



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

**MAPA DE RECURSOS MINERALES
DE LA REPUBLICA DOMINICANA**

CUADRANTE DE BONAO (6172)

ESCALA 1:100 000

CUADRANTE DE BONAO

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN

2. GEOLOGÍA REGIONAL

2.1. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

2.2. 2.1.1. ANTECEDENTES

2.2. MARCO GEOLÓGICO

2.3. ESTRATIGRAFÍA

2.3.1. JURÁSICO

2.3.1.1. Formación Loma Caribe

2.3.1.2. Complejo Duarte

2.3.2. CRETÁCICO INFERIOR

2.3.2.1. Complejo Río Verde

2.3.2.2. Formación Esquistos de Maimón

2.3.2.3. Formación Peravillo Norte

2.3.2.4. Formación Los Ranchos

2.3.2.5. Formación Caliza de Hatillo

2.3.2.6. Formación Calizas Las Cañas

2.3.3. CRETÁCICO SUPERIOR

2.3.3.1. Formación Siete Cabezas

2.3.3.2. Formación Peralvillo Sur

2.3.3.3. Formación Las Lagunas

2.3.3.4. Formación Tireo

2.3.4. CRETÁCICO (INFERIOR)-PALEÓGENO

2.3.4.1. Granitoides

2.3.4.1.1. Tonalitas foliadas (Cretácico Inferior)

2.3.4.1.2. Gabros y gabro-noritas de la Yautia

2.3.4.1.3. Tonalitas no foliadas (Paleógeno)

2.3.4.1.4. Anfibolita hornbléndica

2.3.5. PALEÓGENO

2.3.5.1. Formación Don Juan

2.3.5.2. Formación Los Bañitos

2.4. SÍNTESIS TECTÓNICA

2.4.1. MARCO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL DE LA ZONA DE ESTUDIO

2.4.2. ESTRUCTURA DE LA ZONA DE ESTUDIO

2.4.2.1. La Estructura relacionada con la tectónica pre-albiana

2.4.2.1.1. La Peridotita de Loma Caribe

2.4.2.1.2. El Complejo Duarte y las tonalitas foliadas

2.4.2.1.3. Complejo Río Verdes

2.4.2.1.4. Formación Esquistos de Maimón y formaciones equivalentes menos deformadas

2.4.2.2. La estructura relacionada con la tectónica del Cretácico Superior-Eoceno.

2.4.2.3. La tectónica de desgarres del Mioceno superior-actualidad.

2.5. HISTORIA GEOLÓGICA

2.5.1. EL ARCO DE ISLA PRIMITIVO DEL CRETÁCICO INFERIOR

2.5.2. EL ARCO DE ISLA DEL CRETÁCICO SUPERIOR -EOCENO

2.5.3. LA EVOLUCIÓN DESDE EL EOCENO SUPERIOR HASTA LA ACTUALIDAD

3. RECURSOS MINERALES. DESCRIPCIÓN.

3.1. MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

3.1.1. MINERALIZACIONES DE HIERRO

3.1.1.1. Mineralizaciones de magnetita y/o hematites

3.1.1.2. Mineralizaciones lateríticas

3.1.2. MINERALIZACIONES DE MANGANESO

3.1.3. MINERALIZACIONES DE NÍQUEL

3.1.4. MINERALIZACIONES DE Cu-Zn

3.1.4.1. Mineralizaciones volcanosedimentarias

3.1.4.2. Diseminaciones en zonas de alteración hidrotermal

3.1.5. MINERALIZACIONES DE METALES PRECIOSOS (Au-Ag)

3.1.5.1. Mineralizaciones epitermales

3.1.5.2. Mineralizaciones aluvionares

3.2. ROCAS INDUSTRIALES Y ORNAMENTALES.

4. ANÁLISIS METALOGENÉTICO

4.1. CONSIDERACIONES GENÉTICAS SOBRE LAS MINERALIZACIONES .

4.2. GUÍAS METALOGENÉTICAS DE EXPLORACIÓN

BIBLIOGRAFÍA

1. INTRODUCCIÓN

El equipo de trabajo del ITGE que ha realizado este estudio, siguiendo las normas discutidas y aceptadas con la Unidad Técnica de Gestión - Sysmin (UTG) y el Servicio Geológico Nacional de la República Dominicana (SGN), ha sido el siguiente:

Juan Locutura Rúperez (ITGE)

Eusebio Lopera Caballero (ITGE)

Fernando Tornos Arroyo (ITGE)

Alejandro Bel Lan (ITGE)

Antonio Arribas Moreno - Consultor ITGE

Han colaborado en aspectos geológicos:

Pedro Pablo Hernaiz Huerta - INYPSA

Marcelino Martín Fernandez - PROINTEC

Juan Antonio Sainz de Aja - PROINTEC

En demuestres y reconocimiento se ha contado con la participación de:

Luis Manuel Acosta - Consorcio ITGE-INYPSA-PROINTEC en Rep. Dominicana.

José Virgilio Jiménez - Consorcio ITGE-INYPSA-PROINTEC en Rep. Dominicana.

Agradecimientos: Se agradece la ayuda e información prestada y comunicada por los Servicios Geológicos de las Compañías Mineras Falconbridge Dominicana y Rosario Dominicana, así como las facilidades concedidas para la visita a sus instalaciones mineras.

En el cuadrante de Bonao (6172) se encuentran representadas las formaciones geológicas con mayor potencial metalogénico de la Rep. Dominicana. Reflejo de ello, es la presencia de un número importante de indicios metálicos y, en menor proporción, de rocas industriales.

Destaca la existencia de dos explotaciones activas de minería metálica: El yacimiento de Au-Ag de Pueblo Viejo y las lateritas niquelíferas de Bonao, que son las más importantes, y en la actualidad las únicas, en el sector metálico de la Rep. Dominicana.

La elaboración de este Mapa de Recursos Minerales se enmarca dentro del proyecto denominado "Cartografía Geotemática en la República Dominicana" que se desarrolla en el período comprendido entre Enero de 1997 y Enero de 2000.

Este proyecto auspiciado y financiado en su totalidad por la Unión Europea es parte del conjunto de proyectos del Programa SYSMIN, cuyo objetivo general es promover el conocimiento y desarrollo del sector geológico-minero del país.

La realización del Mapa de Recursos pretende dotar a los usuarios de él, de un instrumento orientativo, de fácil consulta y entendimiento, sobre la situación actual del sector de los recursos naturales en la zona y sobre la potencialidad de las distintas formaciones geológicas que puedan ser consideradas metalotectos interesantes a la hora de programar futuras investigaciones.

Para su confección se han seguido, en su mayor parte las normas recogidas en el documento "Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1:50 000 y Temáticas a 1:100 000 de la República Dominicana" del Servicio Geológico Nacional, con algunas modificaciones consensuadas previamente entre las distintas partes.

La información elaborada consiste, además del mapa y la memoria que se presentan a continuación, en un "archivo de fichas de indicios" en los cuales figuran los datos obtenidos en el reconocimiento de campo y en laboratorio (estudios microscópicos, análisis geoquímicos...) y la información complementaria recopilada en una "Base de datos informatizada de indicios mineros".

La Base Topográfica a escala 1:100 000 utilizada es la reducida de los mapas topográficos a 1/50 000; solo se han representado las curvas de nivel maestras, cada 100m, para evitar el empaste de fondo en zonas con relieve muy pronunciado.

Para la elaboración de la Base Geológica del Mapa de Recursos Minerales se ha utilizado la realizada durante el proyecto de "Cartografía Geotemática en la República Dominicana" a escala 1/50 000. (Consorcio ITGE-INYPSA-PROINTEC).

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA.

La hoja cuadrante de Bonaó a escala 1/100 000, se sitúa en la zona centro meridional de la República Dominicana. Está constituido por las Hojas de Hatillo (6172-I) Villa Altagracia (6172-II), Arroyo Caña (6172-III) y Bonaó (6172-IV) a escala 1:50.000.

Su ámbito (superficie) se divide entre las provincias de San Cristóbal, Sánchez Ramírez, La Vega, Peravia y una pequeña parte correspondiente al Distrito Nacional.

Desde el punto de vista fisiográfico, la topografía es accidentada en general presentando los mayores relieves en el sector SW y W con cotas superiores a los 1,500 m. En el resto dentro de un contexto de relieves alomados se presentan alineaciones montañosas notables como Siete Cabezas, con cotas de hasta 1,000 m, Loma Peguera, Loma la Naviza, etc. entre las que se sitúan valles con cotas de 100 m en los cauces de los ríos. A destacar la planicie que constituye el Valle de Bonaó en fuerte contraste fisiográfico con las alineaciones de Loma Caribe y con las elevaciones de la parte occidental de la Hoja.

La red hidrográfica está formada por un gran número de ríos y arroyos en general de cauces caudalosos y encajados.

Los ríos más notables son el Ozama y su afluente La Isabela que desemboca en la capital; el Yuna que desemboca en la bahía de Samaná, el Haina, el Nizao, Maimón, etc.

La población es abundante, localizándose preferentemente en los núcleos más destacados; Villa Altagracia, Bonaó, Maimón, Yamasá, Rancho Arriba, así como en multitud de pequeños núcleos distribuidos en las zonas bajas y accesibles.

La economía se basa fundamentalmente en la agricultura, arroz, cacao, café; menos en la ganadería; también en el sector minero ya que se localizan en este cuadrante las explotaciones de lateritas níquelíferas de la compañía Falconbridge Dominicana (Bonaó) así como la explotación aurífera de la mina Pueblo Viejo, perteneciente a la compañía Rosario Dominicana.

2.1.1. ANTECEDENTES

Dada la presencia de mineralizaciones en el área, es de suponer que los primeros estudios sobre la zona se remontan a tiempos inmediatamente posteriores al descubrimiento de América, como lo atestiguan las labores mineras habidas en la zona de Pueblo Viejo.

De estos trabajos, no quedó constancia escrita siendo en la segunda mitad del siglo XIX y primera mitad del siglo XX cuando se realizan los primeros estudios geológicos. Se describen los depósitos de hierro de Hatillo y Bermúdez (1949) lleva a cabo un estudio

sobre la fauna fósil de los terrenos terciarios.

Tras los primeros reconocimientos de campo de Koschmann y Gordon (1950) que presentan el primer trabajo con un mapa de la región, la siguiente referencia de interés, sin duda la más importante por su carácter regional y por su vigencia actual, es la tesis doctoral de K. Bowin (1960-1966). Un trabajo de similares características fue el realizado por Palmer (1963). En los años siguientes los trabajos fueron escasos, limitándose a investigaciones mineras promovida por las compañías Rosario Dominicana y Falconbridge Dominicana y a publicaciones sobre la petrología y la estructura de algunas de las formaciones representadas en la zona de estudio (Lewis 1982 a y b; Draper y Lewis 1982); entre otros.

En el año 1987 las tesis de Mercier de Lepinay y de Boisseau, significan un nuevo avance en el conocimiento geológico de la zona del cuadrante de Bonaó, proponiéndose un modelo de evolución para la misma.

En cuanto a las cartografías geológicas de síntesis, a la realizada por la Organización de Estados Americanos a escala 1:250.000 (Blesch, 1966), hay que añadir la elaborada a la misma escala, pero con un detalle y calidad superiores, por la Dirección General de Minería y el Instituto Cartográfico Universitario en colaboración con la Misión Alemana, (BGR, 1991).

Otra notable cartografía de síntesis acompaña a la importantísima recopilación de artículos que integran el trabajo de Mann et. al. (1991) para la Sociedad Geológica de América (Special Paper 262) y que supone una auténtica puesta al día de los conocimientos geológicos acerca de La Española y por tanto, un documento básico para trabajo posteriores.

En esta última recopilación de artículos existen algunos que afectan de manera específica al territorio ocupado por el cuadrante de Bonaó; de entre ellos, cabe destacar los de Draper y Lewis (1991); Lewis y Jiménez (1991) y Kesler et al (1991 b), sobre las unidades metamórficas de Duarte y Maimón; el de Lewis et al (1991) sobre la formación Tireo, el de Kesler et al (1991 c) sobre la edad y las características de las intrusiones granitoides; el de Kesler et al. sobre la geología del complejo maar-diatrema de Pueblo Viejo y los de Russell y Kesler (1991) y Kesler et al (1991) sobre la formación Los Ranchos.

Más recientemente hay que destacar los trabajos de Draper et al (1995 y 1996) y Draper y Gutierrez (1997) que con criterios estructurales modernos, definen la estructura de la formación 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.

2.2. MARCO GEOLÓGICO

En el cuadrante de Bonaó 1/100000 afloran un conjunto de rocas ígneas, tanto volcánicas como plutónicas, metamórficas y, en menor medida, sedimentarias, que forman parte del flanco septentrional de la Cordillera Central, en su sector SE.. Estas rocas se disponen en cinturones o bandas de dirección NO-SE, subparalelas a la cadena, que generalmente están limitadas por fallas subverticales con movimiento en dirección.

- La unidad más antigua de la Hoja y posiblemente de toda la isla, corresponde al Complejo Duarte, cuya datación mediante radiolarios (Montgomery et al. 1994) permite atribuirle al Jurásico superior. El protolito de este conjunto metamórfico se asimila a basaltos de fondo oceánico en sentido amplio y más concretamente a un *plateau* cuyo origen estaría relacionado con la protoplaca caribeña. Esta unidad, en asociación con la peridotita de Loma Caribe, que se considera originalmente infrayacente, formaría el sustrato del subsecuente volcanismo de arco isla.
- En el Cretácico inferior tendría lugar el desarrollo, sobre el sustrato anteriormente mencionado, de las primeras formaciones volcánicas de arco isla que están representadas por los Esquistos de Maimón y sus formaciones equivalentes menos deformadas, esto es, la formación Los Ranchos bien datada como Cretácico Inferior (Kesler et al. 1991 a), y la formación Peralvillo Norte, redefinida a partir de la Fm Peralvillo de Bowin (1960 y 1966). Más problemática es la interpretación del Complejo Río Verde. Sin embargo, la composición bimodal y similitud litológica de algunos de sus tramos con los Esquistos de Maimón, y su parecida estructura interna, con el mismo tipo de gradiente deformativo y metamórfico inverso, ha decantado su asignación al mismo intervalo estratigráfico que éstos.

Todas las unidades anteriormente mencionadas forman parte del Cinturón Metamórfico Central o Median Belt de Bowin (1960,1966). La deformación y el metamorfismo que caracteriza estas unidades se ha explicado mediante distintos modelos de emplazamiento de la lámina peridotítica de Loma Caribe a la que numerosos autores relacionan con una posible sutura.

Las calizas de Hatillo que fosilizan a la Fm. Los Ranchos con una edad Albiense representan el intervalo sedimentario entre el desarrollo del arco-isla primitivo y los eventos ígneos que están por llegar.

El Cretácico superior se caracteriza por la aparición de una serie de unidades volcánicas, basálticas y andesíticas con abundantes términos volcanoclásticos asociados que, en contraste con las unidades del Cinturón Metamórfico Central, no presentan ni deformación interna ni metamorfismo. Pese a que sus contactos siempre están mecanizados, se considera que estas formaciones volcánicas son discordantes sobre las unidades metamórficas infrayacentes. En el cuadrante de Bonaó estas formaciones están representadas por las Fms. Siete Cabezas y Peralvillo Sur, ambas de litología

predominantemente basáltica. Con un quimismo no del todo bien definido, algunos autores consideran a estas formaciones correlacionables (Boisseau 1987, Mercier de Lepinay 1987), mientras que otros proponen procedencias distintas. Más al Oeste, la Fm. Tiro también pertenece a este intervalo estratigráfico. Esta formación, de naturaleza esencialmente andesítica y claro quimismo calcoalcalino, es una de las de mayor extensión de la isla y su presencia se relaciona con un magmatismo generalizado de arco isla que estaría asociado a una zona de subducción con buzamiento hacia el S/SO. Su relación genética con las formaciones Siete Cabezas y Peralvillo Sur es por el momento desconocida.

El Paleógeno está representado por aquellas litologías esencialmente volcanosedimentarias situadas al Norte del cabalgamiento de Hatillo cuyo desarrollo se da principalmente en la Hoja con este mismo nombre. Estas litologías coinciden a grosso modo con la formación Don Juan de Bowin (1960,1966) y Boisseau (1987) cuyos términos basales de hecho pertenecen al Cretácico terminal. Con una edad Eoceno inferior, la Fm. Los Bañitos, de naturaleza esencialmente calcárea, comprenden los términos más modernos del cuadrante, aparte de las formaciones cuaternarias.

2.3. ESTRATIGRAFÍA

2.3.1. JURÁSICO

2.3.1.1. Formación Loma Caribe; Peridotita.

Esta unidad es, junto con las peridotitas serpentinizadas de la costa septentrional, uno de los principales conjuntos de rocas ultrabásicas representadas en La Española. Su afloramiento se produce según una alineación de dirección NO-SE que, con una longitud de unos 95 km y anchura variable entre unas decenas de metros y varios kilómetros, discurre entre las proximidades de La Vega y Santo Domingo capital. No obstante, diversas líneas sísmicas realizadas en la cuenca de San Pedro y el reciente mapa de anomalías aeromagnéticas de la República Dominicana (DGM 1998), constatan la prolongación *offshore* de esta alineación. Las peridotitas de Loma Caribe tienen una especial importancia en la geología de La Española no solamente por las implicaciones geodinámicas y estructurales que conllevan sus interpretaciones sino, principalmente, por las explotaciones de ferroníquel que en las alteraciones lateríticas de esta unidad desarrolla la Falconbridge Dominicana, las cuales representan una de las principales fuentes de ingresos del país.

Son relativamente numerosas las citas bibliográficas de esta unidad aunque la mayoría de ellas se centran en la discusión sobre su origen y modos de emplazamiento más que en descripciones petrográficas y geoquímicas. Bowin (1960,1966) fue el primero en cartografiar este *ridge* peridotítico al que consideró, dentro de su Cinturón Metamórfico Central o *Median Belt*, como un eje que separa unidades con características litológicas y estructurales diferentes. Lewis (1982 b) hizo una revisión de los posibles modos de emplazamiento de los cinturones de peridotitas y otras rocas asociadas de la isla; para el

caso de la alineación peridotítica de la Cordillera Central discutió sus características “alpinas” y su posible interpretación como una ofiolita desmembrada. Para Theyer (1983), sin embargo, no hay dudas de que la peridotita de los alrededores de Loma Quemada, en la Hoja de Villa Altagracia, forma un manto ofiolítico alóctono cuya obducción se produjo hacia el Sur a finales del Oligoceno o durante el Mioceno.

Boisseau (1987) y Mercier de Lepinay (1987) asociaron la peridotita con las series esencialmente basálticas de las formaciones Peralvillo y Siete Cabezas, de edad Cretácico superior, en un conjunto ofiolítico cuyo emplazamiento se produciría hacia el Norte, sobre rocas de un arco isla, durante el Maastrichtiano. Draper y Lewis (1991) sugieren una interpretación similar a la de Boisseau (1987) aunque en este caso el conjunto ofiolítico se habría formado en una cuenca retroarco cuyo cierre habría dado lugar al metamorfismo de las rocas de la Cordillera Central. Por último Draper et al (1995 y 1996) y Draper y Gutierrez (1997) proponen la asociación ofiolítica peridotita-Complejo Duarte y sugieren el emplazamiento hacia el Norte de la misma durante el Cretácico inferior dando lugar al desarrollo de una importante zona de cillaza en las unidades obducidas (Esquistos de Maimón). La disparidad entre las diferentes interpretaciones descritas da una idea de la complejidad estructural del *ridge* peridotítico y formaciones adyacentes.

Dado su origen mantélico, la edad de la peridotita estaría en función del modelo de emplazamiento que se considere para ella. Sin embargo, en el presente trabajo se ha optado, por conveniencia, situarla en el Jurásico superior como base o sustrato del Complejo Duarte.

Desde el punto de vista litológico esta unidad consiste en metaharzburgitas, metalherzolitas y metadunitas con variables, aunque generalmente elevados, grados de serpentinización, que incluyen pequeños cuerpos gabroides y ocasionales cortejos de diques doleríticos y dioríticos. Aunque intensamente modificada por la deformación y el metamorfismo posterior, la asociación mineral original está compuesta mayoritariamente por olivino, con pequeñas cantidades modales de ortopiroxeno, clinopiroxeno y cromita, cuyas cantidades relativas dan lugar a la alternancia de capas duníticas y harzburgíticas. Por lo tanto, el protolito mantélico fue probablemente un cumulado de cristales generado en condiciones relativamente superficiales.

Posteriormente al estadio ígneo, las peridotitas experimentan un metamorfismo retrógrado, acompañado con una intensa deformación dúctil e hidratación, a las condiciones de la facies de los esquistos verdes.

La parte alta de la peridotita, en el sentido morfológico, está meteorizada, siendo esta parte la que es susceptible de explotación económica de níquel, alcanzando esta alteración una profundidad media de 7-10 m, estando la roca sin meteorizar de ahí para abajo.

2.3.1.2. Complejo Duarte

Las primeras referencias del Complejo Duarte corresponden a Bowin (1960, 1966 y posterior revisión en 1975) quien, dentro de su Cinturón (Metamórfico) Intermedio o *Median Belt*, 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.

Considerando todo el ámbito de la isla La Española, pero atendiendo especialmente diversos 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, que consiste en picritas (metapicritas), ankaramitas (metaankaramitas), basaltos (metabasaltos), metacherts, metatuffs y micaesquistos cuarcíticos; 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 gradúa hacia los niveles altos a una potente secuencia de pizarras y cherts, con intercalaciones metabasálticas, seguido a techo por rocas cuarzo-feldespáticas (metavulcanitas) y esquistos cuarzo-sericíticos. Además de estas dos unidades, los mismos autores constatan la presencia de facies anfibolíticas en las proximidades de algunas intrusiones de granitoides (tonalitas foliadas) con las que desarrollan complejas zonas de contacto.

La mayoría de las rocas del Complejo Duarte y, sobre todo, aquellas que pertenecen al Complejo Inferior, presentan una fábrica interna bien desarrollada que suele corresponder a una esquistosidad de cizalla. Esta circunstancia y la propia transformación de las rocas derivada del metamorfismo, además de otros factores como la ausencia de niveles de referencia y el sistemático carácter mecanizado de la mayoría de los contactos impide hacer estimaciones fiables de los espesores de este complejo. No obstante los autores anteriormente citados sugieren valores aproximados de 3-4 km para el espesor (estructural) del Complejo superior y por encima de los 10 km para el inferior.

La edad del complejo Duarte está definida con no demasiada fiabilidad. Las distintas dataciones absolutas realizadas por diversos autores indican una edad (cretácico inferior o más antigua). Quizás más fiable sea la datación de Montgomery et al. (1994) que asigna al Jurásico superior, mediante fauna de radiolarios, 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 aflorante no sólo en el ámbito geográfico del presente trabajo, sino en todo el conjunto de Isla La Española. Las relaciones estratigráficas con unidades o formaciones adyacentes apuntan en la misma dirección.

