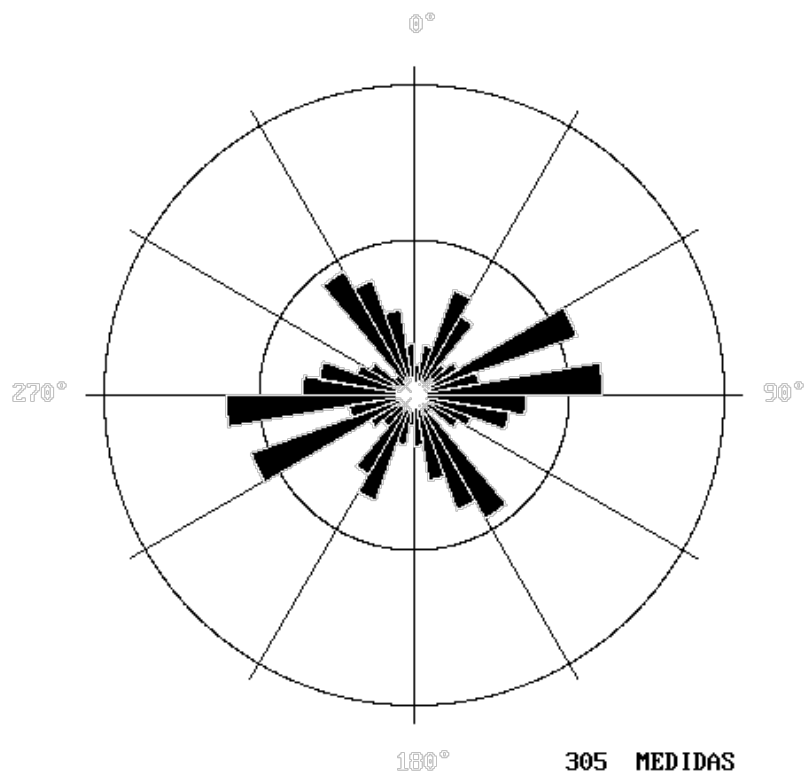


Fig.3.3.3.- Diagrama de fracturación del sector central y meridional de la hoja.

La traza de los cabalgamientos es relativamente rectilínea, denotando buzamientos altos, generalmente superiores a los 45°, siempre hacia el Este o el Norte consecuentemente con sus vergencias generalizadas en sentido opuesto. Las geometrías más probables parecen corresponder, a rampas de bloques de techo (o bloques cabalgantes) sobre rellanos de bloques de muro (o bloques cabalgados). Esta conclusión deriva de dos observaciones. Una, es la presencia de niveles muy continuos de calizas en el bloque de muro inmediatamente debajo y subparalelos a los planos de cabalgamiento; la otra es que los buzamientos de la estratificación en los bloques de techo suelen ser algo menores que el de los planos de cabalgamiento. Esta geometría implica desplazamientos entre escamas relativamente altos que en ningún caso se podrían cuantificar en un corte compensado al no haber niveles de referencia concretos. En conjunto, la disposición de las escamas parece corresponder a la de un abanico imbricado, con buzamiento monoclinal hacia el Este o el Norte, en el cual las escamas estructuralmente más altas parecen tener buzamientos progresivamente mayores. Esto último conlleva ciertas implicaciones genéticas ya que sugiere un modelo de emplazamiento de las mismas “normal” o hacia el antepaís.

En relación al plegamiento, que es singenético al desarrollo de los cabalgamientos, la geometría de “rampa de bloque de techo” sobre “rellano de bloque de muro”, apunta preferentemente a pliegues de “acomodación” (fold bend folds, en terminología anglosajona), los cuales reproducen la morfología de la lámina cabalgada conforme van pasando por encima de ella. Estos pliegues son más comunes en configuraciones litológicas del tipo “multicapa” en las que no hay una superficie de despegue bien definida, tal y como ocurre en la Fm. Tireo.

Los planos de los cabalgamientos son difíciles de observar a escala de afloramiento y cuando así ocurre lo normal es que tengan sobreimpuestos los efectos de una tectónica posterior, que borran o enmascaran las deformaciones derivadas de la tectónica de cabalgamientos. No obstante, en observaciones realizadas a lo largo de la carretera de La Cucarita a Arroyo Cano (Hoja de Gajo de Monte) y en otras realizadas en las Hojas de Sabana Quéliz y de San José de Ocoa se han podido deducir que la deformación asociada a los cabalgamientos, al menos al nivel estructural visto es de tipo esencialmente frágil y suele estar acompañada por el desarrollo en bandas de una roca o harina de falla que generalmente consiste en una cataclastita foliada. Estas bandas, de espesor decimétrico a métrico, son especialmente frecuentes en los tramos contiguos al plano de cabalgamiento, aunque aparentemente tienen mayor desarrollo en el bloque cabalgante que en el

cabalgado. Así se observa en el arroyo Copey (Hoja de Sabana Quéliz), donde la zona de deformación asociada al bloque cabalgante disminuye progresivamente hacia techo, alcanzando un espesor total superior a los 60 m. Allí, el estudio de las láminas delgadas de las rocas de falla, en este caso derivadas de la trituración de la serie volcanoclástica de la Fm. Tireo, muestran el desarrollo de un metamorfismo dinamotérmico incipiente, de grado bajo a muy bajo, correspondiente a facies de los subesquistos verdes. En esta Hoja no se han observado indicios de este dinamometamorfismo, sin embargo en las proximidades de Los Quemados (Hoja de Bonaó) relacionado con el cabalgamiento del Complejo Duarte sobre la Fm. Tireo, se ha observado el desarrollo de esquistosidad e incluso granates.

La Fm. Tireo se pone en contacto con el cinturón de Peralta mediante un cabalgamiento frontal cuyo plano es ligeramente más tendido ( $<45^\circ$ ) que el de los cabalgamientos suprayacentes. Esta estructura tiene una notable continuidad en toda la zona de estudio aunque está localmente interrumpida y desplazada por las numerosas fallas de dirección OSO/ENE a ONO/ESE relacionadas con la posterior tectónica de desgarres del Mioceno superior-actualidad. Como ya se ha señalado, una excepción a esta continuidad se da en las Hojas de Padre Las Casas y Gajo de Monte donde la traza del cabalgamiento se pierde en superficie y el contacto entre el basamento y su cobertera se resuelve por medio de una discordancia de las Fm Ventura y Jura sobre la Fm. Tireo. En este caso es posible que la traza del cabalgamiento haya sido desplazada en profundidad, y su movimiento transferido hacia las posiciones occidentales más adelantadas, mediante una falla transversal (*tear fault*) cuyo reflejo en superficie no está bien definido. Aunque dicha discordancia confirma que la Fm. Tireo es, al menos parcialmente, el basamento del Cinturón de Peralta, se desconocen, tanto su posible existencia bajo la Cuenca de Azua-San Juan, como su relación con los afloramientos de rocas basálticas y volcanoclásticas de edad Cretácico superior-Eoceno, que ocupan el núcleo de la Sierra de Neiba (Mann et al 1991b).

Ascendiendo estructuralmente, la Fm. Tireo, y sus imbricaciones internas están delimitadas por el cabalgamiento del Río Yuna. Este cabalgamiento, con una dirección subparalela a los infrayacentes, superpone el Complejo Duarte a la Fm. Tireo, en los sectores más orientales de este dominio, dentro de las Hojas de Bonaó y Arroyo Caña. Se caracteriza por ser de tipo dúctil, y a él se asocian una hidratación y una intensa deformación retrógrada que da lugar a la génesis de fábricas miloníticas y filoníticas dispuestas en una banda subparalela adyacente al plano de cabalgamiento, de espesor superior a 100 m. Aunque la relación de este cabalgamiento con las imbricaciones internas

de la Fm. Tireo no está todavía establecida, en el presente trabajo se sugiere que bien podrían representar una de las primeras, y por tanto más internas y profundas, imbricaciones del basamento dentro de la secuencia de propagación “normal” o hacia el antepaís. Esta interpretación estaría de acuerdo con el contraste en el estilo de la deformación entre los primeros cabalgamientos, más internos y profundos, de tipo dúctil, y los últimos, desarrollados en la formación Tireo, más externos y someros, de tipo frágil.

El aludido cambio brusco de directrices de los cabalgamientos internos de la Fm. Tireo, próximo a 90°, afecta también al cabalgamiento frontal y podría asimilarse al giro que sufre una lámina cabalgante al adaptarse a una rampa lateral. En este caso, el cabalgamiento frontal avanzaría hacia el Suroeste con la dirección regional NO-SE a E-O y al llegar a la “esquina” localizada en el sector nororiental de la Hoja de Sabana Quéliz, giraría 90 grados (y con él, los cabalgamientos suprayacentes), para adaptarse a la morfología de una rampa lateral, de dirección N-S, existente en el bloque cabalgado. Este mismo modelo serviría para explicar, en las Hojas de Bonaó, Sabana Quéliz y San José de Ocoa, la presencia de al menos dos fallas normales sobreimpuestas parcialmente a las trazas de los cabalgamientos; estas serían “*drop faults*”, es decir fallas normales generadas exclusivamente en el bloque cabalgante para acomodar el exceso de espacio producido en el giro.

La edad de las estructuras descritas queda acotada inferiormente por la asignación al Cretácico superior de los materiales de la Fm. Tireo a los que afecta; es decir, todas las estructuras son post-cretácicas. Por otra parte, el cabalgamiento frontal, en los sectores más surorientales cobija los materiales de la Fm. Ocoa y por tanto su edad es, como mínimo, Oligoceno basal, aunque esta edad podría ser más moderna si los conglomerados atribuidos a la Fm Ocoa correspondieran a la Fm. El Limonal de Heubeck (1988), del Oligoceno.

Aplicando el modelo de propagación de la deformación “normal” o “hacia el antepaís” que hasta ahora se viene considerando, lo más probable es que las primeras imbricaciones en el basamento comenzaran hacia el Eoceno superior (o ligeramente antes), coincidiendo con la irrupción de la Fm Ocoa en la cuenca frontal de marcado carácter tectosedimentario (Cinturón de Peralta) y cuyo depósito implica un fuerte levantamiento de la zona axial de la Cordillera Central. El resto de los cabalgamientos se habrían formado a lo largo del Oligoceno, conforme la deformación se propagaba hacia el antepaís, hasta que en el Mioceno inferior todo el conjunto del basamento llegó a superponerse al cinturón de Peralta

mediante el cabalgamiento frontal. Algunos autores (Dolan et al 1991) señalan un funcionamiento simultáneo o posterior del contacto entre el basamento y el Cinturón de Peralta como falla con movimiento en dirección dextral (Heubeck y Mann, 1.991), circunstancia no comprobada en el presente trabajo.

### 3.3.2. Estructura del Cinturón de Peralta

La estructura del cinturón de Peralta ha sido objeto de diversos estudios cuyos aspectos más significativos han sido resumidos por Dolan et al (1991). Anteriormente, destacan las primeras cartografías de Wallace (1945), así como los estudios bioestratigráficos y el primer corte sintético de la zona realizados por Bourgois (1979), así como la interpretación de Biju Duval et al (1983), en la que a partir de datos estratigráficos y estructurales de superficie y de su correlación con la fosa de los Muertos, interpretan la región como parte integrante de un prisma acrecional con vergencia al Sur. Posteriormente, las tesis doctorales de Mann (1983), Dolan (1988) y Heubeck (1988), establecieron las características estructurales y estratigráficas básicas del Cinturón de Peralta y sentaron las bases para estudios posteriores más detallados, tales como los de Dolan et al (1991) y Heubeck y Mann (1991). Estos últimos trabajos y otros colaterales como los de Heubeck et al (1991) y Witschard y Dolan (1990) son los que han servido de punto de partida para el desarrollo del presente apartado sin olvidar las aportaciones de Mercier de Lepinay (1987).

Uno de los aspectos más destacados del trabajo de Dolan et al (1991) es la distinción de dos tipos de estructuras dentro del cinturón de Peralta. Unas corresponden a fallas inversas y cabalgamientos que sólo parecen afectar a la Fm. Ventura y, en todo caso, la Fm. Jura y, por tanto tendrían una edad eocena. Según dichos autores estas fallas se concentran en bandas o tramos de espesores variables, que pueden alcanzar hasta los 1800 m de potencia, los cuales se caracterizan por una intensa distorsión de la estratificación (*stratal disruption*) en forma de pliegues isoclinales de tipo dúctil, *boudinage*, cizallamiento, ..etc, a los que acompaña el desarrollo de fábricas localmente penetrativas. Esta distorsión se supone producida en un estado de prelitificación simultánea e inmediatamente posterior al depósito de las formaciones mencionadas. El otro tipo de estructuras descrito por dichos autores, son fallas inversas y cabalgamientos de tipo frágil y un plegamiento asociado, que parecen afectar a todo el paquete sedimentario del Cinturón, excepción hecha del grupo Ingenio Caei, por lo que se las enmarcan en el Mioceno inferior.

