SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

MAPA GEOLÓGICO
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA
ESCALA 1:50.000

M E M O R I A G E O L Ó G I C A

COMENDADOR

(5872-I)

Santo Domingo, R.D. Trimestre Abril-Junio 2016

La presente hoja y Memoria forma parte del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, Proyecto Pasantía Supervisada I, Coordinada y supervisada por el Servicio Geológico Nacional (SGN) como complemento al programa SYSMIN de desarrollo geológico-minero (Proyecto nº 7 ACP DO 024) Ha sido realizada en el periodo Abril/ Junio 2016 por Informes y Proyectos S.A. (INYPSA), formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPSA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional.

Han participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA Y ENCARGADO DE MAPEO DEL CUADRANTE

- Ing. Eduardo Francisco Guzmán C. (DGM) y el Ing. Manuel Nieto

COORDINACIÓN, FOTOINTERPRETACION GEOLOGICA Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Dres. Mollat, M.; Ramírez, I.; Toloczyki, M. (1988)

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

- Dres. Harms, F. J. Mollat, M.; Ramírez, I.; Toloczyki, M.

MICROPALEONTOLOGÍA

- Dr. Cepek, P. (1985-1988)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- Dres. Abramova, M., Thun, St.

-ings. Lebrón, M. y Verdejas, E.

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

- Dres: Becker, A., Harms, F. J

-Ings: Acevedo, R., Castillo, F., Díaz, M., García, E., Longo, F., Morrobel, R., Nieto, M. y Ramírez, I

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Ing. García, E

-Dr. Harms, F. J

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Hernández, E.

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

- Ing. Portorreal, E.

DIRECTOR DEL PROYECTO Y GEOLOGOS PARTICIPANTES EN EL CHEQUEO GENERAL DEL CUADRANTE

- Dr. Eberle, W., Tavares, I., Díaz M. y Portorreal E.

SUPERVISIÓN TËCNICA POR PARTE DEL SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

- Ing. Santiago Muñoz

- Ing. Vera Cedeño Pérez

- Ing. Jesús Rodríguez

- Randy A. Ramos Liriano. Universidad Tecnológica del Cibao Oriental (UTECO) - Servicio Geológico Nacional (SGN).

Se quiere agradecer muy expresamente al Dr. Eberle, W. (Jefe Misión Alemana), la estrecha colaboración mantenida con los autores del presente trabajo; sus ideas y sugerencias sin duda han contribuido notablemente a la mejora de calidad del mismo.

Se pone en conocimiento del lector que en el Servicio Geológico Nacional existe una documentación complementaria de esta hoja y Memoria, constituida por: - Muestras y sus correspondientes preparaciones - Fichas petrográficas y/o micropaleontológicas de cada una de las muestras - Mapas de muestras.

- Álbum de fotos

Para la elaboración de esta memoria se han realizado otros productos cartográficos relacionados con la Hoja geológica Comendador (5872-I) y las demás Hojas Geológicas pertenecientes al Cuadrante Comendador (5872), a escala 1:100.000 correspondiente, y Memoria adjunta.

- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 correspondiente, y Memoria adjunta - Geoquímica de Sedimentos Activos y Mineralometría del Cuadrante Comendador (5872), correspondiente al Proyecto Cooperación Dominico – Alemán – II. Mapas a escala 1:100.000 y Memoria adjunta; y los siguientes Informes Complementarios - Informe Sedimentológico del Proyecto - Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas.

Contenido

RESUMEN **7**

1. INTRODUCCIÓN **8**

1.1 Metodología 8

1.2 Situación Geográfica, Fisiografía y Economía 9

1.3 Marco Geológico 11

1.4 Antecedentes 12

2. ESTRATIGRAFÍA **16**

2.1 Terciario- Paleógeno- Eoceno-Medio a Superior (1 P_2^{2-3}) 17

2.1.1 Formación Neiba. 17

2.1.2 Fm. Neiba. Caliza microcristalina con nódulos de pedernal, de color blanco-crema. 20

2.2 Terciario-Paleogeno-Neógeno (Eoceno-Superior –Oligoceno Superior al Mioceno Inferior)= (2 P_2–P_3-N_1) 21

2.2.1 Formación Sombrerito 21

2.2.2 Fm. Sombrerito. Margas con capas de calcareniscas, calizas e icnofosiles. 24

2.3 Terciario-Neogeno-Plioceno Medio (3 N_2) 25

2.3.1 Fm. Trinchera. 25

2.3.2 Fm. Trinchera. Alternancia de margas y areniscas, hacia arriba conglomerados y algunos estratos ricos en fósiles; laminaciones de yeso. 27

2.4 Terciario-Neógeno-Plioceno (4 N_2) 31

2.4.1 Fm. Arroyo Blanco. 31

2.4.2 Fm. Arroyo Blanco Arenas, conglomerados, areniscas, margas fosilíferas y capas de ostras; que puntualmente pasan a facies arrecifales, calizas con intercalaciones de areniscas y conglomerados. 33

2.5 Terciario-Cuaternario (Neógeno-Plioceno N_2 al Pleistoceno 5 Q_{1-3}) 35

2.5.1 Fm. Arroyo Seco 35

Fm. Arroyo Seco y Fm. Comendador. Conglomerados gruesos polimicticos, alternados con capas de areniscas, arcillas y calizas nodulares. 39

2.6 Cuaternario (Holoceno 6-11 Q_4) 46

2.6.1 Basalto alcalino denso, parcialmente porfirico de color gris a negro. Frecuentemente con escorias y bombas. Q4 46

2.6.2 Gravas, cantos y limos. Abanicos Aluviales. Q4 46

2.6.3 Cantos, gravas y limos. Sedimentos en pendientes: escombros de cauce seco. Q4. 47

2.6.4 Gravas, arenas, cantos y limos. Terrazas Viejas. . Gravas, arenas, cantos y limos. Terrazas Jóvenes. Gravas, arenas, cantos y limos. Depósitos de rio. Q4 .. 48

3. TECTONICA 50

3.1 Geología Estructural 50

4. GEOMORFOLOGIA 51

4.1 Morfología De Las Formaciones 52

4.1.1 Formación Arroyo Seco 52

4.1.2 Formación Arroyo Blanco 53

4.1.3 Formación Trinchera 53

4.1.4 Formación Sombrerito 53

4.1.5 Formación Neiba 54

4.1.6 Depósitos No Consolidados 54

a) Abanicos: 54

b) Sedimentos de Pendiente: 54

c) Terrazas Fluviales: 54

5. HISTORIA GEOLÓGICA 55

5.1 Vulcanismo Reciente 56

5.2 Depósitos No Consolidados. 56

5.2.1 Abanicos 56

5.2.2 Sedimentos De Pendiente 57

5.2.3 Terrazas Fluviales 57

6. GEOLOGIA ECONOMICA 59

6.1 Recursos Hídricos 59

7. BIBLIOGRAFÍA 61

RESUMEN

La Hoja geológica de Comendador (5872-I), ubicada aproximadamente en las coordenadas: 18° 50'-19° 03' y los paralelos 71° 30' – 71° 54'. La misma se ubica al suroeste de la República Dominicana haciendo frontera con la República de Haití y ocupa una superficie de aproximadamente 600 km2.

La Cordillera Central ocupa la parte norte de esta Hoja y la Sierra de Neiba ocupa la parte sur. El área entre estas dos cadenas montañosas consta de varios valles pequeños formados por el río Artibonito y sus tributarios y colinas de baja altitud. La montaña más alta en la zona es la "Loma de la Cabra" con 800 metros de altitud; se encuentra en la Sierra de Neiba. "Nalga de Maco" (1,960 m) es la segunda montaña más alta de la zona; se encuentra en la parte nororiental de la misma. Nalga de Maco es la montaña más alta en la Cordillera Central occidental. Los ríos que se destacan en esta hoja son: Macasía (79 km, 12.5 km en la zona), Comendador (20 km) y Yabonico (20 km), y Yacahueque (Aprox. 15 km).

ABSTRACT

Geological Sheet Comendador (5872-I), located approximately in the coordinates: 18 ° 50'-19 ° 03 'and parallel 71 ° 30' - 71 ° 54'. It is located southwest of the Dominican Republic on the border with the Republic of Haiti and occupies an area of approximately 600 km2.

The Central Cordillera occupies the northern part of the blade and the Sierra de Neiba occupies the southern part. The area between these two mountain ranges consists of several small valleys formed by the Artibonite River and its tributaries and low-lying hills. The highest mountain in the area is the "Loma de la Cabra" with 800 meters; It is located in the Sierra de Neiba. "Buttock of Maco" (1,960 m) is the second highest mountain in the area; It is located in the northeastern part of it. Maco buttock is the highest mountain in the Western Cordillera Central. The rivers that stand out in this paper are: Macasía (79 km, 12.5 km in the area), Comendador (20 km) and Yabonico (20 km), and Yacahueque (approx 15 km.).

1. INTRODUCCIÓN

Para invertir la evolución desfavorable del sector geológico minero y dotar de una infraestructura cartográfica y temática a la República Dominicana, el Ministerio de Energía y Minas, a través del Servicio Geológico Nacional (SGN), ha establecido la política de completar el levantamiento geológico y minero del país.

A tal fin, el consorcio integrado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) e Informes y Proyectos S.A. (INYPSA), realizaron, bajo el control de la Unión Técnica de Gestión (UTG, cuya asistencia técnica corresponde a AURENSA) y la supervisión y el control de calidad bajo el Servicio Geológico Nacional (SGN), este Proyecto pasantía supervisada I Zona Suroeste, de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, como continuidad al programa SYSMIN, referenciado 7 ACP DO 024 y financiado en concepto de donación por la Unión Europea.

1.1 Metodología

Todos los trabajos se efectuaron de acuerdo con la normativa del Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1:50.000 y Temáticas a escala 1:100.000 de la República Dominicana, elaborada por el Instituto Geológico y Minero de España y el Servicio Geológico Nacional de la República Dominicana e inspirada en el Modelo del Mapa Geológico Nacional de España a escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA).

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

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

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

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

1.2 Situación Geográfica, Fisiografía y Economía

La Hoja geológica de Comendador (5872), ubicada aproximadamente en las coordenadas: 18° 50'-19° 03' y los paralelos 71° 30' – 71° 54'. La misma se ubica al suroeste de la República Dominicana haciendo frontera con la República de Haití y ocupa una superficie de aproximadamente 600 km2.

Con respecto a la accesibilidad, se puede decir que la principal vía de comunicación es la carretera San Juan Comendador- Elías piña. Otras de gran importancia ubicadas dentro de la zona son las carreteras: Comendador-Carretera de Yegua-Comendador del cercado, Matayaya-Higüerito,-El Guazamal-San Rafael del Llano y El Carrizal-Guaroa (carretera internacional); estas son transitables en todos los tipos de vehículos sin importar las condiciones de tiempo. Existen otras de menor importancia, pero de gran ayuda para el acceso de toda la zona. En general la accesibilidad es muy buena.

Existen algunos asentamientos humanos de cierta importancia siendo los de mayor tamaño el de Comendador y Elías Piña, al suroeste de la zona. Otros de población más reducida son San Rafael del Llano, Matayaya, etc.

Morfológicamente, el valle de San Juan abarca casi totalmente la zona bajo estudio. También incide una pequeña porción de las últimas estribaciones septentrionales del flanco Norte de la Sierra de Neiba.

Presenta un relieve relativamente moderado, haciéndose más montañoso en el extremo suroeste donde presenta su máxima altura que es de 1010 msnm (carretera Elías Piña-Hondo Valle). En cambio, su mínima altura se localiza en el límite oeste de la hoja "Guaroa" con 170 msnm.

La densidad de avenamiento es muy considerado, presentando diseños detríticos (el más común) y paralelo. Los ríos más importantes son Macasia, Artibonito, Caño y Comendador, entre otros.

El clima de toda la zona es seco subtropical. La misma presenta una vegetación pobre, haciéndose más escasa en las cercanías de la frontera con Haití. El área es parcialmente agrícola siendo sus principales productos el maní y el arroz. Los meses más lluviosos son Mayo, Septiembre y Octubre, lo contrario ocurre con Diciembre, Enero y Febrero. La temperatura promedio es de 24° C.

La litología correspondiente a la zona está compuesta básicamente por rocas sedimentarias, encontrándose un afloramiento con extensión poco significativa de volcánicos recientes en el extremo este de la hoja "Comendador". Todas las formaciones aflorantes tienen edades desde el eoceno hasta el pleistoceno.¨

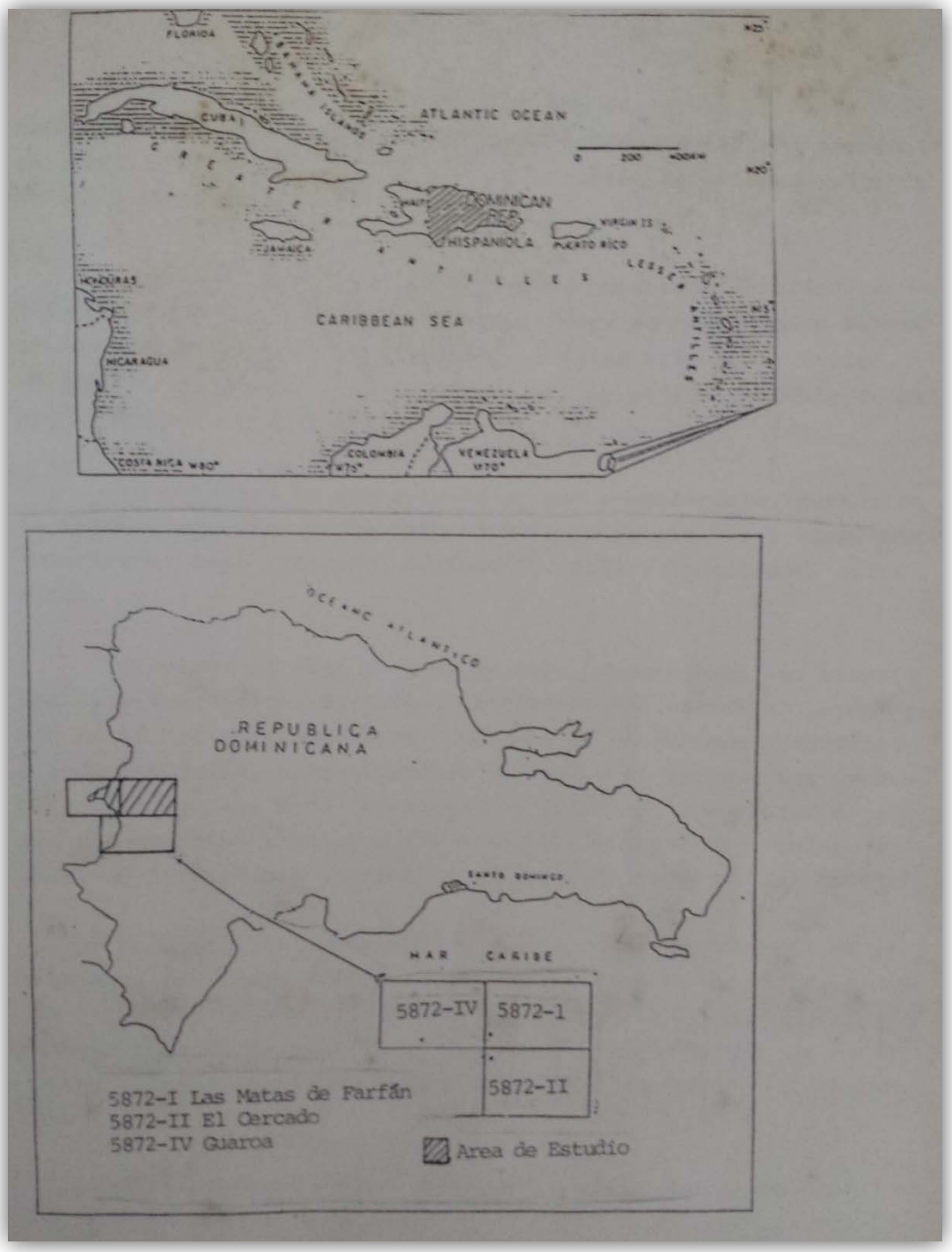

Figura 1. Localización del área de estudio

1.3 Marco Geológico

En la columna estratigráfica, la distribución de todos los depósitos es la siguiente:

Caliza Neiba: caliza micrítica y biomicrítica asignada al Eoceno.

Formación Sombrerito: calcarenitas grano fino con foraminíferos, de color marrón-amarillento, alternada con capaz de marga de color grisáceo. Esta asignada el Oligoceno Medio e Inferior.

Formación Trinchera: areniscas calcáreas de grano fino a medio, margas fosilíferas y conglomerado fino a medio muy consolidado. Asignada al Oligoceno Superior.

Formación Arroyo Blanco: conglomerado, margas y areniscas. La parte basal está compuesta por caliza coralina, asignada al Mioceno inferior.

Formación Arroyo Seco: conglomerado poco consolidado, cuando el cemento es calcítico se presenta muy consolidado. Se observan lentes de arenisca friable en la mayoría de los casos. Esta asignada al Mioceno Medio-Pleistoceno.

Volcánicos Recientes: flujos volcánicos o basaltos de granos finos. Están asignados al Pleistoceno.

Depósitos no consolidados: sedimentos aluvionales, abanicos y Terrazas.

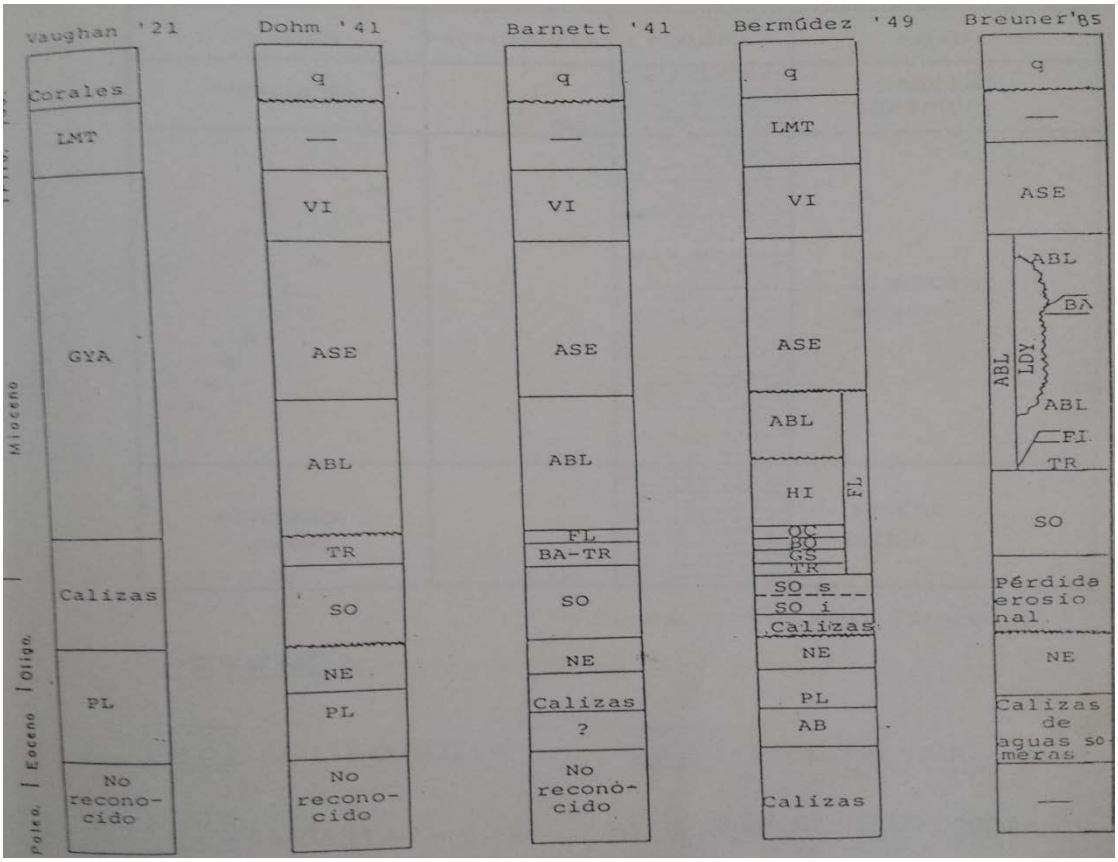

Figura 2. Estratigrafía Comparativa según diferentes autores

1.4 Antecedentes

Varias compañías y autores han realizado investigaciones geológicas en la región Suroeste del país, abarcando la zona de estudio por completo y a veces parcialmente. Los trabajos más recientes han tenido como objetivo la investigación de hidrocarburos. Los reportes encontrados son los siguientes:

W.M. Gabb de Neiba. (1873): trabajó en la geología de la Sierra.

T .W. Vauqhan (1921): formó parte en el primer reconocimiento geológico y topográfico de la República Dominicana.

Entre las áreas trabajadas se encuentra la del valle de - San Juan. Sus descripciones litológicas y nombramiento de formaciones sirvieron de base a estudios posteriores.

La Dominican Seaboard Oil Companv Inc. (1940): los geólogos participantes pertenecientes a esta compañía son: B. Arick, W.H. Phillinne,T .B. Barnet, C .P . Dohm y el Paleontólogo Pedro Joaquín Bermúdez (1949), este último hizo investigaciones paleontológicas y preparó una Estratigrafía regional, anotado en los trabajos que había hecho la compañía anteriormente.

