



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

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

BONAO

(6172-IV)

Santo Domingo, R.D. Enero 2000

0.- RESUMEN

La Hoja de Bonao se encuentra situada al NO de Santo Domingo, en la zona de transición entre los relieves de la Cordillera Central, al oeste, y la llanura de Bonao que ocupa una parte del sector centro-occidental de la Hoja. Esta depresión intramontañosa queda limitada al este por los relieves de Loma Caribe-Peguera que de forma diagonal dividen la Hoja de NO a SE. Asociados con esta formación de peridotitas aparecen los depósitos de Níquel que son explotados por la Compañía Falconbridge. Esta directriz estructural NO-SE es la dominante en ese sector. Al NE afloran mayoritariamente los esquistos de Maimón, mientras que al SE del relieve peridotítico se encuentra la Formación Siete Cabezas, integrada fundamentalmente por basaltos y rocas volcanoclásticas. Los afloramientos de la Formación Duarte aparecen exclusivamente en el sector meridional y están intensamente intruidos por rocas ígneas entre las que cabe mencionar el extenso afloramiento del gabro-norita de la Yautía.

ABSTRACT

The Sheet of Bonao is situated at NW of Santo Domingo, between the relieves of Cordillera Central in the West and the basin of Bonao that is placed at central western side of the Sheet. This graben is bordered at the west by the relieves of Loma Caribe-Peguera which divide the Sheet from NW to SE diagonally. Ni deposits, which are mined by Falconbridge, appear into the peridotitic formation. This NW-SE structural direction is the predominant one in this area. Maimón schists outcrop to the NE covering most part of the area. Siete Cabezas Formation, which is formed mainly by basalts and volcanoclastic rocks, is placed to the SE of this peridotitic relief. The outcrops of Duarte Formation appear just at the southern zone of the Sheet. This formation is extremely intruded by igneous rocks among which the extense gabbro-norite of La Yautia outcrop must be specially mentioned.

1.- INTRODUCCIÓN

1.1.- Naturaleza y metodología del trabajo

Debido al carácter incompleto de la cartografía existente de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través del Servicio Geológico Nacional (SGN), ha establecido la política de completar el levantamiento geológico y minero del país. A tal fin, el consorcio integrado por el Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE), Informes y Proyectos S.A. (INYPESA) y PROINTEC S.A. ha realizado, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN), el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana incluido en el Programa SYSMIN, financiado por la Unión Europea.

Este trabajo tiene como finalidad la realización de la cartografía, a escala 1:50.000 de doce Hojas previamente establecidas. Estas son las que componen los cuadrantes a escala 1:100.000 de Bonao (Hatillo, 6172-I; Villa Altagracia, 6172-II; Arroyo Caña, 6172-III; y Bonao, 6172-IV), Constanza (Constanza, 6072-I; Sabana Quéliz, 6072-II; Padre las Casas, 6072-III; Gajo de Monte, 6072-IV), y Azua (San José de Ocoa, 6071-I; Azua, 6071-II; Pueblo Viejo, 6071-III; Yayas de Viajama, 6071-IV). La cartografía de estas Hojas va acompañada de su correspondiente memoria. Tanto las cartografías como las memorias deben adaptarse a una normativa previamente emitida por el Servicio Geológico Nacional de la República Dominicana. El objetivo final sería tener una infraestructura de cartografía geológica, integrada y formalmente homogénea, del País. Para la realización de este proyecto, se creó un consorcio entre el Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE), PROINTEC S.A, e Informes y Proyectos (INYPESA).

Además de la cartografía geológica citada, este trabajo contempla la realización de prospección geoquímica aluvionar, informes de minería, y cartografía magnética y gravimétrica, así como imágenes de satélite Spot P, Landsat TM, y SAR.

La metodología del trabajo ha sido; en primer lugar la recopilación de publicaciones y/o cartografías disponibles, y su posterior estudio. Siguió la adquisición de fotografías aéreas a escala 1:20.000 del año 1966, y las existentes de algunas áreas a escala 1:40.000 del año 1984. Se dispuso también, de fotocopias de la foto aérea a escala 1:60.000 del año 1958, así como de imágenes de satélite Spot P, Landsat TM, y SAR. Realizada la fotointerpretación del área cubierta por cada Hoja, se inicia el trabajo de campo, que es

alternado con el de gabinete, finalizado el cual se presenta una cartografía provisional de la Hoja correspondiente. Durante el trabajo de campo se lleva a cabo una toma de muestras, que son posteriormente estudiadas, quedando situadas en el correspondiente plano. Los estudios realizados a las muestras han sido de petrografía, micropaleontología, análisis químicos, y algunas dataciones absolutas.

1.2.- Situación y características geográficas

La Hoja, a escala 1:50.000, de Bonao (6172-IV) se sitúa en la parte oriental de la Cordillera Central, en la parte central de la República Dominicana. El cuadrante nororiental de la Hoja pertenece a la Provincia de Sánchez Ramírez, siendo el resto Provincia de La Vega. En la Fig. 1.2.1. aparece el esquema fisiográfico de La Española y la localización de las 12 Hojas que comprende este Proyecto.

La morfología de esta Hoja es variada e irregular. El tercio occidental, que corresponde a la terminación oriental de la Cordillera Central, presenta cotas superiores a 1.200m., y valles con cotas inferiores a los 300m.. Al pié de esta brusca elevación topográfica, hacia levante, se localiza la llanura de la depresión de Bonao con cotas inferiores a los 300m., por donde discurre la Autopista Duarte, vía principal del País. Esta depresión, con forma triangular, se encuentra limitada en su parte oriental, por la alineación montañosa con dirección NO-SE, de la Loma la Peguera, Loma Caribe, y Loma la Leonora con cotas que llegan a los 600m. La parte meridional de esta depresión, se encuentra limitada por los relieves de la Loma Mirador, y la Loma Palmarito que alcanza la cota de 700m.. Desde la Depresión de Bonao hasta el límite oriental de la Hoja, se presenta una morfología discontinúa de lomás y valles, con cotas en las lomás que llegan a alcanzar los 500m., como en la Loma del LLano, y la cota más baja en el Embalse de Hatillo de 100m..

Las aguas superficiales correspondientes a esta Hoja, vierten hacia el norte a través del río Yuna. Al sur de Piedra Blanca, ya fuera de la Hoja por el sur, se localiza la divisoria de aguas que vierten hacia el sur, por el río Haina. El río Yuna atraviesa la Hoja, desde el suroeste saliendo por el noreste hacia el Embalse de Hatillo. A él vierten diferentes afluentes dentro de la Hoja.

La densidad de población en este área es alta. Se encuentran en ella tres núcleos humanos importantes, como son Bonaó, Maimón, y Piedra Blanca. La población está desigualmente repartida en función principalmente de la pendiente del terreno, estando muy poblada la llanura de Bonaó, y siendo muy escasa en los relieves del tercio occidental.

Los recursos económicos son, básicamente, agrícolas y mineros. Como recursos agrícolas se encuentra el arroz, en la llanura de Bonaó, el cacao y el café con una distribución más irregular, y los pastos para vacuno, principalmente, en los alrededores del Embalse de Hatillo.

Desde el punto de vista minero, se encuentra en la Hoja la explotación de níquel de Falconbridge Dominicana. Esta empresa, extrae el níquel de la cobertera alterada de una roca ultrabásica compuesta principalmente por peridotita. Esta alteración alcanza profundidades que no son superiores a los 15m. de profundidad.

La actividad minera en esta explotación comenzó en la década de los setenta, teniendo una actividad continuada hasta la actualidad (1997). En función del precio del níquel en el mercado, varían las reservas explotables y en consecuencia las expectativas de la continuidad, que a los precios actuales y con las reservas conocidas sería de unos 20 años. Es de señalar la interesante restauración forestal y paisajística realizada en las áreas explotadas, ya que al ser únicamente la cobertera de la peridotita lo que se explota, la superficie afectada es de varios kilómetros cuadrados.

El pueblo de Maimón está más relacionado con la mina de Rosario, que queda situada en la vecina Hoja de Hatillo. Asimismo son de notar las explotaciones de mármol en el ángulo NE de la Hoja. Estas explotaciones, son pequeñas canteras, algunas inactivas, que en lo observado, extraen un mármol de buena calidad y belleza, pero que al encontrarse muy fracturado es utilizado principalmente como terrazo.

1.3.- Antecedentes bibliográficos

El interés minero de la zona hace presuponer que los primeros estudios se remontan a la época del descubrimiento de América. Pero es en la segunda mitad del siglo XIX y primera mitad del siglo XX cuando se realizan trabajos sistemáticos de geología. Así, Gabb (1881), Vaughan et al. (1921), y Weyl (1941) hacen a lo largo de las principales carreteras y

pistas, estudios geológicos, pero no son plasmados en cartografías amplias, siendo muy escasos los datos en los terrenos preterciarios. Schomburgk (1853) y Brinsmade (1918) describen los depósitos de hierro de Hatillo. Bermúdez (1949) lleva a cabo un estudio extensivo sobre la fauna fósil de los terrenos terciarios.

En la segunda mitad del siglo XX, al resurgir con fuerza las ideas sobre tectónica de placas, adquiere una gran importancia a nivel teórico, los arcos islas y los fondos marinos circundantes. Koschmann y Gordon (1950) presentan el primer trabajo con un mapa de la región. Es sin embargo el trabajo de Bowin (1960) el que presenta una cartografía de la región central, diferenciando formaciones cuyas denominaciones han llegado a nuestros días. Palmer (1963) presenta una tesis doctoral en la continuidad septentrional del área estudiada por Bowin, ya fuera de este trabajo. Boisseau (1987) realiza una tesis doctoral con numerosas observaciones en las formaciones de esta Hoja. Mercier de Lepinay (1987) realiza un estudio geográficamente muy amplio, utilizando para esta zona los estudios de Boisseau. El Servicio Geológico Nacional elaboró el Léxico Estratigráfico Nacional (1985), con objeto de integrar los diferentes nombres dados a las formaciones en los distintos trabajos.

Como cartografías geológicas de síntesis se ha de citar la elaborada a escala 1:250.000 de toda la República Dominicana, por el Servicio Geológico Nacional, y el Instituto Cartográfico Universitario en colaboración con la Misión Alemana (SGN-BGR, 1991). La Sociedad Geológica de América (1991), publicó un número especial dedicado a la recopilación de los trabajos geológicos más significativos y recientes sobre La Española, siendo sus editores: P.Mann, G.Draper y J.F. Lewis. Esta recopilación adjunta una cartografía de síntesis en la que queda comprendida la Hoja. Entre los trabajos, incluidos que inciden de forma directa en esta Hoja están: "Cinturones Metamórficos en la parte central de la Hispaniola" G.Draper y J.F.Lewis (1991). "Geología de la Formación Maimón. República Dominicana" Kesler et al. (1991-a). "Geología y Geoquímica de la Formación los Ranchos del Cretácico inferior". Kesler et al. (1991a). "Geología del complejo maar-diatrema de Pueblo Viejo que contiene mineralización de metales preciosos" Russell y Kesler (1991). "Edad de las Rocas Intrusivas en la parte septentrional de La Española" Kesler et al. (1991c).

Más recientemente hay que destacar los trabajos de Draper et al (1995 y 1996) y Draper y Gutiérrez (1997) (Fig. 1.3.1.) que, con criterios estructurales modernos, definen en

sectores próximos al Este la estructura de los Esquistos de Maimón como una zona de cizalla y proponen un nuevo modelo evolutivo para la región; o los de Lapierre et al (1997 y 1999) y Sinton et al. (1998) que aportan nuevas conclusiones, con implicaciones geodinámicas, sobre las características geoquímicas y las dataciones de las formaciones Duarte y Siete Cabezas, respectivamente.

Es de notar la colaboración por parte de Falconbridge Dominicana, con relación al tema de las peridotitas, de todo su personal y en particular del señor J. Jiménez.

2.- ESTRATIGRAFIA Y PETROGRAFÍA

En la Hoja 1:50.000 de Bonaó, afloran materiales volcánicos que se presentan en forma de lavas y piroclastos; rocas ígneas cristalinas, como peridotitas, anfibolitas, gabros, noritas y tonalitas; y rocas sedimentarias como calizas, limos, areniscas y conglomerados.

La edad de las rocas de esta Hoja, va desde un posible Jurásico hasta materiales cuaternarios. Las rocas básicas metamórficas de la Formación Duarte, y las peridotitas de la Formación Loma Caribe se consideran como posible Jurásico, aunque esta última es más probable que sea de edad Cretácico superior, por las consideraciones expuestas en los apartados correspondientes.

El Cretácico se encuentra ampliamente representado. El Cretácico inferior, se encuentra representado por la Formación Maimón, que presenta esquistosidad y una potente banda milonítica, y que cabalga a las calizas de la Formación Las Cañas, equivalente lateral de las calizas de la Formación Hatillo, que se encuentran datadas como Cretácico inferior (Aptiano-Albiano). El Cretácico superior se encuentra bien representado, con dataciones paleontológicas en la Formación Tireo. También se consideran Cretácico superior las Formaciones Siete Cabezas, y Peralvillo Sur. A la intrusión de diorita y cuarzodiorita se le atribuye edad Paleógeno. El Cuaternario está ampliamente representado en la depresión de Bonaó.

La estructura de los materiales presentes en la Hoja, tienen una simetría en cuanto a vergencia de los cabalgamientos, con relación al eje de la banda de las peridotitas, que tiene una alineación NO-SE, y está situada en la parte central de la Hoja. De la alineación de la peridotita hacia el NE, todos los cabalgamientos tienen vergencia hacia el nor este, mientras que desde la peridotita hacia el SO, la vergencia de los cabalgamientos es hacia el Oeste. Esta simetría estructural no está acompañada de una simetría de las litologías, ya que estas son diferentes a ambos lados del eje de simetría de las peridotitas.

2.1.- Jurásico

2.1.1.- Formación Peridotitas de Loma Caribe (1). Peridotita (harzburgita-lherzolita, localmente serpentinizadas) y dunitas.

Esta formación, presente en la Hoja de Bonaio tiene una distribución, aflorante, de banda alargada que cruza la Hoja de sureste a noroeste, desde la Loma la Leonora en el sureste, hasta la Loma de los Pinos por el noroeste, con anchura variable, no superior a 6 km. En esta Isla se extiende desde el pueblo de La Vega hasta las proximidades de Santo Domingo, e incluso parece tener continuidad con las peridotitas de la vecina isla de Cuba.

Bowin (1966), fue el primero en cartografiar esta alineación de peridotitas, que incluyó como eje del denominado por él, Cinturón Metamórfico Central. Lewis (1980), las considera como una ofiolita desmembrada. Para Theyer (1983), es un manto ofiolítico alóctono, cuya obducción se produjo hacia el sur a finales del Oligoceno y/o durante el Mioceno. Boisseau (1987), y Mercier de Lepinay (1987), asocian las peridotitas a las Formaciones Siete Cabezas y Peralvillo como parte integrante del complejo ofiolítico, y le atribuyen una edad Cretácico superior. Su desplazamiento sería hacia el norte, emplazándose en el Maastrichtiano. Draper y Lewis (1991) sugieren una interpretación en la que el conjunto ofiolítico se habría formado en una cuenca de trasera de arco, y cuyo cierre habría dado lugar al metamorfismo de las rocas del cinturón metamórfico. Hipótesis esta última considerada muy plausible. Finalmente, Draper et al. (1995 y 1996), y Draper y Gutiérrez (1997) proponen la asociación peridotita - Complejo Duarte, y la hacen cabalgar hacia el norte sobre los esquistos de Maimón produciendo la banda milonítica de la Formación Maimón. Cualquier modelo debe de tener en cuenta los datos del mapa aeromagnético, en el que se observa una fuerte anomalía positiva, que sugiere un enraizamiento en profundidad de la peridotita (C.G.G. 1997).

La edad de esta unidad, que se considera un complejo ofiolítico, está en relación de cuando se considere se produjo la formación del mismo. Algunos autores la consideran formando parte del complejo Duarte, sería de una edad semejante a él, y por tanto éste sería de edad Jurásico. Si por el contrario este complejo ofiolítico se considera asociado con el final de la evolución del primer arco isla (Formación los Ranchos), el inicio de la formación del complejo ofiolítico de las peridotitas tendría una edad similar a las Calizas de Hatillo (Aptiano-Albiano), y consecuentemente las formaciones Siete Cabezas, Peralvillo Sur y

posiblemente la parte superior del Complejo Duarte, serían de esta edad o superior, es decir la parte inferior del Cretácico superior.

Los contactos de la peridotita, son siempre con la Fm. Peralvillo por la parte noreste, y con la Fm. Siete Cabezas por el suroeste. En esta Hoja, nunca está la peridotita en contacto con otras formaciones que no sean las citadas, y en sus respectivos lados. Estos contactos pueden considerarse mecánicos, y están bastante verticalizados. De observarse buzamiento en los planos de falla, serían en el flanco noreste hacia el suroeste, y en el flanco suroeste hacia el noreste, como si en la parte central de la banda peridotítica estuviese el plano de simetría de los planos de falla.

En algunos puntos, se observa en los contactos con las formaciones adyacentes antes mencionadas, contactos milonitizados. Uno de estos puntos, se encuentra al Este del río Maimón y de la carretera de Piedra Blanca a Maimón, al Sur-Este del paraje El Cinco, en donde se observa, en el contacto entre la peridotita y la Formación Siete Cabezas una banda milonítica de pequeña anchura con cuarzos acintados, que se interpreta como la puesta en contacto entre ambas formaciones mediante una cizalla dúctil que corresponde a un desgarre. Otro punto de contacto singular, está en el norte de la Hoja entre Loma Caribe y Loma de Pino Picado, en este paraje se presenta una pequeña banda de peridotita entre materiales de la Formación Peralvillo. La peridotita en este paraje, se encuentra totalmente serpentizada y milonitizada, presentando planos de deslizamiento que la dan forma arrosariada, con cuentas de tamaño centimétrico. El buzamiento de los planos de falla, próximos al Peralvillo Sur, son todos hacia el oeste. En el Arroyo Maguana al suroeste de la Loma de La Manteca, está presente en el contacto una milonita, presentando, en general, una fuerte cataclasis. Se interpreta esta zona de falla, ocupada en parte por la peridotita, como un importante desgarre que se conoce como Zona de Falla de La Española.

La tectónica final, que afecta al cinturón peridotítico y a las formaciones asociadas, es debida principalmente a la tectónica trascurrente, que afectó a partir del Terciario a todo el ámbito de La Española y dió lugar a una fracturación con direcciones predominantes de NO.-SE. a E-O. y movimiento sinistro (Mann et al. 1991a y b)

En la peridotita, principalmente en las proximidades a los contactos con las formaciones adyacentes (Peralvillo Sur y Siete Cabezas), se observan diques de diabasas incluso dentro de la peridotita. En continuidad, en la vecina Hoja de Hatillo, se encuentran

también cuerpos intrusivos pequeños de gabros.

Desde el punto de vista litológico la Formación Loma Caribe está constituida, en el ámbito de la Hoja, por harzbugitas, mayoritariamente, y por lherzolitas y websteritas, de una manera subordinada; estas rocas se encuentran parcial o totalmente serpentinizadas. Entre las muestras estudiadas también se encuentran las de diques de diabasa (doleritas) y de manera puntual alguna milonita anfibólica.

Las peridotitas están formadas por olivino, ortopiroxeno (posible enstatita) y clinopiroxeno en proporciones variables, según su clasificación, acompañados de espinela y minerales opacos (cromita) en muy escasa proporción.

Posteriormente a la consolidación ígnea estas rocas han estado sometidas a un metamorfismo hidrotermal de baja presión en el límite del muy bajo-bajo grado de metamorfismo (Winkler, 1974) con neoformación de serpentina.

En la mayoría de los casos se observa que las peridotitas han sufrido una deformación frágil dando lugar a una incipiente textura cataclástica reticular en la que la roca está formada por un entramado de finas vetillas y fracturas a favor de las cuales comienza la serpentización y en cuyos núcleos pueden permanecer cristales relictos de olivino o piroxenos con signos de cataclasis; como se ha indicado la serpentización puede ser total dando lugar a serpentinitas. En algún caso se ha observado neoformación de actinolita.

Los diques de diabasa (dolerita), originalmente formados por clinopiroxeno, plagioclasa y minerales opacos, con una textura subofítica, también han estado sometidos al mismo proceso metamórfico que las peridotitas, con neoformación de actinolita que sustituye al piroxeno, sericita-saussurita a la plagioclasa y leucóxeno a los minerales opacos. En alguna ocasión se aprecia la existencia mínima de clorita y de clinozoisita.

De manera muy local, en el contacto con la Formación Peralvillo Sur se han encontrado rocas miloníticas de grano muy fino, en las que parece adivinarse la presencia de planos S-C y a los que se asocia la neoformación de hornblenda verde, muy abundante.

La parte alta de la peridotita, en sentido morfológico, está meteorizada, siendo esta parte la que es susceptible de explotación económica del níquel, alcanzando esta alteración

una profundidad media de 7m., estando la roca sin meteorizar de ahí para abajo.

2.1.2.- Formación Duarte. Esquistos máficos, facies de los esquistos verdes (2), y facies de anfibolitas (3)

Las primeras referencias del Complejo Duarte corresponden a Bowin (1960, 1966), quien dentro del Cinturón Metamórfico, lo describió como un conjunto de rocas máficas metamórficas, de protolito volcánico, que con dirección NO-SE, se extiende desde la zona de Jarabacoa hasta las inmediaciones de Santo Domingo. Los mejores afloramientos los sitúa a lo largo de la Autopista Duarte, de la que toma el nombre. Prácticamente al mismo tiempo, en el área de Jarabacoa-Monción, Palmer (1963 y posterior revisión en 1979) realizó una división del Complejo con criterios metamórficos. Draper y Lewis (1989) propusieron cambiar el término de formación por el de Complejo Duarte. Las tesis doctorales de Mercier de Lepinay (1987) y Boisseau (1987), presentan una revisión del estado de conocimiento de esta unidad. Sin embargo la mejor puesta al día de todos los datos estratigráficos, petrológicos, estructurales y geoquímicos referentes a este Complejo, son las publicaciones de Draper y Lewis (1991) y Lewis y Jiménez (1991), en el volumen especial número 262 de la GSA, así como la de Donnelly et al (1990). Entre las publicaciones más recientes que conciernen a esta unidad, destaca especialmente la de Montgomery et al. (1994), de gran importancia puesto que supone al única datación micropalenteológica realizada en este Complejo, al que asigna, mediante radiolarios, la edad de Jurásico superior. Por último hay que destacar los trabajos de Lapiere et al. (1997), basados en nuevos análisis geoquímicos y dataciones. Estos autores discuten primero la supuesta correlación del Complejo Duarte con un *plateau* oceánico derivado de la Placa Pacífica, para posteriormente proponer que el Complejo en realidad consta de un sustrato con afinidad de corteza oceánica "normal" y de edad Jurásico superior, sobre el que se implanta un magmatismo, de edad Cretácico superior afín al observado en las mesetas oceánicas.

El Complejo Duarte aflora en la parte meridional de la Hoja de Bonao, encontrándose representado por esquistos verdes y anfibolitas, en los que encajan cuerpos tonalíticos, desde diques hasta plutones con fuerte deformación interna, de forma alargada con dirección NO-SE y varios kilómetros de longitud. Los esquistos verdes, con el nº (2) en el mapa, presentan masas de anfibolitas que posiblemente sean debidas a metamorfismo de contacto (nº 3 en el mapa).

Considerando todo el ámbito de la Isla, pero atendiendo en particular a estudios de campo realizados en las zonas de Janico-Jarabacoa y Dajabón, Draper y Lewis (1991), y Lewis y Jiménez (1991), sugieren la división del Complejo Duarte en dos unidades principales : el "Complejo Duarte inferior", generalmente en facies de los esquistos verdes, y el "Complejo Duarte superior", en facies de los subesquistos verdes, formado en la base por un conjunto de metagabros y un enjambre de diques metadiabásicos, que pasa hacia arriba a una potente secuencia de pizarras y cherts, con intercalaciones metabasálticas. Esta es una división que sigue esencialmente los mismos criterios metamórficos de Palmer (1979).

La mayoría de las rocas del Complejo Duarte, sobre todo las del Complejo inferior, presentan una esquistosidad bien desarrollada, que en algunos lugares corresponde a una esquistosidad de cizalla.

Los autores anteriormente citados sugieren espesores aproximados de 3 ó 4 km., para el espesor estructural del Complejo superior, y por encima de los 10 km. para el inferior.

La edad del Complejo Duarte, según Montgomery et al. (1994), es Jurásico superior datado así mediante fauna de radiolarios, en una serie atribuida a este Complejo próxima a la localidad de Janico, constituida por términos volcánicos, calizas y niveles de chert. Todas estas dataciones indican que el Complejo Duarte es, posiblemente, el conjunto litológico de edad más antigua en todo el conjunto de la Isla. Las relaciones estratigráficas con formaciones adyacentes corroboran este mismo criterio. Relativo a la edad, hay que hacer mención al reciente trabajo de Lapierre et al. (1997). Estos autores, han datado una picrita y una anfibolita como Cretácico superior (85.4 y 86.1 Ma respectivamente por el método Ar/Ar), circunstancia que les lleva a considerar, dentro del mismo Complejo Duarte la existencia de un magmatismo tardío.

Las anfibolitas (3) se presentan frecuentemente milonitizadas, teniendo la esquistosidad una dirección sensiblemente Norte-Sur y, o bien se encuentra verticalizada, o con fuertes buzamientos hacia el Este, con vergencia al Oeste.

En la Hoja situada al sur de ésta, Arroyo Caña, se encuentran cuerpos de tonalitas no foliadas. Unos dos kilómetros al oeste de Piedra Blanca se encuentra un pequeño cuerpo intrusivo (12), que intruye, aparentemente, en la tonalita foliada (5), de una roca cristalina,

muy homogénea de cristales de horblenda (horblendita) que llegan a alcanzar tamaño superiores al centímetro. Esta intrusión ultrabásica fue analizada para una datación K/Ar, por Bowin (1975), atribuyéndole una edad de 126 Ma (Valanginiano). En el transcurso de este trabajo se ha realizado un estudio de una muestra de esta roca por el método Ar/Ar, dando una edad de 90 +/- 9 Ma (Turoniano), estimándose esta última como más acertada. Una tonanita foliada (5), al sur de Piedra Blanca, estudiada también en el curso de este trabajo, ha dado una edad de 89,8 +/- 0,4 Ma (Turoniano). Esta datación fue hecha por el método 206 Pb/238 U.

En la parte Sur-Oeste de la Hoja, se localiza un gran cuerpo intrusivo del gabros y noritas, que se conoce con el nombre de Gabros de la Yautía (pueblo situado al sur de la Hoja de Arroyo Caña). Una muestra estudiada durante este trabajo por el método Ar/Ar, ha dado una edad de 120 +/- 5 Ma (Valanginiano-Hauteriviano).

El Complejo Duarte en esta Hoja se encuentra limitado por el Este, por la Formación Siete Cabezas siendo el contacto por fallas subverticales. Por el Norte, las unidades cuaternarias de la Cuenca de Bonaio tapan al Complejo Duarte. Por el Oeste el Complejo Duarte cabalga, mediante una falla de plano muy tendido(menor de 30°) hacia el Oeste, sobre la Formación Tireo.

Los autores anteriormente citados sugieren espesores aproximados de 3 ó 4 km., para el espesor estructural del Complejo superior, y por encima de los 10km. para el inferior.

Bowin (1975) y Palmer (1979), a partir de observaciones petrológicas y estructurales y con escasos datos geoquímicos, fueron los primeros en hacer una interpretación paleogeográfica del Complejo Duarte al que identificaron como un fragmento de corteza oceánica, posteriormente metamorfozado en condiciones de la facies de los esquistos verdes a la facies anfibolítica.

En esta Hoja, se han cartografiado dos unidades dentro del Complejo Duarte, que pertenecerían al Complejo Duarte inferior. La primera consta de esquistos máficos en facies de los esquistos verdes, los cuales presentan alguna intercalación de metadiabasas; la segunda consiste en esquistos anfibólicos, y anfibolitas con horblenda que se asocian al contacto intrusivo de las tonalitas foliadas.

2.1.2.1.- Formación Duarte (2). Esquistos máficos (facies de los esquistos verdes) y localmente metadiabasas.

Este conjunto litológico es el constituyente “de caja” del Complejo Duarte en la Hoja. Litológicamente se trata de un conjunto de esquistos albítico-cloríticos, esquistos albítico-epidótico-actinolíticos, y anfibolitas epidóticas con actinolita-horblenda que, en general, presentan una fuerte deformación dúctil acompañada por un metamorfismo de tipo sincinemático. Todas estas rocas se caracterizan por presentar macroscópicamente tonos verdes más o menos oscuros, grano fino a medio, y una esquistosidad penetrativa planar (Sp), o más raramente plano-lineal (Sp-Lp). Las texturas ígnea y volcánica están localmente preservadas, especialmente en las rocas poco deformadas y metamorizadas en las que se observan metapicritas y metaankaramitas.