En el ámbito del cuadrante de Bonaó sólo se han diferenciado dos unidades con rango

cartográfico dentro del Complejo Duarte, ambas asimilables al Complejo Duarte Inferior descrito anteriormente. La primera de ellas, forma el cuerpo fundamental del complejo a escala regional y consiste en un conjunto de esquistos máficos en facies de los esquistos verdes, con locales intercalaciones de metadiabasas; la segunda, consiste en bandas de esquistos anfibólicos y anfibolitas con hornblenda asociados al contacto intrusivo de las tonalitas foliadas. En ambos casos, los mejores afloramientos, aunque siempre con un alto grado de alteración, se localizan a lo largo de la autopista Duarte y en algunos caminos y arroyos próximos a ésta.

2.3.2. CRETÁCICO INFERIOR

2.3.2.1. Complejo Río Verde

El Complejo Río Verde es un conjunto de rocas esencialmente metabásicas de protolito volcánico que, limitado por fallas, con una anchura de unos 4-5km y más de 30km de longitud, cruza en diagonal, según la dirección regional NO-SE, el sector suroriental del cuadrante. Litológicamente consiste en una asociación de metabasaltos, metagabros y términos metavolcanoclásticos relacionados, que se caracteriza por aparecer heterogéneamente deformada en condiciones dúctiles y afectada por un metamorfismo de condiciones variables, desde la facies de la prehnita-pumpellita hasta la anfibolítica superior, resultando en una secuencia tectonometamórfica invertida de esquistos y anfibolitas, con un espesor estructural aflorante del orden de 4-5km y base desconocida. Fueron Lewis y Draper (1995) los que basándose en estas características distintivas definieron por primera vez este complejo, proponiendo su separación del Complejo Duarte al que tradicionalmente se había asignado (Bowin 1960, 1966, Boisseau 1987, Mercier de Lepinay, entre otros).

La edad del Complejo Río Verde está sin determinar. Teniendo en cuenta que las formaciones contiguas Siete Cabezas y Peralvillo Sur pertenecen al Cretácico superior y no tienen deformación interna, es decir, son muy probablemente posteriores, y considerando su posible correlación con unidades con un grado de deformación y una posición estructural similares (p.e. Esquistos de Maimón) se le asigna, tentativamente, una edad Cretácico inferior. La interpretación paleogeográfica de este complejo es todavía incierta, aunque atendiendo a sus características litológicas y geoquímicas pudiera ser que estuviéramos ante un complejo oceánico quizá con un desarrollo sobre él de formaciones primarias de tipo arco isla.

Las unidades que constituyen el Complejo Río Verde que se citan a continuación sin entrar en una descripción detallada son, de muro a techo:

- Basaltos masivos, localmente esquistosos,
- Gabros y diabasas, localmente esquistosos,
- Serie volcanoclástica,

- Esquistos máficos con intercalaciones de esquistos pelíticos, cuarzoesquistos y metacherts,
- Esquistos máficos de Hato Viejo,
- Anfibolitas, generalmente miloníticas,
- Metabasaltos, metagabros y metadiabasas, generalmente miloníticos; y esquistos máficos de La Ozama Arriba.

2.3.2.2. Formación Esquistos de Maimón

Esta unidad consiste en un conjunto de rocas esquistosas, de protolito esencialmente volcánico aunque con frecuentes intercalaciones sedimentarias, que presentan un variable grado de deformación y metamorfismo, desde rocas relativamente indeformadas con una gran proporción de minerales ígneos relictos, hasta rocas completamente recrystalizadas con una bien definida fábrica planar. Junto con los esquistos de Amina, formación equivalente situada al NO, los Esquistos de Maimón forman el flanco septentrional del Cinturón Metamórfico Intermedio o Median Belt de Bowin (1960,1966) y, por extensión, de la propia Cordillera Central.

En el ámbito de la zona de estudio, los Esquistos de Maimón afloran en una banda de dirección NO-SE situada a lo largo del lado septentrional del *ridge* peridotítico del que está separado por la formación Peralvillo Sur, de naturaleza esencialmente basáltica y sin deformación interna.

Tanto los reconocimientos de campo de las litologías menos deformadas como los análisis geoquímicos indican que los protolitos de los Esquistos de Maimón y sus equivalentes los esquistos de Amina son tanto para como ortoderivados (Draper y Lewis, 1991; Kesler et al., 1991), identificándose flujos volcánicos y tufitas (metavolcanitas), y grauvacas (metagrauvacas) de un arco magmático próximo, mezclados con tramos de pizarras carbonosas, brechas y conglomerados poligénicos (metabrechas y metaconglomerados) y, ocasionalmente, calizas recrystalizadas (mármoles). De todos estos términos, los flujos volcánicos parecen dominantes en los Esquistos de Maimón propiamente dichos mientras que las tobas o los sedimentos epiclásticos inmaduros son mas frecuentes en los sectores correspondientes a los esquistos de Amina. El volcanismo es composicionalmente bimodal y muestra un enriquecimiento geoquímico en sodio por interacción con las aguas marinas dando lugar a espilitas y queratófidos (Draper y Lewis, 1991; Kesler et al.,1991).

La edad de los Esquistos de Maimón es desconocida. Los niveles de chert en ellos encontrados han resultado azoicos y el hallazgo de restos de equinodermos, espinas fundamentalmente, al estar muy deformadas sólo permite sugerir una posible edad Cretácico inferior (Donovan 1995 en Draper y Gutierrez 1997). Las relaciones cartográficas con las formaciones adyacentes aportan varios datos: a) la asignación más que probable de la formación Peralvillo al Cretácico superior, limita la edad de los Esquistos de Maimón a un intervalo cronoestratigráfico más bajo; b) si se supone que la caliza de Hatillo, bien datada como Albiano, no está afectada y fosiliza la intensa deformación que caracteriza los Esquistos de Maimón, tal y como sugieren Draper et al (1995, 1996) y

Draper y Gutierrez (1997), la edad de estos sería necesariamente pre-Albiano. Por otra parte, Kesler et al.(1991), basándose en afinidades geoquímicas, propone la correlación de los Esquistos de Maimón con la Fm. Los Ranchos de edad Cretácico inferior. Considerando todas estas premisas y teniendo en cuenta su intensa deformación y su posición estructuralmente baja dentro de toda la pila de materiales que conforman el ámbito de la zona de estudio, se sugiere para los Esquistos de Maimón, tentativamente, una edad Cretácico inferior.

Draper et al. (1995,1996) y Draper y Gutierrez (1997) distinguen dentro de la secuencia estructural que forman los Esquistos de Maimón dos conjuntos contiguos, ambos de disposición alargada: a) un conjunto milonítico-filonítico superior, situado al SO, adyacente a la alineación peridotítica, que identifican con una zona de cizalla dúctil de gran escala generada en condiciones metamórficas de la facies de los esquistos verdes; y b) un conjunto menos deformado inferior, en facies de prehnita-pumpellita, en el que las rocas presentan diversos grados de desarrollo de una esquistosidad por mecanismos tanto de cizalla pura como de cizalla simple. La generación de este gradiente inverso de la deformación ha sido relacionado con el emplazamiento, en el Cretácico Medio, de una lámina ofiolítica constituida por la Peridotita de Loma Caribe y el Complejo Duarte (Draper et al.1995, 1996; Draper y Gutierrez 1997).

2.3.2.3. Formación Peralvillo Norte

En primer lugar conviene aclarar que bajo este epígrafe se describen una serie de litologías que la mayoría de trabajos precedentes (p.e. Dominguez 1982, Boisseau 1987) habían incluido en la formación Peralvillo de Bowin (1960,1966). Sin embargo, los reconocimientos de campo realizados en el presente proyecto han permitido comprobar que las litologías de estos sectores septentrionales de la formación Peralvillo de Bowin (1960,1966) están desconectadas cartográficamente y nada tienen que ver, ni por su variedad litológica ni por su mayor grado de deformación interna, con la franja de materiales basálticos y volcanoclásticos que, también atribuidos a esta formación, discurre adosada al flanco norte de la lámina peridotítica. Por lo tanto, en el presente trabajo se ha considerado a ambos grupos litológicos como unidades diferentes. Para evitar confusiones con nuevas denominaciones, se ha optado por mantener para las dos el término “Peralvillo” inicial añadiendo Norte o Sur dependiendo de su posición geográfica relativa.

La formación Peralvillo Norte aflora en el sector centrooriental del cuadrante de Bonaó limitada por las trazas de dos cabalgamiento que son la prolongación hacia el SE del cabalgamiento de Hatillo.

La variedad de las litologías que conforman esta unidad, con términos volcánicos y volcanoclásticos tanto ácidos como básicos y frecuentes niveles sedimentarios, es muy similar a la de los protolitos de los Esquistos de Maimón. Además, como se ha mencionado anteriormente, su grado de deformación es menor, en parte equivalente a la de los términos

menos deformados de estos esquistos y acorde con su posición infrayacente y más externa respecto a éstos. Estas características han determinado que en el presente trabajo la unidad Peralvillo Norte se considere a modo de hipótesis como un equivalente “externo” de los Esquistos de Maimón, asignándole por tanto su misma edad Cretácico inferior.

Constituyen la formación Peralvillo Norte una gran variedad de litologías. Pese a su elevado grado de alteración, que dificulta notablemente su identificación tanto en el campo como en lámina delgada, se han reconocido basaltos, basaltos andesíticos y andesitas, a las que se asocian ignimbritas y toda una gama de términos volcanoclásticos desde lapillis a cineritas. Estos últimos parecen ser dominantes a techo (estructuralmente a base) de la serie y entre ellos se observan intercalaciones de rocas sedimentarias bien estratificadas como grauvacas, microconglomerados y limolitas oscuras.

2.3.2.4. Formación Los Ranchos

Esta formación fue definida por Bowin (1966), llamando así a un cinturón de rocas volcánicas intercaladas con términos sedimentarios afectadas por metamorfismo de bajo grado facies esquistos verdes. Las litologías más abundantes corresponden a cuarzoqueratófidos con frecuentes fenocristales de cuarzo y andesitas piroxénicas.

La formación Los Ranchos se considera una acumulación de arco isla del sustrato de las Antillas Mayores.

Las calizas de Hatillo, de edad Albiano, se apoyan sobre esta formación por lo que limita su edad superior al Cretácico inferior cuanto menos.

Por encargo de Rosario Dominicana y dado el interés minero que esta formación posee al albergarse en ella el yacimiento de Au epitermal de Pueblo Viejo, Kesler realiza un detallado estudio cartográfico dividiéndola en seis unidades que a continuación se citan, de muro a techo, sin entrar en descripciones detalladas de las mismas.

Miembro de Espilitas de Cotuí; está formado por lavas espiliticas con frecuentes estructuras de "pillow lavas".

Esta unidad no está presente en el cuadrante de Bonao, aflorando al N. de este.

Miembro Quitasueño.

Este miembro está formado esencialmente por cuerpos lávicos y coladas piroclásticas de composición queratófídica y en menor cantidad cuarzoqueratófídica.

Miembro Meladito.

La estratigrafía de esta unidad permite distinguir claramente dos niveles en ella.

La parte basal está formada por depósitos del tipo "debris flow" con fragmentos groseros, bloques angulares y subangulares de hasta 2m. en una matriz de fragmentos de roca de grano fino.

La parte alta de la unidad está constituida por material volcánico fino, bien estratificado, con sedimentación gradual, intercalado con piroclásticas líticas, vidrios volcánicos y lentejones de areniscas de grano fino, limolitas y margas que constituyen el techo.

Miembro Espilitico de Platanal y Loma Naviza.

Aunque diferenciadas cartográficamente, se consideran geológicamente semejantes, estando físicamente separadas por el valle de Zambrana.

En campo es distintiva su alteración en grandes bolos esferoidales sobre todo las correspondientes al afloramiento de Loma Naviza.

Petrográficamente, ambas contienen fenocristales de piroxeno que marcan la diferencia con el miembro espilitico de Cotuí, en el que están ausentes.

Su espesor es variable, desde varios centenares de metros hasta casi desaparecer en la zona minera de Pueblo Viejo.

En la zona de Platanal es de notar una intensa silicificación que se presenta en varias formas: masas de gel, lentes estratiformes y pitones.

Los términos sedimentarios interestratificados con ambas son más frecuentes en la zona oriental de Loma Naviza, donde se localizan afloramientos de aglomerados y sedimentos piroclásticos finos bien clasificados y estratificados.

La ausencia de estructuras, pillow-lavas, y la presencia de restos de plantas indican un posible origen subaéreo no determinado claramente.

Miembro Zambrana.

Yace sobre las espilitas de Platanal y está formado fundamentalmente por rocas espiliticas y cuarzoqueratófidos intensamente hidrotermalizadas. Han sido objeto de minado para la extracción de oro.

Miembro Pueblo Viejo.

Representa la culminación de la actividad volcánica de la formación Los Ranchos dando lugar a los depósitos de tipo maar-diatrema que rellenan un cráter de más de 1km de diámetro y una profundidad de unos 300 m.

Las litologías depositadas en este maar son variadas y se citarán más detalladamente en el capítulo metalogénico al describir la mina de Pueblo Viejo.

La hidrotermalización y mineralización de toda esta pila de sedimentos y piroclastos es intensa, produciéndose una concentración mineral de sulfuros de origen epitermal, ricos en metales preciosos, Oro fundamentalmente, con contenidos de Zn, Cu y Pb, que constituyen un depósito mineral de clase mundial (Pueblo Viejo).

La formación Los Ranchos culmina con unos niveles de lapilli y de arenicas de composición mayoritariamente espilíticas.

Los flujos piroclásticos de lapilli parecen tener su fuente en un foco volcánico situado al sur de Pueblo Viejo, depositándose, tanto dentro como fuera del crater del maar.

Las areniscas, pueden clasificarse como groseras, mal seleccionadas y sellan los depósitos del maar.

2.3.2.5. Formación Calizas de Hatillo

La formación Calizas de Hatillo denominada por Bowin (1966) fosiliza a la formación Los Ranchos. El contacto entre ambas, es a través de una discordancia erosiva que presenta en la base una secuencia transgresiva no siempre completa.

Cuando lo está, aparece en la base un conglomerado, de espesor variable, siempre menor a 10 m, con abundantes cantos de sílice, que llegan al 50%, en una matriz de grano fino.

Sobre el conglomerado, se deposita una arenisca de grano fino, que presenta características de un paleosuelo, con red anastomosada de óxidos de hierro y sílice.

Sigue a la secuencia, unos niveles de limos y arcillas, muy ricos en fósiles marinos y se aprecia el progresivo incremento de carbonato en la serie, con la presencia de areniscas calcáreas que dan paso a las calizas masivas arrecifales.

Estas, son de color gris claro azulado, masivas, presentándose en bancos métricos sin estratificación bien marcada. Son frecuentes las recristalizaciones producidas por las intrusiones dioríticas que la metamorfizan a marmol blanco, a veces con pequeñas acumulaciones de magnetita y hematites que fueron objeto de pequeñas labores mineras.

Las calizas de Hatillo, se depositaron en un ambiente nerítico y su contenido faunístico, ha permitido su datación estratigráfica, como Albiano - Cenomaniano.

2.3.2.6. Formación Calizas Las Cañas.

Aunque separadas en cartografía y leyenda se las considera una unidad litoestratigráfica

semejante a las Calizas de Hatillo.

El hecho de mantener su separación se debe a una datación realizada por Boisseau (1987) en base a una nueva especie de rudisto "Antillocaprina occidentalis (Witfield), que estima una edad Campaniano- Maastrichtiano, Cretácico Superior, en lugar de la datación como Cretácico Inferior, realizada con anterioridad en base a otras especies de rudistas (Nerinea, Requienia, Toucasia).

2.3.3. CRETÁCICO SUPERIOR

2.3.3.1. Formación Siete Cabezas.

La formación Siete Cabezas es un conjunto eminentemente basáltico, con intercalaciones esporádicas de niveles volcanoclásticos y cherts, que con una dirección NO-SE subparalela a la de la cadena y una anchura de afloramiento entre 1 y 10km discurre desde las inmediaciones de Piedras Blancas hasta las cercanías de la capital.

La formación Siete Cabezas limita al Oeste con el Complejo Duarte y al Este con la peridotita y el Complejo Río Verde. En ambos casos los límites coinciden con fallas o sistemas de fallas de tipo frágil, de dirección NO-SE a ONO-ESE y aparente movimiento sinistral, relacionadas con la tectónica transcurrente que afectó a la isla desde el Mioceno superior hasta la actualidad. El hecho de que sus litologías no presenten ninguna deformación interna en claro contraste con las unidades adyacentes, contribuyen a que la Fm. Siete Cabezas se considere como originalmente discordante sobre, al menos, el Complejo Duarte y posiblemente también sobre el Complejo Río Verde.

Otro argumento a favor de que la Fm Siete Cabezas se depositó de forma discordante sobre al menos una parte de las unidades metamórficas adyacentes, es su edad, bien determinada como Cretácico superior. En efecto, dos dataciones paleontológicas realizadas conjuntamente en los trabajos de Boisseau (1987) y Mercier de Lepinay (1987), mediante fauna de radiolarios encontrada en niveles de chert, dan edades del Cenomaniano al Turoniano inferior, una de ellas y del Senoniano inferior, probablemente Coniaciano, la otra. Entre las dataciones radiométricas, la realizada por Bellon et al (1985, método K/Ar en roca total en un intrusivo asociado a esta unidad (Boisseau 1987) dio una edad de $92,2 \pm 4,6$ Ma. Más recientemente la determinación de Sinton et al (1998) (método $40\text{Ar}/39\text{Ar}$) ha sido de 67 Ma. Todo este compendio de edades permite atribuir la formación Siete Cabezas al Cretácico superior en sentido amplio.

Desde el punto de vista litológico, el tipo dominante de la Fm. Siete Cabezas consiste en lavas basálticas afaníticas de tonos verde a gris oscuro que, junto con proporciones variables de intrusiones diabásicas, forman el cuerpo fundamental de la formación en toda su extensión. No obstante en los sectores más meridionales, se da una mezcla litológica más compleja de lavas afaníticas, *pillow* lavas, tobas vítricas y brechas de origen primario

(hialoclastitas).

2.3.3.2. Formación Peralvillo Sur

La formación Peralvillo Sur consiste en un cinturón de rocas volcánicas, esencialmente basaltos y términos volcanoclásticos asociados, indeformadas y no metamórficas, que por más de 60Km 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 Bonao, ya en la Hoja 1:50.000 de Fantino. En los sectores más septentrionales, la anchura del cinturón es menor, entre 200 y 1000 m, mientras que hacia el sur se ensancha hasta alcanzar un máximo de 3200 m en la transversal de Los Guineos, ya en la Hoja de Villa Altagracia.

La edad de la Fm. Peralvillo Sur está sin determinar. La única datación paleontológica existente, realizada a partir de fauna de radiolarios encontrada en un nivel de chert (Boisseau 1987 y Mercier de Lepinay 1987), arroja una edad cretácica sin más precisiones. No existen dataciones radiométricas. No obstante, los argumentos arriba expuestos de ausencia de deformación interna y metamorfismo, así como su posible correlación con la parte alta de la Fm. Siete Cabezas, permite estimar como edad más probable la de esta última formación, es decir, Cretácico superior.

2.3.3.3. Formación Las Lagunas.

Sobre la formación de las Calizas de Hatillo se deposita una serie volcanosedimentaria denominada Las Lagunas por Bowin (1960-1966).

Esta secuencia está formada por lutitas negras en la base, epiclasticas finas de color verde, calizas micriticas y calizas grises y grauvacas fundamentalmente.

La fauna de radiolarios encontrada en su base ha permitido datar esta en el tránsito del Cretácico Inferior al Cretácico Superior; su techo no se ha podido datar directamente, pero está cubierto por el conglomerado basal de la Formación Don Juan de edad Paleoceno inferior.

2.3.3.4. Formación Tireo.

Está formada por un conjunto de rocas volcanoclásticas e ígneas con intercalaciones esporádicas de niveles sedimentarios que constituye mayoritariamente los relieves de la Cordillera Central. Han sido denominados como Terreno Tectónico de Tireo (Mann et al., 1991) y forman parte de un conjunto de fragmentos interpretados en un contexto de arco insular. Estos afloramientos atraviesan la isla de La Española con dirección NO-SE, tanto por territorio dominicano como haitiano y cabalgan hacia el SO sobre el Terreno Tectónico

de Trois Rivières-Peralta mediante la zona de falla de San José-Restauración. Al NO es cabalgado por el Terreno Tectónico de Duarte a través de la zona de falla de Bonaog-Guacara.

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

Aunque no se conoce bien la fuente del volcanismo básico inicial que dio origen a la extensa unidad de tobas vitroclásticas de la Fm. Tiroo, parece que probablemente se deba a una serie de volcanes basálticos submarinos siguiendo un posible “ridge”. Según las observaciones realizadas, una gran parte del afloramiento de la Fm. Tiroo presentan numerosos cristales de vidrio de tipo “glass shards” que sugieren mecanismos explosivos de tipo hidromagmático, además existen texturas hialoclastíticas, propias también de este tipo de erupciones en presencia de agua, bien sea freática o marina. Además, la existencia de niveles de lapilli acrecionario, entre estas tobas, vistas en las hojas de Constanza y Gajo de Monte, también sería propia de erupciones hidromagmáticas.

Una de las características más típicas de las tobas de la Fm. Tiroo es la intensa alteración que han sufrido, dificultando en muchos casos el reconocimiento de la roca original. Además, hay que señalar que estos procesos de alteración hidrotermal son muy importantes, ya que llevan asociado, en muchos casos, depósitos minerales; tales como mineralizaciones de sulfuros con metales base y metales preciosos ligados a procesos epitermales.

Los espesores estimados para este conjunto de arco insular son inciertos y variables, debido a su propia paleogeografía, pero debe ser superior a los 4.000 m. En ningún punto de la región estudiada se ha observado el muro de esta unidad pero posiblemente se trate de corteza oceánica. Por el contrario, si se ha observado el techo que está constituido por los materiales del Cinturón de Peralta.

2.3.4. CRETÁCICO (INFERIOR)-PALEÓGENO.

2.3.4.1. Granitoides.

Pese a su más que probable diferente edad de emplazamiento, se describen en este mismo apartado, por afinidad litológica y posiblemente también genética, todas las rocas plutónicas granitoides aflorantes en el cuadrante de Bonaó.

Las rocas ígneas granitoides aparecen distribuidas de forma más o menos continua en la isla La Española a lo largo de un cinturón central de orientación NO-SE (Lewis 1982 a), atravesando linealmente la isla en toda su longitud. Se trata de un conjunto de intrusiones individuales y de complejos de diques, asociados en varios conjuntos o complejos plutónicos. Aunque cada plutón presenta distintas características petrológicas y geoquímicas individuales, así como edades de intrusión a lo largo de, al menos, 40-50 Ma, el carácter petrológico general de todos ellos es similar a lo largo de todo el Cinturón Central de La Española. Por esta razón, Lewis (1982 a) sugiere que el conjunto de las intrusiones actualmente aflorantes, podría representar la superficie de erosión de un gran batolito continuo bajo la Cordillera Central y, tal vez, bajo el conjunto de La Española.

