



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

MAPA DE RECURSOS MINERALES

CUADRANTE SAN JUAN (5972)

ESCALA 1:100,000

INDICE

1. INTRODUCCIÓN

2. GEOLOGIA REGIONAL

- 2.1. LOCALIZACION GEOGRÁFICA
 - 2.1.1. Antecedentes
- 2.2. MARCO GEOLÓGICO
- 2.3. ESTRATIGRAFÍA
 - 2.3.1. Cretácico superior. Formación Tireo
 - 2.3.2. Cretácico superior. Paleógeno
 - 2.3.3. Eoceno inferior-superior
 - 2.3.4. Eoceno inferior-superior (Grupo Peralta)
 - 2.3.4.1. Formación Ventura
 - 2.3.4.2. Formación Jura
 - 2.3.4.3. Capas rojas de Jura
 - 2.3.4.4. Formación El Número
 - 2.3.5. Eoceno superior (Grupo Río Ocoa)
 - 2.3.6. Neógeno
 - 2.3.6.1. Mioceno. Pleistoceno inferior
 - 2.3.7. Cuaternario
 - 2.3.7.1. Cuaternario volcánico
 - 2.3.7.2. Cuaternario continental
- 2.4. SINTESIS TECTONICA DEL CUADRANTE DE SAN JUAN
 - 2.4.1. Marco geológico-estructural de la zona de estudio
- 2.5. HISTORIA GEOLOGICA
 - 2.5.1. El arco insular del Cretácico superior
 - 2.5.2. La cuenca paleógena de back are
 - 2.5.3. Las cuencas neógenas

3. RECURSOS MINERALES. DESCRIPCION

- 3.1. MINERALES METALICOS Y NO METALICOS
 - 3.1.1. Cobre-Zinc
 - 3.1.1.1. Concentraciones sinsedimentarias en la Fm. Tireo
 - 3.1.1.2. Mineralizaciones en filones y zonas de cizalla
 - 3.1.1.3. Diseminaciones en zonas de alteración hidrotermal
 - 3.1.2. Mineralizaciones de Metales Preciosos
- 3.2. ROCAS INDUSTRIALES Y ORNAMENTALES
- 3.3. RECURSOS ENERGETICOS

4. ANALISIS METALOGENETICO

- 4.1. ASPECTOS COMPARATIVOS Y GENETICOS DE LAS MINERALIZACIONES ESTUDIADAS.
- 4.2. GUIAS METALOGENETICAS DE EXPLORACION

BIBLIOGRAFIA

1. INTRODUCCION

El equipo de trabajo del SGN y la UTECO que ha realizado este estudio, siguiendo las normas discutidas y aceptadas en las normativas para la realización de los mapas geológicos y temáticos, ha sido el siguiente:

Ing. Santiago José Muñoz Tapia (SGN)

Tec. Carlos Bladimir Peña Jiménez (SGN)

Ing. Jesús Rodríguez Reyes (SGN)

Giselle Escarlet Valverde Fabián (UTECO)

En el cuadrante de San Juan (5972) se encuentran representadas distintas formaciones geológicas desde el Cretácico Superior al Cuaternario.

Desde el punto de vista metalogenético la Formación más interesante es la Tireo, formada mayoritariamente por rocas volcánicas, lavas y flujos piroclásticos de composición bimodal.

El gran potencial de esta Formación, por indicios de Cu, Au, Ag, Zn, Ni, Pb, Co, As, de tipo epitermal, localizados en la hoja 1:50000 de Juan de Herrera (5972-1).

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 en el trimestre Octubre-Diciembre 2015 (Pasantía Supervisada I, estudiante de la UTECO).

Este proyecto es en colaboración entre el SGN y la UTECO, cuyo objetivo general es promover el conocimiento y desarrollo del sector geológico-minero del país.

La realización del Mapa de Recursos e indicios del cuadrante de San Juan (5972) , 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", bajo la Dirección del Servicio Geológico Nacional.

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; sólo 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. (Elaborada por el SGN).

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

La hoja cuadrante de San Juan a escala 1:100 000, se sitúa en la zona centro meridional de la República Dominicana.

El cuadrante está formado por las hojas de Juan de Herrera (5971-I), San Juan (5972-II), Derrumbadero (5972-III) y Pedro Corto (5972-IV), a escala 1:50 000.

Su superficie se divide entre las provincias de La Vega, Azua, Elías Piña, Santiago Rodríguez y Santiago.

La topografía del cuadrante es muy accidentada, contrastando enormemente los relieves de la parte Norte, correspondiente al dominio fisiográfico del Valle de San Juan con las elevaciones de las zonas central y norte del cuadrante correspondiente al dominio fisiográfico de la Cordillera Central.

Las cotas más elevadas corresponden a Loma La Cuchilla de los Guanos (Juan De Herrera), con 2,561 m, importante punto estratégico de comunicaciones, Loma Judea (Derrumbadero) con 1,698 m, Loma El Pozo y Cerro El Quemado (Pedro Corto) con 1,610 m y Loma El Magayal y Las Avispas (San Juan) con 1,050 m.

La red hidrográfica está formada por un gran número de ríos y arroyos de cauces encajados y régimen torrencial y caudaloso. En la zona norcentral se registra uno de los máximos pluviométricos de la isla y constituye el área madre donde nacen varios de los ríos más importantes.

Cabe citar aquí los siguientes: Yaque del Sur, Río Blanco, La Tortilla, Río Mijo, La Maguana, Río San Juan, Jinova, Las Cuevas, Río del medio, Los Baos, Dos Bocas, Vallejuelo y Río Yabonico.

La población es en general muy escasa, en las hojas de: Juan de Herrera (5972-I) la mayor concentración poblacional se encuentra al SO en los lugares de: Jinova, Los Jaquimeyes, y Derrumbadero (5972-III), con pequeñas concentraciones en la parte NO y SO de la hoja (Las Charcas de Marianoba, y Derrumbadero), esto es debido a la dureza de condiciones de vida, hay enormes zonas absolutamente despobladas en esas dos hojas; en la hoja de Pedro Corto (5972-IV), los lugares con mayor concentración poblacional están en: Hato del Padre, Hato Nuevo, Yabonico, Sabaneta, La Jagua, concentrándose los núcleos más destacables en la hoja de San Juan (5972-II), en los lugares de: Sabana Yegua, Guanito, Sabana Alta, Arroyo Cano, Mogoyón y el municipio de San Juan.

La economía se fundamenta en el fértil Valle de San Juan, con una actividad agrícola muy potente y modernizada, ganadería y poco en la explotación forestal, que antaño tuvo un gran predicamento.

2.1.1. ANTECEDENTES

Aunque los trabajos pioneros se remontan a la época del descubrimiento de América, las primeras exploraciones sistemáticas tuvieron lugar durante el presente siglo con motivo de campañas petrolíferas y mineras, de las cuales derivan los trabajos de Vaughan et al. (1921), para el Servicio Geológico de Estados Unidos y Bermúdez (1949), entre otros, para la Dominican Seaboard Oil Company.

Un notable impulso a los conocimientos geológicos de la República Dominicana se produjo entre las décadas de los años sesenta y ochenta, merced a la elaboración de una serie de tesis doctorales de carácter regional, entre las que cabe señalar las de: Bowin (1960), sobre el sector central de la República Dominicana; Mann (1983), centrada en aspectos estructurales y estratigráficos de La Española y Jamaica; Dolan (1988), que aborda la sedimentación paleógena en las cuencas orientales de las Antillas Mayores; Vespucci (1986), relativa al volcanismo cenozoico de la región; y Mercier de Lepinay (1987), que desarrolla un ambicioso estudio estratigráfico y estructural de la isla a fin de establecer su interpretación geodinámica.

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 (1991).

Otra notable cartografía de síntesis acompaña a la interesantísima recopilación de artículos que integran el trabajo de Mann et al. (1991a) para la Sociedad Geológica de América y que supone una auténtica puesta al día de los conocimientos geológicos acerca de La Española y por tanto, un documento básico para trabajos posteriores. En esta última recopilación de artículos existen algunos que afectan de forma específica al territorio ocupado por el cuadrante; de entre ellos cabe destacar los de: Dolan et al., con una síntesis sedimentológica, estratigráfica y tectónica del Eoceno-Mioceno de La Española y Puerto Rico, y Lewis et al., que revisan las ideas existentes relativas a la Formación Tiro (Cretácico superior).

2.2. MARCO GEOLÓGICO.

En el cuadrante de San Juan (5972), a escala 1:100 000, afloran un conjunto de rocas ígneas, tanto volcánicas como plutónicas y sedimentarias que forman parte del flanco centromeridional de la Cordillera Central. Estas rocas se disponen en cinturones o bandas de dirección NE-NO y SE, que generalmente están limitadas por fallas subhorizontales con movimiento en dirección y por cabalgamientos de amplio desarrollo subparalelos a las direcciones regionales y vergencia SO, mayoritariamente.

Los materiales aflorantes mesozoicos y cenozoicos, de origen volcánico y sedimentario, pueden agruparse en tres grandes conjuntos:

- Materiales cretácicos, pertenecientes a la Formación Tireo, constituyente característico del eje de la Cordillera Central en la región. Integran un dominio muy complejo cuyo origen está relacionado con la actividad de un arco insular, predominando por ello los depósitos volcanoclásticos, si bien no son raras las intercalaciones puramente ígneas y sedimentarias.
- Materiales paleógenos. En su mayor parte se trata de una serie muy potente de depósitos marinos de facies profundas, pertenecientes al Cinturón de Peralta, dominio característico del flanco suroccidental de la Cordillera Central. También corresponden a este grupo las manifestaciones de los típicos granitoides encajados en el conjunto cretácico.
- Materiales cuaternarios, sobreimpuestos a los conjuntos anteriores. Corresponden a dos tipos netamente diferentes en función de su origen: rocas volcánicas pertenecientes a la provincia efusiva de Yayas de Viajama-Valle Nuevo, que constituyen uno de los rasgos geológicos más característicos de la región; y depósitos sedimentarios de origen variado, pero en todos los casos ligados a un régimen continental.

2.3. ESTRATIGRAFIA

2.3.1. CRETACICO SUPERIOR FORMACIÓN TIREO

Se trata de los materiales más antiguos que afloran en el cuadrante ocupando una parte importante del mismo. Son un conjunto de rocas volcanoclásticas e ígneas con intercalaciones esporádicas de niveles sedimentarios que constituyen 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 del Complejo Duarte, a través de la zona de falla de Bonao-Guacara.

En conjunto constituye una franja de unos 290 Km de longitud por 35 Km de anchura, constituida mayoritariamente por rocas volcanoclásticas, lavas e intercalaciones de rocas sedimentarias. Además el conjunto está instruido por numerosos apuntamientos de rocas plutónicas e hipoabisales (tonalita de hornblenda, riadasita de estructura porfidítica con fenocristales de cuarzo y de feldespato; color gris verdosa y secuencia de rocas piroclásticas y lava de composición andesítica, dasítica y riolítica). El límite norte queda definido por la falla de Bonao-Guaraca y el sur, por la zona de falla San José-Restauración. Por

el SE, la formación se extiende hasta las proximidades de Baní (Area de El Recodo).

Las primeras referencias que aluden a la Fm. Tireo se deben a BOWIN (1960,1966), aunque posteriormente han sido objeto de estudio por parte de LEWIS et al (1991) y por JICA y M.M. AJ (1985).

Tradicionalmente, ha habido cierta controversia en cuanto a la estratigrafía y subdivisiones cartográficas de esta Formación Geológica, ya que mientras los autores japoneses plantean una subdivisión en tres miembros (inferior, medio y superior); Lewis et al (op.cit) proponen introducir el término Grupo Tireo dividiéndolo en dos (Grupo Tireo inferior y Grupo Tireo superior), tomado en cuenta por BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR), HANNOVER, REPUBLICA FEDERAL DE ALEMANIA, para la elaboración del mapa geológico del cuadrante de San Juan (5972), en lo concerniente a la cronoestratigrafía. 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 & M.M.A.J., conjuga otros criterios.

A grandes rasgos puede indicarse, que mientras en la zona oriental de este cuadrante predominan los términos volcánicos y volcanoclásticos masivos, con frecuentes apuntamientos de rocas intrusivas e hipoabisales, en el sector más occidental se observan una serie de intercalaciones sedimentarias (calizas, lutitas, areniscas, hemipelagitas, etc) que confieren a la formación Tireo un carácter más estructurado. Este hecho, unido a la existencia de rocas sálicas, en la zona de Los Pinales Llanos y Gajo Sabinar, y a los datos paleontológicos, han permitido realizar una incipiente estratigrafía de la Formación -Tireo que de muro a techo sería como sigue:

1. Rocas volcánicas y volcanoclásticas con intercalaciones de lavas andesíticas
2. Lutita, caliza y arenisca calcárea de grano fino a medio; de color gris a marrón (Fm. Ocoa), pizarra calcárea de color violeta. La génesis de estos sedimentos es un flysch. Se trata de una unidad eminentemente sedimentaria datada por microfauna como paleógeno-campaniano.
3. Rocas volcánicas y volcanoclásticas masivas con intercalaciones de niveles subordinados de chert y coladas.
4. Niveles de lutitas, chert y calizas (El Guayabal).
5. Basaltos de estructuras glomeroporfiríticas y amigdaloidal; de color gris-negro; pillows lava, Rocas volcanoclásticas (brechas volcánicas), tobas cloritosas, niveles de tobas de lapilli alteradas y tobas microcristalina con génesis rocas volcánicas submarinas (paleógeno).