La deformación dúctil causante de la esquistosidad principal Sp en los esquistos máficos, presenta un carácter no coaxial. Dicho carácter se deduce a partir de la existencia en las rocas más deformadas, de esquistosidades compuestas por dos familias de planos S y C, en los que son texturalmente estables el anfíbol, la epidota y la plagioclasa. Dicho carácter no coaxial de la deformación, se evidencia también a partir de la presencia de venas de extensión rellenas de calcita y cuarzo, cizalladas y arrosariadas de forma asimétrica paralelamente a la alineación de estiramiento Lp, así como por la existencia de una fábrica oblicua interna en agregados policristalinos de cuarzo.

En la localidad de Pino Herrado (situada entre las Hojas de Arroyo Caña y Villa Altagracia), se ha comprobado, en afloramientos puntuales, la presencia de esquistos pelíticos y metaesquistos de tonos marrón claro, y característico aspecto satinado, que ya fueron citados por Boisseau (1987). Sin embargo no se ha podido constatar, ni en lámina delgada, ni de visu, el contenido en distena observado por este autor

2.1.2.2.- Formación Duarte (3). Anfibolitas horbléndicas.

Este conjunto litológico de mayor grado metamórfico, constituido por esquistos anfibólicos y anfibolitas con horblenda, se asocia al contacto con las tonalitas foliadas. Sin embargo, la presencia en estas rocas de mayor grado metamórfico, de una fábrica penetrativa plano-linear singenética previa, indica la existencia en el Complejo Duarte de un gradiente metamórfico simultáneo, y posiblemente anterior, esto es, de carácter regional

anterior a las intrusiones.

A escala de afloramiento, las anfibolitas presentan en general un aspecto más masivo y con tonos más oscuros que el de los esquistos máficos. No obstante, la fábrica planar (Sp) o plano linear (Sp-Lp) está bien definida por un bandeo milimétrico de capas verdes oscuras ricas en anfíbol, alternantes con lentejones claros muy aplastados ricos en plagioclasa y cuarzo. Contribuyen a su definición la disposición paralela de las láminas micáceas, las plagioclasas y los prismas de anfíbol. La lineación mineral contenida en el plano de foliación Sp, está definida por la orientación de los nematoblastos de anfíbol, y el alineamiento de las colas de recristalización en torno a los porfiroclastos. El límite entre las anfibolitas y los esquistos verdes, no es, generalmente, un límite neto si no más bien un cambio transicional, por lo que en la cartografía se han diferenciado por una sobrecarga.

A la microescala se observa una gran variedad de texturas, que reflejan tanto la variable deformación interna de estas rocas, como la intensidad y tipo de blástesis metamórfica. Las rocas más deformadas se caracterizan por el desarrollo de texturas miloníticas y blastomiloníticas, sobre las que se destacan porfiroclastos rotados. Las anfibolitas próximas a las intrusiones tonalíticas experimentaron una importante recristalización, que da lugar a la formación de agregados de anfíbol sin una orientación cristalográfica preferente.

Desde un punto de vista petrográfico, las rocas de esta unidad pueden ser clasificadas en tres tipos: anfibolitas horbléndicas, anfibolitas epidóticas y esquistos anfibólicos. Las asociaciones minerales observadas en cada tipo son, respectivamente: horblenda, plagioclasa, cuarzo y esfena; horblenda, plagioclasa (albita), epidota y esfena, y horblenda, actinolita, clorita, albita, epidota, esfena y cuarzo. Como minerales accesorios aparecen en todos ellos: ilmenita, magnetita, zircón y opacos. Como retrógrados secundarios se observa clorita rica en hierro, mica blanca (moscovita), sericita, feldespato-K, y óxidos de hierro y titanio. La aparición de relictos de plagioclasas zonadas en forma de porfiroclastos, y de clinopiroxeno en el núcleo de escasos nematoblastos de horblenda, sugiere que estas rocas se formaron, principalmente, a partir de la hidratación y metamorfismo de rocas básicas.

En el ámbito de la Hoja se encuentran los tres tipos petrográficos descritos tanto en el contacto con las tonalitas foliadas como en el de los gabros-noritas de la Yautía, siendo el

más abundante, no obstante, el de las anfibolitas hornbléndicas.

En algunas de estas muestras parece observarse una foliación primitiva totalmente traspuesta por la foliación milonítica que es la Sp. En la mayoría de las rocas, salvo en los esquistos, la foliación milonítica aparece muy marcada siendo definida fundamentalmente por cristales de hornblenda idiomorfos o subidiomorfos muy alargados o por cuarzos acintados. En algunos casos se han encontrado porfidoblastos de hornblenda ligeramente anteriores a la Sp, sin-Sp y en algún caso post-Sp. A menudo la deformación dúctil viene reflejada por una fábrica milonítica con planos del tipo S-C (Lister y Snoke, 1984).

En numerosas ocasiones a las texturas de la deformación dúctil se le superponen otras, como poligonizaciones de la hornblenda o del cuarzo, indicadores de una recristalización estática, o como se ha dicho ya, formación de porfiroblastos de hornblenda, cortando a todas las estructuras, etc., dando lugar a menudo a texturas blastomiloníticas que borran en gran parte los vestigios de las anteriores. Todo ello indicaría un foco de calor que puede ser producido por el contacto con los cuerpos intrusivos.

En la mayoría de las rocas se ha alcanzado la facies de las anfibolitas coincidiendo con el cizallamiento dúctil. Posteriormente al cizallamiento dúctil y a los efectos del metamorfismo térmico, tiene lugar un retrometamorfismo en el que se encuentran minerales de neoformación como actinolita, epidota, prhenita, biotita, mica blanca y/o clorita. La actinolita, en finísimos agregados aciculares puede llegar a constituir la totalidad de la roca. La epidota en ocasiones puede presentar hábitos fibroso-radiados.

A menudo la epidota y la clorita rellenan finas vetas que atraviesan la roca.

En alguna ocasión aislada se ha podido comprobar la existencia de una ligera crenulación de la Sp milonítica, sin recristalización o formación de neominerales.

2.2.- Cretácico inferior

2.2.1.- Formación Maimón. (4) Rocas volcánicas y volcanosedimentarias, predominantemente ácidas, con esquistosidad y bandas miloníticas.

Esta Formación se presenta, como una banda alargada de dirección NO-SE, situada en el oeste de la Cordillera Oriental. Desde el punto de vista litológico, esta unidad consiste en un conjunto de rocas esquistosas, predominantemente volcánicas con intercalaciones sedimentarias, que presentan un grado variable de deformación y metamorfismo. Todas estas rocas presentan alta la relación Fe/Mg, y muy bajo contenido en potasio (K). Junto con los esquistos denominados de Amina, formación equivalente situada al NO, los esquistos de Maimón forman el flanco septentrional del Cinturón Metamórfico Intermedio (Bowin,1960,1966).

Debe su nombre (por el pueblo de Maimón situado en esta Hoja) y primera cartografía a Bowin (1960,1966). Mercier de Lepinay (1987) y Boisseau (1987) interpretan esta Formación, conjuntamente con la formación Duarte, como parte integrante del basamento metamórfico de la Isla. Kesler et al. (1991 a y b) basándose en afinidades geoquímicas, proponen la correlación de los esquistos de Maimón con la Formación Los Ranchos de edad Cretácico inferior, y hace una cartografía litológica. Draper y Lewis (1991) interpretan los esquistos de Amina-Maimón como los primeros depósitos de arco-isla de La Española, desarrollados sobre un sustrato de corteza oceánica, correspondiente al complejo Duarte. Draper et al. (1995,1996) y Draper y Gutiérrez (1997) consideran una banda de milonitas que representa una zona de cizalla en esta Formación. Así pues en la cartografía de esta Formación, se ha diferenciado un conjunto litológico milonítico situado al SO de la formación Maimón, que se identifica con una zona de cizalla dúctil, y condiciones metamórficas de la facies de los esquistos verdes. En la cartografía se ha diferenciado por una trama sobreimpuesta al color, y separado del otro conjunto litológico por un cabalgamiento. El otro conjunto litológico, se encuentra deformado y en facies de prehnita-pumpellita y con diferentes grados de esquistosidad. La esquistosidad principal presenta un buzamiento hacia el SO generalmente superior a los 40°, está definida en estas rocas, por delgados niveles lentejonares de cuarzo policristalino, que muestran una extensiva cristalización dinámica. La Lp (lineación principal), definida por la alineación de anfíboles y niveles lentejonares de cuarzo, sobre la Sp (esquistosidad principal) presenta ángulos de inmersión de medios a moderados generalmente hacia el S-SE. Asimismo este carácter no

coaxial, se pone de manifiesto a la mesoescala por la presencia de numerosos pliegues en vaina. Todos los indicadores cinemáticos parecen indicar un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el N/NNE (Draper y Gutierrez, 1997).

Esta Formación se considera, por varios autores, de edad Cretácico inferior siendo el equivalente lateral más deformado de la Formación Los Ranchos. Esta deformación es tanto más intensa cuanto más próxima a la banda de peridotitas se encuentra.

En esta Hoja se ha diferenciado una banda meridional, representada por rocas miloníticas, que corresponde a la parte más próxima a la Formación Peralvillo Sur y a la peridotita de Loma Caribe. El contacto entre esta roca milonítica y la roca más o menos deformada, se observa nítidamente, en esta Hoja, al norte del río Yuna, en la Loma la Yauita. La roca milonítica, presenta un tamaño de grano de arena, y es muy difícil reconocer su protolito. Por el contrario, en las rocas de la Formación Maimón no miloníticas, aunque deformadas, es fácil reconocer su origen, que generalmente es volcánico-plutónico, y frecuentemente de carácter químico, de intermedio a ácido.

La mejor observación de esta roca milonítica, y de sus indicadores de movimiento, se encuentra en el río Ozama (Hoja de Hatillo). Corresponde a una zona de cizalla con vergencia hacia el nor este.

Esta formación correspondería al Arco-Isla Primitivo.

La asociación mineral de las rocas de la banda milonítica consiste en cuarzo, sercita, mica blanca, albita, epidota, actinolita, clorita, prehnita, carbonato y minerales opacos. En algún caso persisten cristales relictos de plagioclasa y/o clinopiroxeno. Esta asociación es relativamente constante tanto en las muestras de esta Hoja, como en las de Hatillo y Villa Altagracia.

La fábrica milonítica se encuentra muy desarrollada, tanto en la presente Hoja como en las Hojas de Hatillo y Villa Altagracia, con planos S-C del tipo II (Lister y Snoke, 1984) definidos ambos fundamentalmente por la orientación de los cristales de los minerales micáceos y de la actinolita, minerales que marcan el límite entre el bajo y muy bajo grado de metamorfismo (Winkler, 1974) o la facies de los esquistos verdes.

El carácter no coaxial de la Sp está indicado por la fábrica interna oblicua respecto a la Sp presente en los ribbons policristalinos de cuarzo y la asimetría de las colas de presión formadas por cuarzo microcristalino en torno a pofiroclastos de cuarzo relictos de la roca original, de tipo y (Passchier y Trouw, 1996).

En la Hoja de Bonaó se ha diferenciado una banda meridional, adyacente a la formación Peralvillo Sur, representada por una milonita de falla. El contacto entre esta milonita y la roca original más o menos deformada, se observa nítidamente, en esta Hoja, al norte del río Yuna, en la Loma la Yautía. Esta milonita de falla parece corresponder a un cabalgamiento hacia el NE, en condiciones de P-T dúctil-frágil, (Draper y Gutiérrez, 1997). La mejor observación de esta roca milonítica, y de sus indicadores de movimiento, se encuentra en el río Ozama (Hoja de Hatillo). La milonita, presenta un tamaño de grano arena, y es muy difícil reconocer su protolito. Por el contrario, en las rocas de la formación Maimón no miloníticas, aunque deformadas, es fácil reconocer su origen, que generalmente es volcano-plutónico, y frecuentemente de carácter químico, de intermedio a ácido. Esta Formación correspondería al arco-isla primitivo.

En el conjunto de filitas y esquistos, estructuralmente inferior, las rocas metavolcánicas y metasedimentarias presentan un menor y más variable grado de deformación interna, o incluso, a la microescala, ausencia total. En el ángulo NE de esta Hoja se han recogido una serie de muestras, fundamentalmente de cuarzoqueratófidos, que presentan una nula o escasa deformación y preserva perfectamente las texturas originales.

Muestran una textura porfídica seriada con matriz cripto-microcristalina. Los fenocristales pueden significar del 7 al 25 % del total del volumen de la roca, con tamaños desde los 5 mm hasta confundirse con la matriz; son normalmente de cuarzo y plagioclasa/albita acompañados por microfenocristales de minerales opacos. La matriz está formada por cuarzo, albita, minerales opacos, apatito y por minerales de neoformación como minerales sericítico-micáceos, pumpellita, actinolita y epidota, indicativos del grado muy bajo o límite entre éste y el bajo de metamorfismo (Winkler, 1974) o bien de las facies prehnita-pumpellita y de los esquistos verdes.

En otros puntos aislados de esta Hoja y de las de Hatillo y Villa-Altigracia se han reconocido tobas alteradas, de carácter intermedio o básico, tobas riolíticas vitrocristalinas o, en las áreas más deformadas, esquistos cuarzofeldespáticos. La Sp, muy poco penetrativa,

en el caso de los esquistos, viene definida por el aplastamiento de los granos de cuarzo y de albita, las sombras de presión en torno a porfiroclastos de pirita y la disposición de las superficies de acumulación de material insoluble (minerales opacos y óxidos de hierro). Estos planos indican mecanismos coaxiales de disolución por presión para la formación de la Sp en estas rocas. Draper et al. (1995, 1996) y Draper y Gutiérrez (1997) estudian la petrofábrica del cuarzo en rocas de esta Hoja, asignando un mecanismo de cizalla pura para la deformación dominante. En algunas ocasiones esta Sp también viene definida por minerales sericítico-micáceos y clorita de neoformación, indicando unas condiciones de metamorfismo en límite entre el bajo y muy bajo grado (Winkler, 1974) o de la facies de los esquistos verdes.

La formación Maimón se encuentra intruída por cuerpos dioríticos de tamaño pequeño (algunas centenas de m²), a grandes (algunos Km²).

2.2.2.-Tonalita foliada. (5)

A escala regional, las tonalitas foliadas se caracterizan por aflorar exclusivamente como cuerpos intruídos en la serie metamórfica del Complejo Duarte. Estos afloramientos, que se presentan en la parte meridional de la Hoja de Bonaó, y se continúan en las de Arroyo Caña y Villa Altagracia, se presentan concordantes con la esquistosidad regional, es decir, según una dirección NNO-SSE. La presencia de una foliación magmática planar subvertical paralela al contacto y el aplastamiento de xenolitos, sugiere que la intrusión del magma estuvo condicionada por el campo de esfuerzos externo al que se encontraba sometida la zona. Durante su emplazamiento sincinemático, se produce en las rocas encajantes del Complejo Duarte, una recristalización de tipo corneánico, que da lugar a cambios texturales y mineralógicos a lo largo de una aureola de metamorfismo de contacto cuyo espesor es del orden de 1-2 km.

Estas rocas granitoides son muy meteorizables con el clima tropical, por lo que son escasos los afloramientos de roca fresca. Los mejores afloramientos se encuentran en la Hoja de Arroyo Caña, ya que en esta Hoja tienen una representación mucho más escasa. Los contactos con el encajante son complejos, siendo generalmente bandas donde coexisten las dos litologías. En estos bordes son comunes los diques aplíticos y pegmatíticos, y los enclaves, estando en algún caso estos límites fuertemente cizallados.

Estas tonalitas foliadas, presentan un tipo petrográfico dominante, constituido por tonalitas con horblenda. No obstante estas intrusiones granitoides presentan geoquímicamente un completo rango composicional, desde tipos de composición básica a ácida. Así aparecen facies, formando volúmenes significativos, de dioritas, cuarzo-dioritas y granodioritas. Los diferenciados más ácidos incluyen leucotonalitas, tronjhemitas y una amplia variedad de tipos texturales aplíticos y pegmatíticos.

Las tonalitas con horblenda, son de grano medio a medio-grueso, y textura granuda de equigranular a ligeramente porfídica. La asociación mineral está compuesta por plagioclasa, horblenda, cuarzo, ortosa, y en algunas facies; flogopita, esfena, circón, ilmenita, magnetita y opacos, como accesorios. Las facies porfídicas están definidas por fenocristales de horblenda y plagioclasa idiomorfas, que se destacan de una mesostasia, constituida por un agregado cuarzo-feldespatítico. El feldespato potásico es perítico y más alotriomorfo, con disposición frecuentemente intersticial. En algunas rocas se trata de un mineral accesorio. La secuencia de cristalización, probablemente se inició con la formación de la plagioclasa y la horblenda, que en algunas rocas su contenido modal supera el 60%, continuando con la biotita cuando aparece, el cuarzo y el feldespato potásico.

Con posterioridad a la cristalización magmática, a las tonalitas foliadas se les superpone una esquistosidad deformativa retrógrada, que llega a ser, en los sectores más deformados, de tipo S-C protomiloníticas y miloníticas. Esta esquistosidad se caracteriza por la recristalización dinámica de los nematoblastos de horblenda, orientados paralelamente a la lineación de estiramiento. Esta microestructura, junto con la recristalización extensiva de la plagioclasa, indica que la deformación tuvo lugar, al menos localmente, bajo condiciones de la facies anfibolítica.

Las relaciones microestructurales de la esquistosidad y el metamorfismo, tanto en las tonalitas como en encajante, parecen indicar más bien un emplazamiento sincinemático a modo de intrusión forzada.

En relación con la edad de las tonalitas foliadas, se ha de considerar que la datación más antigua corresponde a una intrusión en estas tonalitas foliadas, situada al oeste de Piedra Blanca, de una roca cristalina ultrabásica (horblendita). La datación de esta roca por el método K/Ar fue de 126Ma, Bowin (1975), que corresponde al Cretácico inferior (Valanginiano). Analizada esta roca, en el curso de este trabajo, por el método K/Ar, ha dado

una edad de 90 +/- 9Ma, lo que daría una edad, teniendo en cuenta el posible error, entre el Albiano y el Campaniano.

Una tonalita foliada, situada al sur de Piedra Blanca, en el cauce del río Maimón, analizada en este trabajo, por el método $^{238}\text{Uranio}/^{206}\text{Plomo}$ ha dado una edad de 89,8 +/- 0,4Ma. que correspondería al Turoniano.

Bowin (1966), obtiene de una horblenda, de unas anfibolitas próximas al contacto con las tonalitas foliadas, por el método K/Ar, una edad de 91Ma., que corresponde también al Turoniano. Bellon et al. (1995), obtiene para una tonalita foliada, tomada en la Hoja de Arroyo Caña, por el método K/Ar una edad de 92 Ma., correspondiente al Cenomaniano. Sin embargo hay otras dataciones que han dado edades más modernas, entre los 50 y 60 Ma., que corresponden al Paleoceno-Eoceno inferior (Kesler et al. 1977, JICA-MMAJ (1984), Kesler et al. (1991c). apuntan la posibilidad de que las más modernas sean producto de un reequilibrio mineral derivado de procesos posteriores, inclinándose por una edad de emplazamiento algo anterior a la de las primeras tonalitas no foliadas, que estos autores cifran entorno a los 80-87Ma.(Coniaciano - Campaniano).

Las relaciones cartográficas parecen claras, en la vecina Hoja del sur, Arroyo Caña, donde se tiene una visión más completa de su relación con otras unidades, se ve que las tonalitas foliadas solo intruyen al Complejo Duarte, y no afectan a la Formación Tireo. La Gabro-Norita de la Yautía, regionalmente indeformada, así como la Horblendita de Piedras Blancas, intruyen tanto a las tonalitas foliadas como al Complejo Duarte. Por último las tonalitas no foliadas intruyen en todas estas unidades.

En este trabajo, se las ha asignado al Cretácico inferior, considerando que pudieran ser Cretácico superior.

2.2.3.-Formación Las Cañas. (6) Calizas arrecifales y de plataforma. Mármoles.

Bowin (1966), diferencia la caliza de Hatillo de la caliza de Las Cañas, separadas en esta Hoja por el río Yuna, quedando las calizas de Hatillo a “Levante” y las de Las Cañas a “Poniente” de dicho río. Fundamenta esta separación en una datación de la caliza de Las Cañas como Cretácico superior, mientras que las calizas de Hatillo se encontraban datadas como Cretácico inferior (Albiano). Koschman y Gordon (1950) habían datado la caliza de

Las Cañas como Cretácico Inferior con rudistas (Nerinea, Requienia o Toucasia). La única evidencia de una edad Cretácico Superior para la caliza de Las Cañas es la determinación de un rudisto. Esta determinación concierne a una especie nueva Antilocaprina occidentalis (Witfield), estimando una edad Campaniano-Maastrichtiano, basándose en la evolución en el curso del tiempo de la estructura de la pared de los Cuprinidos (Boisseau 1987).

Así pues aunque separadas en cartografía y leyenda se consideran una unidad litoestatigráfica, si bien hemos de señalar que las calizas de Las Cañas situadas al oeste del río Yuna se encuentran más implicadas en cabalgamientos que las calizas de Hatillo, y también más metamorizadas por las intrusiones de dioritas, por lo que su aspecto, localmente, puede ser diferente.

Al NE de la Hoja, en la Loma de La Bucara, en el contacto con la intrusión diorítica-cuarzodiorítica las calizas presentan en lámina delgada una textura granoblástica esquistosa bien definida por los cristales de calcita de grano muy fino-fino, muy alargados, constituyendo un mármol calcítico. Al encontrarse únicamente calcita no es posible reconocer el grado metamórfico alcanzado, pero sería presumiblemente bajo.

2.3.- Cretácico superior

2.3.1.- Formación Siete Cabezas. (7) Coladas y tobas, predominantemente basálticas, con silicificaciones.

Después de las referencias iniciales de Koschmann y Gordon (1950) que la definieron como "*upper sedimentary tuff*", Bowin (1960 y 1966) fue el primero en realizar una cartografía de esta Formación en su contexto regional, y en caracterizar sus principales litologías. Boisseau (1987) y Mercier de Lepinay (1987) se han ocupado en sus respectivas tesis doctorales de la Formación Siete Cabezas, a la que coinciden en interpretar como integrante de un conjunto ofiolítico, constituido por esta formación, la Formación Peralvillo Sur y la peridotita de Loma Caribe.

Esta Formación se extiende, desde el norte del pueblo de Bonaó hasta Santo Domingo en dirección sureste. Topográficamente está caracterizada por alineaciones montañosas de dirección noroeste- sureste con agudas crestas. Recibe el nombre, de la Loma Siete Cabezas, situada siete kilómetros al sur de Piedra Blanca (Hoja de Arroyo

Caña). Son predominantes las rocas masivas afaníticas de color verde oscuro a gris, y también son frecuentes tobas líticas de vidrios. Se observan en algunos lugares estructuras *pillows* en las rocas afaníticas volcánicas.

En lámina delgada se pueden observar texturas fragmentarias de matriz criptocristalina correspondientes a tobas, o, con menor frecuencia, porfídica criptomicrocristalina o variolítica correspondiente a rocas lávicas y más concretamente a estructuras de pillow-lavas. La textura criptocristalina es a menudo producto de una desvitrificación. De la roca original sólo permanece el material vítreo o criptocristalino y algún cristal relicto de clinopiroxeno o de plagioclasa. El cuarzo parece corresponder a una silicificación posterior. En la actualidad gran parte de las rocas han sido transformadas a actinolita, minerales sericítico-micáceos, epidota, clinozoisita y clorita; el hábito de estos minerales a menudo es acicular o fibroso-radiado de tamaño muy fino.

Esta asociación mineral es típica de un metamorfismo de bajo grado (Winkler, 1974) o de la facies de los esquistos verdes; la generación de estos minerales tiene una fuerte componente hidrotermal, pues a menudo penetran por finas vetillas, lo mismo que ocurre con el cuarzo.

En la Hoja de Bonao, esta Formación, se presenta como una banda alargada de dirección NO-SE localizada en la mitad meridional de la Hoja, y un pequeño afloramiento muy fracturado al este de Loma Caribe, al norte de Bonao. Al este de Piedra Blanca, y próximo al contacto entre esta formación y la formación Duarte, las rocas de la formación Siete Cabezas se presentan foliadas, debido a fallas de cizalla. Asimismo en el contacto entre la peridotita y esta Formación, al NE del término El Corbano (al este del río Maimón), se presenta una roca con deformación dúctil, con cuarzos acintados situados en un plano casi vertical y próximo al contacto.

En estas zonas de deformación dúctil se aprecian texturas esquistosas, protomiloníticas y ultramiloníticas. De la roca original, que parece de carácter tobáceo, solo se aprecia parte de material criptocristalino. El cuarzo parece en gran parte producto de una silicificación posterior; a menudo presenta cristales acintados, o de bordes acintados con recristalización bajo esfuerzos. El resto de los minerales son todos de neoformación como son los minerales sericítico-micáceos, actinolita, clorita y clinozoisita. En líneas generales la foliación viene marcada por la orientación de los minerales micáceos. Esta asociación

mineral al igual que la de las rocas no deformadas es típica de un metamorfismo de bajo grado (Winkler, 1974) y de la facies de los esquistos verdes; asimismo los minerales de neoformación penetran por finas vetillas.

Bowin (1966) interpretó esta Formación como discordante sobre la formación Duarte. En este sentido un afloramiento recientemente abierto en la autopista Duarte, próximo al primer desvío a la localidad de Villa Altagracia, muestra esta relación entre estas dos formaciones. Se ven varios diques subverticales de material basáltico indeformado, del orden de un metro de espesor, que atraviesan los esquistos máficos de la formación Duarte. Los diques parecen alimentar las tobas cineríticas que se encuentran encima y se atribuyen a la formación Siete Cabezas.

Boisseau (1987), y Mercier de Lepinay (1987), mediante fauna de radiolarios encontrada en niveles de chert, dan edades del Cenomaniano al Turoniano inferior en una de las muestras, y del Senoniano inferior, probablemente Coniaciano, la otra. Entre las dataciones radiométricas la realizada por Bellon et al. (1995), (método K/Ar en roca total) en un intrusivo asociado en esta unidad. Boisseau (1987), dio una edad de 92,2 +/- 4,6 Ma. Más recientemente hay una determinación de 69 Ma.

Es preciso indicar que en la cartografía de la Hoja 1:100.000 de San Cristóbal (SGN inédito), los términos volcanoclásticos de la formación Siete Cabezas original de Bowin (1966), han sido separados de ésta y asignados a la formación Tireo, lo cual se basa en las similitudes de ciertas litologías y en la equivalencia de las edades de ambas formaciones.

En el Arroyo Bermejo, Hoja 1:50.000 de Los Alcarrizos, se presenta una alternancia de brechas, tobas-lapilli, y tobas-cineríticas entre las que se intercalan niveles masivos de chert. Los cherts contienen fauna de radiolarios, a partir de las cuales Boisseau (1987), realizó una de las dataciones mencionadas anteriormente. En la subida al depósito de agua en la localidad de Villa Altagracia, uno de los escasos puntos donde se ha podido observar un plano de estratificación en esta Formación, se presenta con una dirección de 140° y buzamiento de 42° al SO.

Esta Formación se originó en un ambiente submarino como queda indicado por las lavas almohadilladas y los radiolarios de los cherts. La masa vítrica parece ser el resultado de la extrusión de flujos volcánicos en aguas frías a considerable profundidad.

2.3.2.- Formación Peralvillo Sur. (8) Tobas y coladas básicas e intermedias. Cherts rojos y verdes (9)

La Formación Peralvillo Sur se presenta como una banda de rocas volcánicas, esencialmente basaltos, términos volcanoclásticos asociados y cherts, no deformados, y sin metamorfismo, que a lo largo de aproximadamente 60 Km., se prolonga en dirección NO-SE desde cerca de la localidad de La Bomba, al norte de Santo Domingo, hasta el Llano al norte de Bonaó, ya en la Hoja 1:50.000 de Fantino. La anchura de este banda es variable, siendo menor en la parte norte (entre 200 y 1000 m.) mientras que al sur se ensancha hasta alcanzar mas de 3.000 m.

