



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

MAPA GEOLÓGICO
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA

ESCALA 1: 50 000

SAN JUAN

(5972-II)

La presente Hoja e Informe han sido elaborados por la Dirección General de Minería (DGM), dentro de las actividades del Proyecto de Cooperación Dominico Alemán para la Implantación del **Servicio Geológico Nacional (SGN)**; con la participación de los siguientes Técnicos:

Geología de Campo y Gabinete: ACEVEDO, R., BECKER, A., CASTILLO, F., DIAZ, N., E., HARMS, F. -J., LONGO, F., MORROBEL, R., NIETO, M. y RAMIREZ, I.

Geoquímica: PORTORREAL, E.

Paleontología: CEPEK P. y ECHAVARRIA, F.

Petrografía: ABRAMOVA, M., LEBRON, M., THUN, St. y VERDEJAS, E.

Mapa de Características: CEDEÑO, V., HERNANDEZ, E. y RAMIREZ, I.

Mapa de Sondeos Someros: GARCIA, E. y HARMS, F. -J.

Mapa Tectónico: FERNANDEZ, I., FERNANDEZ, M., CONZALEZ, G., HASBUN, B., HENTSCHKE, L. y LOPEZ, G.

Supervisión: EBERLE, W. y TAVARES, I.

Editor: Ministerio de Industria y Comercio, Dirección General de Minería.

Diagramación: Centro Gráfico Unido, Sto. Dgo.

Imprime: CEDOPEX, Sto. Dgo.

Santo Domingo, R.D.

Noviembre 1988

CAPITULO I:

INTRODUCCION (García, E. R.)

1.1. GENERALIDADES

1.2 ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

1.3. GEOMORFOLOGIA: CARACTERÍSTICAS Y DISTRIBUCIÓN DE LOS MATERIALES

1.4 MARCO GEOLÓGICO Y ESTRUCTURAL

1.4.1. Cordillera Central

1.4.2 Graben de San Juan

1.4.3 Sierra de Neiba

1.4.4 Complejo Loma El Muñeco

1-5 METODOLOGIA DE TRABAJO

CAPITULO II:

ESTRATIGRAFÍA (Harms, F.; García, E.)

2.1. CRETÁCICO (García, E.)

2.1.1 Formación Tireo

2-2. TERCIARIO (Harms, F.; Nieto, M.)

2.2.1. Paleógeno

2.2.1.1. Fm. Ocoa

2.2.1.2. Fm. Neiba (Harms, F.; García, E.)

2.2.2 Neógeno (Harms, F.; García, E.)

2.2.2.1 Formación Sombrerito

2.2.2.2 Mioceno Conglomerático Indiferenciado

a.) Conglomerado de cantos rodados de caliza

b.) Conglomerado de rocas de la Formación Ocoa

2.2.2.3 Formación Trinchera

2.2.2.4 Formación Arroyo Blanco

2.2.2.5 Formación Arroyo Seco

2.2.2.6 Brecha Tectónica (Harms, F.)

2.3. SEDIMENTOS CUATERNARIOS (Ing. Harms, F.)

2.3.1. Formación Bandera (Eberle, W.)

2.3.2 Abanicos Aluviales (Harms, F.)

2.3.3 Sedimentos de Pendiente (Harms, F.)

Escombros / de Cauce Seco

2.3.4 Terrazas Fluviales, Viejas y Jóvenes, Depósitos de Río (Harms, F.)

2.3.5 Calcretas y Travertino (Harms, F.)

2.3.6 Acumulaciones Sintéticas (Harms, F.)

CAPITULO III:

PETROGRAFIA (ROCAS MAGMATICAS)

(Jiménez, M.)

3.1. FORMACIÓN TIREO

3.2 TONALITÁS

3.3 FORMACION NEIBA

3.4 ROCAS VOLCANICAS EN EL VALLE DE SAN JUAN

(FM. BANDERA)

CAPITULO IV:

TECTÓNICA (García, E.)

4.1. SIERRA DE NEIBA

4.1.1 Anticlinales

4.1.2 Sinclinales

4.1.3 Fallas

4.2 GRABEN DE SAN JUAN

4.2.1 Fallas

4.3 COMPLEJO LOMA EL MUÑECO

4.3.1 Anticlinal

4.3.2 Fallas

4.4 CORDILLERA CENTRAL

CAPITULO V:

GEOMORFOLOGIA (Hernández, E.)

5.1 GENERALIDADES

5.2 DESCRIPCION DE LAS SUB-AREAS

5.2.1 Zona Abrupta de la Cordillera Central

5.2.2 Relieve Calcáreo al Oeste del Río San Juan

5.2.3 Área Montañosa de la Sierra de Neiba

5.2.4 Faja de Pie de Monte de la Sierra de Neiba

5.2.5 Región de Las Mesetas Volcánicas

5.2.6 Depósitos Aluviales Recientes

CAPITULO VI:

HISTORIA GEOLOGICA (García, E.)

6.1. CRETACICO (FM. TIREO y FM. OCOA)

6.6 PALEOCENO (FM. OCOA, FM. NEIBA, FM. SOMBRERITO)

6.3 NEÓGENO (FM. SOMBRERITO, FM. TRINCHERA, FM. ARROYO

BLANCO)

6.4 CUATERNARIO (FM. ARROYO SECO, FM. BANDERA, TERRAZAS Y ABANICOS ALUVIALES)

CAPITULO VII:

GEOLOGIA ECONOMICA

7.1 RECURSOS HEDRICOS (Morrobel, R.)

7.2. DESCRIPCION DEL MAPA DE CARACTERÍSTICAS GEOTECNICAS (Ramírez, I.)

7.2.1 Grupo C1

7.2.2 Grupo C2

7.2.3 Grupo C3

7.2.4 Grupo C4

7.2.5 Grupo C5

7.2.6 Grupo C6

7.2.7 Grupo C7

7.2.8 Grupo C8

7.2.9 Grupo C9

7.3 MUESTREO GEOQUIMICO HOJA TOPOGRAFICA 5972-I -JUAN DE HERRERA

7.3.1 Estudio Geoquímico (Portorreal, E.)

7.3.1.1 Muestreo

7.3.1.2 Análisis geoquímico

7.3.2. Evaluación

7.3.3 Resultados de los Análisis

7.3.4 Conclusiones y Recomendaciones

CAPITULO VIII:

PATRIMONIO NATURAL (Téc. Parques Nacionales)

8.1. INTRODUCCIÓN

8.1.1 Ubicación

8.1.2 Extensión

8.1.3 Acceso

8.2 BASE LEGAL

8.3 RECURSOS NATURALES

8.3.1 Flora

8.3.2 Fauna

CAPITULO IX:

BIBLIOGRAFÍA (Harms, F.-J.; García, E.)

9.1. ÍNDICE DE INFORMES

9.2. INDICE DE MAPAS

I.- INTRODUCCION

1.1 GENERALIDADES:

El cuadrante 5972 San Juan, localizado dentro de la provincia de San Juan y cuya capital es la ciudad de San Juan de la Maguana, tiene una población de alrededor de 100,000 habitantes.

Esta ciudad está localizada en la región Suroeste de la República Dominicana a unos 200 kms. de Santo Domingo (Capital). La principal vía de acceso es la carretera Sánchez (Santo Domingo-San Juan-Las Matas de Farfán). En general la accesibilidad de la Hoja es buena a excepción de la zona Nor-Este.

1.2 ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS:

Los mapas existentes de la zona que han sido publicados se encuentran a escala 1:500,000; INDRHI (1983), RODRIGUEZ (1983) y ZOPPIS (1969). También existe una publicación de rocas volcánicas del Pleistoceno en el valle de San Juan por MACDONALD Y MELSON (1969).

Existen otros mapas no publicados que abarcan parte de la zona del cuadrante, ellos son (Figura No.1): BREUNER (1985), BRGM (1980), CARIBOIL (1978), CLAURE et al (1981), DE LEON (1983), GUERRA et al (1954/55), INDRHI (1982), JICA (1984), MICHAEL (1979), SEABORD (1941) y TRINEAU & WESTERCAMP (1980). La mayoría son mapas de fotointerpretación. El mapa más importante y a la vez el más viejo es el de la compañía —DOMINICAN SEABOARD OIL COMPANY‖ en los años 1941/42, el cual forma la base esencial de todas las representaciones recientes. En esta compañía trabajaron los Geólogos M.B. ARICK (1941), J.E. BARNETT (1941), C.F. DOHM (1941), W.H. PHILLIPPI y el Paleontólogo P.J. BERMUDEZ (1941). Estos fueron los primeros en describir las Formaciones geológicas del valle, basados en sus investigaciones sobre la posible existencia de hidrocarburos en dicha zona.

El informe geológico más antiguo está descrito por R. LUDWIG en el año 1888 (En Sievers, 1888).