6. Rocas sálicas: (coladas, domos y brechas de dacitas y riolitas).
7. Calizas microcristalina con nódulos de pedernal de color blanca-crema (Fm. Neiba con génesis depósitos marinos).

Se observa que las rocas más "jóvenes" de la Fm. Tireo, esto es, las riolitas y las calizas de edad Maastrichtiano, se sitúan en los sectores meridionales más próximos al cabalgamiento Frontal sobre el Grupo Peralta. En tanto que las coladas andesíticas y basálticas que constituyen los términos basales de la Fm. Tireo, alcanzan mayor desarrollo en el sector NO, dentro de la Hoja de Gajo del Monte.

2.3.2. CRETACIO SUPERIOR-PALEOGENO

Las intrusiones de granitoides forman un conjunto volumétricamente importante dentro de la Cordillera Central. A pesar de ello y del interés de su significado en el contexto evolutivo de la isla, son relativamente escasos los trabajos que han prestado su atención a ellas.

Las intrusiones del cuadrante de San Juan no presentan fábrica deformativa interna, intuyéndose localmente fábricas magmáticas ligadas al emplazamiento, mostrando a escala de afloramiento aspecto masivo. Los contactos suelen ser netos y no desarrollan aureola de contacto de relevancia en la Fm. Tireo.

Se incluyen aquí todos los diferenciados cartográficamente como son: El batolito de El Río, el del Río Yaque del Sur, y diversos cuerpos en la zona Este del mapa.

Predominan las tonalitas de grano medio, con hornblenda, aunque localmente pueden aparecer tipos cuarzo-dioríticos y granodioríticos. Los tipos más ácidos corresponden a leucotonalitas y trondjhemitas con diques aplíticos y pegmatíticos.

En cuanto a la edad de emplazamiento de las intrusiones tonalíticas, su encajamiento en niveles carbonatados de la Fm. Tireo datados como maastrichtianos, permite considerarlas claramente como post-cretácicas. Por otra parte, la presencia de abundantes fragmentos tonalíticos en la unidad conglomerática de la Fm. Ocoa, acota su edad más reciente en el Eoceno superior, lo que las enmarca en el intervalo Paleoceno-Eoceno superior en base a sus relaciones espaciales con los restantes materiales de la zona.

2.3.3. EOCENO INFERIOR-SUPERIOR.

A nivel insular, los materiales sedimentarios y metasedimentarios del flanco suroccidental de la Cordillera Central han sido interpretados como un fragmento de cuenca de *back-arc* e integrados en el Terreno Tectónico de Trois Rivières-Peralta (Mann et al., 1991b). Este dominio, que se extiende a lo largo de 320km

en el flanco suroccidental de la Cordillera, es el mayor de los cinturones paleógenos de La Española. Presenta una intensa deformación, con predominio de pliegues y cabalgamientos de típica directriz NO-SE, encontrándose cabalgado por el Terreno Tectónico de Tireo, cabalgando a su vez sobre el Terreno Tectónico de Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba; los cabalgamientos se realizan a través de las zonas de falla de San José-Restauración y San Juan-Los Pozos, respectivamente.

Esta franja de materiales paleógenos, depositados en un surco sedimentario muy subsidente, de orientación NO-SE y abierto hacia el Sureste, es conocida en la región como Cinturón de Peralta; su espesor original, muy difícil de estimar por los efectos de la tectónica regional, probablemente supera los 10.000m. La presencia en su seno de una acusada discordancia ha permitido la individualización de tres grupos deposicionales mayores: Gr. Peralta, Gr. Río Ocoa y Gr. Ingenio Caei (Dolan, 1988; Heubeck, 1988); en base a su contenido faunístico (Dolan et al., 1991) han sido atribuidos al Eoceno y Eoceno superior-Mioceno inferior, respectivamente.

2.3.4. EOCENO INFERIOR-SUPERIOR (GRUPO PERALTA)

En la bibliografía relativa al Grupo Peralta se han individualizado las Fm. Ventura, Jura y El Número (Dolan, 1989):

- La Fm. Ventura (Eoceno inferior-medio) está integrada por una potente sucesión rítmica (superior a 1.000m) de areniscas y margas de naturaleza turbidítica; las areniscas, de carácter siliciclástico, son la litología predominante hacia el Sur de la región, en tanto que hacia el Oeste aumenta la proporción margosa, que puede llegar a ser dominante. Localmente, aparecen niveles conglomeráticos y volcánicos, de pequeña entidad.
- La Fm. Jura (Eoceno medio) posee una mayor uniformidad, estando constituida fundamentalmente por calizas tableadas blancas a grises de ambientes pelágicos, próximas a 200m de potencia. Como constituyentes subordinados aparecen niveles conglomeráticos polimícticos y escasas y poco desarrolladas intercalaciones volcánicas.
- La Fm. El Número (Eoceno superior) está representada fundamentalmente por una sucesión pelítico-margosa, con delgados niveles de areniscas turbidíticas intercalados, que puede alcanzar 3.000 m de espesor. Cuando la unidad se encuentra completa, alberga niveles olistostrómicos carbonatados de potencia moderada (megaturbiditas) y hacia techo, calizas bioclásticas y calcarenitas; no obstante, en la mayoría de los casos la unidad aparece incompleta debido a procesos erosivos o tectónicos.
- En la mayor parte de la región, entre las Fms. Jura y El Número aparece un tramo pelítico-carbonatado de tonos rojizos de 50-100m de espesor, que supone el tránsito entre ambas y que constituye un excelente nivel-guía.

Presenta buenas condiciones de afloramiento en diversos puntos de la región, especialmente en el ámbito de la sierra de El Número y de los ríos Ocoa y Jura; por ello, y ante su falta de denominación en la literatura regional existente, en el presente trabajo se propone para él la designación como “Capas rojas de Jura”.

2.3.4.1. Formación Ventura. Alternancia rítmica de areniscas turbidíticas, esencialmente siliciclásticas, y margas. Eoceno inferior-medio

A grandes rasgos, se trata de una monótona sucesión formada por alternancias rítmicas entre areniscas y lutitas, siendo frecuentes los tramos de areniscas tableadas y masivas; también son frecuentes los tramos de predominio margoso, especialmente a techo de la unidad, en cuyo caso se asemeja notablemente a las Fms. El Número y Ocoa. Resultan menos abundantes los niveles conglomeráticos y volcánicos. Las litologías señaladas se agrupan en diversas asociaciones de facies cuya distribución vertical no ha podido ser determinada.

Regionalmente, la Fm. Ventura alberga una considerable cantidad de fauna cretácica y paleocena que ha sido interpretada como una resedimentación (Lewis et al., 1987); en cualquier caso, las asociaciones regionales de Foraminíferos planctónicos, Radiolarios, nannoplancton calcáreo e icnofauna pelágica, han aconsejado su asignación al Eoceno inferior y a la base del Eoceno medio (Dolan et al., 1991), sin que deba descartarse que sus términos inferiores pertenezcan al Paleoceno.

2.3.4.2. Formación Jura Calizas tableadas blancas y grises. Localmente, conglomerados polimícticos. Eoceno medio

Se trata de un tramo fácilmente reconocible, tanto por sus características litológicas como por proporcionar tonos blanquecinos y un ligero resalte morfológico al terreno, siendo con frecuencia el único indicador claro de la estructura del Grupo Peralta.

Su aspecto general es el de una monótona sucesión de calizas tableadas de color gris en corte fresco y blanco en alteración, en niveles de orden decimétrico; esporádicamente, intercala niveles margosos de espesor equiparable al de los calcáreos, apareciendo como una alternancia rítmica. Localmente, se observan intercalaciones métricas de conglomerados polimícticos blancos, cuya representación cartográfica no ha sido posible a esta escala.

La Fm. Jura aparece involucrada en la típica tectónica de pliegues y cabalgamientos del Cinturón de Peralta, siendo el mejor indicador de su geometría. Aflora a favor de los anticlinales de un tren de pliegues de típica dirección NO-SE y vergencia hacia el SO; debido a ésta, los flancos suroccidentales suelen aparecer verticalizados o invertidos, e incluso afectados por fallas inversas.

2.3.4.3. Capas rojas de Jura (10) Limolitas calcáreas rojas con intercalaciones de niveles de calizas tableadas blancas y grises. Eoceno medio-superior.

Se trata de una auténtica unidad de tránsito entre las Fms. Jura y El Número, de las cuales no había sido individualizada en trabajos anteriores; equivale a parte de la Fm. Plaisance de Vaughan et al. (1921). Posee una amplia extensión regional, aflorando entre el valle del río Las Cuevas y la bahía de Ocoa, lo que junto a su fácil identificación, ha aconsejado su representación cartográfica, en la que aparece a modo de nivel-guía del Cinturón de Peralta.

Litológicamente se caracteriza por una alternancia entre limolitas rojizas y grises y calizas blancas en niveles de orden centimétrico a decimétrico, con un marcado aspecto pizarroso; también se reconocen margas, margocalizas y areniscas calcáreas.

De entre su elevado contenido faunístico, en el que abundan Globigerínidos, Radiolarios, Equinodermos, Ostrácodos, Textuláridos y espículas ha permitido su asignación al Luteciense superior, precisión acorde con su inclusión en el Eoceno medio-superior en el resto de la región.

2.3.4.4. Formación El Número Alternancia de margas marrones y niveles decimétricos de turbiditas. Eoceno superior

A grandes rasgos, se trata de una monótona sucesión margosa que intercala niveles turbidíticos de areniscas de orden decimétrico, espaciados entre sí a intervalos superiores a 1m, con un espesor inferior a 150m en todos los cortes observados, pero que en conjunto puede superar 3.000m; en el seno de esta litofacies dominante, se reconoce un tramo intermedio caracterizado por la intercalación de niveles de megaturbiditas, así como un tramo superior que intercala calizas y calcarenitas.

En conjunto, la Fm. El Número constituye un gran ciclo de somerización marcado por el desarrollo de facies de cuenca pelágica a muro, el predominio de facies de talud en la parte intermedia y la presencia de facies carbonatadas hacia techo.

Son escasos los restos fosilíferos hallados, que además suelen aparecer recristalizados y resedimentados; entre ellos cabe señalar Globigerínidos, Rotálidos y dudosos Textuláridos y Equinodermos, que únicamente han permitido su asignación al Eoceno. De cualquier manera, las Capas rojas de Jura acotan la edad de su base, al igual que la Fm. Ocoa acota la de su techo, por lo que la Fm. El Número se ha enmarcado en el Eoceno superior, al igual que en trabajos precedentes (Dolan et al., 1991).

2.3.5. EOCENO SUPERIOR (GRUPO RÍO OCOA)

En el Cuadrante de San Juan existen buenos cortes parciales de la Fm. Ocoa, que han permitido individualizar dos tramos principales: conglomerático y margoso. El tramo conglomerático constituye la práctica totalidad de la serie en el sector septentrional, siendo sustituido hacia el Sur de forma progresiva por el tramo margoso, que llega a ser dominante en el sector meridional. Es ésta la unidad más característica de la Fm. Ocoa en la región, predominando en ella las margas y fangos con intercalaciones rítmicas de areniscas de espesor centimétrico a decimétrico, que pueden presentarse bajo aspecto ordenado o caótico, en este último caso englobando típicos olistolitos de diverso origen; las dimensiones de los olistolitos sólo han permitido su individualización cartográfica en casos en los que se encuentran incluidos en el tramo conglomerático. Por último, ambos tramos de la Fm. Ocoa incluyen niveles interestratificados de calizas, diferenciados igualmente cuando su envergadura así lo ha permitido.

Según WALLACE (1945:6), el nombre de la Formación fue introducido por M.B. ARICK, el cual describe una serie de esquistos al sur del poblado de San Juan, de la época del Cretácico Superior al Eoceno, más tarde P.J. BERMUDEZ limitó el término solo a esquistos Cretácicos.

Otras formaciones que pueden ser la Formación Ocoa parcial o totalmente (ver D.G.M. 1984, 1985) son: Fm. Abuillot, Fm. Azufre, Fm. Las Cuevas y Fm. Río del Medio; en el informe del JICA & MMAJ (1984) esta Formación es señalada como un miembro superior de la Formación Tireo.

La Formación Ocoa aflora en el borde sur de la Cordillera Central y partiendo del valle de San Juan visto morfológicamente, forman las primeras zonas montañosas llegando hasta alturas medias de 1,000 mts. sobre el nivel del mar.

Las rocas de la Formación están plegadas intensivamente. La situación exacta de la disposición de los sedimentos y la secuencia estratigráfica de estos, dentro de la Formación Ocoa, no pudieron ser aclarados durante el Mapeo. Para tal fin sería necesario un número cuantioso de determinaciones bioestratigráficas.

El principal tipo de roca que aflora es: argilita (fina), calcárea, otros tipos de rocas aflorantes son caliza y arenisca calcárea de grano fino a medio, de color gris y pizarra calcárea de color violeta. En zonas de movimiento tectónico bien acentuado, esas rocas aparecen trituradas (como milonita).