Esta unidad se ha redefinido, en este trabajo, a partir de la formación Peralvillo de Bowin (1960-1966), con la que coincide en su parte más meridional. Boisseau (1967) y Mercier de Lepinay (1987) incluyen esta Formación dentro de un conjunto ofiolítico, en asociación con la Formación Siete Cabezas, y la peridotita de Loma Caribe. Para estos autores la formación Peralvillo sería correlacionable con la Formación Siete Cabezas. Posteriormente, Espailat et al. (1989) estudian la petrografía y geoquímica de esta Formación en Sabana Potrero, zona de interés minero situada en la Hoja de Villa Altagracia. Según estos autores, los basaltos masivos y pillows-lavas de la Formación Peralvillo tiene características geoquímicas afines a la de los basaltos de tipo MORB, y su asociación en campo con depósitos masivos de sulfuros metálicos, apunta hacia una asociación ofiolítica de "tipo Chipre".

El cinturón de rocas volcánicas de la Formación Peralvillo Sur, discurre adosado al flanco septentrional de las peridotitas y, por tanto, en una posición meridional respecto a los esquistos de Maimón. El contacto con los esquistos de Maimón es especialmente rectilíneo, en donde se ha podido observar, consiste en un plano de falla con un buzamiento entre 50° y 60° al SO., que desarrolla una zona cataclástica de espesor métrico.

La fauna de radiolarios encontrada en los niveles de cherts (Boisseau,1987) da una edad Cretácico sin poderse establecer mayor precisión. Ahora bien, una muestra de chert rojo tomada por Lewis y Draper en un arroyo próximo a la mina de Falconbrigde ha sido estudiada por Montgomery encontrando fauna de radiolarios que permiten asignar esta unidad al Campaniano.

Según Lewis, desde el punto de vista geoquímico, los basaltos de Sabana Potrero corresponden al tipo de dorsal oceánica, con algunas diferencias.

En el Arroyo del Toro (límite meridional de la Hoja de Hatillo), se observa una sección representativa de esta Formación. Presenta en la base, lavas basálticas masivas y *pillows*-lavas, intruídas por diabasas. En el contacto con las peridotitas se encuentran gabros. Sobre las lavas basálticas antes mencionadas, descansa una serie volcanoclástica que consiste en tobas, tanto masivas como estratificadas, con niveles de chert verdes y rojos, y limolitas, con un espesor estimado de 1.000 a 2.000 m. El tipo litológico dominante son tobas y lapilli masivas de tonos gris a verde oscuro. En la parte baja de la serie se presenta una alternancia decimétrica de tobas cineríticas de tonos oscuros, limolitas y chert finamente laminados. Las limolitas son de tonos rojizos y los chert rojos violáceos a verdes pálidos. En estos últimos se ha encontrado fauna de radiolarios aunque no ha sido diagnóstica.

Las muestras de tobas de lapilli tomadas en la Hoja de Bonaó en las proximidades del río Maimón y del arroyo Managua, son tobas lítico-cristalinas formadas por fragmentos de rocas volcánicas y fragmentos de plagioclasa y de cuarzo en una matriz de material criptocristalino; presentan distintos grados de cataclasis. También se aprecian minerales neoformados de tamaño de grano finísimo que sustituyen fundamentalmente a los minerales de la matriz; esos minerales son sericítico-micáceos, clorita, epidota, pumpellita, prehnita, clinzoisita y esfena. Esta asociación mineral significa unas condiciones de muy bajo grado de metamorfismo en su límite con el bajo (Winkler, 1974); su formación presenta una componente hidrotermal, dado el tipo de texturas y a menudo su introducción por finas vetillas.

Los basaltos masivos de la base presentan sulfuros masivos en la localidad de Sabana Potrero (Hoja de Villa Altagracia). Debajo de estos sulfuros, los basaltos presentan frecuentes intrusiones de diabasas, las cuales tienen la misma mineralogía que los basaltos, en ellos la plagioclasa está generalmente albitizada por lo que se puede hablar de espilitas.

Mención aparte, merecen algunos xenolitos y bloques tectonizados de mayores dimensiones incluidos en la peridotita, que por su litología, de diabasas o gabros, algunos autores (Espaillat et al. 1989) asimilan a la Formación Peralvillo Sur. La mayoría de estos cuerpos presentan cambios en sus litologías, que consisten en la transformación de los

clinopiroxenos a anfíboles de tonalidades verde claro (uralitas), y la alteración de la plagioclasa a un agregado de grano fino de baja birrefringencia (saussurita), estos cambios mineralógicos se asocian a un metamorfismo térmico de bajo grado, con ausencia de agua. En algunos puntos a lo largo del margen sur con la peridotita, se describen incluso bloques de este tipo en facies anfibolítica. Los autores partidarios de una asociación ofiolítica entre la peridotita y la formación Peralvillo, interpretan los citados bloques y xenolitos como fragmentos de esta última Formación que habrían sido incorporados a la peridotita durante el emplazamiento de ésta.

2.3.3.- Formación Tireo

Se compone de rocas volcánicas, principalmente volcanoclásticas, ígneas e intercalaciones de niveles sedimentarios. El nombre de esta formación corresponde al de un pueblo, situado al lado de un río del mismo nombre, en la vecina Hoja de Constanza. La morfología es muy accidentada, con fuertes pendientes y difíciles accesos.

Las primeras referencias que aluden a la Fm. Tireo se deben a Bowin (1960), aunque posteriormente ha sido objeto de estudio por parte de Mesnier (1980); Japan International Cooperation Agency (JICA) y Metal Mining Agency of Japan (MMAJ) (1984); y Lewis et al. (1991). En este último trabajo, se considera un cuerpo litológico inferior, denominado Grupo Tireo inferior en donde predomina un volcanismo básico, y otro más tardío, Grupo Tireo superior donde predomina el volcanismo ácido.

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, a través de la serie, no sólo verticalmente sino también horizontalmente.

La estructura de esta Formación en esta Hoja, presenta como característica más llamativa las alineaciones N-S de sus capas, en contraste con la alineación de las estructuras E-O. en la vecina Hoja de Constanza. Estas alineaciones N-S en la parte Este de la Formación Tireo, parecen ser debidas, a los esfuerzos que originan los cabalgamientos como el de la Formación Duarte sobre la Formación Tireo en el suroeste de la Hoja, y otro puesto de manifiesto en Boca de Blanco también de dirección N-S dentro de la Formación Tireo. Esta tectónica con vergencia hacia el oeste, y dirección N-S, que origina

los cabalgamientos, ha dado lugar a una banda con esquistosidad y metamorfismo de presión, en la Fm. Tireo, que se extiende desde el cabalgamiento de la Fm. Duarte sobre la Fm. Tireo, hasta el paraje Boca de Blanco. Este cambio en la dirección de las estructuras, con predominio de la N-S, parece ser debido a los esfuerzos que se producen hacia el Oeste en el movimiento transpresivo sinistral que tiene lugar a lo largo del eje de La Peridotita de Loma Caribe y que da lugar a vergencias en ambos sentidos. Esta alineación N-S parece ser posterior a la dirección E-O, predominante al oeste, en la Hoja de Constanza.

Los accesos a esta Formación en esta Hoja, se hacen desde el pie de las elevaciones que salen desde la llanura de Bonao. Al pie del río Masipetro, se llega desde la Carretera de Bonao a La Ceiba, desde allí se puede seguir una senda con fuerte pendiente, pero que corta perpendicularmente una serie de la Fm. Tireo, con capas alineadas N-S y buzamiento de 70°O. Otro acceso es por la carretera que desde Los Quemados por Boca de Blanco, entra en la vecina Hoja de Constanza cortando el río Yuna.

La Formación Tireo se extiende hacia el Oeste, por el paralelo de Bonao, desde la plana de este nombre a través de las Hojas de Constanza y Gajo de Monte.

2.3.3.1- Formación Tireo.(10) Tobas vítricas, rocas sedimentarias (lutitas, grauwacas, conglomerados, y calizas claras y oscuras), coladas básicas y ácidas, e intrusiones ácidas.

Como se ha señalado, la Fm. Tireo, se compone de rocas volcánicas, predominantemente volcanoclásticas, de quimismo ácido hacia el techo de la serie; cuerpos intrusivos, plutónicos y subvolcánicos con un quimismo que evoluciona de forma análoga a la del volcanismo, y varios niveles de rocas sedimentarias intercalados. La falta de horizontes guía, la dificultad de accesos e incluso la inaccesibilidad de numerosos lugares, y una estructura compleja, así como la falta de antecedentes en estudios publicados en esta Formación, para los objetivos de estudio y cartográficos de esta escala, han hecho que se agrupe en un término amplio en la cartografía, un conjunto de litologías, descritas en este epígrafe, diferenciando en los sitios donde han sido vistas determinadas litologías, que se describen en epígrafes sucesivos.

Las litologías más frecuentes en esta formación son:

- Tobas finas y groseras, estratificadas en capas desde unos milímetros hasta varios centímetros.
- Tobas de lapilli, de color gris-verdoso, con fragmentos líticos, fragmentos vítreos y cristales, en una matriz de grano fino. Los fragmentos son del orden de 1cm., pero pueden algunos fragmentos de rocas llegar a 5 cm.
- Cuarzoqueratófidos, se presentan generalmente en forma de pitones, son de color claro y presentan abundante cuarzo, este cuarzo se presenta en forma de cristales o con formas subredondeadas.
- Andesitas y productos aglomeráticos de composición andesítica. Presentan abundantes amigdalas rellenas de calcita y clorita. Estas andesitas presentan abundantes cristales de clinopiroxenos.
- Términos sedimentarios, son frecuentes intercalados entre los materiales volcánicos. Pueden ser calizas de plataforma, con arenas y limolitas (Miembro Calizas de Constanza y Serie de Río Blanco). Cherts y limolitas de fondos marinos, y calizas pelágicas.

2.3.3.2.- Serie de Río Blanco (11). Calizas, margas, lutitas, areniscas, y turbiditas tobáceas.

Esta serie litológica tiene escasa representación en esta Hoja, estando representada en la Hoja de Constanza, adyacente a ésta por el oeste. Consiste en una serie litológica predominantemente de rocas sedimentarias, observadas a lo largo del río Blanco en la Hoja de Constanza. Se observan calizas estratificadas, algunas intraclásticas y alguna lumaquela de lamelibranquios, margas, lutitas, areniscas, y turbiditas tobáceas.

2.3.3.3.- Coladas andesíticas y basálticas (12).

Intercaladas entre la serie de tobas y rocas volcanoclásticas que constituyen el cuerpo principal del afloramiento de la Fm. Tireo, aparecen una serie de coladas de composición andesítica y andesítica basáltica, que se han individualizado cartográficamente sólo en aquellos casos en que sus dimensiones así lo ha permitido.

De los afloramientos cartografiados el que presenta mayor extensión es el que aparece en el borde occidental de la Hoja en las inmediaciones de la central hidroeléctrica

del Río Blanco. Es una roca afanítica masiva, de color marrón grisáceo con zonas de aspecto más vacuolar y escoriáceo que presentan numerosos rellenos secundarios de zeolitas y carbonatos.

En las muestras de roca recogidas se ha constatado su composición basáltica-dolerita con texturas subofíticas o intersertales a menudo amigdalares, de grano fino. Están constituidas básicamente por plagioclasa y clinopiroxeno con minerales opacos y vidrio desvitrificado. La plagioclasa está transformada a sericita y saussurita, a veces también albitizada y el clinopiroxeno casi totalmente transformado a clorita o a actinolita. Junto a estos minerales de neoformación también se encuentra calcita, prehnita, epidota, minerales micáceos, pumpellita y esfena. La calcita y la prehnita, de hábito radial rellenan las abundantes vesículas, penetrando por vetillas. Todos estos minerales parecen haberse formado por un proceso hidrotermal en el que se crean minerales equivalentes al límite entre el bajo y muy bajo grado de metamorfismo (Winkler, 1974).

Esta unidad litológica parece corresponder a términos estratigráficos propios del tramo inferior de la Fm. Tireo.

2.3.3.4.- Calizas tableadas de diversa tonalidad (blancas, rosas y grises) (13)

Estos niveles de calizas aparecen intercalados entre un apilamiento de tobas y rocas volcanoclásticas de la Fm. Tireo. En general son niveles de poco espesor que presentan orientación norte-sur, y buzamientos al Este. En el fondo del río Masipetro se puede ver como capas de calizas sufren bruscos cambios en la orientación y el buzamiento. El espesor señalado en la cartografía puede estar algo exagerado. Una muestra tomada en estas calizas (MM-35), es de tipo biomicrita y contiene numerosos microfósiles totalmente recristalizados pudiéndose clasificar como "wackestone".

En la sección del Arroyo Piedragorda aparecen también calizas arenosas blancas y otros niveles como los de la muestra MM-94 consistentes en biomicritas del tipo "mudstone" con un 7% de terrígenos de tamaño arena y un 13% de microfósiles.

2.3.3.5.- Niveles de chert rojos y jaspes grises. (14).

En esta Hoja de Bonaó sólo se han observado en el sector noroeste de la misma, en

el corte de Masipetro, aunque no se descarta que puedan aparecer en otras zonas. Se trata de un sedimento de fondo oceánico y que en regiones volcánicas suele corresponder con el final de un ciclo magmático.

En el corte de Masipetro se han observado sendos niveles de chert, el primero de ellos se localiza en la parte inicial de la senda aproximadamente a una cota de 320 m. Está constituido por unos nivelillos centrimétricos de color blanquecino rosáceo que en conjunto apenas llegan al metro de espesor. Tiene una orientación de N160°E con buzamiento al Este de 70°. El segundo de los niveles citados aparece en el cruce de una cañada al norte del río Masipetro y aproximadamente a un kilómetro al oeste del anterior, se trata de un delgado nivel de jaspes negruzcos con orientación N150°E y buzamiento 70°E.

2.3.3.6.-Intrusivos básicos (15)

Los materiales de esta unidad están genéticamente relacionados con las coladas andesíticas y basálticas descritas anteriormente (unidad 12) siendo su composición muy similar. Las diferencias se encuentran unicamente en el tipo de textura y tamaño de grano, ya que estas rocas, al corresponder a cuerpos domáticos, pueden presentar algunas texturas microgranudas y mayor variabilidad en el tamaño del grano. El afloramiento descrito se sitúa en el borde oeste de la Hoja.

Probablemente relacionados con estos domos básicos aparecen algunos diques como los que se han observado en la Hoja de Constanza al oeste de río Jima. Algo más alejado pero con una composición similar serían algunos de los diques de diabasa que afloran en la parte final de río Masipetro. Tanto la morfología como la existencia de este cortejo filoniano sugieren que puede tratarse de un cuerpo intrusivo.

2.3.3.7.- Domos y coladas sálicas. (16 y 17).

Estos materiales afloran en el sector noroeste de la Hoja y se sitúan estratigráficamente en la parte alta de la sucesión de tobas y rocas volcanoclásticas de la Fm. Tiro. En el sector suroeste aflora la terminación oriental del cuerpo intrusivo de El Morrote.

Estas coladas sálicas destacan en el campo por erosión diferencial y dan lugar a un

fuerte relieve con diaclasado y disyunción columnar. Aparecen en la divisoria entre los ríos Jima y Masipetro, en el sector NO. de la Hoja, disponiéndose en la parte alta de la sucesión estratigráfica. En muestra de mano se observa que se trata de rocas de color gris claro en la que destacan los cristales de feldespato de tamaño milimétrico. Pueden clasificarse como dacitas, si bien algunos términos más sálicos podrían llegar a riolitas.

El domo, situado próximo a las coladas descritas anteriormente, tiene forma elongada en dirección NO.-SE.. Presenta contactos claramente intrusivos, con las rocas volcanoclásticas de la Fm. Tireo, que en esta zona están representadas por unas brechas volcánicas muy duras y competentes con fragmentos de hasta 8 mm. El domo está constituido por unas rocas porfídicas con abundante cuarzo y feldespato muy similares a los cuarzoqueratófidos de la vecina Hoja de Constanza. Estas rocas podrían clasificarse como riolitas. En algunas se observa que han sufrido procesos de silicificación.

Por la carretera de los Quemados a la Boca de Blanco, y al sur de este paraje, se han visto varios pequeños afloramientos de estos cuarzoqueratófidos, y que como toda esa banda, se presentan con una deformación penetrativa (esquistosidad), teniendo los cuarzos extinción ondulante, y aparición de algún granate.

Las rocas originales, que pueden mostrar texturas protomiloníticas, están constituidas por un 30-40% de fenocristales de cuarzo y albita, ahora transformados a sericita y saussurita, y en menor medida, por minerales opacos transformados a leucoxeno. Se aprecian sombras de lo que podrían haber sido piroxenos, ahora transformados a clorita, esfena, opacos y epidota. La matriz finísima, formada por microlitos de albita y cuarzo, y abundantes minerales secundarios, como sericita, epidota, calcita, clorita y clinozoisita. A menudo éstos acompañados de cuarzo, penetran por finas vetillas, correspondiendo posiblemente a fluidos hidrotermales. La asociación mineral encontrada equivale a un metamorfismo de bajo grado (Winkler, 1974).

Es de señalar que esta banda con deformación penetrativa, consecuencia de los cabalgamientos de dirección N-S en la Fm. Tireo, y también del cabalgamiento de la Fm. Duarte sobre esta última, afecta a términos de edad más moderna (calizas de edad Maastrichtiano), presentándose hacia el Oeste términos de la Fm. Tireo de edad más antigua que no han sido afectados por esta banda de cizallas y cabalgamientos, y en consecuencia no presentan deformación penetrativa alguna.

2.3.4.-Gabro y norita. (18).Cuerpo intrusivo de la Yautía.

Rocas plutónicas máficas, forman el cuerpo de la norita augítica del Batolito de la Yautia. El Batolito de La Yautía recibe el nombre de un pequeño pueblo, localizado en la Hoja de Arroyo Caña. En la Hoja de Bonaó se localiza la parte septentrional de dicho batolito. La composición de las rocas que lo integran es de: norita augítica, norita cuarzo-augítica, y norita augita-uralita. En muchos lugares la hornblenda ha reemplazado completamente a los piroxenos. La plagioclasa es de composición de labradorita. Texturas cataclásticas se presentan predominantemente en los bordes del batolito. En las noritas cuarzo-augíticas, el cuarzo representa entre el 3 y el 5% de la roca. Este batolito puede ser una intrusión de un diferenciado y estratificado magmático, Bowin (1966). En la Hoja de Arroyo Caña, en la pista de Piedra Blanca a la Yautía, se observan milonitas de falla, cuyo plano buza hacia el Este, indicándonos una vergencia del cabalgamiento hacia el Oeste.

En la mayoría de los casos el posible bandeado original se acentúa con una fuerte deformación y foliación marcada por el alargamiento de las plagioclasas, piroxenos y cuarzos y por la neoformación de cristales tabulares alargados de hornblenda verde; antiguos cristales más desarrollados o fenocristales de plagioclasa o de piroxeno quedan como relictos a modo de porfiroclastos en una matriz muy recristalizada, dando a menudo texturas blastomilomíticas. La hornblenda llega a menudo a sustituir en su totalidad al piroxeno, comenzando a modo de coronas por el borde de sus cristales, correspondiendo posiblemente a fenómenos de magmatismo póstumo. Pero en otros casos cuando son cristales de nueva formación y marcando una foliación, parecen directamente relacionados con la deformación dúctil que se realizaría en unas condiciones de metamorfismo en el límite entre el grado bajo y el medio (Winkler, 1974) o de la facies de las anfibolitas. Únicamente en alguna muestra aislada se ha podido observar la presencia de epidota que podría indicar una retrogradación metamórfica a la facies de los esquistos verdes.

En relación con la edad, esta roca intruye en el Complejo Duarte, y únicamente en esta unidad, por lo que Bowin le atribuye una edad, post- Duarte y anterior al Albiano medio. Una muestra datada en el curso de este trabajo, en la Hoja de Arroyo Caña, por el método de Ar/Ar ha dado una edad de 120+/-5 Ma.(Valanginiano-Hauteriviano), del Cretácico inferior.

2.3.5.- Anfibolita horblendica. (19). Cuerpo intrusivo de Piedra Blanca

Se trata de un cuerpo intrusivo de aproximadamente 0,5 Km² de afloramiento. Está compuesto de cristales de horblenda, de grano grueso, superiores a 0,5 cm. Son frecuentes cristales superiores a 1 cm. La horblendita intruye y corta las tonalitas foliadas que intruyen en el Complejo Duarte. Sin embargo, Bowin (1966), cita una pequeña cantera, en la que se observan diques de pegmatita, con cuarzo, feldespatos y moscovita que cortan a la anfibolita horbléndica. Así pues se considera que la horblendita tendría una edad entre la primera intrusión forzada de la tonalita foliada, y las fases póstumas de la intrusión de las pegmatitas. Bowin (1975), en una muestra analizada por el método K/Ar, obtuvo una edad de 126Ma.(Valanginiano). En el curso de este trabajo se ha analizado por el método Ar/Ar, atribuyéndole una edad de 90+/-9 Ma. (Turoniano), edad esta última más coherente con el conjunto de edades.

En lámina delgada la roca muestra una textura granuda de grano medio-grueso, hipidiomorfa, inequigranular e incluso a veces claramente porfídica. La roca original parece haber sido un gabro, aunque en algún caso la presencia de plagioclasa es casi nula; no obstante se aprecian claramente cristales relictos de clinopiroxeno transformándose a hornblenda. Ésta es el componente mayoritario de la roca, llegando casi a ser el único. También el cuarzo está presente, aunque como mineral accesorio. Se aprecian texturas algo cataclásticas. Con muy escasa presencia se encuentran epidota, zoisita y esfena como productos de desestabilización de baja temperatura.

2.4.- Terciario. Paleógeno

2.4.1.- Dioritas, cuarzodioritas y cuarzomonzonitas (20)

Koschmann y Gordon (1950) cartografiaron algunas masas de dioritas que intruyen, en la Hoja de Hatillo, en las Calizas de Hatillo y la Fm. Las Lagunas. Describieron la roca como sienita sódica. Bowin (1966,1975) cartografía y estudia numerosos afloramientos de este tipo de rocas.

Tanto en la Hoja de Bonaó, como en las de Hatillo y Villa Altagracia, se presentan varios cuerpos intrusivos de dioritas piroxénicas. Intruyen en las formaciones: Maimón, Peralvillo, Los Ranchos, Calizas de Hatillo y Calizas de Las Cañas. Estas intrusiones

afectan a materiales del Cretácico superior e incluso del Eoceno, en otros puntos de la Isla.

La roca fresca es gris-verdosa, de grano medio y masiva. Si se encuentra meteorizada es de color marrón oscuro. Es muy semejante en todos los afloramientos. Los minerales esenciales son plagioclasa y clinopiroxenos. Con frecuencia los clinopiroxenos presentan alteración que da lugar a clorita, albita, magnetita y uralita. La plagioclasa (andesina sódica) se encuentra generalmente alterada a arcilla y en algunos lugares a sericita. La albita se presenta en forma intersticial. En las rocas con abundante magnetita los feldespatos se presentan muy alterados. El apatito es muy común como accesorio. Localmente se encuentran, biotita marrón oscuro, epidota, leucoxeno y pirita. La plagioclasa se presenta como pequeñas lajas de tamaño de grano mediano, el clinopiroxeno se presenta como granos anhedrales de tamaño de grano medio (Bowin, 1966).

Las muestras estudiadas en diferentes cuerpos de esta Hoja así como de la Hoja de Hatillo, ofrecen características muy homogéneas que coinciden básicamente con las citadas previamente. Así pues, se trata de dioritas también constituidas esencialmente por plagioclasa y clinopiroxeno, y en menor proporción siempre están presentes biotita y minerales opacos; como minerales accesorios se encuentran frecuentemente cristales de feldespato alcalino, cuarzo y apatito. A menudo presentan texturas intergranulares de grano fino o medio, típicas de rocas hipoabisales. Su grado de transformación a minerales secundarios de carácter hidrotermal (o de metamorfismo hidrotermal), que a menudo penetran por finas vetillas y fracturas es variable, pero la proporción alcanzada siempre es media o alta. Esta transformación afecta a la plagioclasa para dar sericita y saussurita, al clinopiroxeno que pasa a uralita, y más frecuentemente a clorita, a la biotita que pasa a clorita y a los minerales opacos que se transforman en leucoxeno u óxidos de hierro. Epidota, prehnita, esfena y calcita casi siempre presentes en escasa proporción, pueden proceder de la transformación de distintos minerales. Localmente estas rocas pueden mostrar síntomas de deformación frágil.

Los efectos del metamorfismo de contacto se ponen principalmente de manifiesto cuando se ponen en contacto con calizas. En esta Hoja, las Calizas de las Cañas, se convierten en mármol con tamaño de los cristales de medio (4-5 mm.) a grueso. En algunos lugares, en el contacto entre la caliza y la diorita se presentan depósitos de magnetita y hematíes.

Estos cuerpos de dioritas, intruyen en rocas sin metamorfismo lo que indicaría su intrusión en zonas epizonales, así mismo los cristales en lascas y bastoncillos de la plagioclasa, sugieren condiciones intermedias o subvolcánicas.

La intrusión de dioritas corta el cabalgamiento de Hatillo de edad Eoceno. Una muestra estudiada en el curso de este trabajo, por el método $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ha dado una edad de $48,3 \pm 0,3$ Ma (Ypresiano, Eoceno inferior) como edad de cristalización de la muestra. Así pues se considera como Eoceno inferior- medio, la edad de la intrusión de estas dioritas.

2.5.- Cuaternario

El Cuaternario en la Hoja de Bonaó tiene amplia representación, principalmente en la depresión de Bonaó, en donde adquieren gran desarrollo las terrazas altas y bajas y las llanuras de inundación del Río Yuna. A continuación se hace una descripción de estos depósitos de más antiguo a más reciente que tienen su origen en la actividad fluvial como son: glaciares, terrazas, abanicos aluviales, llanuras de inundación, y fondos de valle; en la acción de la gravedad, como los deslizamientos de ladera; y a la meteorización, como son los rellenos de karst. Es en general la combinación de estas tres acciones, en mayor o menor proporción, las que generan estos depósitos.

Glaciares antiguos (21), que corresponden a rellenos de cubetas, mediante abanicos que generalmente han perdido sus partes apicales por neotectónica y/o erosión. Tienen una litología de limos, arenas y gravas, en proporción variable según la distancia a las áreas montañosas de donde provienen los aportes. Los cauces actuales se encajan en estos depósitos.

Las terrazas altas (22) tienen una buena representación en el margen occidental (izquierda) del río Yuna. Esta terraza se localiza entre el río Yuna y el pie de las elevaciones, con fuerte pendiente, de la Cordillera Central. Llega a tener un espesor máximo aproximado de 100m. y una extensión superficial de unos 10 km^2 . La litología de este depósito presenta bloques (que pueden llegar a 1 m. de diámetro) gravas, arenas, y limos.

Las terrazas bajas (23) tienen una extensa representación en la llanura de Bonaó, en donde se encuentra ubicada esta ciudad. Corresponden a antiguas llanuras de inundación del Yuna, hoy ocupadas por importantes cultivos de arroz. Tienen una litología de limos,

arenas, siendo las gravas y bloques menos frecuentes que en las terrazas altas.

Fondos de dolina (24). En la esquina noreste de la Hoja, en los fondos de dolinas del karst desarrollado en las Calizas de las Cañas, se presentan unos depósitos arcillosos, que son residuos de la disolución de las calizas.

Los conos y abanicos aluviales recientes (25) tienen una litología de arenas limos y gravas. En esta Hoja tienen poco desarrollo y se producen en la confluencia de valles estrechos con valles más anchos al disminuir la energía de la corriente. No suelen tener espesores superiores a los 10 m.

Coluviones y depósitos de ladera (26). Es quizás el depósito con menos representación en esta Hoja. Tienen reducido espesor y litología variable, Predominan cantos subangulares en una matriz arenoso arcilloso.

Depósitos de deslizamientos de ladera (27). Los deslizamientos de ladera tienen lugar en la parte occidental de la Hoja, debido a las fuertes pendientes y elevadas cotas existentes en ese área. Son frecuentes y se han cartografiado los de mayor entidad, principalmente el situado al oeste de Bonaó en el contacto entre la Fm. Tiro y la terraza alta del Yuna. En este lugar es llamativa la cicatriz dejada, con forma de “cuchara”, por dicho deslizamiento. La litología característica son los grandes bloques, que junto con los limos y arenas forman este depósito.

Llanuras de inundación (28). Presentan una litología de limos arenas y gravas y se localizan principalmente en los márgenes del río Yuna.

Los fondos de valle (29) tienen en general más el carácter de forma que de depósito, ya que la actual elevación generalizada del terreno en éste área, hace que predomine la erosión sobre la sedimentación, y sólo localmente y de forma discontinua tienen lugar estos depósitos principalmente de gravas y en menor proporción arenas y limos.