Basándose en esta distinción, Dolan et al (1991) y Heubeck y Mann (1991), proponen dos fases principales de deformación. La primera tendría lugar durante el Eoceno superior y a ella correspondería la “distorsión” estratigráfica sinsedimentaria del Grupo Peralta, sobre todo su parte baja. Esta fase se relaciona, bien con un régimen transpresivo asociado a los primeros movimientos en dirección, sinestrales, a lo largo del límite entre las placas norteamericana y caribeña, o bien a un corto periodo de convergencia oblicua causada por la colisión con la plataforma de las Bahamas; la cual repercutía en el cinturón en forma de retrocabalgamientos. En cualquiera de los casos, el Cinturón de Peralta se interpreta como un prisma acrecional adyacente a la Cordillera Central, correlacionable con la fosa de los Muertos, en cuya parte interna se depositaría la Fm. Ocoa. La segunda fase en realidad sería una prolongación de la anterior y derivaría de la continuada convergencia con el sector meridional de la isla que acabaría produciendo la subducción, sin magmatismo asociado, o *underthrusting* del plateau oceánico del Caribe bajo la Cordillera Central y el resto de los terrenos del arco de islas. Esta fase se sitúa en el Mioceno inferior y sería la responsable de la deformación de todo el Cinturón mediante cabalgamientos, fallas y pliegues asociados de tipo frágil.

La cartografía del Cinturón de Peralta en las Hojas que constituyen este proyecto aporta datos que, si bien en el contexto general son coincidentes en gran medida con los anteriores, en el detalle difieren sustancialmente de ellos. Esto concierne especialmente a la importancia atribuida por Dolan et al (1991), Heubeck et al (1991) y Witschard y Dolan (1990) a la deformación sinsedimentaria o *stratal disruption* descrita anteriormente, cuya presencia se considera, según la nueva cartografía, de menor entidad o incluso prácticamente inexistente en la mayor parte de la zona estudiada. Esta circunstancia simplifica notablemente el estudio y la interpretación de la región, que en este trabajo se contempla desde la perspectiva de un clásico cinturón de pliegues y cabalgamientos.

### 3.3.2.1. La estructura del Grupo Peralta

El desarrollo de cabalgamientos y pliegues asociados que caracteriza la estructura del Cinturón de Peralta, se concentra esencialmente en sus niveles estratigráficos inferiores, correspondientes al Grupo Peralta. Aquellos poseen una dirección regional general NO-SE, que se ve modificada en el sector nororiental de la Hoja de Azua por un notable arqueamiento a través del cual adquieren dirección próxima a N-S en el ámbito de la sierra de El Número. Regionalmente, dentro del propio Grupo Peralta, la distribución de dichas

estructuras no es uniforme sino que sigue una marcada zonación desde los niveles estructuralmente inferiores, situados al SO, en los que predominan los cabalgamientos, pasando por los niveles estructuralmente intermedios, con predominio de los pliegues, hasta llegar, más al NE, a los niveles estructuralmente más altos, en los que el estilo estructural es el de una serie monoclinas con buzamiento general al NE, que también caracteriza a la suprayacente Fm. Ocoa. Esta zonación, que conlleva un distinto grado de erosión para cada uno de los niveles, mayor cuanto más bajos, se interpreta como la expresión en superficie de la estructura profunda del Cinturón y ha servido para la elaboración del corte regional y de los cortes que acompañan a cada una de las Hojas. En la Hoja de Constanza, este cinturón está muy escasamente representado, siendo en las Hojas del sur (Padre Las Casas; Yayas de Viajama y San José de Ocoa) donde mejor puede establecerse su estructura interna.

### 3.3.2.2. Relación tectónica-sedimentación y edad de la deformación en el Cinturón de Peralta

De acuerdo con los datos señalados en el capítulo anterior, así como en los epígrafes precedentes, la deformación de tipo “*stratal disruption*” que aparentemente afectó a las formaciones del Grupo Peralta en el Eoceno superior, inmediatamente después de su depósito y en un estado de prelitificación, se ha de tomar con reservas. En los afloramientos de las formaciones Jura y El Número existentes en las Hojas situadas al Sur de ésta, no se ha identificado ningún tipo de “distorsión de estratos”, en el sentido descrito por Dolan et al (1991) y Heubeck y Mann (1991). Solamente la parte basal de la Fm Ventura pudiera tener una deformación de este tipo, cuya interpretación, no obstante, hay que tomar con precaución puesto que también podría estar relacionada con la superficie basal de despegue del cinturón de Peralta. En todo caso, esta deformación sería coincidente con la deformación sinsedimentaria de la Fm Ocoa descrita anteriormente. Por otra parte, estas observaciones cuestionan el funcionamiento del Cinturón de Peralta como un prisma acrecional durante el periodo mencionado.

El avance del Cinturón de Peralta hacia el SO ha condicionado la estructura de la cuenca de Azua-San Juan desde al menos, el Mioceno medio, y su cabalgamiento frontal cobija todas las formaciones de la cuenca, incluyendo a la Fm. Arroyo Seco atribuida al Plioceno-Pleistoceno.

Consecuentemente, la deformación en el Cinturón de Peralta comprende un amplio intervalo temporal desde los primeros signos de inestabilidad tectónica, que se ponen de manifiesto en el Eoceno superior por la entrada en la cuenca de las megaturbiditas de la Fm El Número, hasta su emplazamiento final sobre el margen septentrional de la cuenca de Azua en el Pleistoceno. En este intervalo, el depósito, en buena parte caótico, de la Fm Ocoa en un surco turbidítico fuertemente subsidente, marca la implantación de un frente activo, como es el levantamiento y aproximación del basamento (Fm Tíreo) hacia el SO. El cierre del surco por el cabalgamiento frontal del basamento parece que tuvo lugar en el Mioceno inferior y a partir de ese momento hasta el Pleistoceno, se produjo el desarrollo interno del cinturón de pliegues y cabalgamientos, todo ello según un proceso de evolución “normal” o hacia el antepaís.

### 3.3.2.3. Estructura relacionada con la indentación de la cresta de la Beata.

La cresta de la Beata (Heubeck y Mann 1991), es un promontorio alargado con forma de cuña hacia el Norte que se dispone en el centro de la meseta oceánica del Caribe con una dirección NNE-SSO transversalmente a los límites meridional de la isla de La Española y septentrional de la placa Sudamericana (Mauffret y Leroy 1997). Según Heubeck y Mann (1991) y Mann et al. (1991 b), la Cresta de la Beata funcionó a partir del Plioceno medio como una indentación de unos 50 km de ancho que, empujado desde el otro margen, colisionó con el sector central de La Española en sentido SSO-NNE, “incrustándose” en una zona no del todo bien definida pero que más o menos coincide con la bahía de Ocoa. Previamente y en contraste con esta interpretación, la Cresta de la Beata se había considerado como un desgarre o falla transformante dextral que acomodaba el movimiento relativo entre un área caracterizada por un acortamiento cortical en sentido NE-SO, la Cordillera Central, y otra caracterizada por una subducción (*underthrusting*) a lo largo de la fosa de los Muertos (Matthews and Holcomb 1976, Ladd et al 1981 y Biju Duval et al 1983).

Como ya describieran Heubeck y Mann (1991) y Mann et al (1991), los efectos más evidentes de la colisión de la indentación tienen que ver con las estructuras arqueadas que caracterizan el entorno de la Bahía de Ocoa. Éstas se refieren tanto al arco de estructuras anticlinales de la Fm Sombrero que orlan la Bahía, como al propio giro de más de 90° que en sentido horario realizan las estructuras del extremo SE del cinturón de Peralta. Ambas estructuras se desarrollaron simultáneamente, como consecuencia de la penetración de la indentación hacia el NNE y produjeron al mismo tiempo el cierre completo de la cuenca de



Azua por el Este.

Como ya se mencionó anteriormente, una de las consecuencias principales de la indentación de la Cresta de la Beata fue el cierre por el Este de la cuenca de Azua, de tal forma que al Norte de la Bahía de Ocoa el cinturón de Peralta cabalga directamente sobre las sierras anticlinales de Los Cacheos y Loma Vieja, configurando una “zona triangular” (en sentido amplio) prácticamente cerrada. Hay varias evidencias que permiten suponer que este cierre se produjo durante el relleno de la cuenca, no estrictamente en sus estadios finales como proponen Mann et al (1991b), y simultáneamente al emplazamiento del cinturón de Peralta sobre ella:

- El frente de la indentación coincide con la posición de la rampa lateral u oblicua descrita en párrafos precedentes, hacia la cual se acuñan o enraízan los cabalgamientos de la “lámina frontal” del cinturón de Peralta. Esta coincidencia permite suponer que la posición de la rampa estuvo condicionada por el avance de la indentación en sentido opuesto, y que el giro de las estructuras del extremo SE del cinturón fue, al menos en parte, una adaptación durante su avance, a la oposición efectuada por el mismo. Los pliegues y cabalgamientos de la Sierra del Número y las sierras situadas al norte de éstas, son continuación de la “zona de pliegues” que caracteriza la franja central del cinturón. En estas sierras, la lámina frontal sólo está representada por la pequeña escama que transporta Fm Ocoa a techo

Los efectos de la indentación de la cresta de la Beata rebasan ampliamente el ámbito de la Bahía de Ocoa. Mann et al (1991 b) asocian el vulcanismo cuaternario de la región a este proceso, aunque esta asociación se hace con reservas puesto que el citado vulcanismo no se encuentra estrictamente alineado con la zona de influencia de la indentación sino que tiene un desplazamiento de 20 a 40 km al Este respecto de ella. No obstante, la distribución de este vulcanismo según una banda alargada subparalela a la dirección de la indentación, y su edad, en apariencia más moderna cuanto más al norte, pueden ser sugerentes de esta idea.

Unos kilómetros al norte de la Bahía de Ocoa, en un sector compartido por las Hojas de San José de Ocoa, Arroyo Caña, Bonao y Constanza, la cartografía revela una cierta densidad de fallas de dirección submeridiana que se concentran en una banda de anchura kilométrica coincidente con la zona de influencia la cresta de la Beata. Las fallas tienen gran

continuidad lateral, con longitudes que superan los 20km, y un espaciado de 1 a 2 km. El plano de una de estas fallas se ha podido observar con detalle en el cauce del río Nizao cerca del puente de Las Avispas (próximo al límite meridional de la Hoja de Arroyo Caña). Este consiste en una serie de bandas anastomosadas de orden métrico a decimétrico en las que se desarrolla una cataclasita foliada producto de un intenso cizallamiento en condiciones frágiles. El estudio de criterios cinemáticos asociados a las rocas de falla, indican un sentido de movimiento de normal-dextral a dextral-normal con valores de *pitch* de 70° a 10 ° hacia el SSE, sobre planos con direcciones N140-160 y buzamientos 70°-80°E. Este sentido de movimiento es consecuente con el desplazamiento cartográfico observado en la mayoría de las fallas. En los sectores más septentrionales, una de estas fallas reactiva el cabalgamiento de la Fm Duarte sobre la Fm Tireo como falla normal, omite la primera de estas formaciones y conforma el límite occidental de la depresión de Bonao. Recientemente esta banda se ha señalado como una fuente de movimientos sísmicos (Chiesa 1999).

En la cuenca de Constanza se han observado una serie de fracturas conjugadas de orientación N 60° E y N 150° E que delimitan y compartimentan la depresión, en muchos casos se observan una serie de facetas triangulares alineadas que marcan la traza y además, aparecen depósitos de ladera y abanicos aluviales, cuyas cabeceras también se alinean, marcando esta red de fracturación.

Mención aparte merece la falla de la Loma de La Guajaca-Río Grande (N 120° E) que desplaza el tercer cabalgamiento (citado) y también afecta al núcleo de la estructura anticlinal de Las Lutitas de El Convento, parece corresponder a un desgarre. En otras cuencas sedimentarias cuaternarias también se observan que corresponden con fracturas como por ejemplo en la zona de Tireo-Cruz de Cuaba, Suriel, y La Descubierta

## **4. GEOMORFOLOGÍA**

### **4.1. Descripción fisiográfica**

La Hoja de Constanza (6072-I) está localizada en su totalidad en plena Cordillera Central, más concretamente en el llamado Macizo Central, y constituye una de la Hojas con cotas más elevadas de la isla. Gran parte de la superficie de la Hoja alcanza altitudes entre 1000 y 2000 m.

Orográficamente, salvo el área del valle de Constanza, al O de la Hoja, y algún otro pequeño valle, el territorio de la misma presenta un relieve abrupto, de fuertes pendientes, en donde más del 70% de la superficie supera pendientes del 30%. El punto más elevado, la Loma del Macho, se encuentra justo en el límite sur de la Hoja, con 2330 m. de altitud; también en esta zona se encuentran otros picos elevados como la Loma La Montiada (2113 m.) o las lomas de Arroyo Yaya, El Pichón, Cuchilla del Montazo, etc.

En todo el área Central y Este de la Hoja se suceden una serie de alineaciones de cumbres que alternan con fondos de valle muy encajados, de direcciones E-O; estas direcciones reflejan las direcciones de las grandes estructuras como cabalgamientos, anticlinales, etc. las líneas de cumbres presentan altitudes en torno a los 1600-1700 m. como el Firme de La Ceiba. Picos destacados de estas líneas de cumbres son p.e. la Loma Grande, con 1790 m. o la Loma La Calentura, con 1700 m. Hacia el norte las alturas máximas descienden un poco, destacándose la Loma Alto del Aguacate con 1263 m. En el ángulo NO dos elevaciones significativas son El Alto de la Bandera (1804 m.) y Loma Bajita (1851 m.).

Las cotas más bajas corresponden a los tramos más al Este de los ríos Blanco y Tireo que se encuentran muy encajados, como se ha comentado, y alcanzan los 500 m de altura. Otra zona relativamente baja es el valle de Constanza, cuyas cotas oscilan entre 1160 m. y 1200 m.