1.3 GEOMORFOLOGIA: CARACTERISTICAS Y DISTRIBUCION DE LOS MATERIALES:

El cuadrante 5972 San Juan de la Maguana, está localizado entre los 71°00' y 71°30' de longitud oeste GREENWICH, 18°40' y 19°00' de latitud Norte (ver Figura número 2).

El valle de San Juan tiene un rumbo ESE a WNW, cruzando diagonalmente el cuadrante, conteniendo rocas sedimentarias con buzamientos suaves y partes cubiertas por aluviones. Este tiene una longitud de aproximadamente 20 kms., el valle tiene una altitud promedio de 500 m.s.n.m. siendo su punto más bajo la confluencia del río San Juan con el río Yaque del Sur con una altitud de 270 m.s.n.m. (SE), paralelo a este valle se encuentran las estribaciones pertenecientes a la Sierra de Neiba (SW) con altitudes en la loma Ajiaco 1472 m.s.n.m., Laguna de Guardarraya 1698 m.s.n.m., La Cuchilla de los Guanos 2561 m.s.n.m. la Loma de Los Montecitos 2386 m.s.n.m., se encuentra a 2.5 kms al NE del límite del cuadrante, el Pico Duarte con una altitud de 3087 m.s.n.m., siendo esta la mayor elevación de las Antillas. Toda la cordillera está compuesta por rocas volcano-sedimentarias presumiblemente de Edad Cretácea con intrusiones de finales del Cretáceo y del Paleoceno.

Hidrologicamente todos los ríos (Mijo, San Juan, Bao, Blanco) drenan al Sur, entrándole al río Yaque del Sur en su larga trayectoria (60 kms) hasta desembocar en el Mar Caribe (Barahona). Al oeste otra parte de los ríos drena hacia el río Macasías, el cual le entra al río Artibonito y este penetra en Haití; la divisoria del —Parte Aguall está alineada por las lomas el Muñeco (Pedro Corto) y Arroyo Seco (Derrumbadero).

En la zona hay dos presas importantes, una sobre el río San Juan, Sabaneta y la otra sobre el río Yaque del Sur (río del Medio, la Cueva y Yaque del Sur) llamada Sabana Yegua. Ambas con fines hidroeléctricos y de riego. Existen en estudio varias presas sobre los ríos Yaque del Sur y Mijo por parte de la Compañía Dominicana de Electricidad (CDE).

1.4 MARCO GEOLOGICO Y ESTRUCTURAL:

La descripción geológica regional y tectónica de la Hispaniola se puede encontrar en BOWIN (1975), BUTTERLIN (1956, 1977), GARCIA (1984), MANN (1983) y WEYL (1966). El cuadrante se subdivide en 4 unidades Geológico-Tectónicas:

1.4.1 La Cordillera Central ubicada al NE del valle de San Juan, compuesta de tonalita, toda, basalto y brecha tectónica; está separada de los sedimentos Terciarios por una falla regional llamada Los Pozos-San Juan.

1.4.2 El valle de San Juan es un graben integrado por rocas sedimentarias tales como arenisca, calcarenisca, lutitas, marga, separada de la Sierra de Neiba por fallas cuyo desnivel con las capas que se encuentran en el centro del graben es de aproximadamente, 2,000 mts.; NW del valle se encuentran basaltos Cuaternarios.

1.4.3 Al sur del valle se encuentran la Sierra de Neiba, con caliza de edades del Eoceno hasta el Oligoceno. Estas capas están muy plegadas y forman anticlinales y sinclinales que coinciden con las lomas y valles de la región.

1.4.4 Según el Ing. F. HARMS, 1987, un cuarto rasgo estructural lo compone el —Complejo de Loma El Muñeco| localizado al NW, y compuesto por calizas del Paleógeno con una falla más al S, que provoca un desnivel de 1,000 mts. Con los sedimentos del graben de San Juan, dicha falla es la vía principal de ascenso de las lavas basálticas localizadas al NW del valle durante el Cuaternario.

La orientación de las capas litológicas, fallas y pliegues tienen un rumbo aproximado WNW-ESE.

Algunas fallas se orientan aproximadamente N-S y en la Formación Ocoa son típicos los plegamientos fuertes y callamientos locales sin aparente orientación preferencial.

1.5 METODOLOGIA DE TRABAJO:

Dentro de los objetivos generales del proyecto está la implantación del Servicio Geológico Nacional, para lo cual un grupo de geólogos de la DIRECCION GENERAL DE MINERIA (DGM) Santo Domingo y especialistas del INSTITUTO DE

GEOCIENCIAS Y MATERIA PRIMA (BGR) Hannover, llevaron a cabo el levantamiento geológico (1984/87) de la primera Carta Geológica Nacional a imprimirse a escala 1:100,000.

Por parte de la D.G.M. participaron los Geólogos R. Acevedo, F. Castillo, N. Díaz, E. García, F. Longo, R. Morrobel, M. Nieto, I. Ramírez e I. Tavares. Por parte de la B.R.G., A. Becker, W. Eberle, F. Harás. Los especialistas P. Cepek en Bioestratigrafía y H. Mollet en Fotointerpretación, por parte de la D.G.M. participaron los especialistas M. Abramova, M. Lebrón y R. Thum como Petrógrafos y F. Echavarría como Micropaleontólogo.

El cuadrante 5972 S.J.M., dividido en las hojas topográficas de Juan de Herrera 5972-I, San Juan 5972-II, Derrumbadero 5972-III y Pedro Corto 5972-IV a escala 1:50,000, sirvió de base para la recolección de las informaciones, usándose fotografías aéreas a escala 1:40,000 del Proyecto MARENA, tomadas en el año 1983/84, además las fotos aéreas 1:60,000 del Proyecto ICM-58 del año 1958. Para la hoja San Juan se utilizaron fotos a escala 1:20,000 del Proyecto DRB-67 realizadas en el año 1967. Se utilizaron imágenes de satélites a escala 1:500,000 y 1:200,000, en blanco y negro y a colores.

Se emplearon las perforaciones realizadas para los estudios de las presas de Sabana Yegua y Sabaneta, así como las pequeñas presas planeadas sobre los ríos Mijo y Yaque del Sur. También se tomó en cuenta las 200 perforaciones manuales de has 4 mts. de profundidad que se realizaron para completar los conocimientos de las capas cercanas a la superficie en la zona de recubrimiento reciente.

La perforación más importante en la zona fue realizada en Candelón (ANCHUTZ, 1982) en el año 1981/82, con fines de petróleo, con una profundidad de 3,950 mts. También se revisaron 21 perfiles vibro-Sísmicos realizados entre Las Matas de Farfán y San Juan, los cuales permiten tener conocimientos tectónicos de algunos metros de profundidad.

Se utilizó la metodología de recorridos de campo, describiendo afloramientos según nomenclaturas acordadas, archivándose en computadoras y preparándose originales a escala 1:50,000 de los siguientes datos:

- a) Mapa de afloramientos (1,324 puntos descritos).
- b) Mapa rumbos y buzamientos (627 medidas).
- c) Mapa de muestras paleontológicas (552 muestras).
- d) Mapa de secciones petrográficas y paleontológicas (Foro) (252 láminas delgadas).
- e) Mapa de muestras de geoquímicas y mineralógicas (118 muestras).
- f) Mapa de límites geológicos (4).
- g) Mapa de perforaciones (2 a 4 mts.) (200 en el valle).

Todos estos originales están archivados en el Centro de Documentación de la D.G.M., así como los informes preliminares de las 4 hojas topográficas a escala 1:50,000 del área de estudio.

La base geológica de las cuatro hojas topográficas (1:50,000) fueron reducidas a escala 1:100,000 y editadas; para esto se realizó un convenio de cooperación entre el INSTITUTO GEOGRAFICO UNIVERSITARIO (Universidad Autónoma de Santo Domingo), Santo Domingo, la BGR, HANNOVER y la D.G.M., Santo Domingo.

Se realizaron cuatro Mapas adjunto a este informe: Mapa Geológico, Mapa de Características Geotécnicas, Mapa de Perfiles de Sondeos Someros, Mapa Tectónico.

Otros Mapas Temáticos tuvieron que ser descartados para su edición debido a la poca o ninguna información disponible.

Para la diagramación de este informe se usó como base el modelo de hoja del Proyecto —MAGNA del MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA DEL INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA. 2da. edición, 1980.

II.- ESTRATIGRAFIA

Para la presentación de la carta geológica de la Hoja 5972 San Juan, fueron compiladas las rocas del Cretácico y del Terciario de acuerdo a secuencias litológicas maleables de constitución parecida al término Formación. Una Formación es una unidad petrográfica (puede tener facies), la cual no depende de límites bioestratigráficos fijos. Una Formación puede abarcar una o más edades así como también puede tener diferentes alcances de radios estratigráficos en su amplitud regional. Los sedimentos sueltos de la época más joven en la historia de la tierra, el Cuaternario, serán designados con términos genéticos exclusivamente.