2.6.- Geoquímica

Este apartado se ha elaborado a partir de la recopilación de todos los análisis geoquímicos existentes en las cuatro Hojas del cuadrante 1:100.000 de Bonaó, algunos

realizados en el transcurso del presente trabajo, los cuales se presentan en una base de datos (Tabla 2.6.1.). La mayoría de los datos no están publicados. Tanto en el texto como en la base de datos sólo se incluyen las unidades con representación en la Hoja. Puesto que estos análisis han sido realizados por una amplia variedad de autores y con diferentes métodos a lo largo de un intervalo considerable de tiempo, la base de datos se han de utilizar con prudencia. Además, el hecho de que la mayoría de las rocas ígneas y metamórficas representadas en el cuadrante de Bonaio hayan sufrido un cierto grado de metamorfismo o alteración, condiciona que sólo los elementos con menor movilidad como Th, Nb, Hf, Ti, Zr, Y y otros, como los de Alto Potencial (HFS) o Tierras Raras (REE), puedan ser utilizados para discriminar las afinidades magmáticas de las distintas suites de rocas.

Los datos se presentan en diagramas multielementales en los que los análisis se han normalizado al tipo N-MORB (Pearce 1983) y en diagramas de elementos de Tierras Raras normalizados al condrito. Esto permite la comparación directa entre las diferentes unidades comprendidas en la zona de estudio y, a su vez, de éstas con las de otras provincias tectónicas. Este estudio ha permitido llegar a importantes conclusiones, algunas en el campo de la especulación, respecto de las relaciones genéticas entre las diferentes unidades así como de las afinidades magmáticas de las mismas.

2.6.1. La peridotita de Loma Caribe

Hay sólo cinco análisis de roca total disponibles de la peridotita de Loma Caribe. Cuatro de ellos corresponden a harzburgitas serpentinizadas y uno a una dunita. Las piroxenitas se han muestreado a lo largo del margen NE en las proximidades de la Loma Las Cabirmas, pero no hay análisis de ellas. En términos de elementos mayores, estos análisis son típicos de peridotitas de tipo Alpino y son consecuentes con las descripciones petrográficas. La muestra SP-53/91 que presenta un mayor grado de serpentización que el resto, tiene un 1,79% de Al_2O_3 y un 2,5% de CaO de tal forma que se aproxima a la composición de las lherzolitas.

También se dispone de análisis de la cromita en dos pequeños cuerpos de cromitas masivas incluidos en la peridotita. Los que se incluyen en la base de datos corresponden a granos individuales analizados con microprobetas. El alto contenido del 1,1 % en TiO_2 es

considerablemente mayor que el que se encuentra en las cromitas masivas de las peridotitas de tipo Alpino (<0,5%).

Los datos petrográficos y geológicos, en asociación con la ocurrencia de cuerpos masivos de cromitas, sugieren que la peridotita de Loma Caribe representa la parte del manto superior próxima a la discontinuidad de Mohorovicic y que por tanto forma parte de una suite ofiolítica desmembrada

2.6.2. El Complejo Duarte

Puesto que las rocas del Complejo Duarte han sido objeto de numerosos análisis en el cuadrante de Bonao y en otras áreas más septentrionales (Draper y Lewis 1991) no se ha considerado necesario realizar más análisis en el transcurso del presente trabajo. Todas las rocas del complejo comprendidas en este cuadrante, excepto dos, tienen contenidos relativamente altos en MgO y bajos en TiO₂, y pertenecen al Miembro Inferior del mismo, según la división de Lewis y Jiménez (1991).

De las dos rocas mencionadas con composiciones diferentes, la muestra 80-52, una anfibolita cogida de la carretera de Piedras Blancas a Rancho Arriba, muestra el alto contenido en REE y HFS que caracteriza las rocas del Miembro Superior, aunque con contenidos bajos en TiO₂. La muestra 97-13 de Guanamito (Loma Sierrecita) tiene una mineralogía inusual consistente en biotita y clorita. No hay análisis de elementos traza de esta muestra de la que se supone que podría representar un metagabro. Los análisis de elementos traza disponibles del Complejo Duarte se representan en los diagramas de la figura 2.6.1. Estos son similares a los realizados en otras áreas (p.e. Lewis y Jiménez 1991 y Draper y Lewis 1991). Sin embargo se debe destacar que los valores de Hf de las muestras 88BL15, 88BL16 y 88 BL24, son muy bajos. Estos valores bajos de Hf y otras pequeñas discrepancias se deben probablemente a los distintos métodos utilizados por los diferentes laboratorios que han intervenido en los análisis. Los análisis más recientes, conjuntamente con los datos isotópicos (Lapierre et al 1997) son consistentes con la correlación del Complejo Duarte con un *plateau* oceánico como originalmente propusieron Lewis et al (1983) y Lewis (1991).

Basándose en dos nuevas dataciones por el método Ar/Ar que arrojan edades de 86/87 Ma, Lapierre et al (en prensa) concluyen que el Complejo Duarte es de edad

Cretácico superior y forma parte de la denominada Provincia Ignea Cretácica del Caribe-Colombia (Kerr et al 1996). Lewis et al (1999) discrepan de esta interpretación al considerar que el complejo es de edad Jurásica o, como mucho, Cretácico inferior y que por tanto se habría formado en los estadios iniciales del desarrollo de la corteza oceánica caribeña.

2.6.3. El Complejo Río Verde

Debido a la escasez de datos previos, en el presente trabajo se han realizado análisis nuevos de algunas litologías representativas del Complejo Río Verde. Todas las rocas analizadas son máficas (básicas) y muestran un estrecho rango de composición tanto en elementos mayores como menores. Todas han sufrido un cierto grado de metamorfismo o alteración y por tanto sólo los elementos menos móviles pueden ser utilizados para determinar las afinidades magmáticas de las rocas. Para examinar las características geoquímicas de las rocas del Complejo Río Verde es conveniente separar las anfibolitas del grupo principal de esquistos máficos.

Todas las muestras, tanto las correspondientes a los esquistos máficos como a las anfibolitas muestran una pauta de tipo MORB para los elementos HFS, con apenas una ligera disminución respecto del tipo N-MORB (Figuras 2.6.2. y 2.6.3.). Por otra parte, todas ellas presentan la anomalía negativa de Nb y están enriquecidas en elementos de grandes cationes iónicos como K, Rb, y Ba. La pauta general de los elementos HFS es la misma que la observada en los análisis de la Fm. Peralvillo Sur (Figura 2.6.3.b.). La muestra 97-19c es una segregación de grano grueso en los (meta)basaltos de Los Angelitos. Los altos valores de TiO₂, de la relación FeO/MgO y de la concentración de elementos HFS estarían a favor de esta interpretación. Dentro de la misma pauta que sugiere un origen común, las anfibolitas muestran un rango composicional (Figura 2.6.3.) todavía más estrecho comparadas con los esquistos máficos.

Las composiciones químicas de los esquistos máficos y las anfibolitas del Complejo Río Verde son muy similares a las composiciones medias de los basaltos de la Fm Peralvillo Sur en Sabana Potrero. Ambas muestran las mismas pautas de tipo MORB para los elementos HFS y las mismas anomalías negativas de Nb que éstos (Figura 2.6.3.b.).

Sin embargo también hay diferencias composicionales. Así, en el Complejo Río Verde las concentraciones de elementos de grandes cationes como Sr, K, Rb, Ba; y Th

exceden a las de los basaltos de Sabana Potrero, salvo en el caso del Ba. Dado que estos elementos son extraordinariamente móviles, la diferencia de concentración se podría explicar como una alteración producida por la presencia de agua de mar en el momento de la cristalización y el enfriamiento del suelo oceánico. El Th es la excepción y debió permanecer relativamente inmóvil durante los procesos de alteración hidrotermal a niveles someros. Los ratios Th/Nb de los esquistos máficos y las anfibolitas del Complejo Río Verde son diferentes comparadas con las de los basaltos de Sabana Potrero, sugiriendo una fuente independiente para las dos unidades. Así, aunque las rocas del Complejo Río Verde y de la Fm Peralvillo Sur muestran notables similitudes petrográficas y geoquímicas que podrían sugerir una cierta afinidad genética existen suficientes diferencias para suponer que derivarían de magmas separados. En cualquier caso, estas conclusiones de índole estrictamente geoquímico difieren notablemente de las establecidas a partir de los datos cartográficos y estructurales, según los cuales estas dos unidades serían de edades diferentes y no tendrían ninguna relación genética.

2.6.4 Los Esquistos de Maimón

La geoquímica de las rocas metavolcánicas que constituyen los Esquistos de Maimón se ha estudiado principalmente a partir de las muestras de sondeos realizados para cuatro prospecciones mineras denominadas Cerro de Maimón y Loma Barbuito (Hoja de Hatillo), Loma Pesada (Hoja de Bonaó) y El Altar (Hoja de Fantino). De todos los análisis de sondeos que se guardan en los archivos de la Falconbridge Dominicana sólo un reducido número de ellos se ha incluido en la base de datos. El resto de análisis correspondientes a esta unidad incluidos en la base de datos, proceden de muestras de campo representativas de las distintas litologías premetamórficas. Sólo se han analizado aquellas rocas que presentan un menor grado de alteración hidrotermal.

Los principales antecedentes de los estudios de geoquímica de los Esquistos de Maimón son los de Kesler et al (1991) y Horan (1995). Los resultados presentados en la base de datos dan una idea del rango composicional. Como en casos anteriores, el metamorfismo y la alteración hidrotermal de estas rocas condicionan el uso de los elementos menos móviles como el único método válido para examinar sus afinidades magmáticas.

Los términos máficos de esta unidad son esquistos verdes clorítico-epidóticos. Estos muestran un considerable rango composicional pudiéndose diferenciar varios grupos, fundamentalmente en función del contenido en TiO₂. Los diagramas TiO₂/SiO₂ revelan que el contenido en TiO₂ en rocas máficas (<60% SiO₂) oscila entre los valores del 0,3% y del 0,9% para la mayoría del área. En un tramo de los sondeos de Loma Pesada se encontró un contenido de TiO₂ de hasta el 1,56% en metabasaltos. Las rocas con los contenidos más bajos en TiO₂ suelen tener los contenidos más altos en MgO y Ni. Estas rocas con TiO₂ bajos/MgO-Ni altos (Fig. 2.6.5.) se pueden correlacionar con las primeras rocas formadas en arcos insulares primitivos, denominadas *boninitas*, que han sido descritas en la zona de Izu-Bonin del Pacífico. Las rocas de los Esquistos de Maimón con afinidades de *boninitas* gradan, con el incremento en el contenido en TiO, a las rocas toleíticas más comunes de arcos oceánicos. La baja composición de los Esquistos de Maimón en elementos HFS y REE se representa en la Fig. 2.6.5.

Los términos félsicos son de tonos claros y consisten en un agregado de cuarzo, feldespatos y sericita. Su composición es ácida con más del 68% de SiO₂, Na₂O típicamente inferior al 5%, K₂O < 1% y MgO y CaO < 2%. Pese a su composición ácida, muchos de los elementos HFS de estas rocas muestran pautas similares a las de las rocas de tipo N-MORB (Fig. 2.6.5.). El diagrama multielemental de estas rocas (Fig. 2.6.7.) revela un considerable rango en las composiciones de los elementos traza, particularmente del Y y Yb. Estas características son similares a las observadas en las lavas riolíticas de los arcos insulares oceánicos del Pacífico occidental

2.6.5. La Formación Siete Cabezas

Aunque esta formación ocupa amplios sectores del cuadrante 1:100.000 de Bonaó, existen pocos análisis correspondientes al mismo como consecuencia de las dificultades de acceso y del fuerte grado de alteración o silicificación que en él presentan las rocas. Por esta razón la mayoría de los análisis registrados en la base de datos pertenecen a la Hoja 1:50.000 de Los Alcarrizos donde hay buenos afloramientos de roca fresca. Son 50 los análisis que se disponen de esta Hoja, 18 de los cuales proceden de los sondeos realizados en Loma Nandita en los años 80. Tanto éstos como los correspondientes a afloramientos son rocas de excelente calidad idóneas para análisis petrográficos y geoquímicos.

Las rocas de la Fm Siete Cabezas tienen un pequeño rango composicional. El TiO_2 oscila entre el 0,69 y el 1,37% y el MgO entre el 5,7 y el 14,55% (excluyendo las brechas) excepto para la muestra 90-8 en la que el TiO_2 representa el 2,11% y el Fe_2O_3 , el 16,5% del total. Esta roca anómala, se interpreta como una intrusión tardía, posiblemente un dique. El K_2O en la mayoría de los análisis es menor del 0,2% y, en muchos, está incluso por debajo del 0,1% reflejando que son muestras frescas. Los valores más altos de estos elementos probablemente se deben a una ligera alteración.

Basándose en un diagrama Cr- TiO_2 (Fig. 2.6.8.), los basaltos de Siete Cabezas se pueden dividir en dos grupos, uno, con $\text{TiO}_2 < 1,0\%$ y $\text{Cr} > 300\text{ppm}$ y otro, con $\text{TiO}_2 > 1,0\%$ y $\text{Cr} < 200\text{ppm}$. Todas las muestras analizadas de Loma Nandita, pertenecientes al sector SE, donde los basaltos están intercalados con términos sedimentarios y cherts, pertenecen al primer grupo ($\text{TiO}_2 < 1\%$). En el sector septentrional, donde los flujos basálticos son dominantes, los análisis muestran composiciones más afines al segundo grupo, aunque también el primero está presente.

Es preciso notar que hay una notable coincidencia de elementos mayores y HFS entre los basaltos con $\text{TiO}_2 > 1,0\%$ de la Fm Siete Cabezas y los de la Fm. Peralvillo Sur. Sin embargo, los primeros no muestran los valores anómalamente negativos de Nb, Ta o Th que caracterizan a los segundos. Además, en los diagramas de Tierras Raras normalizadas al condrito, los basaltos de Siete Cabezas dan curvas planas mientras que los de La Fm. Peralvillo Sur muestran una disminución en los elementos ligeros. Por otra parte ningún basalto de Siete Cabezas da las anomalías negativas de Eu observadas en algunas rocas de la Fm. Peralvillo Sur. Excepto en el caso del mencionado dique, ninguna muestra de la Fm. Siete Cabezas da valores de TiO_2 superiores al 1,3%. Estos factores demuestran que los flujos basálticos de la Fm Siete Cabezas no llegan al mismo grado de fraccionamiento que los de la Fm Peralvillo.

La petrogénesis de la Fm Siete Cabezas y sus relaciones con el resto de las unidades del Cinturón Intermedio o *Median Belt* de Bowin (1966), es problemática. Su litología y composición basáltica sugieren su pertenencia al mismo tipo de asociación oceánica que, por ejemplo, la Fm Peralvillo Sur. Sin embargo, los basaltos de Siete Cabezas no tienen ningún parecido con los basaltos oceánicos o de arcos insulares, sino que, todo lo contrario, su geoquímica muestra afinidades con las de ciertos basaltos asociados al desarrollo de grandes *plateaux* oceánicos como los de Ontong Java, en el océano Pacífico,

o el mismo *plateau* oceánico del Caribe. Más particularmente, los basaltos de Siete Cabezas se asemejan bastante a los basaltos del Cretácico superior del Oeste de Colombia. Las curvas planas de los diagramas de Tierras Raras son las mismas que las de los basaltos de Ontong Java y Colombia (Fig. 2.6.9.). Las relaciones Ti/Y y Nb/Zr son iguales que las de los basaltos colombianos.

Los basaltos colombianos del Cretácico superior se consideran parte de la Provincia Ignea Cretácica del Caribe-Colombia (Kerr et al 1996). Para Kerr et al. (1997a y b) la geoquímica de estas rocas indica su relación con un *plateau* oceánico derivado de una pluma mantélica. El volcanismo asociado a esta pluma tuvo su desarrollo principal alrededor de los 89 Ma (Sinton et al 1998), aunque también se conocen emisiones posteriores. Los basaltos de Siete Cabezas han dado una edad de 67Ma por el método Ar/Ar (Sinton et al 1998), edad que los sitúa en las fases postreras del desarrollo del *plateau* caribeño-colombiano. Esta interpretación plantea importantes problemas paleogeográficos y estructurales a la hora de explicar la posición de la Fm Siete Cabezas contigua a formaciones volcánicas coetáneas (p.e. Peralvillo Sur y Tireo) con afinidades geoquímicas absolutamente contrapuestas.

2.6.6. La Formación Peralvillo Sur

Las rocas basálticas de la Fm. Peralvillo Sur han sido relativamente bien muestreadas en el ámbito de la zona de estudio. La variación de la geoquímica de las lavas e intrusiones someras se ha examinado con detalle en los sondeos de Sabana Potrero (Hoja 1:50.000 de Villa Altagracia). La publicación de Espaillat et al (1989) presenta un resumen de la geoquímica de estas rocas. El presente informe supone una revisión detallada de estos análisis los cuales se incluyen en la base de datos. En la revisión se han puesto de manifiesto algunos errores en la analítica presentada por Espaillat et al (1989), sobre todo en lo referente al Nb, que ahora han sido subsanados. El hecho de que estos análisis hayan sido realizados por diferentes autores a lo largo de un periodo dilatado de tiempo, aconseja que su utilización sea realizada con prudencia. La base de datos también incluye análisis procedentes de sondeos realizados en el contacto con los Esquistos de Maimón en Cerro Maimón. En esta zona las rocas están cizalladas y cloritizadas y la peridotita de Loma Caribe parece incluir algunos ¿xenolitos? cuya composición recuerda a las de las diabasas de la Fm. Peralvillo Sur. Los análisis correspondientes a estos xenolitos se identifican separadamente.

Como en casos precedentes, el hecho de que las rocas de esta formación estén con frecuencia hidratadas y cloritizadas y, en algunos casos, notablemente alteradas, aconseja establecer las afinidades magmáticas mediante el estudio de los elementos menos móviles tales como Ti, Hf, Th, Nb y Tierras Raras (REE). Sin embargo determinadas muestras de los sondeos de Sabana Potrero son de excelente calidad y los análisis en ellas realizados se pueden utilizar como referencia para comparar el del resto de las rocas.

Los basaltos de Sabana Potrero forman una suite de toleitas fraccionadas con cuarzo e hiperstena normativos en la que los valores de TiO₂ oscilan entre 0,43 y 2,33% y los correspondientes de Mg, entre el 9,31 y el 4,27%, en las rocas más frescas, esto es, aquellas que no presentan disminución de calcio o sodio. Las rocas basálticas de Sabana Potrero presentan pautas de los multielementos, normalizada al tipo N-MORB y de las Tierras Raras, normalizadas al condrito, similares a las de los basaltos procedentes de los *ridges* oceánicos (Fig. 2.6.10.). Difieren de estos, sin embargo, en los bajos contenidos de Nb, Ta y Th. Por esta última razón y también atendiendo a las bajas proporciones de Cr y Ni, particularmente en las composiciones menos fraccionadas, su afinidad atiende a la de los basaltos de arcos insulares oceánicos. Sin embargo no es común que estos últimos presenten disminuciones en los contenidos de cationes grandes como Sr, K y Rb.

Las afinidades de tipo MORB y la anomalía que significa el bajo contenido en Nb-Ta, son características de los basaltos de Sabana Potrero que se pueden correlacionar con las de los basaltos de la cuenca de Lau en el océano Pacífico. Esta circunstancia y la presencia de depósitos de sulfuros masivos asociados, son sugerentes de una cuenca tras-arco como uno de los contextos posibles para la emisión de estos basaltos.

La geoquímica de los elementos mayores y la mineralogía de los bloques gabroideos y diabásicos incluidos en las peridotitas serpentinizadas han sido claramente afectados por los procesos hidrotermales asociados con la serpentinización. La geoquímica de estos posibles xenolitos se ha comparado con dos muestras de campo de los basaltos de la Fm. Peralvillo (Fig. 2.6.10). En relación con el conjunto de análisis estándar de esta formación, estas rocas muestran un enriquecimiento en elementos móviles como el K, Rb, Ba y Ca. Los elementos HFS muestran las mismas pautas (Fig. 2.6.11.) pero los contenidos de Sm, Hf y el Yb son bajos comparados con los de Zr, Y, Ti. En el diagrama REE (Fig. 2.6.11.), la concentración de Tierras Raras es distintivamente más baja que en los basaltos (Fig.

2.6.10.). Se desconoce si este hecho se debe a procesos hidrotermales o manifiesta errores analíticos

2.6.7. Tonalitas y tonalitas foliadas

Las tonalitas foliadas y no foliadas que afloran principalmente en la Hoja de Arroyo Caña forman parte de un cinturón de rocas granitoides que se extiende a lo largo de toda la Cordillera Central-Massif du Nord de la isla. Un segundo cinturón de intrusiones granitoides, de dirección E-O, se desarrolla desde el sur de Cotuí hasta cerca de Higüey, en la Península del Este. La tonalita de Zambrana, representada en esta Hoja, pertenece a este segundo grupo.

Los granitoides de la Cordillera Central afloran en forma de batolitos y *stocks*. La litología dominante es la de tonalitas hornbléndicas pero también son comunes las dioritas, granodioritas y cuarzomonzonitas. Los diferenciados con alto contenido en sílice forman pequeños cuerpos de leucogranitos, trondjhemitas (plagiogranitos) y leucogranodioritas. Los estudios realizados por Lewis y sus discípulos (p.e. Feigenson 1978; Kesler et al 1977; Lewis 1982a) han demostrado que los granitoides de la Cordillera Central tienen características similares a los que se originan en arcos volcánicos intraoceánicos, denominados granitos de tipo-M (White 1979). Sin embargo, su disposición linear en batolitos y la larga duración de los procesos magmáticos de los que derivan, sugieren un cierto grado de madurez que los aproxima a los granitoides de tipo-I de Chappel y White (1974) que caracterizan el plutonismo desarrollado en las grandes cordilleras continentales. No obstante, en este caso parece no haber duda de la no intervención de corteza oceánica en la génesis y emplazamiento de los granitoides de la Cordillera Central.

Las características geoquímicas de los granitoides de la Cordillera Central incluyen las siguientes: bajo contenido en K₂O (<1%) en rocas con menos del 69% de SiO₂; Al/(Na+K+Ca)₂<1; ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr<0.704 (con tres excepciones); Nb<2ppm y Th<5ppm. De los nuevos análisis realizados en el cuadrante 1:100.000 de Bonaó, uno corresponde a la tonalita de Zambrana de la Hoja de Hatillo y el resto a las tonalitas de la Hoja de Arroyo Caña. También se incluyen en la base de datos otros análisis de elementos mayores inéditos de tonalitas foliadas de la Hoja de Arroyo Caña (Lewis inédito). Todos los análisis de tonalitas foliadas contienen más del 70% de sílice, excepto la muestra 91-308 que es ligeramente más máfica. La tonalita con hornblenda-biotita no foliada que intruye las gabro-

noritas de La Yautía tiene una composición intermedia (58% de SiO₂) y su composición de elementos traza difiere de la de las rocas más félsicas.

Las muestras representativas de las tonalitas foliadas de la Hoja de Arroyo Caña se presentan en los diagramas multielementales de las figuras 2.6.12. y 2.6.13. Para efectos de comparación, en los mismos diagramas se incluyen muestras de los batolitos de tonalitas (no foliadas) de El Río y de Loma Cabrera, al NE de la misma Cordillera Central; así como de algunos granitoides representativos de cordilleras continentales. Todos los ejemplos escogidos tienen un contenido parecido en SiO₂. Se puede observar que la geoquímica de las leucotonalitas y trondjhemitas de la Hoja de Arroyo Caña es muy similar a la de las muestras de los batolitos de El Río y Loma Cabrera con parecidas composiciones en elementos mayores (Figs. 2.6.12. y 2.6.13.). Estos granitoides se caracterizan por tener contenidos relativamente bajos en Th, Nb, Yb y Y, en comparación con los de los granitoides pertenecientes a otros ambientes tectónicos, aunque esto puede probar que los leucogranitos y las trondjhemitas pueden ser más abundantes de lo que en un principio se suponía, es improbable que constituyan el tipo dominante de la Cordillera Central.

El cuerpo de tonalitas no foliadas (muestra AC 8001) que intruyen a las gabro-noritas de La Yautía es de composición intermedia y la pauta de sus elementos traza difiere apreciablemente de la de las tonalitas foliadas. En la figura 2.6.13. se compara la composición del citado cuerpo de tonalitas no foliadas con las de su encajante, las gabro-noritas de La Yautía.

En la figura 2.6.12. la composición de la intrusión de Zambrana se compara con las de las intrusiones de la Hoja de Arroyo Caña. Aunque la composición de elementos mayores es similar, la de los elementos traza difiere notablemente sugiriendo una procedencia de un sistema magmático diferente. En la tonalita de Zambrana también es preciso resaltar el contenido relativamente bajo de las Tierras Raras Ligeras así como la pauta plana del conjunto de las Tierras Raras y la anomalía negativa de Eu.

2.6.8. Dioritas, cuarzdioritas y cuarzomonzonitas (de edad Eoceno)

Existen tres análisis de los pequeños cuerpos de diorita que intruyen a los esquistos de Maimón. En este grupo también se incluyen pequeños cuerpos indeformados de rocas porfídicas félsicas que se encontraron tanto en sondeos como en el campo, en el área de

Loma Pesada (Hoja 1:50.000 de Bonaó). También hay análisis químicos de pequeños cuerpos intrusivos en el sector NE de los esquistos de Maimón, en el área de Cuance (Hoja 1:50.000 de Hatillo) Los diagramas de multielementos y Tierras Raras de las dioritas y de los intrusivos félsicos de Loma Pesada, se representan en la figura 2.6.14. Sus composiciones difieren completamente de las otras intrusiones existentes en la región. Estos diagramas se caracterizan por tener valores relativamente altos de Th, Ba y Tierras Raras para composiciones de carácter máfico e intermedio. Estas rocas muestran una fuerte anomalía de Nb indicando que están relacionadas con un proceso de subducción. Esta geoquímica indica que son rocas derivadas de una zona de subducción relativamente madura y evolucionada en comparación con la composición más primitiva de su encajante, los esquistos de Maimón.

2.7. Dataciones absolutas

En el transcurso del presente Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana se han realizado siete nuevas dataciones absolutas (Tabla 2.7.1.), tres por el método U/Pb (J.K. Mortensen, Universidad de la Columbia Británica, Canadá) y cuatro por el método Ar/Ar (W. Hames, Instituto Tecnológico de Massachussets, USA). En ambos casos se recibieron informes de los autores, con tablas (tabla 2.7.2.) y diagramas de concordia adjuntos (Fig. 2.7.1.), en los que se comentan las técnicas analíticas y los resultados. Una traducción de estos breves informes se presenta a continuación.

MUESTRA	COORDENADAS	HOJA 1:50.000	LITOLOGÍA	MÉTODO	AUTOR/LABORATORIO	DATACIÓN
91-308	2074750- 0366750	Arroyo Caña	Tonalita foliada	U/Pb en roca total	J. Mortensen, BCU	89,8±0,4Ma
95-101	2101551- 0379935	Hatillo	Tonalita (no foliada) de Zambrana	U/Pb en roca total	J. Mortensen, BCU	115±0,3Ma
AC-8001	2072200- 0355400	Arroyo Caña	Tonalita (no foliada) de La Yautía	U/Pb en roca total	J. Mortensen, BCU	87,6±0,3Ma
AC-8001	2072200- 0355400	Arroyo Caña	Tonalita (no foliada) de La Yautía	Ar/Ar en hornblenda	W. Hames, MIT	88.3±6.3Ma
AC-8003	2069750- 0367000	Arroyo Caña	Tonalita foliada	Ar/Ar en moscovita	W. Hames, MIT	84.6±0.5Ma
AC-8005	2071400- 0353600	Arroyo Caña	Gabro-noritas de La Yautía	Ar/Ar en hornblenda	W. Hames, MIT	121.4±4.6Ma
91-309	2084100- 0359150	Bonao	Hornblendita indeformada	Ar/Ar en hornblenda	W. Hames, MIT	87.0±9.5Ma

Tabla 2.7.1. Dataciones absolutas realizadas en el proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana

2.7.1 Dataciones por el método U/Pb

Respecto a las técnicas analíticas empleadas, los concentrados de circones se prepararon a partir de muestras de 0,5 a 2kg de tamaño utilizando los métodos convencionales de machaqueo y trituración, una mesa Wilfley, líquidos pesados y las técnicas de separación magnética de Frantz. Los análisis U/Pb se realizaron en la Universidad de la Columbia Británica, Canadá. La metodología para la separación de circones, su abrasión, disolución, preparación geoquímica y espectrometría de masas ha sido descrita por Mortensen et al (1995). La abrasión de la mayoría de las muestras se realizó con aire, previamente a la disolución, para minimizar los efectos post-cristalización de pérdida de Pb.