La Seaboard realizó varias investigaciones sobre la posible existencia de petróleo en la zona; ejemplo de esto son los pozos Candelón y Comendador,ambos ubicados en la Hoja de estudio (Comendador 5872-I). (Fig. 4 y 5).

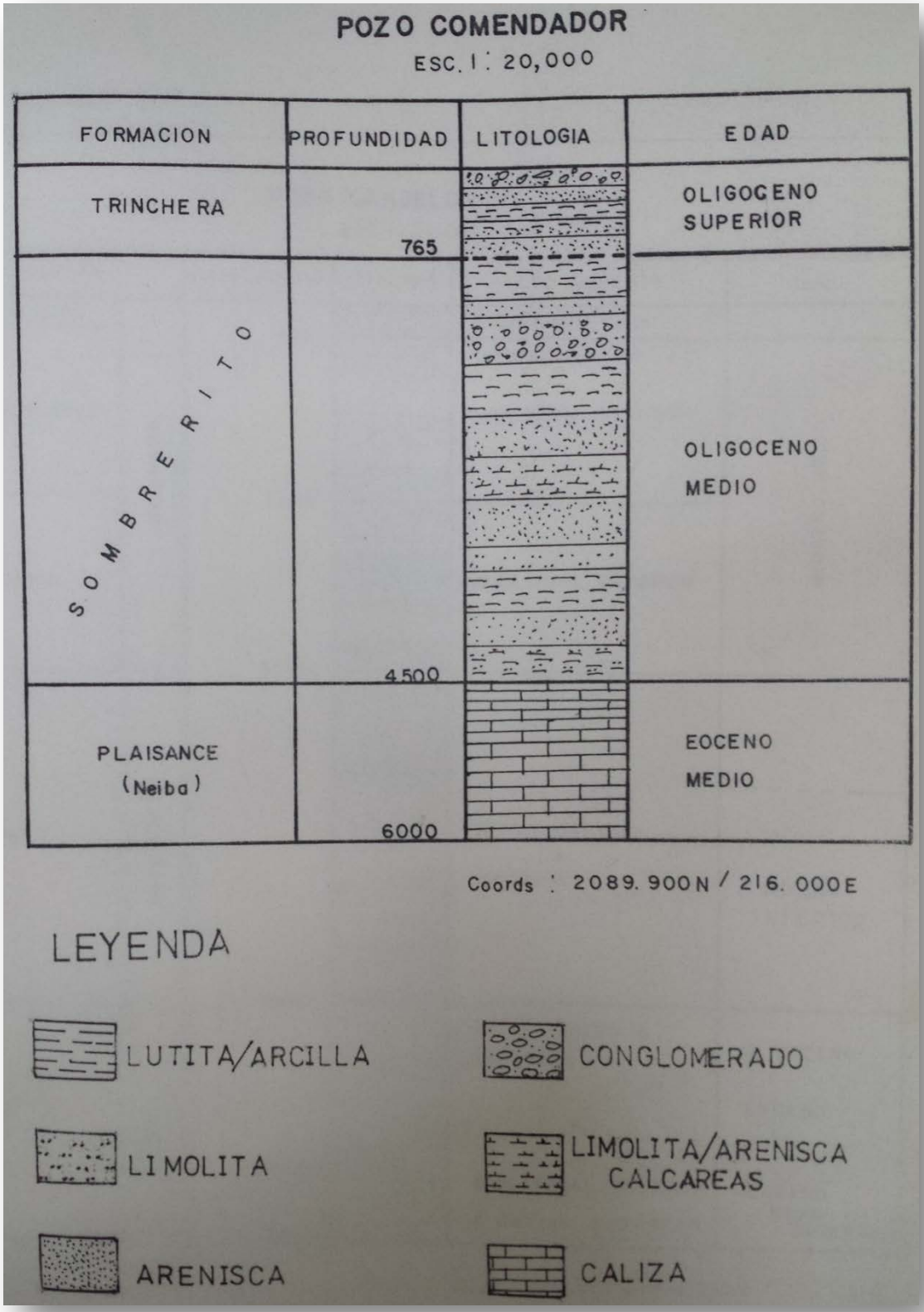

Figura 4. Pozo Comendador

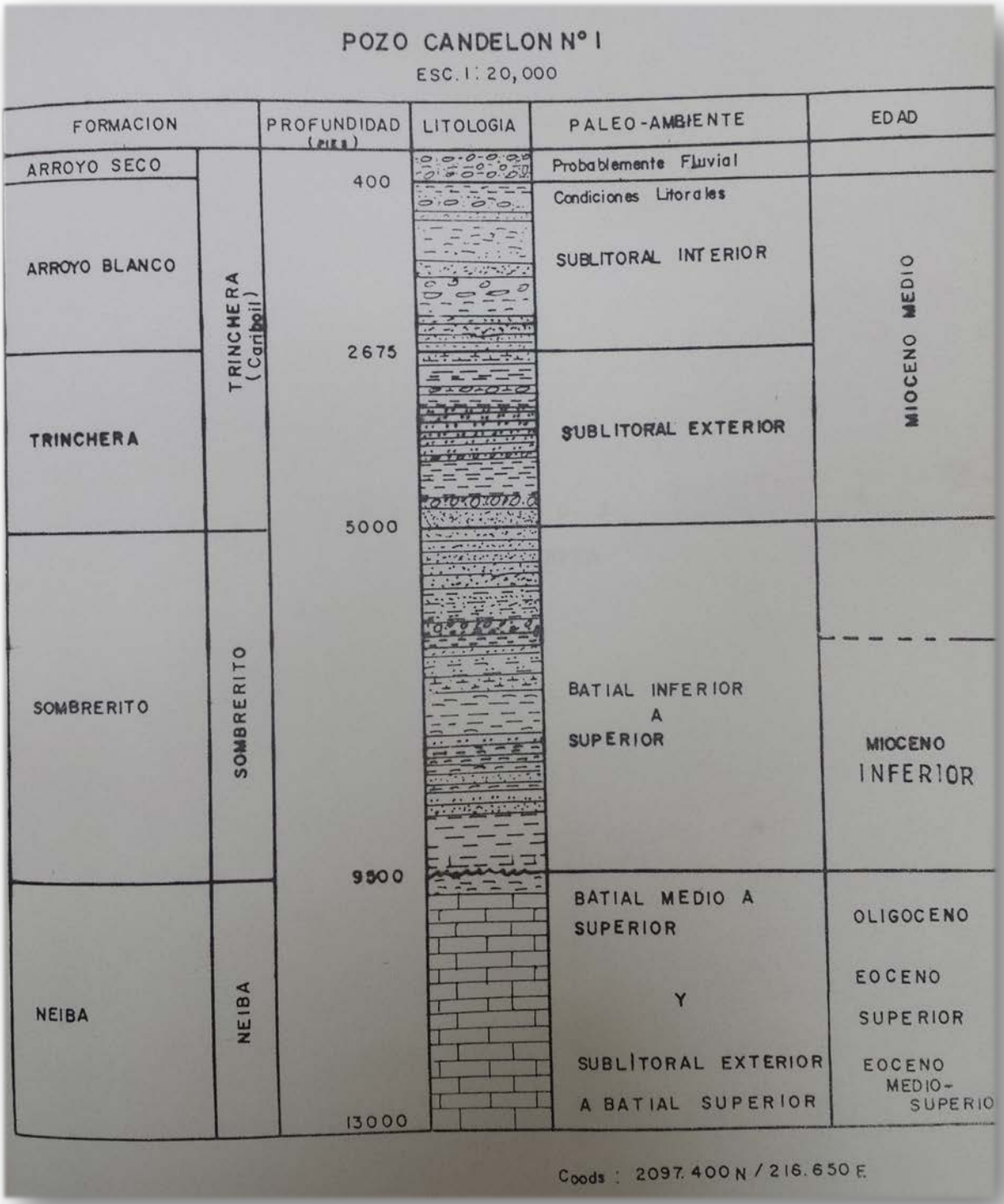

Figura 5. Pozo Candelón

Feline Guerra Pea (1953): trabajó en el área Suroeste del país con los objetivos de comprobar la existencia o no de petróleo.

Ac. Donald W. y MELSON w. (1969): trabajaron en toda la isla describiendo las rocas volcánicas del Cenozoico tardío, definen una provincia de volcanismo reciente en la isla, encontrándose más extensas en la Republica Dominicana.

En 1981, OLADE ejecutó trabajos de investigaciones tectónicas de la Republica Dominicana, relacionado con los volcánicos recientes de San Juan.

En 1983, la misma compañía realizó investigaciones para petróleo en la cuenca de Azua-San Juan (Palafox v 0uezada).

Osiris de León en 1982, compartió un informe con fines hidrogeológicos en la región Sur-Oeste.

En 1985, T.A. Breuner público su tesis en base a la geología de la Sierra de Neiba Oriental y Valles Adyacentes. Este estableció algunos nombres de Formaciones teniendo validez aun hoy día.

Todas las bibliografías citadas anteriormente nos sirven de soporte para el nombramiento, descripciones litológicas y correlación de todas las formaciones aflorantes en la zona, es decir, para el maneo en general.

Los antecedentes de estudios geológicos dentro de la presente hoja son sumamente escasos y están limitados en gran parte a trabajos de carácter general, que abarcan un área extensa y solo incidental o parcialmente se ocupan de aspectos de la geología de la hoja. Vaughan et al., en 1921 publican el primer mapa geológico de la isla en el que definen la mayoría de las formaciones pre-oligocenas de la hoja. Dohm, en 1943 realiza un mapa geológico a escala 1:100.000 en que utiliza las unidades de Vaugham et al. (1921), redefiniendo la Formación Trinchera y definiendo las formaciones Arroyo Blanco y Arroyo Seco, todas ellas pertenecientes al dominio del Valle de San Juan. Bermúdez (1949) en un estudio bioestratigráfico general de la Republica Dominicana define formalmente las formaciones Neiba y Sombrerito. En 1960 Butterlin refina las descripciones estratigráficas de Vaughan et al., aunque trabaja exclusivamente en Haití.

El primer trabajo importante sobre rocas ígneas y metamórficas del dominio de Cordillera Central, es la tesis de Bowin (1960) de la Universidad de Princeton, “Geología de la Parte Central de la República Dominicana”, no publicada hasta 1966 con el subtítulo de “La historia de parte de un arco de isla”.

En ella define las formaciones Duarte, Maimón y Tireo dentro del Cinturón Intermedio (Median Belt). Blesch (1967) realiza un mapa sintético a escala 1:250.000 en el que identifica por primera vez la presencia de materiales del Cretáceo dentro de la hoja de Arroyo Limón. En el mismo año MacDonald y Melson señalan la presencia en el Valle de Sanjuán de un Vulcanismo basáltico cuaternario, definiendo la Formación Bandera para estos materiales. En 1974 Cheilletz y Lewis trabajando en Haití definen la falla de Los Pozos.

En 1979 Michael identifica la presencia de Basaltos dentro de la Formación Neiba en la sierra de Catanamatías, señalando la presencia en estos de estructuras “pillow”, indicativas de un origen submarino.

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

Los materiales del dominio de Trois Rivieres-Peralta adyacentes a la hoja de Arroyo Limón son atribuidos por estos autores a la Formación Ocoa, a la que atribuyen una edad Campaniano Superior Paleogeno.

Draper y Lewis, en Mann et al. (1991a) publican un mapa de síntesis a escala 1:150.000 de la parte central de la República Dominicana en el que atribuyen los materiales del cinturón de Trois Rivieres-Peralta dentro de la Hoja de Arroyo Limón al Grupo Peralta, al que asignan una edad Cretáceo Superior-Paleoceno, identificando también dentro de la hoja la presencia de materiales de la Formación Tireo, a la que asignan una edad Cenomaniano Superior Campaniano medio. Estos autores asignan a la Formación Neiba una edad Eoceno medio Superior y cartografían la esquina Noreste de la Hoja como perteneciente al Complejo Duarte.

En el mismo año se publica el mapa de síntesis de la isla escala 1:250.000 de Eberle y Mollat. Estos autores dentro de la hoja de Arroyo Limón, además de materiales cuaternarios, cartografían cinco unidades de más antigua a más moderna que serían: una unidad de rocas magmáticas y volcano sedimentarias de tipo Tireo-Duarte, una intrusión tonalítica, encajada en la unidad anterior en la proximidades de Valencio, una unidad en facies flysch, ocupando el dominio de Trois Rivieres-Peralta, a la que asignan una edad Cretáceo Superior a Oligoceno Superior, una unidad carbonatada “tipo Neiba” a la que atribuyen una edad Eoceno Medio a Oligoceno Superior, y una unidad ”tipo Sombrerito” a la que asignan una edad Oligoceno Superior-Mioceno Medio.

2. ESTRATIGRAFÍA

Como se ha dicho anteriormente, toda la zona se compone de formaciones de origen sedimentario con una insignificante porción de volcánicos recientes provenientes de la Hoja Pedro Corto (al Este de la zona).

En la secuencia estratigráfica se ubican siete unidades depositadas desde el Eoceno hasta Pleistoceno, de estos, algo más de un 60% del área mapeada corresponde a conglomerados (Formación Arroyo Seco y Formación Arroyo Blanco), las restantes están constituidas de arenisca, calcarenitas, marga, caliza y depósitos del cuaternario (no consolidados).

El contacto entre una formación y otra de las encontradas en la zona es de tipo transicional concordante en la mayoría de los casos. Los mismos fueron detectados en base a descripciones de afloramientos y al uso de las fotografías aéreas. En ocasiones, algunos contactos fueron observados y delimitados directamente en el campo.

Para la zona de estudio se confeccionara una columna estratigráfica en donde se mostraran correlaciones de tipo litoestratigrafico y paleontológico.

2.1 Terciario- Paleógeno- Eoceno-Medio a Superior (1 P_2^{2-3})

2.1.1 Formación Neiba.

El autor de este nombre lo es C.F. DOHM, quien en 1942 elaboró un reporte privado para la Standart Oil Company), New Jersey. El mismo describe la caliza con estratificación fina, cristalina y fosilífera, además presenta pedernal de color anaranjado a rojizo.

BELL (1945) explica que la Formación contiene considerable chert en capas finas.

La Cariboil Corporation (1948) no le asigna no le asigna nombre a esta unidad y la coloca como parte del Oligoceno-Eoceno.

La localidad tipo de esta Formación se encuentra en el extremo oriental de la Sierra de Neiba al Suroeste de la ciudad de San Juan de la Maguana.

En la zona de estudio, aflora muy poco de dicha Formación (solo unos 700 mts^2), la cual se localiza en el extremo Suroeste de la Hoja "Comendador" en la vertiente Noroeste de la Sierra de Neiba. Esta se presenta como caliza masiva recristalizada, micrítica, de color entre b lanco y crema.

El contacto con la supradyacente Formación Sombrerito es concordante, lo cual entra en acuerdo con O. De León (1983), BELL (1945) y DOHM (1942). Sin embargo, T. BREUNER (1985) .Lo considera de tipo discordante.

Según BERMUDEZ, la fauna a característica de dicha formación es Lepydocyclina Subraulini cushman, la sitúa entre l Eoceno Superior y el 0ligoceno Inferior.

Para DOHM, la fauna más importante es Hantkenia F. H. Alabamensis Cush. Osiris De León en base a investigaciones de Globigerinas, Radiolarios, Dictyoconus, Algas melobesiees y Heterodictyoconus cookei la considera del Eoceno Medio.

De acuerdo a DOHM (1941) y BERMUDEZ (1949) et al, la Formación es correlacionable con la Ennery en Haití. OLADE (1983) la considera equivalente a las calizas llamadas Bassin zim.

De acuerdo a O. De León (1983), el espesor para esta - unidad es de 800 a 950 mts.

Según M. Arick de la Seaboard (1941) el espesor puede exceder los 1200 mts.

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

La serie está constituida principalmente por calizas micríticas de tonos grises claros en fracturas frescas y blanquecinas en superficie. Estas calizas presentan un aspecto tableado presentándose por lo general en bancos de potencia decimétrica con estratificación planar y texturas "wackestone-packestone" con abundantes foraminíferos planctónicos. Entre estas calizas micríticas se intercalan ocasionalmente bancos de calizas "grainstone-mudstone" con potencias por lo general entre 2 y 3 m, si bien en algunos casos pueden alcanzar los 5 m y en otros apenas 60 cm. Estos bancos presentan una neta base erosiva y una muy clara gradación positiva. En las secuencias más completas están constituidos en su base por calizas brechoides, de intraclastos de caliza micrítica, que pasan a techo a un "mudstone" de macroforaminíferos bentónicos, de tamaño decreciente hacia techo, donde pasa a ser progresivamente "grainstone" de grano fino y terminando con calizas "packestone wackestone".

En los sectores situados más al norte los macroforaminíferos están acompañados por abundantes fragmentos de algas calcáreas. El espaciado entre estos bancos de "grainstone" es bastante irregular, siendo por lo general, en la mayor parte de la sierra de más de 50 m., pero en el sector situado más al Este, en la sección del arroyo de Tocino, estas intercalaciones son más frecuentes, y se organizan junto con las calizas micríticas en secuencias de potencias métricas a decamétricas.

En ambos tipos de calizas a lo largo de toda la sierra se presentan esporádicamente silicificaciones y nódulos de silex de origen diagenético probablemente formados a partir de disolución de espículas de esponjas.

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

Intercalados a diversas alturas dentro de la serie se han identificado y diferenciado en la cartografía una serie de materiales vulcano sedimentarios (17) compuestos por coladas de lavas, "pillow" lavas y brechas vulcano sedimentarias que en general se presentan muy alteradas pudiendo alcanzar potencias de hasta 300 m. Estos materiales fueron identificados por primera vez en la zona por Michael (1979) en la zona SE de la hoja de Arrollo Limón.

Las lavas se presentan en los afloramientos como masas de color marrón rojizo con abundantes vacuolas rellenas por zeolitas y conservando en ocasiones texturas fluidales, mientras que las brechas, con una alteración más profunda, suelen presentar tonos verdosos y ocasionalmente violáceos. En lámina delgada las lavas, que se pueden clasificar como basaltos plagioclásicos, presenta una textura porfídica muy vesicular con texturas fluidales definiendo un flujo magmático planar.

Los fenocristales, que en la mayor parte de los casos se encuentran totalmente reemplazados por agregados de cuarzo, albita y pumpellita, son prismas de plagioclasa en la única muestra fresca que se ha podido estudiar.

La mesostasia está formada por un agregado de microfenoblastos de plagioclasa, los cuales definen una fluidalidad planar, además de además de algún ferromagnesiano redondeado y abundantes agregados de opacos. Las vacuolas están rellenas por carbonatos y zeolitas. En las proximidades de estas intercalaciones volcanoclásticas, lateralmente a ellas, las calizas micríticas se enriquecen en arcillas llegando en algún caso a pasar a margas.

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

Las muestras tomadas en bancos de calizas “grainstone” a lo largo de toda la serie han proporcionado asociaciones de macroforaminíferos bentónicos determinadas por el Profesor Sierra-Kiel de la Universidad Central de Barcelona.

Algunas muestras presentan asociaciones con Fallotella cookei, Lepidocyclina (Lepidocyclina) proteiformis, L. (L.) macdonaldi, Nummulites cf. willcoxi y Amphistegina párvula, caracterizando el intervalo Eoceno Medio-Superior, mientras que la presencia en otras muestras de Lepidocyclina (Eulepidina) undosa permite caracterizar el Oligoceno. Otras muestra tomadas en la vecina hoja de Bánica contienen asociaciones con Fallotella cookei, Fabiania cassis, Polylepidina chiapasensis, Lepidocyclina

(Lepidocyclina) pustulosa y Nummulites floridensis que permiten caracterizar la parte alta del Eoceno Medio. Una única muestra para levigados, tomada en margas de la parte media de la serie ha proporcionado una asociación de foraminíferos planctónicos con Globigerina cf. ouachitensis, Globorotalia aff. spinulosa y Globorotalia aff. centralis, indicativa de una edad Eoceno Superior.

Una muestra tomada en esta formación por Cepeck y Weiss (1991), en el camino de Los Copeyes a Catanamatías ha proporcionado una asociación de nannoplancton indicativa de las zonas NP24-NP25 del Oligoceno Superior. En consecuencia la edad de la Formación Neiba en la Sierra de Catanamatías abarcaría un intervalo desde el la parte alta del Eoceno Medio hasta, al menos, la parte baja del Oligoceno Superior.

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

2.1.2 Fm. Neiba. Caliza microcristalina con nódulos de pedernal, de color blanco-crema.

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 MUÑECO‖, así como en las elevaciones individuales al sur-este del cuadrante como son las lomas del GUANAL‖ y del AGUA‖. Está compuesta principalmente de caliza dura, de grano fino de color gris claro hasta blanco, denso 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 MUÑECO‖ predominan tonos grises y marrones grisáceos.

En la región del complejo EL MUÑECO‖ 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 Bentónicas (ATTACHMENT 4:34- en ANSCHUTZ 1982).

Diez análisis de rocas 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.

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 y por análisis de nannoplancton.

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. En la Hoja el espesor de la Formación sólo se pudo estimar en mayor de 1,000 mts.

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.