Especialmente las secuencias de pizarras gris olivo muestran intercalaciones en distancia de decímetro hasta un metro de capas de areniscas calcáreas de igual color. Estas son mayormente arenas finas preponderantemente gradadas y a menudo están provistas de señas de corrientes en la parte inferior de las capas, se tratan de turbiditas.

A menudo aparecen juntas rellenas de calcita espática gruesa, que pueden aparecer también en superficies de dislocación con un grosor de algunos mm.

hasta cm. Estas secreciones son una señal típica de las rocas de la Formación Ocoa.

Subordinadamente aparecen capas de tobas de hasta 1 cm. de espesor, mayormente de color claro, gris-verdoso. Según JICA & MMAJ (1984:17) en los componentes de rocas piroclásticas se trata de materia prima andesítica.

Para mayor entendimiento se ha dividido la Formación en dos: una secuencia superior de color gris compuesta por lutita y pizarras con areniscas, esta secuencia corresponde a una facies turbidítica; la secuencia inferior de color violeta está compuesta principalmente de pizarras calcáreas, pizarras arenosas y areniscas calcáreas, esta secuencia es menos turbidítica y corresponde a una facies de agua profunda (batial hasta abisal).

El piso de la Formación son las deposiciones de la Formación Tireo y el techo se desconoce, ya que está cubierto por sedimentos del Cuaternario.

Los límites estratigráficos de la Formación Ocoa libre de microfósiles, no se pudo determinar claramente por los análisis de nannoplankton (ver Tabla No.2) y por las pocas investigaciones de foraminíferos (ver Tabla número 1). Se tienen determinaciones muy heterogéneas de esta Formación y no se puede decidir si son del Cretácico o si abarcan parte del Cretácico Superior-Terciario. Otra posibilidad es la descrita por LEWIS et al (1984) de que los fósiles fueran retrabajados y que estos sedimentos son de origen Terciarios exclusivamente.

El espesor de las deposiciones se desconoce, debido al plegamiento intensivo y a las numerosas fallas que afloran en la zona que imposibilitan su exacta medición. JICA & MMAJ (1984:17) suponían un espesor de más de 1,000 mts. para la Formación Ocoa.

FORMACION NEIBA. TOBA, BASALTO, MARGA, CALIZA MICROCRISTALINA Y NODULOS DE PEDERNAL PALEOGENO:

El nombre de la Formación Neiba, fue introducido según BERMUDEZ (1949) por C.F. DOHM (1942) mientras que el propio DOHM (1941 b:4) se refiere a M.B. ARICK (1941:15); otras denominaciones que probablemente corresponden a la Formación Neiba (D.G.M. 1984, 1985): FM. ABUILLOT, FM. CALIZA ACEITILLAR, FM. CERCADILLO, FM. PLAISANCE, FM. VALLEJUELO y FM. BASSIN ZIM en HAITI.

Esta Formación aparece en abundancia en las estribaciones de la Sierra de Neiba, en la loma del complejo EL MUÑECOLL, así como en las elevaciones individuales al sur-este del cuadrante como son las lomas —del GUANALL y —del AGUALL. Está compuesta principalmente de caliza dura, de grano fino de color gris claro hasta blanco, densa y mayormente micrítica, algunas son esparíticas ricas en Foraminíferos. Pueden estar estratificadas con capas o concreciones de Silicatos (Pedernal), las cuales poseen colores rojizos, mientras que en la región del complejo —EL MUÑECOLL predominan tonos grises y marrón grisáceos.

En la región del complejo —EL MUÑECOII y el borde norte del graben de San Juan aparecen en la parte superior de la Formación Neiba, capas de rocas volcánicas fuertemente intemperizadas (tobas y lavas submarinas); estas también fueron descritas por MICHAEL R. (1979:58,66) en el área de la hoja 5973-III (1:50,000), Arroyo Limón (como miembro 1B). Estos estratos de calizas intercaladas con rocas volcánicas contienen a menudo, especialmente en su base, cantos rodados de mm. hasta dm. que fueron redepositados, previniendo estos de rocas volcánicas de la parte inferior.

En la perforación Candelón 1, aproximadamente 25 kms. al Oeste del borde de la Hoja, aparecieron dos capas finas descritas como rocas espilíticas en una posición comparable estratigráficamente, a una profundidad de 3055-3070 mts. con una intercalación de Arcillas Benctónicas (ATTACHMENT 4:34- en ANSCHUTZ 1982).

Diez análisis de rocas (ver Tabla No.3) mostraron un contenido promedio de 53 o/o SiO₂, O o/o MgO. El único componente mineralógico principal es la calcita, el cuarzo y el feldespato aparecen en trazas.

El piso de la Formación Neiba no se encontró en la hoja. El techo lo forman marga y arenisca calcárea de la Formación Sombrerito. (Ver Cap.2.2.2.1).

El radio de alcance estratigráfico de la Formación Neiba en la zona del cuadrante San Juan, se definió por determinaciones de foraminíferos en aproximadamente 90 láminas delgadas (Tabla No.1) y por análisis de nannoplancton (Tabla No.2).

Hubo que dividir dos zonas: La Norte que aparece el complejo Loma El Muñeco, cuyo rango es del Paleoceno Medio, hasta el Oligoceno Medio/Superior NP6 más joven NP24. Dentro de dicha zona aparecen rocas volcánicas colocadas en la parte superior del Eoceno Superior hasta Oligoceno Medio/Superior. Las rocas volcánicas perforadas en el pozo Candelón 1, aparecen desde el Oligoceno Inferior hasta el Medio (ATTACHEMENT 7:8-9 ANSCHUTZ 1982).

En la parte Sur, perteneciente a la Sierra de Neiba, la Formación abarca desde el Eoceno Medio NN3 hasta el Mioceno Inferior.

En la perforación Candelón 1, efectuada entre estas dos zonas se localizó el límite del techo (2930 mts.), debajo del límite Oligoceno/Mioceno. Esto demuestra que el cambio de facies hacia la Formación Sombrerito en el Norte de la hoja, comenzó alrededor de 5 millones de años más temprano.

BREUNER (1985:19) presume que en la parte adyacente al Sur de la Sierra de Neiba, hay un espesor total de 1,200 mts. como máximo, sin incluir la Formación Vallejuelo a la cual se le asigna 500 mts. de espesor. La ANSCHUTZ (1982) perforó alrededor de 1,020 mts. de la caliza sin alcanzar el piso de la misma.

El espesor de la roca volcánica que aparece en el complejo loma El Muñeco, en la parte Superior de la Formación; no debe pasar de los 100 mts. como máximo. En la perforación Candelón 1, tiene aproximadamente 15 mts. (ATTACHMENT 4:34-61 en ANSCHUTZ).

Esta Formación se depositó en una zona abierta totalmente marina del Nerítico profundo hasta el Batial Superior con sedimentación calcárea uniforme, libre de detritus de tierra firme y duró por lo menos más de 15 millones de años.

2.3.6 NEOGENO:

Está representado por materiales sedimentarios que forman parte del Terreno Tectónico de Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba (Mann et al., 1991 b), dominio geodinámico de conocimiento deficiente y constituido por entidades estructurales y estratigráficas heterogéneas. Una de ellas está parcialmente incluida en la zona de estudio; es la Cuenca de Azua-San Juan, estrecha depresión tectónica de tipo ramp valley (Mann et al., 1991c) que con dirección NO-SE se localiza al SO de la Cordillera Central.

El límite entre ambos dominios está constituido por la zona de falla de San Juan-Los Pozos, mediante la cual se produce el cabalgamiento de los materiales paleógenos del Cinturón de Peralta sobre los neógenos de la Cuenca de Azua-San Juan.

Los materiales neógenos de la Cuenca de Azua-San Juan, con un espesor comprendido entre 2.000 y 4.000 m, comenzaron su deposición durante el Mioceno inferior a través de carbonatos de ambientes marinos que evolucionarían con el paso del tiempo hacia materiales detríticos de ambientes progresivamente más someros, de tal forma que a lo largo del Plioceno se produciría la instalación de un régimen continental prolongado durante el Cuaternario. a lo largo de todo este intervalo de tiempo la región permaneció tectónicamente activa, pareciendo existir diversas discordancias, más o menos evidentes según los casos.

Los sondeos existentes ponen de manifiesto la dificultad para separar los términos carbonatados miocenos de los carbonatos paleógenos infrayacentes; igualmente, existe una extremada similitud litológica entre los conglomerados superiores y las gravas cuaternarias recientes, separándose ambas por criterios geomorfológicos que, además, denuncian un cambio en el régimen geodinámico.

2.3.6.1. Mioceno-Pleistoceno Inferior

En el cuadrante de San Juan el registro neógeno se encuentra representado en las cuencas de Azua-San Juan, localizada en el sector suroccidental, y de Guayabal, depresión intramontañosa situada en el sector central., El registro de la primera cubre un intervalo temporal más amplio (Mioceno superior-Pleistoceno inferior), pese a lo cual faltan los términos carbonatados inferiores; por lo que

respecta a la segunda, su relleno está constituido exclusivamente por los términos detríticos superiores (Plioceno-Pleistoceno inferior).

De acuerdo con lo anterior, aflora la Fm.Sombrerito, estando parcialmente representada la Fm. Trinchera, cuyos términos superiores equivalen a la Fm.Quita Coraza, que no ha sido reconocida en este cuadrante. Los afloramientos más extensos y los cortes de mejor calidad pertenecen a las Fms. Arroyo Blanco y Arroyo Seco, pese a lo cual presentan gran complejidad, especialmente por la similitud de sus facies conglomeráticas y la existencia de cicatrices internas.

A continuación y de manera condensada se describen las principales características de las Formaciones Aflorante:

- La Fm. Trinchera (Mioceno medio-Plioceno inferior) es una potentísima (1.000-2.700 m) alternancia rítmica de areniscas y margas de origen turbidítico. Este aspecto general puede sufrir modificaciones locales como la práctica desaparición de los niveles margosos y la aparición de niveles conglomeráticos a techo.
- La Fm. Arroyo Blanco (Mioceno superior - Plioceno medio) posee un espesor próximo a 700 m. Es la unidad más heterogénea pues, pese al predominio de los tramos conglomeráticos, no son extraños los niveles de calizas arrecifales, en algunos casos resedimentadas, ni de margas, igualmente, hacia el Oeste de la región evoluciona hacia facies de tipo evaporítico.
- La Fm. Arroyo Seco (Plioceno superior - Pleistoceno inferior) muestra un espesor muy variable que puede alcanzar 700 m, siendo la única unidad depositada íntegramente bajo un régimen continental. Está constituida por conglomerados polimícticos en bancos gruesos, entre los que se intercalan esporádicamente niveles de arcillas. En la región de Azua es conocida como Fm. Via.

2.3.7. CUATERNARIO

El registro cuaternario se encuentra muy desigualmente distribuido por todo el cuadrante, pudiendo establecerse en ella dos grandes grupos. Por una parte, los materiales más antiguos son de naturaleza volcánica y se encuentran ampliamente representados por la mitad occidental. Por otra, los depósitos más recientes poseen origen sedimentario y pese a su variedad presentan una reducida extensión.

2.3.7.1. Cuaternario volcánico

La profusión de materiales volcánicos de edad pliocena y cuaternaria constituye uno de los rasgos más peculiares de la región. Su presencia en el sector central y noroccidental en las hojas geológicas de: San Juan (5972-II) y Pedro Corto (5972-IV) de La Española ha sido puesta de manifiesto desde los trabajos pioneros de

Vaughan et al. (1921) y confirmada posteriormente por numerosos autores, cuyos estudios se centraron en áreas y temas variados; entre ellos cabe destacar por su interés para el presente trabajo los de OLADE (1980), Electroconsult (1983), Vespucci (1982, 1986) y García y Harms (1988).

Sus afloramientos en territorio dominicano se han dividido en dos grandes conjuntos: los más occidentales, agrupados en torno a San Juan, poseen afinidad alcalina y se correlacionan con los del territorio haitiano; por el contrario, los más orientales, localizados en el área de Constanza-Yayas de Viajama, de afinidad calcoalcalina predominante, presentan mayores variaciones petrológicas, así como una mayor dispersión temporal. La génesis de ambos conjuntos, parcialmente coetáneos, es un tema sin una resolución totalmente satisfactoria en la actualidad.

La zona objeto del presente estudio se encuentra íntimamente relacionada con la región volcánica de Constanza-Yayas de Viajama. A grandes rasgos, los afloramientos de ésta se distribuyen por una banda de dirección NE-SO de unos 30km de ancho, comprendida entre el Valle de Constanza (NE) y el Valle de San Juan-Llano de Azua (SO), con una amplia y variada representación en las Hojas de Padre Las Casas, Sabana Quéliz y Yayas de Viajama, superior en cualquier caso a la de las Hojas de Gajo de Monte, Constanza, San José de Ocoa y, especialmente, Pueblo Viejo, donde tan sólo aflora en el paraje conocido como El Mogote, que constituye la manifestación volcánica más meridional de la región.

La morfología de los afloramientos sugiere una tendencia migratoria de los centros efusivos en sentido NS-EO, confirmada por las dataciones radiométricas existentes, que señalan edades superiores a 2 m.a. en las proximidades de Yayas de Viajama e inferiores a 0.5 m.a. cerca de Constanza. La distribución petrológica, morfológica y temporal permite la diferenciación de dos provincias volcánicas: Yayas de Viajama-Padre Las Casas, al Suroeste, y Valle Nuevo, al Noreste y Yabonico en la parte central de la hoja Pedro Corto (5972-IV).