Los datos se presentan en diagramas de concordia convencionales (Fig. 2.7.1.). Los errores imputables a análisis individuales se calcularon utilizando el método de propagación de error numérico de Roddick (1987). Las constantes son la recomendadas por Steiger y Jäger (1977). Las composiciones del Pb inicial se han sacado del modelo de Stacey y Krammer (1975). Los errores se dan al nivel 2. Los resultados analíticos son los siguientes:

- Muestra 91-308 (tonalita foliada). Sólo se recuperó una pequeña cantidad de circones. Se analizaron cuatro fracciones; se hizo abrasión de las dos más gruesas pero no de las dos más finas. Las tres fracciones son concordantes (Fig. 2.7.1.). Las dos en las que se realizó la abrasión dan solapamientos de elipses con un rango total de edades $206\text{Pb}/238\text{U}$ de $89,8 \pm 0,4$ Ma, que se interpreta como la edad de cristalización de la roca. Las dos muestras en las que no se realizó abrasión dan edades U/Pb ligeramente más modernas, reflejando una menor pérdida post-cristalización de Pb.
- Muestra 95-101 (tonalita no foliada). Se analizaron tres fracciones con una fuerte abrasión. Todas dieron concordancia (Fig. 2.7.1.). La fracción B dio la edad $206\text{Pb}/238\text{U}$ más antigua a los $115 \pm 0,3$ Ma, que se interpreta como la edad de cristalización de la roca.
- Muestra AC-8001 (tonalita no foliada). La muestra suministró abundante circón de buena calidad. Se analizaron cuatro fracciones con una fuerte abrasión. Las A-C son concordantes (Fig. 2.7.1.) con un rango total de edades de $87,6 \pm 0,3$ Ma, que da la edad de cristalización de la roca. La fracción D da una edad ligeramente más antigua de

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$, sugiriendo la presencia menor de un componente más viejo, heredado en esta fracción

2.7.2 Dataciones por el método Ar/Ar

Las técnicas analíticas utilizadas comprenden la separación de minerales con contenido en potasio, hornblenda y moscovita, y su preparación para el análisis de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mediante fusión de rayos laser. Las muestras fueron machacadas y tamizadas y los minerales seleccionados a mano a partir de fracciones más gruesas (normalmente de 50-80). Cada mineral fue estudiado bajo el microscopio binocular y seleccionado en función de su tamaño, forma, uniformidad en el color y ausencia de inclusiones. Los separados minerales se irradiaron para la producción de ^{39}ArK en el reactor de la universidad de McMaster en Hamilton, Ontario, que es usado habitualmente por muchos laboratorios que trabajan con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Todas las muestras ocuparon una celda con el mismo nivel de irradiación, asegurándose una dosis uniforme de neutrones y del resultante factor-J. La dosis de neutrones fue monitorizada de acuerdo con el estándar internacional MMHB-1, con una edad asignada de 520.4Ma. El factor-J para todas las muestras de este estudio es de 0.0031834 ± 0.00002 (al 2º nivel de error).

Las edades para cada muestra se determinaron fundiendo cristales individuales y midiendo posteriormente la composición isotópica del argon en un espectrómetro de masas de tipo MAP-215-50, en el Instituto Tecnológico de Massachussets. Los isótopos de argon de fondo fueron monitorizados y medidos previamente y después de cada diez análisis. Los datos se evaluaron mediante relaciones isotópicas estándar de mínimos cuadrados y con representaciones gráficas en diagramas inversos de relaciones isotópicas.

En este estudio se han utilizado cuatro muestras del cuadrante 1:100.000 de Bonao de las que se ha realizado la separación de minerales con contenido en K y su análisis por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Tres de ellas (91-309, AC-8001 y AC 8005) son rocas ígneas máficas e intermedias con fenocristales de hornblenda; la muestra AC 8001 también contiene biotita. La moscovita está presente en la muestra de tonalita foliada (AC 8003). En la Fig. 2.7.2. se han representado los diagramas de concordia para estas muestras.

- Muestra 91-309 (hornblenda en hornblendita). De esta muestra existían tres trozos, todos ellos con la misma litología: grandes fenocristales de color verde de hornblenda

- dentro de una roca de composición gabroide intruida por venas ricas en plagioclasa. En lámina delgada la plagioclasa está de moderada a extensamente sauritized, el pleocroismo y la birrefringencia de muchos de los anfíboles es irregular, sugiriendo que la hornblenda también ha sido alterada o que ha tenido una prolongada historia de crecimiento sufriendo interacciones con fluidos cargados en agua.

Se escogieron los diez cristales de hornblenda más frescos y uniformes. Los datos resultantes son colineales en un diagrama inverso de correlación isotópica, existiendo dos puntos que difieren significativamente de la pauta general. La regresión de ocho análisis da una edad de 87.0 ± 9.5 Ma, con una relación isotópica inicial de $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ similar a la de atmósfera actual. Este resultado ha de ser tomado con prudencia debido a la desviación de los dos puntos citados y a la relativamente alta proporción de argón exterior, atmosférico ya que los puntos están significativamente por encima del eje $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, donde la edad está graficamente definida). Estos dos factores son consistentes y pueden derivar de larga historia de alteración observada en lámina delgada.

- Muestra AC 8001 (hornblenda de una tonalita-hornbléndica-no foliada). Esta muestra corresponde a una tonalita no foliada rica en biotita y hornblenda que, de visu, contiene grandes y bien definidos cristales de biotita y hornblenda que aparecen agrupados entre sí y rodeados por cristales de menor tamaño de plagioclasa y cuarzo.. En lámina delgada la hornblenda es poiquilítica y rodea a fenocristales de plagioclasa previamente formados. La hornblenda es generalmente muy fresca y de color uniforme, igual que la plagioclasa lo que sugiere un bajo grado de alteración.

Ocho de los análisis realizados en esta muestra son colineales y definen una edad de 88.3 ± 6.3 Ma y una composición de $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ que es consistente con la de la atmósfera actual. Esta edad se interpreta como el momento en que se produjo la retención de ^{40}Ar en el anfíbol y que cualquier otro argón contaminante en la muestra, es de composición atmosférica.

- Muestra AC 8003 (moscovita de una tonalita foliada). Esta muestra es una tonalita gneísica con una foliación interna definida por la orientación de los cristales de moscovita y clorita. La muestra está moderada a fuertemente meteorizada, con grietas y superficies cubiertas de hematites y una cierta desintegración de los feldespatos. En lámina delgada la clorita parece derivar de la transformación a baja temperatura de la

biotita preexistente. La mayoría de la moscovita y en especial la seleccionada para los análisis ocurre en forma de porfiroclastos integrantes de la foliación. Los minerales félsicos de esta tonalita foliada son, en proporción decreciente, cuarzo, plagioclasa y microclina.

Los cristales de moscovita de esta muestra son altamente radiogénicos (con poca contaminación atmosférica de ^{36}Ar) y dan relaciones isotópicas muy similares. La regresión de todos los datos da una edad de 84.6 ± 1.5 Ma y una relación inicial de $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ pobremente definida de aproximadamente 0.0026. La edad de esta muestra se interpreta que corresponde al momento de retención del ^{40}Ar durante el enfriamiento del gneis, probablemente a una temperatura de 400°C . Los efectos de alteración a bajas temperaturas y de meteorización de la roca no parece que hayan afectado la determinación de esta datación.

- Muestra AC 8005 (hornblenda de los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía). Esta muestra es un gabro de tamaño de grano medio y tonos oscuros que contiene fenocristales de anfíbol y plagioclasa distribuidos de forma aleatoria. En lámina delgada, tanto las plagioclasas como los anfíboles son muy frescos.

Diez anfíboles de esta muestra definen una edad de 121.4 ± 4.6 Ma, con un punto de intercepción inicial que es notablemente más grande que la relación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ del argón atmosférico (0.0034). Este punto de intercepción inicial y la aparentemente alta proporción de ^{36}Ar en cada análisis puede ser un efecto del contenido de fondo de isótopos de argón existente durante la realización de los análisis, particularmente de ^{36}Ar . Las correcciones realizadas para paliar este efecto usando valores medidos en el transcurso del día, no alteraron la edad obtenida. Por lo tanto la edad de 121 Ma se considera estadística y analíticamente consistente y se interpreta como la edad de la retención del ^{40}Ar por el anfíbol

3.- TECTÓNICA

3.1.- Tectónica Regional

La Española es parte del Gran Arco Isla que estuvo activo desde el Cretácico inferior hasta el Eoceno, y que se extiende desde Cuba, Puerto Rico, Islas Vírgenes y dobla a la dirección norte-sur en las Antillas Menores, siguiendo desde la Isla de Granada en dirección E-O por el norte de la costa Suramericana (costa de Venezuela) Fig.3.1-I. La parte septentrional de este gran Arco corresponde a las denominadas Antillas Mayores, donde se sitúa la isla de La Española. Ha estado inactiva esta parte desde la colisión con la plataforma de Las Bahamas, que tiene lugar entre el Eoceno inferior y el Oligoceno inferior. Después de la colisión, el límite de placas se convierte en una falla trascurrente de dirección E-O, que separa las placas del Caribe y Norteamericana. La Fosa de Caimán, acompaña la separación de estas placas. La parte oriental, o Antillas Menores, del segmento del Gran Arco Isla, permanece activo desde el Cretácico inferior hasta el presente. La parte meridional del arco ha estado inactiva desde su colisión con el Continente Suramericano en el Eoceno. La Hoja de Bonaó, se sitúa en la parte volcánico-plutónica del Arco Isla, excepto la formación Duarte y la formación Loma Caribe que serían fragmentos de fondos oceánicos.

Gran parte de los contactos entre las formaciones litológicas, son mediante fallas. Ello es debido a que estas formaciones han sufrido traslaciones debido a los sistemas de fallas de desgarre, que han dado lugar a la acreción de estas formaciones desde posiciones originales no siempre bien conocidas.

En la Fig.3.1-II, se presentan los principales conjuntos tectoestratigráficos del contexto geodinámico de La Española.

El marco geológico estructural de la Hoja, hay que considerarlo en el de la Hoja a escala 1:100.000 de Bonaó. En este marco, se consideran dos contextos geológicos, separados por el complejo ofiolítico de la peridotita y litologías asociadas. La Hoja de Bonaó incluye estos tres dominios geotectónicos. A continuación se describen las formaciones presente en la Hoja, situándolas en su correspondiente contexto.

3.1.1.- Formaciones de Fondo Oceánico.

Las formaciones de fondo oceánico son: el complejo ofiolítico de la peridotita de la Formación Loma Caribe y litologías asociadas, y la formación Duarte.

3.1.1.1.- Complejo ofiolítico de la peridotita de la Formación Loma Caribe y litologías asociadas.

Esta unidad, consiste en una peridotita localmente serpentizada, con masas de dunita, intrusiones de gabros, diques de diabasa, basaltos, y cherts, que afloran en una banda de 90 km. de largo y unos 15 km. de ancho, en el flanco oriental de la Cordillera Central. Esta unidad litológica, incluye la Formación Loma Caribe, la Formación Peralvillo Sur, el Complejo Río Verde y la Formación Siete Cabezas. No hay ni foliación, ni metamorfismo de contacto (en general), en la Formación Loma Caribe ni en sus límites, la deformación dúctil es local y aparece según bandas de anchura variable entre algunos centímetros y decenas de metros). La peridotita está fallada en su contacto por el norte, contra basaltos que no presentan esquistosidad (Formación Peralvillo), y por el sur con la Formación Siete Cabezas, datada como Santoniano, de material hialoclastítico y basaltos.

Theyer (1983) deduce que los basaltos, cherts y las rocas ultramáficas de la Formación Loma Caribe y las formaciones adyacentes (Siete Cabezas y Peralvillo Sur) forman un complejo ofiolítico desmembrado.

Finalmente, ha de señalarse la fuerte anomalía magnética lineal, que indica una continuidad en profundidad del cuerpo de peridotitas.

3.1.1.2.- Formación Duarte

La Formación Duarte, es la otra formación considerada como fondo oceánico. Bowin (1975) y Palmer (1979) ya sugirieron que la Formación Duarte pueden ser fragmentos metamorfizados de corteza oceánica. Consiste de rocas volcánicas de composición básica a ultrabásica, generalmente esquistosas, que están regionalmente metamorfizadas, yendo desde la facies prehnita-pumpellita a la facies anfibolita. Esta formación está intruída por varios batolitos y pequeñas intrusiones graníticas. Algunas de estas intrusiones están elongadas y foliadas, con su eje mayor paralelo a las estructuras regionales.

3.1.2.- Formaciones de arco isla.

Las formaciones representativas de la parte volcano-plutónica de un arco isla son: Formación los Ranchos, Formación Maimón y Formación Tireo.

3.1.2.1.- Formación Los Ranchos.

No se encuentra representada en esta Hoja. Corresponde junto con la Formación Maimón, al dominio geológico situado al Este del complejo ofiolítico de la peridotita de Loma Caribe y rocas afines.

La Formación los Ranchos corresponde a la parte más occidental de la Cordillera Oriental, estando incluida en la formación más amplia denominada de El Seibo, correspondiente a las formaciones de Arco Isla Primitivo. Consiste esta formación de rocas metavolcánicas de bajo grado que incluyen basaltos, dacitas, queratófidos, riolitas y andesitas, con un quimismo de serie toleítica, que se presentan en forma de tobas, aglomerados, brechas volcánicas, y coladas, y se encuentra intruida por rocas graníticas (tonalitas). En el curso de este trabajo se ha realizado una datación por el método $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de la Tonalita de Zambrana, situada en la Hoja de Hatillo, dando una edad de 115,5 +/-0,3 Ma. (Barremiano).

Son rocas con composición característica de un arco isla. Ésta contiene minerales metamórficos de la facies esquistos verdes, producida por la reacción con el agua del mar inmediatamente después de su deposición. La parte final de la Formación los Ranchos es emergente y subaérea. El techo de esta formación está truncado por una discordancia, en cuya base se encuentra una brecha de 1 a 5 m. de espesor, y sobre la que se encuentra una plataforma carbonatada conteniendo fauna del Aptiano-Albiano, denominada Calizas de Hatillo.

Esta Formación se encuentra separada de la Formación Maimón, por el denominado Cabalgamiento de Hatillo que tiene un plano de buzamiento no mayor de 45° buzando hacia el suroeste. Este plano está cortado por intrusiones de diorita de edad Eocena

3.1.2.2.- Formación Maimón.

La Formación Maimón, está representada por una banda de unos 300 km. de largo y entre 5 y 15 km. de ancho, de rocas metamórficas que se extienden en esta Isla de noroeste a sureste. Esta Formación consiste, principalmente, de rocas metaígneas y metasedimentarias que presentan varios grados de deformación y metamorfismo. Los análisis químicos de litologías representativas, van desde composiciones basálticas a cuarzoqueratóficas. Todas tienen alta relación de Fe/Mg. y muy bajos contenidos en K. Esta Formación se encuentra separada por el Sur, de la Formación Loma Caribe y Peralvillo Sur por una banda de rocas miloníticas, y separada por el Norte de la Formación los Ranchos (que llevan como cobertera sedimentaria discordante a la Formación Hatillo y Las Lagunas) por el Cabalgamiento de Hatillo. Esta formación está intruída por cuerpos de diorita, principalmente en su área meridional, no encontrándose foliadas estas intrusiones.

Esta Formación podría asimilarse a una facies tectónica con mayor deformación penetrativa, de la Formación Los Ranchos. La parte más próxima a la Formación Loma Caribe es una milonita de falla, y disminuye su deformación interna hacia el noreste, es decir, hasta el Cabalgamiento de Hatillo, encontrándose, al Norte de la Hoja de Hatillo separadas ambas formaciones por el embalse del mismo nombre, siendo difícil de distinguir las a un lado y otro del embalse. Asimismo los estudios de geoquímica de esta formación y de la Formación Los Ranchos presentan características análogas.

La roca milonítica próxima a la Formación Loma Caribe podría considerársela asociada a una falla transpresiva de desgarre.

3.1.2.3.- Formación Tireo.

Esta formación corresponde a un arco isla de edad Cretácico superior. Se sitúa en el dominio geológico al Oeste del complejo ofiolítico de la peridotita de Loma Caribe y rocas afines.

Esta formación está representada por una banda de rocas volcanoclásticas, coladas, cuerpos intrusivos, y depósitos sedimentarios de precipitación química y detríticos, de 290 Km. de largo y una media de 35 Km. de ancho. Presenta un quimismo correspondiente a una serie calcoalcalina. Se encuentra datada como Cretácico superior. Lewis et al (1991),

han dividido esta formación en dos grupos: Grupo Tireo inferior, y Grupo del Tireo superior. El Tireo inferior consiste de unos 4.000 m. de espesor, de tobas vitrico-líticas, masivas, verdosas, de composición básica, y coladas de basaltos con alto contenido en TiO_2 . Limolitas, calizas y chert, están intercaladas entre las tobas y lavas. El Grupo Tireo superior, al que se pasa insensiblemente, consiste en lavas y rocas piroclásticas de composición dacítica y riolítica (queratofidos). Estas rocas volcánicas félsicas se concentran en el entorno de los centros de emisión. Rocas del grupo del Tireo superior pasan, en la parte meridional (parte superior de este grupo) a rocas sedimentarias del Campaniano-Maastrichtiano del Grupo Peralta. Varios batolitos graníticos intruyen esta formación.

3.1.3.- Formaciones de la parte trasera del arco

3.1.3.1.- Cinturón de Peralta.

No se encuentra presente en esta Hoja.

Dolan y otros (1991), interpretan estos depósitos como correspondientes a una cuenca situada en la parte trasera del arco isla, modificada posteriormente a prisma acrecional, durante el Eoceno, por el cabalgamiento obliquo de la parte central de La Española, sobre la parte sur-occidental de la misma.

Esta unidad litológica, con una edad entre el Coniaciano y el Pleistoceno, está representada por areniscas turbidíticas marinas, limolitas y calizas, estando presente en una banda de 320 km. de longitud, desde la parte norte de Haití, hasta la parte meridional-central de la República Dominicana.

Heubeck y otros (1991), y Dolan y otros (1991), han subdividido esta unidad en grupos: Grupo Peralta, del Paleoceno inferior al Eoceno superior; Grupo del Río Ocoa, del Eoceno medio al Mioceno inferior; Grupo Ingenio Caei, del Mioceno inferior al Pleistoceno.

3.2.- Unidades tectónicas de la Hoja. Sus rasgos y relaciones

La estructura más característica de la Hoja es la alineación de peridotitas junto con las Formaciones Peralvillo Sur y Siete Cabezas, sin esquistosidad ni metamorfismo generalizado, situadas entre las alineaciones metamórficas con esquistosidad y rocas

miloníticas de la Formación Maimón al noreste y la Formación Duarte al sur-oeste. Esta estructura, conocida como Zona de Falla de La Española, corresponde a una importante zona de desgarre situada entre dos bloques o dominios geológicos. Esta falla de desgarre, ha estado activa durante un largo periodo de tiempo, posiblemente desde el Cretácico inferior hasta el Neógeno, habiendo generado deformación dúctil en las rocas, tanto más intensa cuanto más próximas a ella se encuentran. Aunque la mayor intensidad del desgarre debió de ser al finalizar el Cretácico inferior, ha sido observado en diversos puntos, y cartografiado, bandas de rocas con deformación dúctil en la Formación Siete Cabezas, datada como Cretácico superior, en la Formación Loma Caribe que se considera, probablemente, también de esta edad, e incluso afecta con fallas frágiles a rocas de edad paleógena. 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 en la República Dominicana.

Teniendo en cuenta las consideraciones precedentes, el criterio de la esquistosidad no es válido como criterio en la ordenación en el tiempo de acontecimientos ya que depende de la mayor o menor distancia a la zona de falla. Igualmente Las Calizas de Hatillo o de Las Cañas, aunque con discordancia erosiva sobre Las Formaciones de los Ranchos y Maimón presentan localmente una fuerte esquistosidad como ha sido puesto de manifiesto en algunas muestras estudiadas en este trabajo.

En consecuencia se describen las estructuras de la Hoja por su situación geográfica dentro de ella, siendo muy prudente con el criterio de datación en base a la deformación y metamorfismo ya que estos con frecuencia dependen de su ubicación geográfica. (Fig. 3.2.2.)

Las estructuras principales de la Hoja de Bonao, son de Este a Oeste:

- a) Cabalgamiento de Hatillo.
- b) Tectónica de la Formación Maimón y banda milonítica.
- c) Complejo ofiolítico. Formaciones Peralvillo Sur y Loma Caribe.
- d) Tectónica de la Formación Siete Cabezas.
- e) Tectónica de la Formación Duarte e intrusiones en ella.
- f) Cabalgamiento del Complejo Duarte sobre la Formación Tireo, y tectónica de la Formación Tireo en esta Hoja.

a) Cabalgamiento de Hatillo.

El Cabalgamiento de Hatillo, descrito más ampliamente en la Hoja de Hatillo por encontrarse mejor representado, y que como se señaló corresponde a un frente de cabalgamientos, tiene la singularidad en esta Hoja de estar ocupada su traza en superficie por una intrusión de diorita, de una edad posterior al cabalgamiento. Sin embargo, este cabalgamiento es bien visible en el paraje denominado Caballero, en la parte nororiental de la Hoja. Existe una carretera que lo corta con buena observación, que va desde La Sabana (inmediatamente al norte de la Hoja) hasta el paraje Caribe (al pie de Loma Caribe). En este punto, se observan las calizas arrecifales (aquí denominadas calizas de Las Cañas) con una fuerte esquistosidad, que son cabalgadas por la Formación Maimón, mediante un plano de falla inversa, con un buzamiento de unos 30° hacia el suroeste, similar situación a la que se observa en la vecina Hoja de Hatillo, al sur de dicho pueblo.

Las rocas más modernas sobre las que cabalga (en la Isla) son de edad eocena, y una intrusión de diorita de edad eocena ($48,3 \pm 0,3$ Ma), corta el cabalgamiento. Al oeste del pueblo de La Vega, (fuera de esta Hoja) sobre una intrusión de diorita semejante, se apoyan sedimentos oligocenos, por lo que la edad de esta falla se considera eocena.

A lo largo de esta falla son frecuentes las intrusiones de dioritas, como si ésta hubiera sido la vía de ascenso de estos magmas.

El buzamiento del Cabalgamiento de Hatillo parece verticalizarse según nos movemos hacia el suroeste, es decir, hacia la banda de rocas miloníticas de la Formación Maimón. Se basa esta consideración, en el progresivo aumento del buzamiento de la esquistosidad de la Formación Maimón, con unos 30° en la falla de Hatillo, a la vertical 4 km. hacia el sur-oeste. El movimiento mayor de esta falla se considera que haya sido en la vertical con algo de desplazamiento hacia el noreste, que sería semejante al desplazamiento que ponen de manifiesto los indicadores de movimiento, de la banda de rocas miloníticas de la Formación Maimón, es decir sería consecuencia del movimiento de desgarre acaecido en la Zona de Falla de La Española.

b) Tectónica de la Formación Maimón y banda milonítica.

Los materiales de la Formación Maimón son, predominantemente, volcánicos (ácidos

e intermedios) que forman el arco isla primitivo de La Española. Esta banda de materiales, denominada Formación Maimón, se encuentra delimitada al norte por el cabalgamiento de Hatillo, y al sur por el contacto discordante con la Formación Peralvillo Sur. Esta Formación, tiene una dirección NO-SE y se extiende por las Hojas estudiadas de Bonaó, Hatillo y Villa Altagracia, y a lo largo de la Isla con los nombres de Formación Tortúe y Amina.

En un corte transversal de esta Formación desde el sur-oeste (contacto con la Formación Peralvillo Sur), hasta el cabalgamiento de Hatillo en el nor-este, se observa una disminución de la deformación penetrativa de la roca. Este criterio, se ponen también de manifiesto en la Formación Los Ranchos, que consideramos análoga (como lo pone de manifiesto los datos de geoquímica y la transición observada de la intensidad de la deformación penetrativa entre ambas Formaciones) en la Hoja de Hatillo.

Hacia el suroeste de la Formación Maimón, se observa una ancha banda (en algunos puntos de más de un kilómetro de anchura) de una milonita, correspondiente a una zona de cizalla dúctil. Los indicadores del movimiento de esta zona de cizalla, cuyo plano buza hacia el SO, parecen indicar un cabalgamiento hacia el N-NE, con una fuerte componente horizontal, como se observa en los afloramientos del río Ozama, en el sur de la Hoja de Hatillo. Se interpreta, como un movimiento transpresivo con cabalgamiento hacia N-NE. Al norte de la banda milonítica, la deformación penetrativa en la Formación Maimón va disminuyendo en dirección NE.

El contacto de la banda de rocas miloníticas con la Formación Maimón tiene su mejor punto de observación en la Loma de la Yautía, en el suroeste del embalse de Hatillo.

c) Complejo ofiolítico (Formación Peralvillo Sur y Formación Loma Caribe)

Entre la milonita de falla de la Formación Maimón situada al noreste, y el Complejo Duarte con fuerte deformación y milonitización situado al suroeste, se localiza, además de la Formación Siete Cabezas, en esta Hoja, la formación Peralvillo Sur y la Formación Loma Caribe. Estas dos últimas formaciones, junto con el denominado Complejo Río Verde (Hoja de Villa Altagracia), forman un conjunto ofiolítico, como lo corroboran los datos de geoquímica. Se encuentran en la parte superior del mismo los basaltos masivos y cherts de la Formación Peralvillo Sur, en la parte intermedia, intrusiones de gabros así como diques de diabasas (una parte del Complejo Río Verde), y en la parte inferior las peridotitas de la

Formación Loma Caribe. Este corte puede observarse en el Arroyo del Toro en el sur de la Hoja de Hatillo. Este complejo ofiolítico, se localizaría en una parte transtensiva de una falla en dirección, siendo similar a la actual Fosa del Caimán. Este complejo ofiolítico sería de edad Cretácico superior (microfauna no clasificada todavía, en los cherts de la formación Peralvillo Sur), y habría sido puesto en su posición morfológica elevada actual, merced a la tectónica transpresiva del Mioceno

d) Tectónica de la Formación Siete Cabezas.

La Formación Siete Cabezas, en esta Hoja, se presenta adaptada al borde meridional de la peridotita de la Formación Loma Caribe, llegando su afloramiento hasta la mitad de la Hoja (Loma la Peguera), y también se localiza un pequeño afloramiento al norte del pueblo de Bonaó, que se presenta muy fracturado, y con buena observación ya que es cortado por la autopista Duarte,

En un corte realizado entre Piedra Blanca y el paraje El Cinco, a lo largo del Río Maimón, de sur a norte, se presentan tobas alteradas, con bandas fracturadas con esquistosidad penetrativa que llegan a dar lugar a filonitas, y silicificaciones como producto de una acción hidrotermal. También se encuentran algunos diques de diabasas alterados por la acción hidrotermal. En la Hoja estas tobas tienen semejanzas con las de la Formación Tireo. Al Este del Paraje El Cinco se localiza, en el contacto con la peridotita, una banda milonítica estrecha (algunos metros), con cuarzos acintados sensiblemente horizontales, como queda reflejado en la cartografía, y que indican movimientos transpresivos de cizalla.

e) Tectónica del Complejo Duarte, e intrusiones en ella.

Las rocas de la Formación Duarte, en esta Hoja, son esquistos anfibólicos y anfibolitas con deformación tectónica dúctil hasta llegar a blastomilonitas anfibólicas. Otra característica litológica, es el gran número de intrusiones que presenta este Complejo y que van desde rocas ultrabásicas como la horblendita situada al oeste de Piedra Blanca y la gabro-norita de La Yautía, hasta las rocas ácidas de las tonalitas foliadas y diques deformados que intruyen en los esquistos anfibólicos del complejo Duarte. La característica más notable en esta Hoja es la intensa deformación milonítica subparalela a la dirección N-S., y simétrica a la de la banda milonítica de la Formación Maimón, que sugiere una gran falla transcurrente, en la que intruye el complejo ofiolítico de la peridotita, complejo Rio

Verde, y Peralvillo Sur y la Formación Siete Cabezas en parte.

- f) Cabalgamiento del Complejo Duarte sobre el Tireo, y tectónica de la formación Tireo en esta Hoja.

Tres cabalgamientos, con deformación dúctil, de dirección norte-sur, con vergencia hacia el Oeste, y que afectan tanto al Complejo Duarte como a la Formación Tireo, se han observado. El primero sería la cizalla dúctil de la Yautía, que se localiza en la Hoja de Arroyo Caña, y que afecta al gabro-norita de La Yautía. El segundo sería el cabalgamiento del Complejo Duarte sobre la Formación Tireo, que tiene un plano tendido con un buzamiento hacia el Este de 25 a 30°, y el tercero sería dentro de la Formación Tireo, en el paraje denominado Boca de Blanco, en donde se ven pliegues apretados de dirección N-S con vergencia hacia el Oeste, y con esquistosidad penetrativa local en calizas oscuras y otras rocas de la Formación Tireo.