2.2 Terciario-Paleógeno-Neógeno (Eoceno-Superior –Oligoceno Superior al Mioceno Inferior)= (2 P_2–P_3-N_1)

2.2.1 Formación Sombrerito

Fue nombrada por vez primera por el Dr. A. Olsson en 1942 en un reporte privado para la Standart Oíl Company (New Jersey). Este nombre proviene del Arroyo Sombrerito donde se halla la localidad tipo de esta Formación, localizado en la vertiente Noroeste del extremo oriental de la Sierra de Neiba.

Geográficamente aflora en la Sierra de Neiba y sus estribaciones, en el flanco Norte de la Sierra de Bahoruco y en la Cuenca Azua-San Juan.

Esta Formación se compone de capas delgadas hasta gruesas de caliza cretosa hasta cristalina localmente porosa y mícrofosilífera, de color gris amarillento, alternadas con capas delgadas a gruesas de margas o lutitas calcáreas de color gris claro a oscuro, con numerosos foraminíferos pelágicos (Olsson 1986).

Según BERMUDEZ, al Norte y Este de la Sierra de Neiba, se distinguen dos miembros:

El Sombrerito Inferior caracterizado por la presencia de conglomerados interestratificados con margas y calizas arrecifales. Este mismo miembro ha recibido el nombre de "Conglomerado Las Coloradas", ya que los conglomerados son comunes y permiten una fácil identificación de esta unidad.

El Sombrerito Superior con tiene una microfauna muy rica y variada, con muchas formas indicando aguas profundas. Este miembro es equivalente a la Formación Mandame Joie en Haití.

Los geólogos de OLADE, litológicamente describen esta Formación corno calizas alternadas con areniscas calcáreas y calizas arcillosas, además de que se incluyen niveles de lutita.

En la zona, esta Formación aflora una porción muy limitada en el extremo Suroccidental de la Hoja "Comendador", aproximadamente 11 kms., equivalentes al 2%. El área que ocupa forma parte del flanco Norte de la Sierra de Neiba. Los mejores afloramientos se localizan en Loma de La Cabra y El Sobacón. Se presenta generalmente como calcarenitas de grano fino a medio color marrón amarillento alternada con margas algo arenosas de color gris verdoso.

La calcarenita es muy dura con estratificación variable de fina a gruesa, en ocasiones diaclasada y con presencia de fósiles. En cambio, las margas presentan una estratificación de media a gruesa con una considerable cantidad de foraminíferos.

Estratigráficamente, esta unidad descansa sobre la Formación Neiba. Según evidencias de campo, la posición estratigráfica afectará el contenido calcarenita-marga. La primera será más abundante cerca o en la base, o sea, próximo a la Formación subyacente, mientras que en el tope predominan las margas.

El contacto Sombrerito Neiba, según algunos autores es de tipo erosional discordante (OLADE), en cambio, en nuestra zona (Hoja "Comendador"), se evidencia un contacto transaccional concordante, el mismo no fue detectado directamente en el campo, sino más bien, inferido con el uso de fotos aéreas. En la Hoja Pedro Corto, según el informe presentado por el Ing. R. Morrobel, el contacto es tectónico.

La edad originalmente asignada a esta Formación por BERMUDEZ (1949) corresponde al Oligoceno-Inferior y 0ligoceno-Medio. Este mismo autor señala, entre la Formación Neiba subyacente y la Sombrerito típica, la presencia de calizas clásticas con un micro fauna en la que Lepidocyclina predomina, y que pertenecen al Oligoceno Inferior, además señala que en Haití, esta caliza lleva una fauna similar incluida en la Formación Sombrerito.

BUTTERLIN y VAN DEN BOLD (1981) sugieren una edad de Oligoceno Superior.

El estudio paleontológico a ésta Formación hecho por el Dr. P. CEPEK, basado en nanofósiles le asigna una edad de Mioceno Inferior a Medio. Dicho estudio fue realizado en el Cuadrante San Juan (5972). En rango de edad, según las investigaciones paleontológicas realizadas por el biólogo Federico Echavarría en nuestra zona, entra en acuerdo con el Dr. CEPEK.

"El origen de la Formación se asocia a ambiente de cierta profundidad, relacionado a los eventos tectónicos ocurridos durante el Mioceno Inferior, como parte del inicio de la segunda fase de desarrollo de la Cuenca Azua-San Juan". (OLADE, 1983).

Según el asesor alemán A. BECKER (Informe de la Hoja San Juan), las características litológicas y la fauna fósil sirven de base para presumir que la Formación Sombrerito pertenece a un medio ambiente marino (200 -300 mts.) de plataforma abierta.

Según el Dr. E. ROBINSON en Breuner (1985), algunas porciones se interpretan corno abanicos distales y otras como turbiditas, identificando los siguientes ambientes: arrecife interno, arrecife externo e interarrecife, nerítico y de plataforma de carbonato.

El espesor varía de acuerdo al lugar, así como también de acuerdo a los criterios de cada investigador o compañía.

Según M. Arixk (l941) el espesor exacto es desconocido siendo este aproximadamente de 400 mts.

De acuerdo a DOHM e1 espesor en la localidad tipo es de 900 mts., de 1200 mts., al Sur de Comendador.

Los geólogos de OLADE (1983), reportan que el mayor espesor se encuentra en el pozo Comendador con 1125 mts, mientras que en Candelón se registraron solo 267 rnts.

BREUNER, en su reporte de1985 revela un espesor de unos 500 mts.

Por Último, los geólogos de la Canadian Superior Oil Company estiman entre 800 y 3,000 mts.

La microfauna de la zona (Provincia Azua) se caracteriza por: Eggerella propingua, Recurvoides trincherasensis, y Ammodiscus dominicensis Berm.

Zona Gaspar: lutita gris y masiva. La microfauna es amplia y variada; las especies siguientes parecen restringidas a la zona: Uvogerina gasparensis Berm, U. capayona Hedb. Boliviano furcata cush. & Jarvis, B. gasparensis Berro, Valvu lineria gasparensis Berm.

Zona Bao: La fauna permite distinguir una parte inferior y una superior. La inferior se compone de areniscas Y conglomerados estériles; presenta lentes de arcilla calcárea que se caracterizan por Uvigerina cubano Hadley.

La parte superior se compone de arcilla calcárea que lleva abundantes foraminíferos, entre los que Uvigerina vidensis Berm., es característico.

Zona Quita Coraza: lutitas grises calcáreas. La zona se conoce en la cuenca de Azua y en el área de Comendador. La asociación de microforaminíferos indica un predominio formas pelágicas frágiles. La microfauna está compuesta Angulogerina azuana Berm, planorbulinella trinitatensis tall).

La edad, de acuerdo a DOHM es Oligoceno Superior. Sin embargo, las determinaciones paleontológicas realizadas por el Dr. Cepek en base a nanofósiles le asignan a la Formación Trinchera una edad que va del Mioceno Inferior al Mioceno Superior, lo cual concuerda con el estudio hecho en la zona F. Echavarría.

2.2.2 Fm. Sombrerito. Margas con capas de calcareniscas, calizas e icnofosiles.

La Formación Sombrerito fue definida por Bermúdez (1949) en el arroyo del mismo nombre, situado en la terminación oriental de la Sierra de Neiba.

En la hoja de Arroyo Limón esta formación aflora en la parte sur de la hoja, dentro del dominio del valle de Sanjuán y en la sierra de Catanamatías, perteneciente al dominio del cinturón de Trois Rivieres- Peralta.

En el valle de San Juan y el extremo oriental de la Sierra de Catanamatías la formación se presenta en facies típicamente turbidíticas (20). La serie está compuesta fundamentalmente por lutitas calcáreas entre las que se intercalan capas de areniscas calcáreas, calizas arenosas y calizas bioclásticas con características típicamente turbidíticas. La potencia de las capas calcareníticas oscila por lo general entre los 20 y los 80 cm, y suelen presentar bases netas o erosivas, a veces con “flute cast”. El tamaño de grano predominante es de arena media que hacia el techo va pasando a arena fina y muy fina, si bien en la base de algunas capas puede ser micro conglomerático.

La parte basal de las secuencias suele estar desorganizada, pasando a tener hacia el techo laminación paralela, frecuentemente con una lineación muy marcada. Raramente se pueden observar “ripples” y en algunos casos hay laminaciones convolutas. Estas se secuencias se integran en ciclos estratocrecientes y grano decrecientes propios de un ambiente de lóbulos deposicionales turbidíticos.

En otros puntos la presencia de alternancia de capas areniscosas potentes con niveles potentes lutíticos e intercalaciones de facies caóticas con “slumps” indica un medio de transición canal-lóbulo. En algunos puntos se intercalan en la serie megacapas con potencias de hasta 35 m, formadas por depósitos de “debris-flow” con bloques de margas y calizas que hacia techo pasan a areniscas masivas con gradación positiva. La bioturbación figurativa es muy frecuente en la base de las capas habiéndose podido identificar entre otros icnofósiles Chondrites, Paleodyction, Zoophycos y Thaphrhelminthopsis.

En el extremo oriental de la Sierra de Catanamatías, en el sector de Los Placeres-Los Alejandros, la Formación se apoya directamente sobre los niveles volcánicos situados al techo a de la Formación Neiba. Los primeros 70 m de serie están constituidos por una alternancia de lutitas calcáreas y calcarenitas entre las que se intercalan capas de hasta 10 m de potencia de brechas calcáreas con cantos de calizas coralinas y de algas calcáreas a los que siguen unos 130 m de lutitas con intercalaciones de calizas y calcarenitas grainstone mudstone con abundantes fragmentos de corales y fauna marina somera, presentando gradaciones tanto negativas como positivas. Por encima hay unos 25 mts., de materiales volcanosedimentarios (21) muy alterados con brechas y lapillis cuya composición original probablemente fue de tipo básico. Siguen en la serie unos 150 m de lutitas calcáreas con algunas capas lenticulares de Brechas calcáreas y olistolitos de calizas, de aspecto similar a la formación Neiba, que alcanzan tamaños de hasta 30 m.

Estos tramos basales de la serie representan una facies de talud, próxima a una plataforma carbonatada. Por encima la serie tiene las características de la facies turbidítica que se han descrito anteriormente.

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

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

García y Harms (1988) atribuyen a la formación sombrerito una edad Mioceno Inferior-Medio en la hoja 1:100.000 de San Juan. Las muestras micropaleontológicas tomadas en este trabajo no permiten añadir ninguna precisión a la edad de la Formación, pero una muestra tomada en la Hoja de Bánica en los metros basales de la unidad ha proporcionado una asociación de macroforaminíferos con Lepidocyclina (Eulepidina) undosa y Lepidocyclina (Lepidocyclina) mantelli, que indica una edad Oligoceno. Otra muestra de la hoja de Bánica ha proporcionado una asociación con Annulosorites spiralis, Archaias angulatus y Amphistegina sp., que indica una edad mínima Mioceno Medio.

En conclusión, y teniendo en cuenta la edad de las unidades infrayacentes y suprayacentes, puede establecerse para la Formación Sobrerito en el ámbito de las hojas de Arroyo Limón y Bánica una edad abarcando desde la parte más alta del Oligoceno Superior hasta el Mioceno Medio.

2.3 Terciario-Neógeno-Plioceno Medio (3 N_2)

2.3.1 Fm. Trinchera.

Se cree que su autor es DOHM, ya que según BERMUDEZ - (l949) este la redefinió en un reporte privado para la Standard Oil Company de New Jersey en 1942. Su nombre proviene del Barranco La Trinchera en la ribera Este del Río Yaque del Sur sobre la carretera Sánchez, allí se ubica la localidad tipo de dicha unidad.

En cuanto a su ubicación geográfica, se extiende en - la Cuenca Azua-San Juan, en el área de Comendador y en la Sierra de Neiba.

Según DOHM, la unidad se encuentra directamente encima de la Formación Sombrerito en el Norte de la Sierra de Neiba y subyaciendo a los primeros sedimentos del Mioceno.

Está compuesta de lutitas, lutitas arenosas, areniscas y conglomerados. Parece representar un equivalente de la Caliza Florentino y Lemba de la Hoja de Enriquillo (SW de la República Dominicana).

Según BERMUDEZ (1949), la microfauna permite distinguir cuatro zonas llamadas de abajo hacia arriba como sigue:

Zona Basal Trinchera: lutita gris, calcárea, compacta y ligeramente arenosa. La zona se caracteriza por la presencia de Siphogenerina transversa Cush. Según BERMUDEZ, la especie no ha sido observada en las capas típicas de la Formación en las áreas Azua y Los Bancos, donde se supone que los sedimentos de igual edad se depositaran en mares más abiertos, en los que los foraminíferos pelágicos y arenáceos eran predominantes.

En la zona de estudio (Hojas "Comendador" y "Guaroa")'la Formación Trinchera ocupa una superficie de más 0 menos 40 kms representando aproximadamente un 6% del total mapeando.

La misma aflora continua y aisladamente, cubierta en gran parte por depósitos del Cuaternario.

Su dirección es variable, teniendo en el Sureste de la zona una orientación E-W hasta el Sur Central (San Rafael del Llano) en donde cambia a SE-NW, esta dirección es igual para el contacto (a describirse más adelante)con la Subyacente Formación Sombrerito . Buza suavemente al Norte manifestándose horizontal en algunas ocasiones y buzando al Sur en el extremo Oeste de la Formación al Noroeste de Elías Piña, dando indicio de un pequeño anticlinal.

Litológicamente, Trinchera está compuesta por margas, areniscas calcáreas y conglomerados, presentándose en alternancia en la mayoría de los casos. Los afloramientos que más tipifican a esta Formación se localizan en el extremo occidental de la Hoja Comendador, en Los Arroyos, La Meseta, Los Cerritos, etc.

En estos puntos, la arenisca es de grano fino a medio, muy calcárea, alta dureza , a veces intermedia, generalmente diaclasada, con estratificación de media a gruesa y una grisáceo coloración que va de marrón amarillento a amarillo o verdoso. Las margas también presentan estratificación de media a gruesa mostrando diversas coloraciones similares tales como: gris amarillento, gris verdoso, verde amarillento, etc.

Presenta además, una variedad muy rica y amplia de fósiles de diversos tamaños y naturaleza, representando mayormente por restos de corales, moluscos, etc.

Una característica muy peculiar de esta Formación es la presencia de laminaciones de yeso, las cuales se alternan con las margas y areniscas y son, ocasionalmente, de gran extensión lateral.

2.3.2 Fm. Trinchera. Alternancia de margas y areniscas, hacia arriba conglomerados y algunos estratos ricos en fósiles; laminaciones de yeso.

Las rocas de la Formación Trinchera fueron descritas por primera vez por C.F.DOHM (1942). El nombre fue usado también anteriormente entre otros por Arick (1941 b: 16-17). Barnett (1941:4) y por Phillippe (1941:2-3). Otras descripciones que podrían corresponden parcial o totalmente a la Formación Trinchera son: (ver DGM. 1984,1985); FM Arroyo Blanco, FM. (Miembro) Bao, FM. (Miembro) Florentino. FM. Fondo Negro, FM. (Miembro) Gaspar, FM. (Miembro) Lemba, FM. Quita Coraza y FM. Thomonde.

Los sedimentos de la Formación Trinchera, se estratifican concordante a las rocas de la Formación Sombrerito. Su distribución en la zona del Cuadrante San Juan, está limitada al graben de San Juan, donde estos sedimentos afloran a lo ancho en la superficie, en la parte sur y especialmente impresionante en el Arroyo Las Lajitas, el cual es aproximadamente 3 Kms. de largo (E: 2.81.200, N: 20.68.300 hasta E: 2.81.100, N: 20.69.800) o sea de incorporación a las orillas cóncavas del sur del Río San Juan. En el área de la Sierra de Neiba, en las estructuras de los sinclinales, los sedimentos de la Formación Trinchera fueron erosionados completamente.

Las margas de la Formación Trinchera son más arenosas, más pobres en cal y menos consolidadas que las de la Formación Sombrerito. Análisis de 10 pruebas dieron la siguiente composición promedio (ver Tabla número 3):52% SiO_2, 13% Al_2O_3, 8% Fe_2O_3 y 5% MgO. El componente mineralógico principal es el cuarzo, en algunas pruebas esmectita y feldespato, como secundarias calcita, clorita y feldespato.

Dentro de las margas, hacia el techo aparecen en incremento, capas de arenisca gris olivo hasta amarillo olivo. Esta capas pueden tener un espesor de pocos cm. hasta varios dm. El grado de consolidación de las areniscas varía fuertemente, a menudo las capas son friables, con una matriz margo-arcillosa, en parte son también duras y densas con cemento calcáreo.

Los tamaños de granos afloran en proporciones variadas, fino, medio y grueso, muchas capas son conglomeráticas.

Se observa frecuentemente sedimentación gradada, también aparecen a menudo restos de plantas carbonizados de mm., especialmente en las superficies de las capas.

En el análisis químico se obtuvieron siete pruebas libre de conglomerados, en promedio 58% SiO_2, 12% Al_2O_3, 6% CaO y 5% MgO. Con el difractómetro de rayos X se pudieron analizar el cuarzo y en parte feldespato como componentes principales, además calcita, hornblenda, clorita y feldespato como componentes secundarios.

También seis análisis de láminas delgadas de H. Dill (BGR. Hannover) mostraron un elevado contenido de compuestos vulcanógenos. Los componentes minerales más importantes son: cuarzo, plagioclasa, epidota rica en Fe, algunos otros. Como fragmentos de rocas aparecen en las areniscas agregados de cuarzo policristalinos, los cuales probablemente devienen de areniscas, parcialmente como cuarcitas (en extinción ondular), y parcialmente como cuarzo de veta (en extinción bien definida).

Notorio es el promedio de minerales máficos y de fragmentos de rocas volcánicas. La matriz poco consolidada, está formada por minerales carbonatados parcialmente recristalizados, por esmectita de hierro con estructura vermicular y por fragmentos de rocas volcánicas descompuestos.

La región de origen de los componentes volcánicos tiene que estar construida en primer término de rocas volcánicas básicas, las cuales fueron sometidas a una metamorfosis levemente gradada (epizona), el bajo grado de redondeamiento de la mayoría de los componentes (angular hasta sub-angular), muestra una sedimentación rápida y una trayectoria de transporte corta; esto también ha de suponerse para los muchos minerales máficos y los fragmentos de rocas volcánicas, las cuales no soportan ninguna trayectoria larga ni erosiones fuertes.

También diez pruebas de minerales pesados llevados a cabo por O. Hennigsen (Inst. Geol. Paleontol. Univ. Hannover) llegaron a los mismos resultados respecto a la región de origen. El contenido de minerales pesados en todas las pruebas, es más elevado de lo común. Hornblenda verde y epidota son ampliamente preponderantes.

Otro tipo de roca de la Formación Trinchera son los conglomerados, el espesor y el tamaño promedio de los clastos de estos conglomerados varía mucho de capa a capa, pero en la totalidad, dentro de la Formación, y también respecto a la frecuencia, las capas de conglomerados aumentan notablemente hacia el techo. El espesor de las capas está entre pocos cms., y varios metros. También dentro de una capa, puede oscilar lateralmente en unas pocas centenas de metros ese orden de tamaño. El tamaño de los clastos varía de gravilla fina hasta gravilla gruesa con piedras de 1-2 dm. El grado de redondeamiento, especialmente el de la fracción más fina, por lo general es bueno (redondeado hasta bien redondeado). Los componentes más llamativos son en parte basalto epidotizado y tonalitas cuya región de origen ha de buscarse en la antigua Cordillera Central, así como caliza micrítica clara, la cual pudiera estar resedimentada de rocas de la Formación Neiba.

Partículas de corales y conchas de moluscos, se encuentran a menudo en algunas capas.

El aglomerante está compuesto preponderantemente de cemento calcáreo duro. Capas más gruesas pueden formar pequeñas cadenas de montañas que corren direccionalmente, las cuales pueden sobresalir algunas decenas de metros de los alrededores. Capas de este tipo, morfológicamente emergentes, son presentadas en el mapa geológico con un color especial, estas están expuestas generalmente solo pocas centenas de metros, debido preponderantemente a sus acuñamientos laterales y en parte también se debe a la variación ligera del ángulo de caída de las capas del cual depende esencialmente el modelo morfológico del afloramiento de capas en la superficie.

Las capas de conglomerados y areniscas de la Formación Trinchera, han sido depositadas parcialmente como turbiditas hasta turbiditas mediales (Médium-grained bis Coarse-graines Turbidites), en parte como sedimentos de uno o varios abanicos de sedimentos submarinos engranados (sub-marine fans).

Aparecen además rellenos de canales (channel-fills), los cuales en la mayoría de las veces están unidos a la base de capas de conglomerados, los canales cortaron en la base y en los sedimentos ampliamente no consolidados, varios dm., hasta m. de profundidad y. El relleno de los canales consiste de arena o grava, éste muestra a menudo estratificación diagonal o Imbricación.

En la parte superior de la Formación Trinchera afloran masas de talud (slump deposits). Estas masas se encuentran incluidas entre otras, en el tramo de la carretera nueva entre Azua-San Juan 4 kilómetros al Suroeste de Guanito .Aquí afloran dos estratos dentro de las capas, con pendientes fuertes hacia NE, con estructuras caóticas. Estos estratos son de bloques grandes, de arenisca, marga y conglomerados, de cm. hasta m. Ambos estratos están separados por una alternancia de 3-4 m. de espesor bien estratificada de capas de areniscas y de estratos de marga.