La provincia morfológica de Yabonico-Derrumbadero posee una gran cantidad de afloramientos de pequeñas dimensiones, con frecuencia centros de emisión difíciles de reconocer en el paisaje por la notable acción de la morfogénesis cuaternaria sobre ellos; ante sus variaciones composicionales y texturales resulta difícil su correlación. A grandes rasgos, parece reconocerse un episodio inicial de composición basáltico-andesítica, seguido inmediatamente por otro de predominio traquiandesítico; éste es el de mayor extensión de la región y refleja la migración magmática hacia la provincia de Yabonico.

Los afloramientos de Yabonico (1.2-0.3 m.a.) poseen una continuidad mucho mayor, reconociéndose un foco emisor principal integrado por varios centros en el área Cabecera arroyo Yabonico-Cerro Grande, foco del que parten radialmente extensas coladas. Tras una efusión basáltica inicial, tal vez correlacionable con la de la provincia suroccidental, se registra una notabilísima reactivación del relieve a través de un episodio de naturaleza traquiandesítica que desencadena un energético proceso de incisión fluvial que prácticamente configura la red de drenaje actual, de distribución centrífuga. Las últimas manifestaciones, de

carácter basáltico, se adaptan fielmente a la red, sugiriendo que su edad podría ser en algún caso incluso más reciente que la sugerida por las dataciones existentes.

El magmatismo dio comienzo hace algo menos de 3 m.a. en relación con procesos mal establecidos, pero tal vez relacionados con un principio de subducción (*underthrusting*) de la litosfera correspondiente al *plateau* oceánico del Caribe bajo el Gran Arco de Islas, cuyo resultado son las manifestaciones calcoalcalinas; su distribución espacial y temporal sugiere que su emisión estaría condicionada por la aproximación del *ridge* de Beata hacia La Española, en sentido SO-NE. Un cambio en el régimen geodinámico, hace aproximadamente 1 m.a., provocó la actuación de grandes desgarres de orientación cercana a E-O y con ella, el ascenso de magmas alcalinos, de mayor profundidad. Los episodios magmáticos más recientes, no parecen mostrar una correspondencia clara con ninguno de los anteriores, siendo posible la coexistencia de los magmatismos alcalino y calcoalcalino, al menos durante algún tiempo.

2.3.7.2. Cuaternario Continental

Poseen una cierta variedad con depósitos de origen fluvial, de ladera, lacustre, carstico y poligénico. Su desarrollo está directamente condicionado por el relieve generado por los procesos volcánicos anteriores. Así, la elevación del territorio ligada a éstos, no sólo favoreció la aparición de un clima periglacial, sino también el lógico desarrollo de los procesos gravitacionales y un fuerte encajamiento de la red fluvial, puesto de manifiesto especialmente en los valles de los ríos Yaque del Sur y río San Juan.

Se citan a continuación los distintos tipos de depósitos diferenciados, sin entrar en su descripción.

Fondos de Dolina; Arcillas de descalcificación:

Fondos endorreicos; Arcillas y limos.

Fondos endorreicos de origen volcánico; Arcillas y limos.

Glacis; Gravas, arenas y arcillas.

Terrazas medias-altas, terrazas bajas-medias; Gravas y arenas.

Fondos endorreicos de origen periglacial; Arcillas y limos oscuros.

Deslizamientos por reptación; Arcillas, cantos y bloques.

Deslizamientos por gravedad; Arcillas, cantos y bloques.

Conos de deyección; Gravas, arcillas y arenas.

Coluviones; Cantos, arenas y arcillas.

Fondos de valle; Gravas y arenas.

2.4. SINTESIS TECTÓNICA DEL CUADRANTE DE SAN JUAN

2.4.1. MARCO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL DE LA ZONA DE ESTUDIO

El cuadrante de San Juan se localiza en el flanco suroccidental del sector central de la Cordillera Central, si bien sus sectores septentrional y oriental se puede considerar como parte de la zona axial de esta cadena. Los macrodominios estructurales representados en la Hoja son, de NE a SO, el basamento y el Cinturón de Peralta, si bien el esquema regional se completa con la presencia de la Cuenca de Azua-San Juan hacia el Suroeste.

- El basamento está constituido por terrenos y formaciones de arco-isla que, generados y amalgamados durante el intervalo Jurásico superior-Eoceno, forman parte del Gran Arco de Islas del Caribe (Mann et al., 1991b). Los sectores más noroccidentales de este basamento, están representados por la formación o terreno (estratigráfico) de Tireo, el cual consiste en una potente serie de rocas volcanoclásticas con intercalaciones menores de lavas y niveles sedimentarios, perteneciente al Cretácico superior. La estructura interna de este basamento, difícil de descifrar por los fuertes relieves y su dificultad de acceso, se caracteriza por la presencia de una serie de imbricaciones o escamas y pliegues de gran radio asociados, con vergencia general hacia el SO, cuya dirección varía desde la aproximadamente E-O de los sectores más septentrionales de la zona (Hoja de Juan de Herrera) a la N-E de los más meridionales (Hoja de Gajo de Monte), mediante un brusco giro localizado en el sector nororiental de la Hoja de Lamedero.

- El Cinturón de Peralta, también descrito en la literatura como el terreno (estratigráfico) de Trois-Rivières-Peralta, consiste en una potente secuencia de rocas sedimentarias (localmente metasedimentarias en Haití) del Cretácico Superior-Pleistoceno que, con una dirección general NO-SE, discurre a lo largo del flanco meridional de la Cordillera Central-Massif du Nord de La Española. Este macrodominio forma parte de la orla de cuencas tras-arco que acompaña al Gran Arco de Islas del Caribe (Mann et al., 1991b). En su sector suroriental, Heubeck (1988), Heubeck et al. (1991) y Dolan et al. (1991) han subdividido la estratigrafía del cinturón en tres grandes grupos deposicionales, separados entre sí por discordancias mayores que, en algún caso, pueden estar retocadas por fallas: Grupo Peralta, (Paleoceno-Eoceno), Grupo Río Ocoa, (Eoceno medio-Mioceno inferior), y Grupo Ingenio Caei, (Mioceno inferior-Pleistoceno). En el ámbito de la zona de estudio, sólo el Grupo Peralta está representado por todas sus formaciones (Ventura, Jura y El Número), mientras que del Grupo Río Ocoa sólo aflora su formación basal, (Ocoa), quedando las

suprayacentes (El Limonal y Majagua), así como todo el Grupo Ingenio Caei, circunscritos a sectores más surorientales, incluidos en el cuadrante a escala 1:100.000 de San Cristóbal.

La estructura interna del Cinturón de Peralta y, más concretamente, del Grupo Peralta, está definida por un sistema de cabalgamientos y pliegues genéticamente relacionados, cuyo desarrollo se ha querido correlacionar con el del prisma acrecional de la Fosa de los Muertos (Biju-Duval et al., 1983; Heubeck y Mann, 1991). Esta deformación se ha situado, a partir del Eoceno, 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 Caribe) bajo el moribundo arco de islas, representado por los terrenos cretácico-eocenos de la Cordillera Central y del resto de la isla, de tal forma que el Cinturón de Peralta ocultaría una sutura entre dos fragmentos litosféricos oblicuamente convergentes (Heubeck y Mann, 1991; Dolan et al., 1991). En este contexto, las formaciones del Grupo Río Ocoa se interpretan como megasecuencias de cuenca delantera de arco depositadas sobre la parte interna del prisma acrecional, en algunos casos con un fuerte control tectónico (Fm. Ocoa). Alternativa o adicionalmente, los autores mencionados también relacionan la deformación del Cinturón de Peralta con un corto evento de colisión oblicua y/o movimiento en dirección de la plataforma carbonatada de las Bahamas perteneciente a la placa Norteamericana, con el Gran Arco de Islas de la placa del Caribe, proceso que pudo haber inducido una componente de retrocabalgamientos en el Cinturón de Peralta.

- La Cuenca de Azua-San Juan, situada al Suroeste del Cinturón de Peralta, se ha integrado en el poco definido terreno de Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba (Mann et al., 1991b) junto con la Cuenca de Enriquillo y diversas sierras mal conocidas, todas ellas situadas en el sector centro-occidental de la isla. Su estructura regional es del tipo "domos y cubetas" (*dome and basin structure* de Hobbs et al., 1976), consistente en una serie cubetas sinclinales de dirección NO-SE a ONO-ESE, separadas por domos anticlinales con inmersiones opuestas a lo largo del eje, cuyos márgenes suelen ser cabalgantes sobre las cubetas (Mann et al., 1991c); individualmente, cada una de éstas tiene una sección del tipo "*ramp valley*" (Willis, 1928). Las cubetas están rellenas por materiales del Mioceno medio-Pleistoceno, correspondientes a ambientes marinos en la base y continentales a techo, conformando en conjunto una macrosecuencia somerizante. Los domos anticlinales sacan a la superficie series más antiguas, generalmente carbonatadas, del Paleoceno-Mioceno medio, algunas de las cuales podrían ser, al menos parcialmente, correlacionables con series equivalentes del Grupo Peralta (la Fm. Neiba con la Fm. Jura). No obstante, algunas de las sierras principales (Bahoruco, Neiba, Chaîne de Matheux en Haití) muestran en sus núcleos rocas ígneas y volcánicas atribuidas al intervalo Cretácico superior-Eoceno, cuya posible relación con la Fm. Tireo es desconocida. En el estricto ámbito de la Cuenca de Azua estudiado en el presente proyecto, las rocas más antiguas aflorantes en las estructuras anticlinales pertenecen a la Fm. Sombrerito, del Mioceno, que probablemente también sea la

formación más antigua alcanzada en los sondeos petrolíferos realizados en la cuenca.

La Cuenca de Azua-San Juan se sitúa en el antepaís del Cinturón de Peralta y tanto su relleno como su estructura interna han sido controladas por la evolución estructural de éste. Los domos o estructuras anticlinales anteriormente mencionados, no son sino una respuesta del sustrato de la cuenca al avance de la deformación hacia el antepaís a medida que progresaba la convergencia, posiblemente oblicua, con el margen septentrional del *plateau* oceánico del Caribe, supuestamente aflorante en la sierra de Bahoruco (Mann et al., 1991 b y c).

En el ámbito de la zona de estudio, los contactos entre estos tres dominios son cabalgantes en sentido SE, con los más antiguos sobre los más modernos, aunque posteriormente han podido ser modificados a fallas con movimiento en dirección. Así, el basamento cabalga sobre el Cinturón de Peralta mediante la denominada falla de San José-Restauración (Mann et al., 1991b), que en sectores más noroccidentales tiene una traza subvertical y se le supone movimientos en dirección tardíos. No obstante, en la Hoja de Padre Las Casas se ha cartografiado, localmente, un contacto discordante por *onlap* de las Fms. Ventura y Jura sobre la Fm. Tireo, lo que regionalmente implica que ésta debe ser el sustrato de al menos una parte del Cinturón de Peralta. El contacto de este último dominio con la Cuenca de Azua-San Juan se produce mediante un cabalgamiento frontal de ángulo relativamente tendido que representa la terminación de la falla de San Juan-Los Pozos. Esta falla ha sido definida en sectores más noroccidentales donde, de forma no muy acorde con el carácter cabalgante observado en la zona de estudio, se piensa que, ha acomodado desplazamientos sinestrales de más de 400km entre las placas Norteamericana y Caribeña durante el intervalo Oligoceno- Mioceno (Pindel y Barret, 1991; Dolan et al., 1991).

Aparte de las características estructurales específicas de cada macrodominio, hay una tectónica común a todos ellos que es la importante tectónica de desgarres, cuya incidencia se generalizó en toda la isla a partir del Mioceno, una vez que todos los elementos integrantes de la misma, especialmente sus segmentos meridional y centro-septentrional, estuvieran soldados, persistiendo hasta la actualidad. 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. A partir del Eoceno medio, este régimen produjo la apertura del surco de Caimán en un régimen transtensivo (Mann et al., 1991b) 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 con 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).

Otro elemento estructural a considerar en la región es el *ridge* de Beata (Heubeck y Mann 1991), promontorio alargado con forma de cuña hacia el Norte que se dispone en el centro del *plateau* oceánico del Caribe con una dirección NNE-SSO, transversalmente a los límites meridional de La Española y septentrional de la placa Sudamericana (Mauffret y Leroy, 1997). Según Heubeck y Mann (1991) y Mann et al. (1991c), el *ridge* de Beata funcionó a partir del Plioceno medio como un *indenter* que, empujado desde el otro margen, bajo el cual subduce (Mauffret y Leroy, 1997), colisionó con el sector central de La Española, “incrustándose” en una zona no del todo bien definida, pero que más o menos coincide con la bahía de Ocoa. Pese a que la presencia del *ridge de Beata* en la zona de estudio es muy localizada y se limita al *offshore* de la bahía de Ocoa, los efectos del *indenter* afectan a un amplio sector de la misma. A él se asocia una intensa fracturación, de dirección subparalela a la del propio *indenter* que, a modo de corredor con una anchura superior a los 20km discurre desde la citada bahía hasta al menos las inmediaciones de Bonao, corredor que parece ser una importante fuente de sismicidad. Asimismo, en la zona de colisión se produjo, como consecuencia del mismo proceso, la rotación horaria de las escamas frontales del Cinturón de Peralta (Heubeck y Mann, 1991).