La Formación Tireo en esta Hoja, presenta direcciones sensiblemente N-S, en contraste con las direcciones observadas en la vecina Hoja de Constanza, situada al oeste de ésta, en donde predominan las direcciones E-O. En el límite oriental de esta Formación en contacto, bien con el Complejo Duarte por el Sur, como con formaciones cuaternarias de la mitad hacia el Norte, las direcciones son N-S. Desde el cabalgamiento ya mencionado de la Boca de Blanco, hacia el oeste predominan las direcciones E-O.

Se interpreta este cambio en la dirección de las estructuras a la interferencia entre estas dos alineaciones, sensiblemente perpendiculares. La dirección E-O, sería anterior a la dirección N-S, y estaría en concordancia con la serie de pliegues y cabalgamientos con vergencia sur, del Cinturón de Peralta. Por el contrario la dirección norte-sur, que sería posterior, estaría en relación con las fallas trascurrentes, transpresivas, de dirección norte sur, que tienen como accidentes más notables el cabalgamiento de la Yautía, el cabalgamiento de Duarte sobre el Tireo, y el ya citado de Boca de Blanco. Las fallas de esta dirección, se corresponden a las de Hatillo situadas en el bloque NE de la Zona de falla de La Española.

3.3.- Secuencia de la deformación, y análisis de las estructuras tectónicas

La correlación estratigráfica y las relaciones estructurales entre las Formaciones sugiere la siguiente secuencia de deformación: (Corte sintético, Fig. 3.2.3.)

Cretácico inferior hasta Aptiano. Plutonismo, volcanismo y metamorfismo, principalmente en un ambiente submarino.

El crecimiento del arco isla primitivo, está registrado por la estratigrafía de los terrenos expuestos, sobre las dos terceras partes septentrionales de La Española. La parte basal del arco isla está representada por las metabasitas del Complejo Duarte.

Se interpreta el volcanismo y las rocas relacionadas, de la Formación Maimón y los Ranchos como acumulaciones volcánicas y sedimentarias del arco isla primitivo, sobre la corteza oceánica representada por los terrenos del Complejo Duarte. Así las estructuras existentes en la Formación Los Ranchos previas a la intensa deformación que experimenta, y localizada a lo largo de la Zona de Falla de La Española, son los estrato-volcanes que conforman la Loma de la Naviza y la Loma La Cuava.

Levantamiento regional y erosión en el Aptiano, del arco isla, en la parte Oriental de La Española (al este de las peridotitas) y Puerto Rico.

Aptiano-Albiano.

Levantamiento y erosión del arco isla.

Este hecho está contrastado en la Fm. los Ranchos, en la mina de La Rosario, por una discordancia erosiva, que separa al primitivo arco isla, de una caliza arrecifal de aguas someras, masiva, de edad Aptiano-Albiano (Caliza de Hatillo y Las Cañas). Sobre estas calizas se apoya concordante, una formación de tobas, tobas epiclásticas, y calizas detríticas (Fm. Las Lagunas). Es notable en esta formación la abundancia de piroclastos y calizas detríticas, y la muy escasa o nula presencia de coladas. Lebrón (1989), correlaciona estas calizas con otras en Puerto Rico (Calizas de Río Matón) en un contexto similar al de La Española.

Al final del Cretácico inferior, posiblemente, se inicia el importante desgarre que origina la intensa deformación y rocas miloníticas de la Fm. Maimón y Complejo Duarte. Como se ha indicado en epígrafes precedentes este desgarre tiene continuidad en el tiempo, lo que da lugar a que se puedan considerar dominios geológicos diferentes a ambos lados del mismo. La diferente evolución en el tiempo de estos dos dominios se contempla en el apartado nº 5 de la Historia Geológica. Estos dos dominios están separados, actualmente, por el complejo ofiolítico desmembrado, de la peridotita de Loma Caribe, la Formación Peralvillo Sur, y Complejo Río Verde y Fm. Siete Cabezas (en parte).

Las estructuras son simétricas a ambos lados de la zona de desgarre, ocupada actualmente por el complejo ofiolítico, pero los ambientes geológicos son muy diferentes a ambos lados, como corresponde a áreas geográficas alejadas.

Las estructuras presentes en esta Hoja han sido descritas en el apartado anterior, tratando ahora de su ordenación en el tiempo y su edad. Esta sería:

- 1º.- Iniciación del desgarre, con la generación de la deformación penetrativa y de las rocas miloníticas en el Complejo Duarte (en el dominio occidental), y en la Formación Maimón (en el dominio oriental).
- 2º.- La intrusión de las tonalitas, en el Complejo Duarte, sometidas a un campo de esfuerzos importante como es el que origina el desgarre, dando lugar a la foliación magmática de éstas.
- 3º.- Generación e intrusión del complejo ofiolítico, formado por la peridotita de Loma Caribe, Formación Peralvillo Sur, y Complejo Río Verde y Fm. Siete Cabezas (en parte).
- 4º.- Cabalgamientos de Hatillo, en el dominio oriental; y en el dominio occidental, el cabalgamiento del Complejo Duarte sobre la Formación Tireo, y cabalgamientos dentro de la Formación Tireo de dirección N-S y vergencia al Oeste.
- 5º.- Fallas de desgarre sinestrales subparalelas, de dirección sensiblemente E-O.

Esta sería la secuencia de deformación.

Analizamos a continuación la datación de estas estructuras. Se ha de tener en

cuenta la continuidad en el tiempo de este desgarre. Es notorio que la deformación dúctil afecta a la Formación Los Ranchos que tiene dataciones paleontológicas de edad Barremiano (Cretácico inferior). No podemos afirmar que las Calizas de Hatillo y Las Cañas son posteriores a esta fuerte deformación penetrativa, pues depende de su ubicación geográfica.

Las tonalitas foliadas, que han dado edades absolutas entre el Cenomaniano y el Coniaciano (Cretácico Superior), reflejan un importante campo de esfuerzos, y la actividad de este desgarre. Son sin embargo las rocas del Complejo ofiolítico, peridotita de Loma Caribe, Formación Peralvillo Sur, y Complejo Río Verde y Fm. Siete Cabezas (en parte), las que no presentan una deformación penetrativa generalizada y sí bandas de deformación “de visu” (de decamétricas a centimétricas), y también al microscopio. En cuanto a dataciones paleontológicas se tienen de niveles de chert de la Formación Siete Cabezas mediante radiolarios dando edades comprendidas entre el Cenomaniano y el Senoniano inferior, Boisseau (1987). Sinton et al.(1998) mediante una datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtiene una edad de 67 ma. (Maastrichtiano). En la Formación Peralvillo Sur, con indudables características geoquímicas atribuibles a un complejo ofiolítico, se localizan niveles de chert (cartografiados en esta Hoja) con radiolarios todavía no clasificados pero que se consideran de la misma edad que los de la Fm. Siete Cabezas.

Se ha de establecer en consecuencia, que existe un régimen transpresivo en el desgarre hasta el final del Cretácico inferior, iniciándose en el Cretácico superior un régimen transtensivo que origina los materiales del Complejo ofiolítico.

En el dominio geológico situado al Este, está puesto de manifiesto por sus litologías el régimen distensivo del Cretácico superior con la Fms. Hatillo y Las Lagunas, sin embargo en el dominio situado al Oeste tenemos los cuerpos intrusivos de tonalitas y la Fm. Tireo.

Las estructuras correspondientes a los Cabalgamientos de Hatillo, en el dominio oriental, y los cabalgamientos de la Fm. Duarte sobre Tireo, y el cabalgamiento de la Fm. Tireo sobre Tireo en La Boca de Blanco, así como el cabalgamiento de La Yautía en la Hoja de Arroyo Caña, se cree corresponden a una importante etapa transpresiva en el movimiento de la falla de desgarre, ocupada por el complejo ofiolítico, que tiene lugar en el Terciario inferior (Paleoceno-Eoceno). Los Cabalgamientos de Hatillo, situados en el dominio oriental, tienen vergencias hacia el nor-este, y son anteriores al Eoceno Medio. El

cabalgamiento del Complejo Duarte sobre la Fm. Tireo es posterior a esta Formación que tiene materiales datados como Maastrichtiano. Análogamente en el cabalgamiento de Boca de Blanco se encuentran implicadas unas calizas de la Fm. Tireo de edad Maastrichtiano. Las rocas implicadas en este cabalgamiento, así como las del de La Yautía, en la Hoja de Arroyo Caña, que se consideran de la misma edad que estas otras, por afectar a una tonalita de edad post-Maastrichtiano, presentan deformación penetrativa.

Desde el Mioceno a la actualidad. La tectónica de desgarres, tiene como principales elementos en La Española, la falla Septentrional por el norte y la de Enriquillo por el sur. Esta microplaca está desde el Mioceno medio en un proceso de escisión de la placa caribeña y de acreción a la placa norteamericana. La apertura del surco de Caimán se inició a partir del Eoceno medio en un contexto transtensivo, como consecuencia de la prolongada convergencia oblicua entre la plataforma de Las Bahamas y el Gran Arco Isla del Caribe. Este proceso culminó a partir del Mioceno superior en un contexto transpresivo.

La placa del Caribe se mueve hacia el Este en relación a las placas de Norteamérica y Suramericana. Este movimiento se realiza en La Española, por la falla sinistral Septentrional y por la falla dextral de Enriquillo por el Sur, y por los cabalgamientos de dirección NO-SE, con vergencia hacia el SO.

En el área de la Hoja, las estructuras relacionadas con la tectónica de desgarre corresponden principalmente con las fallas de dirección media E-O, y con las de dirección NO-SE. Las fallas E-O corresponden a fallas sinestrales. Las fallas de dirección NO-SE son más abundantes en esta zona y son desplazadas por las de dirección E-O, en este área, de menos importancia. Las fallas de dirección NO-SE forman la mayoría de los límites entre los principales terrenos o unidades cartográficas, y de hecho se interpretan como contactos previos, que por su orientación favorable han sido reactivados como fallas de componente sinistral inversa, durante la transpresión de finales del Neógeno (Mann et al 1984).

Durante esta época transpresiva, se localizan pequeñas áreas transtensivas, que dan lugar al volcanismo alcalino, localizado en el Cinturón de Peralta y en la Fm. Tireo. Se produce también la elevación generalizada de la Isla, que da lugar en las costas, a la formación de terrazas de calizas arrecifales elevadas a diferentes niveles. Asimismo se produce actualmente la intensa erosión de las cubetas cuaternarias.

4.- GEOMORFOLOGIA

4.1.- Descripción fisiográfica

La Hoja de Bonaó (6172-IV) está situada en la parte Sureste del denominado Macizo Central de la Cordillera Central y enlaza en su parte NE con los relieves medios de la Sierra de Yamasá, que constituye un pequeño ramal de la cordillera que une el Macizo Central con la Cordillera Oriental. La Hoja constituye un área de tránsito entre los relieves acusados que se desarrollan hacia el Oeste, en la zona interior del Macizo Central, y los relieves intermedios que caracterizan la vertiente oriental del mismo. Entre los relieves del Macizo Central y los de la Sierra de Yamasá se encuentra la amplia cuenca intramontana de Bonaó, constituida por depósitos cuaternarios.

Las elevaciones más importantes de la Hoja se centran en una banda de unos 5 km de anchura que se extiende de N a S por el extremo O de la Hoja, con picos que oscilan entre los 700 m y los 1.300 m., aproximadamente.

Así se destacan la Loma Piyoyo con 1.270 m., Loma La Bola con 1.000 m., Loma de la Balsa con 1.200 m. y Loma El Morrote con 900 m. Todas estas elevaciones corresponden a materiales de la Formación Tireo. Al SO, fuera ya de esta banda el punto más destacado es Loma Palmarito, con 741 m.

Otra Banda de elevaciones importantes es la constituida por las estribaciones de Loma Caribe-Loma La Peguera que, con una dirección NO-SE atraviesan la Hoja en su parte central, del N al S de la misma. Las mayores alturas son Loma El Perro, al SE, de 682 m. de cota máxima, la Guardaraya, de 664 m., Loma La Peguera, de 650 m., Loma Leonora, de 600 m., Loma El Corozal, de 500-545 m. y en el extremo N, Loma Caribe, de 425 m.

En otras bandas, también de dirección NO-SE, hacia el NE de la Hoja destacan La Loma del Llano, con 490 m. de altitud y Loma Blanca, de 422 m.

Las áreas más deprimidas de la Hoja se localizan en la cuenca de Bonaó y en el valle del Río Yuna, en la parte central de la zona de estudio. El punto más bajo de la Hoja sería de unos 84 m. en la parte baja del Río Yuna, en su extremo E, pero en este momento dicha cota está cubierta por las aguas del embalse de Hatillo, cuando la cantidad de agua

embalsada es suficiente. En la cuenca de Bonaó la amplia superficie de terrazas bajas se encuentra a 176 m. de cota.

El clima dominante es de tipo tropical húmedo, algo suavizado por el hecho de ser una isla. No existe invierno, únicamente temporada seca (o menos lluviosa) (Diciembre-Marzo) y temporada lluviosa (Abril-Junio). Las temperaturas medias durante el mes de Agosto se encuentran alrededor de los 26°C, 25°C para la zona montañosa del Oeste, y durante el mes de Enero en torno a los 22°C. El promedio anual de temperaturas máximas es, en la estación meteorológica de Bonaó, de 31'3°C y el de temperaturas mínimas de 19'9°C. Los máximos pluviométricos anuales se sitúan en el extremo S-SE de la Hoja con 2.250 mm, bajando a 2000 mm hacia el NE, NO y SO. La media de días de lluvia anuales es de 151'5, en la estación de Bonaó.

Todo el territorio de la Hoja de Bonaó está comprendido en la cuenca hidrográfica del Río Yuna. Los ríos principales que vertebran la Hoja son el Río Yuna, Río Yuboa y Río Maimón.

El Río Yuna aparece en la Hoja por su extremo SO, recorre la misma hacia el N y al N de Bonaó discurre hacia E de la Hoja para desembocar en el embalse de Hatillo. Recoge las aguas de una serie de arroyos que vienen de los relieves del O como son: Río Masipetro, Arroyo Higuerito, Arroyo Yaso, Arroyo Corbimato, Arroyo Toro, Río Piedra y Río Tireo, entre otros, y del Norte, como Arroyo Cañabón, Arroyo Grande, Río Yujo y Río Cabir Mar, entre los más destacados.

El Río Yuboa a su vez recoge las aguas de pequeños arroyos que parten del Sur de la Hoja, para desembocar en el Río Yuna hacia el Norte. Algunos de éstos son: el Río Juma, Arroyo Sonador, Arroyo Cercado, Arroyo Atravesado, Arroyo Ancho, etc...

El Río Maimón, por su parte, viniendo del SE de la Hoja, recorre la misma hacia el Norte, para unirse al Río Yuna al NE de la Hoja. Recibe también las aguas de pequeños arroyos, entre los que se destaca el Río Leonora que procede de los relieves del SE de la Hoja.

En todo el área Centro de la Hoja adquieren gran importancia los depósitos de terrazas, planicies de inundación y fondos de valle del Río Yuna que caracterizan el paisaje de esta parte de la Hoja.

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 geológico 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

Los tres grandes dominios morfoestructurales que constituyen la Hoja de Bonao son los relieves acusados y medios del Macizo Central, los relieves medios de la Sierra de Yamasá y los depósitos y zonas deprimidas cuaternarios de la cuenca de Bonao y del valle del Yuna. Aproximadamente la mitad del territorio está ocupada por los relieves del Macizo Central, otro 30% puede estar cubierto por los depósitos cuaternarios y un 20%, aproximadamente, lo cubre las estribaciones de la Sierra de Yamasá.

Además de por el sustrato geológico la geomorfología de la Hoja está condicionada por la estructura tectónica de la misma. Existen una serie de accidentes tectónicos como fallas y cabalgamientos, entre los que los más destacados son los cabalgamientos de Bonao y Hatillo, de edad Cretácico superior-Eoceno, de dirección NO-SE, que son paralelos a las grandes estructuras de la Cordillera Central, o de dirección N-S, en el caso del cabalgamiento de Bonao, que condicionan el relieve de la Hoja. Posteriormente la tectónica de desgarres, activa en la isla desde el Mioceno superior hasta la actualidad (Mann et al., 1991) vuelve a hacer funcionar algunos de estos accidentes y genera otros nuevos de direcciones próximas a E-O (ONO-ESE y OSO-ENE), además de las norteadas y NO-SE y NE-SO. Gran parte de los cursos fluviales siguen en la actualidad dichas directrices .

Dentro de los relieves del Macizo Central los más acusados corresponden a la franja O constituida por los materiales de la Formación Tireo y a otra franja, separada de ésta por la cuenca del Bonao, de dirección NO-SE., constituida por las rocas de las Formaciones de Loma Caribe y de Siete Cabezas.

La Formación Tireo consiste en un conjunto de rocas volcanoclásticas e ígneas con intercalaciones esporádicas de niveles sedimentarios. No obstante, desde el punto de vista morfológico se puede considerar constituida en su totalidad por las rocas volcanoclásticas. Son rocas resistentes, que presentan una red muy encajada, con laderas de cientos de metros, de muy fuertes pendientes y con crestas muy agudas. La red, de aspecto dendrítico, sigue fundamentalmente las líneas estructurales de tendencia E-O (ONO-ESE y OSO-ENE); hacia el Sur de la Hoja las direcciones N-S empiezan a predominar.

Se aprecia un brusco escalón morfológico entre estos relieves y los de la cuenca de Bonaó, prácticamente horizontales.

Los relieves de Loma Caribe-Loma La Peguera están formados por peridotitas o peridotitas serpentinizadas, muy resistentes, que dan un fuerte resalte en el paisaje. Las aristas muestran un marcado control estructural, llevando, las más destacadas, una dirección NO-SE. La red hidrográfica, muy encajada, con laderas de fuertes pendientes, suele llevar direcciones predominantes NO-SE, ONO-ESE y OSO-ENE. La red es bastante más abierta, menos densa, que en el caso de la Formación Tireo.

La Formación Siete Cabezas, adosada a los relieves de las peridotitas, está constituida por rocas lávicas, volcanoclásticas y volcanosedimentarias con silicificaciones. Son asimismo rocas muy duras, que dan también fuertes relieves, y presentan las mismas características, en cuanto a control estructural de la red y crestas, que en el caso anterior, salvo que aquí quizás la red es algo más apretada y dendrítica.

Los relieves medios en los que afloran, al Sur de la Hoja, junto a la Formación Siete Cabezas, los esquistos de la Formación Maimón y las Tonalitas foliadas, presentan igualmente direcciones preferentes NO-SE.

También al Sur de la Hoja afloran las noritas y los gabros del Batolito de la Yautía (Bowin, 1966 y 1975). Son rocas muy masivas, resistentes, compactas y homogéneas; eso hace que la red tome un aspecto radial partiendo de las mayores altitudes, alrededor de los 500 m., para descender hacia la cuenca del Yuna o del Yuboa.

Los relieves medios, al NE de la Hoja, de la Sierra de Yamasá, están constituidos, salvo una pequeña área ocupada por rocas plutónicas básicas y por las calizas de la

Formación Las Cañas, por la Formación Maimón. Esta formación está constituida por esquistos de origen volcánico y volcanosedimentario con una amplia banda de milonitización. Las rocas de esta formación debido a las fuertes esquistosidades y milonitizaciones son más susceptibles de ser alteradas, con lo que sus relieves son más suaves y alomados, con laderas de pendientes más suaves y sin incisiones tan fuertes como en otras zonas de la Hoja. Presentan un fuerte control estructural, con líneas de cumbres muy continuas de dirección NO-SE. La red hidrográfica muestra una pauta similar con direcciones NO-SE, ONO-ESE y OSO-ENE.

En la Cuenca del Bonao y en los valles del Río Yuna y del Río Cabir Mar, la red discurre formando amplios meandros sobre un sustrato blando, de depósitos detríticos. Las zonas llanas de fondos de valle, planicies aluviales y terrazas bajas están flanqueadas por glaciares que con suaves pendientes articulan los relieves más acusados con las llanuras holocenas.

En la Hoja las únicas formas conservadas que se encuentran directamente relacionadas con procesos endógenos son de origen estructural y se describen a continuación.

4.2.1.1. Formas estructurales

Las formas estructurales con mayor presencia en la Hoja son las fallas con expresión morfológica. Bajo este epígrafe también se encuentran incluidas otras estructuras como los cabalgamientos. Existen una serie de estructuras de edad Eoceno (Lewis et al., 1991) de direcciones NO-SE, que tienen un claro reflejo morfológico; así ocurre con las fallas NO-SE que flanquean la Formación Loma Caribe, o las que flanquean la Formación Siete Cabezas, o con los cabalgamientos de Hatillo, que coincide en gran parte con aristas, y de Bonao, que marca un fuerte cambio de pendiente, más tarde nuevamente reactivado por una falla normal.

Como se ha señalado previamente, hay un conjunto de direcciones estructurales en la Hoja que se corresponden con la tectónica de desgarres que comienza a funcionar a partir del Mioceno Superior (Mann, et al, 1991). Numerosos cursos de agua han aprovechado estas líneas de debilidad para discurrir por ellas.

La Cuenca de Bonao se encuentra flanqueada por fallas supuestas con expresión morfológica que marcan claramente su origen tectónico. La falla supuesta N-S que pone en contacto la Formación Tireo con los depósitos de la Cuenca de Bonao parece podría haber jugado recurrentemente, con la misma dirección que el cabalgamiento de Bonao, pues las partes apicales de los abanicos coalescentes, formados a partir de los relieves de la Formación Tireo, aparecen truncadas.

4.2.2.- Estudio de Modelado

Se tratan a continuación las formas erosivas y de acumulación que han sido originadas por la acción de los procesos externos. La descripción se realiza de manera agrupada según el tipo de proceso genético y se aportan todos los datos referentes a sus características geométricas, litológicas y cronológicas.

4.2.2.1.- Formas de ladera y remoción en masa

En esta Hoja se han distinguido dos tipos de formas de ladera, los coluviones y los deslizamientos.

Los coluviones con cierta representatividad se circunscriben a los fuertes relieves de la Formación Tireo, no obstante son muy poco significativos. Tienen un espesor reducido y su litología varía en función de la litología del sustrato. Están constituidos por cantos subangulosos inmersos en una matriz areno-arcillosa.

Los depósitos de deslizamientos de ladera se disponen de manera dispersa, también casi exclusivamente en las fuertes pendientes de la Formación Tireo. Se han cartografiado los de mayor entidad. En algún caso como el del situado al Oeste de Bonao, en el contacto entre la Formación Tireo y el glacis, la cicatriz dejada, con forma de cuchara, está muy marcada. Su litología consiste en grandes bloques englobados en arenas y limos.

4.2.2.2.- Formas fluviales

Se han distinguido en la Hoja distintos tipos de depósitos de origen fluvial, como son: fondos de valle, planicies de inundación, terrazas y conos de deyección y abanicos aluviales.

Los fondos de valle representan los depósitos más ligados a los cauces actuales. Adquieren cierta relevancia en la Cuenca de Bonao y en el Valle del Yuna, siendo estos depósitos de mucha mayor entidad que los que se encuentran sobre las restantes formaciones. Así, cuando los cursos de agua recorren los fuertes relieves de la Formación Tireo o las Formaciones Loma Caribe o Siete Cabezas, van muy encajados, los depósitos son muy estrechos y sus granulometrías pueden ser muy gruesas. Sin embargo, cuando recorren los terrenos cuaternarios los depósitos presentan granulometrías menores, su anchura puede alcanzar centenares de metros, su curso es meandriforme y son típicos los canales entrecruzados (tipo “braided”).

Los arroyos que proceden de los relieves de la Formación Tireo se encuentran muy encajados, no presentan casi depósitos y son de corta longitud (2-3 km). Sin embargo, el Río Masipetro y el Río Blanco si tienen un largo recorrido y aunque sus depósitos son poco relevantes, si se puede observar su gran capacidad de transporte; así, en el Río Blanco se han observado bloques de hasta 2 m. y en el Masipetro de 1 m., subredondeados. Son muy abundantes en estos fondos de valle y también en el Río Yuna en su conjunción con el Río Blanco, los bloques de 25 a 50 cm, subredondeados; asimismo son muy abundantes las gravas gruesas, estando subordinadas las arenas.

Al Sur de la Hoja, en el Arroyo El Güano y Arroyo Sonador también son abundantes los bloques redondeados o subredondeados de entre 20 y 80 cm. y esporádicamente alcanzan 1 m. Igualmente son abundantes los cantos y las gravas gruesas. Si en el caso anterior la litología correspondía a rocas de las Formaciones Duarte y Tireo, aquí las rocas corresponden a los gabros y noritas del Batolito de La Yautía.

En el Arroyo Grande, que viene del Norte de la Hoja hacia el Río Yuna, predominan los cantos redondeados o subredondeados de 6-7 cm. con otros menos abundantes de hasta 20 cm. y gravas gruesas y arenas.

En el Río Yuna, a la altura de El Verde, ya no se encuentran bloques y sus máximas granulometrías son de 30-40 cm., acompañados de cantos más pequeños, gravas, arenas y limos, de litologías muy variadas.

Ya al E de la Hoja, en el Arroyo Caño Prieto, que vierte sus aguas al Río Maimón, predominan las gravas gruesas y cantos de 5-6 cm. redondeados-subredondeados que

pueden alcanzar los 20 cm., acompañados de arenas y limos.

Los depósitos de planicie de inundación corresponden a zonas anegables durante las crecidas estacionales. En la Hoja de Bonao tienen una representación destacable. Son básicamente las formadas a lo largo del curso del Río Yuna, que recorre la Hoja de O a E. Sus depósitos están constituidos fundamentalmente por gravas gruesas y cantos de 8-10 cm., redondeados, pudiendo alcanzar en ocasiones hasta los 30-40 cm., acompañados en menor proporción por arenas y limos. Son muy frecuentes los canales entrelazados. Su potencia es de 1-2 m.

Las terrazas bajas tienen una amplia representación en la Hoja, constituyendo gran parte de la Cuenca de Bonao. En la actualidad sobre ellas se extienden importantes cultivos de arroz. También se han representado terrazas bajas en ambas márgenes de los Ríos Yuboa y Maimón. Estas terrazas presentan estructuras como gradación positiva, imbricación de cantos o paleocanales. Están constituidas por gravas finas, arenas, limos y niveles de cantos que pueden alcanzar hasta los 20 cm. con bordes redondeados y subredondeados. Se sitúan a una cota de +1-3 m. sobre el cauce actual.

Las terrazas altas están muy escasamente representadas. Únicamente se han cartografiado algunos retazos en las márgenes del río Blanco, al O de la Hoja. Se encuentran a cotas de unos +30 m. sobre el cauce y están constituidas por gravas, arenas y algunos cantos.

Los conos de deyección y abanicos aluviales tienen escasa representación. La mayoría de ellos se forman en los puntos de confluencia de estrechos arroyos con los valles principales, debido al descenso de energía de la corriente; esto ocurre p.e. en los arroyos que confluyen con el Río Grande, o los del Río Yujo, el Río Yuboa, etc... Otros, que se les podría considerar abanicos, por su mayor envergadura, se forman fundamentalmente en arroyos que vienen de relieves con una fuerte pendiente y llegan bruscamente a zonas llanas en donde los arroyos ya no necesitan ir encajados; esto sucede con particular frecuencia junto a la falla de Bonao que ha ido funcionando en distintos momentos, dando así sucesivas formaciones de abanicos.

Los tamaños de conos y abanicos sólo alcanzan cientos de metros de radio y sus potencias en la zona apical no suele superar los 10 m. Las litologías van en relación directa

con el área fuente. Sus granulometrías suelen ser de arenas, limos y gravas gruesas o cantos.

Las formas fluviales sin depósito más notorias son aquellas que están en relación más directa con el encajamiento de la red. De ellas la incisión lineal es la más frecuente. En zonas de fuertes relieves, como pueden ser los de la Formación Tiro al O, o los de Loma Caribe-Loma Peguera en el Centro, estas incisiones aparecen muy encajadas, con laderas de pendientes muy acusadas, bastante superiores al 30% y marcando valles en V. Presentan un evidente control estructural, como ya se indicó en el punto 4.2.1. En los relieves intermedios la incisión es menos marcada, las laderas se disponen con pendientes inferiores, entre el 10% y el 30% y su recorrido es algo más dendrítico, pero también con un marcado carácter estructural. En las zonas de depósitos cuaternarios su fisonomía cambia totalmente, los valles son bastante más anchos, meandriformes, con depósitos y recorren superficies con pendientes inferiores al 10% o al 5%; la red también aparece algo encajada, pero en mucha menor medida y el control estructural parece mucho menor. En ocasiones se observan pequeños escarpes que evidencian el encajamiento de la red; el Río Yuna en la zona Los Quemados-La Salvia, aparece encajado 20-30 m. en su margen izquierda, aunque tampoco se descarta la existencia de un accidente tectónico.