En muchas deposiciones de conglomerados y areniscas afloran microfósiles. En su mayoría hay restos de gasterópodos de concha gruesa y Lamelli-branchiatas, que fueron redepositados conjuntamente con los cantos rodados de zonas de poca profundidad. Especialmente notorio son las conchas gruesas de ostras grandes, también los raros restos de corales son todos redepositados; en parte, estos forman capas individuales que están compuestas casi solo de escombros de corales. El estado de conservación de muchos restos de fósiles es bueno y a menudo muestran pocos rastros de rodamiento, de modo tal que para muchos debe suponerse una trayectoria de transporte relativamente corta. En los bancos de areniscas se encuentran icnofósiles especialmente en sus superficies, pero ya no tan a menudo y no son tan notorios por su tamaño insignificante como lo son en las rocas de la Formación Sombrerito.

El piso de la Formación Trinchera lo forman las margas y calizas de la Formación Sombrerito. La transición entre ambas formaciones no están incluida en la zona de la Hoja San Juan. El contacto en el límite sur del graben de San Juan, está formado por la falla incidente del borde sur del graben.

Probablemente la variación de facies ocurre paulatinamente y sin variación a saltos. Importante para el trazado del contacto es el primer afloramiento de conglomerados, especialmente de cantos de basalto y tonalita, los cuales son característicos de la Formación Trinchera. En la perforación Candelón I, el contacto se puede apenas inferir con los informes de perforaciones existentes. Se presume que el contacto está a una profundidad de alrededor de 900 metros. El techo lo forman los sedimentos de la formación Arroyo Blanco.

El radio de alcance estratigráfico se determinó a través de investigaciones de nannoplancton. La Formación Trinchera comienza en el Mioceno-Medio, en la región de la zona de nannoplancton NN5 y llega hasta el Mioceno Superior (zona de nannoplancton NN11). Las pruebas de las zonas NN6 hasta la NN11 muestran a

menudo poca o ningunas formas guías sino solo fósiles resedimentados de la zona NN6 o más viejos (incluyendo a menudo formas del Cretácico).

Se supone que la conexión hacia el mar abierto fue interrumpida temporalmente a partir del Mioceno Medio Superior, o fue impedida y de este modo, las formas guías correspondientes no pudieron llegar a la zona marítima.

En la perforación Candelón I no se pudieron comprobar formas guías de las zonas de nannoplancton NN6-NN11 en pruebas hechas a una distancia de aproximadamente 30 Mts. Además aquí faltan determinaciones de Foraminíferos planctónicos en la mitad superior de la Formación Trinchera (ATTACHMENT 7:5 en ANCHUTZ 1982). BOLD (1975) y BREUNER (1985:27) tomaron pruebas de la Formación Trinchera en la hoja Suroeste 6071-IV Yayas de Viajama fechadas del Mioceno Superior y Medio.

En el perfil del Arroyo Las Lajitas, el espesor de la Formación está sobre los 1500 mts., en vista de que aquí no está incluida la base, el espesor total puede ser estimado solo superficialmente en unos 1600-200 mts., en la perforación Candelón I se debe contar con un espesor de algo más que 1600 mts.

Indicaciones de las facies se dan de la petrografía y de las Foraminíferas (Bentónicas) descritas en la perforación Candelón I. Según esto, la región del actual graben de San Juan, estaba en el borde de una cuenca en la cual fueron transportadas grandes cantidades crecientes de escombros erosionales continentales del Norte de la antigua Cordillera Central. El relleno se hizo principalmente de turbidita. En dirección al techo, las turbiditas son más gruesas en orden creciente, esto quiere decir, más cercana a la costa.

Las turbiditas se engranan con deposiciones de uno o más abanicos de sedimentos submarinos, los cuales continúan llenando la cuenca hasta que se transformó en zona litoral con pocas decenas de metros debajo del agua, tan pronto comenzaron la Formación Arroyo Blanco. Según los resultados de la perforación Candelón, un tercio inferior de la Formación se le calcula el Batial Medio hasta el Superior, a la parte media se le calcula el Neurítico profundo y al Tercio Superior, el Neurítico Superior (ATTACHEMENT: 7 en ANSCHUTSZ 1982).

En un perfil en Arroyo Las Lajitas, 2.5 km al suroeste de Guanito (E:2.81.300, N:20.70.400) se tomaron pruebas a una profundidad de 1.5-2 metros, las cuales pudieron ser fechadas en el laboratorio C14 y H3 por el servicio geológico de Baja Sajonia, Hannover, en la época de 360-530 años después de Cristo. (No. de laboratorio: 13880, encargado de despacho Dr. M.A. GAUH). Esto da un indicio de la edad en parte joven y de las elevadas ratas de acumulación de esos sedimentos (más de 100 cm en 1000 años).

2.4 Terciario-Neógeno-Plioceno (4 N_2)

2.4.1 Fm. Arroyo Blanco.

Definida por Dart Oil Company en DOHM en un reporte privado para la Stan-1942. De acuerdo al mismo autor, consta de arenisca, arcilla arenosa, caliza arrecifal y conglomerados.

El nombre para esta Formación proviene del Arroyo Blanco, en el área de Quita Coraza, situada sobre la ribera Este del Río Yaque del Sur, a unos 40 kms., al Oeste de Azua, en donde Arick y Olsson (1940) propusieron la localidad tipo (Léxico estratigráfico).

DOHM la divide en dos zonas que parecen representar facies ecológicas distintas:

1-Es una facies de amplia extensión lateral y consiste de caliza coralina, arenisca y conglomerados, originados en aguas poco profundas. Se caracteriza por numerosos individuos y pocas especies de foraminíferos.

2-Es una facies de escasa extensión lateral, consiste de lutitas compacta gris, meteorizándose en color ocre, que parece representar un depósito de agua profunda en la parte inferior de la Formación Contiene un micro fauna rica y variada.

Existen tres miembros diferentes dentro de la Formación Arroyo Blanco, según R. Michael (1978).

El miembro inferior compuesto de calcirudita y caliza masiva, intercaladas con arenisca calcárea, calcarenisca y limolita calcárea. El intermedio está compuesto mayormente por limolitas calcáreas, arenisca calcárea, calcarenisca y calcirudita. El miembro superior se compone de limolita calcárea intercalada con caliza coralina y geodas.

Geográficamente, Arroyo Blanco aflora extensamente en la cuenca Azua-San Juan y más localmente la Cuenca de Enriquillo.

En la zona bajo estudio, esta Formación ocupa una superficie de aproximadamente 25 kms equivalentes al 4% del área total. Aflora formando una franja larga y estrecha y en forma continua. Su dirección es similar a la de la Formación Trinchera.

Litológicamente, basado en nuestro estudio, la unidad está constituida por conglomerados, en su mayor parte, además de arenisca y margas. Los mejores afloramientos se hallan en Tumba Cocos, al Norte de San Rafael del Llano, en Ranchos del Negro, el Macasía próximo a la desembocadura del Río Comendador en y al Este y al Norte de La Margarita; este último poblado situado en la Hoja Guaroa.

Generalmente, el conglomerado que presenta la Formación es de medio a fino, matriz arenosa y de media a muy calcárea, muestra buena consolidación en la mayoría de los afloramientos, cemento calcáreo es poligomíctico, siendo los clastos de origen ígneo y sedimentario, presentándose en proporciones iguales en casi todos los casos.

Estos son de redondeados a sub redondeados con buena esfericidad Ocasionalmente, se interestratifica con lentes de areniscas de granos medios, bajo dureza, calcáreas y con un espesor que oscila entre 20 y 60 cms. Su extensión lateral no es muy considerable.

Es muy frecuente en el conglomerado encontrar los c lastos y la matriz afectados por oxidación que les dan una coloración muy distintiva entre marrón y rojo oscuro; lo que con lleva a la ocurrencia o de este fenómeno es la exposición a la intemperie de rocas ígneas ricas en minerales ferro magnesianos, los cuales tienden a meteorizarse. Esta meteorización llega incluso hasta niveles más profundos, aunque con menor intensidad.

Sobre todo en el basamento de esta unidad, el conglomerado suele presentarse alternado con areniscas Y margas. Cuando tal situación ocurre, la porción conglomerática predomina, presentando una estratificación de media a gruesa.

Las areniscas muestran una granulometría de fina a media, muy calcáreas, dureza de alta a media, comúnmente fosilíferas, diaclasadas y una coloración entre marrón amarillento y marrón grisácea. Su estratificación es media. En cambio, las margas se encuentran, laminadas, fosilíferas (corales) y un color de gris verdoso a amarillento, su estratificación es de fina a media.

Esta unidad frecuenta presentar horizontes de macrofósiles del género Ostrea, lo cual es característico en ella y la diferencia de cualquier otra Formación. Según observaciones de campo, esta situación ocurre al Norte de La Margarita y al sur de Rinconcito a través de la Carretera Internacional en la Hoja "Guaroa". Lo mismo se da al Sur de la Hoja "Comendador", a pocos kilómetros al Este de San Rafael del Ya no; también en las proximidades de la desembocadura del Río comendador en Macasía. En ocasiones, estos horizontes son de gran extensión lateral.

Estratigráficamente, corno se dio a entender anteriormente, esta unidad descansa sobre la Formación Trinchera en contacto ya descrito. La Formación supradyacente es Arroyo Seco, con la cual se halla en contacto transicional concordante. Es te contacto no pudo ser observado directamente en el campo, pero sí deducido a través de las descripciones de afloramientos y fotointerpretación, aunque en algunos casos, este se dificulta debido a la similitud que existe entre estas dos formaciones, dicho caso es común en el tope de la Formación Arroyo Blanco.

El ambiente de Formación de esta unidad es marino de agua muy somera, lo que implica una alta turbidez. Sin embargo, en el tope (predominantemente conglomerático) parece presentar un ambiente transicional entre terrígeno y marino.

De acuerdo a las determinaciones paleontológicas en base a nanofósiles realizadas por el Dr. P. Cepek, la unidad resultó ser del Mioceno Inferior al Mioceno Medio Inferior.- DOHM y BERMUDEZ la sitúan en el Mioceno Inferior.

Es correlacionable con la Formaci6n Cercado en la cueca septentrional del valle del Cibao (BERMUDEZ). GUERRA PEÑA y DOHM revelan que es equivalente a la

Formación Las Cahobas en Haití. Los geólogos de la Seaboard la comparan con la Formación Angostura en el valle Enriquillo.

En base al registro litológico de la OLADE (1983) en la cuenca Azua-San Juan, el espesor máximo medido para la unidad del pozo km. 19-2 es de 626 mts. En la Hoya de Enriquillo para BERMUDEZ es 500 mts. Según O. De León.; él es pesor oscila entre 700 y 850 mts. Por último, el menor espesor se registró en el Pozo Candelón, ya que junto a la Formación Arroyo Seco resultó sólo 370 mts.

2.4.2 Fm. Arroyo Blanco Arenas, conglomerados, areniscas, margas fosilíferas y capas de ostras; que puntualmente pasan a facies arrecifales, calizas con intercalaciones de areniscas y conglomerados.

BERMUDEZ (1949 A. 27) y HOFFSETETTER (En BUTTERLIN et. al. 1956 ; 355-356) le atribuyen el nombre de la formación a C.F. DOHM (1942), mientras que el propio DOHM (1942 :4) nombra a A.A. OLSSON y a M.B. ARICK como autores (sin indicaciones de literatura). Otras denominaciones en la literatura, que probablemente puedan corresponder total o parcialmente a la Formación Arroyo Blanco (en el sentido de estas explicaciones) están entre otras (ver D.G.M., 1984, 1985): FM. Angostura, FM. Agua Salada, FM. Arroyo, R. Cerro de Sal., FM. (Miembro) Florentino (limestone), FM. (Miembro) Higüerito, FM. (Miembro) Las Salinas, FM. (Miembro) Loma de Yeso y FM. Las Caobas.

Las sedimentaciones de la Formación Arroyo Blanco se sobreponen concordantes a las de la Formación Trinchera. Su distribución en la zona de la hoja está limitada al graben de San Juan que aflora en una faja pequeña que se divisa desde la cortina de la presa de Sabana Yegua en el E hasta La Lomita al Sur de Las Charcas de María Nova en el W. afloramientos menores los hay también en el límite norte del graben de San Juan. Un perfil interrumpido solo por la carretera Azua-San Juan, pero por lo demás completo, está incluido a 2.5 Kms. al Suroeste de Guanito en Arroyo Las Lajitas (aproximadamente del E: e.81.100, N: 20.69.800 hasta E: 2.81.300, N: 20.69.900).

En las rocas de la Formación Arroyo Blanco se trata de sedimentos de poca profundidad cercanos a la playa. Su composición es muy heterogénea y está también sometida a grandes cambios laterales.

La colina que aparece marcadamente en Sabana Yegua al oeste de la presa (490 mts., sobre el nivel del mar, E: 2.82.9..., N: 20.69.500) tiene su núcleo compuesto de secuencia de conglomerados de aproximadamente 50 mts., de espesor; 1.5 Km. más al oeste en Arroyo Las Lajitas tienen sólo unos pocos metros de espesor y unos 500 mts., al oeste ya no se divisa.

En la Formación Arroyo Blanco aparecen entre otras areniscas no estratificadas, transportadores de fósiles y en parte apenas consolidadas, conglomerados y areniscas, las cuales corresponden a las del piso de la Formación Trinchera, también

margas así como arenisca coloreada de negro por el alto contenido de restos de plantas carbonizadas.

Algunas capas arenosas contienen muchos cristales de yeso y a veces tienen un sabor a sal muy definido. Esto podría indicar condiciones hipersalinas durante la sedimentación. Esta sedimentación en la región de Azua (la cual está en una posición estratigráfica comparativa), llevó a la formación de yeso (Formación Loma de Yeso), COOPER 1983.

En la carretera a El Batey (por El Candelón), afloran capas conglomeráticas de arena ricas en fósiles, las cuales están consolidadas friablemente a través de cemento de cal muy irregular, de espesor continuamente variable y de unos pocos dm. (Aproximadamente por E: 2.74.500, N: 20.81.200). Aquí podría tratarse de un tipo beachrock mezcla de carbonatos de la región de la playa, (zona de marea).

Muchas capas son ricas en fósiles. Característicos son los afloramientos de masas de conchas gruesas y a menudo de doble chapas de Ostrea, las cuales son de 2-3 dm., de largo y localmente se pueden cerrar formando cuerpos rocosos de tipo arrecife, complejos de este tipo pueden formar mayormente pequeñas cadenas de montañas como están incluidos por ejemplo en el camino que va del poblado Rosario en dirección SSW a Caobita (aproximadamente por E: 2.67.400, N: 20.74.500). En otras zonas afloran mayormente conchas de doble chapas de Acra sp., a menudo completamente con otras Lamellibranchiatas y estructuras de gasterópodos; las capas que están compuestas solo de conchas de moluscos muy delgadas y pequeñas (mm), es decir, partículas de cáscaras de moluscos indican oscilaciones temporales de salinidad en la zona de deposición (probablemente sobresaturación de sal, ver arriba), este tipo de sedimento aflora entre otros en la carretera que lleva de Las Charcas de Garabito hacia El Batey (aproximadamente por E: 2.75.000, N: 20.81.400).

Restos de corales están distribuidos ampliamente en los sedimentos de la Formación, la mayoría d las veces se trata de escombros de corales resedimentados, los cuales fueron depositados conjuntamente con arena y grava. En otros lugares se pudo observar montículos de corales individuales y pequeños, por ejemplo, en El Rodeo y en Loma El Cinazo (aproximadamente entre E: 2.74.500, N: 20.81.100 y E: 2.75.500, N: 20.80.700).

Al sur de Las Charcas de María Nova, los corales se cerraron en un pequeño arrecife coralino (Biostrom), cuya caliza dura forma una cadena de colinas de alrededor de 10 Kms. de longitud, la cual alcanza su punto más elevado en Cerro Peñita Brava (725 mts. sobre el nivel del mar) y La Lomita (753 mts., sobre el nivel del mar).

Los bancos de corales de 1-2 mts., de espesor afloran aquí en intercambio con deposiciones de conglomerados y areniscas. Ese pequeño complejo de arrecife fue presentado en la carta geológica con un símbolo especial; posiblemente este complejo de arrecife corresponde a las capas calcáreas de corales que aparecen en el techo de la Formación Trinchera en Azua (Ver D.G.M., 1984) conocidas bajo el nombre de Formación Florentino.

El piso de la formación lo forman conglomerados, margas y areniscas de la Formación Trinchera. El contacto está incluido en Arroyo Las Lajitas, la Formación Arroyo Blanco comienza aquí con una capa de arena de varios mts., de espesor, rica en fósiles no estratificada y poco consolidada, en la dirección de las capas ese contacto se divisa sobre los bancos de ostras por Rosario hasta la base de la caliza de los arrecifes coralinos en Las Charcas de María Nova en el W. El techo está representado por capas terrígenas libres de fósiles, de la Formación Arroyo Seco.

El radio de alcance estratigráfico se determina sólo indirectamente, tanto las investigaciones de Foraminíferas así como las de nannoplancton no rindieron ningún tipo de datos inequívocos respecto a la edad, si acaso afloran moldes de capas más viejas de Terciario y/o del Cretácico. En vista de que las rocas de la Formación Trinchera llegan hasta el Mioceno Superior (zona de nannoplancton NN11) sólo se puede presumir el Mioceno Superior (NN11) como edad de la Formación Arroyo Blanco y posiblemente Plioceno profundo.

El espesor de la Formación comprende en Arroyo Las Lajitas aproximadamente 180 mts., en la perforación Candelón I, aproximadamente 155 mts., (ANSCHUTZ 1982). Se debe de contar con fuertes oscilaciones de espesor debido a intercalaciones locales de lentes de conglomerados, complejos de arrecifes, etc. El espesor total de la Formación Arroyo Blanco, se estima que puede oscilar entre 150 mts., y 300 mts.

Las facies de la Formación Arroyo Blanco se reconoce en los fósiles especialmente en el afloramiento (in situ) de corales, ósea, arrecifes coralinos y en la composición petrográfica, según esto los sedimentos fueron depositados en una región marítima cerca de la costa con poca profundidad a menudo sólo pocas decenas de mts., de los ríos fueron transportadas grandes cantidades de escombros de tierra firme y lanzados al mar sobre pequeños Deltas, o sea, abanicos de sedimentos submarinos.

En algunas zonas parciales, el crecimiento de arrecifes fue posible pero interrumpido continuamente por escombros de gravas. Temporalmente o en zonas aisladas parecen haber predominado condiciones hipersalinas.

2.5 Terciario-Cuaternario (Neógeno-Plioceno N_2 al Pleistoceno 5 Q_{1-3})

2.5.1 Fm. Arroyo Seco

Al igual que la Formación anterior, fue definida por DOHM en un reporte privado para la Standard Oil Company de New Jersey en 1942.

Esta consiste de una sección de sedimentos del Mioceno Medio, generalmente de conglomerados gruesos, grises (me teorizándose en pardo), mal cementados, con estratificación cruzada, interestratificadas con lutitas arcillosas grises , arenisca friable y caliza nodular gris, arcillosa.

El nombre deriva del Arroyo Seco, al Oeste del Río Yaque del Sur en la provincia de Azua, pero la localidad tipo se localiza en Arroyo Agua Salada del Río San Juan que desemboca a 2 kms., al Noroeste del poblado Los Bancos.

Según el léxico estratigráfico de 1955, esta unidad casi no contiene macrofósiles en contraste con la Formación Arroyo Blanco. La parte inferior de esta Formación lleva una microfauna de agua poco profunda, en cambio, la porción superior es estéril y evidencia un ambiente continental. Parece corresponder a un sedimento salobre o continental depositado en la cuenca Azua-San Juan.

R. BEALL (1945) describe la parte inferior de esta unidad como constituida por areniscas grises y marrones friables y arcillas. Ninguna contiene mega fósiles.

El mismo autor considera que en algunas capas conglomeráticas predominan los clastos ígneos. La parte superior la describe como conglomerados pobremente sorteados de clastos friables, sub-redondeados, de los cuales más del 90% son de origen ígneo. En menor proporción contiene arcilla masiva, de color gris marrón seo a amarillento. Además aparece la arenisca con gran friabilidad.

Geográficamente te aflora en la cuenca Azua-San Juan. Arroyo Seco es la Formación que más se extiende a lo largo Y ancho de las Hojas Comendador y Guaroa. Ocupa una superficie de unos 370 kms, correspondiente a más del 60% de la zona. Este aflora continuamente, siendo cubierto en algunas ocasiones por depósitos del cuaternario, lo que interrumpe su continuidad en la superficie. Generalmente se presenta en forma masiva. Cuando se encuentra estratificado presenta un rumbo promedio entre E-W y SE-NW, buzando suavemente al Norte.

Los afloramientos que mejor representan la unidad están ubicados en los alrededores de Cabeza de Vaca, a lo largo del Arroyo Salado, en Higüerito, a lo largo del Arroyo La Mina, al Oeste y al Sur de El Alto de Guaroa, ubicado este último en la Hoja "Guaroa"

Basándose en el estudio, la litología de la unidad está compuesta casi totalmente por conglomerados con ligeras variaciones geológicas; además, caliza cretosa y arenisca.

En general, el conglomerado muestra clastos de finos a gruesos, de redondeados a sub redondeados, con origen ígneo y sedimentario (poligomíctico). La matriz es arenosa y pocas veces, areno limosa, muy calcárea; es mal cementado, siendo altamente consolidado cuando el cemento es calcítico. Su color es de diversas tonalidades dependiendo de sus componentes. Presenta lentes de arenisca de baja dureza, medio calcárea, con estratificación de media a gruesa y una granulometría media.