Especialmente por sus implicaciones neotectónicas, es preciso hacer mención del volcanismo cuaternario del sector centro-occidental de la isla, cuya presencia en la zona de estudio es amplia, al disponerse en una banda de dirección EO-NS de 10 a 20km de ancho, que ocupa parte de las Hojas de: San Juan y Derrumbadero. En la zona predomina el carácter calcoalcalino, con el que dieron comienzo las emisiones, si bien también existen puntuales evidencias de emisiones alcalinas, mucho más abundantes hacia el Oeste, en el ámbito de San Juan y Pedro Corto. Para algunos autores (Mann et al., 1991c), el paralelismo entre la banda de volcanismo cuaternario y el *ridge* de Beata, así como su similar edad y progresiva migración hacia el Noreste, implican la relación genética entre ambos. Sin embargo, el hecho de que el uno y el otro no estén totalmente alineados, lleva a sugerir a los mismos autores que el volcanismo también pudo estar controlado por la terminación oriental de la falla de Enriquillo, en un contexto transtensional.

La evolución tectónica de la región comenzó en el Eoceno, una vez que todos los terrenos de arco-isla que forman la Cordillera Central, así como el resto de territorios septentrionales de la isla hubieran sido amalgamados al Gran Arco de Islas del Caribe. La ausencia de afloramientos previos al Cretácico superior en la región impone serias restricciones al conocimiento de la evolución anterior a él; por ello, cualquier intento de establecer la estructura interna de los materiales del Jurásico superior-Cretácico inferior y su compleja evolución estructural debe efectuarse en base al conocimiento de regiones próximas. Por ello, en caso de interés se sugiere la consulta de las memorias del cuadrante de San Juan, integrados en el presente Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana.

2.5. HISTORIA GEOLÓGICA

La comprensión de la historia geológica del cuadrante de San Juan (5972), no es posible sin su integración en un contexto geológico y temporal más amplio; su situación en el corazón de la Cordillera Central, en el límite entre dos grandes dominios, el Cinturón de Peralta y su basamento conocido, la Fm. Tireo, hace obligatorias las referencias a ambos, por lo que en el presente capítulo serán especialmente frecuentes las alusiones al territorio comprendido dentro del cuadrante a escala 1:100.000 de Constanza, Arroyo Limón y Neiba, encajantes en la zona de estudio del presente proyecto.

Lo acontecido en la zona tanto en el Jurásico, periodo al que se han asignado los materiales más antiguos de la isla, como en el Cretácico inferior, entra prácticamente de lleno en el ámbito de la especulación, si bien en otros sectores de la Cordillera Central ha podido establecerse una evolución coherente de este periodo, remitiendo al lector interesado a la consulta de las Hojas incluidas en el cuadrante 1:100.000 de Constanza, Arroyo Limón y Neiba, realizadas igualmente dentro del proyecto Cartografía Geotemática en la República Dominicana.

A grandes rasgos y desde un punto de vista geodinámico, la historia geológica de La Española a partir del Cretácico superior es el resultado de la interacción entre las placas Norteamericana y Caribeña; aunque el límite entre ambas ha sufrido modificaciones en su régimen debido a los cambios de orientación de sus desplazamientos relativos, se ha llevado a cabo bajo un contexto general de convergencia. En estas condiciones, la región se caracteriza por una compleja evolución tectónica a lo largo del Cenozoico, durante el cual la deformación ha sido prácticamente continua; aunque en general refleja la típica evolución de un cinturón de pliegues y cabalgamientos, en sus estadios más tardíos se ha visto afectada por diversos acontecimientos que han trastocado esta evolución general, entre los que cabe destacar por sus efectos en la región la colisión del *ridge* de Beata y la creación de un notable sistema de desgarres, marcados en la hoja Juan de Herrera (5972-I).

La evolución paleogeográfica de la región permite diferenciar tres grandes etapas:

- Cretácico superior, caracterizado por la construcción de un arco insular precursor de la actual Cordillera Central.
- Paleógeno, definido por una notable acumulación sedimentaria a favor de un surco submarino paralelo al arco insular cretácico.
- Neógeno-Cuaternario, caracterizado por la estructuración definitiva de la región, con creación de diversas cuencas rellenas por sedimentos marinos y continentales. Si bien éstas están dentro de los límites del cuadrante San Juan (5972); su conocimiento es imprescindible a fin de establecer la secuencia de acontecimientos más recientes de la zona.

2.5.1. EL ARCO INSULAR DEL CRETÁCICO SUPERIOR

La historia geológica de la región suroccidental de la Cordillera Central basada en los afloramientos existentes se remonta al Cretácico superior, cuando la polaridad en la subducción del sector septentrional protocaribeño habría sufrido una inversión, cuyos pormenores no han sido convenientemente detallados aún. En cualquier caso, el régimen geodinámico de comienzos del Cretácico, durante el cual la protoplaca Caribeña subduciría hacia el Norte dando lugar a las primeras formaciones de arco-isla de La Española, se vería bruscamente abortado a mediados de dicho periodo, posiblemente como consecuencia de una modificación en el rango de competencia en relación con otras placas vecinas. Algunos autores (Draper y Gutiérrez Alonso, 1997) proponen que el cierre de la subducción del Cretácico inferior, estaría provocado por un proceso de obducción (Aptiense-Albiense) en el que se verían implicadas, entre otras, las Fms. Duarte y Loma Caribe, proceso seguido por el comienzo de la subducción de la litosfera atlántica bajo la caribeña.

En este contexto de subducción entre placas integradas por litosfera oceánica, se produjo la construcción de un arco insular en cuya paleogeografía de detalle permanecen aún notables incertidumbres. No obstante, los materiales generados durante su actividad permiten establecer ciertas pautas generales en lo que concierne a la paleogeografía del Cretácico Superior. Esta se caracteriza por un complejo volcánico principal, localizado en una banda de dirección próxima a NO-SE, exterior a la región de estudio y situada en áreas nororientales; su construcción estuvo relacionada con la emisión de magmas calcoalcalinos cuya naturaleza evolucionó con el paso del tiempo. Simultáneamente, la región correspondería a una cuenca marina de profundidad moderada, en la que la actividad del arco se reflejó principalmente por la llegada de flujos volcanoclásticos masivos (Fm. Tireo), reconociéndose junto a ellos la esporádica llegada de lavas y la extrusión de domos, así como la intrusión de cuerpos subvolcánicos.

La actividad magmática no se produciría simultáneamente en todo el arco ni se mantendría constante con el paso del tiempo, de tal forma que existieron zonas y periodos de mayor tranquilidad en los que se desarrollaron procesos puramente sedimentarios, el más frecuente de los cuales fue la deposición de carbonatos, aunque tal vez el más característico serían las acumulaciones de Radiolarios relacionadas con la formación de cherts.

La actividad magmática relacionada con la subducción no estuvo restringida a los procesos volcánicos, sino que produjo ingentes masas de composición tonalítica encajadas en la Fm. Tireo. Su emplazamiento como batolitos y *stocks* se produciría a finales del Cretácico y comienzos del Terciario, probablemente hasta el Eoceno, destacando por sus dimensiones los de El Río Blanco específicamente en el Gajo del Paso de los Blancos, río Macutico y arroyo Los Caos en la Hoja de Juan de Herrera (5972-I).

2.5.2. LA CUENCA PALEÓGENA DE *BACK ARC*

La ausencia de registro cercano al límite Cretácico-Terciario impide precisar la secuencia de acontecimientos seguida en la región entre el cese de la actividad del arco cretácico y el inicio de la sedimentación terciaria; éste tendría lugar a comienzos del Eoceno, sin que deba descartarse que se produjera en el Paleoceno. En cualquiera de los casos, el dispositivo en el que se produjo la sedimentación paleógena estuvo caracterizado por un profundo surco submarino alargado según NO-SE, paralelo a los relieves del arco cretácico extinguido, que se encontrarían al Noreste. El arco, localizado en el ámbito de la actual Cordillera Central, actuó como área madre de la que se nutriría la cuenca, situada en el ámbito del actual Cinturón de Peralta, cuyo relleno se llevó a cabo en dos grandes etapas, relacionadas con la sedimentación de los grupos deposicionales Peralta y Río Ocoa.

En este contexto, la sedimentación paleógena estuvo condicionada por los cambios batimétricos de la cuenca y por la actividad del área madre, integrada por los afloramientos de la Fm. Tireo. Los primeros estuvieron influidos por la relación entre la tasa sedimentaria y la subsidencia de la cuenca, notables en ambos casos, pero evidenciando en cualquier caso una tendencia global de somerización. Por su parte, la segunda estuvo condicionada por la evolución tectónica, que muestra los rasgos de un típico cinturón de pliegues y cabalgamientos en el que la deformación se propagaría desde las zonas más internas (NE) hacia las más externas (SO).

La sedimentación paleógena se inició a través del depósito de la Fm. Ventura. El surco paleógeno sufrió la invasión de lóbulos turbidíticos correspondientes a abanicos submarinos profundos, propagados hacia el Sureste y nutridos del desmantelamiento del arco cretácico, llevado a cabo con una elevada tasa erosiva, como sugiere la potente acumulación sedimentaria registrada, que ocasionó que sus últimos depósitos se acumularan en condiciones más someras (Hoja San Juan 5972-II).

Durante el Eoceno medio, coincidiendo con éstas, tuvo lugar un episodio de sedimentación pelágica en un ambiente de rampa carbonatada, característico del depósito de la Fm. Jura. Pese a lo que pueda parecer en primera instancia, la cuenca manifestaba signos de inestabilidad, como reflejan las acumulaciones de brechas correspondientes a *debris flow* y, especialmente, las emisiones basálticas reconocidas en algunos puntos de la región (Hojas de San José de Ocoa y Padre Las Casas).

La elevada tasa de sedimentación característica del Paleógeno en la región, sufrió una considerable disminución en el paso al Eoceno superior, registrándose un episodio de condensación en ambientes pelágicos cuyo resultado son las Capas rojas de Jura. El posterior depósito de la Fm. El Número supuso un nuevo incremento de la tasa sedimentaria, con una potente acumulación de depósitos pelíticos en condiciones pelágicas no abisales, con intercalaciones turbidíticas de posible origen prodeltaico, reflejando condiciones más someras que las correspondientes a la Fm. Ventura. La estabilidad del depósito de la Fm. El

Número se vio interrumpida por la llegada de depósitos desorganizados relacionados con un talud, estabilizándose nuevamente durante sus últimos compases, caracterizados por varios episodios de somerización en un ambiente de plataforma carbonatada (Hojas de San Juan y Derrumbadero).

Dentro de los signos inequívocos de actividad tectónica en la región durante el Paleógeno, el acontecimiento principal tuvo lugar en el Eoceno superior, en relación con un proceso de imbricación de escamas en la Fm. Tireo, y su principal consecuencia fue la sedimentación del Grupo Río Ocoa, en discordancia sobre el Grupo Peralta, que ya habría comenzado su deformación. El depósito de la Fm. Ocoa tuvo lugar durante el Eoceno superior, sin que deba descartarse que pudiera prolongarse parcialmente durante el Oligoceno.

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

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

2.5.3. LAS CUENCAS NEÓGENAS

La sedimentación neógena dio comienzo en una cuenca amplia y, a grandes rasgos, uniforme, localizada al Suroeste del frente activo de la Cordillera Central, integrado por el Cinturón de Peralta, del cual constituiría por tanto su cuenca de antepaís.

Al régimen marino inicial siguió una clara tendencia somerizante, hasta ser sustituido definitivamente por un régimen continental a finales del Neógeno. Esta tendencia somerizante fue favorecida por el avance del cinturón de pliegues y cabalgamientos, que provocó la progresiva restricción y compartimentación de la cuenca inicial. La evolución regional se vio complicada por la superposición de dos acontecimientos de envergadura geodinámica sobre la dinámica propia del cinturón: la aproximación desde el Suroeste del *ridge* de Beata, que actuó a modo de *indenter*, y el desarrollo de un sistema de desgarres de dirección E-O, como consecuencia de la convergencia oblicua entre las placas Norteamericana y

Caribeña. En sus episodios más recientes, la región se ha caracterizado por un intenso volcanismo, posiblemente relacionado con dichos acontecimientos, pero sin explicación plausible en la actualidad.

El registro neógeno más antiguo corresponde a la Fm. Sombrerito, depositada inicialmente en condiciones profundas, reconociéndose ambientes pelágicos y locales aportes turbidíticos, en una cuenca de dimensiones desconocidas pero en cualquier caso muy superiores a las mostradas por sus afloramientos actuales. La estabilidad de este periodo debió ser breve a juzgar por la notable evolución somerizante seguida en la zona de Azua, donde se han reconocido ambientes de plataforma carbonatada somera que sugieren la elevación del sector suroriental de la cuenca, bien como consecuencia del avance del frente del Cinturón de Peralta o como consecuencia de la aproximación del *ridge* de Beata desde el Suroeste, en dirección a la bahía de Ocoa, sin que ambas causas sean excluyentes.