El clima imperante es de tipo tropical húmedo; el clima tropical se encuentra suavizado por el hecho de ser una isla, y en el caso concreto de la Hoja, por su orografía. No existe invierno, únicamente temporada seca (o menos lluviosa) (Diciembre-Marzo) y temporada lluviosa (Abril-Junio). Es una de las zonas de mayores precipitaciones del país,

con 103-151 días promedio de lluvia anuales y una media entre 1250 y 2000 mm anuales, siendo las precipitaciones superiores cuanto más al Este. Las temperaturas medias durante el mes de Agosto oscilan entre 20° C y 24° C y durante el mes de Enero entre 16° C y 20° C; concretamente en la ciudad de Constanza la temperatura promedio en Agosto es de 19,2° C y en Enero de 15,5° C. En la zona de estudio el promedio anual de temperaturas máximas oscila entre 24,8° C y 31,3° C y el de mínimas entre 11,2° C y 19,9° C.

En cuanto a la red hidrográfica, está comprendida en tres cuencas hidrográficas que parten del vértice Noroeste, más o menos en abanico, una hacia el Norte, la del Río Yaque del Norte, otra hacia el Oeste y Sur, la del Río Yaque del Sur y, la de más extensión en la Hoja, ocupando la parte Central y Este de la misma, la cuenca del Río Yuna.

La cuenca del Río Yuna está vertebrada fundamentalmente por el Río Tireo que nace a partir de distintos arroyos que bañan el área NO de la Hoja, atraviesa la parte Central de la misma y llega al Este de ella adoptando una dirección E-O paralela a las grandes estructuras; en esta zona se une al río Blanco que recoge las aguas del SE. Salvo en el área de la pequeña cuenca de Chicharrón-Tireo Arriba donde se encuentran depósitos de terrazas, éstas son casi inexistentes a lo largo de su curso, debido a la dureza de los materiales de la Fm. Tireo y al continuo encajamiento de la red; asimismo los fondos de valle presentan gran escasez de depósitos. Se encuentran otra serie de pequeños arroyos con direcciones paralelas E-O que pasan a la Hoja contigua de Bonaó.

Todos estos cursos de agua recogen las corrientes de las laderas de fuertes pendientes para dar una red de aspecto dendrítico.

En la Cuenca del Yaque del Norte, los ríos con cursos permanentes más destacados son el Jimenoa, que pasa por la localidad de El Río, y otra serie de arroyos que vierten sus aguas hacia el Norte, al río Yaque del Norte. Aunque algo más suaves las pendientes, por ser los materiales graníticos más alterables, la red tiene asimismo un aspecto dendrítico.

Los pequeños arroyos que bañan el valle de Constanza, incluido el arroyo Constanza, junto al río Grande que recoge las aguas de pequeños arroyos del SO de la Hoja, pertenecen a la cuenca hidrográfica del río Yaque del Sur y fuera ya de la Hoja vierten a él su caudal. Junto al río Grande se desarrollan terrazas de escaso desarrollo y potencia.

## 4.2. Análisis morfológico

En este apartado se trata el relieve a partir de dos aspectos fundamentales: uno de carácter estático o morfoestructural y otro dinámico. El primero considera el relieve como una consecuencia del sustrato y la disposición del mismo, y el segundo analiza la importancia de los procesos exógenos sobre dicho sustrato y sus características.

### 4.2.1. Estudio morfoestructural

Desde un punto de vista morfoestructural la Hoja de Constanza se encuentra incluida en más del 60% de su superficie dentro del dominio de la Formación Tireo y en un 30% aproximadamente, al sustrato, que corresponde a las rocas plutónicas del Batolito del Río; el resto de su superficie está ocupada por materiales cuaternarios, entre los que destacan los pertenecientes a la Cuenca de Constanza, así como los correspondientes al volcanismo cuaternario, y por los materiales terciarios de la Formación Ocoa.

La Formación Tireo consiste en un conjunto de rocas volcanoclásticas e ígneas con intercalaciones esporádicas de niveles sedimentarios, que constituyen gran parte de los relieves de la Cordillera Central. Dentro de la Hoja en estudio, la Fm. Tireo presenta en su superficie aflorante de una manera muy mayoritaria niveles constituidos por rocas volcanoclásticas, consistentes fundamentalmente en tobas submarinas de composición básica, en series muy potentes. Son rocas resistentes a la erosión, siendo éste uno de los factores, que unido a otros da lugar a la formación de fuertes pendientes. Esta homogeneidad y apariencia masiva del sustrato, condiciona en gran medida la relativa uniformidad del paisaje, que, como se ha indicado ya, consiste en un relieve muy abrupto, con laderas de fuertes pendientes, abundantes aristas y líneas de cumbre ocupadas por restos de superficies de erosión y una red hidrográfica marcadamente dendrítica.

Pero más que por la litología del sustrato todo este sector de la Hoja ocupado por la formación Tireo está condicionado por la estructura. Así existen una serie de cabalgamientos y fallas con direcciones aproximadas E-O que abarcan gran parte de la Hoja, cuyas zonas de debilidad han aprovechado los cursos de agua para discurrir, obteniéndose así una serie de valles paralelos muy encajados a los que a su vez vierten pequeños arroyuelos o líneas de incisión que también se disponen según fallas normales de direcciones NNE-SSO y NNO-SSE.

Incluidos también en la Fm. Tireo existen niveles con una cierta representatividad cartográfica como los de la serie de Río Blanco, localizada en el valle del mismo nombre, al Este de la Hoja y con una dirección como las citadas previamente, E-O. Sus materiales consisten en una sucesión alternante de calizas, lutitas, margas, areniscas y turbiditas tobáceas. Este valle tiene bastante más profundidad que los paralelos a él, siendo una de las causas la menor resistencia de estos materiales de la serie de río Blanco, en comparación con los de la serie volcanoclástica.

En el ángulo SO de la Hoja afloran los niveles más modernos de la Fm. Tireo, con predominio de lavas riolíticas; el tipo de relieve generado es muy similar al de la serie volcanoclástica, pues también son materiales muy competentes. En este mismo área destacan por sus formas apuntadas sobre el relieve circundante dos domos, uno de composición traquítica y otro de composición riolítica, también pertenecientes a la Fm. Tireo.

Los otros tramos distinguidos en la Fm. Tireo no son lo suficientemente representativos a nivel cartográfico como para condicionar un tipo de relieve característico.

El Batolito de El Río, como se ha indicado, ocupa una extensión importante en la parte Norte de la Hoja. La facies mayoritaria está constituida por tonalitas o leucotonalitas de grano medio; subordinadamente se encuentran facies cuarzodioríticas y trondhjemíticas y un cuerpo de dioritas. Aunque a grandes rasgos el relieve en estos materiales es similar al generado por los materiales de la serie volcanoclástica de la Fm. Tireo, hay algunas diferencias directamente relacionadas con el sustrato. Así, los materiales graníticos son menos resistentes a la erosión y a la alteración edáfica, con lo que el paisaje que se encuentra en este área de afloramientos graníticos está más deprimido, presenta cumbres y valles más suavizados y frentes de alteración muy superiores a los formados en la Fm. Tireo. Se podría decir que el área de afloramientos plutónicos de la Hoja está delimitado a grandes rasgos por grandes líneas de cumbres conservadas en la Fm. Tireo como las lomas de Gajo Bonito, El Alto de la Cumbre, El Guano, Masipedrito, Loco Rusillo, etc. no encontrándose cumbres significativas en el área granítica salvo la del Alto de la Bandera. Asimismo los valles aparecen más abiertos que en la Fm. Tireo, como son los del río Tireo, el Río y el arroyo Arenosito. Lo mismo que ocurría en la formación anterior se encuentran numerosos arroyos y líneas de incisión que siguen la traza de las fracturas que a grandes rasgos presentan direcciones E-O a NNO-SSE.

La Formación Ocoa tiene una presencia mínima al Sur de la Hoja, estando constituida por una serie conglomerática que en la Hoja vecina de Sabana Quéliz desarrolla una extensa plataforma a unos 2000 m. de altitud media y de la que en la Hoja de estudio sólo está representada el extremo más septentrional de su ladera Norte.

El volcanismo cuaternario está también escasamente representado al SE del área de trabajo y sus afloramientos son la continuación de la extensa zona al sur de la misma, ocupada por materiales cuaternarios que constituye una amplia meseta en la que la altitud media supera los 2000 m. Se aprecian cuatro emisiones de coladas lávicas al sur de la Hoja cuyos centros de emisión se encuentran en la Hoja de Sabana Quéliz; dos de ellas corresponden a coladas de basaltos que se deslizan a media ladera junto al arroyo del Alto de la Bandera y junto al Río Grande y las otras dos, también discurriendo a media ladera, en la Loma Cuchilla del Montazo, una más antigua de basaltos augítico-olivínicos y la otra más moderna de composición traquiandesítica. Todas ellas suavizan algo las pendientes por las que discurren.

Otros restos de superficies de coladas que casi dan superficies de tipo estructural, corresponden a emisiones de composición basáltica augítico-flogopítica y se encuentran en la margen izquierda del Río Grande, en frente de El Convento.

Los centros de emisión dan una morfología cónica característica como ocurre con el situado junto a la Loma del Macho o el localizado entre los arroyos Pinar Bonito y El Mogote.

Los depósitos cuaternarios son los que ocupan las zonas más deprimidas de la Hoja, salvo los deslizamientos que se suelen disponer a media ladera, y algunos coluviones. La red hidrográfica presenta cursos encajados y estrechos caracterizando áreas de cabecera. Es muy frecuente que los arroyos no presenten depósitos de fondos de valle, y cuando lo hacen su presencia es poco significativa. El trazado de la red, como se ha apuntado presenta un fuerte control estructural.

En el valle de Tireo Arriba los depósitos fluviales adquieren cierta mayor relevancia con pequeñas terrazas y numerosos conos de deyección en la desembocadura de los pequeños arroyos.

La cuenca de Constanza, de origen tectónico, revela su origen lacustre por la

presencia de facies limosas en su parte central. Es una cuenca intramontana en la que las laderas montañosas están suavizadas por depósitos de conos y abanicos. Durante el Cuaternario la cuenca se abre hacia el O y el Arroyo Constanza se encaja en los depósitos limosos.

Las formas relacionadas con procesos endógenos juegan un papel destacado en el relieve de la Hoja. Las ligadas al volcanismo cuaternario son poco relevantes, pues se restringen a una pequeña zona al S-SO de la zona de estudio. Sin embargo, las formas de origen estructural se puede decir que marcan en gran medida el estilo de relieve predominante en la Hoja.

#### 4.2.1.1. Formas volcánicas

Las manifestaciones volcánicas más recientes existentes en la Hoja de Constanza, están relacionadas con la denominada región volcánica de Constanza-Yayas de Viajama, que constituye una franja de unos 30 km de anchura que se extiende en dirección NE-SO desde el valle de Constanza hasta la cuenca de Azua-San Juan. Independientemente de su composición, las manifestaciones morfológicas de estas emisiones volcánicas son similares, pues todas ellas consisten en lavas fluidas de tipo básico. Las únicas distinciones morfológicas consisten en los centros de emisión y la delimitación de las coladas con indicación de la dirección de flujo, ésta última deducida a partir de su posición respecto a los puntos de emisión, el efecto de la gravedad, distribución de aristas, etc. Así se han señalado las distintas coladas que destacan del resto de los materiales por su morfología y que son citadas en el apartado anterior (4.2.1.), cuyos centros de emisión están situados en la Hoja de Sabana Quéliz al Sur de ésta. Se han distinguido asimismo otros centros de emisión, ubicados dentro del área de estudio, junto a la Loma del Macho y entre los arroyos Pinar Bonito y El Mogote.

También se han destacado dos centros de emisión o domos, que dan resaltes morfológicos, correspondientes a los últimos episodios de la Fm. Tireo, localizados al Sur de la Hoja en la margen izquierda de Río Grande.



#### 4.2.1.2. Formas estructurales

Las formas estructurales con mayor presencia en la Hoja son las fallas con expresión morfológica. Bajo este epígrafe están también incluidas otras estructuras como los cabalgamientos. La estructura de la Fm. Tireo está definida por una serie de cabalgamientos de edad Eocena (Lewis et al., 1991) que delimitan escamas o imbricaciones internas y por un plegamiento relacionado con el desarrollo de éstas. Tres de estos cabalgamientos se disponen, con una dirección E-O y vergencia al Sur, en la mitad E de la Hoja; hacia el Oeste esta dirección generalizada va dando un giro hasta adquirir direcciones NO-SE que son las que se prolongan en la Hoja vecina de Gajo de Monte. Los cursos del río Blanco, el Arroyo Masipedrito y el Arroyo Bonito aprovechan estas líneas de debilidad para transcurrir por ellas.

A partir del Mioceno Superior comienza a funcionar en la isla una tectónica de fallas de desgarre durante la cual rejuegan algunas fallas importantes preexistentes y se crean otras nuevas que en la Hoja de Constanza se traducen en numerosas fallas de dirección aproximada E-O, que sobre todo en la parte Oeste de la Hoja se convierten en direcciones ONO-ESE y OSO-ENE y en otro grupo de fallas norteadas o NNO-SSE y NNE-SSO que particularmente en la parte Este son más abundantes y significativas, posiblemente como reflejo de la importante falla de Bonaio, localizada al Este, en la Hoja colindante. Muchos pequeños arroyos llevan estas direcciones, sobre todo en esta zona de la Hoja, pero también a lo largo de toda ella. Otros arroyos más significativos también llevan un control estructural como el arroyo Las Nueces, río Tireo, en el área de Tireo Arriba y Cerro Tireito, Arroyo del Gajo de Maíz, etc.