A veces, estos lentes son muy extendidos lateralmente. También presenta concreciones calcáreas de poca magnitud. En ningún caso mostró fósiles. La caliza de límnica es muy típica, llamada así por su origen límnico, esta unidad. Su estratificación es de media a gruesa, tiene forma arriñonada, su color es blanco amarillento. Aparece, tanto en la porción superior como inferior del conglomerado, así como también por sí sola.

Es frecuente encontrar la Formación rodeada de un su lo rojizo, producto de la meteorización de los componentes ígneos ricos en minerales ferro magnesianos que al meteorizarse y desintegrarse físicamente pasan a formar el suelo de los alrededores.

Como se dijo anteriormente, el conglomerado tiende a variar ligeramente en sus características geológicas. Al Sur y al Este de la zona, se presenta mal cementado; en cambio, al Noroeste su consolidación aumenta considerablemente mostrando un cemento calcítico, una matriz más calcárea y una tendencia en los clastos a ser más groseros. Además, en esta área y al Oeste de la Hoja "Guaroa", es más común la presencia de caliza límnica.

Para estudiar las variaciones litológicas en los clastos del conglomerado, se realizó un tratamiento estadístico en varios afloramientos representativos de la Formación.

Por cada punto muestreado se tomaron por lo menos 200 clastos, con un diámetro en un rango de 2 a 10 cms. Una metodología usada fue la de trazar cuadrados o líneas en los lados de los afloramientos, incluye a la porción para así tomar todos los clastos que delimitar.

De acuerdo a los resultados del tratamiento, pudo notarse que al Sureste de la zona, en las proximidades de Comendador, predominan ampliamente los clastos ígneos con más del 70%, repartidos entre volcánicos (basalto y toba) y plutónicos (tonalita) en proporciones similares. Lo restante pertenece a clastos de origen sedimentario, tales como calizas, areniscas y esquistos.

Al Noroeste, entre carrera de Yegua y Cabeza de Vaca, se da una situación completamente diferente, en donde casi todos los clastos son sedimentarios (90%), entre estos, los más comunes son los esquistos y en un segundo orden, las areniscas, aunque existe una considerable cantidad de calizas. Un porcentaje muy reducido corresponde a los ígneos.

En el Noroeste, donde mejor aflora esta Formación, el contenido en clastos ígneos aumenta, pero los sedimentos siguen predominando con la diferencia de que las calizas son más comunes que esquistos y areniscas.

El contenido exacto de cada componente y en todos los afloramientos muestreados puede verse en la tabla preparada para este tratamiento.

En general, se nota que al Norte de la zona sobresalen los clastos sedimentarios y el caso inverso ocurre al Sureste, donde aflore el conglomerado de Arroyo Seco. Por otro lado, cabe señalar, que las calizas provienen probablemente de la Formación Neiba, mientras que las areniscas y los esquistos de las Formaciones Ocoa y Tireo.

PUNTO	COORDENADAS	CALIZAS	ARENISCAS	ESQUISTOS	TOBA	BASALTO	TONALITA	OTROS
CO-07	2099.250/ 236.400	14	30	55.5	0	0	0	0.5
CO-08	2102.400/ 231.000	20.5	29.5	38.5	5.5	1	3	1.5
CO-64	2099.950/ 206.950	33	11	11	17.5	22	2	2.5
CO-84	2100.700/ 205.700	44	15.5	8.5	12.5	13.5	1.5	4.5
CO-138	2099.900/ 219.650	36	27	11.5	5.5	18.5	0.5	2
CO-144	2099.800/ 210.400	46	21	7	5	17	1.5	2
CO-146	2100.500/ 211.800	40.5	14	8	7.5	28	0	1
CO-147	2100.800/ 213.500	40.5	14.5	7	8.5	28	0	1
CO-149	2100.850/ 216.800	19.5	25	21	10.5	22	0.5	1.5
CO-173	2089.200/ 236.400	5.5	9.5	11.5	17.5	24	28.5	3
CO-110	2089.800/ 236.600	5.5	8.5	10.5	25.5	26.5	23	0.5

Tabla 1. Tratamiento Estadístico (Porcentaje de Clastos).

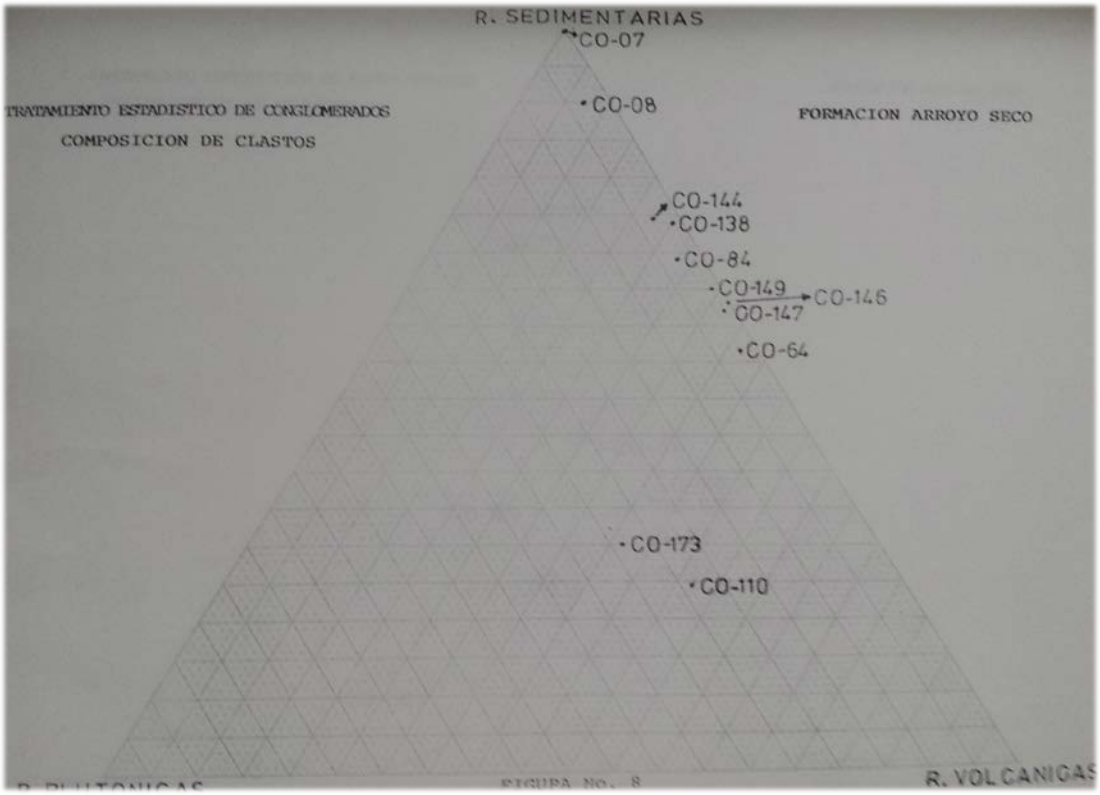

Figura No. 6. Tratamiento Estadístico de Conglomerados (Composición de Clastos)

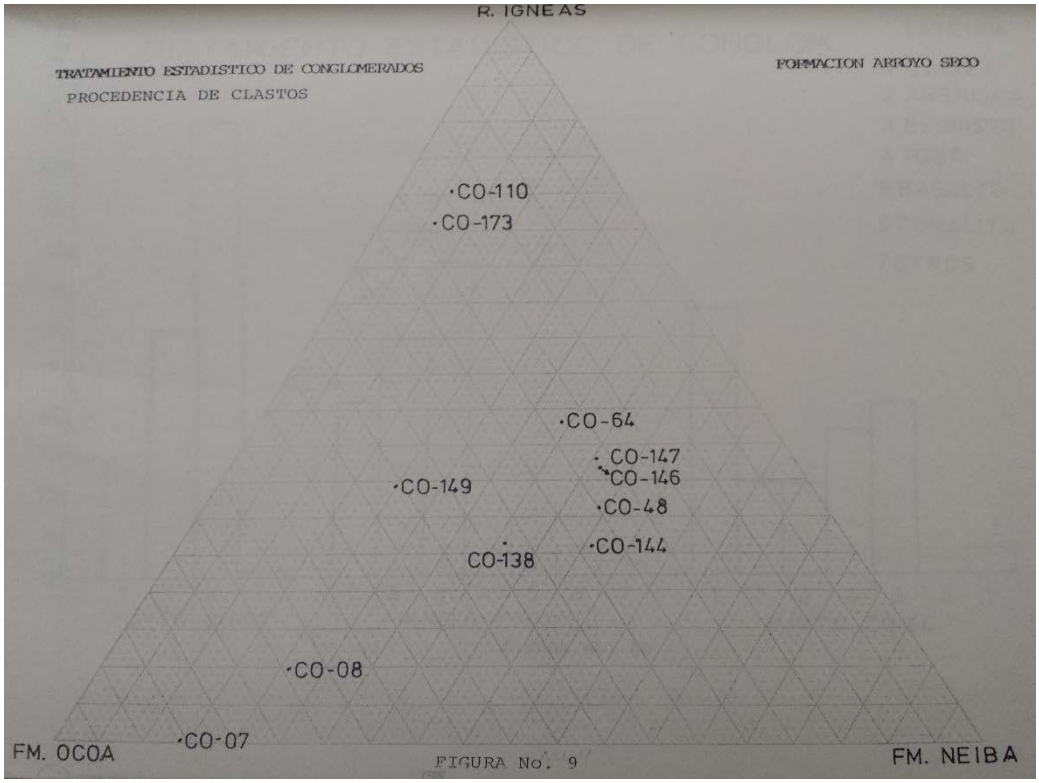

Figura No. 7. Tratamiento Estadístico de Conglomerados (Procedencia de Clastos)

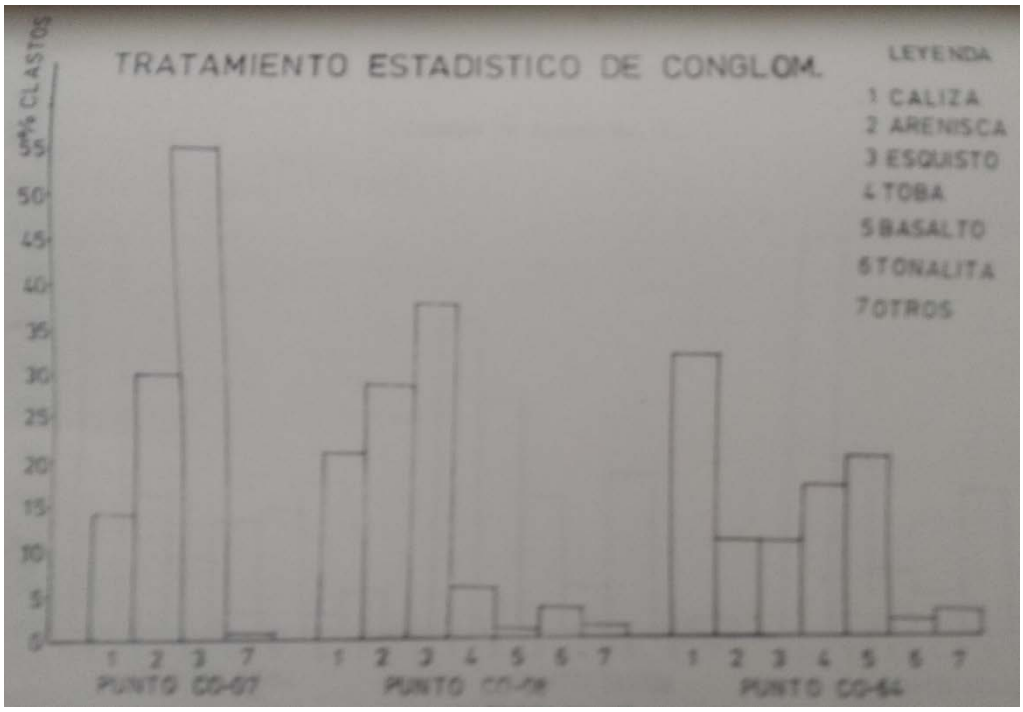

Figura No. 8. Tratamiento Estadístico de Conglomerados

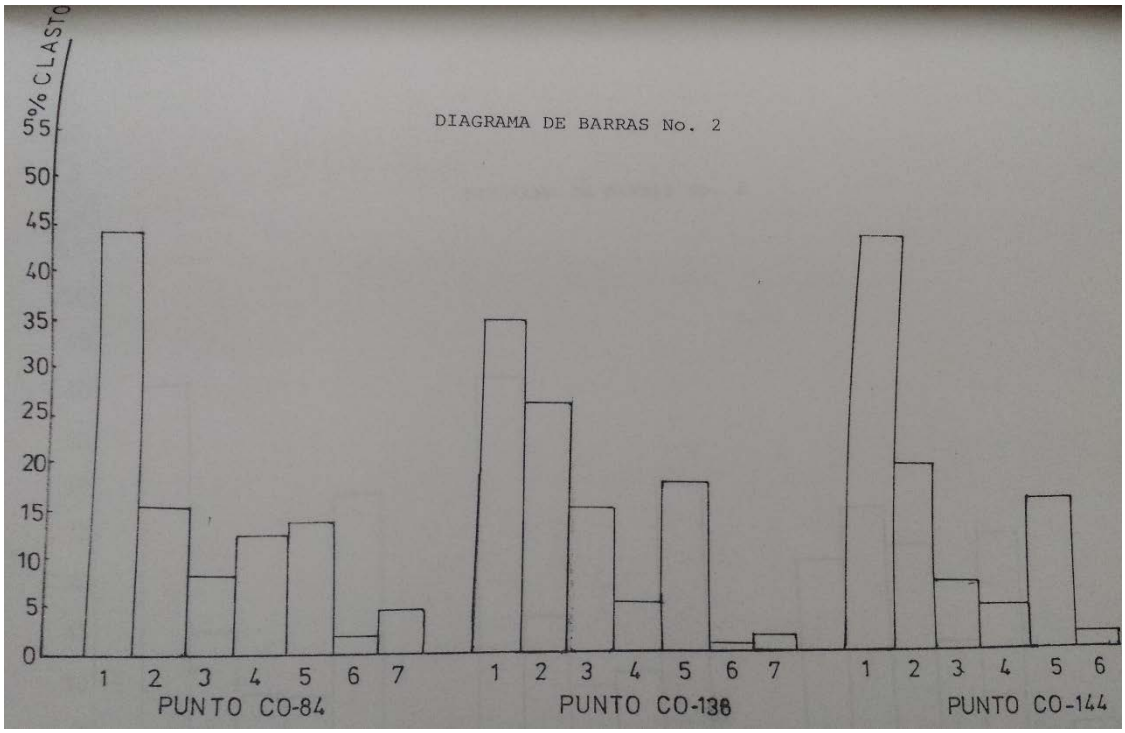

Figura No. 9. Diagrama de Barras No. 2

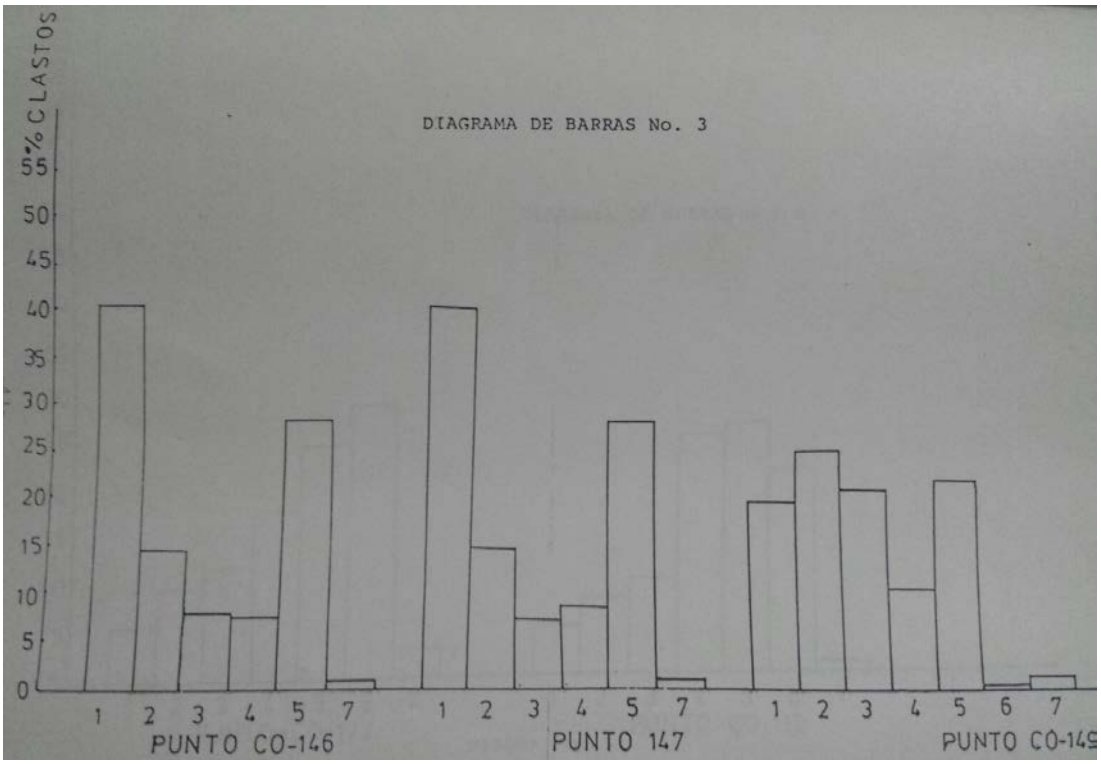

Figura No. 10. Diagrama de Barras No. 3

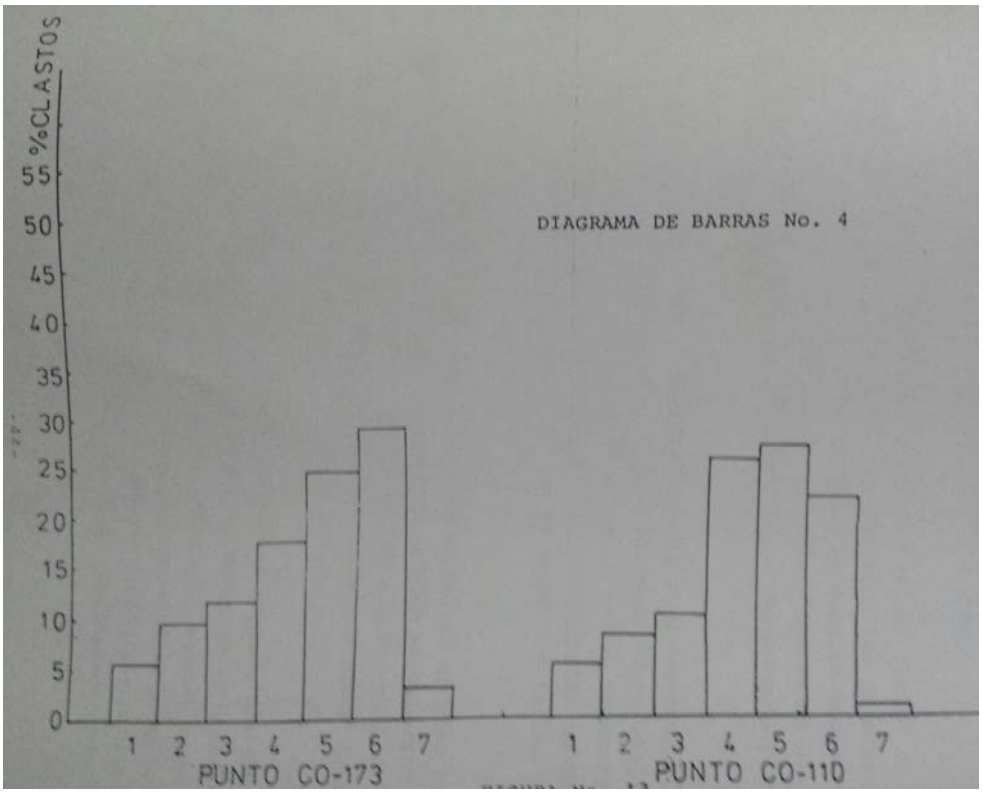

Figura No. 11. Diagrama de Barras No. 4

La Unidad representa un ambiente terrígeno durante su Formación. De acuerdo al léxico estratigráfico (1995) la unidad parece corresponder a sedimento salobre o continental depositado en la cuenca Azua-San Juan.

La Escasez de microfósiles dificulta fechar esta Formación con gran exactitud, sin embargo, las determinaciones del Dr. Ceek le asignan una edad de mioceno medio temprano a mioceno medio tardío en muestras tomadas en agua salada, donde se halla la localidad tipo. De acuerdo a DOHM es del mioceno medio.

Es equivalente cronológicamente a la Formación Gurabo en la región del Cibao, (léxico estratigráfico (1955). Según DOHM (1942), la parte inferior de la unidad es correlacionable con la parte superior de la Formación las Cahobas. T. BRENER (1985) considera que es un miembro o facies de la formación Arrollo Blanco.

El espesor registrado para la unidad en el pozo kilómetro 19-2 es de 365 mts., pero puede variar de 750 a 1,000 mts., en su localidad tipo. La OLADE (1983) considera que puede alcanzar hasta los 1,000 mts., en algunas áreas.