Los cuerpos granitoides existentes en las Antillas Mayores pueden ser clasificados en un diagrama TAS en dos tipos principales (Lewis, 1982 a): *stocks* de cuarzo-monzonitas y granodioritas ricas en potasio, y b) *batolitos* y *stocks* de tonalitas pobres en potasio. Estos últimos son los dominantes en la isla La Española, y en ellos aparecen intrusiones de rocas máficas y ultramáficas, con estructuras bandeadas y texturas cumulado ígneas. Los tipos máficos incluyen noritas, gabro-noritas con dos piroxenos, gabros y gabros hornbléndicos; los ultramáficos son piroxenitas con olivino y piroxenos. Asimismo, como señalaron Bowin (1966) y Palmer (1979), se distingue también un grupo de tonalitas foliadas, esencialmente consistentes en leucotonalitas o trondjemitas con una interna fábrica magmática planar y una aureola térmica de contacto bien desarrollada.

2.3.4.1. Tonalitas foliadas. Cretácico Inferior

A escala regional, las tonalitas foliadas se caracterizan por aflorar exclusivamente como cuerpos intercalados en la serie metamórfica del Complejo Duarte. Así es como afloran en la Hoja de Arroyo Caña donde se han cartografiado cuatro *stocks* de tonalitas foliadas, muy próximos entre sí, todos ellos elongados subconcordantemente con la esquistosidad regional, es decir, según una dirección NNO-SSE a NO-SE. La presencia en ellos de una fábrica magmática y deformativa planar subvertical paralela al contacto y el aplastamiento de xenolitos, sugiere que la intrusión del magma estuvo condicionada por el campo de esfuerzos externo imperante en ese momento. Durante su emplazamiento, aparentemente sin a tardicinemático, 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.

Las intrusiones de tonalitas foliadas se caracterizan por presentar un tipo petrográfico dominante constituido por tonalitas con hornblenda. 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, trondjhemitas y una amplia variedad de tipos texturales aplíticos y pegmatíticos.

Las relaciones de corte de las tonalitas foliadas con el resto de cuerpos intrusivos, parecen bastante claras en la cartografía de la Hoja de Arroyo Caña. Como se ha mencionado anteriormente, las tonalitas foliadas sólo intruyen al Complejo Duarte y nunca afectan a la Fm Tireo, muy próxima al Oeste. Los Gabros y gabro-noritas de La Yautía, regionalmente indeformadas, intruyen tanto a las tonalitas foliadas como al Complejo Duarte; siendo muy dudoso, o al menos no se observa, que también lo haga en la Fm. Tireo. Por último, las tonalitas no foliadas, intruyen a todas estas unidades quedando datadas, a tenor de la edad Cretácico superior de la Fm. Tireo, como intrusiones postcretácicas. Concluyendo, parecen indicar el Cretácico inferior como el intervalo más probable para el emplazamiento de las tonalitas foliadas.

2.3.4.1.2. Gabros y gabro-noritas de la Yautía.

En el sector suroccidental del cuadrante se localiza parte de una gran intrusión de dimensiones batolíticas, elongada siguiendo una dirección NNO-SSE subparalela a la Cordillera Central y emplazada en las metabasitas del Complejo Duarte (y tonalitas foliadas asociadas). Dicho batolito está compuesto por rocas de composición máfica-ultramáfica, esencialmente gabros y gabro-noritas, en el que intruyen varios plutones de tamaño diverso constituidos por tonalitas masivas, no foliadas. La asociación magmática de rocas de composición máfica-ultramáfica con los granitoides tonalíticos, aparece también en otros puntos de La Española, como es el caso del batolito tonalítico de Loma de Cabrera (Feigenson, 1978), en el que las facies de noritas y piroxenitas olivínicas aparecen en el núcleo de las tonalitas. Para Lewis (1982 a), la asociación de estos dos grupos de rocas de composición tan contrastada es genética y ligada a la actividad magmática de un arco isla en una corteza oceánica anormalmente engrosada durante el Cretácico Superior.

Los gabros y gabro-noritas de la Yautía, están compuestas por gabros, gabros hornbléndicos, gabro-noritas augítico-hipersténicas, noritas y hornblenditas, con facies ultramáficas locales de piroxenitas y piroxenitas olivínicas.

2.3.4.1.3 Tonalitas no foliadas .Paleógeno

Las tonalitas no foliadas forman varios plutones de forma y dimensiones variadas, intrusivos tanto en las metabasitas del Complejo Duarte y tonalitas foliadas como en los gabros y gabro-noritas de La Yautía y en la Formaciones Los Ranchos, Maimón, Tireo, Peralvillo, Las Cañas, Hatillo, Las Lagunas, etc.

Estos cuerpos no presentan ninguna fábrica deformativa interna y sólo localmente se llegan a intuir fábricas magmáticas ligadas al emplazamiento, mostrando a escala de afloramiento

un aspecto masivo. Los contactos suelen ser netos y, como ocurre con la mayoría de las intrusiones de este tipo en el conjunto de la isla, no suelen desarrollar aureolas de contacto de relevancia ni cuando el encajante tiene un cierto grado metamórfico ni tampoco cuando se trata de una unidad no metamórfica como es el caso de la Fm. Tireo.

Las tonalitas no foliadas presentan una facies petrográfica muy similar a la de las tonalitas foliadas aunque, como señala Bowin (1966), estas últimas pueden ser ligeramente más leucocráticas y en ellas son más frecuentes como minerales accesorios las micas (biotita y moscovita). La facies dominante consiste en tonalitas de grano medio, con hornblenda, aunque las unidades plutónicas también presentan localmente facies cuarzo-dioríticas y granodioríticas. Los tipos ácidos más diferenciados, son leucotonalitas y trondjhemitas, así como diques discordantes aplíticos y pegmatíticos.

Las relaciones de corte con la Fm. Tireo, cuyos niveles estratigráficos más altos han sido bien datados como Maastrichtianos, permiten considerar la edad del emplazamiento de las tonalitas no foliadas como claramente post-cretácica.

2.3.4.1.4. Anfibolita hornbléndica.

Se trata un cuerpo intrusivo de aproximadamente 0.5 km^2 de afloramiento compuesto por cristales de hornblenda de 0.5 a 1 cm, que intruye en las tonalitas foliadas.

Aflora en las proximidades de la localidad de Piedra Blanca.

Bowin hizo una datación (1975) por el método K/A_r obteniendo una edad de 126 Ma. En el curso de este trabajo se ha analizado por el método Ar/Ar , atribuyéndole una edad $90 \pm$ M.a.

2.3.5. PALEÓGENO

2.3.5.1. Formación Don Juan

La formación Don Juan fue propuesta por primera vez por Bowin (1966) para agrupar un conjunto de rocas sedimentarias, conglomerados, areniscas limolitas y calizas, con niveles de tobas, que afloraban en la parte más oriental por él cartografiada, entre la traza del cabalgamiento de Hatillo y la localidad de Don Juan. Varias dataciones paleontológicas le permitieron asignar a esta formación una edad Cretácico superior.

Posteriormente Boisseau (1987) identificó un conglomerado basal, derivado de la denudación de rocas volcánicas, cuyo depósito relacionó con su fase de deformación finicretácica. Encima de este conglomerado, este autor describe una serie formada por grauvacas, areniscas y lutitas que hacia la parte alta presenta un cierto predominio de calizas con intercalaciones de niveles detríticos. En estas calizas Boisseau encontró microfauna de Globigerínidos y Radiolarios del Paleoceno inferior y medio. Dado que el conglomerado basal contiene cantos con fauna del Maastrichtiano superior, Boisseau concluye que la edad más probable de la Fm Don Juan, es Maastrichtiano terminal-Paleoceno medio aunque no

se descarta que pueda llegar al Eoceno Inferior

Basándose en parte en una cartografía previa de Dominguez (1982), en la zona de estudio la Fm. Don Juan se ha dividido en tres tramos cartográficos: un tramo basal formado por conglomerados, limos y areniscas, un tramo intermedio, formado por calizas, limos y areniscas y un tramo superior formado por areniscas de origen volcanoclástico y limolitas oscuras.

2.3.5.2. Formación Los Bañitos

La Fm. Los Bañitos fue definida por Bowin (1966) para describir un conjunto calcáreo y sus términos detríticos basales que, con reducidas dimensiones, se localiza en la carretera de Yamasá a Maimón. Esta formación es discordante sobre los Esquistos de Maimón y la Fm. Peralvillo Sur. Tanto Bowin (1966), primero, como Boisseau (1987), después, han datado bien la formación como Eoceno inferior.

La litología característica de esta formación son unas calizas de color gris claro que generalmente aparecen fuertemente replegadas o fracturadas como consecuencia de los esfuerzos compresivos o transpresivos relacionados con el funcionamiento del cabalgamiento de Hatillo o con la tectónica de desgarres del Mioceno superior-Actualidad. Por debajo de las calizas y, a veces intercaladas con ellas, aparecen otras litologías como limolitas, tobas, conglomerados de cantos calcáreos y microconglomerados. Los microconglomerados o también brechas tienen aspecto masivo y están formados por clastos y fragmentos de rocas volcánicas (basaltos y tobas básicas de la Fm Peralvillo) y metamórficas (Esquistos de Maimón) cuyo alto grado de alteración impide hacer más precisiones sobre su ambiente de depósito. En las tobas, Bowin (1966) cita una composición mineral de plagioclasa, clorita, clinopiroxeno, cuarzo, epidota, calcita y hornblenda.

2.3.6. CUATERNARIO

Ocupan una gran extensión en el borde Noroeste del cuadrante, en el llamado Valle de Bonaó.

Se han distinguido los siguientes depósitos:

Glacis, arenas y arenas limosas con niveles de cantos y granos.

Terrazas medias-altas y bajas. Cantos, gravas y arenas. Pleistoceno-Holoceno

Deslizamientos de ladera. Bloques, cantos y arenas. Holoceno

Coluviones. Arenas limosas con cantos y bloques. Holoceno

Llanura de inundación. Limos con niveles de cantos y arenas. Holoceno

Rellenos de fondo de karst.

2.4. SÍNTESIS TECTÓNICA DEL CUADRANTE DE BONAÓ

2.4.1. MARCO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL DE LA ZONA DE ESTUDIO

El cuadrante de Bonaó se localiza en las estribaciones surorientales de la Cordillera Central, principalmente sobre su flanco septentrional si bien su sector más occidental se puede considerar como parte de la zona axial de esta cadena. Todas las unidades en ella representadas forman parte del denominado Gran Arco del Caribe, una cadena de arcos de isla que desde Cuba hasta el norte de Colombia y Venezuela, circunda marginalmente la placa del Caribe (Mann et al 1991 b). El sector septentrional de este arco, correspondiente a las Antillas Mayores, ha permanecido inactivo desde su colisión con la plataforma de las Bahamas. Esta colisión, muy posiblemente oblicua, fue diacrónica, ya que comenzó en el Eoceno medio en Cuba (Pardo et al 1975) y terminó en el Oligoceno inferior en Puerto Rico (Dolan et al 1991). Entre estas dos islas, en el segmento correspondiente a La Española, la colisión ocurrió en el intervalo Eoceno medio-superior, produciendo el amalgamamiento o soldadura definitiva de todas las unidades de arco de isla.

Existe un común acuerdo en que todos los segmentos del Gran Arco de Islas del Caribe son litológicamente similares y que todos ellos se empezaron a formar en el Pacífico, a partir del (Jurásico superior)-Cretácico inferior (Mann et al 1991 b), como un arco volcánico más o menos continuo, el cual migró hacia el Este durante el Cretácico superior y parte del Terciario, hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindel y Barret 1990, Pindel 1994). La presencia de una importante discordancia regional en el Aptiano-Albiano y el contraste en el estilo de la deformación por encima y por debajo de la misma, permite separar estos procesos en dos partes, los relacionados con la tectónica pre-Albiana, y los relacionados con la tectónica del Cretácico superior-Eoceno. A partir del Eoceno, en sectores más meridionales, fuera de la zona de estudio, la convergencia continuada del arco de islas con el margen meridional de la placa norteamericana produjo la deformación del cinturón de Peralta. Esta deformación se contempla en un contexto de subducción (underthrusting) del fragmento del Plateau Oceánico del Caribe que caracteriza el sector meridional de la isla (y el sustrato del actual Mar del Caribe), bajo el moribundo arco de islas (Heubeck y Mann 1991, Dolan et al 1991). En la zona de estudio, son escasas las estructuras asociadas a este proceso aunque es muy posible que el cabalgamiento de Hatillo (Hoja de Villa Altagracia), y los cabalgamientos de La Yautía, del río Yuna y las imbricaciones internas de la formación Tireo (Hoja de Arroyo Caña), estén relacionados con él.

Adicionalmente hay que tener en cuenta la tectónica de desgarres cuya incidencia se generalizó en toda la isla a partir del Mioceno (hasta la actualidad), una vez que todos los elementos integrantes de la misma, especialmente sus segmentos meridional y centro-septentrional, estuvieran soldados. A escala regional, esta tectónica de desgarres se inició con anterioridad, como consecuencia de la prolongada convergencia oblicua entre las principales provincias tectónicas presentes en la zona, la Plataforma de Las Bahamas, el Gran Arco de Islas del Caribe y el Plateau Oceánico. Esta produjo, a partir del Eoceno medio, la apertura del Surco del Caimán en un régimen transtensivo (Mann et al 1991 b) y culminó a partir del Mioceno superior, en un contexto transpresivo para todo el conjunto de la isla. Los últimos estudios sobre el contexto neotectónico de la isla, han determinado el movimiento relativo de la placa del Caribe hacia el Este en relación a las placas Norte y Sudamericanas (Dolan y Mann 1998). Este movimiento relativo es acomodado, en el margen septentrional de la isla por el cabalgamiento frontal de la fosa de Puerto Rico, offshore, y por la falla Septentrional, onshore, en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera y los movimientos sinestrales, en la segunda (Dolan y Mann 1998, Dolan et al 1998).

2.4.2. ESTRUCTURA DE LA ZONA DE ESTUDIO

Bajo este epígrafe se hace la descripción y discusión de la estructura de la zona de estudio. Siguiendo las directrices marcadas anteriormente, ésta se aborda en tres apartados diferentes, la estructura relacionada con la tectónica pre-Albiano, la estructura relacionada con la tectónica del Cretácico superior- Eoceno (o tectónica post-Albiano) y la estructura relacionada con la tectónica de desgarres del Mioceno (superior)-actualidad.

2.4.2.1. La estructura relacionada con la tectónica pre-albiana.

En este apartado se hace una descripción de la estructura general y deformación interna de cada una de las unidades metamórficas que constituyen el aquí denominado nivel o bloque estructural inferior.

2.4.2.1.1. La peridotita de Loma Caribe

En el cuadrante de Bonaó, la peridotita de Loma Caribe aflora en dos bandas de dirección NO-SE que, a modo de ramificaciones, forman la prolongación hacia el SE del ridge peridotítico principal. Independientemente de que la presencia de la peridotita implique un contacto estructural de mayor rango, posiblemente una sutura, el hecho es que sus contactos actuales consisten en fallas subverticales con movimiento en dirección, derivadas de la tectónica de desgarres del Mioceno superior-actualidad. Estas fallas corresponden a dos sistemas, uno principal de dirección NO-SE, y otro secundario, aparentemente sobre impuesto al anterior, de dirección aproximada E-O que, con una componente de movimiento sinistral, configuran el aspecto “arrosariado” o “aboudinado” de los afloramientos del ridge peridotítico.

Dentro de las dos bandas mencionadas, los afloramientos de la peridotita presentan una fuerte tectonización. Esta se ha visto favorecida por la transformación de la roca original a los agregados de grano fino-medio de las serpentinitas, lo que facilita su comportamiento como “lubricante” ante cualquier esfuerzo tectónico.

2.4.2.1.2. El Complejo Duarte y las tonalitas foliadas

En la zona de estudio, el Complejo Duarte se caracteriza por presentar una fábrica deformativa muy penetrativa (Sp o Sp-Lp) que está definida, en los esquistos máficos, por la orientación planar de cloritas y el aplastamiento de lentejones milimétricos cuarzo-plagioclásicos de tonos claros, y en los esquistos anfibólicos y anfibolitas, por la orientación planar o plano-linear de anfíboles y un mayor aplastamiento de los mismos lentejones cuarzo-plagioclásicos. La lineación (Lp) sólo tiene un desarrollo de carácter general en éstas últimas litologías. Esta fábrica es milonítica y se relaciona con una deformación dúctil de carácter no coaxial como se deduce de la presencia de planos SC (Passchier y Trouw 1996), venas de extensión aboudinadas de forma asimétrica, ribbons asimétricos de cuarzo, pull-aparts y localmente, en estadios avanzados de su evolución, la superposición de una esquistosidad de crenulación extensional. La fábrica es sinmetamórfica y las transformaciones minerales asociadas a su desarrollo muestran, una evolución progradaretrógrada que se pone de manifiesto por la superposición de fábricas de menor grado (esquistos verdes) sobre otras de mayor grado (anfibolitas).

La distribución cartográfica de las anfibolitas a modo de aureola térmica en torno a las intrusiones de tonalitas foliadas podría sugerir que el mayor grado metamórfico de estas rocas es consecuencia de un metamorfismo de contacto, el cual sería el responsable de la formación de las texturas corneánicas observadas a la meso y microescala. Sin embargo, la presencia en estas rocas de mayor grado, de una penetrativa fábrica plano-linear singenética previa, como la arriba descrita, indica la existencia en el Complejo Duarte de un gradiente metamórfico simultáneo, y posiblemente anterior, esto es, de carácter regional, a las intrusiones.

2.4.2.1.3. Complejo Río Verde

La característica distintiva del Complejo Río Verde es la presencia de una fábrica deformativa de tipo dúctil y de un metamorfismo asociado, este último variable desde la facies de la prehnita-pumpellita a la anfibolítica, los cuales son progresivamente más intensos hacia los niveles estructuralmente más altos, situados al NE.

El metamorfismo del Complejo Río Verde y el desarrollo simultáneo de fábricas no coaxiales se pueden explicar en el contexto de la obducción de la ofiolita formada por la peridotita y el Complejo Duarte (evolución prograda) y su incorporación a la cuña orogénica (evolución retrógrada) constituida por las formaciones primitivas del arco de isla de La Española, entre las que se encontraría este complejo. El desarrollo de un gradiente

metamórfico invertido en la parte alta del complejo se puede explicar, dentro de este contexto, por el emplazamiento suprayacente de una lámina peridotítica caliente y la transferencia de calor conductiva hacia abajo.

2.4.2.1.4. Esquistos de Maimón y formaciones equivalentes menos deformadas

La estructura de los Esquistos de Maimón es, probablemente, la mejor conocida del conjunto de unidades de la zona y ello se debe, fundamentalmente, a los últimos trabajos de Draper et al (1995, 1996) y Draper y Gutiérrez (1997). Estos autores relacionan la fábrica planar (S) o plano linear (SL) con buzamiento al SO distintiva de esta unidad, con el desarrollo de una cizalla dúctil de espesor kilométrico asociada al emplazamiento hacia el N/NE de la peridotita de Loma Caribe. Dentro de esta zona de cizalla, los citados autores separan, en el sector correspondiente a las Hojas 1:50.000 de Hatillo y Bonaó, dos conjuntos estructuralmente superpuestos, ambos con la disposición alargada según las directrices NO-SE de la unidad, cuyo límite coincide con un cabalgamiento de características esencialmente frágiles, que denominaron cabalgamiento de Fátima: a) un conjunto milonítico-filonítico superior, situado al SO, adyacente a la alineación peridotítica, que identifican con una zona de cizalla dúctil de gran escala generada en condiciones metamórficas de la facies de los esquistos verdes; y b) un conjunto menos deformado inferior, en facies de prehnita-pumpellita, en el que las rocas presentan diversos grados de desarrollo de una esquistosidad por mecanismos tanto de cizalla pura como de cizalla simple.

El conjunto estructuralmente superior, denominado por Draper et al (1995,1996) “zona de cizalla de Ozama”, tiene un espesor estructural superior a los 3.000 m y en él la fábrica milonítica-filonítica está definida por la alternancia de niveles máficos y félsicos, la orientación de la masa de filosilicatos y el aplastamiento del agregado cuarzofeldespático. Sobre el plano de esta fábrica, la lineación de estiramiento mineral está marcada por la orientación alargada de los anfíboles y ribbons de cuarzo.

El conjunto estructuralmente inferior, denominado por Draper et al (1995,1996) “zona del Altar”, tiene aproximadamente 5.000 m de espesor y en él sus términos más altos, inmediatamente infrayacentes al cabalgamiento de Fátima, todavía presentan fábricas no coaxiales similares a las descritas. Sin embargo, en general, la fábrica de este conjunto es menos penetrativa y especialmente hacia muro es posible apreciar las características originales de las rocas y la estratificación. En estos casos, la fábrica, con el mismo buzamiento hacia el SO que en términos suprayacentes, suele presentar mayor inclinación que la estratificación, indicando una vergencia general hacia el NE.

Las formaciones Los Ranchos y Peralvillo Norte se sitúan al NE de los Esquistos de Maimón y están separadas de éstos por los afloramientos de diversas formaciones del Cretácico superior o por la traza del cabalgamiento tardío de Hatillo, de tal forma que en ninguno de los dos casos es posible observar un tránsito hacia los esquistos. A pesar de ello, las observaciones de campo llevadas a cabo en el transcurso del presente trabajo han puesto

de manifiesto la similitud litológica entre la mayoría de las rocas integrantes de estas dos formaciones y los términos menos deformados de los Esquistos de Maimón. Esta similitud se refuerza por la presencia de una deformación penetrativa en el miembro Pueblo Viejo de la Fm Los Ranchos y en todo el conjunto de la Fm Peralvillo Norte, y de un metamorfismo asociado, al menos en ésta última formación, en facies de la prehnita-pumpellita a los esquistos verdes.

2.4.2.2. La estructura relacionada con la tectónica del Cretácico superior-Eoceno (o post-Albiano)

Como se ha descrito en varias ocasiones, las formaciones post-Aptiano se distinguen por su carácter no metamórfico y por la ausencia de una fábrica deformativa generalizada. Pese a que los contactos actuales de la mayoría de estas formaciones están constituidos por fallas, se considera que todas ellas eran originalmente discordantes sobre el bloque infrayacente de unidades metamórficas, conformando lo que en este trabajo se ha denominado bloque o nivel estructural superior. El único caso en el que se ha podido constatar el carácter discordante de estas formaciones es el ya citado de las calizas de Hatillo, que en la mina de Pueblo Viejo (Hoja de Hatillo) se apoyan mediante un conglomerado basal sobre la formación plegada y ligeramente metamorfizada de Los Ranchos. Esta circunstancia es especialmente importante por cuanto se trata de dos formaciones bien datadas como Cretácico inferior, la Fm Los Ranchos (Kesler et al 1991) y como Albiano- Cenomaniano, las calizas de Hatillo (Bowin 1966; Russel y Kesler 1991) lo que ha permitido asignar la discordancia al tránsito Aptiano-Albiano. Esta discordancia se ha reconocido también en determinados puntos de la Cordillera Oriental (Bourdon 1985) así como en Puerto Rico y posiblemente Cuba.