Datos sobre afloramientos en el suroeste de la República Dominicana, sobre su formación; Petrografía, Posición Estratigráfica, Distribución Regional, Posición Tectónica se encuentran entre otros en ANSCHUTZ (1982), ARICK (1941 a, 1941 b), BARNETT (1941), BERMUDEZ (1949 a, 1949 b) BOLD (1974, 1975), BUTTERLIN (1960), CHEILLETZ & LEWIS (1974), COOPER (1983), DOHM (1941 a, 1941 b), DOREEN (1979), INDRHI (1972 b, 1972 c), LEWIS (1980), NEMEC (1980), SAUDERS et al (1982), WALLACE (1945, 1947), WEEKS (1979) Y WEYL (1939, 1948). La D.G.M. realizó una compilación de copias de los trabajos más importantes sobre Formaciones en un sentido más amplio, titulado —Formaciones del Sur-Oeste de la República Dominicana como parte de la elaboración del Léxico Estratigráfico Nacional, en dos tomos (1984, 1985).

Referencias sobre los afloramientos en la Hoja 5972 San Juan, se encuentran en los siguientes informes: CLAURE et al (1981), DOHM (1941), INDRHI (1972 a), JICA & MMAJ (1984), MACDONALD & MELSON (1969), MICHAEL (1979), MILLAR (1970), MONSAINGEON & SALMON (1980), PHILLIPE (1941), TRINEAU & WESTERCAMP (1980), VESPUCCI (1980) y WARNER (1977).

La fijación definitiva de los nombres de Formaciones a mantenerse, deberá ocurrir inmediatamente se termine el Mapeo Geológico que cubra el país, previa depuración por parte de los técnicos de la D.G.M. a través del Proyecto del Léxico Estratigráfico Nacional, el cual actualmente se encuentra realizado en más de 60%. Hasta entonces debe evitarse el ampliar el rango a través de la introducción de nuevos nombres de Formaciones. Esto también es válido para los sedimentos terrigenos no consolidados del Cuaternario, en cuyo caso deben ser usados conceptos exclusivamente Genético-Petrográficos, sin la adición del término —Formación, tales como (Terrazas de grava, Talud).

2.1 CRETACICO:

2.1.1. FORMACION TIREO. ROCAS PIROCLASTICAS Y LAVAS; CRETACICO INDIFERENCIADO:

El nombre de la Formación Tireo fue introducido por C. BOWIN (1960, 1966). Representa los depósitos más antiguos en la Hoja de San Juan, y se limitan exclusivamente a la Cordillera Central, donde forman las montañas más elevadas. Debido a la mala accesibilidad de esa región montañosa y a la erosión profunda, sólo se conocen relativamente pocos detalles acerca de su origen.

En el informe de JICA & MMAJ (1984) se encuentran informaciones importantes sobre esta Formación Geológica, en estudios realizados hacia el Este de la Hoja, entre el Pico Duarte, Constanza y Padre Las Casas.

La Formación Tireo está compuesta principalmente de tobas (fina a gruesa) de composición ácida a intermedia, además lavas de composición ácida a intermedia, así como también aparecen caliza y rocas dacíticas y riocacitas.

En la parte superior aparecen capas delgadas entre las rocas piroclásticas, que están formadas de pizarras arcillosas color gris oscuro, en parte calcáreo y en parte silíceo, y de areniscas de granulación fina. Cerca del contacto superior con la Formación Ocoa aparecen capas de calizas biomicríticas rojizas. (Ver Cap. 2.2.1.1).

Hacia la parte más superior de la Formación aumenta la cantidad de sedimentos, formando una alternancia con un máximo de hasta 100 mts. de pizarras arcillosas, areniscas y calcita (oscura y micrítica), así como rocas piroclásticas, como ocurre en la carretera de El Palmar-La Cucarita, en Los Fríos, afloramiento a pocos kilómetros al Este del límite de la hoja (Hoja 6072-IV Gajo de Monte, cerca de la coordenada 291.0E, 2086.8 N).

El contacto superior con la pizarra de la Formación Ocoa es de falla de cabalgamiento, en dirección longitudinal con rumbo aproximado de 140°, dentro de la zona de estudio.

El piso de la Formación no está especificado en la zona de estudio. Según JICA & MMAJ (1984) es de suponerse que está formado por rocas metamórficas de la Formación Duarte, las cuales afloran en la Cordillera Central a unos 15 kms. al Norte de la Hoja.

El radio de alcance estratigráfico no se conoce exactamente. En la parte superior de la Formación, cerca del contacto con la Formación Ocoa, pudo ser determinada apenas dos láminas delgadas de caliza por su contenido de foraminífero, (No. DA-71 y DA-1151) fechada Cretácico Superior (Huroniano Superior hasta el Coniaciano). Con esto puede fijarse la edad mínima de la Formación (Ver Tabla No.1).

Según KESLER et al (1977) la metamorfosis de las rocas de la Formación Duarte ocurrió en la parte inferior del Cretácico Superior, de modo tal que el período de deposición máximo de la Formación Tireo, se puede considerar todo el Cretácico Superior.

El espesor de las deposiciones se desconoce. Debido al plegamiento intensivo y a las numerosas fallas a que han sido sometidas las rocas de la Formación, no permite que se haga una conclusión directa sobre el verdadero espesor, debido a que hay que contar con frecuentes repeticiones de capas. JICA & MMAJ (1984:17) suponían un espesor de más de 3,500 mts. para la Formación Tireo.

Para mejor entendimiento de la Formación Tireo, se ha dividido la misma en dos secuencias, tomándose en cuenta las observaciones de campo y las determinaciones petrográficas que se tienen.

La secuencia superior está compuesta por tobas de diferente composición, predominando la de tipo intermedio ácido, en algunos lugares aparecen intercalaciones de calizas de color rojizo o gris oscuro. La secuencia inferior está compuesta por lavas de composición básica a intermedia.

JICA & MMAJ (1984) sub-dividieron la Formación Tireo en tres miembros; El miembro superior de ellos, fue considerado en este reporte como parte de la Formación Ocoa, los demás miembros coinciden en cierto modo con la división explicada anteriormente.

2.2 TERCIARIO:

2.2.1 PALEOGENO:

2.2.1.1 FORMACION OCOA. LUTITA, CALIZA, ARENISCA CALCAREA Y PIZARRA CALCAREA: PALEOGENO-CAMPANIANO SUPERIOR:

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

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

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

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

El principal tipo de roca que aflora es: argilita (fina), calcárea, otros tipos de rocas aflorantes son caliza y arenisca calcárea de grano fino a medio, de color gris y pizarra calcárea de color violeta. En zonas de movimiento tectónico bien acentuado, esas rocas aparecen trituradas (como milonita) (Foto No.3).

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

A menudo aparecen juntas rellenas de calcita espática gruesa, que pueden aparecer también en superficies de dislocación con un grosor de algunos mm. hasta cm. Estas secreciones son una señal típica de las rocas de la Formación Ocoa.

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

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

El piso de la Formación son las deposiciones de la Formación Tireo (ver 2.1.1); y el techo se desconoce, ya que está cubierto por sedimentos del Cuaternario.

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

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

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

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

Esta Formación aparece en abundancia en las estribaciones de la Sierra de Neiba, en la loma del complejo EL 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, densa y mayormente micrítica, algunas son esparíticas ricas en Foraminíferos. Pueden estar estratificadas con capas o concreciones de Silicatos (Pedernal), las cuales poseen colores rojizos, mientras que en la región del complejo —EL MUÑECO predominan tonos grises y marrón 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 (Foto No.5).

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

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

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

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

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

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

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

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.

2.2.2 NEOGENO:

2.2.2.1. FORMACION SOMBRERITO. MARGAS CON CAPAS DE CALCARENISCAS, CALIZA ICNOFOSILES; MIOCENO INFERIOR OLIGOCENO MEDIO:

El nombre de la Formación Sombrerito, se le atribuye a A.A. OLSSON, la primera publicación corresponde a Bermúdez (1949 b:21) luego RAMIREZ & HOFFSTETTER (en BUTTERLIN et al. 1956:399-400). Este nombre fue usado anteriormente por Arick (1941 b: 16), Barnet (1941 b:6), Dohm (1941 b:6) y Philippi (1941:2). Otras denominaciones en la literatura, que probablemente podrían corresponder total o parcialmente a la Formación Sombrerito, es la Formación Lemba. Podría ser correlacionada en Haití con la Formación Madame Joie, y parcialmente con la Formación Jeremie.

Las rocas de la Formación Sombrerito se sobreponen a las calizas de la Formación Neiba sin discordancia visible. Estas rocas aparecen en la región de la Sierra de Neiba en el límite Sur y parcialmente también en el límite Norte, así como en el borde del complejo El Muñeco.