Finalmente, debemos señalar que lo mapeado por la Seaboard como Formación vía ubicado al norte de la zona, fue considerado como Arroyo Seco. Esto así, porque no se encontraron evidencias que permitieran separarlas como Formaciones diferentes, sino más bien, rasgos geológicos claramente indicativos de lo que últimamente es considerado como la formación Arroyo Seco.

Fm. Arroyo Seco y Fm. Comendador. Conglomerados gruesos polimicticos, alternados con capas de areniscas, arcillas y calizas nodulares.

Las rocas de la Formación Arroyo Seco, fueron descritas por primera vez por C.F. DOHM, en reporte privado del año 1942. La primera publicación corresponde a Bermúdez (1949:29), otras referencias a HOFFSTETTER (en BUTTERLIN et. Al. 1956:356-357).

Otros nombres de la formación, los cuales podrían corresponder total o parcialmente a la Formación Arroyo Seco (en el sentido de estas explicaciones). Se encuentra entre otros (ver DGM 1984, 1985); Fm. Agua Salada, Fm. Gurabo, Fm. Jimaní, Fm. Las Caobas, Fm. Comendador, Fm. Arroyo Loro y Fm. Vía.

Los sedimentos de la Formación Arroyo Seco afloran sobre una gran superficie en el centro y en el límite Norte del graben de San Juan. En el límite Sur de la Cordillera Central estos se sobreponen discordantemente en algunos lugares sobre la Formación Ocoa. La parte basal de la Formación está incluida en el Arroyo Las Lajitas 2.5 Km. suroeste de Guanito (aproximadamente de E: 2.81, 300, N: 20.69.900 hasta E: 2.81.500, N: 20.70.700).
Esta parte representa probablemente la llamada localidad tipo de la Formación (BREUNER 1985:39; señaló que el Arroyo Agua Salada, su localidad tipo, actualmente es llamado Arroyo Las Lajitas en las nuevas cartas topográficas a escala 1:50,000).

Dentro de la Formación Arroyo Seco, se determinó tanto del piso al techo como también dentro de un horizonte lateral del Sur al Norte, la variación de una facies limo-arcillo-gravillosa denominado a continuación como Beckenfazies (facies de cuenca a facies clásticas más gruesas gravi-pedregosas, el Randfazies o facies del borde.

Esta variación lenta de facies ocurre en parte concordante en parte discordante y no se pudo representar en la carta geológica. La mayoría de las áreas indicadas de la Formación Arroyo Seco a lo Largo de la línea Comendador, San Juan, Guanito y Presa de Sabana Yegua, pertenecen a las facies marginales de la Formación Arroyo Seco.

Como tipo de sedimentos más importantes son mencionadas grava y deposiciones rocosas de grava. Los cantos más grandes pueden alcanzar un diámetro de más de un metro de la Cordillera Central. Casi todos los cantos provienen de las rocas de esas montañas. Los componentes más notorios son cantos de basalto epidotizado y tonalita. La frecuencia relativa de tonalita va con el aumento del tamaño de los cantos.

Claramente se ven está compuesto de cantos de caliza o de otros cantos de sedimentos. Capas de este tipo se encuentran en su mayoría en la parte noreste de la zona de la hoja.

En las facies de cuenca, las capas de grava están mayormente bien estratificadas y a menudo muestran deposiciones de los cantos en forma de techo de ladrillo o (Imbrikation). También el grado de clasificación así como el redondeo (sub rounded hasta sub angular) son aquí la mayoría de las veces mejor que en las facies del borde (sub rounder hasta sub angular).

La mayoría de las veces estas deposiciones están entremezcladas con arena y limo, y el espesor de las capas de rocas de grava y de las gravas oscila entre pocos dm., y muchas decenas de metros.

Varias capas de grava de las facies de cuenca están consolidadas en conglomerados a través de cemento calcáreo y friable; estas se diferencian de las de la Formación Arroyo Blanco y Trinchera sólo por la falta de fósiles y por la fijación mayormente algo débil de la matriz de calcita de cristales gruesos. Otras capas están cementadas con un cemento llamativo, blanco-lechoso, el cual está a menudo libre de arena e inclusiones de limo.

Las capas de grava y roca en las facies del borde, se encuentran la mayoría de las veces no cementadas, la matriz se forma con proporciones variables de arena y limo.

Las deposiciones de las facies del borde fueron sometidas a erosiones profundas y la mayoría de los cantos de tonalitas están totalmente disgregados, esto quiere decir, que del antiguo componente mineral solo quedó cuarzo, principalmente, mientras que los otros minerales (especialmente feldespato) fueron descompuestos ampliamente, esos cantos no poseen en sí ningún tipo de compactación y pueden ser removidos como arena no consolidada. También cantos de cal están descompuestos en un material blanco terrígeno podrido.

Los componentes de carbonato disueltos se precipitaron secundariamente en otras partes en forma de bandas cinteadas de carbonato blanco, distribuidas irregularmente y con poca solidez, también podría ser que se precipitaran secundariamente en el sedimento como concreciones de muñeca de Locss de mm., hasta cm. No se puede decidir, si aquí se trata exclusivamente de Formaciones (sub-recientes) o si se pueden ver en relación con la génesis de los horizontes de calcretes de fósiles.

Especialmente en las facies de cuenca afloran muchas capas de limo, arena fina limosa y arena gravillosa predominan colores gris amarillentos, y muy raras veces hay capas marrón amarillentas hasta naranja amarillentas, estas capas la mayoría de las veces tienen un espesor de pocos dm hasta pocos mts., pero pueden compactar en un paquete de sedimentos de muchas capas individuales; las deposiciones de arena a menudo muestran internamente estratificación horizontal fina y raras veces también estratificación cruzada o inclinada, lateralmente éstas pueden desaparecer acuñadas dentro de pocos metros, también pueden engranarse con sedimentos de grano fino o grueso o también pueden ser cortadas discordemente por otros horizontes. También se puede observar a menudo el corte y nuevo relleno de ranuras de dm hasta mts., dentro de ese grupo de sedimentos.

Algo característicos de las deposiciones de las facies de cuenca son los horizontes de carbonato de color claro formados irregularmente, los cuales se encuentran tanto en sedimentos clásticos más gruesos como también en deposiciones de limo y arena. Se trata de horizontes de calcreta (caliche), fósiles, formaciones autógenas del carbonato disuelto en el suelo, por el agua subterránea. Estas son interpretadas como (en sentido más amplio), Formaciones de suelo y surgen casi solo en zonas climáticas calientes en las que la evaporación es mayor que la cantidad de precipitaciones (REEVES 1976, NETTERBERG 1980).

Las deposiciones aisladas de calcretas tienen mayormente un espesor de pocos dm., muy raras veces alcanzan localmente 1-2 mts., de espesor. El material es muy variado, en parte se trata de caliza pura, blanca, en parte revestimiento de calcita irregular y pulverizado, ósea, una cementación del sedimento huésped (host-material).

En vista de ello, la composición química de horizontes de este tipo, es también muy variada, de 8 pruebas de calcretes, libres de grava contenían (28-56% CaO, 1-30% SiO_2, 0-7% MgO y 0-4% Fe_2O_3.
En todas las pruebas, la calcita es el componente principal; como componentes secundarios pueden aparecer cuarzo, dolomita, feldespato y clorita. En algunas pruebas se pudieron verificar trazos de hornblenda, esmectita y moscovita.

Según la clasificación de NETTERBERG (1980), la mayoría de los tipos de calcretes descritos por él, están formados: Primeramente, el sedimento huésped es algo consolidado a través del cemento de calcita y puede corresponder todavía ampliamente, por su apariencia y composición, a las zonas no cementadas (calcified soil).

A través del continuo suministro de carbonato, las capas de mm pueden llegar a ser de hasta cm. y pueden surgir de sedimento huésped, concreciones grandes nodulares de calcretes en una matriz calcárea (Nodular calcrete o Glaebular calcrete).

A través del crecimiento compacto de nódulos individuales de calcrete, surgen horizontes de calcretas porosas, en parte como panales (Honeycomb calcrete), con material no consolidado (sedimento huésped) en los espacios huecos formados irregularmente, con la cementación completa de todos los espacios huecos, se forma finalmente una costra de cal fija y densa (Hardpan calcrete) la cual está mayormente libre de inclusiones, de sedimentos huésped eliminado química y físicamente.

En la parte del techo de la Formación Arroyo Seco, afloran horizontes erosionales de color rojo ladrillo, los cuales son interpretados cono suelos fósiles, limo rojo de sus productos de redesposición.
En una carretera que va de Guanito en dirección norte a la carretera que lleva al Coco, en un perfil expuesto (aproximadamente por E: 2.81.950, N: 20.76.450) aflora un limo rojo de aproximadamente 0.8 mts., de espesor, bajo varios metros de grava arenosa, mal clasificada y limo libre de caliza de 0.5 mts., de fino hasta medio gravilloso y arenoso.

Este limo partió por erosión de la grava del piso. El material limo-arcilloso es débilmente arenoso y gravilloso, libre de cal y de color marrón rojizo fuerte.

El Arroyo Las Lajitas se fijó la frontera entre el último banco de arenisca transportador de fósiles y las primeras arenas libre de fósiles no consolidadas. La frontera se fijó con horizontes de calcrete (Calcified soil). Mientras que aquí la redepositación ocurre sin discordancia reconocible más al Norte del borde de la Cordillera Central, las capas empinadas de las Formaciones Arroyo Blanco, Trinchera, Sombrerito y Ocoa, están estratificadas discordantemente por deposiciones de la Formación Arroyo Seco. El techo lo forman sedimentos cuaternarios y rocas volcánicas.

Debido a la falta de fósiles, el radio de alcance estratigráfico de la Formación del piso Arroyo Blanco, abarca el Mioceno Superior y/o la base del Plioceno, y a que 2 determinaciones radiométricas de los basaltos en el techo dieron como resultado edad del Pleistoceno Antiguo (0.8 Millones ósea, 1.7 Millones de años, la edad de tope de la Formación Arroyo Seco se limita al Pleistoceno hasta Pleistoceno Antiguo Profundo.

El espesor de los sedimentos de la Formación en la Hoja de San Juan está sometido a grandes oscilaciones, por un lado se sospecha primariamente grandes diferencias de espesor ya durante la deposición, por otro lado parte de regiones de la Formación han sido transportadas en grandes superficies, por la erosión joven.

En el centro del graben de San Juan, en Arroyo Las Lajitas, afloran en posición vertical más de 600 mts., de la Formación Arroyo Seco, los cuales pertenecen a las facies de cuencas. Más al Norte se agregan por lo menos 300-400 mts., de sedimentos clásticos más gruesos de las facies de bordes, los cuales están discordantes directamente sobre las formaciones más viejas. Por ello el espesor máximo primario, se debe suponer en el centro del graben de San Juan, es alrededor de 1,000 mts., mientras que en otras zonas pudo haber contenido algunas decenas o centenas de metros.

Las facies de la Formación Arroyo Seco, debido a la falta de fósiles, solo se pueden reconstruir en base de su composición petrográfica. Ya BERMUDEZ (1949 b: 29-30) y HOFFSTETTER (en BUTTERLIN et. al. 1956: 356-357) suponían que en los sedimentos se trataba de Formaciones continentales; su origen terrígeno puede considerarse como válido debido a la aparición de calcrete fósiles y a los horizontes de limo rojo.

Los sedimentos de los abanicos aluviales, es decir, las deposiciones aluviales (proximales) forman la facies de borde; los sedimentos aluviales más distales, es decir, las deposiciones de la llanura aluvial, forman la facies de cuenca de la Formación Arroyo Seco.

Discordancias internas muestran facies de erosión dentro del período de deposición, Formaciones de suelo indican interrupciones temporales en la sedimentación. En esto

se presume que las fases de erosión reforzada o las Formaciones de suelo fueron a menudo eventos locales determinados a través de las condiciones paleogeográficas y climáticas locales.

Tanto el levantamiento de la Cordillera Central como el hundimiento al graben de San Juan, complican las facies y las proporciones de deposición dentro de la Formación Arroyo Seco, cuya capas del piso fueron colocadas en declive parcialmente en el borde de la Cordillera Central, mientras que las jóvenes hoy se trasladan discordantes con las rocas de la Cordillera Central pero sin una graduación digna de mención.

2.6 Cuaternario (Holoceno 6-11 Q_4)

2.6.1 Basalto alcalino denso, parcialmente porfirico de color gris a negro. Frecuentemente con escorias y bombas. Q4

Con el nombre de formación, Bandera Macdonald y Melson en 1969, denominaron a los flujos volcánicos básicos que yacen en conformidad sobre las rocas del terciario al noroeste de San Juan de la Maguana, atribuyéndole un espesor de 200 metros, y la definieron como flujo limburgitico.

Vaughan (1921) también lo definió como limburgitas, o basalto de grano fino y fresca apariencia con fenocristales de augita.

Según Eberle, W. (1986) el termino limburgita no está bien utilizado para nombrar estas rocas, ya que en esta zona (incluso en todo el país) no ha aparecido ningún tipo de roca con las característica petrográfica de esta.

Estas rocas son de gran representación en la hija de Pedro Corto y le dan un rasgo geomorfológico característico en la parte central formando grandes mesetas, extendiéndose generalmente hacia el sur.

Los flujos son vesiculares y contienen micro fenocristales de olivino y clinopiroxeno, son generalmente frescos aunque se pueden observar oxidación de magnetita y ocasionalmente reemplazamiento de zeolita.

2.6.2 Gravas, cantos y limos. Abanicos Aluviales. Q4

Principalmente en la zona de Sierra de Neiba, las cadenas de montañas y los valles, están cubiertos en grandes superficies por abanicos aluviales. Estos comienzan en las salidas de pequeños valles, donde ríos y riachuelos relativamente ricos en energía pero pobres en agua, o transportadores de agua sólo periódicamente, en su entrada a los anchos valles principales, de repente, al disminuir su fuerza de transporte, dejan acumular los cantos rodados transportados en partículas de sedimentos de forma cónica, o sea, en forma de abanico, los abanicos aluviales.

Deposiciones de este tipo faltan ampliamente en la Cordillera Central, lo cual posiblemente esté relacionado con las elevadas cantidades de precipitación, que permiten el transporte completo de escombros de erosión, que permiten el transporte completo de escombros de erosión a través de los ríos, mientras que en la árida Sierra de Neiba, los valles se ahogaron bajo las masas de escombros de la montaña.

Los más típicos son los abanicos aluvionales de cantos rodados en la parte Sur-Oeste del mapa (Hoja parcial 5972-III, Derrumbadero). Sus puntos de partida están a aproximadamente 800-1000 m.s.n.m. en las Cordilleras formadas de caliza de la Formación Neiba. A partir de aquí, estas se distribuyen en dirección noroeste en el valle de San Juan, o sea, hacia el Sur en el valle del Río Vallejuelo.

En la cercanía de su punto de partida, los abanicos de escombros tienen un ancho de sólo pocas decenas de metros. En su pie, estos abanicos se pueden extender a varios km. de ancho a menudo a través de engranaje con abanicos de escombros laterales, los abanicos de escombros que llegan al valle de San Juan, alcanzan longitudes de 5-8 km.

El material de esos abanicos-arena-grava y rocas- está compuesto casi exclusivamente de escombros de cal mal clasificado, de la Formación Neiba, en cantidades menores todavía pueden estar mezclados con abanicos de arenisca calcárea de la Formación Sombrerito. El grado de redondeamiento de los componentes es malo, especialmente en las partes proximales de los abanicos de cantos rodados (sub angular hasta angular‖), en las zonas distales está algo mejor (sub angular hasta sub rounded). A menudo tampoco hay una estratificación bien formada. El espesor de los abanicos de cantos rodados no debería de sobrepasar normalmente algunas decenas de metros hasta como máximo quizás alrededor de 100 mts.

Los abanicos aluviales de cantos rodados probablemente colocados en períodos del Pleistoceno, son algo más ricos en precipitaciones. Hoy no tiene lugar prácticamente ninguna acumulación de material, sino solo los ríos y riachuelos, que muy raras veces llevan agua después de caídas de lluvias muy fuertes, limpian en los abanicos de cantos rodados anillos de erosión. Las zonas distales de los antiguos abanicos parcialmente están muy aisladas y fueron desintegrados parcialmente en forma de lomitas (una especie de cerro testigo). Al Sur-Suroeste de San Juan, por El Salto de Las Avispas fue cortado un cuerpo de abanicos de escombros por una falla joven que corre en dirección ESE-WNW.

La superficie de los abanicos de cantos rodados está a menudo consolidada por un horizonte de calcreta .Lateralmente se engranan con escombros y rellenos de valles secos ósea formaciones fluviátiles. Establecer una frontera exacta a menudo no es posible.

2.6.3 Cantos, gravas y limos. Sedimentos en pendientes: escombros de cauce seco. Q4.

En los picos de las montañas es depositado material de roca disuelto por influencias de la erosión o es depositado valle abajo por gravedad o por la escorrentía, agua de lluvia; este material cubre los picos más planos y en parte también los suelos del valle, allí donde espera un espesor promedio de varios metros planos, esas regiones fueron registradas en el mapa geológico como escombros.

El material está compuesto de escombros de rocas apenas redondeadas, con clastos de diferentes tamaños, de las capas que afloran en la pendiente correspondiente con tendencia de pendiente inclinada y especialmente sobre subsuelo arcilloso pueden entrar en movimiento también bloques de rocas aisladas de varias decenas y centenas

de metros cúbicos. Como ejemplo está la roca caliza libre formada debajo de la Presa de Sabaneta.

En los valles, los sedimentos del techo se engranan con las deposiciones fluviales a través de un río que permanentemente lleva agua. En los valles secos, con transporte de agua ocasional, los sedimentos y escombros de sus pisos no se pueden diferenciar petrográficamente y en vista de eso no pueden ser delimitados entre sí en el mapa geológico.

En un perfil en Arroyo Las Lajitas, 2.5 km al suroeste de Guanito (E:2.81.300, N:20.70.400) se tomaron pruebas a una profundidad de 1.5-2 metros, las cuales pudieron ser fechadas en el laboratorio C14 y H3 por el servicio geológico de Baja Sajonia, Hannover, en la época de 360-530 años después de Cristo. (No., de laboratorio: 13880, encargado de despacho Dr. M.A. GAUH). Esto da un indicio de la edad en parte joven y de las elevadas ratas de acumulación de esos sedimentos (más de 100 cm en 1000 años).

2.6.4 Gravas, arenas, cantos y limos. Terrazas Viejas. . Gravas, arenas, cantos y limos. Terrazas Jóvenes. Gravas, arenas, cantos y limos. Depósitos de rio. Q4

Deposiciones fluviátiles cubren grandes áreas en el valle de San Juan. Pero también los valles de ríos anchos en la Sierra de Neiba y de la Cordillera Central, están en parte llenos con cuerpos de sedimentos representables en el mapa geológico. En la zona del valle de San Juan, estas áreas fueron exploradas con alrededor de 200 perforaciones manuales de hasta 4 mts., de profundidad para obtener una impresión de su composición (ver mapa de perfiles perforados).

Los cuerpos de terrazas están compuestos en partes fuertemente variables, de arena, grava y deposiciones de rocas gravillosas. También pudieron ser observadas intercalaciones de grano fino areno-limosas. La clasificación y la estratificación están en la mayoría de las veces relativamente bien formadas. El grado de redondeamiento de los cantos es en general muy bueno, pero oscila dependiendo de la distancia a la zona de envío (sub angular y sub rounded hasta rounded). Los depósitos de grava en el Valle de San Juan, se caracterizan por un predominio claro de cantos de la Cordillera Central (tonalita, basaltos epidotizados).

En cambio, los componentes de la Sierra de Neiba van disminuyendo en cantidad (caliza de la Formación Neiba, areniscas calcáreas de la Formación Sombrerito). Sólo los valles que están situados directamente en la Sierra de Neiba, (los valles del Río Vallejuelo y Río Los Baos) están constituidos de caliza de la Formación Neiba y arenisca de la Formación Sombrerito. Estos se explica por las precipitaciones considerablemente grandes y uniformes que caen todo el año en la Cordillera Central, las cuales solo en la zona de la hoja proveen agua a 5 grandes ríos (de Este a Oeste, Río Yaque del Sur, Río Mijo, Río Jínova, Río La Maguana y Río San Juan) todo el año, mientras que en la Sierra de Neiba sólo un único río, el Río Los Baos, siempre lleva (algo) agua, así puede transportar su carga de canto al valle de San Juan.

En los lugares donde hay material directo en las deposiciones de la Formación Arroyo Seco hay una delimitación entre ambos a menudo difícil de diferenciarlas por perforaciones manuales es imposible. Solo en afloramientos grandes se puede trazar una frontera a través de la superposición discordante y/o en vista de los diferentes grados de erosión, mientras que las deposiciones de la Formación Arroyo Seco muestran una erosión permanentemente profunda y las deposiciones de terrazas

están erosionadas solo directamente en la superficie (las terrazas de ríos más viejos tienen a menudo formación de limo rojo de espesor insignificante).

El espesor de las Formaciones fluviales son mayormente en la zona de varios metros, solo en el centro del valle de San Juan y posiblemente también en algunos valles de ríos mayores, debe contarse con espesor de varias decenas de metros (estimado).