Sea como fuere, la cuenca insinuaría una cierta estructuración ya en el Mioceno superior, como se deduce de la distribución de facies y espesores de la Fm. Trinchera, depositada fundamentalmente por sistemas turbidíticos relacionados con abanicos submarinos de cierta profundidad. El sistema principal tuvo su origen al Norte de la zona de San Juan y avanzaría hacia el Sureste "encauzado" entre los relieves de la Cordillera Central (al NE) y una incipiente sierra de Neiba (al SO). Completando este dispositivo principal, los relieves de la Cordillera Central constituirían el área fuente de sistemas deltaicos transversales al surco principal, uno de los cuales se reconoce en las inmediaciones de Azua. La elevación del extremo suroriental de la cuenca sugerida durante el depósito de la Fm. Sombrerito, sería ya un hecho e incluso parece probable que en ella no se depositara la Fm. Trinchera.

En cualquier caso, las potentes acumulaciones de la Fm. Trinchera en la mayor parte de la región tendieron a nivelar las áreas sedimentarias a la vez que impulsaron una somerización de los ambientes, de tal forma que a comienzos del Plioceno la cuenca correspondería a una plataforma poco profunda, salpicada por diversos relieves, tal vez a modo de archipiélago, en la que se reconocen ambientes de bahía (Fm. Quita Coraza), precursores inmediatos de la implantación de ambientes litorales y, posteriormente, aún en el Plioceno, continentales.

La individualización de la Cuenca de Azua-San Juan se produjo con una orientación semejante a la actual, es decir paralela a la Cordillera Central y por tanto con orientación NO-SE, aunque sus frentes se encontrarían retrasados con respecto a su situación presente. Con esta configuración, la Cordillera Central actuaría nuevamente como área fuente, en este caso de sistemas aluviales correspondientes a la Fm. Arroyo Blanco, que progradaron ocasionando el retroceso de la línea de costa, hasta el punto de que a finales del Plioceno tan sólo se reconocen facies aluviales, pertenecientes a la Fm. Arroyo Seco, que pueden considerarse antecesores directos de los sistemas de abanicos que en la actualidad tapizan el Llano de Azua. A diferencia de lo ocurrido durante el resto de la sedimentación neógena previa, este tipo de depósitos no sólo se desarrollaron

en la cuenca principal de la región sino que también lo hicieron en cuencas intramontañosas de menor entidad, como la de Guayabal en la Hoja de Padre Las Casas.

Probablemente, de forma simultánea con la sedimentación neógena y con toda seguridad en sus últimos compases, se produjo el avance del *ridge* de Beata hacia la bahía de Ocoa, que actuando a modo de *indenter*, en primera instancia provocaría la insinuación de irregularidades en la cuenca y posteriormente, ya en el Cuaternario, el arqueamiento de todas las estructuras del sector suroriental de la misma, arqueamiento acompañado por la creación de vergencias centrífugas al *ridge* y por tanto, incongruentes con las correspondientes a la deformación relativa al cinturón de pliegues y cabalgamientos.

A finales del Plioceno y tal vez en relación con el avance del *ridge*, dio comienzo uno de los fenómenos más característicos y complejos de la historia reciente de la región, el desarrollo de un intenso volcanismo, de afinidad geoquímica heterogénea, si bien con predominio de magmas calcoalcalinos en la región.

Las emisiones iniciales se produjeron en el sector de Yayas de Viajama, consistiendo en centros de emisión aislados y coladas de desarrollo moderado de naturaleza basáltica y traquiandesítica predominante. Los centros de emisión emigraron progresivamente hacia el Noreste, concentrándose temporalmente en el sector de Monte Bonito (Hoja de Padre Las Casas), ya en el Cuaternario, y más tarde en el de Valle Nuevo, donde las emisiones más recientes, de tendencias enriquecidas en potasio, evidencian una gran juventud al adaptarse sus coladas a la morfología de los valles recientes. Aumentando la complejidad del proceso, mientras se desarrollaba el episodio calcoalcalino, se registraron emisiones alcalinas, fundamentalmente de coladas basálticas, que adquirieron un notable desarrollo en el sector de San Juan.

La distribución espacial y temporal del episodio calcoalcalino sugiere algún tipo de relación con el avance del *ridge* de Beata, aunque no como proceso generador de los magmas. Por el contrario, la distribución del episodio alcalino invoca una relación con el sistema de desgarres E-O generado durante el Neógeno. La interpretación de este fenómeno volcánico dista mucho de estar resuelta, pero un proceso de subducción incipiente de la litosfera oceánica del *plateau* caribeño bajo el Gran Arco de Islas a finales del Plioceno, explicaría el magmatismo calcoalcalino y su migración hacia el Noreste, en tanto que un cambio en el régimen geodinámico durante el Cuaternario habría favorecido la extrusión de magmas alcalinos, de mayor profundidad, a favor de los desgarres de dirección E-O.

El volcanismo ha actuado como proceso generador del relieve y por tanto ha creado zonas sometidas a los procesos erosivos con una extraordinaria intensidad, tanto por mecanismos fluviales como gravitatorios. En este sentido, cabe destacar el sector Valle de San Juan, que ha actuado como principal centro de recepción de aguas de lluvia, del que parten radialmente algunos de los principales cursos fluviales del cuadrante de San Juan. Además, la elevación de

este sector propició la instalación de un microclima periglacial de mayor relevancia a nivel anecdótico que por la extensión de sus depósitos.

La cercanía de estas elevaciones y en general de todo este sector de la Cordillera Central al mar, ha provocado no sólo un espectacular encajamiento de la red fluvial, sino también una elevada capacidad de transporte, reflejada de forma especial mediante los extensos abanicos aluviales que orlan aquélla, tapizando la Cuenca de Azua-San Juan al Norte de la bahía de Ocoa.

3. RECURSOS MINERALES. DESCRIPCION

Geología Económica

El aspecto económico minero de la zona no ha sido estudiado a fondo. Esto responde por un lado a que dicha zona está mayormente enmarcada dentro del Parque Nacional “José del Carmen Ramírez” y las Reservas Forestales de: “Cabeza de Toro, Arroyo Cano, Villa Arpando y Guanito”. Por otro lado la falta de accesibilidad, la cual imposibilita en cierto modo hacer exploraciones geológicas con fines económicos.

Sin embargo algunos trabajos fueron realizados de modo general en el suroeste abarcando entre otras la hoja de Juan de Herrera. Estos tuvieron como objetivo la exploración de petróleo, los cuales fueron llevado a cabo por la CARIBOIL (1978).

JICA (1984) realizó trabajos de exploración metálica en el área de Las Cañitas, abarcando una estrecha franja de 3 kilómetros de ancho en la parte Este de la Hoja de Juan de Herrera.

Recientemente se terminó de realizar conjuntamente con el Mapeo Geológico un muestreo geoquímico de sedimentos activos para detectar posible mineralización metálica en la zona, específicamente Au, Ag, As, Pb, Zn. Este se realizó a lo largo y ancho de la red hidrográfica de la Hoja Juan de Herrera, la cual la conforman Los ríos Mijo, Yaque del Sur, Blanco, Maguana y Jinova, así como innumerables arroyos de menor importancia. Dichos trabajos estuvieron bajo responsabilidad del Ingeniero E. Portorreal quien al final deberá rendir un informe geoquímico.

Durante el mapeo geológico pudimos observar la presencia de vetas de Cuarzo débilmente mineralizadas (óxido de hierro y cobre) dentro de los basaltos de la Formación Tireo, el espesor de ellas por lo general 0.5 metros. También se pudo notar que todos los cuerpos de riodacita en la zona presentaban una mineralización diseminada de pirita (Arroyo el Arroyo, Arroyo Grande).

Entre los recursos económicos más valioso se encuentran el incalculable potencial hídrico, distribuido uniformemente en la zona. Esto ha sido objeto de estudio por parte de la CDE (1984), encaminado a ubicar lugares para pequeñas presas en los ríos Mijo y Yaque del Sur, con el objetivo de producir energía eléctrica. Se ubicaron un total de cinco (5) lugares de futuras pequeñas presas.

Los recursos hídricos más importantes de la hoja de Juan de Herrera vienen dados por la gran red de escorrentía superficial que se desarrolla en toda la extensión de la hoja, la cual hace de esta la de mayor aportación del cuadrante de San Juan de la Maguana (5972). Esto debido a que en esta zona ocurren las mayores precipitaciones, además de que forma parte de la Cordillera Central, desde donde se desarrollan los mayores ríos de la isla.

Esta hoja puede dividirse en tres cuencas hidrográficas: la del Río Yaque del Sur en el Este; la del Río Mijo en el Centro (ambos con dirección norte-sur); y en la parte oeste con los Ríos que aportan a la cuenca del Río San Juan, como el Río La Maguana y el Río Jinova.

Para el aprovechamiento del gran potencial de estas corrientes, se ha proyectado la construcción de varias pequeñas presas en los Ríos Blanco y Mijo.

A diferencia de las aguas superficiales, la característica hidrogeológica principal de la hoja, es la escasez de las aguas subterráneas estando las únicas con importancia en la parte suroeste donde se encuentran los conglomerados terciarios y las terrazas aluvionales, las cuales tienen un gran potencial hidrogeológico y son explotadas exclusivamente para el abastecimiento doméstico mediante el uso de pozos tipo malacate que se encuentran distribuidos por todas las comunidades rurales existentes.

Por el contrario el resto de la hoja tiene mala característica hidrogeológica, son áreas sin ningún acuífero de importancia ya que está compuesta por rocas volcánicas e intrusivas en su mayoría poco fracturadas; y lutitas metamorfoseadas, también con bajo rendimiento hidrogeológico, no obstante en el arroyo Mogollón se ha detectado una zona de descarga de aguas termales, las cuales aún no han sido objeto de ningún tipo de estudio.

La Hoja de San Juan (5972) ha suscitado interés en las últimas décadas en relación con el aprovechamiento sus recursos minerales, desarrollándose en ella varias campañas intensivas de exploración minera consistentes en la realización de cartografía geológica a diversas escalas, exploración geoquímica, sondeos mecánicos y análisis químicos. La mayor parte de esta investigación se ha centrado en las mineralizaciones filonianas y diseminadas en la Fm Tireo - dominante en la Hoja-, aunque el descubrimiento de una mineralización de caolín de alta calidad en rocas tonalíticas del plutón de El Río añade interés a la zona. Actualmente ésta es la única explotación minera existente.

La minería del área ha sido de pequeña intensidad y salvo en la zona de Las Cañitas, donde hubo cierta actividad minera a principios de siglo, no ha habido minería propiamente dicha sino únicamente pequeñas labores de explotación artesanal. En la década de los 70 comienzan los estudios sistemáticos en la zona. La Dirección General de Minería, realizó un estudio geológico a escala 1:50,000 con la cooperación de BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR), HANNOVER, REPUBLICA FEDERAL DE ALEMANIA, Proyecto de apoyo a la creación del Servicio Geológico Nacional. Entre los trabajos efectuados se encuentra una cartografía geológica a escala 1:100,000 de

unos 1000 km², estudios petrográficos y geoquímica de suelos, arroyos y rocas. Aunque no se cumplieron las expectativas iniciales, la presencia de niveles ácidos en la Fm Tireo invitó a la realización de nuevos trabajos para la búsqueda de mineralizaciones de Cu, Pb, Zn, Au y Ag. Las conclusiones desaconsejaron la continuidad de la exploración en toda el área de Las Cañitas, señalando únicamente una serie de recomendaciones para la zona más interesante, El Corbano, en caso de que continuase la exploración.

En 1984, la Dirección General de Minería, a través de la Agencia de Cooperación Japonesa (JICA) y la Agencia de Minerales Metálicos de Japón (MMAJ) efectúa una nueva exploración del área de Las Cañitas, acompañada de una cartografía geológica a escala 1: 50.000 que cubre parte de las hojas de Gajo de Monte, Constanza y Juan de Herrera. El interés del estudio se centró nuevamente en la potencialidad de Cu, Ag, Au, Pb y Zn, basada en su presencia de algunas mineralizaciones con sulfuros que podrían corresponder a sistemas epitermales ligados a rocas porfídicas intrusivas en la Fm Tireo. A pesar de realizarse una exhaustiva campaña de campo con levantamientos geológicos de detalle, geoquímica de arroyos y litogeoquímica y realización de sondeos mecánicos y calicatas, los resultados no fueron esperanzadores. Sin embargo, los trabajos han logrado encontrar abundantes indicios en zonas de muy difícil acceso.

En el sector oriental de la Hoja de Juan de Herrera (5972-I) hay algunos indicios de mineralización epitermal. El indicio más importante es Loma Viejo Pedro (3) explorado intensivamente en el año 2004 por Exploraciones de Latinoamérica, S.A. Los trabajos se han centrado en el estudio económico de esta mineralización y no se tienen noticias de trabajos regionales para la búsqueda de yacimientos similares.

En la Tabla 1 se encuentra una síntesis de las mineralizaciones conocidas en la zona, englobando aquellas visitadas y aquellas no accesibles pero de las que se tienen datos bibliográficos suficientes para ser proyectadas en la cartografía. De hecho, en los trabajos del BRG (1988) y JICA (1986) se citan abundantes indicios pero y se describen sus coordenadas y situación exacta en la información disponible.