El componente más importante de la Formación lo constituyen las margas, las cuales muestran por lo regular en la cercanía de la superficie, colores de intemperización verde-oscuro hasta gris amarillento. En zonas menos intemperizadas de esas margas rica en microfósiles mostraron un contenido promedio de 49% SiO₂, 13% Al₂O₃, 11% CaO, 7% FeO y 3% MgO (ver Tabla No.3). A través de análisis difractométricos, el cuarzo y la calcita constituyen los componentes mineralógicos más importantes, como minerales secundarios aparecen parcialmente feldespato y clorita. Una muestra resultó con un elevado contenido en nontronita y esmectita; esto podría indicar la cercanía de centros volcánicos activos (FUCHTBAVER & MULLER 1977:190).

Las margas están interestratificadas con capas de calcarenisca (hasta capas de caliza). El espesor de estas capas mayormente no sobrepasa unos pocos cms. hasta algunos dms.; aún en la parte sur el promedio es algo mayor. Estas capas toman un color de intemperización marrón amarillento característico, a menudo están cortados por juntas en distancias uniformes. Siete análisis de rocas dieron los contenidos promedios siguientes: (ver Tabla Número 3): 50% CaO, 6% SiO₂ y 1% Al₂O₃. Según el análisis difractométrico, la calcita es el único componente principal; como componentes secundarios, cuarzo y feldespatos en traza.

La mayoría de las capas de calcarenisca están claramente gradadas, es decir, los componentes más gruesos con diámetros de pocos mm. están en su base, mientras que el tamaño del grano promedio disminuye hacia arriba.

En algunas capas de calcarenisca se distinguen a menudo conchas trituradas de moluscos, espinas de erizos y otros restos de fósiles. Muchas capas de calcareniscas muestran marcas de corrientes en su parte inferior, estas marcas tienen forma de —Flute Castsl. Esporádicamente también aparecen rizaduras irregulares y mayormente no muy claras (ver Breuner 1985).

Todas esas señales comprueban que estas capas de calcarenisca fueron insertadas como Turbiditas dentro de la sedimentación —Normal de marga, y que representan el resultado de un proceso de sedimentación temporal y probablemente de tipo catastrófico.

Otras rocas que aparecen son las areniscas calcáreas más típicas en la zona norte del cuadrante, las cuales generalmente alcanzan unos pocos centímetros de espesor, estas capas se parecen mucho a las pertenecientes a la Formación Trinchera. Cinco análisis de rocas (ver Tabla número 3) dieron 46% SiO₂, 17% CaO y 10% Al₂O₃ como contenido promedio. Mineralógicamente el cuarzo y la caliza son componentes principales.

En la parte E de la Presa de Sabaneta, dentro de capas de areniscas se encontraron varios cantos rodados de Ambar, estos tienen que haber sido redepositados por las corrientes turbias provenientes de zonas cercanas a la costa. También se encontraron pequeños restos de plantas carbonizadas de mm. de las areniscas que afloran en esta zona se analizaron microscópicamente 5 muestras por H. DILL (BGR, HANNOVER) apareciendo como minerales dendríticos Plagioclasa, Cuarzo y probablemente glaucomita. Como roca origen de los fragmentos volcánicos, se presumen las rocas volcánicas básicas.

En la zona del Complejo El Muñeco aparecen capas de caliza in situ, dura, de color claro casi blanco, estas tienen espesores desde dm hasta algunos metros de espesor y aparecen morfológicamente como crestones bien acentuados, como por ejemplo la cadena de montañas (15 Kms. de largo) que se extienden desde Loma Los Tablones por Sabaneta, sobre la Loma La Rodada, Cerro El Abejón, Loma del Guanito hasta Cerro La Cabulla en dirección E-W. Estas capas muestran a menudo gradación y contienen parcialmente algo de concha de moluscos y algunos restos de corales redepositados. Hay intraclastos de caliza en abundancia, que pueden tomar un tamaño de cm. hasta dm.

En la misma zona hay pruebas de deslizamientos submarinos (—SLUMPS!) durante la sedimentación (ver Foto No.9) al W del Río San Juan a la altura de la Presa de Sabaneta se puede observar. Estas capas principalmente en la zona del Complejo El Muñeco, aparecen todavía capas de caliza fija, dura (ver Foto No.10) de color claro casi blanco. Estas capas tienen en el sur unos pocos dm. hasta algunos metros de espesor y aparecen morfológicamente como crestones bien acentuados, como por ejemplo las cadenas de montañas de alrededor de la Loma La Rodada, Cerro El Abejón, la Loma de Los Vallecitos y Loma del Guanito, contienen parcialmente algo de conchas de moluscos y algunos restos de corales redepositados. Hay intraclastos de caliza en abundancia, que pueden tomar un tamaño de cm. hasta dm. Esas capas se interpretan como turbiditas calcáreas.

En la zona W de Río San Juan, a la altura de la central hidroeléctrica en la Presa de Sabaneta, afloran varias capas de este tipo (Foto No.9). son de 1-2 metros de espesor,

máximo de 10mts. y se muestran en una contextura caótica de bloques de cm. hasta mts. de antiguos depósitos de marga y caliza.

Como otra singularidad aparecen capas de escombros de corales y en parte de otros restos de fósiles, exclusivamente en la parte Norte de unos pocos dm. y tienen predominantemente una matriz blanda. Estos restos de corales no surgieron in situ, sino que también surgieron a través de resedimentaciones de tipo turbidita.

En los microfósiles afloran restos de moluscos entre las partículas de corales mencionadas anteriormente, pero esto ocurre generalmente en la conservación del núcleo de la roca.

Una señal característica de la Formación Sombrerito son los numerosos icnofósiles y huellas de vida de fósiles (ver Foto Número 11). Estos icnofósiles están fijos casi exclusivamente en la calcarenisca y aparecen tanto dentro de esas capas, así como particularmente se ve mucho en su parte inferior, o sea en la superficie. Aparecen en forma de chondrites, Diplocraterion, Rhizocorallium y Zoophycos, cuyos causantes desconocidos, llamados comedores de sedimentos, removieron en su época el fondo del mar ampliamente no consolidado.

El piso lo forman las calizas de la Formación Neiba. Una discordancia entre ambas capas no se determinó en la zona de la Sierra de Neiba, la transición entre ambas Formaciones está en los flancos de las estructuras anticlinales casi siempre sobrepuesta por fallas direccionales y adicionalmente cubierta por material de talud. Sólo en los ejes anticlinales emergentes como por ejemplo al borde del Derrumbadero (ver Foto No.12) el contacto está ligeramente fallado. La variación de facies se muestra aquí más o menos sin continuidad (a saltos) y se lleva a cabo a unos pocos metros. También en la perforación Candelón 1 la variación ocurre en una región de unos 21 mts. como máximo, a 2917- 2938 mts. de profundidad (ATTACHMENTE 4:17 en ANSCHUTZ 1982). En el norte el contacto está incorporado a la Loma La Siembra, aproximadamente a 1.5 Km. al oeste de la Presa de Sabaneta (ver Foto No.5) (ver Cap. 2.2.1.2.)

En el caso de que aquí las fallas direccionales no alteren la foto, se superponen lutitas de la Formación Neiba concordantes con caliza, bien cubierta, de 2-3 mts. y luego una alternancia de marga y en parte capas de calcarenisca y de caliza ricas en escombros coralinos. Las rocas volcánicas ya no aparecen más.

El techo de dicha Formación lo forman las rocas de la Fm. Trinchera, la cual se reconoce por el predominio de arenisca y conglomerados alternados con marga. Esa alternancia de facies aparece poco a poco y sin límites demarcados. En el borde norte del graben de San Juan afloran conglomerados en aumento, en la parte superior de la Formación Sombrerito, los cuales más al sur en una posición estratigráfica comparativa, no aparecen y transicionan en las deposiciones de la Formación Trinchera o Arroyo Blanco, sin hasta ahora tener un límite determinable. En vista de que aquí la situación se complica más debido a las fallas direccionales y a las superposiciones, esa secuencia de capas fue compilada en el mapa geológico como —Conglomerado del Mioceno Indiferenciado. (Ver Caps. 2.2.2.2 y 2.2.2.3).

El radio de alcance estratigráfico de la Formación Sombrerito, fue determinado básicamente debido a alrededor de 100 determinaciones de nannoplancton (Tabla No.2). Los resultados de las pocas investigaciones de foraminíferos se incluyen en esos hallazgos. Dentro de la zona de la hoja la sedimentación comenzó en el sur, ya en la zona fronteriza Mioceno Superior Medio, mientras que en la parte norte comenzó en el Mioceno Inferior Profundo. La perforación Candelón 1 hecha en el centro del graben de San Juan, se encontró la base de la Formación en el Oligoceno Superior, pocos metros debajo de la frontera Oligoceno-Mioceno. El cambio lento de facies entre las Formaciones Sombrerito y Trinchera, ocurrió en la zona de nannoplancton NN5, o sea en el Mioceno Inferior Elevado (presentado en el mapa conjuntamente con las Formaciones conglomeráticas del techo como —Conglomerados del Mioceno Indiferenciado). Dentro de la Formación no pudo ser determinado claramente el Mioceno Inferior (zona de Nannoplancton NN1). Esto indica una interrupción de la sedimentación temporal en la frontera Oligoceno-Mioceno.