En muchas ocasiones el trazado de las fallas no se puede observar debido al recubrimiento por depósitos fluviales en los fondos de valle, aunque el recorrido rectilíneo del valle evidencia la existencia de un accidente estructural, en cuyo caso se ha distinguido como falla supuesta con expresión morfológica.

Raramente las aristas de los interfluvios coinciden con un accidente tectónico en la Hoja, pero en algún caso han sido distinguidas.

#### 4.2.2. Estudio del modelado.

Se analizan en este apartado las formas distinguidas en la Hoja, tanto erosivas como de acumulación, que han sido originadas por la acción de los procesos externos. Se realiza una descripción agrupada en función de su génesis. En la caracterización de los depósitos se integran todos los datos recogidos respecto a sus características geométricas, litológicas y de correlación con otras formas.

##### 4.2.2.1. Formas de ladera y remoción en masa

Los depósitos o formas de acumulación señalados para esta Hoja generados en laderas corresponden a deslizamientos y coluviones.

Los deslizamientos aparecen de manera dispersa en la Hoja, aunque en la mitad septentrional son mucho menos frecuentes y no cartografiables a la escala de trabajo. Esto fundamentalmente se debe a que en la mitad norte de la Hoja el relieve es relativamente más suave y sobre todo a que el sustrato es granítico y su tipo de alteración, "lehm granítico", no favorece en principio los deslizamientos. En la parte meridional de la Hoja los deslizamientos se dan mayoritariamente en la Formación Tireo y dentro de la misma en la unidad cartográfica constituida fundamentalmente por rocas volcanoclásticas. Aparte de en esta unidad únicamente se han distinguido algunos en la serie del río Blanco. Se han diferenciado dos tipos de deslizamientos que se describen a continuación.

Los deslizamientos por gravedad son los más abundantes en la Hoja, localizándose en laderas con fuertes pendientes. Su litología suele consistir en bloques, cantos y arcillas producto de la disgregación de las rocas volcanoclásticas, fundamentalmente tobáceas de la Formación Tireo. Las fuertes pendientes y la componente arcillosa favorecen la formación de estos deslizamientos; en algunos casos además pueden estar favorecidos por la presencia de algún accidente tectónico que en ocasiones da lugar fácilmente a la formación de la cicatriz de deslizamiento. Los bloques pueden alcanzar tamaños de 1-2 m, y la potencia de los deslizamientos es muy variable según la entidad del mismo, pudiendo ir desde 1-2 m en la zona de cabecera hasta los 20-25 m en la parte basal. Su extensión en planta puede llegar incluso hasta 1 km<sup>2</sup>. Se puede destacar por su magnitud el señalado al Sur de la Hoja en la loma del Macho o los situados a ambos lados de la cañada Arroyón también al S.

Deslizamientos puntuales se encuentran muchos a lo largo de la Hoja pero no son cartografiables a la escala de trabajo Únicamente se han distinguido en la zona de El Convento, por ser más abundantes, quizá favorecidos por la presencia esporádica de niveles lutíticos.

Los deslizamientos por reptación se encuentran menos extendidos.

En líneas generales su componente arcillosa es bastante superior y la presencia de bloques es muy inferior. Se han distinguido algunos en las laderas o vertientes que dan a río Tireo.

Los coluviones son muy escasos en la Hoja y no suelen adquirir dimensiones cartografiables, a pesar de las fuertes pendientes; quizá se debe a la fuerte capacidad erosiva de las vertientes. Aparecen de forma muy dispersa, con espesores muy reducidos, que como mucho alcanzan los 2-3 m. Su litología depende directamente de la existente en la ladera donde se originan y su granulometría está constituida por cantos arenas y arcillas.

#### 4.2.2.2. Formas fluviales

Las formas fluviales de acumulación que se han distinguido en la Hoja corresponden a los fondos de valle, terrazas altas o medias y bajas y conos de deyección.

Los fondos de valle representan los depósitos que mantienen una relación más directa con los cauces actuales. Muestran una importante extensión longitudinal en comparación con su anchura, que en numerosas ocasiones ha sido exagerada para poder ser representada en la cartografía, incluso longitudinalmente también sus afloramientos pueden ser intermitentes. Los afloramientos son muy escasos y poco potentes, lo que pone de manifiesto la fuerte capacidad erosiva de la red.

No obstante estos depósitos suavizan ligeramente los fondos de los valles en comparación con la fuerte incisión observable en el resto de la red donde aquellos no aparecen.

Los depósitos más significativos se encuentran en los cursos de los ríos Tireo y Blanco y en los arroyos Jimenoa, Chicharrón y Constanza. Las litologías de los diferentes

elementos granulométricos están directamente relacionadas con las rocas por donde discurren los cursos de agua. De este modo la litología dominante son los términos volcanoclásticos de la Formación Tireo a la que se suman p.e. en el Río Blanco, las rocas de la serie de Río Blanco. En su granulometría predominan las gravas gruesas o cantos con tamaños que van desde 6 a 25 cm, pero también son relativamente frecuentes los bloques que pueden alcanzar hasta 1-1.5 m. y por supuesto las gravas más finas o arenas gruesas. Las gravas suelen presentar bordes redondeados o subredondeados mientras que los bloques muestran bordes subredondeados o subangulosos. La potencia es muy variable y difícilmente observable, los valores medios pueden ser de 1-2 m. alcanzando muy rara vez los 3-4 m.

Las terrazas, casi inexistentes se localizan fundamentalmente a ambos márgenes del Río Grande y en el Río Tireo y su Arroyo El Café. Se han distinguido dos grupos: altas-medias y bajas. Las primeras corresponden a unos afloramientos situados en el margen izquierdo del Río Grande, a +35 metros sobre el cauce actual y con una potencia superior a 5 metros. Se observan también otras a +4 m. sobre el cauce. Están constituidas por gravas, arenas y algunos bloques de más de 40 cm. de diversa litología. En el Arroyo El Café también se encuentra otra terraza de +3-4 metros sobre el cauce, con una granulometría de gravas y arenas. En el Río Blanco se pueden observar algunos replanos que corresponden a terrazas colgadas no cartografiadas. Las terrazas bajas se encuentran relacionadas con los sistemas aluviales de los Ríos Tireo, Grande, La Descubierta y Pinar Bonito. Su extensión es muy limitada y muestran formas longitudinales junto al cauce. Sus granulometrías están constituidas fundamentalmente por gravas, especialmente gruesas, arenas y cantos de pequeño tamaño. En muchos casos estas terrazas se pueden considerar llanuras de inundación, pues efectivamente cuando vienen grandes lluvias estos depósitos pueden llegar a ser cubiertos por las aguas. Sus potencias oscilan entre 0.5 y 1.5 m.

Los abanicos y conos de deyección son depósitos poco frecuentes en la Hoja. Los más destacables son los localizados en las laderas de las cuencas de Constanza y Tireo. Se disponen tapizando las laderas y suavizando su pendiente; concretamente en la cuenca de Constanza bordean toda la cuenca, presentando formas triangulares que coalescen unas con otras, con sus ápices en las salidas de los arroyos. Su granulometría consiste en gravas, arenas y arcillas en proporciones similares. Las potencias varían desde 1-2 m. hasta un máximo de 6-8 m.

Entre las formas erosivas destacan las directamente relacionadas con el encajamiento de la red. La incisión lineal es muy llamativa dando lugar a una red muy encajada, en la mayoría de los casos sin depósitos, con valles en V de pendientes muy acusadas, que casi siempre superan el 30% y a menudo alcanzan cientos de metros. La red es de carácter dendrítico y en muchas ocasiones las líneas de incisión son rectilíneas debido a su adaptación a fallas preexistentes.

Los interfluvios adoptan formas consecuentes con el tipo de red descrita. De este modo la gran mayoría de ellos, salvo las grandes aristas y los grandes interfluvios, ocupados por retazos de superficies de erosión, están definidas por aristas, más pronunciadas y agudas cuanto mayor es el grado de incisión, que habitualmente es importante.

Existen algunas zonas donde los ríos más caudalosos recorren tramos de menor pendiente, con sustratos más blandos, generalmente depósitos detríticos cuaternarios, adoptando una morfología meandriforme favorecida por los procesos de erosión lateral del cauce. Este fenómeno se observa con mayor frecuencia en el curso del Arroyo El Café, a su paso por el pueblo del mismo nombre; del Río Tireo, en las proximidades de la localidad de Tireo Arriba y en el Arroyo Pantuflas cuando se acerca a Constanza.

#### 4.2.2.3. Formas poligénicas.

No se ha distinguido ninguna forma de acumulación de origen poligénico en esta Hoja. Dentro de las formas no deposicionales que se han señalado, las superficies de erosión son las más características. Desde el punto de vista de la superficie ocupada por las mismas no son muy significativas, pues aquella es muy pequeña, ya que siempre se disponen como unidades relictas, muy desmanteladas, ocupando las líneas de cumbres. De este modo su aspecto es el de franjas muy estrechas que destacan en el horizonte. Las cotas más frecuentes a las que se encuentran las superficies se sitúan entre 1600 y 1800 m, aunque también se han encontrado a 2200 m. a 1500-1600 m.. Con los datos disponibles hasta ahora no es fácil decidir si existió un único episodio erosivo, y los escalones entre las superficies son debidos a la tectónica, o existieron varios episodios erosivos.

En la parte oriental de la Hoja destacan las superficies de la Loma de Masipedrito con 1500-1700 m. de altitud, la Loma de Calentura con 1700-1800 m. o el Firme de Vicente

Liz con 1700-1800 m. Hacia el Sur se encuentran las superficies de El Alto del Naranja con 1750 m. de altitud, la Loma del Convento con 1900 m. o la Loma del Macho con 2200 m. Hacia el Oeste se encuentra por ejemplo la Loma de Gajo Bonito con 1600 m. de altitud

Muy directamente relacionados con las superficies de erosión se encuentran los “inselbergs”, que constituyen cerros aislados, de formas cónicas o subpiramidales que destacan como relieves relictos sobre las superficies de erosión. Entre ellos se pueden citar los de El Alto de la Bandera, Loma Bajita , o la Loma La Montaña.

También se han separado en el mapa grandes aristas como crestas de mayor continuidad a favor de las cuales se desarrollan las principales líneas de cumbres.

#### 4.2.2.4. Formas lacustres – endorreicas.

Solamente se ha cartografiado un área con depósitos lacustres que corresponde a la situada en el O de la Hoja en la cuenca de Constanza. Esta cuenca funcionó durante un tiempo como cuenca cerrada, con el mismo origen tectónico que tienen otros pequeños “graben” de la Cordillera Central formada durante la etapa tectónica de desgarres que comenzó a actuar a partir del Mioceno superior; así, la cuenca se encuentra flanqueada por fallas. El depósito está constituido por limos y arcillas de tonos oscuros, que evidencian la presencia de materia orgánica, con potencias que alcanzan los 4 m.

### 4.3. Evolución dinámica

La estructura general que actuó como base para la formación del relieve de la isla tal como lo vemos en la actualidad se conformó durante el Neógeno, etapa en la que la paleografía de la isla era ya relativamente parecida a la actual.

La acción de los procesos que influyen en la creación y modelado del relieve actual se mantiene activa desde el Neógeno. En este sentido hay que destacar el papel de la estructuración del sustrato. Esta estructuración se define a partir del Mioceno superior, momento en que comienza a funcionar en la isla, en un contexto transpresivo, una tectónica de desgarres durante la cual vuelven a funcionar accidentes formados en el Eoceno y se crean otros nuevos. En esta Hoja estos nuevos accidentes se traducen en fallas de dirección generalizada E-O, que a menudo se convierten en la parte Oeste de la Hoja en direcciones

ONO-ESE y OSO-ENE y en otro grupo de fallas norteadas o con direcciones NNO-SSE y NNE-SSO que son más abundantes hacia el área Este de la Hoja.

Este modelo tectónico, que sigue vigente hasta la actualidad, es el que condiciona en gran medida la estructuración de la red hidrográfica, que en el caso de la Hoja de Constanza, caracteriza el paisaje de la misma. Estos accidentes tectónicos son los que también dan lugar a la formación de pequeños “graben” o cuencas intramontanas en diferentes puntos de la Cordillera Central, que en el caso de la Hoja se reflejan en la formación de la cuenca de Constanza.

La actividad volcánica cuaternaria (Pleistoceno) en la Hoja, a diferencia de la de Sabana Quéliz al S de ésta, tiene muy pequeña representación areal, por lo que su influencia en la modificación de la morfología preexistente es sólo de carácter local. Así en la pequeña zona al S-SO de la Hoja donde se encuentran algunas emisiones volcánicas, sus centros de emisión destacan en el paisaje modificándolo, así como las coladas que discurren por los valles rellenándolos en parte.