En la zona de estudio, el periodo comprendido por el Cretácico superior hasta la parte inferior del Eoceno está dominado por el desarrollo de los procesos magmáticos que dieron lugar a la evolución del arco de islas como consecuencia de una subducción con polaridad SO. De estos procesos magmáticos forma parte el volcanismo de la formación Tireo que se concentra a lo largo del eje del arco; o el de las formaciones Las Lagunas y, posteriormente, Don Juan y, Los Bañitos, que ocupan posiciones más frontales del mismo, posiblemente alguna de ellas correlacionables con una cuenca delantera de arco; así como también el de las formaciones Siete Cabezas y Peralvillo Sur, cuya posición intermedia en el arco, y su particular quimismo, plantea serios problemas paleogeográficos. Dentro de los mismos procesos magmáticos ocurridos en este periodo, se encuadran las intrusiones del batolito de gabros y gabro-noritas de La Yautía y, posteriormente, de los stocks de tonalitas no foliadas, ambos sin deformación interna.

En el periodo Cretácico superior-Eoceno, los principales procesos deformativos se concentran al final del mismo en forma de cabalgamientos frágiles con vergencias al SO (cabalgamiento de Hatillo), o dúctil/dúctil-frágiles (cabalgamientos del Río Yuna o La Yautía) con vergencias al E o SO. Previamente, las deformaciones son escasas y parecen reducirse a determinados movimientos en la vertical que se ponen de manifiesto por la

presencia de algunas discordancias. Entre éstas destacan las que aparecen a la base de las formaciones Don Juan y Los Bañitos. La primera es una discordancia Maastrichtiano y por encima de ella se desarrollan los conglomerados de base de la Fm. Don Juan. Boisseau (1987) identifica esta discordancia con una importante fase tectónica producida por el emplazamiento hacia el Norte de un conjunto ofiolítico formado por la peridotita y las formaciones Peralvillo Sur y Siete Cabezas. En el presente trabajo no se ha encontrado ninguna evidencia de esta fase tectónica, al menos en el sentido descrito por Boisseau (1987) y en su lugar, la citada discordancia se supone relacionada con levantamientos locales del frente del arco de y, quizá simultáneamente, el avance y retroceso de la cuenca delantera de arco. Idéntica interpretación, aunque para al tránsito Paleoceno–Eoceno, se puede aplicar a la discordancia de base de la Fm. Los Bañitos.

2.4.2.3. La tectónica de desgarres del Mioceno superior-Actualidad.

La tectónica de desgarres de la isla de La Española tiene como principales elementos las fallas Septentrional y de Enriquillo-Plantain Garden que en sectores regionalmente orientales forman los límites de la fosa del Caimán desde donde penetran en la isla e individualizan la microplaca de Gonave. Según Mann et al (1995) y Dolan y Mann (1998), esta microplaca está, desde el Mioceno medio, en un proceso de escisión de la placa caribeña y de acreción a la placa Norteamericana por cizallamiento a favor de ellas. 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 de Islas del Caribe. Este proceso culminó a partir del Mioceno superior, en un contexto transgresivo para todo el conjunto de la isla, generalizándose dentro de ella la tectónica de desgarres, una vez que todos los elementos integrantes de la misma estuvieran soldados.

Los últimos estudios sobre el contexto neotectónico de la isla, han determinado el movimiento relativo de la placa del Caribe hacia el Este en relación a las placas Norte y Sudamericanas (Dolan y Mann 1998). Este movimiento relativo es acomodado, en el margen septentrional de la isla por el cabalgamiento frontal de la fosa de Puerto Rico, offshore, y por la falla Septentrional, onshore, en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera y los movimientos sinestrales, en la segunda (Dolan y Mann 1998, Dolan et al 1998). En el interior de la isla, el citado movimiento relativo lo articula principalmente la falla de Enriquillo-Plantain Garden, también con movimiento sinistral, que tiene su terminación oriental en la zona situada al norte de la bahía de Ocoa (Hojas de Pueblo Viejo y Azua). En el presente trabajo se especula con la posibilidad de que esta terminación produzca una tectónica localizada, aparentemente sobreimpuesta a todas las demás, que controla el depósito de las formaciones cuaternarias más recientes.

En el interior de la isla, es decir, en el sector comprendido entre las dos fallas mencionadas y, más concretamente, las estructuras relacionadas con la tectónica de desgarre corresponden principalmente a dos tipos: a) fallas de dirección ONO-ESE a OSO-ENE,

entre las que la dirección media E-O es predominante; y b) fallas de dirección NO-SE. Las primeras se han cartografiado por toda la zona de estudio y afectan a la práctica totalidad de los contactos y estructuras, generalmente con desplazamientos pequeños. A grosso modo, estas fallas siguen las mismas pautas que las fallas Septentrional y de Enriquillo-Plantain Garden y en términos generales se pueden definir como desgarres sinestrales.

Las fallas de dirección NO-SE son más abundantes en el sector NO de la zona de estudio, concretamente en el cuadrante 1:100.000 de Bonao, donde coexisten y son desplazadas por las de dirección E-O, en este caso minoritarias. En esta zona, 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, estratigráficos, intrusivos o tectónicos, que por su orientación favorable han sido reactivados como fallas de componente sinistral inversa o inversa durante la transpresión de finales del Neógeno (Mann et al 1984). Entre las fallas de dirección NO-SE más importantes del cuadrante 1:100.000 de Bonao, hay que destacar la zona de falla de La Española (La Hispaniola Fault Zone, Mann et al 1991 b), a la que se asocia el afloramiento del importante ridge de peridotitas que con dirección NO-SE atraviesa diagonalmente la zona. Este ridge, que con una longitud superior a los 100km se ha reconocido en zonas de offshore al SE de Santo Domingo, tiene un importante registro en el mapa de anomalías aeromagnéticas de la isla (CGG 1997) y constituye un buen ejemplo de una estructura heredada, posiblemente una sutura, reactivada como falla esencialmente sinistral durante la transpresión neógena. Un poco más al NE, el cabalgamiento de Hatillo está bien datado como una estructura del Eoceno medio, aunque no se descarta que también tenga una cierta reactivación como falla sinistral durante la misma fase transpresiva.

Un caso particular es el de la cuenca de Bonao que, con una forma triangular, ocupa el sector central de la Hoja con este mismo nombre. Los límites occidental y oriental de esta cuenca son activos, correspondiendo, respectivamente, a la fallas de Bonao y de la Española; el límite meridional es pasivo y está formado por los relieves de los Gabros y gabro-noritas de La Yautía y del Complejo Duarte. De los dos límites activos el más importante es, sin duda, la falla de Bonao a lo largo de la cual se concentran los ápices de potentes abanicos aluviales actuales y subactuales. Esta falla tiene una importante componente normal o normal-dextral y sus efectos más significativos son, aparte del desarrollo de la propia cuenca, la omisión del Complejo Duarte y del cabalgamiento del Río Yuna, que probablemente queden ocultos bajo los depósitos cuaternarios.

2.5. HISTORIA GEOLÓGICA

La comprensión de la Historia Geológica del grupo de territorios incluidos en el cuadrante 1:100.000 de Bonao tienen como característica común su pertenencia al conjunto de formaciones de arco de isla de La Española.

En la reconstrucción de la evolución paleogeográfica de la región se contemplan tres grandes etapas:

- El nacimiento y desarrollo de un arco de islas primitivo durante el intervalo Jurásico superior-Cretácico inferior.
- El crecimiento y expansión del arco de islas de La Española durante el intervalo Cretácico superior-Eoceno.
- La evolución desde el Eoceno superior hasta la actualidad, en un contexto de colisión oblicua con el margen meridional de la placa americana.

2.5.1. EL ARCO DE ISLA PRIMITIVO DEL CRETÁCICO INFERIOR

Con los datos ahora disponibles, el proceso que se contempla para explicar la deformación y el metamorfismo de las unidades pre-Albianos es el propuesto por Draper et al (1995,1996) y Draper y Gutierrez (1997), es decir la obducción hacia el N/NE de una corteza oceánica anómalamente engrosada o plateau (basaltos y sedimentos asociados del Complejo Duarte) y de su sustrato peridotítico (peridotita de Loma Caribe), sobre las formaciones primitivas de arco isla de la Española, y la incorporación de éstas a una cuña orogénica con la misma vergencia N/NE. La fábrica del Complejo Duarte, de las mismas características y orientación subparalela a las desarrolladas en el bloque de muro, se explicaría dentro de este proceso, así como la presencia, en el seno de este complejo, de las tonalitas foliadas. Estas últimas se interpretan como intrusiones sin a ligeramente postcinemáticas que desarrollarían la misma fábrica que el encajante y, probablemente también, un replegamiento isoclinal de escala cartográfica con vergencia NE. A la vista de los datos expuestos en esta memoria, parece poco adecuada la asociación de la peridotita con las formaciones Siete Cabezas y Peralvillo Sur en un conjunto ofiolítico supuestamente emplazado hacia el N (Boisseau 1987, Mercier de Lepinay 1987, Draper y Lewis 1991). La ausencia total de metamorfismo y fábricas deformativas generalizadas en estas formaciones, no ofrece duda al respecto.

El contexto geodinámico en el que se contempla este proceso se sitúa, durante el Cretácico inferior, en posiciones sustancialmente más occidentales que las actuales (Pindel y Barret 1990, Pindel 1994). Allí, una corteza oceánica de afinidad “pacífica” de edad Jurásico superior, parcialmente engrosada (Complejo Duarte), comenzaría a subducir hacia el NE produciendo en la placa oriental las primeras formaciones de arco isla de la Española (protolitos de los Esquistos de Maimón y Complejo Río Verde, Fms Los Ranchos, Peralvillo Norte..). Tal y como señalan Draper y Gutierrez (1997), esta situación, con ausencia de continentes bien desarrollados que ejercen de “contrafuertes”, no es la más propensa para que tenga lugar una obducción, y por tanto es lógico pensar que ésta se produjo como consecuencia de la flotabilidad del plateau y su resistencia a ser subducido. No se descarta que durante los primeros estadios de la subducción se produjeran algunas deformaciones en las unidades implicadas asociadas a procesos de acreción con vergencia O ó SO. En cualquier caso, de haber existido, estas estarían ocultas o serían muy difíciles de separar de las deformaciones relacionadas con la obducción.

En cuanto a la reconstrucción paleogeográfica de los ambientes de depósito de las formaciones primitivas de arco isla, el hecho de que la mayoría de ellas hayan sufrido mayor o menor grado de deformación y metamorfismo, sólo deja lugar a la especulación. Quizá la mejor conocida de ellas, precisamente por presentar menor grado de deformación y metamorfismo, sea la Fm. Los Ranchos, bien representada en la Hoja 1:50.000 de Hatillo. Esta formación es una acumulación volcánica de composición bimodal de más de 3.000 m de espesor, esencialmente constituida por espilitas y keratófidos, cuyo depósito muestra un tránsito desde los ambientes submarinos relativamente profundos que caracterizan los términos inferiores, hasta los ambientes subaéreos propios de los términos más altos de la serie (Kesler et al. 1991; Russell y Kesler 1991). Efectivamente, en los dos miembros inferiores de la formación (Cotuí y Quita Sueño), se han reconocido emisiones de lavas submarinas y productos piroclásticos asociados, así como pequeñas intrusiones subvolcánicas; en los miembros intermedios se pasa de la mezcla de debris flow de origen volcánico y rocas sedimentarias del miembro Meladito, quizá correspondientes a medios marinos abiertos o talud, a las emisiones de flujos y aglomerados del miembro Platanal/Naviza producidas en ambientes marinos someros o incluso en ambientes subaéreos; por último los dos miembros superiores corresponden a depósitos de caldera producidos por erupciones freáticas o freatomagmáticas.

2.5.2. EL ARCO DE ISLAS DEL CRETÁCICO SUPERIOR-EOCENO

El cambio de quimismo observado a partir del Aptiano-Albiano en el volcanismo de la Española y, regionalmente, también en Cuba y Puerto Rico, se ha relacionado con una inversión en la polaridad de la subducción, que a partir de ese momento sería hacia el SO (Lebron y Perfit 1993,1994). A la vista de la coincidencia en la edad de las deformaciones arriba descritas con la del cambio de quimismo que sugieren la citada inversión en la polaridad de la subducción, Draper et al (1995, 1996) y Draper y Gutierrez (1997) proponen una implicación directa de la obducción de la peridotita en este proceso. La inversión de la polaridad de la subducción hacia el SO, es consecuente con el desplazamiento en la misma dirección del eje principal del magmatismo dando lugar, durante todo el Cretácico superior y Paleógeno inferior a un intenso volcanismo y un plutonismo asociado, cuya distribución paleogeográfica no se conoce todavía en detalle.

Quizá la formación más representativa del arco de islas del Cretácico-Eoceno, al menos en lo que a volumen de material se refiere, ya que por sí sola constituye la mayor parte de la zona axial de la Cordillera Central Dominicana, es la Fm. Tireo (Lewis et al 1991). La paleogeografía de esta formación parece responder a un dispositivo de archipiélago volcánico cuya construcción estaría relacionada con la emisión de magmas calcoalcalinos, siendo las acumulaciones volcanoclásticas sus productos más abundantes y característicos, reconociéndose junto a ellas lavas, domos, masas de naturaleza subvolcánica y productos de origen hidrotermal. La actividad magmática no se produjo simultáneamente en todo el arco, sino que existirían zonas relativamente tranquilas en las que se desarrollaron procesos puramente sedimentarios, el más frecuente de los cuales fue la acumulación de carbonatos en pequeñas cuencas marinas de cierta profundidad, aunque tal vez el más característico serían las acumulaciones de Radiolarios relacionadas con la formación de cherts. Otros

procesos sedimentarios, más difíciles de identificar, tendrían que ver con la inestabilidad gravitatoria desencadenada por la creación de los edificios volcánicos.

De la misma manera que los distintos dominios volcánicos y sedimentarios de la Fm. Tiro muestran una notable irregularidad en su distribución espacial, también se constata una falta de uniformidad en cuanto a la evolución temporal de los mismos. Así, durante un primer estadio que abarcaría aproximadamente el Cenomaniano-Turoniano, el magmatismo muestra una tendencia básica reflejada en la abundancia de productos de composición basáltica y andesítica, sustituida en un segundo estadio, coincidente en gran medida con el Senoniano, por emisiones e intrusiones de carácter ácido, con predominio de tipos riolíticos y dacíticos. Los episodios más tardíos de este segundo estadio muestran una mayor preponderancia de los procesos sedimentarios, reflejando una disminución de la actividad ígnea del arco.

En posiciones más frontales del arco, y durante un periodo aproximadamente equivalente al de la Fm. Tiro, tuvo lugar el depósito de la Fm Las Lagunas en continuidad con la caliza de Hatillo. No hay datos suficientes para asignar una paleogeografía a esta formación pero a tenor de su carácter eminentemente volcanoclástico y sedimentario, y de su posición marginal en el arco, bien se podría situar en un contexto de cuenca delantera de arco. La formación Don Juan (Cretácico superior-Paleoceno medio) y quizá también la Fm. Los Baños (Eoceno inferior), con litologías y posiciones geográficas similares a las de la Fm Las Lagunas, podrían tener su misma interpretación de tal forma que entre las tres marcarían distintas posiciones de la cuenca delantera durante la evolución del arco.

Con una posición intermedia en el arco, la Fm. Siete Cabezas merece una atención especial. A esta formación se ha hecho referencia en algunas ocasiones como la posible fuente del vulcanismo de la Fm. Tiro y de hecho hay cartografías que proponen una total correlación entre esta dos unidades, especialmente en lo que a sus términos volcanoclásticos se refiere (mapa 1:100.000 de San Cristóbal, DGM en preparación). Sin embargo, su quimismo muestra pautas muy claras que no concuerdan con las que caracterizan las formaciones de arco de islas sino, muy específicamente, con las que proceden de los plateaux oceánicos. Independientemente de que esta formación, y también el resto, necesiten de estudios geoquímicos más detallados, en caso de confirmarse esta afinidad geoquímica, sería necesario contemplar para este sector una extensión intra-Cretácico superior que explicara la presencia de la Fm Siete Cabezas “en medio” de formaciones de arco de isla. Alternativamente, Sinton et al (1998) sugieren, basándose en su litología, quimismo y en una datación de 67 Ma (Ar/Ar), que la Fm. Siete Cabezas puede tener su origen en emisiones tardías del mismo vulcanismo que produjo el desarrollo del plateau oceánico del Caribe durante el Cretácico superior a partir de una pluma mantélica o “punto caliente” similar al de los Galápagos. Esta interpretación tiene el problema de explicar la coexistencia de un “punto caliente” en un contexto subductivo, aunque hay que recordar que también Lapiere et al (en prensa) sugieren el mismo proceso para explicar la presencia de picritas indeformadas, datadas como Cretácico superior, en el seno del Complejo Duarte.

Otra de las unidades que caracterizan el volcanismo del Cretácico superior, es la Fm. Peralvillo Sur. Esta formación y la anterior comparten una litología muy similar, consistente en basaltos, términos volcanoclásticos con niveles de chert y pequeñas intrusiones de diabasas, y la misma posición geográfica y estructural, argumentos que han sido sugeridos por algunos autores (p.e. Boisseau 1987) para su inmediata correlación. Consecuentemente, el problema paleogeográfico anteriormente planteado para la Fm. Siete Cabezas, se ampliaría también a la Fm. Peralvillo Sur, aunque en el caso de esta última formación los análisis geoquímicos parecen indicar una mayor afinidad de su litología a contextos de arcos insulares.

Las intrusiones de granitoides indeformados existentes en la zona se encuadran dentro del mismo magmatismo que caracteriza este periodo. Todas ellas muestran características de haber sido generadas y emplazadas sin la intervención de corteza continental. La más importante por sus dimensiones, es el batolito de gabros y gabro-noritas de La Yautía cuyo encajante se restringe a la Fm Duarte y las tonalitas foliadas, razón por la cual la edad de su emplazamiento no está bien definida y, en sentido amplio, se atribuye al Cretácico superior. Posteriormente se emplaza toda la cohorte de stocks y batolitos de tonalitas no foliadas, alineados según el eje de la Cordillera Central. El hecho de que la mayoría de estos cuerpos intruyan a la Fm. Tireo no ofrece dudas sobre la edad post-Cretácico superior de su emplazamiento, el cual posiblemente se prolongó durante todo el intervalo Paleoceno-Eoceno. No se descarta sin embargo que las primeras intrusiones de tonalitas no foliadas se emplazaran a finales del Cretácico, coincidiendo en parte con el volcanismo de la Fm. Tireo. Las últimas intrusiones de granitoides en la región corresponden a la alineación oriental de dioritas, cuarzo dioritas y cuarzomonzonitas cuyo carácter tardío se pone de manifiesto por el hecho de afectar a estructuras bien datadas como Eoceno medio (cabalgamiento de Hatillo, Bowin 1966).

2.5.3. LA EVOLUCIÓN DESDE EL EOCENO SUPERIOR HASTA LA ACTUALIDAD

Coincidiendo con la extinción del magmatismo del arco de islas durante el Eoceno, la isla entró en un régimen compresivo (transpresivo) derivado de dos procesos fundamentales: la convergencia (oblicua) con el margen meridional de la placa norteamericana (plataforma de las Bahamas) y la aproximación por el Sur del plateau oceánico del Caribe. La acción conjunta de estos dos procesos y más particularmente del último, dio lugar en sectores más occidentales al desarrollo del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta. En la zona de estudio, la ausencia de registro estratigráfico durante la parte alta del Paleógeno y todo el Neógeno, impide conocer la secuencia de acontecimientos ocurridos en esta época. No obstante se considera que el desarrollo de los cabalgamientos de Hatillo, con vergencia Este, y del río Yuna y La Yautía con vergencia Oeste, está relacionada con las fases iniciales de la citada compresión (transpresión). En conjunto, estas estructuras, y otras similares desarrolladas en sectores más occidentales (ver hojas 1:50.000 de San José de Ocoa y Sabana Quéliz) configurarían un “mega pop up” de basamento que sería el responsable en última instancia del levantamiento de la zona axial de la Cordillera Central durante toda esta época.

A partir del Mioceno superior, la isla, ya integrada por todos sus elementos, fue afectada por la importante tectónica de desgarres que es la que configura los contactos definitivos entre unidades, entre ellos los correspondientes al ridge de peridotitas. La vigencia de esta tectónica hasta la actualidad se pone de manifiesto por la alineación de numerosos glaciais a favor de las fallas de dirección NO-SE a ONO-ESE por ella producidas. Posteriormente, el encajamiento de los ríos sigue estas mismas directrices.

3. RECURSOS MINERALES. DESCRIPCIÓN

El Cuadrante de Bonao representa, junto a su contiguo de Constanza, un área ciertamente peculiar y casi excepcional en la República Dominicana, por la variedad y abundancia de mineralizaciones y, sobre todo, por la importancia de algunas de éstas. De hecho, la zona contiene a las dos únicas explotaciones mineras activas de recursos metálicos del país.

A pesar de ello, y exceptuando la actividad extractiva efectuada por los españoles en el siglo XVI, de la cual hay referencia en la Loma de la Mina o en el yacimiento de Pueblo Viejo, el aprovechamiento de los recursos minerales ha tenido un escasísimo desarrollo hasta su comienzo intensivo en la década de los años 70. Cabe citar, sin embargo, algún laboreo de tipo artesanal, en relación con mineralizaciones de hierro y de Cu en las primeras décadas del siglo y en los años 50 y 60. A esta minería de poca intensidad, de estilo artesanal y poco tecnificada, hay que contraponer la que se desarrolla a partir de 1970 con la explotación intensiva de recursos de Ni en los yacimientos de Loma Caribe por Falcombridge Nickel Minas Limited y de Au-Ag en Pueblo Viejo por Rosario Dominicana.

Si bien la zona se enmarca en un ámbito geotectónico potencialmente muy fértil para diversos tipos de mineralizaciones de gran interés económico, y posee una estructura geológica y litológica enormemente variada, en la que están representados gran parte de los eventos principales de la evolución del arco-isla del Caribe, no ha sido objeto de una exploración sistemática e intensiva.

En los años 40-50 y posteriormente en los 60, tuvieron lugar diversas campañas de exploración, centradas en mineralizaciones ya conocidas como las de Fe de Hatillo y Au-Ag de Pueblo Viejo. Su objetivo no era el hallazgo de nuevas mineralizaciones sino la evaluación del potencial minero de dichas concentraciones de recursos y la valoración de sus posibilidades de aprovechamiento (Meyerhoff, 1941; Zoppis, 1950).