El espesor de la Formación Sombrerito sólo se estima a groso modo en la zona de la Sierra de Neiba. De la relación del ancho del afloramiento y la pendiente de las capas se da un espesor del orden de los 1,000 metros. Esto corresponde algo a las relaciones que se encontraron en la perforación Candelón 1 (ANSCHUTZ 1982). En el Norte de la Hoja el espesor no se estima con suficiente confianza debido a las numerosas fallas, es de aproximadamente 100 metros. El espesor de 3.5 kms. que MICHEL (1979:49) presumió en la hoja colindante al Norte, nos parece muy elevado.

Los indicios de las facies resultan de la petrografía, de los foraminíferos aflorantes (bentoníticas) (ver Tabla No.1), y de las señales de vida de los fósiles. Por consiguiente, los sedimentos han sido depositados en una región marítima temporalmente algo más profunda en comparación con la Formación Neiba (nerítico profundo hasta como máximo batial medio). El lugar de sedimentación y con él también las sedimentaciones, no era ya tan homogéneo. Diferencias de relieves mayores causaron deslizamientos sin sedimentos en la parte Norte de la Hoja; aquí se hizo claramente notorio la cercanía mayor a la costa, de cuyo lugar fueron transportados detritus en forma de arenisca, fango y arcilla, de las corrientes turbias ricas en energía, las cuales interrumpieron continuamente la sedimentación normal de marga.

Los icnozoenos que aparecen, pertenecen a las facies del Cruziana (huellas de Zoophycus); estos fueron encontrados principalmente en las zonas batimétricas. Según los foraminíferos encontrados por la perforación Candelón 1, se supuso que los sedimentos se depositaron en un medio batial (ATTACHMENT 7:13 en ANSCHUTZ 1982).

2.2.2.2 MIOCENO. CONGLOMERADO INDIFERENCIADO, CONGLOMERADO, MARGA, SUBORDINAMENTE CALCARENISCA Y CALIZA; MIOCENO INDIFERENCIADO:

En el límite norte del graben de San Juan afloran conglomerados marinos cuya posición estratigráfica y tectónica todavía no está ampliamente definida. Estos conglomerados no pueden ser agrupados en ninguna de las formaciones discutidas hasta ahora y por ello han sido presentados en la carta geológica como —Mioceno Conglomerático Indiferenciado.

a) Conglomerado de Cantos Rodados de Caliza:

En Loma de la Bandera, aproximadamente 6 Kms. al Norte de la presa de Sabana Yegua, afloran conglomerados de caliza clara. Estos conglomerados están perpendicularmente y fueron expuestos en una cadena de montañas direccionales morfológicamente significativo en dirección E-W. Los cantos rodados, en su mayoría grava mediana hasta más gruesa, están compuestos casi exclusivamente de caliza clara y dura y probablemente se formaron de rocas de la formación Neiba. El cemento calcáreo arenoso está mayormente fijo y denso. Este cemento le da al conglomerado una apariencia de tipo betonítico.

La edad exacta de la matriz transportadora de conchas dentro del Mioceno, no se pudo delimitar más hasta ahora. En el piso (a propósito con contacto tectónico) aparecen margas típicas de la Formación Sombrerito. El techo está formado probablemente de igual manera, por contacto tectónico a través de conglomerados no consolidados de la Formación Arroyo Seco. El espesor de los conglomerados sólo se puede estimar muy superficialmente en varias centenas de metros, en vista de que fallas direccionales dentro de la secuencia probablemente pudieron ocasionar repeticiones de capas.

Al Oeste del Río Yaque del Sur, afloran a menudo bloques de esos conglomerados dentro de la brecha tectónica (Cap. 2.2.2.6) en la zona de cabalgamiento entre el graben de San Juan y la Cordillera Central. Al Oeste del Río San Juan en la zona de la hoja San Juan (escala 1:50,000) no pudo ser determinado este tipo de conglomerado. Este conglomerado aparece de nuevo posiblemente en la hoja añadida 5873-II Bánica, en posición geológica y tectónica comparable, y fue descrito en el informe de Arick (1941 a: 3-4) posiblemente como —Conglomerado Las Coloradas

b) Conglomerados de Rocas de la Formación Ocoa:

Otro tipo de conglomerado aflora al sur de El Complejo El Muñeco en el límite norte del graben San Juan. Este conglomerado aflora múltiples veces a lo largo del canal de riego que va de la presa de Sabaneta en dirección suroeste, hasta el poblado La Jagua (entre E: 2.58.900, N:20.98.150 hasta E: 2.58.650, N: 20.97.650) más al Oeste aflora bajo el basalto del Cerro Claudio en Cañada Melchor (aproximadamente por E: 2.48.000, N:20.97.800). Los cantos rodados calcáreos solo juegan un papel secundario en este tipo de conglomerado. Los componentes más importantes son cantos de grawacas, arenisca y escombros de la Formación Ocoa. En 196 cantos se trató de determinar la edad de las rocas de origen, y la mayoría de las pruebas determinísticas mostraron una edad típica de Ocoa (Cretácico Superior, quizás en la zona CC14 hasta CC26). Raras veces encontraron cantos típicos de la Formación Trinchera (tonalita y parcialmente de basalto epidotizado).

La mayoría de las capas de conglomerados (de unos pocos cm. hasta dm. de espesor) aparecen en variación con margas y bancos de areniscas calcáreas como es típico para la Formación Sombrerito.

El radio de alcance estratigráfico no se conoce con exactitud. Las pruebas de los horizontes de conglomerados probablemente más viejos provienen del Mioceno Inferior (zonas de nannoplacton Tope NN3 hasta NN4). Las pruebas de capas más jóvenes provienen del Mioceno Medio (NN5). Los conglomerados son discordantes más al sur y están cubiertos por sedimentos no consolidados de la Formación Arroyo Seco. En vista de esto, la transición normal, libre de fallas, a las Formaciones más jóvenes (FM.

Trinchera?) se desconoce y el espesor se estima que es solo de varias centenas de metros.

Estos conglomerados corresponden de acuerdo a la edad y a la petrografía, a las rocas de caja de la Formación Sombrerito, pero también podrían representar una sustitución lateral de facies de cantos calcáreos conglomerados (Cap.2.2.2.2). Hasta que se aclaren las relaciones estratigráficas y de facies ambos tipos de conglomerados son compilados y no se subordinan.

2.2.2.3 FORMACION TRINCHERA. ALTERNANCIA DE MARGA Y ARENISCA, CONGLOMERADO Y ALGUNOS ESTRATOS RICOS EN FOSILES: PLIOCENO-MIOCENO MEDIO:

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 corresponder 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% SiO₂, 13% Al₂O₃, 8% Fe₂O₃ 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 (ver Foto Número 13). 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% SiO₂, 12% Al₂O₃, 6% CaO y 5% MgO (ver Tabla número 3). Con el difractor de rayos X se pudieron analizar el cuarzo y en parte feldespato como

componentes principales, además calcita, hornablenda, clorita y feldespatos 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, plagioclasas, 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. Henningsen (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. Hornablenda 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 decenas 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 decenas de metros, debido preponderantemente a sus acñamientos 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 (—submarine 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 ancho (ver Foto No.14). 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 (Foto No. 15). 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 Sombrero.

El piso de la Formación Trinchera lo forman las margas y calizas de la Formación Sombrero. 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 (Cap. 2.2.2.4).

El radio de alcance estratigráfico se determinó a través de investigaciones de nannoplancton (ver Tabla No.2). 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 nannoplacton 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 comenzó 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).

2.2.2.4. FORMACIÓN ARROYO BLANCO. ARENA, CONGLOMERADO, ARENISCA, MARGA FOSILIFERA, CALIZA CON INTERCALACIONES DE ARENA Y CAPAS DE OSTRAS; PLIOCENO-MIOCENO SUPERIOR:

BERMUDEZ (1949 A:27) y HOFFSETTER (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 concordante 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 divide 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 —Florentinoll.

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 divide 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 (Cap. 3.8).

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 llega 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, o sea, 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.