Como se ha mencionado, los procesos de mayor incidencia sobre el modelado derivan directamente del establecimiento de la red de drenaje. El levantamiento mantenido en la isla, unido al régimen torrencial de lluvias bajo un clima tropical, propicia el encajamiento de los cursos hidrográficos y el rápido desmantelamiento de las formas más antiguas. La intensa actividad erosiva originada a partir de la instalación de la red se manifiesta por el dominio de formas de origen fluvial: incisión lineal, interfluvios en aristas, erosión lateral de los cauces, saltos de agua y escarpes en los márgenes de ríos y arroyos. Las formas de acumulación fluviales evidencian los sucesivos episodios de encajamiento. Las terrazas altas y medias se encuentran muy desmanteladas y se encuentran hasta +30 m. por encima del cauce próximo. Las terrazas bajas se disponen longitudinalmente al cauce a cotas relativas a +1-3 m, y los fondos de valle representan los depósitos ligados a la actual dinámica fluvial.

Las laderas muestran muy fuertes pendientes, con valles en V muy pronunciados especialmente cuando el sustrato está constituido por los términos volcanoclásticos del Grupo Tireo, que sucede en gran parte de la Hoja; cuando el sustrato son las rocas graníticas las pendientes se suavizan ligeramente y el paisaje es algo menos abrupto.

Los conos aluviales se desarrollan a la salida de numerosos arroyos constituyendo, en muchos casos, sistemas de pequeños abanicos coalescentes. Presentan una evidente correlación cronológica con las fases más modernas de encajamiento, permaneciendo activos en numerosas ocasiones.

Los depósitos de ladera y remoción en masa observados consisten en coluviones y deslizamientos y constituyen fenómenos recientes que se mantienen activos.

Las formas poligénicas se encuentran en relación con procesos que registran una actividad muy prolongada en el tiempo y así ocurre que las más antiguas raramente se preservan. Las superficies de erosión se conforman durante el Pleistoceno fundamentalmente donde tienen lugar largos periodos erosivos. En las aristas principales se conservan relictos de dichas superficies, con cotas de 2200 m. 1700-1900 o 1500-1600 m. No se han observado depósitos correlativos con estas superficies de erosión. En alguna de estas superficies destacan localmente “inselbergs”, que constituyen elevaciones relictas preservadas de dichas fases erosivas.

#### **4.4. Morfodinámica actual-subactual, tendencias futuras y riesgos geológicos.**

La evolución actual y futura del relieve está condicionada por la elevación constante de la isla. Este fenómeno provoca un continuado rejuvenecimiento orográfico de modo que a pesar de la intensa actividad erosiva desarrollada bajo un régimen de lluvias torrenciales sobre un sustrato muy alterado debido al clima tropical imperante, no se tiende a alcanzar la madurez del relieve, produciéndose un continuo relevo de las formas de erosión y depósito sin que varíe sensiblemente el modelado de la región.

La morfología actual está marcada, principalmente por la incisión en la red de drenaje, generándose encajamientos muy pronunciados que denotan un gran potencial de erosión y transporte de sedimentos.

La tendencia futura es a una mayor jerarquización de la red, fenómeno que propiciará la desaparición de las formas poligénicas antiguas, especialmente los vestigios de superficies de erosión.

Los riesgos geológicos más importantes en la zona corresponden a inundaciones o



avenidas, fenómenos de inestabilidad en las laderas y taludes y a inundaciones o avenidas. Las principales inestabilidades en laderas están motivadas por las altas pendientes existentes. A menudo están favorecidas por la aparición de algún accidente tectónico y siempre por la presencia de materia arcillosa, primaria o producto de alteración. Estas inestabilidades se ponen más de manifiesto en épocas de grandes lluvias especialmente en los taludes de caminos y carreteras, como ocurrió al paso del Huracán Georges, éste dejó sus huellas en numerosos puntos de la carretera que va de El Río a Constanza, o en caminos de sus alrededores, en terrenos graníticos o p.e. en los caminos que recorren las proximidades del Río Blanco en terrenos de rocas volcanoclásticas.

Las áreas con riesgo más elevado de avenidas corresponden a los fondos de valle. En estos casos los riesgos se acentúan debido a la espectacular incisión de la red, que se manifiesta con la generación de fondos de valle muy encajados y estrechos en cabecera. En este sentido hay que hacer notar los efectos producidos por el Huracán Georges, p.e., en los barrancos del Río Tireo, Río Blanco o Arroyo Frío con grandes crecidas que impiden su cruce, rotura de puentes, rotura de presas etc.

Las terrazas bajas registran un riesgo notable de inundación constituyendo un fenómeno frecuente en avenidas estacionales; eso sucedió p. e. en el área del Tireo Arriba y El Café al paso del Huracán Georges. Asimismo la llanura de Constanza fue inundada arruinándose las cosechas y cortándose los caminos.

Los procesos de erosión del suelo son acusados en todas las áreas con pendientes pronunciadas, debido a la gran velocidad con que se encaja la red, generándose formas de vaciado importantes en el sustrato, (incisión lineal, regueros, cárcavas etc), en cortos periodos de tiempo. En los principales cursos se producen también encajamientos notables que se evidencian como escarpes en sus márgenes o como procesos de erosión lateral de los cauces.

En cuanto al riesgo de sismicidad en la zona, éste alcanza un nivel moderado en la misma y vendría determinado por el juego de alguna falla que acompaña a cualquiera de las grandes fallas activas en la isla.

## 5. HISTORIA GEOLÓGICA

Para comprender la historia geológica de la Hoja de Constanza hay que situarse dentro de un contexto geológico y temporal mucho más amplio. Así hay que considerar que la historia geológica de la isla de La Española a partir del Cretácico superior, es el resultado de la interacción entre las placas Norteamericana y Caribeña, si bien, el límite entre ambas ha sufrido modificaciones en su régimen debido a los cambios de orientación de sus desplazamientos relativos.

En lo que se refiere a la historia geológica pre Cretácico superior, es más problemática y ha sido desarrollada en las Hojas geológicas que constituyen el cuadrante de Bonao dentro de este mismo proyecto.

La Hoja de Constanza se enmarca dentro del Dominio de la Cordillera Central, que como se ha señalado en epígrafes anteriores, constituye una alineación montañosa que recorre buena parte de la isla con orientación general NO-SE. Dado que los límites de este dominio superan a los de la Hoja, se hará referencia a las Hojas limítrofes, principalmente las que constituyen el cuadrante (1/100.000) de Constanza y en menor medida a las de Azua, ambas realizadas en este proyecto. Dentro de la evolución paleogeográfica de la región pueden diferenciarse tres grandes etapas:

- En el Cretácico superior se inicia la construcción de un arco insular que es precursor de la actual Cordillera Central.
- Durante el Paleógeno se produce una notable acumulación sedimentaria a favor de un surco submarino.
- El period Neógeno-Cuaternario se caracteriza por la intensa actividad tectónica y efusiva que culmina con el volcanismo cuaternario, presente en toda esta región.

### 5.1. El arco insular del Cretácico superior

La historia geológica de esta región de la cordillera Central se inicia en el Cretácico superior, cuando la polaridad en la subducción del sector septentrional protocaribeño habría sufrido una inversión, cuyos pormenores aun no han sido suficientemente detallados. No

obstante, el régimen geodinámico de comienzos del cretácico se debió ver bruscamente abortado, a mediados de dicho period.

Draper y Gutiérrez Alonso, 1.997 proponen que el cierre de la subducción, hacia el norte, del Cretácico inferior, estaría provocado por un proceso de colisión obducción (Aptiense-Albiense) en el que se verían implicadas principalmente las formaciones Duarte y Loma Caribe. Este proceso es seguido por la subducción de la Litosfera atlántica bajo la caribeña. Así, la construcción de este arco insular se produjo en un contexto de subducción entre placas integradas por litosfera oceánica.

Aunque en la paleogeografía de detalle existen ciertas dudas, el reconocimiento de los materiales generados durante su actividad ha permitido establecer las pautas generales de la paleogeografía del Cretácico superior. Esta se caracteriza por un complejo volcánico principal que se localiza según una banda de dirección aproximada NO-SE, y cuya construcción se relaciona con una intensa actividad magmática de tipo calcoalcalino. Estos primeros magmas de composición andesítica y basáltica van diferenciándose a lo largo del tiempo hacia productos de tipo dacítico y riolítico. Ahora bien, esta actividad magmática no se mantiene constante a lo largo del tiempo, sino que existieron zonas y periodos de mayor tranquilidad en los que se desarrollan procesos puramente sedimentarios. Entre ellos hay que destacar la deposición de carbonatos, principalmente durante la etapa Cenomaniano – Turoniano, en la cual se depositarán los materiales de la Serie de Blanco y las calizas de Constanza. Así como las acumulaciones de radiolarios, relacionados con la formación de “cherts”. Durante los primeros estadios de construcción del arco (que abarcaría aproximadamente el Cenomaniano-Turoniano) el magmatismo presenta una tendencia básica. Este hecho se deduce de la existencia de coladas basálticas y andesíticas, intercaladas entre la sucesión de tobas y brechas volcánicas.

A partir del Senoniano, las emisiones presentan un carácter más diferenciado, existiendo tipos dacíticos y riolíticos que aparecen representados, tanto por material fragmentario como lávico y/o intrusivo. Se trata de manifestaciones más puntuales y volumétricamente menos importantes, existiendo una mayor profusión de procesos sedimentarios, en respuesta a una disminución de la actividad ígnea del arco, precursora de su total extinción. Además de esta actividad volcánica mencionada existen numerosos cuerpos plutono-volcánicos e hipoabisales que se pueden relacionar con los magmas riolíticos ya que tanto los estudios de campo, como petrológicos y geoquímicos, muestran

todo un tránsito entre las facies plutónicas y volcánicas. El emplazamiento de estos cuerpos debió producirse, desde finales del Cretácico y comienzos del Terciario, hasta (probablemente) el Eoceno y entre todos ellos destaca por sus dimensiones batolíticas el de El Río, que ocupa parte de las Hojas de Gajo de Monte, Manabao, Jarabacoa y todo el tercio norte de esta aquí estudiada.

En la región situada al SO del arco volcánico se desarrollaría una cuenca marginal a “espaldas del arco” que se describirá a continuación.

## **5.2. La Cuenca paleógena de retro arco**

Ante la falta de registros y dataciones que permitan precisar el límite Cretácico-Terciario, parece que existió un cierto lapso temporal entre el cese de la actividad del arco y el inicio de la sedimentación terciaria, que parece que tuvo lugar a comienzos del Eoceno. No obstante, no puede descartarse que se iniciara tal vez en el Paleoceno. Esta sedimentación paleógena se produjo en un surco submarino profundo alargado según la dirección NO-SE y paralelo a los relieves del arco cretácico extinguido, que se encontrarían al noreste. Este arco se localizaría en el ámbito de la actual Cordillera Central y debió funcionar como área madre de la que se nutriría la cuenca, situada en el ámbito del actual Cinturón de Peralta. El relleno de esta cuenca se llevó a cabo en dos grandes etapas, relacionadas con la sedimentación de los grupos deposicionales Peralta y Río Ocoa. Dentro de la Hoja de Constanza sólo está representado, y de forma muy escasa, el Grupo Río Ocoa mediante los conglomerados políimicticos que cubren gran parte de la Hoja de Sabana Quéliz.

En lo que se refiere a la evolución tectónica, muestra los rasgos típicos de un cinturón de pliegues y cabalgamientos, en el que la deformación se propagaría desde las zonas más internas (NE) hacia las más externas (SO).

La sedimentación paleógena se inició a través del depósito de la Fm. Ventura, posiblemente en respuesta a la inestabilidad del área madre, que habría comenzado su estructuración en las zonas más internas, fundamentalmente mediante un proceso de imbricación de diversas escamas.

A continuación, durante el Eoceno medio, tuvo lugar un episodio de sedimentación pelágica en un ambiente de rampa carbonatada, característico del depósito de la Fm. Jura., si bien no aparece representado en esta área, sino en sectores más meridionales.

Durante el Eoceno superior tuvo lugar un proceso de imbricación de escamas en la Fm. Tireo, cuya principal consecuencia fue la sedimentación del Grupo Río Ocoa; que se sedimentó de forma discordante sobre el Grupo Peralta, que ya habría comenzado su deformación. El depósito de la Fm. Ocoa tuvo lugar durante el Eoceno superior, sin que deba descartarse que pudiera prolongarse parcialmente durante el Oligoceno. Menos dudas existen acerca de la principal área de alimentación de la cuenca que continuaba siendo el sector correspondiente a la actual Cordillera Central, si bien el grado de desmantelamiento sufrido por la Fm. Tireo queda puesto de manifiesto por la ingente cantidad de fragmentos de intrusiones tonalíticas incorporados a la cuenca.

La paleogeografía bajo la que se produjo el depósito de la Fm. Ocoa no es bien conocida, no obstante, según se desprende de los afloramientos cartografiados, en el conjunto de Hojas de este proyecto, existen dos posibilidades: según una de ellas, las dos bandas en las que aflora corresponden a cuencas paralelas desconectadas entre sí, al interponerse entre ambas un umbral constituido por materiales del Grupo Peralta, implicando una notable restricción del área sedimentaria con respecto a este; según la otra, más probable, se supone que todos los afloramientos pertenecen a una misma cuenca y que su actual separación se debe al efecto de los procesos tectónicos y erosivos posteriores.