Más adelante, se referencian campañas de exploración, ya con utilización de técnicas geoquímicas y también de sondeos en la zona de Loma de La Cuaba por la Compañía Pan Ocean y por Cia. Minera de Villa Altagracia. Pero no es sino hasta los años 70 y 80, en que a favor del contexto general propicio a la exploración minera, se desarrollaron proyectos de exploración más regionales, más ambiciosos y con mayor riesgo, en zonas vírgenes y sin mineralizaciones conocidas. Estas exploraciones incorporan ya técnicas y herramientas

geoquímicas y geofísicas modernas. La mayor parte de ellas ha sido desarrollada estos últimos años por Falconbridge Dominicana y Rosario Dominicana, cuyo enraizamiento minero en la zona desde 1970 ha motivado que sean poseedoras de un amplio dominio minero en ella. Como en las exploraciones llevadas a cabo en la zona contigua de Constanza, en la fm. Tireo, para la búsqueda de mineralizaciones de Cu, Pb, Zn, Au y Ag. Falconbridge Dominicana ha prospectado sus permisos con amplia utilización de técnicas geológicas, geofísicas y geoquímicas.

Sus objetivos de descubrimiento se han centrado en mineralizaciones de tipo epitermal y de tipo volcanosedimentario. Las unidades preferentemente prospectadas han sido la fm. Maimón, la fm. Tireo (con evidencias de mineralizaciones epitermales), la fm. Peralvillo y la fm. Los Ranchos. En forma similar, Rosario Dominicana ha analizado las posibilidades de mineralizaciones, sobre todo, en las fm. Maimón y Los Ranchos.

Fruto de la exploración desarrollada ha sido el hallazgo de varias mineralizaciones e indicios de mineralización, en general asociados al modelo epitermal y al de sulfuros masivos volcanogénicos. Sin embargo, ninguno de estos hallazgos ha cuajado en un yacimiento susceptible de explotación, por problemas de tonelaje y/o de contenidos metálicos.

En cualquier caso, han contribuido a mejorar el conocimiento metalogénico del área y de su potencialidad minera.

En el **Listado nº 1** se encuentran referenciadas las mineralizaciones e indicios inventariados en el cuadrante de Bonaó. En ella aparecen, en forma resumida, sus principales parámetros y características. El grado de información no es homogéneo, pues se han integrado en ella, las mineralizaciones visitadas y aquellas a las que no se ha tenido acceso, pero de las cuales hay referencias bibliográficas, aunque sean pobres.

Se han realizado fichas individualizadas de los indicios y yacimientos visitados.

En el **Listado nº 2**, se presenta una relación de las canteras o lugares en los que ha habido un aprovechamiento, aunque sea leve, de rocas industriales y ornamentales. Estos puntos son numerosos, aunque la mayor parte están inactivos o presentan un aprovechamiento intermitente. Ello es debido, sin duda, a su alejamiento de los centros de consumo, a la dificultad de comunicación y a la demanda intermitente de los pequeños centros de consumo próximos.

3.1. MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

3.1.1. MINERALIZACIONES DE HIERRO

De acuerdo con Koschmann (1950), distinguimos en el área de estudio, dos tipos de

recursos de hierro, los constituidos por mineralizaciones de magnetita y/o hematites y los asociados a suelos lateríticos.

3.1.1.1. Mineralizaciones de magnetita y/o hematites.

Koschmann (1950) menciona a un distrito de hierro, en forma de banda con dirección NO-SE con unas dimensiones de 25 Km por 10 Km de anchura, de la cual tendríamos en nuestra zona la terminación suroriental. Se localizan sus manifestaciones en los alrededores del embalse de Hatillo. Se mencionan en algunas referencias (Unesco, 1978) como de Fe (Ag), respetándose aquí esa asociación aún cuando no haya podido ser comprobada.

La mayoría de los indicios de Fe son de difícil acceso o están ocultos por recubrimiento posterior, proveniente la mayor parte de la información sobre ellos de las campañas de catas, pozos y sondeos efectuados en los años 50-60. Con arreglo a ella y siguiendo la expresado en el Informe sobre la metalogénesis de la República Dominicana (DGM-UNESCO, 1981) que recoge y sintetiza aquellos datos, y a pesar de lo limitado de las descripciones, se puede concluir en tres tipos de mineralización de hierro, aunque, como veremos, estrechamente relacionadas.

A partir del inicio de los años 50, se efectuaron, como ya se ha señalado, diversos proyectos tendentes a la evaluación y valoración de los recursos de hierro del distrito de Hatillo, a partir de labores de cata, pozos y algunos sondeos. Destacan los efectuados por Zoppis (1950), Bowin (1960), Mesner Inc. (1961) y Baum (1963). El informe de la Unesco (1978) señala las grandes diferencias en los recursos evaluados por estos investigadores, cifras que varían entre 10 Mt seguras (Zoppis) , 100.000 t (Bowin) y 650.000 t (150.000 t en primario y 500.000 t en secundarios) según Baum. El informe de la Unesco (1978) acepta la estimación última de Baum como la más realista, siendo las otras demasiado optimistas y basadas, a veces, en extrapolaciones geológicas.

La explotación de estos recursos, que tuvo lugar mayoritariamente entre 1950 y 1960, se tradujo en la extracción de unas 800.000 t de mineral, que se desglosan así (Unesco, 1978) :

| <u>AÑO</u> | <u>COMPAÑIA</u> | <u>EXTRACCIÓN</u> |
|------------|--------------------------------|--------------------|
| 1950-1954 | VARIAS | ± 200.000 t |
| 1950-1958 | DOMINICANA DE MINERALES | ± 477.000 t |
| 1950-1960 | EXPLOTACIÓN MINERAL DE HATILLO | ± 123.000 t |
| | TOTAL | ± 800.000 t |

3.1.1.1.1. Mineralizaciones metasomáticas de contacto.

A este grupo pertenecerían fundamentalmente las mineralizaciones incluidas en la Fm. Maimón, que contiene, en sus términos superiores, tramos o lentejones de calizas. Las mineralizaciones aparecen en el Cerro del Mogote (El Mogote I,II,III- n° 38-39-40). La morfología de estas mineralizaciones no es conocida con precisión, por las dificultades de observación, aún cuando parecen reconocerse cuerpos tabulares con dirección regional (NW-SE) y en algún caso (n° 38) direcciones transversas (N65° W). Su asociación mineral está formada por **magnetita y hematites** subordinada, derivada de la magnetita (proceso de martitización).

Aparecen entre tobas metamorfizadas de carácter ácido-intermedio y calizas recristalizadas o marmorizadas. No se conocen las características del contacto con las calizas o la existencia de rasgos de reacción, como tampoco se tiene información de la existencia de rocas de silicatos cálcicos o magnésicos (skarn) que pudieran demostrar dichos procesos reactivos. En cualquier caso es sintomática la constancia de aparición de rocas carbonatadas con las concentraciones de magnetita. Ello hace que se puedan considerar como mineralizaciones de magnetita producidas por metasomatismo de contacto, aunque la ausencia de rocas intrusivas en contacto estrecho con ellas, sugiere que se trata de mineralizaciones de tipo distal. Los fluidos hidrotermales, procedentes de intrusiones tonalíticas próximas, descargarían el hierro al entrar en contacto con litologías reactivas de composición carbonatada (skarns distales , Sokolov. 1970)

En este grupo habría que incluir la mineralización n° 35 (La Laguna), que apareciendo en la Fm. Los Ranchos, está también en contacto con rocas calcáreas. Kloschman et al(1950) señalan la asociación del cuerpo de magnetita de La Laguna con niveles calizos subverticales y hacen referencia a su relación con un dique de pórfido, aunque reconocen que no ha podido ser visto directamente (referencia a Brinsmade, 1918).

3.1.1.1.2. Mineralizaciones hidrotermales

Sin relación visible con rocas carbonatadas, pero con una serie de características comunes, aparecen en el mismo distrito una serie de mineralizaciones de hierro (indicios n° 32,33,34,36,37). Encajan todas ellas en rocas espilíticas y queratofídicas, más o menos metamorfizadas, de la Fm. Los Ranchos. Sus asociaciones minerales son similares a las del grupo anterior, aunque en este caso el mineral predominante es, según las referencias (Naciones Unidas, 1978.), la **hematites**, siendo la magnetita subordinada, accesoria o ausente. En casi todas ellas, la estructura del cuerpo mineralizado es **brechoide**, ya sea por estar formadas por clastos de hematites cementados por hidróxidos de hierro, limonita (Arroyo Pedro, n° 36-37) o por estar la hematites cementando elementos angulosos de roca encajante (pórfidos ácidos silicificados). En algún caso (mineralización de Hatillo, n° 34) la roca encajante es un pórfido ácido muy silicificado, apareciendo la mineralización como

una brecha intrusiva en él. Diversas fuentes (Unesco,1978 ; Kloschman,1950) señalan la presencia generalizada, en todo el área, venillas milimétricas a centimétricas de magnetita según los planos de diaclasado de las rocas de la Fm. Los Ranchos, lo que puede indicar un proceso mineralizador de una cierta amplitud. Destacan las citas de este hecho en las zonas de Loma y Arroyo Piedra Imán (zona de Arroyo Pedro) y Los Cacaos.

Estas mineralizaciones, ligeramente diferentes de las anteriores, forman sin embargo con ellas un conjunto asociado espacialmente y temporalmente a un único proceso mineralizador de ámbito regional. Podrían asimilarse a un subtipo de los yacimientos metasomáticos de contacto de hierro que distinguen los investigadores soviéticos (Walther y Zitzmannn, 1978) bajo el término de **yacimientos de magnetita-hematites silico-acuosos**, similares geológicamente a los yacimientos metasomáticos de contacto, y que se presentan en complejos volcanosedimentarios, a cierta distancia de los cuerpos intrusivos, distales y sin aparición de cuerpos de skarn.

Las labores de explotación, que se remontan a años anteriores a 1960, son difícilmente reconocibles, pero son superficiales (arranque con bulldozer) y alcanzan en ocasiones dimensiones del orden de 400 m de longitud por una decena de m de anchura (nº 34 y 36).

3.1.1.1.3. Mineralizaciones residuales o rodadas.

Asociadas espacialmente a las anteriores aparecen a veces concentraciones de magnetita y/o hematites ,formadas por bloques de dimensiones variables de esos minerales, embebidos en o cementados por arcillas. Puede tratarse de concentraciones residuales por meteorización selectiva de las rocas encajantes o por acúmulos de bloques erosionados de la concentración primaria y movilizada por gravedad a favor de pendientes (mineralizaciones rodadas, como en el caso de la de La Laguna, nº 35).

3.1.1.2. Mineralizaciones de hierro lateríticas

Aunque cada vez con menor importancia económica a nivel mundial, por sus bajas leyes en hierro y por la abundancia de menas de mejor calidad, hay que mencionar la potencialidad del área para menas de hierro laterítico.. La meteorización, en condiciones tropicales, de rocas con altos contenidos primarios en hierro, como es el caso de las rocas ultrabásicas, puede dar lugar a suelos o corazas lateríticas en los que se produce una mayor reconcentración de ese elemento, que se comporta como elemento inmóvil, a diferencia de otros que son movilizados. Áreas en las que se produjeran lateritas con suficiente potencia y contenido de hierro serían potenciales mineralizaciones de hierro, como de hecho lo han sido durante mucho tiempo en Cuba, Kloschman (1950), señala la presencia de una mineralización de este tipo en la zona de Loma Peguera, con contenidos del orden de 37-38% de Fe, contenidos que se mantienen a lo largo de todo el perfil edáfico, salvo en la parte pisolítica y nodular más superficial, en la que son del orden de 22-23% de Fe. Dado que en este caso no puede hablarse de una localización concreta, pues la concentración residual afecta a amplias áreas, y la ausencia de una explotación concreta no se ha

representado en el mapa una mineralización de este tipo.

3.1.2. MINERALIZACIONES DE MANGANESO-COBALTO

Aunque no existen en la zona manifestaciones o indicios concretos de mineralizaciones de manganeso con posibilidades de aprovechamiento económico, Kloschmann (1950) cita la presencia de pellets de Mn en los aluviales del área de Maimón, fundamentalmente en relación con la Fm. Maimón. Estos nódulos o pellets, de dimensiones centimétricas, no aparecen en concentraciones que puedan hacer sospechar un interés. Pueden provenir de las formaciones volcanogénicas marinas o representar concreciones de origen supergénico a partir de la lixiviación del Mn de rocas básicas y ultrabásicas. A este respecto hay que recordar (ver memoria de la Cartografía geoquímica de las hojas de Bonao y Constanza, en este mismo proyecto) una zona anómala de Mn en relación con el distrito de níquel de Loma Caribe.

Asimismo se cita (Kloschmann, 1950) en la terminación del área de Loma Caribe (sin concreción de lugar) la existencia de nódulos o bolos esferoidales, de hasta 10 cm de diámetro, de psilomelano (óxidos de Mn criptocristalinos) embebidos en el suelo laterítico, con altos contenidos en Co (**wads de cobalto**). Estas concentraciones de cobalto, que llegan a tener contenidos de hasta 4,44% de este metal se forman a escala muy local por procesos de coprecipitación y adsorción en la superficie de las partículas de hidróxidos de Mn que se precipitan de las disoluciones edáficas por cambios o variaciones puntuales de las condiciones de Eh-pH. Su falta de ubicación precisa y el escaso potencial económico de este tipo de concentraciones hace que no se reflejen en el mapa de recursos minerales de la hoja de Bonao.

3.1.3. MINERALIZACIONES DE CROMITA

Un caso similar al anterior es el de las mineralizaciones de cromita, cuya referencia aparece en Kloschmann(1950) pero sin localización concreta. Se mencionan pequeñas diseminaciones con mayor concentración de las normales en este tipo de rocas, formando pequeños **Pods** de orden decimétrico, así como las investigaciones llevadas a cabo en dos puntos de Loma Peguera por investigadores alemanes en los años 30. Estos habrían realizado diversas catas y pozos que habrían intersectado diseminaciones anómalas de cromita en la roca ultrabásica meteorizada y descompuesta. Los análisis realizados sobre las muestras tomadas indicaban un mineral de alto grado (46% de Cr₂O₃ y 12,28% de Fe) pero los volúmenes de las concentraciones hacían inviable una consideración económica. Como en el caso anterior, su falta de localización precisa y la imposibilidad de reconocerlos en la actualidad, por no ser accesibles, hace que no se representen en el mapa de recursos minerales.

3.1.4. MINERALIZACIONES DE NÍQUEL.

A diferencia de los recursos anteriores, los de níquel confieren al cuadrante de Bonao una

importancia y un potencial destacados, puesto que esta zona posee unos yacimientos de esta substancia de importancia mundial y que representan un porcentaje decisivo de la producción industrial dominicana. Los depósitos de níquel, la mayor parte en explotación por Falconbridge Dominicana se localizan en una faja de unos 100 km de largo, en el flanco E de la Cordillera Central, con orientación NO-SE, y coincidente con el afloramiento de rocas ultrabásicas de la Fm. Loma Caribe.

3.1.4.1. Historia

La existencia de recursos de níquel en las lateritas de la Fm. Caribe se conoce desde principios de siglo. El USGS llevó a cabo la primera investigación en 1918, reactivándose ésta en 1941. Su descubrimiento o valorización definitiva, por Falconbridge Nickel Mines Ltd, se inicia en 1956, con un amplio proyecto de muestreo sistemático en el área de Loma Peguera, en el que, a lo largo de tres años, se realizaron más de 800 pozos y más de 1400 sondeos según una malla de 100x100 m, definiéndose un área de varios km² con potencia media de 8 m y una ley en níquel suficiente. La investigación metalúrgica y los estudios de viabilidad tomaron 8 años. La operación minera arrancó en 1970 y alcanzó la plena producción en 1973., continuando hasta la actualidad. La inversión inicial realizada por Falconbridge ascendió a 15M\$. Al margen de las instalaciones e infraestructuras propiamente mineras y de tratamiento del mineral, Falconbridge instaló una planta propia de refinado de petróleo y una planta de generación de energía eléctrica con una capacidad de 1,28 MWH.

3.1.4.2. Marco geológico

El cinturón de rocas ultrabásicas que recibe el nombre de Fm. Loma Caribe aflora en unos 100 km y tiene una anchura variable desde 100 m, cerca de Santo Domingo, hasta 6 km en el área de La Vega, en su extremo NO. Está situado, mediante contacto tectónico con las rocas de las formaciones Siete Cabezas al O y Peralvillo Sur al E. El cuerpo ultrabásico disminuye su potencia en profundidad, teniendo tendencia al acuñaamiento, al estar limitado por estructuras convergentes en ese sentido.

El término litológico principal lo componen **harzburgitas**, estando las lherzolitas y las dunitas (éstas últimas, sobre todo, en el área de Loma Peguera y Loma Taína) subordinadas a aquellas. En general, todas las litologías primarias muestran un grado apreciable de serpentinización, en relación con la intensa deformación que suelen presentar.

Son de particular relevancia dos importantes fallas de rumbo subparalelo al general del afloramiento (NO-SE), la falla Guardarraya y la falla Peguera (fig.nº 2), que delimitan bloques con levantamiento o hundimientos diferenciales (de hasta 40 m). Así se distinguen , por ejemplo, el bloque hundido de Loma Larga, situado entre las citadas fallas, con respecto al bloque levantado de las Lomas Guardarraya y Taína.

Como ya se ha señalado en este informe, están todavía sujetos a discusión aspectos del

significado y emplazamiento de esta unidad, aunque en términos generales se la considera como parte de un complejo ofiolítico, desmembrado en mayor o menor grado y obducido sobre los materiales del arco isla inferior. El emplazamiento tectónico del cuerpo ultrabásico tuvo lugar probablemente a finales del Aptiense.

3.1.4.3. Mineralización níquelífera

Los depósitos de níquel que se encuentran en el cuadrante de Bonaó se asimilan al **tipo de mineralizaciones de níquel lateríticas**. Estas comprenden los productos “in situ” de meteorización laterítica desarrollados a partir de las rocas ultrabásicas. Durante el proceso de lateritización los componentes químicos de la roca ultrabásica o de la serpentinita primarias tienen distintos comportamientos. Se distinguen elementos móviles lixiviados (Mg, Si, Ca..), elementos inmóviles residuales (Fe, Cr, Al, Ti, ...) y elementos de enriquecimiento supergénico (Ni, Mn, Co, Zn..). Los yacimientos lateríticos de Ni se clasifican generalmente (Samama, 1986) según sus características mineralógicas (mineral silicatado u oxidado) y según el perfil laterítico en el que se desarrollan. En uno de los grandes tipos, al que pertenecen los de Loma Caribe, el Ni se presenta mayoritariamente en forma silicatada (ligado a la sílice no lixiviada), aunque puede estar parcialmente en forma de óxido. Mn, Co, Zn se presentan mayoritariamente en forma de óxidos.

Se reconocen en general 4 grandes zonas en los perfiles lateríticos no erosionados.

| | |
|----------------------------------|--|
| Zona superior de limonita | Nodular, pisolítica. Ferricreto, coraza laterítica. Rica en hematites (Laterita roja) Rica en goethita (Laterita amarilla) |
| Zona intermedia | Zona de arcilla (boxwork de sílice/ nontronita) |
| Zona inferior o saprolito | Serpentina blanda Serpentina dura (Roca madre oxidada) |

Roca primaria no meteorizada

Los diferentes perfiles se clasifican fundamentalmente sobre la base de la presencia o ausencia del nivel intermedio, siendo los perfiles sin esta zona característicos de áreas subtropicales o tropicales húmedas pero con una estación seca o con drenaje limitado (Ni en silicatos, mayor en saprolito que en limonita) o en áreas tropicales muy húmedas y con buen drenaje, con lixiviación muy eficiente (Ni en óxidos, menor en saprolito que en limonita). Como veremos los yacimientos de Loma Caribe se inscriben en el primer tipo.

Los mayores enriquecimientos de Ni se producen, en este caso, en la zona de saprolito, comúnmente en zonas de alto topográfico peneplanizado coincidentes con un alto grado de fracturación.

3.1.4.3.1. Las mineralizaciones de Ni de la Fm.Loma Caribe.

Las rocas primarias ultrabásicas de la Fm. Loma Caribe, con el grado de serpentinización regional que presentan, tienen del orden de 0,20-0,25% Ni, lo que supone unos contenidos normales en este tipo de rocas. Por ello la aparición de concentraciones explotables en ellas se debe exclusivamente a factores morfoclimáticos.

Falconbridge Dominicana clasifica los distintos productos y a los tramos correspondientes del perfil laterítico de la zona, en sus cartografías y en la testificación de sondeos, con el siguiente criterio, cuyo significado edáfico es deducible. Se reconocen los siguientes tramos o materiales :

- **Zona A** (o despojo). **Limonita de color marrón chocolate.** Puede llegar a tener hasta **1%Ni**. Puede tener desde unos cm a 2-3 m. No se mina.
- **Zona B** **Limonita ocre.** Con potencias entre 0 y 20 m, aunque con una media de 2-4 m. Tiene del orden de **1,4% Ni**, 30-40% Fe, 20% Al₂O₃, Ni, en una parte significativa, en forma de óxidos. **Se mina.**
- **Zona C** **Saprolito o serpentina blanda.** Roca muy alterada pero conservando estructura. **1,4- 2% Ni (media 1,7% Ni).** ≈14%Fe. Ni ya en forma de silicatos mayoritariamente (garnierita). Gran desarrollo en zonas dónde ha habido cizallamiento o deformación pronunciada. **Se mina.**
- **Zona D** **Saprolito o serpentina dura.** Color más claro. Ni como garnierita. **Ni ≈ 2%.** Fe ≈ 10-12%. **Se mina.**
- **Zona E** **Peridotita saprolitizada** (algo alterada o meteorizada). Contiene vetillas con silicatos de Ni. Mineralización concentrada en venas. Explotación y rentabilidad dependen de densidad de venas.
- **Zona F** **Roca ultrabásica no alterada** (no meteorizada).

Contenido de Ni \approx 0,2-0,25 %.

Como se vé, el mineral explotable puede ser de tres tipos, con diferentes contenidos en Ni, en Fe, y con diferentes texturas y propiedades mecánicas : **la mena limonítica, la mena saprolítica blanda, la mena saprolítica dura y, eventualmente, la peridotita sapropelitizada.** Las menas con mejor ley en níquel son las saprolíticas.

Los contenidos de algunos parámetros y elementos químicos relevantes muestran variaciones y pautas muy significativas a lo largo del perfil de alteración. El **Co y el Mn** aumentan su concentración en el suelo laterítico con la profundidad, hasta alcanzar un máximo en la interfase entre suelo y saprolito, B-C (se alcanzan concentraciones de hasta 0,4% de Co, asociadas a concentraciones de Mn - **wads cobaltíferos**), volviendo a bajar y estabilizarse hasta llegar a los contenidos normales en la roca ultrabásica. El **Fe** tiene las concentraciones más altas en el nivel A, descendiendo gradualmente en profundidad. La sílice aumenta sus contenidos a partir de a interfase B-C, alcanzando una meseta hasta la roca primaria. El níquel, como se ha visto, aumenta desde A hasta C-D, descendiendo después hasta niveles inferiores a los de A. El pH, de gran importancia por controlar, en parte, la movilidad de los elementos pasa de valores de 4-4,5 en superficie hasta valores de 7-8 en la base de la laterita.