2.2.2.4 FORMACION ARROYO SECO. CONGLOMERADO GRUESO, POLIGOMICTICO, ALTERNADO CON CAPAS DE ARENISCA, ARCILLA, CALIZA NODULAR: PLEISTOCENO-PLIOCENO:

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. Jimanía, Fm. Las Caobas, Fm. Las Matas, 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-gravilosa denominado a continuación como —Beckenfazies|| (facies de cuenca a facies clásticas más gruesas gravi-pedregosas, el —Randfazies|| o facies del borde, ver Figura número 5). 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 Las Matas de Farfán-San Juan-Guanito-Presa de Sabana Yegua, pertenecen a las facies marginales de la Formación Arroyo Seco.

Como tipo de sedimentos más importantes son mencionados 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 (—subrounded|| hasta —subangular||) son aquí la mayoría de las veces mejor que en las facies del borde (—subrounder — hasta —subangular||). 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 (subrecientes) o si se pueden ver en relación con la génesis de los horizontes de calcretes de fósiles (Ver abajo).

Especialmente en las facies de cuenca afloran muchas capas de limo, arena fina limosa y arena gravilosa (Foto número 17), 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 (Ver Foto número 18), 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, o sea, una cementación del sedimento huésped (—host-materiall). En vista

de ello, la composición química de horizontes de este tipo, es también muy variada, de 8 pruebas de —calcretes^{ll}, libres de grava contenían (ver Tabla No.3) 28-56% CaO, 1-30% SiO₂, 0-7% MgO y 0-4% Fe₂ O₃. 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^{ll} 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^{ll}). 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^{ll} en una matriz calcárea (—Nodular calcrete^{ll} o —Glaebular calcrete^{ll}). A través del crecimiento compacto de nódulos individuales de —calcrete^{ll}, surgen horizontes de calcretas porosas, en parte como panales (—Honeycomb calcrete^{ll}), 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^{ll}) 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 como suelos fósiles, limo rojo de sus productos de redispersión. 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 (ver Foto No.17), bajo varios metros de grava arenosa, mal clasificada y limo libre de cal 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^{ll} (—Calcified soil^{ll}). 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 (ver Cap. 2.2.2.7 y 3.4).

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 Mill. o sea, 1.7 Millones de años, ver Cap. 3.4), 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 puede 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 —calcretel 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.

2.2.2.5 BRECHAS TECTONICAS. BLOQUES DE LAS FORMACIONES TIREO, OCOA, NEIBA, SOBRERITO, ARROYO BLANCO, ARROYO SECO Y CALIZA DE LA FORMACION NEIBA: CUATERNARIO-TERCIARIO:

Entre el río San Juan al Oeste y el Río Mijo al Este, se ha formado con la superposición de la Cordillera Central, en el graben de San Juan, una brecha.

Esta brecha aflora en el borde de la Cordillera Central con unos 1-2 Km. de ancho. En esa zona aparecen las rocas más variadas en el espacio más pequeño, una al lado de otra, de modo tal, que mapearlas por separado no puede ser posible. Estas rocas serán representadas en el mapa geológico como un complejo de capas normales, como —brechas tectónicasl.

Una buena ojeada en la construcción heterogénea de esa brecha la da, entre otros el Arroyo Guanarey, al norte de El Batey (aproximadamente entre E: 2.72.700, N: 20.84.600 hasta E: 2.72.800, N: 20.85.800) y los afloramientos en la carretera que lleva en dirección NNW al oeste de la Cañada Lagartos por Juan de Herrera (aproximadamente de E: 2.65.700, N: 20.89.100 hasta E: 2.66.100, N: 20.89.700).

Las rocas más viejas está representadas por basaltos y tufitas de la Formación Tiroo; además se observan deposiciones de las Formaciones Ocoa, Neiba, Sombrerito, así como conglomerados del Mioceno Indiferenciado. La roca está a menudo totalmente desordenada y cizallada por muchas superficies de fallas sobre las cuales se forman superficies de deslizamiento (espejo de falla).

2.3 SEMIMENTOS DEL CUATERNARIO:

Las deposiciones del Cuaternario son subdivididas según los puntos de vista genético-petrográficos. Una coordinación estratigráfica detallada no puede llevarse a cabo debido a la falta total de fósiles y otras dataciones (paraestratigráfica).

El cambio climatológico mundialmente notado, que ocurrió a más tardar en el Terciario Joven, alcanzó en el Cuaternario su punto máximo (temporal?). Las zonas de los polos de la tierra, así como las zonas limitantes y muchas montañas altas, estaban cubiertas con capas glaciales múltiples enormes, los efectos sobre el clima, en la región de La Hispaniola, hasta ahora no se han investigado. SCHUBERT & MEDINA (1982), consideraron debido a comparaciones con las zonas antiguas cubiertas de glaciares en Sur y Centro América, que partes de la Cordillera Central, en especial en los alrededores del Pico Duarte estuvieron cubiertos con capas duraderas de nieve, o sea, que pudieron estar cubiertos de glaciares. El límite de las nieves eternas de su época ellos lo tomaron a unos 2200-2300 m sobre el nivel del mar. Esas suposiciones no pueden ser confirmadas ni rechazadas a través de observaciones propias.

2.3.1 FORMACION BANDERA:

En el área del cuadrante de San Juan de la Maguana aparecen unidades del volcanismo del Cuaternario en dos regiones opuestas en el SE y NO. Las primeras erupciones tuvieron lugar probablemente en el Pleistoceno. Las últimas actividades se registraron con grandes probabilidades hace pocos miles de años.

En el SE, se eleva la Loma de Los Frailes, cubriendo un área de casi 4 km², en forma de un domo, cuyas zonas cercanas a la superficie y probablemente vulcano-clásticas fueron transportadas de modo tal que hoy solo quedan expuestos pedazos de columnas de espesor grueso. Característica es su posición tectónica, exactamente en el cruce de la falla que delimita el graben de San Juan en el Sur y la falla del Valle del Río Yaque del Sur. Dos apófisis del mismo volcán aparecen a 2 km. hacia el NE.

Se trata, de modo general, de Alkali –Olivina- Basaltos, (refritas, refritas fonolíticas a basaltos foidíferos).

Por primera vez las rocas volcánicas de San Juan fueron mencionadas por LUGWIG en W. SIEVERS (1988), SEABORD (1941/42) tiene en sus mapas las rocas volcánicas en su principal distribución. En MACDONALD, W.D. & NELSON, W.G. (1969) aparece una comparación petrológica entre diferentes provincias de volcanismo cenozoico de La Hispaniola. VESPUCCI (1980/1984) trata en sus artículos el mismo tema con aspectos petrológicos-geoquímicos, el cual hizo una evaluación geomorfológica de fotografías aéreas según la secuencia de edades de las corrientes de lava.

En el NO las secuencias volcánicas se extienden sobre un área de 22 x 16 km., ocupando un área de 100 km² en el valle de San Juan.

La mayor parte del complejo está compuesta de derrames basálticos. Los cuerpos están muchas veces singulares con extensiones hasta más de 10 km.; igualmente aparecen con mucha frecuencia secuencias de derrames donde dos o mas flujos de espesores de pocos hasta más de diez metros sobreponen uno al otro acumulando así hasta más de 200 m. de espesor total. Estas secuencias volcánicas forman mesetas y mesetas, generalmente erodidas con un escalón inclinado hasta el Cuaternario Inferior y/o el Terciario.

Un ejemplo lo es el yacimiento de bombas, volcánicas y de depósitos piroclásticos en Cerro Gordo. Las diversas variedades de esas rocas pueden ser observadas especialmente en Cerro Claudio y en las corrientes de rocas volcánicas al Oeste del mismo.

En algunas localidades todavía hoy se reconocen lugares erosionados y cráteres, de los cuales el mas joven, Cerro Gordo, se conserva especialmente en buen estado.

Las formas de aparición de las rocas volcánicas son muy variadas.

Rocas densas hasta con fenocristales con masa elemental compacta afloran en columnas (Por ejemplo, Loma de Los Frailes, Cerro de Los Barreros entre otras), también afloran en corrientes de lava; por último llevan especialmente en la cercanía a la superficie variedades amigdaloides con rellenos de carbonato y zeolita. Ampliamente distribuidos afloran en parte en la superficie de las corrientes de lava montículos de escoria, en parte con una elevada proporción de poros, no obstante en ningún lugar se observó piedra pómez.

Las características petrográficas de las rocas volcánicas se hacen aseguibles sólo por la composición química debido a la elevada proporción de masa elemental. Los resultados de análisis y las descripciones de láminas están compilados en las tablas.

Según las investigaciones hechas hasta ahora se trata de tefritas, tefritas fonolíticas y basaltos foidíferos con proporciones variables de fenocristales de augitas y olivino en los cuales ocasionalmente reluce la nefelina como componente microscópico secundario.

Respecto a su utilidad técnica se debe resaltar que las rocas volcánicas en la mayoría de los yacimientos observados bajo los rayos solares, se desmoronan en pequeños pedazos poligonales.

Este efecto en la desvitrificación de la masa elemental hace que estas rocas sean inutilizables para muchos usos técnicos.