Al igual que en el caso del Grupo Peralta, la cuenca en la que se produjo la sedimentación de la Fm. Ocoa correspondería a un profundo surco alargado según NO-SE, limitado al Noroeste por un frente activo (Cordillera Central), y al Suroeste por un margen más estable, en el que se llevaría a cabo el depósito de las calizas de la Fm. Neiba. La distribución de facies de la Fm. Ocoa denuncia inequívocamente una mayor distalidad hacia el Sureste y una clara tendencia somerizante con el paso del tiempo. Así, en el sector septentrional (Hojas de Sabana Quéliz y Constanza) se acumularon espectaculares masas conglomeráticas correspondientes a abanicos deltaicos, en tanto que hacia el Sureste (Hojas de San José de Ocoa y Azua) se acumularían depósitos pelíticos de origen turbidítico, siendo frecuente la incorporación de depósitos olistostrómicos relacionados con episodios de inestabilidad y la existencia de taludes.

A lo largo del tiempo se registraron periodos de estabilidad de la cuenca que permitieron la deposición de carbonatos en contextos de rampa pelágica y plataforma carbonatada, apreciándose una evolución hacia facies más someras a medida que el surco fue colmatándose; este proceso requirió un impresionante aporte de material a la cuenca a fin de vencer su elevada tasa de subsidencia, y sólo aparece representado al sur del área estudiada, fuera de esta Hoja.

Lo ocurrido entre el final del depósito de la Fm. Ocoa y el comienzo de la sedimentación miocena en la Cuenca de Azua-San Juan es pura especulación ante la falta de registro existente, aunque queda fuera de toda duda el establecimiento de una nueva configuración regional, posiblemente condicionada por el cabalgamiento de la Fm. Tíreo sobre el Cinturón de Peralta. El consiguiente cambio en el dispositivo sedimentario iría acompañado por un progresivo desplazamiento del frente activo hacia el Suroeste en respuesta al avance del cinturón de pliegues y cabalgamientos en este mismo sentido, avance que, prolongado hasta el Cuaternario, ha condicionado tanto la evolución sedimentaria como la estructura de la cuenca.

### **5.3. El volcanismo Cuaternario**

Durante el neógeno se producen la compartimentación de las cuencas sedimentarias al sur del área estudiada y también el avance de la “Cresta de la Beata” hacia la Bahía de Ocoa. Este hecho provocaría la insinuación de irregularidades en la cuenca y posteriormente, ya en el cuaternario, el arqueamiento de todas las estructuras del borde suroriental.

Las primeras emisiones se debieron producir en el sector SO (Yayas de Viajama), con el desarrollo de emisiones puntuales de coladas de naturaleza basáltica, andesítica y traquiandesítica. Estos centros de emisión fueron migrando progresivamente hacia el NE hasta la zona próxima a Valle Nuevo, e incluso algunos alcanzaron las cercanías de Constanza (área de El Convento). La distribución espacial y temporal de este episodio calcoalcalino sugiere algún tipo de relación con el avance de la indentación de la cresta de la Beata, aunque algunos autores lo han relacionado con un proceso de subducción incipiente de la litosfera oceánica de la meseta caribeña bajo el Gran Arco de Islas a finales del Plioceno. Sin embargo, resulta más problemática la aparición de forma solapada en el espacio y el tiempo del volcanismo alcalino, si bien, como se ha señalado en capítulos

anteriores, podría estar relacionado con un cambio en el régimen geodinámico que provocaría la aparición de desgarres E-O, y fallas que limitan la cuenca de San Juan-Azua con las cuales presentan cierta similitud.

El volcanismo ha actuado como proceso generador del relieve y por tanto ha creado zonas sometidas a los procesos erosivos con una extraordinaria intensidad, tanto por mecanismos fluviales como gravitatorios. En este sentido, cabe destacar el sector de Valle Nuevo, que ha actuado como principal centro de recepción de aguas de lluvia, del que parten radialmente algunos de los principales cursos fluviales de la isla. Además, la elevación de este sector propició la instalación de un microclima periglacial de poca relevancia, debido a la reducida extensión de sus depósitos.

La cercanía de estas elevaciones y en general de todo este sector de la Cordillera Central al mar ha provocado no sólo un espectacular encajamiento de la red fluvial, sino también una elevada capacidad de transporte, reflejada de forma especial mediante los extensos abanicos aluviales que orlan aquélla, tapizando la Cuenca de Azua-San Juan, al Norte de la bahía de Ocoa. Así mismo, la actividad neotectónica aparece reflejada en la existencia de algunos cambios en los cursos de drenaje y fenómenos de capturas, en las proximidades de la Cuenca de Constanza.

## **6. GEOLOGÍA ECONÓMICA**

### **6.1. Hidrogeología**

#### **6.1.1. Hidrología y climatología**

La Hoja de Constanza se encuentra situada en el dominio de la Cordillera Central, presentando por tanto, una red hidrográfica integrada por una gran cantidad de cursos superficiales (ríos, arroyos y cañadas), generalmente de carácter perenne y torrencial. Muchos de estos ríos muestran una clara tendencia E-O y parecen controlados tectónicamente. Solamente en el ámbito de las depresiones intramontañosas de Constanza, Tireo y en El Batolito de El Río, los ríos aparecen localmente menos encajados y muestran en algunos casos fenómenos de capturas.

Los aportes a los cursos fluviales están estrechamente relacionados con la distribución y régimen de lluvias en la zona. Así se observa que para el periodo 1961-1990 se llegan a alcanzar unos valores anuales de hasta 1700 mm., en el extremo NE de la Hoja, sin embargo hacia el oeste y suroeste, las precipitaciones van descendiendo, hasta valores cercanos a 1000 mm., para el observatorio de la ciudad de Constanza. En la distribución mensual de las lluvias se observa que los mínimos pluviométricos se registran en los meses de Enero y Febrero con valores del orden de 25-50 mm para el sector de Constanza y 75-100 mm., en el sector NE. Los valores máximos se producen en los meses de Mayo y Octubre en que se llegan a alcanzar 150-200 mm.

En el esquema hidrogeológico de la Fig. 6.1.1 se observa que la mayor parte de la superficie de la Hoja pertenece a la cuenca del Río Yuna. La cuenca del Río Yaque del Norte está representada en el sector septentrional y la del Yaque del Sur en la depresión de Constanza y sector SO de la Hoja. El río más importante que atraviesa la Hoja es el Tireo que nace en el extremo NO y la surca prácticamente en diagonal, desembocando en el Río Yuna a apenas unos kilómetros, dentro de la Hoja de Bonao. En la confluencia entre este río y el Blanco se sitúa una presa, actualmente casi colmatada. En este mismo sector del SE existen otras dos presas más, una situada aguas debajo de la primera, donde se encuentra la central hidroeléctrica de Río Blanco, y otra, denominada "Arroyón", en un río que también conocen los campesinos como Tireo. Para evitar las confusiones, al primero lo denominan coloquialmente "Tireo de Constanza". En el cuadrante NE de la Hoja aparecen sendos ríos





con clara tendencia E-O (Arroyo Bonito y Arroyo Masipedrito) que también vierten sus aguas al Río Yuna.

En el sector SO el curso más importante es el Río Grande que discurre hacia el NO y pertenece a la Cuenca del Río Yaque del Sur. En el sector septentrional, perteneciente a la Cuenca del Río Yaque del Norte, destacan los ríos: Jimenoa y Arroyo La Descubierta.

Al observar los valores medios de temperaturas mensuales se aprecia que existe muy poca variación estacional, ya que en los meses de verano no se superan los 24° C, siendo los meses de Diciembre y Enero los menos calurosos con temperaturas medias del orden de 18° C. No obstante, localmente en las zonas de montaña (Loma del Macho y Loma Montiada) los valores pueden ser sensiblemente inferiores, sobre todo en periodos nocturnos.

#### 6.1.2. Descripción hidrogeológica

Los materiales que constituyen mayoritariamente la Hoja de Constanza son las rocas volcanoclásticas de la Formación Tireo y los granitoides del Batolito de El Río, ambas con permeabilidades bajas-muy bajas ( $10^{-6}$  m/s). No obstante, debido a la intensa fracturación y a la existencia de zonas de alteración superficial, estos valores pueden verse localmente incrementados.

Los conglomerados polimícticos de la Formación Ocoa, y los materiales volcánicos cuaternarios se pueden encuadrar también en este mismo grupo de permeabilidad baja-muy baja ( $10^{-6}$  m/s), aunque también, debido a la existencia de zonas fisuradas y de constitución fragmentaria (bases y techos de coladas) pueden incrementar la permeabilidad real, y dar lugar a pequeños “rezumes”. Los depósitos sedimentarios cuaternarios tienen poca extensión areal, limitándose al relleno de las cuencas de Constanza, Tireo y fondos de los ríos principales. Además, localmente existen depósitos de deslizamientos (tanto gravitacionales como por reptación) que presentan baja permeabilidad. Por tanto, el único nivel acuífero con cierto interés se desarrolla en la depresión de Constanza.

#### 6.1.2.1. Formación Tireo

Según se ha señalado en el párrafo anterior, la Formación Tireo está constituida por una potente sucesión de rocas volcanoclásticas, entre las que se intercalan algunos niveles calcáreos, principalmente en el Valle de Constanza y Río Blanco.

El posible interés hidrogeológico de estos niveles calcáreos se encuentra muy limitado ya que se trata de “barras calcáreas” que afloran en el terreno como largas y estrechas bandas desconectadas entre sí. Por ello, aunque presentan una permeabilidad alta por fracturación, diaclasado y carstificación, su escaso desarrollo vertical y su desconexión, disminuyen su potencialidad hidráulica.

Las intrusiones aisladas y domos que atraviesan la formación Tireo se caracterizan también por su baja permeabilidad original ( $<10^{-7}$  m/s) que puede verse en la práctica incrementada debido al diaclasado, fracturación y desarrollo de zonas de alteración superficial.

#### 6.1.2.2. Batolito de El Río

Estos materiales de tipo granitoide ocupan el sector N de la Hoja y se caracterizan por presentar una permeabilidad original baja a muy baja ( $<10^{-8}$  m/s). Sin embargo, se observa que en la zona de alteración superficial se desarrolla una especie de “Lehm granítico” de varios metros de espesor intensamente meteorizado y fisurado, cuyo comportamiento hidrogeológico se asemeja más a una formación sedimentaria granular que a un granito.

#### 6.1.2.3. Conglomerados polimícticos

Los conglomerados polimícticos de la Formación Ocoa son los únicos representantes del Cinturón de Peralta en la Hoja y constituyen la parte más septentrional del extenso afloramiento que cubre el sector NE de la Hoja de Sabana Quéliz. Se trata de un paquete masivo de conglomerados, cuya potencia puede superar los 350 m. La permeabilidad es baja ( $<10^{-6}$  m/s) y se debe fundamentalmente a fracturación y fisuración, aunque también presentan cierta porosidad por cementación. Localmente se han señalado permeabilidades de  $10^{-5}$  m/s en zonas más fracturadas y menos cementadas.

#### 6.1.2.4. Materiales volcánicos cuaternarios

Están muy escasamente representados en la Hoja, limitándose a unos pequeños afloramientos en la esquina SO de la misma. Se trata mayoritariamente de coladas basálticas que presentan una permeabilidad baja en las zonas masivas, pero que en la práctica puede verse incrementada debido al desarrollo de zonas fracturadas, diaclasadas y a la existencia de bases y techos fragmentarios. En general, en esta Hoja, están prácticamente ausentes los depósitos piroclásticos de caída, por tanto se estima una permeabilidad media-baja ( $<10^{-6}$  m/s) para este conjunto de materiales volcánicos cuaternarios.

#### 6.1.2.5. Depósitos sedimentarios cuaternarios

Este grupo de depósitos sedimentarios muestran una gran heterogeneidad desde un punto de vista hidrogeológico. Los depósitos que aparecen más extensamente representados, son los fondos de valle y abanicos aluviales, destacando sobre todo las cuencas de Tireo y Constanza. Esta última es la que constituye el mejor acuífero de la Hoja existiendo numerosos pozos en explotación. En el sector SO (en la zona de Pinar Bonito) existen también sedimentos aluviales y varios niveles de terrazas que se caracterizan por sus elevadas permeabilidades, por porosidad intergranular ( $10^{-3}$ - $10^{-4}$  m/s).

Otro de los elementos característicos de la Hoja es la existencia de numerosos depósitos de deslizamientos tanto gravitacionales como por reptación. En general, son depósitos caóticos, heterogéneos, de muy diversa granulometría, y con permeabilidades bajas ( $<10^{-6}$  m/s), debido a la matriz arcillosa del depósito.

En el sector SO de la Hoja se han inventariado sendos manantiales, relacionados con la zona de contacto entre las coladas riolíticas y las rocas volcanoclásticas de la Formación Tireo. (Loma Cuchilla del Montazo y cabecera de Arroyo Pinar Bonito). Este tipo de rezumes y pequeños manantiales suelen ir asociados en las regiones volcánicas con “paleosuelos”.

## 6.2. Recursos minerales

La Hoja de Constanza, al estar mayoritariamente ocupada por las rocas volcánicas,

volcanoclásticas e intrusivas de la Formación Tireo, ha sido objeto de diferentes estudios de investigación minera. En algunos casos de ámbito regional y en otros de carácter más local. Asimismo, en el sector SO limítrofe con Valle Nuevo se sitúan los volcanes cuaternarios que han sido objeto de investigaciones geotérmicas.