Los interfluvios muestran formas consecuentes con el tipo de relieve e incisiones, así, en las áreas de relieves acusados aparecen abundantes aristas pronunciadas, mientras que en las áreas con menor pendiente los interfluvios son claramente alomados.

Los fenómenos de erosión lateral del cauce ocurren especialmente en el curso del Río Yuna, en zonas llanas, donde el río configura un aspecto meandriforme y donde los terrenos son más blandos, fácilmente erosionables, como pueden ser los glaciares o la Formación Maimón alterada.

4.2.2.3.- Formas poligénicas

Las formas de acumulación de origen poligénico están representadas por los glaciares.

Su granulometría está constituida por limos y arenas finas, con pasadas de formas lenticulares de cantos de hasta 6-7 cm. En las zonas distales la proporción de limos es muy elevada, casi exclusiva, con porcentajes de arcilla. En las zonas apicales, particularmente

las cercanas a fuertes relieves, la proporción de cantos y bloques se incrementa bastante; así, p.e. en los depósitos próximos a la Formación Tireo, al O de la Hoja, se observan bloques de hasta 1-1,5 m. subangulosos-subredondeados y cantos relativamente abundantes, de 20-30 cm. También en el área de Bejuco Aplastado se aprecian grandes bolos de leucogabros subredondeados-redondeados de 60-70 cm. y gravas gruesas frecuentes de 5-6 cm., envueltos en una matriz limo-arcillosa de tonos rojizos. Su superficie, a menudo erosionada, presenta suaves pendientes que articulan los relieves de las sierras con las zonas deprimidas. En algunos casos, especialmente en la Cuenca de Bonao, representan abanicos aluviales coalescentes, que generalmente han perdido sus zonas apicales por neotectónica y que en sus zonas más distales corresponden a rellenos de cubeta, siendo luego en el Holoceno incididos por la red de drenaje actual. Sus máximas potencias visibles pueden alcanzar los 15-20 m., excepto el del O de Bonao que puede llegar a 80-100 m., en su zona central. Sólo los depósitos del Sur y Oeste de la Cuenca de Bonao ocupan más de 45 km². Luego existen otros de menor extensión superficial en torno a los valles del Yuna y del Maimón.

Como formas poligénicas no deposicionales cabe mencionar la existencia de una superficie de erosión a una cota de unos 580 m. en Loma La Peguera, actualmente desmantelada por la labores mineras de la empresa Falconbridge.

Se han distinguido asimismo algunas grandes aristas al SO y SE, por citar las más significativas, en Loma del Catico o en Loma La Leonora, que podrían representar superficies de erosión definitivamente desmanteladas.

Dentro de estas formas poligénicas se han señalado también sendas zonas, en las partes altas de Loma La Peguera y Loma Caribe, de alteración laterítica que actualmente están siendo objeto de explotación por la empresa Falconbridge para la extracción de ferroníquel.

4.2.2.4.- Formas kársticas

Las formas kársticas adquieren un escaso desarrollo en la Hoja circunscribiéndose al extremo NE de la misma. Corresponden a algunos mogotes, dolinas y a rellenos de depresiones kársticas.

Al NE de la Hoja, en las proximidades del embalse de Hatillo y a ambos lados del Río Cabir Mar, se desarrollan en los relieves de Loma Blanca, Loma de Los Brazos, La Bócara, etc..., sobre las calizas de la Formación Las Cañas, un conjunto de mogotes, también denominados torres o pináculos, con formas hemiesféricas, que representan un estado relativamente avanzado de karstificación, típico de las zonas tropicales, donde el karst evoluciona con bastante rapidez.

Se ha detectado la formación de dolinas en las zonas, también al NE de la Hoja, localizadas en Loma Blanca y Loma de Los Brazos. Se instalan sobre las calizas de la Formación Las Cañas, con formas alargadas con dirección NO-SE o de contorno irregular lobulado. Constituyen depresiones de escasa profundidad y fondo plano.

El relleno de depresiones kársticas es destacable al borde NE de la Hoja, en la zona de Ermita de La Altagracia, sobre la Formación calizas de Las Cañas. Consiste en arcillas y limos rojizos debido a la presencia de óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio, producto de la decalcificación de las calizas.

4.3.- Evolución dinámica

La estructura general que actuó como base para la formación del relieve de la isla tal como se ofrece en la actualidad se conformó durante el Neógeno, etapa en la que la paleogeografía de la isla era ya relativamente parecida 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, además de la reactivación de los accidentes NO-SE, y N-S ya existentes, estas estructuras se traducen en fallas de direcciones ONO-ESE y OSO-ENE, próximas a la E-O y fallas de direcciones NE-SO.

Este modelo tectónico, que sigue vigente hasta la actualidad, es el que condiona en gran medida la estructuración de la red hidrográfica, elemento importante en la caracterización del paisaje. 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, como es el caso de la Cuenca de Bonaó.

La litología del sustrato también tiene consecuencias importantes en la orografía de la región. Así el relieve y la disposición de la red hidrográfica varía en función de que el sustrato sean rocas ultrabásicas, rocas volcanoclásticas, rocas plutónicas, esquistos, rocas detríticas no consolidadas, etc...

Los procesos de mayor incidencia sobre el modelado derivan directamente del establecimiento de la red de drenaje. El levantamiento mantenido de 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 actividad erosiva originada a partir de la instalación de la red se manifiesta por el predominio de formas de origen fluvial: incisión lineal, interfluvios en aristas, erosión lateral de los cauces, etc. Los fondos de valle representan los depósitos ligados a la actual dinámica fluvial; las formas de acumulación fluviales ponen en evidencia los sucesivos periodos de encajamiento, provocados por el levantamiento de la isla. Las terrazas altas se encuentran muy desmanteladas, disponiéndose a unos +30 m. sobre el cauce actual. Las terrazas bajas, muestran formas alargadas junto al cauce, con cotas de +1-3 m. Las planicies de inundación y los fondos de valle representan los depósitos ligados a la actual dinámica fluvial. Los conos de deyección/abanicos aluviales se desarrollan de forma localizada a la salida de algunos arroyos.

Los depósitos de ladera y remoción en masa son poco relevantes; 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, de modo que las más antiguas raramente se preservan. Las superficies de erosión se conforman durante el Pleistoceno, fundamentalmente, donde tienen lugar largos periodos de erosión. Sólo queda algún retazo de una de estas superficies a una cota de unos 580 m.

La formación de los depósitos de glaciares es más reciente (Pleistoceno-Holoceno) y están en relación con los procesos de colmatación de las cuencas intramontanas.

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-subactual está marcada principalmente por la incisión de la red de drenaje, generándose encajamientos pronunciados y denotando un gran potencial de erosión y transporte de sedimentos.

La tendencia futura es a una mayor jerarquización de la red. En las cuencas cuaternarias, especialmente en la de Bonaó, que representan áreas de acúmulo de sedimentos cuaternarios, se inicia en la actualidad una etapa de vaciado evidenciada por el establecimiento de una red de drenaje también encajada.

Los riesgos geológicos más importantes consisten en inundaciones o avenidas.

Las áreas con riesgo más elevado de avenidas corresponden a los fondos de valle. Especialmente en la conjunción de los ríos Blanco y Yuna el riesgo es evidente, pues en los sucesivos ciclones la morfología del fondo de valle ha cambiado ostensiblemente; lo mismo ha ocurrido durante el huracán Georges, debido al gran volumen de agua y depósitos recogidos de los fuertes relieves que llegan a ese punto.

Los fenómenos de inestabilidad en laderas se circunscriben en el caso de la Hoja a las zonas montañosas de laderas con fuertes pendientes, pues en el resto de las zonas con relieves, debido a las pendientes relativamente más suaves, es menos probable que estos fenómenos adquieran una relevancia importante.

En cuanto al riesgo de sismicidad en la zona, éste alcanza un nivel bajo o 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

5.1.- Contexto geológico

La historia geológica de la Hoja de Bonaohay que encuadrarla, previamente, en una zona más amplia, como puede ser la del cuadrante a escala 1:100.000 de Bonaoh, en donde se encuentra incluida esta Hoja. En este cuadrante, se pueden considerar tres dominios geológicos diferentes desde el punto de vista paleogeográfico, ya que si en la actualidad se presentan contiguos, parece se originaron en áreas alejadas. Fig.5.1.-I.

Dominio A). En la parte oriental, tendríamos los materiales del Arco Isla Primitivo de edad Cretácico inferior, y características geoquímicas de serie toleítica, y las series sedimentarias posteriores suprayacentes. Incluiría las Formaciones: Maimón, Los Ranchos y Peralvillo Norte (estas dos últimas no están presentes en esta Hoja), correspondientes a las formaciones volcánicas del Arco Isla Primitivo, y las formaciones sedimentarias suprayacentes como las Formaciones: Hatillo, Las Lagunas, Don Juan, y Los Bañitos, presentes en la Hoja de Hatillo, y la Formación Las Cañas presente en esta Hoja.

Dominio B). En la parte central estaría el complejo ofiolítico, representado por las formaciones: Loma Caribe, Complejo Rio Verde, Peralvillo Sur, y Siete Cabezas (en parte), cuya edad se considera del inicio del Cretácico superior.

Dominio C). A poniente del complejo ofiolítico, se situaría el complejo Duarte, y el arco isla del Cretácico superior, con características geoquímicas calcoalcalinas, de la Formación Tireo.

Estos tres dominios geológicos, se consideran diferentes tanto por su ambiente paleogeográfico, como por su separación, geográfica en sus orígenes.

5.2.- Evolución geológica, en el área de la Hoja de Bonao

La Hoja de Bonao, incluye en ella parte de los tres dominios; en la parte nororiental, se localiza el dominio A, con las Formaciones Maimón, correspondiente al arco isla primitivo, y la Formación Las Cañas, que son calizas arrecifales semejantes a las de la Formación Hatillo en la Hoja del mismo nombre. En la parte central de la Hoja se sitúa el dominio B, correspondiente a las formaciones del complejo ofiolítico (Peralvillo sur y Loma Caribe); y en la parte occidental, el dominio C, correspondiente a la formación de fondo oceánico (Complejo Duarte), y al arco isla del Cretácico superior de la Formación Tireo.

5.2.1.- Jurásico superior (?) - Cretácico inferior.

Las rocas más antiguas, datadas por radiolarios, encontradas en La Española fuera del área de este cuadrante, son del Jurásico superior (Montgomery et al., 1994). Pertenecen al Complejo Duarte, que se localiza en el dominio C, situado en esta Hoja. En la hipótesis de considerar a las peridotitas como la parte inferior de la corteza oceánica, éstas serían de edad Jurásica, y esto equivaldría a negar su carácter de complejo ofiolítico intrusivo, y consecuentemente la relación de las peridotitas con los gabros y diques de diabasas incluidos en ellas, así como los cherts y basaltos submarinos adyacentes a las peridotitas, y correspondientes a las formaciones: Río Verde, Peralvillo Sur, y parte de Siete Cabezas. Por tanto, aquí se considera la hipótesis de atribuir a las peridotitas presentes en esta Hoja, una edad correspondiente a la parte inferior del Cretácico superior, como consecuencia de la evolución que se expone a continuación en este capítulo, y atribuir la edad Jurásico superior-Cretácico inferior, a los metabasaltos con esquistosidad del Complejo Duarte, presentes en esta Hoja.

5.2.1.1.- Arco isla primitivo. Cretácico inferior.

La parte oriental de la Hoja se encuentra ocupada por los materiales del Arco Isla Primitivo representados por espilitas y queratófidos, de una serie toleítica. Se ha sugerido que las rocas del Arco Isla Primitivo del Cretácico inferior, se formaron en un arco isla, con subducción hacia el Este. Las dataciones más antiguas de estos materiales, son del Cretácico inferior (Neocomiano), edad que se corresponde con la de las series litológicas análogas de Las Grandes Antillas (Cuba, La Española, Jamaica y Puerto Rico).

Los materiales de este arco isla, se corresponden en esta Hoja, con los de la Formación Maimón, que presenta una banda milonítica en la parte occidental, y una serie volcánica bastante deformada en continuidad. Es al final del Cretácico inferior, cuando cesa la actividad del arco isla primitivo, cuando se transforma este margen destructivo en una falla transpresiva, dando lugar a la franja milonítica de la Formación Maimón, y a la banda milonítica del Complejo Duarte, a ambos lados de la falla transpresiva, con manifestaciones de falla inversa, cabalgando la corteza oceánica del Complejo Duarte sobre la formación volcánica del arco isla. Esta fractura trascurrente, aunque se inicia al final del Cretácico inferior, tiene continuidad en su actividad a lo largo del tiempo, dando lugar a una denominada estructura en flor (flower structure), con vergencia de los cabalgamientos en ambos sentidos, a partir del eje de la banda milonítica, implicando posteriormente en estos cabalgamientos a materiales de edad paleógena.

Al cesar la actividad volcánica del arco isla, al final del Cretácico inferior, se deposita en discordancia en el dominio A, unas calizas arrecifales y de plataforma, denominadas Calizas de Hatillo en la vecina Hoja del mismo nombre, y Calizas de Las Cañas en ésta. Los últimos episodios de la actividad volcánica, del arco isla primitivo, tienen carácter subaéreo, como queda de manifiesto en los depósitos de maar de la mina de Pueblo Viejo, cubiertos en discordancia erosiva por las Calizas de Hatillo, que implican, nuevamente, un carácter submarino de estos depósitos.

5.2.2.- Cretácico superior

Mientras en el dominio A, se depositan en continuidad estratigráfica sobre las calizas de Hatillo la Formación Las Lagunas que contiene, como único componente volcánico, piroclastos generalmente finos, con estructuras sedimentarias (tobas epiclásticas), lo que nos indica un alejamiento de los centros de emisión volcánica, en el dominio B se genera el complejo ofiolítico en un fondo oceánico, y en el dominio C se tiene una subducción, se cree hacia el oeste, con actividad volcánica de arco isla.

La falla trascurrente que da lugar a la banda milonítica de las Formaciones Maimón y Duarte, aproxima los bloques de los dominios A y B, que estarían alejados. En el Turoniano (90 m.a), posiblemente en un espacio transtensivo de la falla trascurrente, se generaría el complejo ofiolítico, en esta Hoja representado por la Formación Peralvillo sur, y la Peridotita de Loma Caribe con sus diques de diabasas y sus intrusiones de gabros. Así, mientras en

el dominio B, de fondo marino, tenía lugar la intrusión de magma básico y ultrabásico en un fondo marino donde se depositaban cherts de radiolarios y lutitas, en el dominio C, tenía lugar la actividad de un arco isla con un quimismo calcoalcalino, correspondiente a la Formación Tireo, e intrusiones de granitoides de plagioclasa sódica (tonalita), deformada y no deformada que corresponden a periodos o espacios transpresionales o transtensionales. El cambio de quimismo del magmatismo toleítico del Cretácico inferior, al calcoalcalino del Cretácico superior, parece ser consecuencia del cambio en el sentido de la subducción. El cese de la subducción hacia el noreste, podría ser debido a convergencia oblicua, o simplemente por una menor competencia de la placa en una zona situada al Oeste, con lo que se iniciaría la subducción en esa dirección. Este arco isla (Fm. Tireo), ocupa una banda de dirección NO-SE, con magmatismo calcoalcalino, cuya naturaleza varía hacia mayor acidez en el transcurso del tiempo. En la actividad volcánica de este arco, existen zonas y periodos de reposo en los que se desarrollan procesos sedimentarios marinos, depositándose carbonatos, rocas detríticas y cherts. La evolución del arco en el Cretácico superior, es hacia la acidificación de los magmas, y a la disminución del volcanismo, aumentando la proporción de materiales sedimentarios, como los antes referidos, indicando una disminución en la actividad volcánica, e instalándose un régimen solo sedimentario al final del Cretácico superior. Es de señalar, en este arco las intrusiones de granitoides pobres en potasio (tonalitas), que tienen amplia representación en esta unidad posiblemente emplazados al final del Cretácico superior y/o Paleógeno

5.2.3.-Terciario

5.2.3.1.- Paleógeno.

La inactividad volcánica en el dominio A, continúa en el Terciario, si hacemos excepción de las intrusiones magmáticas de cuarzodioritas y dioritas que se extienden a lo largo de una franja de dirección NO-SE., en la Hoja de Hatillo y en la, situada al sur, de Villa Altagracia. Estas rocas tienen una edad correspondiente al Eoceno inferior-medio. Cesando toda actividad magmática en el dominio A, a partir del Eoceno medio.

Al finalizar el Cretácico superior, en el Maastrichtiano, tiene lugar, en el dominio A, una etapa diastrófica con la generación de relieves y su consiguiente erosión que da lugar a los conglomerados de la base de la Fm. Don Juan. Sobre este conglomerado, se depositan calizas de plataforma, limos, y areniscas que nos indica un ambiente de aguas someras

alejado de actividad volcánica, durante el Paleoceno. Asimismo, en el Eoceno inferior, se depositan las calizas de la Formación Los Bañitos, acompañadas de depósitos detríticos de brechas y conglomerados, así como areniscas de líticos y también de granos calcáreos, secuencia litológica ésta, que indica una fuerte inestabilidad tectónica en la cubeta de sedimentación.

Al finalizar la subducción hacia el oeste, al final del Cretácico superior, cesa el volcanismo del arco, posiblemente por conjunción del fragmento de placa, activándose la actividad de la falla transpresiva, ocupada en este tiempo ya por los materiales del rift peridotítico, correspondientes al dominio B.

Después del cese del magmatismo de la intrusión de las cuarzodioritas, en el dominio A, y del final del emplazamiento de los granitoides tonalíticos en el dominio C, este área fue sometida a una fuerte compresión de dirección NE-SO, al final del Eoceno. Con esta compresión, actúa de forma transpresiva, activándose, la fractura ocupada en este tiempo por el rift peridotítico, dando lugar en el dominio A, a que se reactiven las vergencias hacia el noreste, generándose los cabalgamientos de Hatillo, en los que la Fm. Maimón cabalga rocas de edad comprendida entre las calizas de Hatillo de edad Albiano, hasta rocas del Eoceno medio (fuera de la Hoja).

Al Oeste del rift peridotítico, en el dominio C, todas las vergencias son hacia el Oeste, y es en esta fase cuando se produce el cabalgamiento de la Fm. Duarte sobre la Fm. Tireo, y todos los cabalgamientos que con dirección sensiblemente norte-sur se presentan en la mitad occidental de la Hoja, algunos de los cuales correspondientes a la fase transpresiva de final del Cretácico inferior, son reactivados o exhumados. Se pone así de manifiesto una estructura con doble vergencia, dando lugar en el dominio A, a fallas inversas cabalgantes, como los cabalgamientos de Hatillo con vergencia al Este, y en el dominio C al cabalgamiento de la Fm. Duarte sobre la Fm. Tireo, y a cabalgamientos con esa dirección de Fm. Tireo sobre Fm. Tireo con vergencia hacia el Oeste. Estos cabalgamientos de dirección norte-sur interfieren con los de dirección sensiblemente este-oeste, dominantes en la Fm. Tireo y en el cinturón de Peralta, al oeste de esta zona. Así pues este sistema transpresional, reactivado a final del Eoceno, da lugar a una estructura tipo "pop up" puesta de manifiesto en esta Hoja, y más ampliamente en el cuadrante de Bonaó.

Los materiales del Oligoceno y Mioceno inferior faltan en esta Hoja, que podría

corresponder a un alto topográfico, ya que materiales de esta edad se encuentran en diversos lugares en La Española.

5.2.3.2.-Neógeno.

El relieve actual empieza a formarse en el Mioceno inferior-medio (Mann et al.1991), y continúa hasta el presente. Este último levantamiento tiene la causa, a nivel regional, en la transpresión creada por la convergencia oblicua de Las Grandes Antillas con la plataforma de Las Bahamas. Consecuencia de esta convergencia oblicua, es el sistema de desgarres de dirección sensiblemente E-O, que hacen que se desplace la placa del Caribe hacia el Este, con relación a la placa Norteamericana.

5.2.4.- Cuaternario

Esta generación de relieve que se continúa en el Cuaternario hasta la actualidad, es la causa del fuerte encajamiento de los cursos de agua, que dan lugar a la erosión y desmantelamiento de los rellenos de sedimentos de las cubetas intramontañosas de posible edad pliocuaternaria. La depresión de Bonao corresponde a un área transtensiva en la falla trascurrente, y que actualmente también se encuentra en erosión.

De igual manera, este levantamiento es la causa de la formación de las diversas terrazas marinas arrecifales, observables en la costa, y en particular y de forma manifiesta, en el área de la capital (Santo Domingo).

6.- GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1.- Hidrogeología

La Hoja de Bonaó, situada en la parte central de La Española, presenta unas características hidrogeológicas con escasa permeabilidad de sus litologías, donde predominan materiales volcánicos e ígneos y en menor proporción sedimentarios, si hacemos excepción de las calizas de la Formación Las Cañas, y de los materiales cuaternarios que dado su bajo grado de consolidación presentan permeabilidad de media a alta por porosidad intergranular.

El clima es cálido y lluvioso, como corresponde a su condición de isla situada en el trópico, siendo más lluvioso en la parte norte y central de la Isla, y mucho menos en el suroeste.

6.1.1.- Hidrología

La Hoja de Bonaó presenta una red hidrográfica que drena las aguas de lluvia hacia el Norte, a través del río Yuna, que cruza la Hoja de suroeste a noreste, (Fig. 6.1.1.). Es un río caudaloso, que vierte sus aguas en primer lugar en el embalse de Hatillo (situado en el límite nororiental de la Hoja), para continuar posteriormente hasta el Atlántico. Este río, en la Hoja, recibe por el oeste los afluentes que drenan la Cordillera Central, siendo los principales: el río Blanco y el río Masipetro (con un aforo de $2,23 \text{ m}^3/\text{sg.}$), los cuales llegan a la llanura de Bonaó con gran energía debido al desnivel que recorren. Los principales afluentes que recibe el río Yuna por el sureste, en esta Hoja, son el río Maimón y el río Leonora (con un aforo de $4,2 \text{ m}^3/\text{sg.}$)

6.1.2.- Climatología

En la estación de la oficina nacional de meteorología de Bonaó, la precipitación media anual ha sido de 2238 mm. para un período de 57 años (1940-1997). El invierno suele ser la época menos lluviosa, siendo los meses más lluviosos los de Abril y Mayo, seguidos de Octubre y Noviembre.

La temperatura, en este período, da una media de las máximas de $31,1^\circ \text{C.}$ Los

meses más calurosos son los del verano, con media de 32,6°C. La media de las mínimas es de 19,9° C., siendo los meses más fríos los del invierno en donde la media de las mínimas no alcanza los 19° C.

En la estación de Los Quemados, del INDRHI (Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos), perteneciente a la cuenca alta del Yuna, y situada al sur-oeste de Bonaó, en el periodo de 1960-1994, se obtuvo una media anual de pluviosidad de 2537 mm., siendo los meses de máxima pluviosidad Mayo, con una media de 334,4 mm., y Noviembre, con 254,1 mm.

6.1.3.- Características hidrogeológicas de las formaciones

Las Formaciones Duarte y Maimón tienen litologías volcánicas que presentan esquistosidad, pudiendo considerarse como de permeabilidad y porosidad muy baja.

Los granitoides, la peridotita, la diorita, y el cuerpo intrusivo del gabro-norita presentan permeabilidad media-baja por fisuración y fracturación, y en el caso de los granitoides dada su fácil meteorización que da lugar a una arena suelta, en los primeros 20m. desde la superficie.

Las Formaciones Siete Cabezas y Peralvillo Sur presentan permeabilidad baja por fracturación.

La Formación Tireo consta de rocas volcanoclásticas, intrusiones básicas y ácidas, y episodios sedimentarios que se intercalan entre los materiales volcánicos. Los materiales volcanoclásticos, junto con sus intrusiones tienen una porosidad y permeabilidad baja. Los niveles calizos intercalados presentan alta permeabilidad por fracturación y carstificación, pero su pequeño espesor y el estar muy fallados hace a estos acuíferos discontinuos teniendo poco interés, siendo difícil su estudio y posible explotación.

6.1.4.- Formaciones acuíferas

Las formaciones acuíferas en esta Hoja son: la Fm. Las Cañas y las formaciones superficiales del Cuaternario.

- Formación Las Cañas.

Se considera esta Fm. equivalente a la denominada en la Hoja de Hatillo como Fm. Hatillo-Las Cañas. Son calizas de plataforma generalmente masivas que se presentan fuertemente carstificadas y tectonizadas, llegándose a presentar mármoles por metamorfismo de contacto con las intrusiones de dioritas, y por dinamometamorfismo en los cabalgamientos.

Se encuentra poco representada en esta Hoja (sólo presente al oeste de la peridotita, en la esquina nor-este). El muro de esta Fm. corresponde a la Fm. Maimón que puede considerarse como impermeable. Aquí no es observable el techo de esta unidad. El espesor, aunque variable, puede estimarse en unos 100 m.. En el paraje Caballero, debido al cabalgamiento, estas calizas se encuentran bajo los esquistos de la Fm. Maimón, pudiéndose considerar ahí como un acuífero confinado, pero teniendo en cuenta la irregularidad geométrica de este cuerpo calizo, que estaría acuñado por el cabalgamiento y metamorfizado por la intrusión de las dioritas.

- Formaciones Cuaternarias.

Se trata de formaciones superficiales que no presentan en general acuíferos confinados.

Los glaciares tienen una amplia representación en la parte meridional y oriental de la Hoja. Se apoyan en general sobre formaciones muy impermeables. Su espesor no sobrepasa unas decenas de metros. En su litología predominan los limos arenosos, con niveles de gravas y arenas, siendo la permeabilidad por porosidad intergranular de media a baja.

Las unidades Cuaternarias con mayor interés en esta Hoja son las terrazas y las llanuras de inundación. Presentan una litología de gravas, bloques, arenas y limos. La permeabilidad puede considerarse de media-alta por la elevada porosidad intergranular. La terraza del río Yuna en su margen occidental tiene un espesor de unos 100 m., pudiéndose considerar como un acuífero superficial importante.

El resto de las formaciones cuaternarias: fondos de valle, pequeños rellenos de

karst, depósitos de deslizamiento, depósitos de ladera, y pequeños conos y abanicos aluviales, por su pequeño tamaño en esta Hoja carecen de interés hidrogeológico.

6.2.- Recursos minerales

En la consideración de los recursos minerales de la Hoja, se tienen en cuenta : los minerales metálicos y no metálicos, los minerales energéticos, y las rocas industriales y ornamentales.

En el apartado de los minerales metálicos, destaca por su importancia el yacimiento de ferroníquel que explota la C^{ía} Falconbridge Dominicana.

En relación a las rocas y minerales energéticos: carbón, petróleo y uranio, no se tienen conocimiento de indicios de interés económico, ni parecen existir formaciones ni estructuras apropiadas, por lo que no se hacen mas consideraciones sobre ellos.

Respecto a las rocas industriales y ornamentales, se considera que existe notable potencialidad en rocas industriales y ornamentales debido a la gran variedad litológica existente en la Hoja, si bien las rocas ornamentales tienen en contra el encontrarse en general muy fracturadas.

6.2.1.- Minerales metálicos.

El mayor interés minero de la Hoja lo tienen las lateritas niquelíferas, que se sitúan sobre las Peridotitas de Loma Caribe, y son explotadas por la C^{ía} Falconbridge Dominicana. Sin embargo en la Hoja de Bonao se pueden considerar cuatro tipos de mineralizaciones metálicas según su génesis, además de las lateritas niquelíferas. En primer lugar las mineralizaciones relacionadas con el final del volcanismo del arco isla primitivo en las Formaciones Maimón y Los Ranchos, como es el ejemplo de la Mina de Pueblo Viejo (Hoja de Hatillo), y los indicios situados en estas formaciones. En segundo lugar las mineralizaciones situadas en la Fm. Peralvillo Sur, correspondientes a sulfuros depositados con los basaltos submarinos tipo MORB. En tercer lugar las mineralizaciones en la Fm. Tireo, en la parte occidental de la Hoja, que corresponde a una formación de arco isla de edad Cretácico superior. En cuarto lugar las mineralizaciones relacionadas con el magmatismo Cenozoico de las cuarzodioritas.