2.3.2 ABANICOS ALUVIALES – GRAVA, CANTOS Y ARENA; CUATERNARIO INDIFERENCIADO:

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. Depositiones 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 aluviales 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 (cap.2.2.2.1). El grado de redondeamiento de los componentes es malo, especialmente en las partes proximales de los abanicos de cantos rodados (—subangular|| hasta —angular||), en las zonas distales está algo mejor (—subangular||hasta —subrounded||). 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 lomititas (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 (ver cap.2.3.5). Lateralmente se engranan con escombros y rellenos de valles secos (ver cap. 2.3.3), o sea formaciones fluviales (ver cap. 2.3.4). Establecer una frontera exacta a menudo no es posible.

2.3.3 SEDIMENTOS DE PENDIENTES (ESCOMBROS DE CAUCE SECO). CANTOS, GRAVA Y LIMO; CUATERNARIO INDIFERENCIADO:

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 (Foto No. 19).

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 tasas de acumulación de esos sedimentos (más de 100 cm en 1000 años).

2.3.4 TERRAZAS FLUVIALES, VIEJAS Y JOVENES ASI COMO TAMBIEN SEDIMENTOS DEL FONDO DEL VALLE (DEPOSITOS DE RIO). GRAVA, ARENA, CANTOS Y LIMO; CUATERNARIO INDIFERENCIADO:

Deposiciones fluviales 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 gravilosas. 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 (—subangular| y —subrounded| 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. Esto 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 (ver cap. 2.2.25), 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 (ver cap.2.3.5) 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.

2.3.5 “CALCRETES” Y TRAVERTINO:

La distribución de ambos sedimentos no fue incluida en el mapa geológico debido a su espesor y distribución insignificantes. En vista de que estos sedimentos, fáciles de explorar, fueron usados y podrían ser usados como material de aprovisionamiento local de construcción y en parte también para ponerle cal a superficies de uso agrario sobre rocas primarias sin contenido de carbonato, deben ser descritas brevemente.

Las superficies de casi todos los abanicos aluviales de cantos rodados y muchas terrazas antiguas así como superficies de esquistos, están consolidadas por calcretes (-caliche) algunos dm hasta máximo 2-3 mts. de profundidad. Las calcretes se interpretan como formación de suelos (en sentido amplio) I y se originan casi siempre solo en zonas climáticas calientes, en las cuales la condensación eleva la cantidad de precipitaciones (REEVES 1976, NETTERBERG 1980).

Según la clasificación de NETTERBERG (1980), se trata mayormente de —Calcified soil, esto quiere decir sedimento huésped consolidado de calcita-cemento, pero también se muestran inserciones de —calcretel nodular y —Honeycomb calcretel (Ver Foto No.20).

En estos sedimentos el comportamiento climatológico no permite ninguna formación de —calcretes en vez de esto son tronchadas por la erosión joven y son transportadas. Su edad exacta de origen se desconoce.

En algunos lugares se ha formado una masa blanca, blanda, amorfa, de carbonato de calcio, la cual es usada por la población para pintar paredes de chozas o para la construcción de fogatas; esta masa se consigue en muchos lugares por desmonte ocasional. Varios de los desmontes de este tipo, se encuentran entre otros en la carretera que va de San Juan al Cercado (aproximadamente entre los poblados Cardón y la Subida del Palero; (ver Foto número 21), 4 pruebas de ese material mostraron la siguiente composición química promedio (ver Tabla número 3): 50% CaO, 7% SiO₂, 2% Al₂O₃. La calcita es el componente mineralógico más importante; en trazas puede aparecer cuarzo.

En muchas salidas de fuentes, cascadas y en parte también en riachuelos y ríos, se forma travertino surge a través de la precipitación de calcita de agua saturada de carbonato (hidrogen?) de calcio; en la formación de travertino juegan un papel especialmente importante, el aumento de temperatura y la asimilación de CO₂ a través de las plantas (disminución de la solubilidad). Depósitos de este tipo están unidos casi exclusivamente a aguas en las montañas de cal de la Formación Neiba. Mayormente, el travertino es de poca solidez, agujerada-porosa y rica en huellas de hojas y otras partes de plantas, a menudo son cementadas arena y grava, y en algunos riachuelos se han formado pequeñas terrazas de travertino, sobre cuyo borde, parecido a un muelle, se rebosa el agua cayendo como una pequeña cascada a la terraza próxima más profunda. Formaciones de este tipo pueden ser observadas por ejemplo en Río Vallejuelo y sus afluentes, así como en Arroyo Seco (ambos en la Sierra de Neiba) así como también en Arroyo Yabonico, y Arroyo Dajay en Loma El Muñeco.

2.3.6 ACUMULACIONES SINTETICAS:

En el mapa geológico fueron registrados como acumulaciones sintéticas, los terraplenes de las Presas de Sabaneta y Sabana Yegua, depósitos de basura y de escombros de construcción a 1 km. al Norte de Cardón, así como las acumulaciones para la planta clarificadora a 2 km. al Sur de San Juan de la Maguana.

III.- PETROGRAFIA (ROCAS MAGMATICAS)

3.1 FORMACION TIREO:

Las rocas magmáticas de la Formación Tireo, están representadas generalmente por tobas y basaltos. También existen lavas dacíticas y andesíticas.

Entre las tobas se diferencian tobas lapillo y microtobas de composición mineral semejante (Feldespatos, Cuarzo, Clorita, Sericita, Carbonato, Piroxenos, Vidrio volcánico, Leucoxeno).

Las tobas lapilli contienen fragmentos de rocas volcánicas de composición basalto-andesítico, los cuales están cementados con un material criptocristalino, microcristales de cuarzo y feldespatos.

Las microtobas tienen alto contenido de cuarzo y algunos presentan ligera estratificación del material por el cual están compuestas.

La mayoría de los basaltos son piroxénicos, con amigdalas rellenas de cuarzo, con clorita y epidota. Algunos presentan textura dolerítica.

Los resultados de los análisis químicos hechos en Alemania (BGR), fueron ploteados en diagrama (AFM). Según éstos, las rocas basálticas tienen carácter tholeítico, mientras que las tobas son de carácter calco-alcalino.

La línea Mac Donald's (1968) en el diagrama (2) divide dos campos: campo de rocas alcalinas y campo de rocas subalcalinas. Las rocas de la Formación Tireo caen en el campo de las rocas subalcalinas.

3.2 TONALITAS:

Las tonalitas de esta zona tienen carácter leucocrático. El contenido de cuarzo en estas rocas está bastante alto de 30 a 40%. En algunas muestras se observan intercrecimientos entre los feldespatos y cuarzo. Los feldespatos presentan fuerte sericitización. En lugar de ferromagnesianos (Anfíboles o Piroxenos) se presentan clorita y epidota, pero en muy poca cantidad.

3.3 FORMACION NEIBA:

Las rocas magmáticas recolectadas de la Formación Neiba están representadas por basaltos, entre los cuales pueden distinguirse dos tipos:

1.- Basalto amigdaloidal microcristalino; Macroscópicamente son afaníticos de color marrón, con muchas amígdalas y venillas.

Están compuestas por microfenocristales de olivino (0.3 mm) totalmente alterados a iddingstita en una matriz que contiene feldespatos, minerales opacos, iddingstita, filosilicatos, analcima? (inicialmente vidrio). Las amígdalas y vesículas están rellenas de carbonato, analcima, zeolitas.

La textura es porfirítica y hialopilítica.

2.- Dolerita; también contienen vesículas rellenas de clorita y presentan fuerte alteración. Están compuestas por piroxenos, feldespatos, olivinos (totalmente alterados), también se encuentra leucita.

La presencia de los feldespatoides y zeolitas indican un alto contenido en componentes alcalinos. Además son muy ricos en calcio, debido posiblemente a la contaminación de los basaltos con las calizas, (Estos se encuentran interestratificados con la caliza).

3.4 ROCAS VOLCANICAS EN EL VALLE DE SAN JUAN (FM. BANDERA):

En el área de Pedro Corto se encuentran varios afloramientos de rocas volcánicas recientes. Algunos de ellos, parecen ser coladas con bombas volcánicas redondas de diferente tamaño o escorias de formas variadas.

Macroscópicamente éstas rocas se parecen bastante. Son micro-cristalinas de color gris oscuro, con pórfiros y comúnmente contienen vesículas.

Los volcánicos recientes de San Juan se pueden dividir en 3 tipos petrográficos:

1.- Basaltos Olivínicos y Olivino-piroxénicos:

Contienen fenocristales de olivinos y piroxenos, muestran fuerte alteración a iddingstita. La matriz está compuesta por feldespatos, piroxenos, olivinos, micas (poca cantidad). La mayoría de estos basaltos son vesiculares.