En la Hoja hay abundantes canteras, pero la explotación de las rocas industriales y ornamentales está muy por debajo de las posibilidades reales debido a la inaccesibilidad general.

Los trabajos realizados en el presente Proyecto, fundamentalmente la geoquímica de bateas y sedimentos aportaran sin duda nuevos elementos que permitirán definir más adecuadamente el potencial de la Formación Tireo.

3.1. MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

3.1.1. COBRE-ZINC

3.1.1.1. Concentraciones sinsedimentarias en la Fm Tireo

Este grupo incluye abundantes pero pequeños indicios sedimentarios, espacialmente asociados a las rocas básicas masivas y volcanoclásticas de la Fm Tireo, formada en un arco isla abisal (Lewis et al., 1991). La mineralogía es muy monótona, con pirita y algo de calcopirita. El único indicio significativo de estas características es el de Río Grande (13). Aquí, los sulfuros aparecen diseminados en un área considerable en la que son frecuentes las pequeñas zonas mineralizadas a lo largo de una zona muy extensa (>500 m potencia) de la Fm Tireo. Los sulfuros se encuentran predominantemente como clastos detríticos de tamaño mm en potentes secuencias de tipo *mass flows*, lo que sugiere que son el producto de la erosión de cuerpos de sulfuros (masivos?) formados con anterioridad. En algunas zonas es posible observar venillas irregulares de potencia mm cortando a estas mismas rocas. Estas venillas tienen una pequeña alteración hidrotermal asociada y se interpretan como ligadas a una actividad hidrotermal sinsedimentaria. Esto sugiere que sincrónicamente con la deposición de un amplio tramo de la Fm Tireo hubo una circulación hidrotermal potencialmente capaz de formar sulfuros masivos. Sin embargo, no se han encontrado cuerpos de sulfuros masivos propiamente dichos. En rocas equivalentes a la Fm Tireo en Haití (La Mine y Terrier Rouge Series) hay citadas mineralizaciones masivas polimetálicas con *cherts* suprayacentes (Nicolini, 1977). En el informe del BRGM (1980) se describen abundantes diseminaciones y *stockworks* con pirita formando lentejones en tobas ácidas sericitizadas y silicificadas. El indicio más importante es el de El Corbano, donde una secuencia de tobas ácidas con jaspes tienen pirita con algo de esfalerita diseminadas o en venillas. Los contenidos en oro son bajos, entre 0.1 y 0.5 ppm. A unos 2.3 km al sur hay algunas lentes decamétricas de barita con valores de Au de unos 2.7 g/t. Los valores de Ag son también localmente elevados en la Fm Tireo (NU, 1978), pero se tienen pocos datos al respecto.

No hay evidencias de minería en estos indicios y sólo hay algunas pequeñas labores superficiales de exploración en los más importantes.

3.1.1.2. Mineralizaciones en filones y zonas de cizalla dentro de la Fm Tireo

Mucho más importantes que las diseminaciones anteriores son las mineralizaciones ligadas a estructuras filonianas y bandas de cizalla, que presumiblemente remobilizan y reconcentran las diseminaciones estratoides de sulfuros. En relación espacial con estas concentraciones y agrupados en las hojas 5972-I y 5972-II hay varias decenas de pequeños indicios de cobre, que han sido intensivamente estudiados (BRGM, 1980; BRG, 1988 y JICA, 1986). Las leyes puntuales son muy elevadas, hasta el 10-15%Cu, pero las pequeñas dimensiones hacen que no tengan mucho interés económico. No parece haber una dirección predominante para los filones. Entre ellos, los principales se concentran en las zonas de El Cerro de las Caritas y el Gajo de La Piñita (3), Los Jengibres (6), Loma El Campanario y El Alto de los Manantiales (3), Los Melones y el Gajo de

los Chivos (14) hoja 5972-II, El Cerro de la Peñita y el Gajo del Tetero (6), Los Pinalitos y El Quemado (3), El Alto de Caracol (10), Los Manantiales (3), Loma Atravesada (3), Loma El Campanario y Gajo del Pozo Blanco (3), Gajo de Mano Javier (6), Maguana Arriba y el Gajo del Tetero (6). Los primeros corresponden a zonas mineralizadas en estructuras de cizalla mientras que el último agrupa a varios filones aparentemente extensionales. Todas estas mineralizaciones encajan en rocas básicas, formadas fundamentalmente por coladas e hialoclastitas asociadas y rocas piroclásticas y epiclásticas, que son las encajantes de las mineralizaciones estratoligadas, sugiriendo que las situadas en filones y zonas de cizalla son producto de la removilización hidrotermal proximal de aquellas.

Sin embargo, son muy distintas las mineralizaciones ligadas a grandes bandas de cizalla de desgarre o extensional dentro de la Fm Tireo; la mayor parte de los indicios se encuentran en las rocas básicas y muy raramente lo hacen en las ácidas. Hay abundantes indicios tales como los situados en las zonas de Las Cañitas. Han sido extensivamente estudiadas por el BRGM (1980) y la Agencia de Cooperación Japonesa (JICA, 1986), que han realizado cartografías de detalle, campañas de prospección geoquímica, sondeos y trincheras.

Estas estructuras suelen presentar una cierta filonitización y tienen todas las características de las bandas de cizalla, con una deformación gradual y desarrollo de planos internos de tipo S-C y de tipo Riedel y de tensión en las zonas menos deformadas que sugieren un movimiento de tipo extensional o direccional.

3.1.1.3. Diseminaciones en zonas de alteración hidrotermal

En la zona de Las Cañitas también hay rocas ígneas con sulfuros diseminados. Los trabajos del BRGM (1980), la presencia de pórfidos dacíticos y diques microdioríticos con intensa alteración hidrotermal (silicificación ± cloritización) y diseminación de sulfuros, principalmente pirita.

3.1 3. MINERALIZACIONES DE METALES PRECIOSOS

En la zona hay dos indicios de metales preciosos, Loma Viejo Pedro (3), Jengibre (6) y Rio La Maguana (6). Son estructuras filonianas de dirección variable y encajadas en la Fm Tireo. El indicio 3 (Loma Viejo Pedro) encaja en rocas masivas (lavas) y epiclastitas de composición andesítica, aunque está situado cerca de pequeños intrusivos de composición dacítica y riolítica, todos ellos pertenecientes a la Formación Tireo; en la serie hay intercalados niveles de chert. La mineralización encaja en una estructura frágil de dirección N0-5°E subvertical que se reconoce a lo largo de 600 m y con una potencia muy irregular entre algunos cm y casi 10 m. Las salbandas muestran una fuerte alteración hidrotermal. Hay una intensa silicificación y, en menor escala, sericitización, carbonatización y piritización. No hay casi alteración supergénica.

La mineralización, con pirita dominante y contenidos más accesorios de calcopirita, esfalerita y sulfosales se encuentra diseminada o en masas hasta cm dentro del cuarzo, la barita y la calcita del relleno filoniano, que consiste en una brecha soportada por los clastos que son heterolíticos (cuarzo de grano fino,

caliza silicificada y roca ígnea), angulosos y heterométricos (1 mm a 5 cm). El relleno de cuarzo es de textura muy variable, desde cuarzos en peine de grano grueso y alta temperatura a agregados de grano muy fino (jasperoide). Los valores más elevados de oro y plata se encuentran en las zonas brechificadas, en relación con los sulfuros. El oro es de grano fino.

Las labores mineras son casi inexistentes y se reducen a una pequeña corta de exploración. Las concesiones actuales se denominan: Loma Viejo Pedro, Jengibre y Rio La Maguana. Los primeros indicios fueron descubiertos durante una campaña de prospección llevado a cabo por la Cia Battla Mountain / Canyon en 1991. Entre 1991 y 1997 Minera Española ha llevado a cabo un extenso programa de investigación, que incluye la geología de detalle, de muestreo de rocas, muestras de canal, magnetometría, polarización inducida (resistividad) y un total de 6563.8 metros de sondeos. Se han registrado valores puntuales de hasta 300 g/t Au y medias de 5-10 g/t Au sobre varios metros de sondeo en las estructuras hidrotermales. Los valores de plata son inferiores a los de oro, con un ratio global Au/Ag de aproximadamente 20/1.

Como resultado de esta investigación, se ha delimitado una zona de 200 por 250 metros y unos 50 m de profundidad con unos recursos geológicos de 6 Mt con una media de 2-3 gramos de oro por tonelada. Es de esperar que una vez que se resuelvan los problemas de tipo ambiental ligados a la apertura de la mina, unido a una más que previsible recuperación del precio de los metales preciosos, sea posible que el depósito de Loma Viejo Pedro pase a la fase operativa de desarrollo minero.

El indicios de Cobre se reduce a pequeñas zonas de alteración hidrotermal, probablemente ligadas a una estructura de dirección N35-40°E que corta a rocas máficas e intermedias masivas y volcanoclásticas de la Fm Tireo. Hay una intensa alteración hidrotermal con una silicificación interna rodeada de cloritización y piritización irregulares. La mineralización se concentra en las zonas cloritizadas o en pequeñas masas de brechas hidráulicas cementadas por cuarzo y consiste exclusivamente en pirita con pequeñas trazas de calcopirita.

Finalmente, hay varias citas de mineralizaciones epitermales Cu-Au-Ag en la Fm Tireo (Lewis et al., 1991), aunque no ha sido posible visitar ninguna de ellas. También el informe del BRGM (1980) cita la presencia de filones de cuarzo pobres en sulfuros y con contenidos en Au hasta de 1 g/t.

Una de las peculiaridades metalogenéticas de la isla de Española es la existencia de abundantes depósitos aluvionares de oro. Muchos de ellos se encuentran situados aguas abajo de los afloramientos de la Fm Tireo, por lo que se supone que la erosión de ésta es la fuente del oro (Naciones Unidas, 1978). En la zona de San Juan estas no parecen que tienen la importancia que tienen en áreas cercanas.

Tabla 1. Listado de indicios de minerales metálicos e industriales en la Hoja de San Juan

Núm	Nombre	Sustancia	Roca encajante	Morfología	Mineralogía	Modelo	X	Y	Hoja
1	Loma Viejo Pedro	Au, Ag, Cu, Zn, Pb	Fm Tireo. Rocas volcanoclásticas, tobas y brechas con intercalaciones subordinadas de coladas andesíticas.	E	oxidós Mn, goe	volcanosedimentario	266000	2099000	5972-I
2	Jengibre	Au, Ag, Cu, Zn, Pb	Fm. Tireo. Lavas y Tobas dasíticas-riolíticas.	I	Q,chl,ser,cp,mo,goe	diseminación	274200	2092500	5972-I
3	La Cuchilla del Pilón, Gajo al Medio y La Iglesia.	Cu	Fm. Tireo. Rocas volcanoclásticas básicas.	I	Q,chl,ser,py,cp	filoniano-cizalla	278100	2096500	5972-I
4	Río Yaque del Sur, próximo a la Boca de Los Ríos	Cu	Fm. Tireo y la Fm. Ocoa. Basaltos Piroxénicos y Tonalitas.	E	oxidós Mn, goe	volcanosedimentario	283550	2075400	5972-II
5	Río La Maguana	Au	Fm Tireo. Brechas hidrotermales de Prehnita y cuarzo y metabasaltos.	F(45°)	Q,chl,py,cp,sph,goe	filoniano-cizalla	264750	2097500	5972-I
6	El Quemao y Los Cienagales	Ni	Metabasaltos y sub-esquitos Clorítico-Actinolíticos	F (160°)	Q,cp,py,chl	filoniano-cizalla	268100	2099750	5972-I
7	Arroyo Manacle	Ni	Fm. Tireo. Rocas calizas y lutitas.	F (165°)	Q,cp,py,sph,chl	filoniano-cizalla	274100	2090250	5972-I
8	Los Manantiales	Ni	Doleritas y Metadoleritas.	F(5°,45°)	Q,cp,py,goe	filoniano	280100	2094800	5972-I
9	El Quemao y Los Cienagales	Co	Fm. Tireo, Sub-esquistos y metabasaltos.	L (140°)	kao,Q	hidrotermal	268100	2098900	5972-I
10	Río Mijo, La Cuchilla del Pilón y la Iglesia.	Co	Fm. Tireo, Sub-esquistos y metabasaltos.	I	Q,py,cp,goe	filoniano-cizalla	277250	2095800	5972-I
11	Gajo de Mano Javier	Zn	Riodacita y a Piroclásticos alterados.	F (10°)	Q,py,cp,sph, gn	filoniano	276100	2093750	5972-I
12	Gajo del Tetero y el Gajo de la Peñita	Zn	Calizas y rocas volcánicas.	F (150°)	Q,py,cp,goe	filoniano-cizalla	265500	2096800	5972-I

ba: barita; cc: calcita; chl: clorita; cp: calcopirita; gn: galena; goe: goethita; kao: caolinita; mo: molibdenita; Q: cuarzo; py: pirita; ser: sericita; sph: esfalerita; sulfox: sulfosales.

F: Filoniano; I: Irregular; L: Lentejonar; E: Estratiforme.

3.2. ROCAS INDUSTRIALES Y ORNAMENTALES

Los indicios de rocas industriales en la zona se muestran en la Tabla 4. Esta tabla presenta una recopilación de la información extraída de la memoria de geología económica de las Hojas 1/50.000 y de otras fuentes compiladas durante el proyecto, principalmente INYPSA (1985) y el Catastro Minero de la República Dominicana de la Dirección General de Minería.