#### 6.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

Los primeros datos de los que se tiene noticia acerca de investigaciones mineras en la región, de Las Cañitas-Constanza datan de comienzos de siglo. Pero es a partir de la década de los setenta cuando comienzan verdaderamente los estudios sistemáticos por parte de la Compañía Falconbridge Nickel Mines Limited. Esta empresa realizó en 1974 una evaluación del potencial minero de la zona, centrando sus investigaciones en las anomalías de cobre, detectadas en el cauce de los arroyos. Posteriormente fue realizado por parte del Bureau de Recherches Géologiques et Minières (B.R.G.M., 1980) un detallado trabajo en la región de Las Cañitas al oeste de esta Hoja. Este trabajo fue realizado por Mesnier (1980) y publicado por la D.G.M. En él se incluyen una serie de cortes geológicos detallados y un mapa de indicios.

En una fase posterior de la investigación, la Agencia de Cooperación Japonesa JICA & MMAJ (1984) realizó, con el apoyo de la D.G.M., un amplio trabajo de investigación minera y cartografía geológica desde la zona de Las Cañitas (Gajo de Monte) hasta las inmediaciones de Constanza.

Como se ha comentado anteriormente, la mayoría de la superficie de la Hoja está ocupada por la Fm. Tireo y por el Batolito de El Río.

La Formación Tireo constituye un metalotecto favorable para albergar yacimientos metálicos de sulfuros tipo epitermal diseminado y con menor posibilidad masivos, como atestiguan los distintos indicios que se localizan en él y sobre todo la mineralización puesta de manifiesto en el sector de El Higo, que definió el yacimiento de El Centenario.

#### YACIMIENTO EL CENTENARIO

Se sitúa en las coordenadas UTM X = 339.450 Y = 2089.00, en la concesión denominada El Higo.

El primer indicio del futuro depósito fue descubierto durante una campaña de prospección llevada a cabo por la Cía Battla Mountain/Canyon en 1991. Entre 1991 y 1997 un extenso programa de investigación fue llevado a cabo, indagando en la geología de detalle, realizando desmuestres de rocas, muestras de canal, magnetometría, polarización inducida (resistividad), y un total de 6563.8 metros de sondeos.

Como resultado de esta investigación, se delineó una zona de 200 por 250 metros y 50 metros de profundidad con una media de 2-3 gramos de oro por tonelada que constituye el depósito de El Centenario.

Este depósito es un ejemplo de mineralización epitermal de baja sulfuración encajado en rocas de composición dacítica y riolítica, lavas, brechas y sedimentos epiclásticos pertenecientes a la Formación Tíreo.

La zona mineralizada está intensamente silicificada y presenta alteración clorítica, calcítica y basítica. También aparecen en forma de filones.

La mineralización está dominada por la presencia mayoritaria de pirita con otros sulfuros minoritarios como son: calcopirita, galena, y sulfosales asociadas a los valores más altos de Oro y Plata.

La mineralización de Oro es de grano fino y está ligada a los filones de cuarzo.

Se han registrado valores puntuales de hasta 300 g de Oro por tonelada y medias de 5-10 gramos por tonelada sobre varios muestreos de las estructuras filonianas y bréichicas.

Los valores de Plata están subordinados a los de Oro con un ratio global Oro/Plata de aproximadamente 20 a 1.

Es de esperar que una vez se resuelvan los problemas de tipo ambiental que provocaron una fuerte contestación social para la apertura de la mina, unido a una más que previsible recuperación del precio de los metales preciosos, el depósito de El Centenario pase a la fase operativa de desarrollo minero.

CARACTERÍSTICAS PROPIAS DEL INDICIO O DEPÓSITO. CARACTERÍSTICAS DE LA ROCA ENCAJANTE.

COORDENADAS UTM	NOMBRE/ INDICIO	MINERALOGÍA	MORFOLOGÍA	LITOLOGÍA	EDAD	UNIDAD ESTRATIGRÁF.
336.650 2088.450	La Seiba	Cu, Au, Ag	Diseminada	Volcanoclástica Básicas	Cretácico Sup.	Formación Tireo
318.230 2085.089	Pinar Bonito	Cu	Filoniana	Volcanoclástica Básicas	Cretácico Sup.	Formación Tireo
322.400 2085.089	Río Grande	Cu	Diseminada	Volcanoclástica Básicas	Cretácico Sup.	Formación Tireo

Todos ellos, como se ve, están ligados a la Formación Tireo y se pueden considerar como indicios de tipo epitermal, ligados a filones hidrotermales de baja temperatura.

Las investigaciones no han puesto de manifiesto, volcanes mineralizados susceptibles de ser puestos en explotación, aún cuando las leyes puntuales fueron relevantes.

No obstante, dada la superficie aflorante de la Formación Tireo la presencia de indicios, el hallazgo del yacimiento de Centenario y sobre todo la poca densidad de estudios realizados, mantiene abiertas las expectativas favorables para la localización de futuros yacimientos de interés económico.

#### 6.2.2. Sustancias energéticas

Dentro de los límites de la Hoja de Constanza, no se tienen datos referentes a investigación de hidrocarburos. Sólo se incluye, de modo resumido, las referencias relacionadas con las campañas de investigación geotérmica desarrolladas en el sector de Yayas de Viajama-Constanza, que afectan exclusivamente a la zona SO de la Hoja.

##### - Exploración geotérmica

La Organización Latinoamericana de la Energía (O.L.A.D.E.) financió un amplio estudio geotérmico en la República Dominicana y encargó al B.R.G.M. la realización del mismo en 1980. Este organismo seleccionó como área más favorable, por su potencial geotérmico, la región de Yayas de Viajama-Constanza, y recomendó la realización de

estudios complementarios con el fin de cuantificar las posibilidades reales de aprovechamiento.

Las investigaciones fueron continuadas por Electroconsult (1983) que efectuaron una amplia campaña de exploración geológica y geoquímica y recomendaron la realización de estudios geofísicos en el área de Valle Nuevo. Además seleccionan ya un área más restringida para la perforación de pozos profundos. El primero de estos pozos fue sufragado por la D.G.M., mientras que los siguientes estudios fueron financiados por el Banco Interamericano de Desarrollo (B.I.D.).

Es organismo (B.I.D.) encargó una evaluación y recopilación de todos los estudios a la D.G.M. Entre sus conclusiones señalaron la existencia de una fuente termal, al SO de esta Hoja, en el Arroyo Guayabal (Hoja de Padre Las Casas). Sin embargo, la temperatura estimada para el reservorio se consideró insuficiente y se decidió paralizar, por el momento, las investigaciones.

#### 6.2.3. Rocas industriales y ornamentales

En el informe de INYPSA (1985) se señalaban sólo 4 explotaciones, de las cuales tan sólo 1 se encontraba en actividad. Actualmente, sólo en dos de ellas se registra algún tipo de actividad intermitente.

Pese a que una gran parte de la superficie de la Hoja de Constanza, prácticamente todo su borde Norte, está cubierto por los afloramientos del batolito del Río, con sus diferenciaciones petrológicas en su interior, y, que el resto está dominado por los afloramientos volcanoclásticos de la Formación Tireo en sus diferentes litologías, volcánicas, volcanosedimentarias y sedimentarias, la actividad minera en este sector es prácticamente nula.

El potencial por el contrario es enorme puesto que estudios detallados en el batolito del Río, con seguridad pondrían de manifiesto facies ígneas contenibles, según se ha podido constatar en los recorridos cartográficos de campo.

Lo mismo ocurriría con ciertas unidades volcánicas pertenecientes a la Formación Tireo y al volcanismo cuaternario que aflora al SW de la Hoja.



## SITUACIÓN DE INDICIOS

COORDENADAS	SUSTANCIA	PROVINCIA	ACTIVIDAD	RESERVA
318.500 2085.400	ROCAS VOLCANO- SEDIMENTARIAS		ABANDONADA	MEDIA
322.600 2093.700	ROCAS VOLCANO- SEDIMENTARIAS		ABANDONADA	GRANDE
318.200 2087.800	ROCAS VOLCANO- SEDIMENTARIAS		ABANDONADA	MEDIA
216.500 2093.400	ROCAS VOLCANO- SEDIMENTARIAS		ABANDONADA	GRANDE
318.00 2087.900	LUTITAS		INTERMITENTE	GRANDE

### 6.2.3.1. Descripción de las sustancias

#### - Áridos

Se trata de pequeños escarbaderos que sólo registran actividad temporalmente, entre ellos hay que destacar una explotación en las rocas volcanoclásticas de la Formación Tireo, próximo a la localidad de Tireo y otra desarrollada en los niveles de lutitas intercaladas en la subida a El Convento, al sur de Constanza. En ambos casos se utiliza la roca para pequeñas labores como la reparación de las pistas, tras el paso del huracán Georges.

### 6.2.3.2. Potencial minero

La mala accesibilidad de la zona y la existencia de zonas protegidas por ley, en lo referente al medio ambiente, disminuyen la potencialidad minera de la Hoja. No obstante, se pueden considerar como litotectos favorables, los niveles calcáreos intercalados en la Formación Tireo, los materiales volcánicos cuaternarios y las tonalitas y dioritas del Batolito de El Río.

En cuanto a las calizas de la Formación Tireo, serían susceptibles de aprovechamiento para áridos de machaqueo, para la fabricación de cal y/o cemento; si bien, su poca continuidad y reducidos espesores limitan su aprovechamiento real.

Las distintas coladas basálticas (del volcanismo cuaternario) son buenos materiales para balasto ferroviario, aunque parece poco probable que en un futuro cercano se vaya a construir este tipo de infraestructura en la zona de Constanza, y su transporte a la capital sería muy costoso.

Por último, uno de los materiales que presentan mejores perspectivas de aprovechamiento son las rocas “oscuras” del Batolito de El Río. Se trata de rocas de composición diorítica o cercana a las mismas que serían fácilmente exportables como roca ornamental.

## **7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO**

La protección de diversas zonas del territorio tiene como finalidad asegurar la continuidad natural de los ecosistemas, preservándolos de actividades urbanísticas e industriales destructivas y evitar el uso abusivo de sus recursos. Dentro de los recursos no renovables de un país, el patrimonio geológico 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, utilizados de forma racional y ordenada, puedan resultar beneficiosos para la humanidad. Es por ello necesario, no sólo preservar el medio natural y, en este caso, el patrimonio geológico, 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 que han actuado en un área.

En este sentido, se ha considerado conveniente la realización de un inventario de lugares de interés geológico dignos de medidas de protección y aprovechamiento con fines divulgativos, educativos y/o turísticos. El contenido, posible utilización y su nivel de significado definen pues un L.I.G. que puede corresponder a un punto, un itinerario o un área.

### **7.1 Relación de los L.I.G.**

En la Hoja de Constanza, debido a sus dificultades orográficas y a la propia geología de la misma, sólo se han seleccionado dos itinerarios que se describirán a continuación.

### **7.2 Descripción de los lugares**

- N°1. "Corte geológico desde la Ciudad de Constanza a Valle Nuevo". Este corte N-S permite realizar una serie de buenas observaciones en la Fm. Tiroo siguiendo la carretera de Constanza a S. José de Ocoa.

- Desde la terraza del Hotel Altocerro se puede observar una amplia panorámica del Valle de Constanza y tener una visión de conjunto del itinerario a seguir.
- Afloramientos de calizas de la Fm. Tireo, en un pequeño cerro testigo en el inicio de la subida a La Japonesa. Estos afloramientos ya fueron citados por Bowin (1966) y Lewis et al (1991) y además, el primer autor dató fauna Cenom-Turón que permiten asignarlos al Tireo inferior.
- Después de la Colonia Japonesa, y nada más pasar un collado que da vista al Valle de Río Grande, se observan varios niveles de terrazas. Unos metros más adelante, en un pequeño escarbadero hay una serie de niveles sedimentarios lutíticos, de color marrón oscuro, intercalados entre las rocas volcanoclásticas de la Fm. Tireo. La cartografía de estos niveles ha permitido definir una estructura anticlinal.
- En la trinchera de la carretera, junto a la localidad de El Convento se observan unos niveles de “cherts”, de espesores centimétricos, con colores amarillentos, que ya fueron citados por Lewis et al (1991) como “chert” de El Convento. Desde este punto puede observarse como una colada reciente (del Volcanismo Cuaternario) rellenó el Valle a modo “intracanyon”, posteriormente ha vuelto a ser erosionada. Así, en el cauce del barranco hay un buen afloramiento de la misma, pudiendo comprobarse que se trata de un basalto flogopítico con disyunción columnar.
- Continuando el corte de esta carretera, en el entorno del punto (320.700-2085.450), aflora una potente colada de riolitas perteneciente a la parte superior de la formación Tireo. Es una roca de matriz rosácea con abundantes fenocristales de cuarzo y feldespato, visibles a simple vista. El contacto de esta colada sobre las tobas de la Fm. Tireo es muy nítido y se sigue muy bien a lo largo de esta carretera.
- El Cerro Castillito (320.125-2084.500) es un domo de similar composición a la de estas coladas, y presenta una brecha de borde, constituida por fragmentos y bloques monomícticos y angulosos de riolitas.
- Siguiendo esta carretera hacia el sur, próximo al límite con la Hoja de Sabana Quéliz (321.000-2083.450). Aparecen sobre las coladas riolíticas (mencionadas), primero unos niveles de “chert” casi incartografiables, y después una serie de calizas del techo de la Fm. Tireo (datadas como Maastrichtiano). Unos metros más arriba esta unidad mesozoica es cubierta por las coladas basálticas de los volcanes cuaternarios

de Valle Nuevo, que cubren estas laderas y cuya observación se realiza mejor en la Hoja limítrofe (Ver L.I.G. en la Hoja de Sabana Quéliz).