Se consideran en primer lugar las mineralizaciones relacionadas con el final del volcanismo del arco isla primitivo. Estas mineralizaciones se localizan en las formaciones Maimón y Los Ranchos, presentándose, generalmente, como sulfuros complejos diseminados epitermales, con variable proporción de los elementos: Au, Ag, Cu, Zn, y Fe. Se encuentran asociados estos elementos a la sílice y al azufre como productos finales de una diferenciación magmática por afinidades químicas.

En segundo lugar, se consideran las mineralizaciones existentes en la Fm. Peralvillo Sur. Existe un solo indicio en esta Hoja, el denominado Cerro Maimón, sin embargo en la Hoja situada al sureste, Villa Altagracia, se encuentra el indicio de Loma Potrero, que ha sido motivo de un plan de investigación, conociéndose la geometría y composición del cuerpo mineralizado. Este yacimiento corresponde al modelo de mineralizaciones en basaltos submarinos masivos con sulfuros asociados. Este tipo de yacimiento es asociado a los complejos ofiolíticos tipo alpino (Espaillat y otros, 1989).

En tercer lugar se consideran los indicios en la Formación Tireo, si bien en esta Hoja tienen poca entidad, en las Hojas situadas al Oeste (Constanza y Gajo de Monte) son importantes. Corresponden estos indicios a las fases póstumas del volcanismo de arco isla del Cretácico superior, y se presentan como sulfuros complejos diseminados epitermales, con variable proporción de los elementos: Au, Ag, Cu, Zn, y Fe. Se encuentran asociados estos elementos a la sílice y al azufre como productos finales de una diferenciación magmática por afinidades químicas.

Finalmente se consideran los indicios relacionados con las intrusiones cenozoicas cuarzodioríticas. Su mineralogía está mas relacionada con el Fe que con los metales preciosos, aunque también se presentan sulfuros metálicos. Algunos se relacionan con las Calizas de Hatillo (skarn) como el de Loma el Mogote.

A continuación se presenta en forma de tabla una relación de los indicios existentes en la Hoja.

Cuadro 6.2.1

CARACTERÍSTICAS PROPIAS DEL INDICIO O DEPÓSITO				CARACTERÍSTICAS DE LA ROCA ENCAJANTE			
COORDENADAS UTM		NOMBRE INDICIO	MINERALOGIA	MORFOLOGÍA	LITOLOGÍA	EDAD	UNIDAD ESTRATIGR
X	Y						
359.600	2097.550	Loma Pesada	Au, Ag, Cu, Zn	Desconocida	Piroclástica finos intermedios	Cretácico inferior	Fm. Maimón
359.600	2099.650	Doña Cristina	Au, Ag, Cu, Zn	Desconocida	Volcánicos intermedia grano fino	Cretácico inferior	Fm. Maimón

Se describe a continuación el yacimiento de las lateritas niquelíferas.

6.2.1.1.- Yacimiento de Lateritas Niquelíferas:

- Geología.

Las peridotitas serpentinizadas que constituyen la roca madre sobre la que por meteorización se forman las lateritas niquelíferas, afloran a lo largo del flanco Este de la Cordillera Central, con una longitud de 95 km.

Esta franja de peridotitas varía en cuanto a la anchura de su afloramiento se refiere, desde unos 100m (extremo sureste) cerca de Santo Domingo hasta unos 6 km (extremo noroeste) en el área de La Vega.

Las rocas ultramáficas están directamente en contacto mediante fallas, con las rocas metamórficas de las Formaciones Duarte y Maimón y con las rocas no metamorfizadas de las Formaciones Peralvillo Sur y Siete Cabezas.

Desde el punto de vista litológico, la peridotita está formada por harzburgitas, lherzolitas, y dunitas, con elevados grados de serpentinización.

- Mineralización

Las lateritas se forman por la meteorización de estas rocas, originando una alteración

que se divide en tres tramos bien diferenciados. Los procesos de laterización comenzaron en el Mioceno continuando hasta el Pleistoceno, abarcando un período de más de 20 millones de años.

La misma se divide en tres tipos principales basándose en su contenido en Fe, Ni, textura e inclusiones. A estos tres tipos se les denomina: mena limonítica; mena o zona saprolítica blanda, y mena rocosa.

En general la zona más rica en Ni y la que provee la mayor parte del mineral, es la zona saprolítica. Las variaciones tanto en la vertical como en la horizontal de los contenidos y el comportamiento físico de la mena, son muy rápidos y constituyen una característica de este tipo de depósitos.

La potencia de la zona laterizada es variable, llegando hasta 60m. de espesor pero se puede estimar un espesor medio para el yacimiento, próximo a los 10m.

- Minería.

Estos depósitos lateríticos se conocen desde principios de siglo. En 1918 se llevó a cabo la primera investigación por medio del USGS y más tarde incidieron en la zona de Loma Peguera en el año 1941.

En 1956 es la Falconbridge Nickel Limited la que comienza las investigaciones previas que desarrolló durante 3 años, delimitando un área de 7km^2 con una capa de 8m. de espesor con contenido en Ni, susceptible de ser explotado.

La investigación metalúrgica para la extracción rentable del Ni, de esta mina, abarcó un período de 8 años, comenzando la actividad comercial en 1970 y a pleno rendimiento en 1973.

La explotación se realiza a cielo abierto y durante el período 1972-1996 se extrajeron 621,706 toneladas métricas de níquel. El valor de esta producción sobrepasó los 3,500 millones de dólares US, constituyendo uno de los puntos importantes de entrada de divisas al país.

La extracción de mineral, en un período de actividad normal es de 4mt/año con una ley de corte de 1.2 % Ni.

Las reservas actuales, manteniendo esta ley de corte, son de 30mt, pero están estudiándose mejoras en la planta de tratamiento que permitirían optimizar las recuperaciones bajando la ley de corte a 1% de Ni, con lo que la mina aumentaría 10 años más.

Las labores mineras más importantes en la Hoja de Bonao se sitúan en las coordenadas siguientes:

	X	Y
Loma Caribe	3.52000	21.00000
Loma Froiser	3.59000	20.93750
Loma Guardarroyo	3.57500	20.92000
Loma Larga	3.59250	20.91500
Loma Taina	3.61500	20.91500
Loma Peguera	3.61000	20.90500

6.2.2.-Rocas industriales y ornamentales.

Contrasta, en esta Hoja, la importante actividad minera y el gran número de indicios de minerales metálicos estudiados y la escasa actividad en rocas industriales y ornamentales.

En este sentido hay que mencionar la utilización de las escorias de la fundición de la C^{ía} Falconbridge, utilizadas como inertes en la construcción de la Autopista Duarte.

A continuación se describen las ocho canteras inventariadas en esta Hoja.

Cuadro 6.2.2.

COORDENADAS		SUSTANCIA	ACTIVIDAD	RESERVAS	Nº DE ORDEN
W(X)	N(Y)				
362.300	2087.500	Rocas met. y volcánicas	Abandonada	Medianas	1
354.600	2096.900	Gravas, arenas	Intermitente	Grandes	2
353.800	2097.900	Rocas met. y volcánicas	Intermitente	Grandes	3
351.700	2096.900	Gravas y arenas	Intermitente	Grandes	4
364.100	2099.600	Calizas		Grandes	5
363.600	2100.200	Calizas		Grandes	6
363.800	2100.100	Calizas		Grandes	7
352.000	2097.000	Gravas y arenas	Activa	Grandes	8

- 1) Cantera de peridotitas, próxima a la carretera. Utilización como áridos.
- 2) Cantera de gravas y arena, próxima a la carretera. Utilización como áridos.
- 3) Cantera de peridotitas. Utilización como áridos.
- 4) Cantera de gravas y arena, próxima a carretera. Utilización como áridos.
- 5) Cantera de mármol. Mármoles provenientes del metamorfismo de las Calizas de Hatillo por la intrusión de las cuarzodioritas.
- 6) Cantera de mármol. Mármoles provenientes del metamorfismo de las Calizas de Hatillo por la intrusión de las cuarzodioritas.
- 7) Cantera de mármol. Mármoles provenientes del metamorfismo de las calizas de Hatillo por la intrusión de las cuarzodioritas.
- 8) Cantera de gravas y arena, próxima a la carretera. Utilización como áridos.

Finalmente se hacen algunas consideraciones sobre el potencial de rocas ornamentales en esta Hoja.

En primer lugar, los mármoles procedentes de las Calizas de Hatillo como consecuencia del metamorfismo producido por las intrusiones de cuarzodioritas, en la zona de Caballero en el noreste de la Hoja, en donde existen algunas pequeñas canteras pero que se considera con mayores posibilidades.

Entre las rocas plutónicas existe un gran potencial como rocas ornamentales, desde las rocas ultrabásicas hasta las rocas ácidas como la tonalita. Entre las rocas ultrabásicas

debe citarse en primer lugar la horblendita, situada al oeste de Piedra Blanca, considerada de gran interés. El gabro-norita de La Yautía podría presentar zonas de interés como roca ornamental. La peridotita, aunque se presenta muy rota, es una roca de interés. Las rocas ácidas, tonalitas, principalmente las deformadas son susceptibles de ser una bonita roca ornamental.

7.- LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

La protección de determinadas zonas del territorio, tiene como finalidad preservarlas de actividades antrópicas destructivas. Dentro de los recursos no renovables de un país, el patrimonio geológico ocupa un lugar relevante, pues proporciona un material fundamental para conocer la historia de la Tierra y la vida que en ella se desarrolló. Al mismo tiempo, su estudio e interpretación pueden servir para el conocimiento de otras zonas. Es por ello necesario, preservar el patrimonio geológico y estudiarlo, para difundir el conocimiento y así 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, mejor que en otros sitios, los procesos geológicos que han actuado en un determinado tiempo, en un área.

En este sentido, es conveniente la realización de un inventario de lugares de interés geológico dignos de medidas de protección con fines divulgativos, educativos o turísticos. Por tanto, contenido, posible utilización y niveles de significado definen 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 Bonao se han considerado cuatro Lugares de Interés Geológico:

- Cabalgamiento de Hatillo al oeste del paraje de la Atalaya.
- Contacto entre la milonita y la roca no milonitizada de la Fm. Maimón, en la Loma de la Yauita.
- Cabalgamiento de la Loma del Catico. Fm Duarte sobre Fm. Tireo.
- Corte del Arroyo Managua.

7.2.- Descripción de los L. I. G.

Se describen los L.I.G. considerados, señalando su situación y acceso, el tipo de interés en función de su contenido, bien sea éste: científico, didáctico o económico; y su ámbito de influencia, sea éste, local, regional, nacional o internacional.

7.2.1 L.I.G. nº 1, Cabalgamiento de Hatillo al oeste de la Atalaya.

El acceso a este punto, se realiza por una pista que va desde La Sabana (inmediatamente al norte de esta Hoja) hasta el paraje Caribe, atravesando La Loma la Pesada. Coordenadas: Long. ³613; Lat. ²¹009

En este punto se presenta con buena observación, ya que la carretera corta perpendicularmente el plano del cabalgamiento que tiene una dirección 140°/28° al suroeste, la Fm. Maimón de rocas volcánicas esquistas, sobre unas calizas con un bandeado dinamometamórfico.

Su interés principal es de tipo geodinámico, por su potencial utilización se puede considerar como científico-didáctico, y por su influencia de tipo regional-nacional.

7.2.2 L.I.G. nº2, Contacto entre la milonita y la roca no milonitizada de la Fm. Maimón, en la Loma de la Yautita

El acceso a este punto se hace desde la pista que desde Maimón, cruza el pantano del Río Yuna y, va a la Atalaya. Hay una desviación hacia el Oeste, que va al paraje denominado el Mogote. Parte de la subida a la Loma de la Yautía se hace a pié. En el cambio de rasante de la Loma de la Yautía, se observa el contacto entre la milonita, y las rocas deformadas de la Fm. Maimón. El ascenso a pié hasta ese punto es un itinerario interesante.

Su interés principal es de tipo petrológico y tectónico. Por su potencial utilización se puede considerar científico-didactico, y por su influencia de tipo regional-nacional.

7.2.3 L.I.G. nº 3, Cabalgamiento de la Loma del Catico. Fm Duarte sobre Fm. Tireo

El acceso a este punto se realiza desde la Carretera de los Quemados a Boca de Blanco, a pié por una pista abierta, hasta el punto de coordenadas: Long. ³45657, Lat. ²⁰88340.

En este punto se observa bien el plano de cabalgamiento N40/45E., entre la Fm. Duarte, en la que se encuentran tonalitas intruidas deformadas, y la Fm. Tireo en este punto

con esquistosidad.

Su interés principal es de tipo estructural y geodinámico. Por su potencial utilización se puede considerar científico-didactico, y por su influencia de tipo regional-nacional.

7.2.4 L.I.G. n°4,Corte del Arroyo Managua

El acceso a este corte se hace desde la pista que va desde el pueblo de Maimón a Caribe, en la intersección de esta pista con este pequeño arroyo. Se camina hacia el Oeste, y se inicia el corte en la Fm. Peralvillo, cortándose basaltos y cherts verdes y rojos, presentando estos últimos microfauna de foraminíferos. En continuidad y en contacto por fractura frágil se observa la peridotita de la Fm. Loma Caribe.

Su interés principal es estratigráfico, tanto por la microfauna presente como por las litologías observadas en el corte. Por su potencial utilización se puede considerar científico-didáctico, y por su influencia de tipo regional-nacional.

8.- BIBLIOGRAFÍA

- **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
- **BERMÚDEZ, P.J. (1949):** Tertiary smaller foraminifera of the Dominican Republic. *Cushman Laboratory for Foraminiferal Research Special Publication*, 25, 322p.
- **BIGNOT, G. (1988):** Los Microfósiles. Ed.paraninfo, Madrid. 248 p.
- **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.
- **BOISSEAU, M. (1987):** Le flanc nord-est de la Cordillere Centrale Dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles);. Un édifice de nappes Crétacé polyphase. Tesis Doctoral inédita. Université Pierre et Curie, Paris, 200 p
- **BOURDON, L (1985):** La Cordillère Orientale Dominicane (Hispaniola,Grandes Antilles); Un arc insulaire Cretacé polystructure.Teasis Doctoral, Universidad Marie y Pierre Curie
- **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 América*, 98:11-84.
- **BOWIN, C. (1975):** The geology of Hispaniola, 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 & UnwinLtd., Londres. 193 p.
- **COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE (CGG). (1997):** Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la Rep. Dom. Programa SYSMIN (7 ACP DO 074). Servicio Geológico Nacional.
- **DENGO, G. y CASE, J.E. (Eds.) (1990):** *The Geology of North América, volume H, the*

Caribbean region, Geological Society of América, Boulder, Colorado. 528 pp.

- **SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL (SGN)(1999)**. Proyecto SYSMIN de Prevención de Riesgos geológicos
- **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.
- **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 Americana, 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, Hispaniola and Puerto Rico. In: *Geologic and tectonic development of the North América-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of América 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
- **DONNELLY, T. W., BEETS, D., CARR, M. JACKSON, T., KLAVER, G., LEWIS, J., MAURY, R., SCHELLEKENS, H., SMITH, A., WADGE, G. y WESTERN CAMP, D.(1990)**: History and tectonic setting of the Caribbean magmatism. En: *The Caribbean Region, The Geology of North América* (DENG, G. y CASE, J. Eds). *Geol. Soc. América*. Boulder, Colorado, Vol. H, p339-374
- **DONOVAN, S.K. y JACKSON, T.A. (Eds) (1994)**: *Caribbean Geology an Introduction*. The University of The West Indies Publishers Associations, Kinston, Jamaica, 289 pp.
- **DRAPER, G. y GUTIÉRREZ-ALONSO, G. (1997)**: La estructura del Cinturón de Maimón en la isla de Hispaniola y sus implicaciones geodinámicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 10: 281-299.

- **DRAPER, G., GUTIÉRREZ, G. y LEWIS J. F. (1995):** Thrust Deformation in the Maimón and Los Ranchos formations. Central Hispaniola: Evidence for early Cretaceous ophiolites emplacement. *Transactions, 14th Caribbean Geological Conference, Port of Spain, Trinidad Tobago.*
- **DRAPER G; GUTIÉRREZ, G y LEWIS, J. F. (1996):** Thrust emplacement of the Hispaniola peridotite belt: Orogenic expresion of the Mid Cretaceous Caribbean arc polarity reversal. *Geology*, v.24 (12): 1143-1146.
- **DRAPER G. y LEWIS J. (1982):** Petrology, deformation and tectonic significance of the Amina Schists, northern Dominican Republic, En: *Transactions of the 9th Caribbean Geológica Conference, Santo Domingo, República Dominicana, 1980* Amigo del Hogar Publishers, p 53-64
- **DRAPER G. y LEWIS J. (1989):** Petrology and structural development of the Duarte Complex, Central. Dom. Rep.: a preliminary account and some tectonic implications. *Transactions 10th Caribbean Geological Conference, Cartagena, Colombia, 1983:* 103-112.
- **DRAPER, G. y LEWIS, J.F. (1991):** Metamorphics belts in Central Hispaniola. En: *Geologic and tectonic development of the North América-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of América Special Paper*, 262 p.
- **ESPAILLAT, J., BLOISE, G., MACVEIGH, J.G y LEWIS J.F. (1989):** Petrography and geochemistry of mafic rocks of Peralvillo Formation in the Sabana Potrero area, Central Dominican Republic. En: *Transactions of the 12th Caribbean Geological Conference* (LAURE, D.K. y DRAPER, G. Eds.)
- **FREY, M., DE CAPITANI, C. y LIOU, JG (1991):** A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *J. Metamorphic Geol.*, 9: 497-509.
- **HALDEMANN, E.G., BROUWER, S.B., BLOWES, J.H., y SNOW, W.E. (1980):** Field Trip C: Lateritic nickel deposits at Bonao Falconbridge Dominicana C. Por A. En *Field Guide Dominican Republic. 9th Caribbean Geological Conference 1980*, 69:80 pp.

- **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.

- ***INSTITUTO NACIONAL DE REC. HIDRAULICOS (INDRHI). (1992)**
- Ante-Proyecto de código de agua para la República Dominicana.

- **INYPSA (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.

- **JIMÉNEZ, J. y LEWIS, J. F. (1987):** Petrología del área de Restauración, República Dominicana. Transactions 10th Caribbean Geological Conference, Cartagena, Colombia, 1983, p. 445-453.

- **KERR, ANDREW C. y TARNEY, J. (1996):** The Caribbean-Colombian Cretaceous Igneous Province: The Internal Anatomy of an Oceanic Plateau. En : *AUG Monograph on Large Igneous Provinces*, (MAHONY, J.J. y COFIN, M. Eds.)

- **KERR A.C., TARNEY, J., MARRINER, J.G., NIVIA, A. y SAUNDERS, A.D. (1997a):** The Caribbean-Colombian Cretaceous Igneous Province: The Internal Anatomy of an Oceanic Plateau. En : *Large Igneous Provinces*, (MAHONY, J.J. y COFIN, M. Eds.) AUG Monographi

- **KERR A.C., TARNEY, J., NIVIA, A., MARRINER, J.G y SAUNDERS, A.D. (1997b):** The internal structure of oceanic plateaus: inferences from obducted Cretaceous terranes in western Colombia and the Caribbean. *Tectonophysics*, V. 292, p 173-188

- **KESLER , S.E., SUTTER, J.F., JONES, L.M. y WALKER, R.L. (1977):** Early Cretaceous basement rocks in Hispaniola. *Geology*, 5:245-247.

- **KESLER, SE, 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 América-*

Caribbean plate boundary in Hispaniola (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of América Special Paper*, 262 p.

- **KESLER, SE, 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 América-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of América Special Paper*, 262 p.
- **KESLER, SE, SUTTER, J.F., BARTON, J.M. y SPECK, R.C. (1991c):** Age of Intrusive Rocks in Northern Hispaniola. En: *Geologic and tectonic development of the North América-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of América Special Paper*, 262 p.
- **KOSCHMANN, A.H. y GORDON, M. (1950):** Geology and mineral resources of the Maimon Hatillo District, Dominican Republic. *US Geological Survey Bulletin*, N° 964
- **KRETZ, R., (1983):** Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.
- **KROGH, T.E., (1982):** Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, p. 637-649.
- **LAPIERRE, H., DUPUIS V- LEPINAY, B.M., TARDY, M. RUIZ J; MAURY, R.C. HERNANDEZ y J. LOUBET M. (1997):** Is the Lower Duarte Complex (Hispaniola) a remnant of the Caribbean plume generated oceanic plateau?. *The Journal of Geology*, 1997, Vol. 105. Pag. 111-120.
- **LAPIERRE, H., DUPUIS, V., MERCIER DE LÉPINAY, B., BOSCH, D., MONIÉ, P., TARDY, M., MAURY, R.C., (1999):** Late Jurassic oceanic crust and Upper Cretaceous Caribbean Plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Hispaniola: *J. Geology* 107, p.193-207.
- **LEBRON, M. C. y PERFIT, M.R. (1993):** Stratigraphic and Petrochemical Data Support Subduction Polarity Reversal of the Cretaceous Caribbean Island Arc.: *Journal of Geology*. V. 101. P. 389-396.
- **LEBRON, M.C. y PERFIT, M. R. (1994):** Petrochemistry and tectonic significance of

Cretaceous island-arc-rocks, Cordillera Oriental, D.R.: *Tectonophysics*, V. 229. P. 69-100.

- **LEWIS, J. F. (1982 a):** Granitoid Rocks in Hispaniola. *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic, 1980*: Amigo del Hogar Publishers 403-408.
- **LEWIS, J. F. (1982 b):** Ultrabasic and associated rocks in Hispaniola. *Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic, 1980*: Amigo del Hogar Publishers, p 403-408.
- **LEWIS, J.F., AMARANTE, A., BLOISE, G., JIMÉNEZ 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 Mássif du Nord in Haiti. En: *Geologic and tectonic development of the North América-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of América Special Paper*, 262 p.
- **LEWIS, J.F. y DRAPER, G. (1990):** Geological and tectonic evolution of the northern Caribbean margin. En : *The Geology of North América, Volume H, The Caribbean region*: (Dengo, G. y Case, J.E. Eds). *Geological Society of América*,, Colorado: 77-140
- **LEWIS, J.F. y DRAPER, G. (1995):** Amphibolites and associated rocks of the Rio Verde Complex in the Median Belt, central Hispaniola: their petrologic, structural and tectonic significance in the emplacement of the Loma Caribe peridotite. *Programme and Abstracts, 3rd Conference of the Geological Society and Trinidad & Tobago and 14th Caribbean Geological Conference, Port of Spain, 1995*: 46
- **LEWIS, J.F., HAMES, W.E. y DRAPER, G., (1999):** Late Jurassic oceanic crust and Upper Cretaceous Caribbean Plateau picritic basalts exposed in the Duarte igneous complex, Hispaniola: A Discussion. *J. Geology* 107
- **LEWIS, J.F. y JIMÉNEZ G., J.G. (1991):** Duarte Complex in the La Vega-Jarabacoa-Janico Area, Central Hispaniola: Geological and Geochemical Features of the Sea Floor During the Early Stages of Arc Evolution. En: *Geologic and tectonic development of the North América-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of América Special Paper*, 262 p.

- **LLINAS, R.A. y RODRIGUEZ-TORRES, R. (1980):** Sección geológica: Rancho Arriba – Piedra Blanca – Hatillo, Cordillera Central: República Dominicana.
- **LISTER, G.S. y DORNSIEPEN, U.F., (1982):** Fabric transitions in the Saxony Granulite terrain. *J. Struct. Geol.*, 4: 81-92.
- **LISTER, GS y SNOKE, A.W. (1984):** S-C Mylonites. *J Struct Geol* 6:617-638
- **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.
- **LUDWIG, K.R., (1980):** Calculation of uncertainties of U-Pb isotopic data: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 46, p. 212-220.
- **MANN, P. (1983):** Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Hispaniola. *Thesis*. New York University, Albany, 688p. (Inédito).
- **MANN, P., BURKE, K. y MATSUMOTO, T. (1984):** Neotectonics of Hispaniola; Plate motion, sedimentation and seismicity at a restraining bend. *Earth and Planetary Science Letters*, 70: 311-324.
- **MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F. (1991a):** Geologic and tectonic development of the North América-Caribbean plate boundary in Hispaniola. *Geological Society of América Special Paper*, 262 p.
- **MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F. (1991b):** An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. In: *Geologic and tectonic development of the North América-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of América Special Paper*, 262 p.
- **MANN, P., TAYLOR,F.W., EDWARDS, R. L. Y KU,T.L. (1995):** Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*,V. 246, p1-69
- **MATTHEWS, J.E. y HOLCOMBE, T.L. (1976):** Possible Caribbean underthrusting of the Greater Antilles along the Muertos Trough. In: *Transactions, Caribbean Geological Conference VII, Guadeloupe (1974)*. Ministère de l'Industrie et la Recherche, Point-a-Pitre, French Antilles, 235-242.

- **MATTSON, P.H. (1979):** Subduction, buoyant braking, flipping and strike-slip faulting in the Northern Caribbean. *Journal of Geology*. Vol. 87. P. 293-304.
- **MAUFFRET, A. y LEROY, S. (1997):** Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. *Tectonophysics*, 283, p 61-104
- **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).
- **MONTGOMERY, H., PESSAGNO, E.A. y PINDELL, J.L. (1994):** A 195 Ma terrane in a 165 Ma sea: Pacific origin of the Caribbean Plate: *GSA Today*, 1(1): 1-6
- **MORTENSEN, J.K., GHOSH, D., y FERRI, F., (1995):** U-Pb age constraints of intrusive rocks associated with Copper-Gold porphyry deposits in the Canadian Cordillera, *in* Schroeter, T.G., ed., *Porphyry deposits of the northwestern Cordillera of North América: Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 46.*
- **PALMER, H.C. (1963):** Geology of the Monción-Jarabacoa area, Dominican Republic. Tesis Doctoral. Universidad de Princeton
- **PALMER, H.C. (1979):** Geology of the Moncion-Jarabacoa area, Dominican Republic. En: *Tectonic focal point of the north Caribbean; Hispaniola* (B. LIDZ y F. NAGLE Eds). Miami Geol. Soc., 29-68 pp.
- **PARRISH, R., RODDICK, J.C., LOVERIDGE, W.D. y SULLIVAN, R.W. (1987):** Uranium-lead analytical techniques at the geochronology laboratory, Geological Survey of Canada, En: *Radiogenic age and isotopic studies, Report 1: Geological Survey of Canada*. Paper 87-2, p. 3-7.
- **PASSCHIER, C.J. y TROUW, H. (1996):** *Microtectonics*. Springer Verlag. Heidelberg, 235 pp.
- **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.

- **PINDELL, J.L. y BARRET, S.F. (1991):** Geology of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. In: *The Geology of North América, Volumen H, The Caribbean region* (DENGO, G. y CASE, J.E, Eds.), *Geological Society of América*. Boulder, Colorado. 404-432.
- **PLATT, J.P. y VISSERS, R.L.M (1980):** Extensional structures in anisotropic rocks. *J Struct Geol* 2:397-410
- **POSTUMA, J.A. (1971):** *Manual of Plancktonic Foraminifera*. Elsevier Publishing Co., Amsterdam, 406 p.
- **ROSENCRANTZ, E., ROSS, M. I., y SCLATER, J.G., (1988):** Age and spreading history of the Cayman Trough as determined from depth, heat flow and magnetic anomalies: *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 2141-2157.
- **RUSSELL, N. y KESLER, SE (1991):** Geology of the Maar-Diatreme Complex Hosting Precious Metal Mineralization at Pueblo Viejo, Dominican Republic. En: *Geologic and tectonic development of the North América-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of América Special Paper*, 262 p.
- **SARTORIO, D. & VENTURINI, S. (1988):** *Southern Tethys Biofacies*. agip S.p.A., Milán, 235 p.
- **SINTON, C.W., DUNCAN, R. A., STOREY, M. LEWIS, J. y ESTRADA, J.J.(1998):** An oceanic flood basalt province within the Caribbeanplate. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 155, p221-235
- **SPEAR, F.S. (1993):** Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. *Min. Soc. of América. Monograph*. Washington, D.C., 799 pp.
- **STACEY, J.S. Y KRAMER, J.D.(1975):** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207-221.
- **STEIGER, R.H. Y JÄGER, E. (1977):** Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359-362.
- **TCHALENCO, J. S. (1968):** The evolution of kink bands and the development of

compression textures in sheared clays. *Tectonophysics* 6, 159-74

- **THEYER, P., (1983):** An obducted ophiolite complex in the Cordillera Central of the Dominican Republic. *Geol*
- **TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. (1990):** *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 482 p.
- **WHITE, A.J.R. (1979):** Sources of granite magmas. *Geol. Soc. Am. Abs. with Prog.* 11, 539.
- **WINKLER, H.G.F. (1974):** *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, Springer-Verlag, 220 pp.