Los suelos lateríticos de la zona muestran una gran **heterogeneidad** de perfiles y de potencias de los distintos tramos. Muestran variaciones muy rápidas y locales, tanto en vertical como en horizontal, de contenidos y características texturales. Esta heterogeneidad queda plasmada en la figura nº 3 .Es esta una característica común a los depósitos de este tipo. El desarrollo de los perfiles es función de factores diversos, como rasgos morfológicos, grado de deformación previa u otros, que pueden variar en muy poco espacio. Sin embargo, a efectos mineros, se considera una potencia media del orden de los 10 m.

Las áreas con un tonelaje mínimo, potencias adecuadas y leyes de corte mínimas (actualmente el 1,2 % de Ni), definidas como depósitos explotables, se presentan en la Fm. Loma Caribe agrupadas en determinados conglomerados. En la figura nº 1 se representan las concesiones de Falconbridge y las explotaciones actualmente activas. Las principales reservas y explotaciones se localizan en el extremo SE de la concesión Quisqueya (depósitos de **Loma Larga, Loma Fraser, Loma Peguera, Loma Taina y Loma Guardarraya**), en la zona central (explotación de **Loma Caribe**) y en la parte NO (principalmente Loma **Ortega**, ya fuera del ámbito del cuadrante de Bonaó).

Los **principales factores** que parecen controlar la existencia de recursos de Ni con interés económico no incluyen el contenido en Ni de la roca primaria ni la variedad petrológica de ésta, siendo los procesos de concentración de naturaleza totalmente supergénica. Si que lo son, por el contrario, los que gobiernan el proceso supergénico : **drenaje** (un buen drenaje

favorece la lixiviación), geomorfología o **relieve (pendientes inferiores al 20%, altos relativos con buen drenaje, depresiones)**. El clima que, en términos generales, es un factor determinante en los procesos generadores de este tipo de depósitos, no es un factor que gobierne la distribución a la escala de la zona, pues cabe pensar en una uniformidad climática para todo el área. En el terreno cronológico, se acepta que el proceso de lateritización está actuando desde el Mioceno inferior, habiendo tenido lugar desde entonces fenómenos de rejuvenecimiento de relieve y erosión (tectónica de bloques principalmente, reconociéndose al menos cuatro ciclos fisiográficos desde entonces) y habiendo variado posiblemente las condiciones de meteorización, aún cuando siguen actualmente siendo favorables para ello.

3.1.4.3.2. Minería.

La **explotación** de los depósitos mencionados se realiza a **cielo abierto**. La extracción de mineral en un periodo de actividad normal es de 4 M t/año con una ley de corte de 1,2% de Ni.

El todo uno (mezcla de menas de tipo B+C+D) es **secado** a un determinado grado de humedad, tras lo cual es **briqueteado** (para formación de partículas de granulometría homogénea, 5-6 cm, para mejor circulación de gases en la fase posterior), pasando a un horno de **calcinación**. En éste se produce una reducción del Fe y una deshidratación. El producto resultante es llevado a un horno eléctrico en el se verifica la **fusión** a 1800 °C, obteniéndose **conos de ferroníquel (30%Ni-70% Fe)**. El todo uno que entra en el proceso de tratamiento es fruto de mezclas de distintos tipos de menas y de distintas procedencias, para obtener características mecánicas, texturales y químicas adecuadas y constantes. En los últimos años ha habido un decrecimiento del contenido en Ni del todo uno de entrada, a la par que un aumento del ratio Si/Mg. Ello ha hecho necesario una mejora de la ley de entrada a gracias a moliendas previas de las menas y a la selección de las granulometrias inferiores, con mayor contenido. A mediados de los 80, el cutoff era 2,4% Ni (condiciones desfavorables de mercado y precios de energía), habiendo bajado posteriormente a 1,8%, luego a 1,4%, siendo desde 1997 de 1,2% Ni.

La producción de Ni acumulada en el período 1972-1996 ascendió a 621.706 t. El valor de esta producción se estima en unos 3.500 M\$. En los últimos años la producción anual se ha situado en torno a las 30.000 t de Ni .

Las reservas actuales con esta ley de corte ascienden a unos 30 Mt pero están estudiándose mejoras de la recuperación en la planta de tratamiento que permitirían bajar la ley de corte a 1% de Ni, con lo que se aumentarían las reservas para diez años más de explotación. Falconbridge tiene evaluadas más de 400 Mt de recursos, aunque una parte importante de éstos se halla en parques naturales.

3.1.5. MINERALIZACIONES DE Cu, Cu-Zn y Cu-Zn (Au-Ag)

3.1.5.1. Sulfuros masivos y estructuras asociadas en la fm. Maimón.

Este tipo de mineralizaciones es uno de las más atractivos de los que existen en el sector y de las que han proporcionado más resultados positivos a la exploración intensa realizada en los últimos años.

Esta ha sido realizada básicamente por Falconbridge Dominicana. La estrategia o metodología de la exploración realizada reside en el empleo exhaustivo de técnicas geofísicas (helitransportadas en primera instancia, luego en el suelo, polarización inducida que marca las concentraciones de sulfuros y proporciona indicaciones de su calidad) y geoquímica (de suelos, en paralelo a la P.I.) para la confirmación de anomalías.

La fm. Maimón, en la que están situados, ha sido interpretada como parte de una secuencia magmática de arco isla oceánico, somera aunque con grandes variaciones de profundidad. Es de edad Cretácico inferior. Está constituida fundamentalmente por una **secuencia volcánica bimodal** (basaltos piroxeríticos-riolitas/dacitas) con pocos sedimentos intercalados (calizas, pizarras negras) y afectada por metamorfismo hidrotermal submarino. En esta formación están incluidas mineralizaciones con caracteres comunes aunque con personalidad propia. Son las mineralizaciones de Loma Barbuito (18), Cerro Maimón (14) y Loma Pesada (16).

3.1.5.1.a) La **mineralización de Cerro Maimón** (14)

Está encajada en rocas volcánicas y volcanoclásticas de la fm. Maimón, en zona muy próxima al contacto de ésta con la fm. Peralvillo Sur, contacto que es vergente al SO. Por ello, en el mapa, la proyección de la ubicación del yacimiento figura en la fm. Peralvillo Sur. Se trata de una mineralización estratiforme de sulfuros masivos, con rumbo N135° y un buzamiento de $\approx 50^\circ$ al SO. Presenta un desarrollo cercano a los 100 m en el sentido del buzamiento y de más de 100 m según el rumbo. Su potencia alcanza localmente los 40 m, aunque la media es de orden métrico, pudiéndose decir que, en términos generales, su potencia es pequeña. Su muro lo constituyen rocas volcanoclásticas ácidas con importante alteración hidrotermal (silicificación, sericitización, cloritización). A techo tiene un horizonte de tobas de composición intermedia con lentejones de tobas ácidas similares a las del muro y, algo más distantes, tramos de tobas y lavas básicas con intercalaciones de cherts y exhalitas. Por encima se pasa, mediante un contacto tectónico, a las rocas básicas de la fm. Peralvillo Sur. Hay que destacar la presencia en la serie encajante de los dos términos de la secuencia bimodal y la existencia de bandas con alteración hidrotermal, tanto a muro como a techo. En la figura nº 6 puede verse una sección de la mineralización y de la secuencia en la que se encuentra, así como datos sobre intersecciones, en los que se aprecian las fuertes variaciones de espesor.

Desde el punto de vista mineralógico, la mineralización está constituida fundamentalmente por pirita-calcopirita-esfalerita y como minerales accesorios bornita-galena-tetraedrita-

pirrotina. El mosaico de pirita que constituye el soporte en el que se sitúan los restantes minerales, mucho menos abundantes, es de grano bastante homogéneo, redondeado (subidiomorfo) y muestra efectos de recristalización metamórfica. La calcopirita y la esfalerita aparecen siempre en disposición intersticial entre los granos de pirita. La ganga acompañante es de cuarzo y sericita (fotografías nº 11 a 16).

A escala global del yacimiento parece haber (Falconbridge) una cierta zonación desde áreas centrales más ricas en Cu a zonas más altas distales más ricas en Zn (disminución del ratio Cu/Cu+Zn). A la escala de muestra de mano parece haber, al menos localmente, laminaciones o heterogeneidades que ponen en contacto mineral con **Cu-Zn** con otro más rico en **Zn**

Aunque no existe un stockwork claramente identificable y con interés minero en la base de la lámina de sulfuros, se mencionan al menos dos probables zonas de alimentación (“feeders”) en posible relación con estructuras de dirección NE.

Desde el punto de vista geoquímico, se trata de una mineralización de Cu-Zn con Pb muy escaso (aunque con expresión mineralógica frecuente).

En 1983 se cubieron 2,9 Mt de sulfuros masivos con 4,05%Cu, 1,93%Zn, 0,47 g/t Au, 44,7 g/t de Ag (contenido en Pb, 704 ppm) aplicando una ley de corte de 1% de Cu. Actualmente se han incrementado estas cifras y puede considerarse un yacimiento de 4 Mt con cerca de 4%Cu y 2% Zn. En total se han realizado, en los últimos años 18.000 m de sondeos con recuperación.

3.1.5.1.b) Mineralización de Loma Pesada

En Loma Pesada se encuentra otra mineralización estratiforme volcanosedimentaria cuyo descubrimiento fue fruto de la investigación de la fm. Maimón por parte de Falconbridge Dominicana, en la que se aplicaron métodos electromagnéticos (Max-Min), para detectar un cuerpo conductor, y geoquímica de suelos. Hasta el momento el cuerpo mineralizado, que en superficie se manifiesta por un amplio y potente gossan que aflora en lo alto de Loma Pesada, ha sido reconocido por más de 14 sondeos.

La mineralización, que se presenta en un cuerpo estratiforme, reconocido en casi 400 m de rumbo, tiene una potencia irregular pero de orden métrico. Puede decirse que se trata de una alineación arrosariada de lentejones de sulfuros masivos. Encajan a techo y muro en una secuencia de metavulcanitas básicas (lávicas y piroclásticas) con hematites y magnetita accesorias. La mineralización está rodeada de un halo sin alteración hidrotermal evidente, a no ser una diseminación de pirita en metabasitas. Separadas unos metros de la mineralización y con la misma tendencia y orientación se encuentran dos bandas, a techo y muro de ella, de unos jasperóides (iron formation) formados por sílice o cuarzo hidrotermal y óxidos de hierro (magnetita-hematites).

Los recursos estimados en esta mineralización de sulfuros masivos son de 1,15 Mt con 2,13% Cu, 0,2 a 0,4% Zn. El escaso tonelaje y las bajas leyes hacen que no se haya

considerado su explotación.

3.1.5.1.c) **Otras mineralizaciones volcanosedimentarias de Cu-Zn**

La mineralización estratiforme volcanosedimentaria de **Loma Barbuito** (n° 18) aparece en el contexto de rocas volcanoclásticas ácidas con proximidad de tobas máficas, pertenecientes a la fm. Maimón. Las pequeñas labores observables en superficie permiten apreciar alteración hidrotermal (sericitización y silicificación fundamentalmente) en las tobas ácidas, y observar la presencia de cineritas y jasperoides con Mn, situados probablemente a techo de la mineralización.

La investigación realizada por Falconbridge, consistente en prospección geofísica y geoquímica, seguidas de sondeos, no ha permitido definir tonelaje, aunque alguna intersección alcanzó casi la decena de metros de mineralización. Sin embargo, las secciones por sondeos son, en general, inferiores a 1,5 m de espesor. Un intersección anómala, por alcanzar 6,6 m de espesor la mineralización, tenía como media 4,45% Cu y 3% Zn. Esta relación Cu/Zn es bastante general en toda la mineralización reconocida. La alta ley en Zn con respecto a la de Cu puede indicar que se trata de un cuerpo distal.

El indicio de **Loma de la Mina** (n° 13), de difícil observación y del que se carecen de datos, puede ser similar, por su situación, al anterior. Unos centenares de m al E, en la ladera del cerro existe una banda silicificada con diseminación de sulfuros (ya citada por Kloschmann) que puede quizás tener un sentido similar a los jasperoides de Loma Pesada.

De los otros indicios de mineralización en la fm. Maimón se carece de datos y la observación directa no ha sido posible. Si se conoce, sin embargo, que la mineralización del indicio n° 20 (D^a Cristina) se manifiesta en forma de pequeñas lentejas y venillas de sulfuros (Pirita-calcopirita) en rocas miloníticas derivadas de rocas volcánicas, como expresión de removilización a favor, probablemente, de **planos de cizalla**. Las restantes referencias (indicios n° 3-4-5 y 11 al 15) pueden estar relacionados con tipos similares a éste, por cuanto, aunque no se tengan datos, no presentan gossans de importancia como las mineralizaciones volcanosedimentarias mencionadas.

3.1.5.2. Sulfuros masivos en la fm. Peralvillo Sur.

La fm. Peralvillo Sur, al igual que la fm. Maimón ha sido intensamente investigada en los últimos años, fundamentalmente por Falconbridge. El yacimiento de sulfuros masivos de **Sabana Potrero** es el principal resultado de esa exploración.

La mineralización de Sabana Potrero (n° 1) es una mineralización de sulfuros masivos y diseminados que encaja en la fm. Peralvillo Sur, en situación próxima al contacto tectónico de ésta con la peridotita de Loma Caribe. La atención sobre esta mineralización proviene del espectacular gossan al que da lugar en superficie. Este ocupa un área de más de 1 Km de longitud en la parte alta de la loma que le da nombre (fotos n° 17 y 18).

Los afloramientos escasos cercanos al gossan muestran una alteración supergénica e hidrotermal intensas. Se ha observado la presencia de milonitas jalonando una banda de cizalla mayor de dirección N130-130°. En relación con estas rocas muy deformadas hay una intensa alteración hidrotermal (silicificación, cloritización y sericitización de las rocas volcánicas).

La mineralización aparece en una secuencia volcánica compuesta por basaltos masivos y frecuentes niveles volcanoclásticos de la misma composición, intruidos por rocas gabroideas y abundantes diques diabásicos. En las figuras n° 4 y 5 puede hallarse un esquema geológico del entorno y una sección deducida de datos de sondeos.

La mineralización no es continua, estando formada por varios lentejones de sulfuros masivos, con pirita, calcopirita y esfalerita, de espesor métrico, según la dirección regional, con una disposición arrosariada. En puntos, aparecen cortados por diques intrusivos diabásicos. Existe una mineralización formada por un retículo de venas entrecruzadas, con características de stockwork, que se sitúa a techo de los sulfuros masivos. Ello puede indicar una secuencia invertida pero también puede ser debido este rasgo, en principio anómalo, a una aloctonía por cabalgamiento o falla.

Aunque no se dispone de información directa sobre ellos, hay que mencionar, también en los materiales máficos de la fm. Peralvillo Sur, la presencia de otros indicios de mineralización: Elsa B (n°7) y San Antonio (n° 2). Pueden corresponder a lentejones de sulfuros masivos de pequeña entidad o a removilizaciones en zonas de intensa deformación, en forma de venillas o diseminaciones.

3.1.5.3. Mineralizaciones de Cu o Cu-Zn en otros contextos.

Es necesario simplemente mencionar, pues no se tiene información precisa y directa de ellos, la existencia de otros indicios de mineralización, como son los existentes en los materiales volcánicos máficos de la fm. Siete Cabezas (Río Guayuma, Cu-Au, n° 41) y en las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la fm. D.Juan (Gopher, Cu-Zn, n° 9, lentejones piríticos estratoides). Puede tratarse, como en casos anteriores, de diseminaciones asociadas marginalmente a cuerpos de sulfuros masivos, removilizaciones inducidas por el fuerte grado de deformación e incluso, no hay que excluirlo, diseminaciones en rocas básicas relacionadas con sistemas epitermales locales análogos a los del tipo Managuá.

Un indicio peculiar es el n° 8 (Aniana), por ser el único que aparece en el marco de la zona en un intrusivo cuarzo-diorítico en la Fm. Esquistos de Maimón. Consiste en una pequeña diseminación de pirita-calcopirita (Au ?) y en venillas con la misma asociación en una roca intrusiva localmente alterada hidrotermalmente (silicificación, cloritización). Puede tratarse de una manifestación muy local de tipo epitermal o pórfido cuprífero.

3.1.6. MINERALIZACIONES DE Au, Au-Ag, Au-Cu

Estas constituyen, no sólo una importante realidad económica en la zona de estudio, sino

una gran esperanza por su potencialidad.

3.1.6.1. Mineralizaciones epitermales de Au, Au-Cu.

Se localizan, en su mayoría, en los materiales de la fm. Los Ranchos. Destaca, por su importancia y grado de conocimiento, el yacimiento de Au (Ag) de Pueblo Viejo.

3.1.6.1.1. El yacimiento de Au-Ag de Pueblo Viejo

El yacimiento de Au-Ag de Pueblo Viejo es un referente no solamente por su importancia económica, al ser una concentración de Au de clase mundial, sino por constituir el modelo que buscan las exploraciones que se realizan en diversos contextos del país.

3.1.6.1.1. a) *Historia*

Los antecedentes de la actual explotación de Au de Pueblo Viejo y la evolución histórica de su puesta en valor son los siguientes (Beras Carpio, 1998):

- Ya los primitivos habitantes de la región, en la época prehispánica, recogían oro en los ríos próximos a Cotuí. Tras la llegada a la isla de los españoles en 1492, se inicia la prospección de metales preciosos, existiendo pruebas de explotación del yacimiento en 1505. Esta explotación duraría hasta 1525. Salvo citas muy puntuales la mina de oro cae después en el olvido, hasta su “redescubrimiento” ya en el siglo XX (1947), a través de los archivos históricos de la colección Lugo.
- De 1949 a 1953 el yacimiento de Pueblo Viejo fue estudiado por investigadores italianos que delimitaron parte de la mineralización, realizando pruebas metalúrgicas, a las que no acompañó el éxito, en la recuperación de los metales preciosos contenidos en los sulfuros. Ello determinó el abandono del proyecto.
- Tras otro período de cese de actividad, en 1968 retorna la investigación por la compañía Rosario Resources, elaborando y ejecutando un plan de investigación sobre las zonas ya conocidas. Esta investigación demostró que la zona oxidada sobre los sulfuros primarios tenía valores y tonelajes más que significativos en Au y Ag, además de ser fácilmente extraíbles por técnicas (cianuración) más que probadas en otros depósitos similares de Europa, África y América del Norte.
- Se constituyó, entonces, la **Cia. Rosario Dominicana** que inició las labores extractivas en el año 1975 bajo el control accionario y operacional de la Rosario Resources, apareciendo como accionista la Simplot Industries y el Banco Central Dominicano.
- En el año 1979 tuvo lugar la nacionalización de la mina, pasando las acciones de Rosario Dominicana a manos del Banco Central Dominicano mediante el pago de 70 millones de dólares.

3.1.6.1.1.b) *Marco Geológico*

La Fm. Los Ranchos, de edad Cretácico inferior, en la que se ubica el yacimiento de Au-Ag de Pueblo Viejo está constituida por seis miembros diferenciados (Miembros de Cotui, Quita Sueño, Meladito, Platanal-Naviza, Zambrana y Pueblo Viejo). El yacimiento está situado en el más moderno de ellos, el de Pueblo Viejo. La Fm. Los Ranchos consiste en un cinturón de rocas volcánicas de composición queratofídica- espilitica, con frecuentes intercalaciones de rocas sedimentarias. Estas rocas están afectadas por un metamorfismo de bajo grado y su deformación es menor que la de las otras formaciones del Cretácico inferior con las que está en contacto. El Miembro Pueblo Viejo, en el que encaja el depósito, comprende rocas sedimentarias y volcánicas afectadas por una intensa alteración hidrotermal. Un esquema geológico de la Fm Los Ranchos en el entorno del yacimiento está representado en la figura n° 7.

Las rocas sedimentarias que albergan a la mineralización se depositaron en una depresión o cuenca, con forma groseramente circular, con bordes muy pendientes, formada en la paleosuperficie de la fm. Los Ranchos. Esta depresión era un cráter o maar formado a techo de un diatrema, o conducto en forma de pipa, relleno por materiales piroclásticos, tobas y lapillis, y bloques de roca de caja (Lorenz, 1973). El maar era pues un amplio cráter volcánico que tenía una aureola de restos piroclásticos, bajo la cual había una estructura de diatrema. El cráter o maar se desarrolló en los materiales del Miembro Platanal (espilitas), siendo rellenada la cuenca o depresión así formada por sedimentos que constituyen el Miembro Pueblo Viejo. La fm. Los Ranchos está cubierta o sellada, mediante discordancia, por las calizas de Hatillo. La intrusión más tardía de pequeños stocks o diques de rocas cuarzodioríticas en las calizas de Hatillo ha propiciado la formación de mineralizaciones magnetíticas de contacto al Oeste del yacimiento de Pueblo Viejo. En la figura n° 8 se representa un esquema geológico de entorno geológico próximo al yacimiento.

Los materiales sedimentarios que rellenan el maar muestran una distribución definida que en forma simplificada se expresa a continuación. La cuenca que rellenan los materiales del Miembro Pueblo Viejo, con forma de embudo de alrededor de 1 km de diámetro en superficie, tiene una extensión vertical desconocida. La parte más profunda del maar está rellena por rocas poco estructuradas de granulometría gruesa (fragmentos superiores a 1 cm, angulosos a subangulosos, muchos de ellos correspondientes a espilitas de la Fm. Platanal, mostrando alteración hidrotermal previa a la brechificación). Estos acúmulos de sedimentos groseros, de tipo conglomerático a arenoso, también incluyen piroclastos del borde del maar, erosionados en la fase temprana de su evolución, así como fragmentos de rocas intrusivas ácidas y cristales de cuarzo volcánico u ojos de cuarzo. Se puede sintetizar como un depósito grosero de origen piroclástico y epiclástico. Sobre él descansa un depósito de unos 50 m de areniscas bien estructuradas y encima de éstos, aparecen sedimentos carbonosos arenosos y lutíticos que afloran en la mayor parte del área central del maar y del yacimiento.

La evolución del proceso sedimentario que ha rellenado el maar es compleja y se aprecian diferencias sensibles de facies según zonas, apareciendo con estilo propio las áreas de

Montenegro (presencia de rocas conglomeráticas y abanicos aluviales, indicando un área cercana de alto relieve topográfico) y Cumba- Mejita (depósitos de talud, formados por brechas de espilitas). La parte central del maar está formada por depósitos de areniscas y lutitas carbonáceas, con un espesor de unos 200 m. Son alternancias de areniscas, con estratificación gradada, de algunos cm de espesor, con finas capas de lutitas negras en las que se reconocen restos y marcas de vegetales (fotografía n° 25).

3.1.6.1.1.c. *Mineralización.*

Desde un punto de vista minero, hay que diferenciar, en el yacimiento de Au-Ag de Pueblo Viejo, por su profunda y decisiva implicación económica, dos partes:

- el gossan o montera ferruginosa (oxidado)
- el stockwork de sulfuros (primario o protoyacimiento del anterior)

Aunque la mayoría de los sedimentos que rellenan el maar están profundamente afectados por alteración hidrotermal, la distribución de la mineralización primaria, y consecuentemente de la secundaria u oxidada, se estructura en una serie de áreas mineralizadas entre las cuales el grado de mineralización es netamente más bajo o inexistente. Esas áreas, que dan lugar a explotaciones diferenciadas, se representan en las figuras n° 8 y 8 bis .