- N°2. Niveles de calizas con fauna de gasterópodos en el área de cabecera de Río Blanco

Este punto tiene muy mala accesibilidad, ya que con coche sólo se puede llegar hasta un almacén a unos 300-400 m del muro de la Presa de Río Blanco. Desde este punto se puede seguir hacia Las Casas de Los Botados por una senda transitable con caballerías. Desde las últimas casas, al pie del deslizamiento de Monte Llano (“Casa Jesusito”) se continua a pie hacia la zona de cabecera de Río Blanco. Este corte del arroyo es muy interesante, pues permite observar en primer lugar, tobas volcánicas de color rojizo con lapilli acreccionario en las proximidades de la confluencia de Río Blanco con la Bojuquera. A unos metros, aguas arriba, se observa el frente de cabalgamiento. Continuando el corte, afloran en el lado occidental del barranco unas masas de rocas rojo-negruczas del tipo “jaspes con manganeso” similares a los observados en la Hoja de Gajo de Monte en Los Guayuyos.

En el fondo del barranco (a cota 1070 m) se observa la serie sedimentaria estratificada, constituida por lutitas y margas pizarrosas con niveles de calizas con fauna de gasterópodos, son moldes del tamaño de un “gorro andaluz” (“rondeño”). A techo se intercalan niveles de tobas gris-verdosas y calizas tableadas negras de espesores individuales de 15-20 cm. Sobre esta serie sedimentaria aparecen los niveles, citados, de jaspes de Manganeso.

## 8. BIBLIOGRAFÍA

- **ARAÑA, V. Y VEGAS, R (1974):** Plate tectonics and Volcanism in the Gibraltar Arc. *Tectonophysics*, 24, 197-212
- **ARICK, M. B. (1941):** *Annual report of Geological Department*, New York, 34p.
- **\*AVE LALLEMENT, H.G. (1997).** Transpression, displacement partitioning and exhumation in the eastern Caribbean/South American. Plate boundary zone: *Tectonics*, v. 16 (2), p. 272-289.
- **BAKER, P.A. & BURNS, S.J. (1985):** The occurrence and formation of dolomite in organic-rich continental margin sediments. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 69:1917-1930
- **BERMUDEZ, P.J, (1949):** Tertiary smaller foraminifera of the Dominican Republic Cushman Laboratory for Foraminiferal Research Special Publication 25, 332 p.
- **BIGNOT, G. (1988):** Los Microfósiles. Ed.paraninfo, Madrid. 248 p.
- **BIJU-DUVAL, B., BIZON, B., MASCLE, A. Y MULLER, C. (1983):** Active margin processes; field observations in southern Hispaniola. En: *Studies in continental margin geology* (WATKINS, J. S. Y DRAKE, C.L., Eds.), *American Assotiation of Petroleum Geologist Memoir*, 34: 325-346.
- **BLESCH, R.R. (1966):** Mapa geológico preliminar. In: *Mapas. Volumen 2, Reconocimiento y Evaluación de los Recursos Naturales de la República Dominicana. Unión Panamericana*, escala 1:250.000.
- **BOURGOIS, J., NG, R., TAVARES, I. y VILA, J. M. (1979):** L'Éocène a blocs d'Ocoa (Republique Dominicaine, Grandes Antilles); Témoin d'une Tectonique tangentielle a vergence sud dans l'île d'Hispaniola. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7: 759-764.
- **BOWIN, C. (1960):** Geology of central Dominican Republic. *Ph. D. Thesis*, Princeton University. Princeton, New Jersey, 211 p.

- **BOWIN, C. (1966):** Geology of the Central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. In: *Caribbean geological investigations* (HESS, H., Ed.), *Geological Society of America*, 98:11-84.
- **BOWIN, C. (1975):** The geology of Española, En: *The ocean basins and margins; Volume 3, The Gulf of Mexico and the Caribbean*, (NAIM, A. y STEHLI, F., Eds.), New York, Plenum Press, p. 501-552.
- **BRASIER, M.D. (1985):** Microfossils. Ed. George Allen & Unwin Ltd., Londres. 193 p.
- **CHIESA, S., CIVELLI, G. y DE TONI (1999):** Analisis de fotolineamientos de la República Dominicana. Subduction to Strike Transitions on Plate Boundaries Penrose Conference Abstracts. Puerto Plata, República Dominicana
- **COOPER, C. (1983):** Geology of the Fondo Negro region, Dominican Republic. *M. S. Thesis*, State University of New York, Albany, 145p. (Inédito).
- **SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL (SGN) (1984):** Proyecto geotérmico Yayas-Constanza (Inédito).
- **SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL (SGN) y BUNDESANSTALT FUR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR); COOPERACIÓN MINERA DOMINICO-ALEMANA (1991):** Mapa geológico de la República Dominicana Escala 1:250.000.
- **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 nº 20, 18p.
- **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, 235p.
- **DOLAN, J.F. (1989):** Eustatic and tectonic controls on deposition of hybrid siliciclastic/carbonate basinal cycles; discussion with examples. *American Assotiation 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.* Volumen especial N°326 de la Sociedad Geológica American, p174
  
- **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, Española and Puerto Rico. In: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española* (MANN, P., DRAPER, G. y Lewis, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.
  
- **DOLAN, J. F., MULLINS, H. T. y DAVID, J. W.(1998):** Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs, En: *Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*, (DOLAN, J.F. y MANN, P., Eds) *Volumen especial N°326 de la Sociedad Geológica Americana*, p174
  
- **DRAPER, G. y GUTIERREZ-ALONSO, G. (1997):** La estructura del Cinturón de Maimón en la isla de Española y sus implicaciones geodinámicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10: 281-299.
  
- **ELECTROCONSULT, (1983),** Estudio de prefactibilidad del área geotérmica Yayas-Constanza, Dominican Republic: Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional, unpublished report, 23 p
  
- **GARCIA, E. y HARMS, F. (1988):** Informe del Mapa Geológico de la República Dominicana escala 1:100.000 San Juan (4972). Santo Domingo, 97 p.
  
- **HEUBECK, C. (1988):** Geology of the southeastern termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. *M.A. Thesis*. University of Texas, Austin, 333 p.
  
- **HEUBECK, C. y MANN, P. (1991):** Structural Geology and Cenozoic Tectonic History of the Southeastern Termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y Lewis, J.F., Eds.). *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.



- **HEUBECK, C., MANN, P., DOLAN, J.F. y MONECHI, S. (1991): Diachronous uplift and recycling of sedimentary basins during cenozoic tectonic transpression, northeastern Caribbean plate margin. *Sedimentary geology*, 70: 1-32.**
  
- **INYPESA (1985):** Inventario Nacional de Aridos y Rocas de Construcción. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo. (Inédito).
  
- **JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (JICA) y METAL MINING AGENCY OF JAPAN (MMAJ) (1984):** Report on Geological Survey of Las Cañitas Area, Dominican Republic. Tokio, 22p.
  
- **KESLER, S.E., RUSSELL, N., POLANCO, J., McCURDY, K. y CUMMING, G.L. (1991a):** Geology and Geochemistry of the Early Cretaceous Los Ranchos Formation, Central Dominican Republic. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y Lewis, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.
  
- **KESLER, S.E., RUSSELL, N., REYES, C., SANTOS, L., RODRIGUEZ, A. y FONDEUR, L. (1991b):** Geology of the Maimon Formation, Dominican Republic. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y Lewis, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.
  
- **LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN A. y ZANETTIN, B. (1986):** A chemical classification of Volcanic Rocks Based an the Total Alkali-Silica Diagram. *Jour. Petro. Vol. 27, Part. 3* pp. 745-750.
  
- **LEWIS, J. F. (1982):** Granitoid Rocks in Española. *Transactions of the 9<sup>th</sup> Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic, 1980*. Amigo del Hogar Publishers 403-408.
  
- **LEWIS, J.F., AMARANTE, A., BLOISE, G., JIMENEZ G., J.G. y DOMINGUEZ, H.D. (1991):** Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic, and volcanoclastic rocks of Tireo Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate*

*boundary in Española* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.

- **LEWIS, J.F., VESPUCCI, P., ROBINSON, E., JIANG, M., AND BRYANT, A., (1987)**, Paleogene stratigraphy of the Padre Las Casas and adjacent areas of the southeast Cordillera Central Dominican, in Duque-Caro, H., ed., Transactions of the 10 th Caribbean Geological Conference, Cartagena, Colombia, 1983: Bogota, Colombia, Ingeominas, p.229-237
- **LOEBLICH, A.R. & TAPPAN, H. (1964)**: Orden Foraminiferida. In: Moore, R.C. (ed): *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part C. Protista 1-2. Geol. Soc. Am. Kansas Univ. Press., New York, 900 p.
- **LOUCA, K., (1987)**, Precious and base metals exploration in northern Haiti; Geology, exploration, and mineral resources of Camp Cpq Exploration Zone E: United Nations Revolving Fund for Natural Resources Exploration Report 26, 31 p.
- **MANN, P. (1983)**: Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Española. *Thesis*. New York University, Albany, 688p. (Inédito).
- **MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F. (1991a)**: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española. *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.
- **MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F. (1991b)**: An overview of the geologic and tectonic development of Española. In: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Española* (MANN, P., DRAPER, G. y Lewis, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.
- **MAUFFRET, A. y LEROY, S. (1997)**: Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. *Tectonophysics*, 283, p 61-104
- **MAURRASSE, F. (1982)**: Presentations, transactions du 1er colloque sur la géologie d'Haiti. Port-au-Prince, 286p.
- **McCLAY, K. R. (1992)**: *Thrust Tectonics*. Chapman and Hall. Pp.447

- **MERCIER DE LEPINAY, B. (1987):** L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: L'exemple de la transversale de l'île d'Hispaniola (Grandes Antilles). *These de doctorat*, Université Pierre et Marie Curie, 378 p. (Inédito).
  
- **MESNIER, H.P., (1980),** Report on the mineral prospects of the Las canitas area, dominican Republic: Santo Domingo, direccion General de Minería, unpublished report, 55 p.
  
- **MIDDLEMOST, E.A.K. (1985):** *Magmas and Magmatic Rocks*. Longman, New York, 266 p.
  
- **OLADE (1980):** Proyecto de investigación geotérmica de la República Dominicana; estudio de reconocimiento-informe geoquímico. In: BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERS (BRGM) y ORGANIZACIÓN LATINOAMERICANA DE ENERGIA (OLADE). Orleans, Quito, 24p.
  
- **PARDO, G. (1975):** Geology of Cuba. En: *The Ocean Basins and Margins* (NAIRM y STELHI Eds.), A.E.M. Volumen 3.
  
- **PEARCE J.A. (1983):** Trace element characteristics of lavas from constructive plate boundaries. En: *Andesites*, (THORPE R.S. Ed.) John Wiley and Sons, p 525-548.
  
- **PINDELL, J.L. (1994):** Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, En: *Caribbean geology: An introduction*, (DONOVAN. S.K. y JACKSON, T.A. Eds), Kingston, Jamaica, University of the West Indies ,Publishers Association, p. 13-39.
  
- **POSTUMA, J.A. (1971):** *Manual of Plancktonic Foraminifera*. Elsevier Publishing Co., Amsterdam, 406 p.
  
- **PROINTEC (1999),** Proyecto SYSMIN de Prevención de Riesgos Geológicos. Servicio Geológico Nacional.
  
- **SARTORIO, D. & VENTURINI, S. (1988):** *Southern Tethys Biofacies*.agip S.p.A., Milán, 235 p.
  
- **TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. (1990):** *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 482 p.

- **VAUGHAN, T.W., COOKE, W., CONDIT, D.D., ROSS, C.P., WOODRING, W.P. y CALKINS, F.C. (1921):** A Geological Reconaissance of the Dominican Republic. In: *Colección de Cultura Dominicana de la Sociedad Dominicana de Bibliófilos* (Editora de Santo Domingo). Santo Domingo, 18 (1983), 268p.
  
- **VESPUCCI, P. (1980).** Preliminary account of the petrology of the late Cenozoic volcanic province of Hispaniola, in Snow, W. And 5 others,eds. Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic p.379-389.
  
- **VESPUCCI, P., (1982),** Preliminary account of the petrology of the late Cenozoic volcanic province of Hispaniola, in Transactions of the 9<sup>th</sup> Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic: Santo Domingo, Amigo del Hogar Publishers, p.379-389
  
- **VESPUCCI, P. (1986):** Petrology and geochemistry of the Late Cenozoic volcanic rocks of the Dominican Republic. *Ph.D. Thesis*, George Washington University, Washington D. C., 223 p.
  
- **WALLACE, M.H. (1945):** Stratigraphy of the pre-Oligocene rocks of the Azua Basin, Dominican Republic. *Private report Dominican Seaboard Company*, New York, 24p.
  
- **WERTZ, W.K. (1985):** The petrochemistry and genesis of the Late Cenozoic shoshonite Basalts, Dominican Republic, and their tectonic implications. *M.S. Thesis*, University of Florida, Gainesville, 196p.
  
- **WILSON, J.L. (1975):** *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer-Verlag, Berlin, 471 p.
  
- **WITSCHARD, M. y DOLAN, J.F. (1990):** Contrasting structural styles in siliciclastic and carbonate rocks of an offscraped sequence; The Peralta accretionary prism, Hispaniola. *Geological Society of America Bulletin*, 102: 792-806.