La mayor parte de las canteras están orientadas a la extracción de áridos para la construcción y obras públicas, aunque todas -excepto una- están abandonadas o con explotación intermitente. Los materiales extraídos son fundamentalmente rocas masivas volcánicas y volcanosedimentarias -mayoritariamente básicas- de la Fm Tireo y gravas y arenas de los cauces fluviales, terrazas y abanicos aluviales. Únicamente hay una cantera orientada a la extracción de arcillas y dos a la de calizas. Estas dos canteras de caliza están localizadas en la Fm Ventura y coluviones adyacentes. La caliza parece que se utilizó como árido en obras públicas.

La producción ha estado orientada al consumo local o a demandas circunstanciales de obras públicas en las zonas cercanas. La inaccesibilidad general de la Hoja, con limitadas vías de acceso, hace difícil la explotación y comercialización de materiales de cantera a escala más global. Los recursos de rocas susceptibles de ser utilizadas como áridos es muy importante y la mayor parte de las rocas aflorantes en la zona pueden ser aplicables para este uso. La proporción de gravas y arenas no es muy elevada pero su situación en cauces (sub)actuales hace que sean fácilmente explotables. El potencial de explotación de rocas ornamentales (travertino) es muy importante, sobre todo en ciertas unidades volcánicas pertenecientes a la Formación Tireo y al volcanismo Cuaternario que aflora al SE y al SO de la Hoja.

3.3. RECURSOS ENERGÉTICOS

No hay evidencias de exploraciones sistemáticas para petróleo, pero la zona es potencialmente interesante en cuanto que reúne características geológicas similares a las de otras zonas adyacentes del suroccidente de la República Dominicana. Las formaciones de mayor interés son la Fm Sombrerito y la parte inferior de la Fm Trinchera, así como la Fm Arroyo Blanco. La zona potencialmente más prospectiva sería el sector suroccidental de la hoja, bajo el frente del Cinturón de Peralta.

4. ANÁLISIS METALOGÉNICO

4.1. ASPECTOS COMPARATIVOS Y GENÉTICOS DE LAS MINERALIZACIONES ESTUDIADAS

La **Formación Tireo** se asocia al Arco Volcánico del Cretácico Superior de la Cordillera Central; son rocas calcoalcalinas aunque más maduras que las de la

Fm Maimón. El encuadre geotectónico es similar al de los sulfuros masivos ricos en Cu-Zn de Noranda, con desarrollo de un arco volcánico sobre corteza continental. Aunque no hay citas de sulfuros masivos, hay abundantes evidencias de actividad hidrotermal en la Fm Tireo. Incluyen la presencia de pequeñas zonas de alteración hidrotermal (cloritización - silicificación) con sulfuros diseminados o clastos sedimentarios de sulfuros. La mayor parte de estas alteraciones se localizan en la parte inferior más básica, donde están el indicio 3 y muchas zonas de alteración hidrotermal cercanas.

En la Fm Tireo hay pocos indicios de óxidos de Mn, al revés de lo que ocurre en series equivalentes en Cuba (Proenza y Melgarejo, en prensa). La ausencia de estos niveles oxidados sugiere que la secuencia era anóxica y por lo tanto más favorable para la formación de sulfuros masivos.

En la parte superior y predominantemente ácida de la Fm Tireo encajan varias mineralizaciones epitermales tales como Restauración o La Mina (Haití), que tienen una mineralización polimetálica con barita y Au-Ag (epitermal alunita-caolinita) ligada a una alteración argilítica (Lewis et al., 1991; Omenetto et al., 1995) y relacionada con domos e intrusiones de composición dacítica y riolítica. En detalle, estas estructuras mineralizadas parecen ligadas a zonas de extensión local o colapso de caldera (Lewis et al., 1991). También hay pórfidos cupríferos situados estratigráficamente por encima de las mineralizaciones epitermales, como es el caso del Pico Duarte (JICA, 1986). Estos pórfidos tienen diseminaciones de calcopirita, pirita y molibdenita en una roca intensamente cloritizada, sericitizada y, en las zonas más internas, silicificada.

La **deformación de edad Cretácico** (Campaniense?, Draper et al., 1994) parece fundamental para definir las zonas actualmente mineralizadas. De hecho, la deformación de los sulfuros masivos produce un enriquecimiento en los metales base y oro, pero suele generar cuerpos más acintados y pequeños que los originales. La deformación también produce una removilización de las diseminaciones de sulfuros en la Fm Tireo. Estas no llegan a dar concentraciones significativas, sino únicamente pequeñas masas de sulfuros, fundamentalmente pirita, en estructuras tensionales o zonas de cabalgamiento. Únicamente en pequeñas zonas (e.g., indicios 3 y 6) es posible que se formen filones de cierto interés ligados a estructuras tensionales.

Mayor importancia regional tienen las estructuras con cloritización dentro de la Fm Tireo (e.g., indicios 3, 4, 5 y 6). Estas clorititas con núcleo de silicificación y diseminación de metales en estructuras tensionales frágiles y con buzamientos variables, son relativamente comunes en zonas orogénicas y aquí las interpretamos como estructuras de tensión o desgarre sinistral ligadas a la deformación transpresiva del Paleógeno. El trabajo de JICA (1986) las atribuye una edad similar (Larámida) y las asocia a grandes estructuras NO-SE, que corresponde a la dirección de los planos que limitan los terrenos acretados (Draper et al., 1994).

Tabla 2. Modelos de mineralizaciones posibles en la Hoja de San Juan

Modelo	Ejemplos R.D.	Otros lugares Caribe
<i>Pórfido Cu</i>	Pico Duarte	Ciego de Avila-Camaguey-Tunas (Cuba)
Skarn Cu		
Skarn Fe	Pueblo Viejo (Fm Hatillo)	Caesseus (Haití) Camaguey (Cuba)
Pórfido Cu-Au		
<i>Venas polimetálicas</i>	Pinar Bonito	
<i>Mn volcanogénico</i>	Los Guayuyos	Bahía Honda (Cuba)
Epitermal adularia-sericita	Centenario	Jacinto (Cuba)
Epitermal alunita-caolinita	Pueblo Viejo, Restauración, Managuá Fm Tireo	Golden Hill (Cuba)
Sulfuros masivos tipo Noranda		
<i>Venas Au pobres sulfuros</i>	Alto Marciliano	
<i>Zonas de cizalla</i>	Doña Cristina, El Gramoso	
Ceolitas en rocas volcánicas		Caimanes (Cuba)
Au en placeres	Miches, Villa Altagracia	Matanza (Cuba)

En **negrita** están las mineralizaciones con mayor interés económico y en cursiva aquellas citadas en la zona.

4.2. GUÍAS METALOGENÉTICAS DE EXPLORACIÓN EN LA ZONA ESTUDIADA

La zona estudiada corresponde a un arco isla oceánico del Cretácico Inferior - Paleógeno con distintos terrenos acrecionados e intensamente deformados. Desde un punto de vista metalogenético, la existencia de esta corteza primitiva favorece la existencia de sulfuros masivos ricos en Cu-Zn (sin Pb-Ag) y de enriquecimientos en oro. A grandes rasgos, estas zonas de convergencia de placas son las más favorables para la formación de mineralizaciones (e.g., Cox y Singer, 1986; Kesler, 1997). Muchos de los tipos esperados se encuentran en esta zona de la República Dominicana (Tabla 2). Otros han sido citados en otras zonas de la República Dominicana o el Caribe y es geológicamente posible que se encuentren también en Española. Sin embargo, la poca influencia de corteza continental restringe notablemente las 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 es mucho mayor (ver una síntesis en Proenza y Melgarejo, 1999). Por otro lado, la ausencia de un vulcanismo ácido subaéreo sin ignimbritas también restringe notablemente las mineralizaciones epitermales a encontrar. 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**, encajadas en la Fm Tireo. Parece haber sistemas epitermales de baja sulfidización típicos suprayacentes a domos subvolcánicos ácidos. El caso de Pueblo Viejo es muy particular. Si la hipótesis de que está relacionada con *maar* (Russell y Kesler, 1991) es cierta, las posibilidades 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, incluso en la Fm Tireo. 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, especial atención se ha de prestar a estructuras (sub)circulares de tipo caldera, lugar preferente de formación de ambos tipos de mineralización.

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 parece 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 sulfidización 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).

Es posible que en la Fm Tireo también existan **sulfuros masivos**. Las rocas ígneas son calcoalcalinas (Draper et al., 1994) y por lo tanto más fértiles que las de la Fm Los Ranchos o Peralvillo. Por comparación con otros sistemas similares, las zonas más prospectivas son aquellas con alteración hidrotermal (sericitización, cloritización y silicificación) en las cercanías de domos ácidos y que estén relacionadas con grandes estructuras longitudinales o circulares (calderas de colapso). En los tramos inferiores de la Fm Tireo la relación de los sulfuros con rocas básicas indica que las concentraciones a esperar serían ricas en Cu. En este aspecto, resulta clave estudiar en detalle las mineralizaciones conocidas para estudiar si los sulfuros masivos se concentran en cuencas de tercer orden ligadas a uno o varios horizontes, forman estructuras domáticas en fondos oceánicos o son mineralizaciones de remplazamiento en unas rocas favorables. La discriminación entre los distintos tipos es crítico para la prospección de nuevas masas. La ausencia de deformación favorece la aplicación de criterios geológicos de prospección, al revés de lo que ocurre en los sulfuros masivos de las Fm Maimón o Peralvillo.

Las otras mineralizaciones estudiadas no parecen tener mucho interés. Las estructuras de cizalla con cloritización de Las Cañitas no son, *a priori*, interesantes. Estas zonas de cizalla no son trampas efectivas para la formación de mineralizaciones y salvo que corten rocas reactivas (mármoles) o haya zonas de mezcla o ebullición de fluidos no es predecible que formen mineralizaciones

significativas. Ninguno de estos procesos parecen haberse dado en las zonas estudiadas.

Debido a la existencia de pocos afloramientos en zona de relieves muy acusados y la poca contaminación, la exploración geoquímica sobre Unidades Geológicas preferentes o zonas metalogenéticamente favorables se revela como el mejor método de prospección para la definición de yacimientos o zonas de alteración hidrotermal.

Tabla 3. Unidades prospectivas en la zona estudiada de la Hoja de San Juan

Unidad geológica	Mineralización esperada	Metales	Comentarios
Fm Tireo	Pórfidos	Cu-Au	Posible interés
	Epitermal sericitadularia	Au-(Ag) Cu	Mucho interés Poco interés
	Cizallas	Cu-Zn	Posible interés
	Sulfuros masivos		
Tonalitas	Remplazamiento hidrotermal	Caolín Au	Mucho interés Poco interés
	Sistemas filonianos		

Tabla 4. Indicios de rocas industriales y ornamentales

Núm	Sustancia	X	Y	Hoja	Situación actual	Reservas
13	Rocas Calizas y Arcillas	263000	2096000	5972-I	Concesión Minera en Exploración Otorgada, denominada Sierra Taína, para Rocas Calizas y Arcillas, Otorgada en fecha 28-05-2007.	Medias
14	Piedra Pómez	250500	2099000	5972-IV	Concesión Minera en Exploración Otorgada, denominada Los Corvanos para Piedra Pómez. Otorgada en fecha 28-05-2007.	Medias
15	Travertino	274000	2092500	5972-I	Concesión Minera en Exploración Otorgada, denominada Saint Elizabeth, para Travertino. Otorgada en fecha 19-04-2002.	Medias

Bibliografía

- BRGM (1980): Exploración minera del área Las Cañitas. Informe final, 55 pp.
- Cox,D.P., Singer,D.A. (1988): Mineral Deposits Models U.S.G.S. Bull., 1693, 379 pp.
- Draper,G., Mann,P., Lewis,J.F. (1994): Hispaniola. En Caribbean Geology, an introduction, UWI Publishers, Kingston, pp.129-150.
- Hedenquist,J.W., Arribas,A. (1999): The tops and bottoms of high-sulfidation epithermal ore deposits en Mineral deposits: Processes to Processing, Stanley et al., eds., Balkema, 515-518
- Japan International Cooperation Agency (1986): Report on Geological Survey of Las canitas area, Dominican Republic. 93 pp.
- INYPESA (1985): Inventario Nacional de Aridos y Rocas de Construcción.
- Kesler,S.E. (1997): Metallogenic evolution of convergent margins: selected ore deposit models Ore Geology Rev., 12, 153-171
- Lewis,J.F., Amarante,A., Bloise,G., Jimenez,J.G., Dominguez,H.D. (1991): Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic and volcanoclastic rocks of the Terecote Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti 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, 143-163
- 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 the 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 géologique provisionnelle. Tesis Doctoral, Univ. Pierre Marie Curie, Paris.
- Omenetto,P., Trivellini,E., Visonad,D. (1995): Gold ores in the Eastern and Western Cordilleras of Dominican Republic en: Mineral Deposits: From their origin to environmental impacts, Pasava,J., Kribek,B., Zak,K.(eds.),Balkema,Rotterdam,177-179
- Proenza,J., Melgarejo,J.C. (1999): Una introducción a la metalogenia de Cuba en relación con la evolución geológica de la isla. Acta Geológica Hispánica (en prensa).
- 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
- 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