La distribución de las terrazas fluviales antiguas, no muestran en su mayoría ninguna relación directa con el sistema fluvial actual que se ha cortado en esos cuerpos de terrazas varios metros o decenas de metros de profundidad y con un escalón a menudo claramente formado morfológicamente. Las terrazas viejas están afectadas (hoja parcial 5972-II San Juan), por fallas jóvenes y por vasculaciones. Estas terrazas se encuentran aquí en parte 100 y 200 m. sobre el nivel del fondo del valle actual.

En el borde Norte de la Sierra de Neiba, se pudieron comprobar restos de grava de cuerpos de terrazas viejas en una altura de aproximadamente 600-700 metros sobre el nivel del mar. Pero esos depósitos son tan pequeños y de espesor tan fino, que sólo uno de ellos fue registrado en el mapa geológico, como ejemplo, en La Lomita, 10 km al sur de San Juan (aproximadamente por E: 2.62.800, N: 20.71.000). Una señal de vasculación joven, la muestra entre otras, la superficie de terraza inmediatamente al Oeste del Río Mijo, la cual cae de 430 m.s.n.m. en el Sur (por Juan Álvarez).

Esa superficie es cortada ahora en el sur por numerosos cursos de agua pequeños.

Muchas terrazas ancianas muestran en su superficie restos de un limo rojo, sub-fósil, de poco espesor, otras están consolidadas cerca de la superficie por carretes jóvenes, como por ejemplo están aflorando en la carretera de Los Bancos a Villalpando (aproximadamente de E:2.82.400, N:20.66.300 hasta E:2.83.300, N:20.65.800).

La distribución de las terrazas jóvenes está unida al curso de los ríos actuales. Estas terrazas están mayormente divididas de las terrazas viejas por un eslabón mientras que la transición a los fondos de valles recientes no siempre es muy clara. Cuando hay crecidas fuertes, estas superficies pueden ser lavadas por lo menos parcialmente, de modo tal que su disposición para lugar de asentamiento o para el trazo de caminos de tránsito, es limitada.

Los lugares de los valles localizados más profundos forman los fondos de valle, los cuales debido a las crecidas que ocurren a menudo, están sin vegetación o son pobres. Por el meandro de los ríos hay dentro de los fondos del valle siempre un nuevo dislocamiento del cauce del río. Una delimitación exacta de las terrazas jóvenes es difícil en muchos lugares.

En la región de la Cordillera Central se tomaron pruebas de sedimentos de ríos y arroyos recientes y fueron investigadas geoquímicamente para obtener indicios de posibles depósitos de minerales en las zonas de entrada de las aguas. En ninguna de las pruebas aparecieron concentraciones anormales.

3. TECTONICA

3.1 Geología Estructural

En las Hojas Comendador y Guaroa, las evidencias de estructuras son extremadamente escasas. Lo contrario ocurre en las Hojas adyacentes Pedro Corto y El Cercado, en donde el tectonismo sufrido por las Formaciones ha modificado, en parte, la geología de esas zonas.

En la Hoja Pedro Corto (al Este de la zona) existen algunas fallas de dirección Este-Oeste que no continúan en la Hoja Comendador, exceptuando una pequeña falla inferida en el límite NE. Además, existe una flexura observada en la Hoja Pedro Corto y que contenga en la Hoja Comendador. Esta es trazada de manera inferida, ya que no se detectó evidencia de dicha flexura. Para el estudio estructural de toda la zona se contó con informaciones de campo y fotointerpretación con fotos a escala 1:40, 000.

Las fallas de magnitud considerable son ausentes en toda la zona. Pero existen indicios de fallas locales de muy limitada extensión en algunos lugares, en donde ocurren desplazamientos muy pequeños, apenas visible, dentro de una misma unidad. Tal situación ocurre en la Formación Sombrerito al Norte de El Guayabo (Río Comendador), allí se observa un cambio brusco en el buzamiento de los estratos de calcarenitas y margas dentro de un mismo afloramiento.

Otro caso se da en la Hoja Guaroa, al Sur de Rinconcito en la Formación Arroyo seco; allí aparecen espejos de falla, además de unidad que el conglomerado y las calizas limnicas de esta aparecen a un mismo nivel a uno y otro al lado de la Carretera Internacional, siendo lo normal hallar la caliza encima o debajo del conglomerado.

Por último, la Formación Arroyo Blanco se ve afectada por esta situación en un afloramiento ubicado a unos 3 kms., al Sur de Elías Piña.

La inexistencia de pequeñas y grandes fallas en la zona bajo estudio, es evidenciada a través de la secuencia estratigráfica que las Formaciones muestran en el campo. En esta secuencia no ocurre ninguna interrupción, sino más bien, una transición gradual entre una unidad y otra, aunque en algunos casos, la zona de contacto entre dos unidades es cubierta por depósitos no consolidados de la era Cuaternaria. Lo dicho anteriormente, pone de manifiesto la ausencia de discordancias.

Las diaclasas se presentan con frecuencia en las calcarenitas y areniscas de las Formaciones Sombrerito y Trinchera respectivamente.
Estas tienen diversas direcciones, pero no son suficientes para un tratamiento estadístico en diagramas de rosas. Las laminaciones ocurren paralelas a los estratos de margas y areniscas. Las primeras tienden a comportarse o romperse dando lugar a superficies curvas y planas.

Por otro lado, los pliegues de notable magnitud también se ausentan, aunque los geólogos de la Seaboard revelan la existencia de un anticlinal situado en el suroeste de la zona. De acuerdo a ellos, el eje tiene una orientación Sureste-Noroeste, con una longitud desde el ex tremo Este de la Hoja Guaroa hasta San Rafael del Llano en la Hoja Comendador (unos 17 kms.).Además muestran en su mapa geológico que las formaciones Arroyo Blanco Y Arroyo Seco rodea casi totalmente la franja a central de la Formación Trinchera.

Según nuestras labores de campo, solo se presenta en el contacto entre las dos hojas un pequeño anticlinal bajo estudio (porción Sur de la zona) que equivale al límite Oeste del anticlinal de la Seaboard, por lo que solo estamos de acuerdo con dicha Compañía en esta área, aunque con algunas modificaciones en cuanto a la extensión de las Formaciones que componen tal anticlinal. Más al Este de esta área, todas las Formaciones se mantienen buzando al Norte Y la secuencia estratigráfica no se repite, lo que deja dicho que el pliegue no se prolonga hasta San Rafael del Yano como lo dejan expresado los geólogos de la Dominican Seaboard Oil Company, Inc.

A veces, pliegues secundarios son observados con mayor frecuencia en algunos afloramientos de la Formación Trinchera, sobre todo, cuando presenta una alternancia entre estratos de margas y areniscas.

El Norte de la zona está compuesto totalmente por la Formación Arroyo Seco, como ya se ha dado a entender en anteriores ocasiones. Esta unidad, en la mayoría de los casos se presenta en forma masiva, por lo que no puede hablarse en esta área de orientación preferencial de estratos, salvo en muy pocos afloramientos, al Noroeste, donde se midieron rumbos entre 100 y 140º, lo cual no amerita tratamiento en diagrama de rosas.

En cambio, en el Sur, las unidades se presentan generalmente estratificadas, pero las mediciones de rumbos también son insuficientes para elaborar un diagrama de rosas.

Sin embargo, puede verse claramente que la tendencia en la orientación de los estratos de todas las Formaciones es predominantemente entre Este-Oeste y Sureste-Noroeste.

4. GEOMORFOLOGIA

Geornorfológicamente, las Hojas Comendador y Guaroa se caracterizan en su casi totalidad por la presencia del Valle de San Juan. Este le da una morfología más o menos constan te a toda la zona, presentando porciones montañas y llanas. También ejerce influencia la Sierra de Neiba que se extiende limitadamente en el extremo Suroeste de la Hoja Comendador; allí se produce la máxima elevación de 1010 msnm. La mínima se presenta en el extremo Oeste de la Hoja Guaroa, en el paraje Las Dos Bocas, de 170 msnm.

Cada Formación de la zona tiende a ofrecer una morfología característica, la cual depende, sobre todo, de la litología que está presente. El agente geológico más importante en esta morfología es el agua, ya que la misma al erosionar se convierte en modelador de la superficie terrestre siendo elemento esencial en: la meteorización, como agente de la descomposición química y destrucción mecánica; en el trasporte, por su acción en torrentes y ríos, y en la sedimentación, la cual se produce casi siempre en medio acuoso.

Las estructuras, aunque muy escasas en la zona, también ejercen influencias considerables en el desarrollo del modelo superficial terrestre. Si fallas y/o pliegues se producen, la morfología cambia con respecto a otra área que no haya sufrido tectonismo. Es tos cambios son aparentemente inexistente en nuestra zona de estudio.

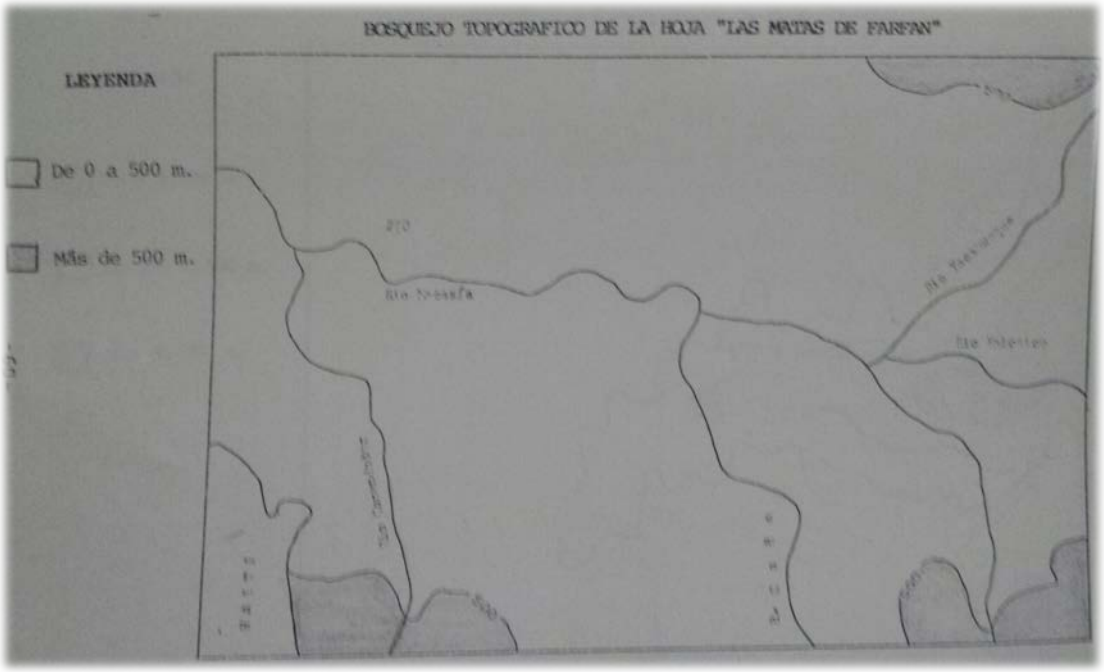

Figura No. 12. Bosquejo Topográfico de la Hoja "Comendador"

4.1 Morfología De Las Formaciones

4.1.1 Formación Arroyo Seco

La Formación Arroyo Seco presenta un relieve moderado.

Una característica morfológica típica de los conglomerados de esta unidad es la de mostrar montículos de líneas más o menos suaves y sub-paralelas, cuyo origen es debido a mayor resistencia en la erosión, la cual afecta con mucha similitud a toda Formación, ya que la litología es básicamente una sola y el grado de consolidación varía poco de un lugar a otro. Todo esto, sumado al sistema de drenaje característico de esta unidad, implica un modelado superficial que la difiere morfológicamente de las otras Formaciones que componen esta zona, exceptuando la Formación subyacente, con la cual tiene un ligero parecido en su basamento siendo en muy pocos casos de morfologías similares.

Esta unidad es la de mayor extensión en la zona. En la Hoja Comendador, muestra una altura promedio de 400 rnsnm, aunque en el extremo Noreste llega a un máximo de 500 rnsnrn. En los lugares donde se encuentra cubierta por depósitos no consolidados del Cuaternario, presenta áreas llanas, a veces muy prolongad as, tal corno la que se ve en el Este de esta Hoja. En cambio, en la Hoja Guaroa (más montañosa), esta unidad muestra alturas más bajas con respecto al nivel del mar. En desplazamiento al Oeste, las cotas van disminuyendo hasta alcanzar en el extremo, la menor altura de toda la zona, por lo que se constituye un relieve en depresión.

4.1.2 Formación Arroyo Blanco

En general, presenta un relieve relativamente moderado. Su litología la hace mostrar un modelado superficial ligeramente variable. El parecido o similitud morfológica con la sub adyacente Formación Arroyo Seco, la refleja la consolidación cuando su composición es únicamente conglomerado con una consolidación media, ya que estando bien cementado ofrece mayor resistencia a la erosión, desarrollando un patrón de drenaje y alineaciones con otras características.

En algunos casos, el relieve se torna más enérgico cuando el cong1omerado se interestratifica con areniscas y margas, y aún más fuerte, cuando el contacto con la subyace te Formación Trinchera es caracterizado por la presencia de caliza coralina.
Esta situación es producto del poco efecto de la erosión, debido a que tal litología, por su dureza, ofrece mayor resistencia. Esto puede verse en la Hoja Guaroa. La mayor altura en esta unidad es de 502 msnm.

4.1.3 Formación Trinchera

Cuando su litología está constituida por una alternancia de areniscas, margas y conglomerados, lo cual es frecuente en su tope, presenta un modelado superficial muy parecido, en algunos casos, al basamento de la Formación Arroyo Blanco. En la zona de estudio, las margas predominan ampliamente en el contenido litológico de esta unidad, lo cual ofrece muy poca resistencia a la erosión, originándose así, un relieve depresivo. En esta litología es común la Formación de zanjas de considerable magnitud producidas por la excavación .de aguas corrientes a través de áreas de mayor debilidad.

La superficie que cubre esta unidad es relativamente la y de poca altura con respecto al nivel del mar, llegando a tener cotas menores a los 300 msnm. Tal situación se manifiesta en la facies margosa, ya que en las aproximad des del con tacto con la

Formación Sombrerito, donde se presentan las areniscas de alta dureza (resistentes) la erosión es mucho menos efectiva y las curvas de nivel topográfico pasan, en algunos lugares, de los 500 msnm.

4.1.4 Formación Sombrerito

Muestra un Cambio topográfico muy marcado a partir del contacto con la Formación Trinchera. Las curvas de nivel ascienden rápidamente hacia el extremo sur de la unida causando el relieve más abrupto de toda la zona en conjunto con las calizas de la Formación Neiba. La cota máxima de 1,010 msnmm., es detectada en esta unidad.

El modelado superficial es afectado, sobre todo, por las consistentes capas de calcarenitas de gran resistencia a la meteorización, las cuales predominan con respecto a las margas en toda la extensión de la unidad en la Hoja Comendador. Presenta un drenaje muy pobre con respeto a las demás Formaciones de la zona.

En la Hoja Guaroa, esta Formación es ausente, por lo que estos rasgos morfológicos no guardan ninguna relación con los de dicha Hoja.

4.1.5 Formación Neiba

Solo aflora en la Hoja Comendador. Es de muy limitada extensión, siendo la unidad de menor representación en toda la zona. Presenta una morfología que aparenta ser una continuación de la Formación Sombrerito, aunque hacia la Hoja adyacente El Cercado, el relieve tiende a tornarse más fuerte.

4.1.6 Depósitos No Consolidados

a) Abanicos:

Se depositan sobre las unidades del Terciario. En la zona cubren las Formaciones Arroyo Seco y Trinchera. Presentan un modelado superficial muy típico. Estos tienden a abrirse a medida que van siendo depositados en áreas de nivel topográfico más bajo, hasta alcanzar lo llano, en donde cubren grandes superficies y adoptan la forma distintiva de abanicos. Esa forma es causada por el descenso en la velocidad de la corriente, esencial en la Formación de estos depósitos. Tal situación puede verse en el poblado Matayaya y sus proximidades. Estos depósitos pueden ser re-erosionados, alterándose parcialmente su forma de abanico. Esto se ve en los depósitos ubicados al Sur de Elías Piña y en las proximidades del poblado San Rafael del Llano.

A partir de lo ya explicado, puede plantearse que los factores más influyentes para el desarrollo de las formas de los abanicos son la topografía, el clima y la litología de los materiales arrastrados.

b) Sedimentos de Pendiente:

En la zona, estos depósitos se presentan en pendientes relativamente suaves, mostrando así, un relieve de muy poca energía, lo que favorece a que los materiales arrastrados viajen corta distancia y la Formación que les da origen se encuentra bien próxima.

c) Terrazas Fluviales:

Son originadas por los principales ríos y arroyos de la zona. Presentan un modelado superficial relativamente llano Y en dos niveles que tienden a formar escalonamientos. Estos son: el nivel bajo, en donde todas las terrazas depositadas son consideradas como jóvenes; Y el nivel alto, en el que se les considera como viejas y están más alejadas del rio o arroyo que la produjo. Un tercer nivel de mayor altura, se podría catalogar como terrazas muy viejas, las cuales son muy limitadas y solo se encuentran en las proximidades de Elías Piña, como ya se dijo anteriormente.
Finalmente, todos los ríos y arroyos del área de estudio presentan diseños de avenamiento dendrítico y paralelo. El río de mayor importancia es el Maca sí el cual corre, predominantemente en dirección Este-Oeste hasta desembocar en el río Artibonito en el extremo Oeste de la Hoja Guaroa. Este tiene varios afluentes que drenan en diversas direcciones.

Ocasionalmente, los ríos de la zona tienden a tornar se más profundos en algunos lugares de su cauce, lo cual es producto de la desigual erosión, cuando la corriente pasa de un terreno consistente a otro de menor consistencia.

Desde el punto de vista morfológico, la importancia de los ríos o corrientes fluviales estriba, sobre todo, en el modelado superficial que estos desarrollan y que a través del tiempo tienden a modificarlo.

Esto es producido por la erosión, transportación y la subsecuente sedimentación de materiales con diversas características de tipo litológico, granulométrico etc. En la zona, algunas porciones de depósitos sedimentarios del Terciario han sido erosionados por corrientes fluviales y luego cubierta por sedimentos del Cuaternario, los cuales pueden ser re-erosionados. Tal situación puede verse al Norte de Comendador y de Elías Piña con las Formaciones Arroyo Seco y Trinchera respectivamente.

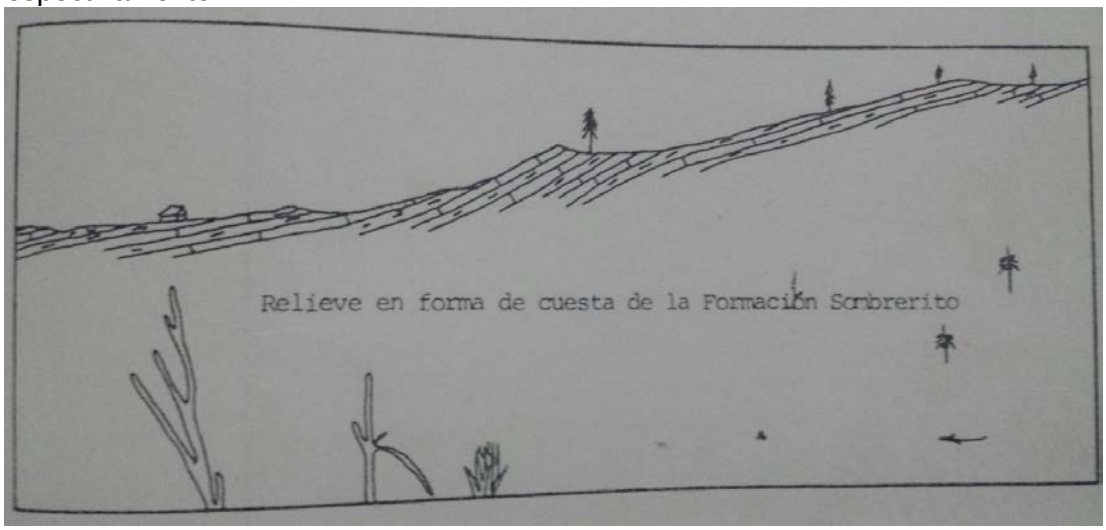

Figura No. 13. Relieve en forma de cuesta de la Formación Sombrerito

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La unidad representa un ambiente terrígeno durante su Formación. De acuerdo al léxico estratigráfico (1955), la unid ad parece corresponder a sedimento salobre o continental depositado en la cuenca Azua-San Juan.

La escasez de microfósiles dificultan fechar esta Formación con gran exactitud sin embargo las determinaciones del Dr. CEEK le asignan una edad de Mioceno Medio Temprano a Mioceno Medio Tardío en muestras tomadas en Agua Salada, donde se halla la localidad tipo. De acuerdo a DOHM, es del Mioceno Medio.

"Es equivalen te cronológicamente a la Formación Gurabo en la región del Cibao" (Léxico Estratigráfico 1955). Según DOHM (1942), la parte inferior de la unidad es correlacionable con la parte superior de la Formación Las Cahobas. T. BREUNER {1985) considera que es un miembro o facies de la Formación Arroyo Blanco.

El espesor registrado para la unidad en el pozo kilómetro 19-2 es de 365 mts., de acuerdo a DOHM, es superior a los 1,100 mts., pero puede variar de 750 a 1,000 mts., en su localidad tipo. La OLADE (1983) considera que puede alcanzar hasta los 1,000 mts., en algunas áreas.