⇒ **Gossan u oxidado**

La mayor parte del maar, en correspondencia con las zonas subyacentes más ricas en sulfuros, estaba cubierta por un potente (80 m) recubrimiento de gossan, producido por la oxidación de aquellos (fotografías n° 19,24 y 24 bis). En el gossan se ha producido una concentración supergénica de los metales preciosos existentes en la protomineralización, a la vez que un aumento del tamaño de grano en su forma de presentarse en él, lo que facilita su recuperación en este tipo de mena.. Ha sido esta parte del yacimiento la que ha sido intensamente explotada durante los años 70 y 80, por minería a cielo abierto. Su apariencia y estructura son variables, y son visibles diversos grados de evolución, variando desde una simple limonitización de los sulfuros hasta rocas muy lixiviadas y transformadas, silicificadas y con estructuras de boxwork (ver fotografías n° 39-40).

La ley en Au de estos materiales, aunque variable según las mineralizaciones, era aproximadamente de 4g/t .

De este tipo de mena se han extraído, en los últimos años, aproximadamente 50 Mt.

⇒ **Mineralización primaria**

Morfología y distribución

La distribución de las zonas mineralizadas está en estrecha relación espacial con los bordes del maar (fig. n° 8 y 8 bis). La alteración hidrotermal y el proceso de mineralización por sulfuros comenzó durante la formación del diatrema y continuó durante el relleno del maar. La alteración hidrotermal trasciende ampliamente del complejo diatrema-maar, pero la mineralización de metales preciosos se encuentra dentro de él, aunque en su zona más externa. La parte central del maar es estéril. Esta disposición en “ring” de la mineralización está relacionada con la ascensión preferente de los fluidos mineralizantes por los bordes del maar. Las principales mineralizaciones o cuerpos mineralizados individuales, que corresponden a cuerpos minables por su contenido en oro son las de Montenegro (Norte y Sur), Moore, Mejita (Mejita I y Mejita II), Cumba (Cumba I y Cumba II). Las dos principales, por su tonelaje y leyes son las de Montenegro y Moore. Fueron definidos a partir de un cutoff de 2,4 g/t de Au al inicio de las operaciones en 1975. Todas ellas tienen forma de embudo, continuando en profundidad hasta los niveles alcanzados por sondeos (fotografías n° 19 a 24 bis) . Los sondeos más profundos (250-300 m) confirman que en profundidad los embudos de mineralización no están conectados y que tienen tendencia a estrecharse. La disminución posterior del cutoff a 0,7 g/t Au puso de relieve otras mineralizaciones que no son sino ampliaciones laterales de las anteriores. Estas mineralizaciones, aunque semejantes, muestran pequeñas diferencias de estilo, debidas en gran parte a las variaciones de propiedades litológicas, como permeabilidad y competencia, de las rocas en las que se sitúan.

La mineralización sulfurada aparece de dos formas :

- Filones y venas cortando a la estratificación
- Capas o niveles reemplazados selectivamente

En las zonas con litologías más groseras, conglomerados y areniscas, y por lo tanto más permeables, predomina la diseminación por reemplazamiento en mayor o menor grado de niveles preferentes (reemplazamiento diferencial) sobre los rellenos de fracturas, venas o filones. Esto es particularmente cierto en Montenegro Norte, donde se llegan a ver capas de auténticos sulfuros masivos, de hasta 1 m de potencia a partir de pequeñas estructuras filonianas (fotografía n° 32). En estos casos la mayor parte de la mineralización se encuentra en forma interestratificada. En Montenegro Sur, donde la litología es algo más arenosa coinciden ambos tipos de morfología, siendo ambos de similar importancia.. En cambio, en Moore, con sedimentos más finos y carbonosos (areniscas finas y lutitas carbonosas) los procesos de reemplazamiento están más inhibidos y son más reducidos, ciñéndose a la zona de influencia inmediata a los filones, concentrándose la mineralización en filones.

Las venas o filones son predominantemente subverticales, aunque los hay cortantes con otras disposiciones (fotografías n° 26 a 29). Sus direcciones son variables, por lo que se producen entrecruzamientos de filones con distintas direcciones constituyendo un stockwork. Sin embargo, en zonas se observa el predominio de determinadas direcciones como son la N40-60° E en Moore o la N130-150° E en Montenegro S, con mayor tendencia a estructuras del tipo de haces filonianos. Los filones tienen bordes netos y una expresión

más nítida y regular en las litologías más competentes, como las de areniscas, en Moore o en Montenegro S. En las zonas en las que dominan las lutitas negras (áreas de Moore) los filones son más estrechos, irregulares y anastomosados, formando entramados de venillas en las lutitas negras. Los filones mejor definidos tienen potencias que oscilan entre 5 cm y 30 cm. Suelen tener estructuras zonadas simétricas, originadas en varias fases de relleno y apertura (fotografía nº27). En ellos se suelen apreciar bandas de cuarzo, sílice fina de color negro, pirita y, a veces, de esfalerita de color marrón rojizo con texturas coliformes y botroidales.

La mineralización de Cumba tiene unos rasgos algo diferentes de los de Montenegro o Moore. El encajante de la mineralización lo constituyen rocas espiliticas y brechas (hidrotermales?) con fragmentos angulosos de espilitas alteradas (argilitizadas y silicificadas): La mineralización propiamente dicha aparece concentrada en estructuras definidas y no diseminada por doquier. En Cumba existen dos estructuras principales con dirección N130-140°, formadas por unas rocas (con apariencia de diques o de filones de 10 m y 2 m de potencia respectivamente) con color gris verdoso azulado, que contienen en su interior un auténtico stocwork de venillas de pirita y cuarzo. Los estudios microscópicos indican que se trata de una roca de dique o hipoabisal de composición probablemente intermedia (restos sin alterar), enormemente silicificada y con parches de clorita y leucoxeno pseudomorfizando a fenocristales de ferromagnesianos. En zonas, la roca es una pseudocuarcita de grano medio (silicificación de grano mayor que la de Montenegro o Moore) que contiene una diseminación intensa de pirita o de agregados de pirita pseudomorfos de otros minerales primitivos (fotografías nº 47 a 49 y 52). Mientras que el encajante de espilitas alteradas es estéril en Au, las estructuras así definidas tienen leyes de 3-4 g/t de Au .

Mineralogía y geoquímica.

Aunque la asociación mineral es amplia y compleja, sólo unos pocos minerales metálicos aparecen en forma frecuente, predominando sobre todos los restantes la pirita que constituye más del 95% de ellos. Le siguen, en orden de importancia, esfalerita, galena, tetraedrita-tenantita, barita, enargita, boulangerita, colusita, argentita, jamesonita, geocronita, calcopirita, arsenopirita, telururos de Au-Ag, electrum. La relación pirita / restantes minerales metálicos es mayor en la mineralización estratoide que en la filoniana.

La **pirita**, junto con el cuarzo y otros minerales ligados a la alteración hidrotermal como la pirofilita, es el mineral predominante, tanto en la mineralización estratoide como en la de los filones. La pirita aparece con hábitos diversos, desde framboidales a cúbicas o dodecaédricas. Aparece a menudo en agregados de cristales cúbicos o dodecaédricos con formas globulosas o alargadas. A veces, aparece en granos con estructuras coliformes alrededor de núcleos de cristalización (fotografías nº37-38). En las capas es frecuente el crecimiento de pirita reemplazando a la materia orgánica, observándose crecimientos coliformes en torno al núcleo inicial (fotografía nº 50).. En rocas muy silicificadas, la pirita se presenta en cubos o dodecaedros que sustituyen al cuarzo a partir de los espacios intergranulares y bordes de grano. Las diversas formas de aparición de la pirita pueden verse en las fotos nº 37-38-43-50 .La **esfalerita** aparece fundamentalmente en los filones y

sobre todo en aquellos con zonados simétricos o en venas de cuarzo-esfalerita que cortan a los anteriores. Varios de los restantes minerales de la paragénesis, como galena, tetraedrita etc...aparecen casi exclusivamente en las estructuras filonianas.

No se observan grandes variaciones mineralógicas o geoquímicas entre las distintas mineralizaciones, aunque sí algunas muy sutiles. Así, parece tener, dentro de la escasez general de este metal, algo más de cobre la mineralización de Moore que las demás. Dentro de la de Moore hay también aumento en los contenidos en Zn y Cu desde la parte central hacia los bordes. En general, sin embargo, hay que hablar de una gran uniformidad. Las zonalidades parecen existir más en sentido vertical que en el horizontal. Algunos índices son el ya mencionado de la mayor presencia de telururos en los niveles superiores. La relación Au/Ag muestra decrecimiento en profundidad con respecto al ratio de 1/7, que es el común en el nivel actual (Kesler, 1991).

El Au se presenta principalmente en telururos, aunque también aparece como Au libre (electrum), siendo esta forma de presentación inferior al 10%-15% del total. Parece existir una cierta zonalidad en la forma de presentación del Au (Kesler, 1981), al estar éste en forma de electrum en los niveles más inferiores y, parcialmente, en telururos en los niveles superiores. Se estima además, que aproximadamente otro 10% del Au está encapsulado en la sílice hidrotermal, Au que no se recupera en el proceso de beneficio. El **Au (electrum)**, y los minerales a los cuales está asociado, se presentan con un granulometría finísima (inferior a 25 μ). La **Ag** está asociada al Au en los telururos (sylvanita, petzita), aunque también aparece contenida en enargita y en la argentita.

Algunos datos sobre contenidos medios en metales en el todo uno explican la simplicidad mineralógica o la poca frecuencia de aparición de muchos de los minerales de la paragénesis:

| | |
|------------------------------|-----------|
| As (arsenopirita, enargita) | ≈ 250 ppm |
| Sb (sulfoantimoniuros) | ≈ 350 ppm |
| Te (telururos) | ≈ 40 ppm |
| Zn (esfalerita) | ≈ 0,5% |
| Cu (calcopirita, sulfosales) | ≈ 0,03% |

Los estudios de inclusiones fluidas han mostrado (Kesler,1981) que éstas son muy poco salinas, que ha habido ebulliciones locales, y que las temperaturas de los fluidos eran de al menos 190 °C, aunque las relaciones de estabilidad de la pirofilita requieren temperaturas del orden de los 300 °C. Los estudios isotópicos permiten saber que la mayor parte del azufre de la mineralización es un azufre pesado, derivado del agua de mar (Kesler, 1981).

Alteración hidrotermal

Puede decirse que todo el ámbito del yacimiento forma parte de un gran sistema hidrotermal (tipo **hot spring**) que altera las rocas por las que circula de forma intensa. Se reconocen los siguientes tipos de alteración (Kesler, 1981)

- Alunitización
- Silicificación
- Pirofilitización
- Caolinización

Estas se disponen en áreas definidas, mostrando una clara zonación. La alunitización es más intensa en la parte central y más profunda del maar, teniendo las rocas afectadas una asociación cuarzo-pirita-alunita. En las zonas más superficiales, la alunitización sólo es patente en las venas y zonas adyacentes o bandas de influencia de los filones. El dominio de la alunitización, pasa en cotas más altas al de la pirofilita. La pirofilita, junto con el cuarzo forma la asociación que invade y reemplaza a los componentes primarios de las rocas detríticas (fundamentalmente a su matriz) o , incluso, a la alunita de una fase de alteración anterior (fotografías nº 33 a 35, 41 a 44,51-52). Es la alteración más visible en las labores de superficie (cuarzo-pirofilita). La silicificación es ubícua y afecta a todos los materiales y a todos los niveles. Allí donde es más intensa las rocas adquieren el aspecto de jasperioides o de “falsas cuarcitas” o “granofels”. La caolinización aparece en las zonas más altas y superficiales y es de origen supergénico (Kesler, 1981).

Alteraciones semejantes, marcadas sobre todo por una intensísima silicificación, que transforma a las rocas volcánicas en “falsas cuarcitas”, “ cuarcitas secundarias” o “granofels” en áreas de alcance kilométrico, son muy frecuentes en el volcanismo cretácico de todo el arco del Caribe (Cuba, ver Velinov,1983) y se relacionan con la alteración producida por sistemas convectivos geotermales asociados a sistemas epitermales.

Conclusión

El conjunto de información existente y la similitud de muchos de los rasgos básicos del yacimiento, como ambiente geotectónico, entorno geológico, estructura, alteración hidrotermal, con otros yacimientos sugiere que el yacimiento de Au-Ag de Pueblo Viejo se formó a partir de un sistema hidrotermal o geotermal en condiciones superficiales y ácidas, encajando por ello en la clase de **yacimientos epitermales de tipo sulfato ácido o de alta sulfuración**. Se ha especulado con la existencia en profundidad, y bajo el yacimiento conocido de Au-Ag, de un intrusivo con una mineralización sobrepuesta de tipo **pórfido cuprífero o pórfido de Au-Cu**. Los modelos generales de pórfidos existentes en ambientes geotectónicos similares a éste contemplan la superposición de estos tipos de mineralización a diferentes niveles. La existencia del domo de alteración alunítica (alunita-cuarzo-pirita) en profundidad bajo el yacimiento puede reforzar esa hipótesis o simplemente ser tomado por un pórfido. Sin embargo la profundidad alcanzada por los sondeos de exploración (300 m por debajo del nivel actual) no permiten confirmar esta sugerente idea.

El yacimiento, en su parte primaria o de sulfuros , tiene unas **reservas** evaluadas en cerca de **550 Mt con 2g /t de Au y 13g /t de Ag**. Se habla por ello de un **contenido en Au de 32 M de onzas**. Desde 1975, momento en que empezó la explotación intensiva, hasta hoy se han explotado **54 Mt de mineral, en su casi totalidad de mineral oxidado, conteniendo**

6Mt de onzas de Au. Estos contenidos convierten a este yacimiento en un yacimiento de categoría mundial por el oro acumulado en él, siendo por este criterio el cuarto del mundo según los datos de Flemming (1996), aunque en esta estadística no figura aún el yacimiento gigante (pórfido de Au) de Bajo de la Alumbrera (Argentina) cuyos recursos geológicos ascienden a cerca de 1.000 Mt aunque con una baja ley en Au. Sin embargo hay que señalar que el caso de Pueblo Viejo es el segundo con más baja ley en Au. Las comparaciones de recursos y leyes de los principales depósitos de Au del mundo, en el momento actual, pueden verse en el cuadro siguiente.

| Rango | Mina | País | Contenido de oro (t) | Reservas de mineral (Mt) | Ley de mineral (g/t) |
|-------|-------------------|-----------------|----------------------|--------------------------|----------------------|
| 1 | Grasberg/ Ersberg | Indonesia | 2241,1 | 1899,2 | 1,18 |
| 2 | Western Areas | Sudáfrica | 1886,5 | 198,6 | 9,5 |
| 3 | Freegold(OPS) | Sudáfrica | 1270,8 | 221 | 5,75 |
| 4 | Rosario Dominic. | Rep. Dominicana | 1157,8 | 544,4 | 2,12 |
| 5 | Val Reefs | Sudáfrica | 1079 | 168,6 | 6,4 |
| 6 | Western Deep | Sudáfrica | 877,2 | 102 | 8,6 |
| 7 | Goldstrike | U.S.A | 712,7 | 101,9 | 6,99 |
| 8 | Ashanti | Ghana | 651,5 | 91,8 | 7,1 |
| 9 | Newmont | U.S.A | 410 | 51,9 | 7,9 |
| 10 | Randfontein | Sudáfrica | 410 | 51,9 | 7,9 |

Fuente : Estudio realizado por Flemming International Investment Bank presentado al Banco Central en 1996

3.1.6.1.1.d. Minería

En 1973, cuando se inició el nuevo proyecto de explotación de la mena oxidada (gossan) de Pueblo Viejo las reservas eran del orden de 24 Mt con buenas leyes, como eran las 4g/t de Au y 24 g/t de Ag. La planta estaba diseñada para el tratamiento de 8.000 t/ día. Los óxidos eran molidos a granulometría inferior a 200 mallas (60% menor de 200 mallas) y la recuperación de los metales preciosos se hacía por un proceso de cianuración. La recuperación era del orden de 86-87%. La producción de doré (aleación de Au y Ag) en 1991 variaba entre 500 y 800 onzas /día. En 1975, año del comienzo de la explotación, la producción fue de 304.956 onzas troy de doré con un promedio de 70-80% de Ag y 20-30% de Au.

En 1979 el gobierno compra el 100% de las acciones pasando a ser Rosario Dominicana de propiedad estatal (70 M\$).

En 1986 se presenta un nuevo proyecto para iniciar la explotación de los sulfuros pero es rechazada por sus implicaciones medioambientales (tostación para lixiviación posterior causaría producción de aguas ácidas).

En 1992, cuando ya empiezan a agotarse las reservas de mineral oxidado se presenta el denominado proyecto de transición, que se basa en el tratamiento de un todo uno formado por 50% de oxidado y 50% de sulfuros. La molienda de estos productos planteó problemas que llevaron a la compra de nuevos molinos, produciéndose un parón de producción o cierre en 1992 y retrasos en la nueva puesta en marcha. En 1993 se reinicia la producción, pero la escasa recuperación (del orden del 30-40%) hace que ésta no sea rentable. Desde el agotamiento de minerales oxidados con alta ley, hacia 1990, la mina ha tenido que hacer frente a problemas tecnológicos derivados de la falta de adecuación de las instalaciones y metodologías de beneficio o extracción de metales preciosos, existentes en la planta de tratamiento, al tipo de mineral extraído (sulfuros). Esto ha derivado en una situación de pérdidas que ha causado la marcha intermitente de la explotación en tanto se realiza la transformación técnica de la planta y se abordan los problemas medioambientales a que da lugar la nueva situación. Todo ello a la espera de una privatización que aporte el capital y la tecnología adecuada.

3.1.6.1.2. Otras mineralizaciones epitermales de Au

Se tiene referencias de algunos indicios de mineralización epitermal de Au o de alteraciones de tipo alunita-cuarzo asociadas a ellas en la Fm Los Ranchos pero no se tienen datos precisos de su ubicación.

3.1.6.2. Mineralizaciones de Au de tipo aluvionar

En el marco de la zona de estudio y sobre todo en el cuarto SE (hoja de Villa Altagracia) existen numerosas referencias de pequeñas explotaciones de **tipo artesanal** en las que se ha recuperado oro en forma intermitente. Los volúmenes de material aluvionar removidos y lavados han sido pequeños.

El hecho de que una amplia zona presente cauces con depósitos auríferos es en primer lugar una prueba del posible potencial para mineralizaciones primarias. Los ríos en los que se referencian este tipo de explotaciones drenan a los materiales de las formaciones Maimón, Peralvillo Sur, Siete Cabezas y Fm. Duarte. Sin embargo, la falta de estudio sistemático de éstos aluviales y las pequeñas dimensiones y volúmenes de materiales aluvionares en los ríos de ese área, que están notablemente encajados, no hace concebir esperanzas en cuanto a su potencialidad de cara a explotaciones algo tecnificadas.

3.2 . ROCAS INDUSTRIALES Y ORNAMENTALES

En el **listado nº 2** se relacionan las explotaciones de rocas industriales y ornamentales del cuadrante de Bonaó, con expresión de sus coordenadas, de su estado de explotación, de la

importancia de sus recursos y de sus usos.

Se han referenciado 29 explotaciones, una gran parte de las cuales están abandonadas o sufren explotación intermitente. La mayor parte de las rocas explotadas pertenecen a los grupos de conglomerados, serpentinitas, calizas y basaltos (y rocas asociadas como esquistos básicos, tobas volcánicas etc..). Los granitos y mármoles muestran menor grado de explotación. La mayor parte de los usos son como áridos, aún cuando alguna roca (mármoles o calizas de la Fm. Maimón) puede ser explotada con fines ornamentales . La intermitencia de las explotaciones y la intensidad de éstas está en relación con la escasa demanda de un entorno poco poblado y con necesidades de rocas en forma ocasional. Sin embargo, la variedad litológica existente en el área de la zona , y la existencia de importantes afloramientos de rocas granudas, de calizas y de mármoles , rocas que, si son de calidad y pueden comercializarse, aguantan en condiciones de economicidad el transporte, incita a una investigación más detallada para su posible aprovechamiento como rocas ornamentales.

4. ANÁLISIS METALOGÉNÉTICO

4.1.ASPECTOS GENÉTICOS Y COMPARATIVOS DE LAS MINERALIZACIONES DEL CUADRANTE DE BONAÑO.

La zona de estudio está situada, desde el punto de vista geotectónico en un arco-isla oceánico del Cretácico Inferior-Paleogeno con distintos terrenos acrecionados e intensamente deformados. Los arcos de rocas magmáticas en bordes de subducción contienen más mineralizaciones metálicas por unidad de área que las rocas formadas en cualquier otro entorno geotectónico (Mitchell, A.; Garson,M. 1982 - Cox y Singer 1986). Estas zonas de convergencia de placas y bordes destructivos tienen, en principio, un gran potencial para la existencia de pórfidos de Cu-Au, de yacimientos de sulfuros masivos volcanogénicos submarinos y de mineralizaciones epitermales de Au, ligadas o no al desarrollo de calderas en rocas intermedias a básicas (figura nº 9). Su aparición o inexistencia, o el mayor o menor desarrollo de estas mineralizaciones, dependen de aspectos como la evolución tectónica de dichos entornos y de una característica fundamental, cual es la especialización geoquímica de los materiales involucrados.

En el cuadrante de Bonaño está representado un amplio abanico de tipos de mineralización que, en gran parte, confirman la potencialidad del ámbito en los tipos de concentraciones metálicas mencionadas.

- **Los sulfuros masivos** (y estructuras asociadas) aparecen fundamentalmente en la fm.Maimón, formada por una secuencia magmática de arco-isla oceánico del Cretácico Inferior, somera pero con sensibles variaciones de profundidad. Está constituida por una serie volcánica bimodal (basaltos piroxeníticos-riolitas/dacitas), con intercalaciones escasas de sedimentos, afectada por metamorfismo hidrotermal submarino, y muy deformado.

Las mineralizaciones son estratiformes o lentejonares, interestratificadas en la serie con dirección NO-SE, y se caracterizan por un largo desarrollo longitudinal, aunque en general no contínuo, y muy poca potencia (métrica). Se trata de cuerpos probablemente laminados o boudinados por la fuerte deformación sobre impuesta. Las paragénesis son de pirita-calcopirita-esfalerita (mineralizaciones de Cu-Zn-Au). Ello está, sin duda, en relación con la escasa participación de corteza continental en la evolución del arco, que se traduce en la escasez de Pb en las mineralizaciones. Ello concuerda con los bajos fondos geoquímicos del Pb y la escasez de anomalías de este metal detectada en la campaña de cartografía y exploración geoquímicas realizadas en este mismo proyecto. Sin embargo, en Cuba (sulfuro masivo de Matahambre) la asociación de sulfuros masivos incluye en el caso citado a los de plomo, ya que, como se indicará despues, la evolución del arco isla fue allí algo diferente. Ello ocurre en forma más generalizada en Jamaica (Kesler, 1978).

Hay una intensa alteración hidrotermal, con cloritización y sericitización, aunque no han sido observadas estructuras de tipo stockwork. La morfología de esta alteración hidrotermal es desconocida pero en Loma Barbuito parece estar concentrada a muro. A veces, hay brechas silicificadas mineralizadas pero su origen puede ser hidrotermal o tectónico. En general no parecen tener facies oxidadas, aunque en Loma Barbuito hay potentes niveles de chert y óxidos de Mn suprayacentes el horizonte mineralizado.

Una característica clave de estas mineralizaciones es la intensa deformación superimpuesta. Esta probablemente localmente se canaliza a lo largo de las zonas de alteración hidrotermal. Enmascara las características originales y quizás parte de la alteración hidrotermal pueda ser sintectónica. De hecho, los indicios de Cerro Maimón y Loma La Mina se encuentran cerca de las grandes estructuras que limitan el terreno metamórfico de Tortue-Amina-Maimón.

Aunque todas las mineralizaciones tienen una importante deformación, el control estructural es manifiesto en el indicio 18 (Doña Cristina), donde la mineralización parece reducirse a pequeños lentejones y venillas de sulfuros en rocas miloníticas de la Fm. Maimón y probablemente representan una concentración de sulfuros a lo largo de una banda de máxima deformación. No se sabe si son cuerpos de sulfuros masivos desmembrados o una removilización hidrotermal a lo largo de las bandas de cizalla.

La alteración supergénica es muy intensa en los cuerpos aflorantes, dando lugar a gossans goethíticos bien desarrollados. Ligada a esta alteración supergénica hay un enriquecimiento en cobre que llega hasta los 120 m de profundidad.

Las labores existentes son muy pequeñas y se reducen a pequeñas explotaciones artesanales. Las campañas de investigación llevadas a cabo por Falconbridge Dominicana muestran que sólo el indicio de Cerro Maimón (3,5 Mt con 4,1% Cu, 1,9%Zn, 0,6 g/t Au y 40 g/t Ag) tiene interés económico actual.

La presencia de las mineralizaciones mencionadas confiere gran interés a la fm. Maimón como portadora de mineralizaciones de sulfuros masivos. Sin embargo dos hechos

limitan este interés, cuales son las escasas dimensiones de los cuerpos encontrados hasta el presente y su pequeñas potencia, así como la ausencia generalizada de stockworks (mineralizaciones distales o efectos de laminación a favor de zonas de debilidad o mecánicamente favorables, como son las zonas con alteración hidrotermal). La deformación de estos cuerpos podría producir removilizaciones y reconcentraciones de determinados elementos (Au asociados a cizallas en el entorno de las mineralizaciones). Otro factor positivo, de cara a la exploración lo constituyen los importantes gossans que generan objetivos fáciles en la fase de prospección.

- En la **fm. Peralvillo Sur**, y asociado a volcanismo basáltico con presencia de intrusivos básicos, aparece el sulfuro masivo de Sabana Potrero (Cu-Zn). Esta mineralización, aunque con rasgos morfológicos y estructurales semejantes a las anteriores, se ha formado en un contexto diferente y se interpreta como un **sulfuro masivo de tipo Chipre**.

- **Mineralizaciones de contacto.**

Las mineralizaciones de hierro (magnetita/hematites) algunas de las cuales aparecen relacionadas con niveles de rocas carbonatadas, y otras están incluidas exclusivamente en rocas metavolcánicas, parecen estar relacionadas con un mismo proceso mineralizador. La faja ferrífera del Sur Oeste de España, en la cual hay abundantes mineralizaciones de magnetita, algunas de las cuales son aún objeto de explotación y que contiene recursos superiores a los 100 Mt, muestra asimismo una diversidad de tipos de mineralización (skarns de contacto, brechas hidrotermales, mineralizaciones en rocas metavolcánicas) en relación más o menos proximal con **intrusiones ácidas a intermedias de tipo I**. Las mineralizaciones de Fe del distrito de Hatillo pertenecen al tipo general de mineralizaciones de contacto y al subtipo definido por los autores soviéticos como mineralizaciones distales. Aunque su interés económico es, en principio, secundario, sería aconsejable una exploración regional con métodos geofísicos (magnetometría) que podría quizás poner de manifiesto recursos más importantes, dada la abundancia de intrusivos de composición favorable y de rocas carbonatadas (fm.Maimón-Calizas de Hatillo).

- **Mineralizaciones en las peridotitas.**

Algunos tipos de mineralizaciones asociadas a rocas ultrabásicas de complejos ofiolíticos, formando intrusivos de tipo alpino, parece no tener en el caso de la fm. Loma Caribe un potencial estimable. En el caso de las de Cronita, de las cuales se citan algunos pequeños indicios, la fuerte deformación patente en la peridotita es un factor contrario a la presencia de pods de cromita de cierta entidad (como en el caso de Cuba).

Las mineralizaciones de Ni lateríticas, de gran importancia económica en este caso, corresponden a un tipo con amplia repartición en toda la región del Caribe (Cuba, Jamaica). En los ejemplos citados los depósitos están situados en meseta o altos bien

drenados que son el resultado de un levantamiento topográfico reciente.

- **Mineralizaciones epitermales de metales preciosos.**

La mineralización de Pueblo Viejo, del tipo epitermal sulfato ácido o de alta sulfuración es un caso particular por su asociación a una estructura maar-diatrema, que no aparece en otros yacimientos de Au del Caribe. La existencia de estructuras semejantes en la fm. Los Ranchos es improbable. Si son, sin embargo, esperables, mineralizaciones filonianas de tipo epitermal asociadas a amplios sistemas epitermales en los mismos materiales o en otro tipo de formaciones. Varios de los indicios existentes en la zona, consistentes en disseminaciones de pirita-calcopirita en rocas intrusivas intermedias o en rocas volcánicas básicas, podrían estar en relación con este tipo de mineralización. Fuera del cuadrante de Bonaó, pero en materiales similares a los del volcanismo básico del Cretácico Inferior, existen disseminaciones de sulfuros en rocas lávicas y piroclásticas basálticas, bajo las cuales han intruido domos dacíticos que actúan como motor térmico que activa celdas convectivas y desarrollan alteración hidrotermal (silicificación) y mineralización (Au-Cu) en los basaltos (Managua, 6 Mt con 2 g/t de Au).

Conocida es la relación, a distintos niveles estructurales, de mineralizaciones epitermales y pórfidos cupríferos o de Cu-Au. La existencia, también en zonas próximas (Ceja del Coco, 40Mt con 0,4% Cu) de mineralizaciones consistentes en disseminaciones de Cu-Au, en rocas intrusivas dacíticas a tonalíticas, con fuerte alteración hidrotermal, confiere interés a muchas de las pequeñas intrusiones de la zona, a varios de los indicios de Cu dispersos en rocas del Cretácico Inferior y a numerosas anomalías geoquímicas definidas en el estudio geoquímico llevado a cabo en este mismo proyecto (figura nº 10).

Como **síntesis de los modelos de mineralización existentes o posibles en el área**, se citan los expresados en el cuadro siguiente:

| MODELO | EJEMPLOS R.D. | OTROS LUGARES |
|--|---|----------------------------|
| Pórfido Cu | Pico Duarte Ceja del Coco | Camaguey (Cuba) |
| Pórfido Cu-Au Skarn Fe (Cu) | Hatillo | Daiquiri (Cuba) |
| Sulfuros masivos tipo Noranda o Kuroko | Cerro Maimón | Matahambre (Cuba) |
| Sulfuros masivos tipo Chipre Zonas de cizalla (Au-Cu) | Sabana Potrero Doña Cristina | Matahambre (Cuba) |
| Epitermal alta sulfuración (Au-Ag) | Pueblo Viejo, Restauración, Managua. | Goldens Hill (Cuba) |
| Epitermal baja sulfuración (adularia-sericita). | Centenario | Jacinto (Cuba) |
| Lateritas niquelíferas | Loma Caribe | Cuba |
| Mn volcanogénico | Los Guayuyos | Bahía Honda (Cuba) |

4.2 GUÍAS METALOGENÉTICAS DE EXPLORACIÓN EN LA ZONA DE ESTUDIO.

Como se ha dicho, las zonas de convergencia de placas son de las más favorables para la existencia de mineralizaciones. Muchos de los tipos posibles de concentraciones se encuentran en la República Dominicana y en el ámbito de la zona de estudio (ver cuadro).

Sin embargo, la poca influencia de corteza continental restringe notablemente la diversidad de mineralizaciones a encontrar. Esto contrasta notablemente con lo que ocurre en la cercana isla de Cuba, en la que la mayor influencia continental hace que el número y cantidad de tipos de mineralización existentes sea mucho mayor (ver una síntesis en Proenza y Melgarejo, 1999). Por otro lado, la ausencia de un vulcanismo ácido subaéreo sin ignimbritas también limita notablemente las posibilidades de nuevas mineralizaciones epitermales. Finalmente, otro factor negativo para la prospección en la zona es que la secuencia de arco-isla está muy erosionada y por lo tanto es difícil encontrar sistemas epitermales, salvo en bloques hundidos.

Las mineralizaciones de mayor interés económico corresponden a las **venas y remplazamientos epitermales**. Parece haber sistemas epitermales de alta y baja sulfurización típicos, suprayacentes a domos subvolcánicos ácidos. El caso de Pueblo Viejo es muy particular. Si la hipótesis de que está relacionada con un maar (Russell y Kesler, 1991) es cierta, las posibilidades de que exista otro sistema similar son muy limitadas. Si la situación es la que propone Nelson (1999) en la que el sistema epitermal está relacionado con sulfuros masivos y domos ácidos es la correcta, entonces hay muchas más posibilidades de encontrar sistemas equivalentes. No hay ninguna razón objetiva para suponer que pueda haber sistemas similares en lugares donde los fluidos profundos hayan interactuado con aguas oxidadas cerca de la paleosuperficie. Al igual que en el caso de los sulfuros masivos, se ha de prestar especial atención a estructuras (sub)circulares de tipo caldera, lugar preferente de formación de ambos tipos de mineralización. El análisis estructural de la imagen satelitaria de la zona no ha puesto de manifiesto estructuras circulares. Si que pone de manifiesto direcciones lineamentarias de dirección SO-NE en la zona de Hatillo-Pueblo Viejo que coinciden con algunas alineaciones de anomalías (Au,Pb). Sugieren posibles estructuras de canalización de intrusivos y de sistemas epitermales (?).

Algunas de estas mineralizaciones corresponden a sistemas hidrotermales con gran desarrollo vertical y superposición de estilos de mineralización. Así, en la Fm Los Ranchos el sistema epitermal ácido podría ser gradacional hacia sulfuros masivos en superficie (Nelson, 1999) y es posible que en profundidad existan pórfidos con Cu-Au (Hedenquist y Arribas, 1999). Los sistemas de baja sulfurización pueden pasar a pórfidos mineralizados (e.g., Kesler, 1997), aunque los modelos más recientes parecen indicar que no hay una relación tan directa (Sillitoe, 1999).

Las mineralizaciones de sulfuros masivos, ya sea de tipo Noranda o Kuroko, que pueden encontrarse en las fm. Maimón, o de tipo Chipre, en las formaciones Peralvillo Sur y Siete

Cabezas, parecen ser pequeñas y de poco interés económico, quizás por causa de la intensa deformación que afecta a estos horizontes. Sin embargo, existen posibilidades de encontrar concentraciones mayores y más atractivas, posiblemente en áreas con menor grado de cizallamiento. Un criterio de exploración lo puede constituir las intensas alteraciones hidrotermales ligadas a este tipo de yacimiento y la presencia de gossans o rocas gossanizadas.

La cartografía y exploración geoquímica realizadas en el marco de este proyecto ha puesto de manifiesto, a pesar de la baja densidad de muestreo, numerosas áreas anómalas. Muchas de ellas aparecen en el contexto de las fm. Maimón y Peralvillo Sur, y pueden estar relacionadas con este tipo de mineralizaciones. Sin embargo, es difícil discriminar las que pueden estar asociadas a sulfuros masivos o a disseminaciones en los numerosos pequeños stocks que los intruyen. La asociación de formaciones favorables (fm. Maimón, Peralvillo, Siete Cabezas, Tireo) con la presencia de numerosos pequeños domos dacíticos a tonalíticos aflorantes o subaflorantes confiere un atractivo a la zona. Esta asociación puede suponer la existencia de sistemas hidrotermales afectando a litologías o unidades geoquímicamente anómalas, y la posibilidad de mineralizaciones de tipo epitermal o de removilizaciones de concentraciones de sulfuros masivos.

Los **metalotectos o estructuras asociadas a mineralizaciones** que se plasman en el mapa de recursos minerales dependen evidentemente de la escala y de la resolución de la cartografía geológica que les sirve de base. Al no estar reflejadas estructuras de mayor detalle (diferenciaciones en el volcanismo, facies volcanoclásticas, zonas de alteración hidrotermal, etc.) los metalotectos indicados son más generales y de una escala menor. Los principales metalotectos representados en la hoja son fundamentalmente de tipo **litológico-estratigráfico** (fm. Maimón y Siete Cabezas, intrusivos cuarzo-dioríticos, intrusión gabronorítica de la Yautía, Fm. Loma Caribe), **físicos** (mesetas en alto relativo en las rocas peridotíticas) y **sedimentológicos** (cauces aluviales con indicios de Au). El intrusivo de la Yautía ha sido considerado como área prospectiva dadas las abundantes anomalías geoquímicas derivadas de él, probablemente en relación con diferenciaciones más ácidas o con intrusivos tonalíticos subaflorantes o con poca expresión.

A continuación se presentan, deducidas de consideraciones metalogenéticas y de consideraciones geoquímicas, las **principales unidades prospectivas del área de Bonaó**.

| UNIDAD GEOLÓGICA | MINERALIZACIÓN ESPERADA | METALES | COMENTARIO |
|-------------------------|--|---|---|
| Fm. Tireo | Epitermal Sericita-adularia Cizallas Pórfidos VMS | Au-Ag Cu Cu-Au Cu-Zn | Mucho interés Poco interés Posible interés Posible interés |
| Fm. Maimón | VMS Epitermal (baja o alta sulfuración) | Cu-Zn Au-Ag | Posible interés Mucho interés |

| | | | |
|----------------------------------|--|--------------------------------------|---|
| | Cizallas Pórfidos Contacto | Cu Cu-Au Fe-Cu | Poco interés Posible interés Posible interés |
| Fm.Peralvillo Sur | VMS Epitermal | Cu Au-Ag | Posible interés Interés |
| Fm. Siete Cabezas | VMS Epitermal | Cu Au-Ag | Posible interés Interés |
| Fm. Los Ranchos | Epitermal Pórfido | Au-Ag Cu-Au | Mucho interés Posible interés |
| Fm.Calizas de Hatillo | Contacto | Fe-Cu | Posible interés |
| Tonalitas | Reemplazamiento hidrotermal Sistemas filonianos | Caolín Au-Cu y otros | Mucho interés Posible interés |

Cuadro con las principales unidades prospectivas en el área de Bonao

BIBLIOGRAFIA

BERAS CARPIO, V. (1998): Breve sinopsis histórica sobre Pueblo Viejo.III Seminario sobre el sector minero. Sociedad Geológica Dominicana.

BERMÚDEZ, P.J. (1949): Tertiary smaller foraminifera of the Dominican Republic. Cushman Laboratory for Foraminiferal Research Special Publication, 25, 322p.

BIJU-DUVAL, B.; BIZZON, B.; MASCLE, A. Y MULLER, C. (1983): Active margin processes; field observations in southern Hispaniola. En: Studies in continental margin geology (WATKINS, J.S. y DRAKE, C.L., Eds.), American Assotiation of Petroleum Geologist Memoir, 34: 325-346.

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

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

COOPER, C. (1983): Geology of the Fondo Negro region, Dominican Republic, M.S. Thesis, State University of New York, Albany, 145 p. (Inédito).

COX,D.P., SINGER,D.A. (1988): Mineral Deposits Models U.S.G.S. Bull., 1693, 379 pp.

SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL (SGN) y BUNDESANSTALT FUR

GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR); COOPERACION MINERA DOMINICO-ALEMANA (1991): Mapa geológico de la República Dominicana Escala 1:250.000.

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

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

DOLAN, J.F.; MANN, P.; DE ZOETEN, R.; HEUBECK, C.; SHIROMA, J. y MONECHI, S. (1991): Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Hispaniola and Puerto Rico. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (MANN, P.; DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.); Geological Society of America Special Paper, 262 p.

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

ELECTROCONSULT (1983): Estudio de Prefactibilidad del área Geotérmica Yayas-Constanza. República Dominicana. Santo Domingo. Dirección General de Minería, 23 p. (Inédito).

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

HEUBECK, C. (1988): Geology of the southeastern termination of the Cordillera Central, Dominican Republic, M.A. Thesis. University of Texas, Austin, 333 p.

HEUBECK, C. Y MANN, P. (1991): Structural Geology and Cenozoic Tectonic History of the Southeastern Termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. En : Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (MANN, P.; DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.). Geological Society of America Special Paper, 262 p.

HILLER, K (1988) : Asesoramiento de corto plazo de la Dirección General de Minería e Hidrocarburos de la R. Dominicana en el campo Geoquímico/Geológico-Petrolífero. BGR.

HUTCHISON, Ch. (1983): Economic deposits and their tectonic setting. The MacMillan Press. 315 pgs.

INYPISA (1985): Inventario Nacional de Aridos y Rocas de Construcción. No publicado.

JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (JICA) y METAL MINING AGENCY OF JAPAN (MMAJ) (1984): Report on Geological Survey of Las Cañitas Area, Dominican Republic. Tokio, 22 p.

KESLER, S.E, RUSSELL, N., SEAWARD, M., RIVERA, J., McCURDY, K., CUMMING, G., SUTTER, J. (1981): Geology and geochemistry of sulfide mineralization underlying the Pueblo Viejo gold-silver oxide deposit, Dominican Republic. Economic Geology. Vol.76,1981, pp.1096-1117.

KESLER, S.E (1978): Metallogenesi of the Caribbean region. Jl geol. Soc. Lond. Vol.135, 1978, pp 429-441.

KESLER, S. (1997): Metallogenic evolution of convergent margins : selected ore deposit models. Ore Geology Reviews, 12, 153-171

KOSCHMANN, A., MACKENZIE GORDON, Jr. (1950) : Geology and Mineral Resources of the Maimón-Hatillo District, Dominican Republic . Geological Survey Bulletin 964-Dpp.307-357.

LEWIS, J.F.; AMARANTE, A.; BLOISE, G.; JIMENEZ, G.; J.G. y DOMINGUEZ, H.D. (1991): Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic, and volcanoclastic rocks of Tiroo Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (MANN, P.; DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper, 262 p.

MANN, P. (1983): Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Hispaniola. Thesis. New York University, Albany, 668p. (Inédito).

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

MANN, P.; DRAPER, G. y LEWIS, J.F. (1991^B): An overview of the geological and tectonic development of Hispaniola. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (MANN, P.; DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.). Geological Society of America Special Paper. 262 p.

MANN, P.; McLAUGHLIN, P.P. y COOPER, C. (1991): Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic; 2, Structure and tectonics. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (MANN, P.; DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper, 262 p.

McLAUGHLIN, P.P.; VAN DEN BOLD, W.A. y MANN, P. (1991): Geology of the Azua and Enriquillo basins. Dominican Republic; 1, Neogene lithofacies, biostratigraphy, biofacies, and paleogeography. En: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (MANN, P.; DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), Geological Society of America Special Paper, 262 p.

MERCIER DE PELINAY, B. (1987): L'évolution géologique de la bordure Nord-Caribienne: L'exemple de la transversale de l'île d'Hispaniola (Grandes Antilles). These de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, 378 p (Inédito).

MITCHELL, A., GARSON, M. (1981) : Mineral deposits and global tectonics settings. Academic Press. 375 pgs.

NACIONES UNIDAS (1978): Informe sobre la metalogénesis en la República Dominicana. Proyecto Naciones Unidas para el Desarrollo. 122 pp.

NELSON, C.E. (1999): Volcanic domes and gold mineralization at Pueblo Viejo deposit , Dominican Republic. Mineralium Deposita (en prensa)

NICOLINI, P. (1977): Les porphyres cuprifères et les complexes ultra-basiques du nord-est d'Haiti: essai géologie provisionnelle. Tesis Doctoral, Univ. Pierre Marie Curie, Paris.

NORCONSULT (1983): Dominican Republic Petroleum Exploration Appraisal. Report for Dirección General de Minería. Santo Domingo. (Inédito).

OLADE (1980): Proyecto de Investigación Geotérmica de la República Dominicana; Estudio de reconocimiento-Informe Geoquímico in: Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) y Organización Latina de Energía (OLADE). Orleans, Quito, 24 p.

PROENZA, J., MELGAREJO, J.C. (1999): Una introducción a la metalogénesis de Cuba en relación con la evolución geológica de la isla .Acta Geológica Hispánica (en prensa).

RAMIREZ, M.I. (1995): Neotectonic Structures and Paleostress in the Azua region. South-Central Hispaniola. Thesis, Florida International University Miami. Florida, 144 p.

RUSSELL, N., KESLER, S.E. (1991): Geology of the maar-diatreme complex hosting precious metal mineralization at Pueblo Viejo, Dominican Republic en Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F., eds., Geologic and tectonic development of the North American-Caribbean plate boundary in Hispaniola, Geological Society of America Spec. Paper 262, 203-215.

SOKOLOV, G.. (1970): Deposits of the Union of Soviet Socialist Republics- Survey of World Iron Ore Resources. pp. 381-410. New York.

SILLITOE, R.H. (1999): VMS and porphyry copper deposits: Products of discrete tectonomagmatic settings en Mineral deposits: Processes to Processing, Stanley et al., eds., Balkema, 7-10.

VAUGHAN, T.W.; COOKE, W.; CONDIT, D.D.; ROSS, C.P.; WOODRING, W.P. y CALKINS, F.C. (1921): A geological Reconnaissance of the Dominican Republic. En: Colección de Cultura Dominicana de la Sociedad Dominicana de Bibliófilos (Editora de Santo Domingo), 18 (1983), 268 p.

VELINOV, I., GOROVA, M., TCHOLAKOV, P., TCHOUNEV, D., IANEVA, I. (1982) : Secondary quartzites developed after Cretaceous volcanics from Zaza Zone, Cuba. Geológica Balcánica, 13, 6, 53-68.

VESPUCCI, P. (1986): Petrology and geochemistry of the Late Cenozoic volcanic rocks of the Dominican Republic. Ph. D. Thesis, George Washington University, Washington D.C., 223 p.

WALTHER, H. ZITZMANN, A.. Eds. (1977). : The iron ore deposits of Europe and adjacent areas. International Geological Congress. Published by BGR. 2 Vols.