Finalmente debemos señalar que lo mapeado por la Seaboard como Formación vía ubicado al Norte de la zona, Arroyo seco. Esto así, porque no se encontraron evidencias que permitieran separarlas como Formación diferente, sino más bien, rasgos geológicos claramente indicativos de 10 que últimamente es considerado corno la Formación Arroyo seco.

5.1 Vulcanismo Reciente

MacDonal y Melson en 1969 denominaron a los flujos volcánicos básicos como Formación Bandera. Ellos le atribuyen un espesor de 200 mts., y la definieron corno flujo lirnburgítico.

Las rocas volcánicas ocupan una porción muy insignificante (solo 200 mts) en el extremo Este de la Hoja Comendador. Las mismas provienen de la Hoja Pedro Corto, en donde se encuentran ocupando una gran superficie.

Estas rocas se manifiestan en la zona corno basalto - con vesículas rellenas a veces con olivino y piroxeno. Se presenta oxidado.

5.2 Depósitos No Consolidados.

Son depósitos de la era cuaternaria y comprenden abanicos, terrazas y sedimentos de pendiente. Ocupan una gran superficie en toda la zona, sobre todo, en la Hoja Las M3.tas (unos 150 kms). De todos, los más predominantes son las de terrazas fluviales.

Los depósitos Cuaternarios se encuentran cubriendo diversas Formaciones parcialmente, lo cual impide observar el contacto en el campo entre dos unidades; esta situación es más frecuente en la parte llana de nuestra zona, ya que dichos depósitos son, en la mayoría de los casos, ausentes en porciones muy montañosas.

5.2.1 Abanicos

Estos depósitos, aunque con muy poca extensión, se encuentran dispersos en el Sur y Noreste de la Hoja Comendador. Abarcan un área de aproximadamente 20 kms 2 (3%). El más extendido de todos se halla en Matayaya (Carretera Comendador-Elías Piña) cubriendo parcialmente la Formación Arroyo Seco, al igual que otros depósitos, pero de menor extensión. Además, cubren la Formación Trinchera, lo cual se ve más ampliamente al Sur del poblado Elías Piña.

En general, los depósitos de abanicos consisten en clastos de finos a gruesos, de redondeados a sub redondeados a veces, achatados, con una orientación no definida. Presentan una consolidación muy pobre y son mal sorteados. La mayoría de estos clastos son calizas prevenientes probablemente de la Formación Neiba. Además se observan algunos de origen volcánico. Al Sureste, los clastos predominantes son las calcarenitas y las areniscas de las Formaciones Sombrerito y Trinchera.

5.2.2 Sedimentos De Pendiente

Se encuentran dispersos en toda la Hoja Comendador, pero más extendidos al Sur. Ocupan un área con una magnitud similar al de los abanicos (unos 20 kms). Los mayores depósitos se localizan en Isidro Martín, carrera de Conuco y a corta distancia al Norte de Matayaya. Otros de menor magnitud se localizan al Sur de Elías Piña.

La composición de estos sedimentos depende directamente de la Formación más próxima, la cual es la apartadora del material que los forma. Debido a esto, los bloques son transportados a una distancia muy corta, lo que hace que estos sean de angulosos a sub angulosos. Al Sureste y Suroeste de Elías Piña y Comendador, respectivamente, los detritos predominantes son de areniscas provenientes de la Formación Trinchera.

5.2.3 Terrazas Fluviales

Estos depósitos son de muy considerable extensión en toda la zona, ocupando una superficie de aproximadamente 110 kms., equivalentes a 18%., abundan en el Este de la Hoja Comendador.

Los ríos formadores de terrazas a lo largo de sus cauces son: Macasía, Comendador, Caño, Yabonico, Yacahueque, y los arroyos Carrizal, Alanzo, Calabozo, etc. Estas terrazas las hemos clasificado en jóvenes o de nivel bajo y viejas o de alto nivel. Existen algunas porciones catalogadas corno muy viejas ubicadas en las proximidades de Elías Piña. Estas fueron delimitadas en base al uso de fotografías aéreas y labores de campo.

Se componen de arcillas, limos, arenas Y pequeños bloques de caliza, calcarenita, arenisca o esquistos, los cuales presentan una buena redondez en zonas llanas que es donde la corriente fluvial deposita en mayor proporción el material acarreado, debido a pérdida en la velocidad del agua y, por ende, en la energía.

Ocasionalmente, las terrazas de la zona contienen un gran porcentaje de material orgánico, haciendo que el terreno sea apto para el cultivo.

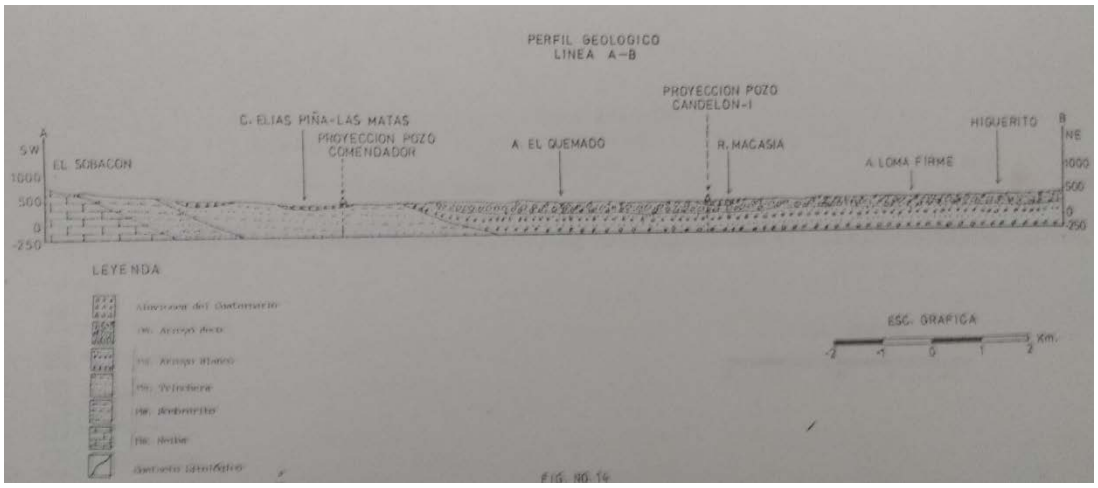

Figura No. 14. Perfil Geológico
(Línea A-B)

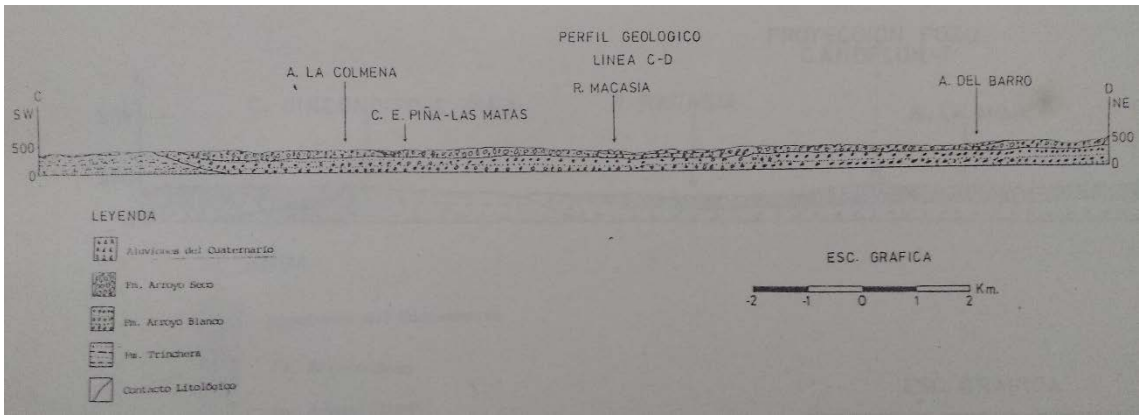

Figura No. 15. Perfil Geológico
(Línea C-D)

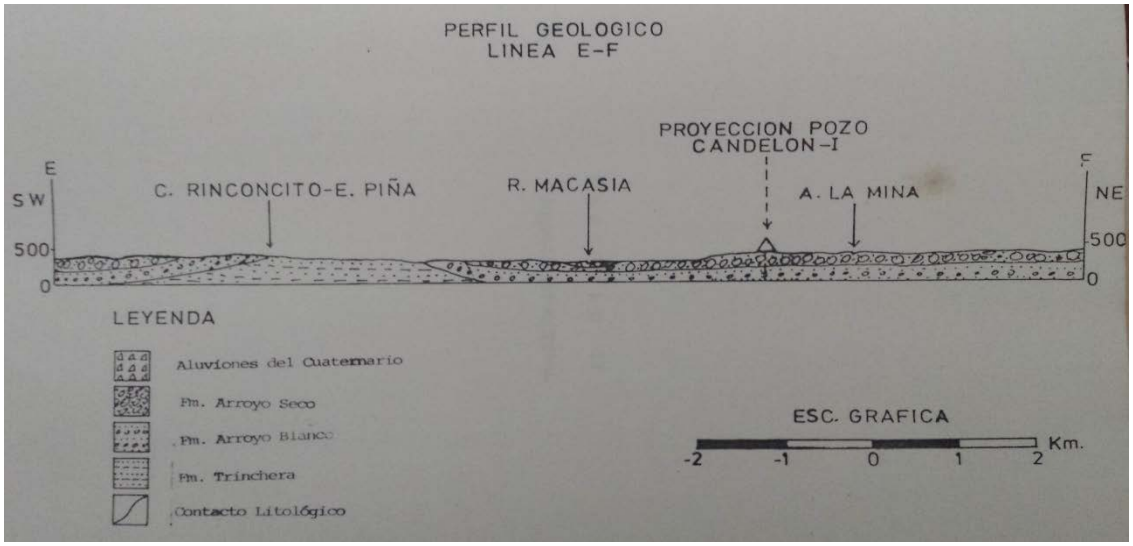

Figura No. 16. Perfil Geológico
(Línea E-F)

6. GEOLOGIA ECONOMICA

La importancia económica de toda la zona estriba sobre todo, en la minería no metálica y en los recursos hídricos. Todos los depósitos, constan de materiales sedimentarios mayormente conglomerados exceptuando la citada petición de volcánicos recientes.

La inexistencia de Formaciones ígneas y metamórficas contribuye a la ausencia de indicios de mineralizaciones metálicas.

Los conglomerados, especialmente los de la Formación Arroyo Seco, pueden ser usados como agregados en la industria de la construcción. En las dos hojas bajo estudio, existen pocas canteras para tales fines. En las proximidades de Río Caño y a corta distancia de Matayaya, se localiza una cantera de tal tipo, la cual es explotada con métodos tradicionales.

6.1 Recursos Hídricos

Los recursos de agua superficial, en toda la extensión de la zona son relativamente escasos. Los ríos de mayor importancia por caudal son: Macasía, Artibonito, Yabonico y Yacahueque. De todos, el Macasía es el de mayor extensión con una longitud mayor a los 60 kms. De acuerdo al INDRHI, en su publicación sobre Aprovechamiento y Control de Aguas Subterráneas, el Rio Macasía, es aprovechado a razón de 5 a 20 millones de m3/año de sus aguas.

La formación de terrazas por parte de ríos Y arroyos constituye un aspecto económico de mucha importancia por en el campo de la agricultura ya que estas, cuando constan de gran cantidad de materia orgánica y de granulometría fina constituyen un suelo fértil apropiado para el cultivo de diversos productos agrícolas. Esto puede verse, más notablemente, en el Este de la Hoja Comendador. En esta parte, al igual que en otras del Sur de la zona, la escorrentía de aguas superficiales es notable. Tal situación es causada parcialmente por la impermeabilidad que ofrecen algunas rocas.

En cambio, la Hoja Guaroa y la mayor parte del Norte de la Hoja Comendador, son áreas caracterizadas por una considerable sequía, lo cual afecta negativamente a la producción agrícola, salvo puntos aislados de poca extensión. La mayoría de los arroyos están secos en casi todo el año.

La razón principal de la ocurrencia de tal sequía es el alto grado de permeabilidad que presentan los conglomerados de la Formación Arroyo Seco, cuya unidad es la que predomina ampliamente en toda el área señalada. El agua de infiltración a través de dichos conglomerados, llega a profundidades variables de acuerdo a la consistencia de las capas que atraviesa, y pasa a engrosar las capas freáticas, las cuales se suspenden sobre capas impermeables, y tienden a exteriorizarse en forma de manantiales por los cortes naturales del terreno .También, estas aguas subterráneas pasan a alimentar pozos, que ocasionalmente emergen al exterior debido a la presión ejercida sobre la capa acuífera.

Se han construido diversos pozos en las áreas más afectadas por la carecía de aguas superficiales. Estos se alimentan de las o hacen contacto aguas subterráneas a través de manantiales directo con capas freáticas.

En otro orden de ideas, en la región Suroeste del país, se han hecho varias perforaciones con fines de exploración petrolífera; de estas, los pozos Candelón y Comendador se localizan en la Hoja Comendador en la porción Suroeste de dicha Hoja. El resultado de estas no fue positivo.

7. BIBLIOGRAFÍA

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

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

AMARANTE, J. F. y LEWIS, J. F. (1995): Geological setting and characteristics of base and precious metal mineralization in the Cordillera Central of the western Dominican Republic and Massif du Nord, Haiti; Geological Society of America, 1995 annual meeting. Abstracts with Programs - Geological Society of America, 27, p. 240.

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

BARRETT, T.J. y MACLEAN, W.H., (1999): Volcanic sequences, lithogrochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide sysems. In Volcanic-associated massive sulfide deposits: precesses and examples in modern and ancient settings. Edited by C.T. Barrie and M.D. Hannington. Reviews in Economic Geology, Nº 8: 101-131.

BERMÚDEZ, P.J. (1949): Tertiary smaller Foraminifera of the Dominican Republic. Cushman Laboratoir of. Foraminiferal Research, Special Publication Nº 25, 322 pp.

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

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

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

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

BOWIN, C. O. (1966): Geology of central Dominican Republic; a case history of part of an island arc; Caribbean geological investigations. Memoir - Geological Society of America, pp. 11-84.

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

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

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

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

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

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

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

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

DÍAZ DE NEIRA, J.A., (2000): Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 6072-III (Padre Las Casas) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

DÍAZ DE NEIRA, J.A. y HERNAIZ HUERTA, P.P. (2000): Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 6072-II (Sabana Quéliz) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo.

DOHM, C.F. (1942): The geology of the Sierra de Neiba and Valles San Juan and Enriquillo in Mosaic Areas 16, 17, 21, 22, 23, 24, 25, 32 and 33. Dominican Republic. Santo Domingo Office nº 20. Unpublished reports. Dominican Seaboard Oil Company,18 p. (Apendix 1: Tectonic history of the Sierra Neiba and Adjoining Basin Areas by C.F. Dohm, 4p; Apendix 2: Index Fossil Foraminifera in San Juan- Azua Basins, Dominican Republic, by P.J. Bermudez, 3p.)

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

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

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

DOLAN, J. F., MULLINS, H. T. y D, J. WALD (1998): Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs, En J.F. Dolan, P. Mann, (eds). Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of theNorthern Caribbean Plate Boundary Zone, Geological Society of America Special Paper 326, 174p, 1-61 p.

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

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

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

DRAPER G. y LEWIS J. F. (1991): Geologic map of the central Dominican Republic. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Hispaniola. Special Paper - Geological Society of America, 262.

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

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

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

ESCUDER VIRUETE, J. (2004): Informe sobre la Estructura y el Metamorfismo de las Rocas de Basamento Ígneas y Metamórficas del Proyecto K (Hojas de Dajabón, Martín García, Loma de Cabrera, Santiago Rodríguez, Monción, Restauración, Jicomé, Bánica, Arroyo Limón y Lamedero) de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

FRIEDMAN, R. (2004): Informe de las dataciones absolutas realizadas por el método U/Pb en los proyectos K y L de Cartografía Geotemática de la República Dominicana (Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research Earth and Ocean Sciences

Department, Universidad de British Columbia, Alberta, Canadá). Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

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

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

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

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

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

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

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

HERNAIZ HUERTA, P.P., (2000b): Mapa Geológico de la Hoja a E. 1:50.000 nº 6071-I (San José de Ocoa) y Memoria correspondiente. Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana.Programa SYSMIN. Servicio Geológico Nacional, Santo Domingo

HERNAIZ HUERTA, P.P. y PÉREZ-ESTAÚN, A. (2002): Estructura del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta, República Dominicana. En: A. Pérez-Estaún, I.Tavares, A. García Cortes, P.P. Hernaiz Huerta (eds.). Evolución geológica del margen norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. Acta Geológica Hispánica, 37, 183205

HEUBECK, C. y MANN, P. (1991): Structural Geology and Cenozoic Tectonic History of the Southeastern Termination of the Cordillera Central, Dominican Republic. En P. Mann, G. Draper, J.F. Lewis, (eds.). Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola. Geological Society of America Special Paper 262, 315-336.

HEUBECK, C., MANN, P., DOLAN, J. y MONECHI, S. (1991): Diachronous uplift and recycling of sedimentary basins during Cenozoic tectonic transpression; northeastern Caribbean plate margin. Sedimentary Geology, 70, 1-32.

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

JENSEN, L. S., (1976): A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper, p. 22

JIMÉNEZ, G. y LEWIS, J. F. (1987): Petrología del área de Restauración, Republica Dominicana. Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geologica del Caribe, 10, p. 445-453.

JOUBERT, M., URIEN, P., MUNDARAY, T. y FONDEUR, L. (1998): Proyecto depositos auríferos de Restauración. Republica Dominicana - Séptimo Fondo Europeo de Desarrollo de las Comunidades Europeas - Convention Lome IV. p. 1-96.

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

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

LEWIS J. F., ESCUDER VIRUETE J., HERNAIZ HUERTA P. P., GUTIERREZ, DRAPER G. & PÉREZ-ESTAÚN A. (2002): Subdivisión geoquímica del Arco Isla CircumCaribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acrección y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico - Ceochemical subdivision of the Circum-Carribbean Island Arc, Dominican Cordillera Central: Implications for crustal formation, accretion and growth within an intra-oceanic setting. Acta Geológica Hispánica, 37, p. 81-122.

LEWIS J. F., PERFIT M., HORAN S. & DIAZ DE VILLALVILLA L. (1995): Geochemistry and petrotectonic significance of early island arc bimodal volcanism in the Greater Antilles arc; Geological Society of America, 1995 annual meeting. Abstracts with Programs - Geological Society of America, 27, p. 227.

LOUCA, K. (1990): Geological setting and base and precious metal deposits of northern Haiti; Transactions of the 12th Caribbean geological conference. Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geologica del Caribe, 12, p. 200-216.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

MICHAEL, R.C. y LEWIS, J.F. (1980): Structure and tectonics of the south flank of the Massif du Nord-Cordillera Central and adjacent portions of the Plateau Central-San Juan valley, Hispaniola. (Abstract). 9th Caribbean Geological Conference. Santo Domingo, Republica Dominicana. p. 50.

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

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

PARRISH R. R., RODDICK J. C., LOVERIDGE W. D. y SULLIVAN R. W. (1987): Uraniumlead analytical techniques at the Geochronology Laboratory, Geological Survey of Canada; Radiogenic age and isotopic studies; Report 1. Paper - Geological Survey of Canada, 87-2, p. 3-7.

PEARCE, J.A., (1975): Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. Tectonophysics, 25: 41-67.

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

PINDELL J.L. (1994): Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. En: Donovan S. K. and Jackson T. eds. Caribbean geology: An introduction, University of the West Indies, Kingston, Jamaica. p. 13-39.

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

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

RENNE P.R., SWISHER C.C., DEINO A.L., KARNER D.B., OWENS T. y DePAOLO D.J., (1998): Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in 40Ar/39Ar dating. Chemical Geolology, 145(1-2): 117-152.

RODDICK J. C. (1987): Generalized numerical error analysis with applications to geochronology and thermodynamics. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51, p. 2129-2135.

RUTH, M.D. (1989): Cenozoic Geology of the western San Juan valley, Dominican Republic. M.S. Thesis. George Washington University, Washington, D.C. 252 p.

SHERVAIS, J.W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, Earth and Planetary Science Letters, vol. 59, 101-118.

SIGMARSSON, O., MARTIN, H., y KNOWLES, J. (1998): Melting of a subducting oceanic crust in Austral Andean lavas from U-series disequilibria. Nature, 346: 566-569.

STACEY J. S. & KRAMERS J. D. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth and Planetary Science Letters, 26, p. 207-221.

TAVARES, I., REYNA, M., RODRÍGUEZ, J. y GARCIA, E. (1984): Formaciones del Suroeste de la Republica Dominicana, compilación preliminar para la elaboración del

léxico estratigráfico nacional. Dirección Gemeral de la Minería. Departamento d Geología. Santo Domingo, 45 pp. (Inédito).

THIRLWALL, M. F. (2000): Inter-laboratory and other errors in Pb isotope analyses investigated using a (super 207) Pb- (super 204) Pb double spike. Chemical Geology, 163, p. 299-322.

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

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

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

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

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

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

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

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

Informe geológico de la Hoja Topográfica 5872-1 y 5872-IV Comendador y Guaroa, Proyecto Cooperación Dominico Alemán II. Cuadrante Comendador. Realizado por: Ing. Eduardo Fco. Guzmán C.