2.- Basanitas:

Contienen fenocristales de olivinos y piroxenos. La matriz está compuesta por los piroxenos, nefelina, leucita, opacos con vesículas rellenas de clorita y carbonato.

3.- Tipo Escoria:

Macroscópicamente son rocas de color marrón-rojizo y muy poroso. Contienen fenocristales de olivino (muy alterados a iddingstita) y de piroxeno en una matriz de vidrio volcánico con iddingstita.

Se han hecho análisis químicos de 23 muestras en base a los cuales se han podido clasificar y distinguir los siguientes tipos: Tefritas fenolíticas (basanitas), Foiditas tefríticas y basaltos foidíferos (Diagrama QAPF No. 3).

El componente alcalino ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) es muy elevado y llega hasta un 7%. Los datos ploteados en el Diagrama No. 4 ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2) indican que las rocas tienen carácter alcalino (Diagrama No. 2).

Los Diagramas (5,6,7, y 8) muestran la tendencia de las rocas volcánicas recientes de la zona; estos son: MgO vs. SiO_2 ; CaO vs. SiO_2 ; Al_2O_3 vs. SiO_2 y TiO_2 vs. MgO .

En los diagramas MgO vs. SiO_2 , CaO vs. SiO_2 , se puede observar una relación inversa entre el contenido de SiO_2 y cada uno de esos óxidos, en las rocas.

Es decir, cuando aumenta la cantidad de sílice, disminuye la cantidad de óxidos de magnesio y de calcio.

En el caso del aluminio, la relación es contraria, o sea, con el aumento de sílice se nota cierto aumento del contenido de Al_2O_3 , que podría ser considerado como una relación directa, lo cual no se puede afirmar totalmente debido a que la cantidad de muestras analizadas no es suficiente. En Diagrama 8 se observa una relación inversa entre el contenido de MgO y TiO_2 .

Los opacos en estas rocas son muy abundantes, los cuales son: Magnetita, Ilmenita, Martita, Leucoxeno, Limonita, y, en algunos se observan: Cromita y Lepidocrocita. La magnetita se encuentra solamente en relictos y, siempre está martitizada.

IV.- TECTONICA

Una sinopsis sobre el comportamiento tectónico de la Hispaniola en el marco total de las Islas Caribeñas la dieron en los últimos años entre otros BUTTERLIN (1977), LEWIS (1980 b), MANN (1983) y NORCONSULT (1983).

La interpretación de la geología estructural de la zona, resultó ser un poco difícil, debido en gran parte, a que solo se cuenta con datos coleccionados en la superficie, apoyados en imágenes de satélite y fotos aéreas; lo cual no permite el dominio completo del tema. Para facilitar la descripción de la zona se ha dividido el cuadrante en 4 zonas geológico-tectónicas descritas a continuación: (ver mapa tectónico).

4.1 SIERRA DE NEIBA:

La Sierra de Neiba representa la extensión oriental de las montañas Noires en Haití, cuya dirección general regional es de 115° . Las estructuras presentes en el cuadrante representan el flanco septentrional-oriental de dicha sierra, caracterizado precisamente por la presencia dominante de conjuntos geoestructurales de tipo anticlinal y sinclinal a gran escala, así como por fallas de envergadura y relevancia geotectónicas.

4.1.1 ANTICLINALES:

De Norte a Sur se tienen: los anticlinales que forman las lomas de la Pascuala y Jayaco, denominado por DOHM (1941) La Ranca. Estos anticlinales fueron considerados primeramente como una sola estructura continua, pero en realidad no lo son. Su núcleo está formado por las calizas de la Formación Neiba.

Localizado 4 ó 5 Km. más al sur se encuentra el anticlinal formado por las lomas El Aguacate de los Pérez-Laguna Guardarraya, el cual es el mayor rasgo geoestructural conocido en la Sierra de Neiba, no obstante, se tienen problemas para su delimitación segura, ya que el mismo no se presenta claramente delineado. Se extiende por más de 35 Kms. El flanco septentrional tiene un buzamiento más fuerte que el meridional. Existen, además, estructuras adicionales menores acompañando a este sinclinal, cuyo núcleo está compuesto de calizas de la Formación Neiba.

En el extremo Sur-Oeste del cuadrante se tiene el anticlinal formado por la loma llamada "El Habrá de Las Yayas", cortado sub-diagonalmente por el río Vallejuelo. Al igual que los anteriores, el núcleo se compone casi exclusivamente de calizas tipo micritas, con relativa abundancia de pedernal en lentes y/o nódulos. Además el flanco septentrional no está bien definido, mientras que el meridional lleva un buzamiento aproximado de 55° .

Más al Este de dicho anticlinal se localiza el anticlinal formado por la loma llamada "El Capac" (Breuner, 1985), el cual se encuentra bisectado por una falla normal (?). En dicho cuadrante solo aparecen los extremos Este y Oeste del anticlinal, el cual está intersectado por el río Los Baos. Está compuesto principalmente de caliza de la Formación Neiba.

4.1.2 SINCLINALES:

Los sinclinales presentes no son de tanta relevancia como los anticlinales. Entre ellos, se destacan los formados por las depresiones llamadas: El Palmar, El Pinar, Derrumbadero y el más importante el de Vallejuelo, el cual fue mapeado tentativamente por DOHM (1941).

Tienen la particularidad de que las rocas aflorantes en todos ellos, son las alternancias de margas y calcareniscas de la Formación Sombrerito. Este fenómeno es debido a que tales estructuras no son propensas a la erosión, ya que más bien están protegidas a causa de su mismo modelado morfológico depresivo, a manera de cuenca, razón a la vez por la cual se localizan acumulaciones de derrubios a menudo.

4.1.3 FALLAS:

Todas las fallas que se encuentran en esta zona son normales; siendo algunas de ellas de gran longitud regional, como la que separa la Sierra de Neiba del graben de San Juan. Esta se puede apreciar muy bien en imágenes de satélite, lleva un rumbo aproximado NW—SE, con un ligero buzamiento al Sur. Esta falla en la mayoría de los afloramientos de campo, esta subyaciendo a depósitos de talud y en los mejores casos se manifiesta con una especie de farallón con una diferencia de nivel de 10-15Mts. de altura.

Se realizaron estudios geoestadísticos de fracturas (diaclasas) presentes en las calcareniscas de la Formación Sombrerito y una en la Formación Neiba, obteniéndose dos direcciones principales perpendiculares entre sí (Diagrama No. 9, a, b, c, d, e, f, g, h, i).

Las edades de estas fallas normales no se sabe con exactitud, pero se puede decir que en esta zona son posterior al Mioceno, y su origen tiene mucho que ver con el levantamiento de la Sierra de Neiba.

4.2 GRABEN DE SAN JUAN:

Esta zona geológico-tectónica se encuentra ocupando la parte central del cuadrante y está formada por los sedimentos clásticos de edad Terciaria.

Dentro de algunas Formaciones clásticas se encuentran capas resistentes de conglomerados, caliza arrecifal y arenisca, que forman alineaciones muy llamativas en fotos aéreas con un rumbo preferencial NW—SE. Estas capas están bien consolidadas.

En la parte Sur del graben las capas buzaban al Norte, en el centro son sub-horizontales y en la parte Norte buzaban al Sur. Normalmente, ya que en algunos lugares pueden aparecer capas volcadas.

Dentro de la región central del graben, se encuentran localizados 21 perfiles sísmicos los cuales están entre las ciudades de Las Matas y San Juan. Estos dan una idea estratigráfica hasta algunos kilómetros de profundidad; el problema de estas líneas sísmicas es que no llegan hasta los límites del graben, por lo que es difícil interpretar el comportamiento subterráneo de estas Formaciones en dicha zona.

Todas las Formaciones en el graben tienen un rumbo preferencial NW—SE, comprobándose por las alineaciones de las imágenes de satélite (Diagrama No. 10 a y b).

También se realizaron mediciones de diaclasa en 4 lugares diferentes del graben, 3 lugares correspondientes a la Formación Trinchera y una a la Formación Neiba. Con estos datos se realizaron diagramas de Rosa para cada uno de ellos (Diagrama No. 9), correspondiendo el diagrama f y g a las direcciones esperadas (NW—SE). En esta zona, para el diagrama h-i tiene una dirección diferente que podría corresponder al rumbo de la falla que está localizado a lo largo del río Yaque del Sur.

4.2.1 FALLAS:

Existen dos sistemas de fallas principales: El primer grupo tiene un rumbo preferencial NW—SE, son continuas por varios kilómetros de largo y todas son normales. Dentro de este grupo se encuentran las fallas que separan el graben de: la Sierra de Neiba (al Sur), la Cordillera Central al Norte (ver Figura 7). Estas fallas son posteriores del Mioceno.

El segundo grupo de fallas tiene un rumbo preferencial NE—SW, son poco continuas y son normales. Las principales fallas de este grupo se localizan en la región NE del cuadrante, ubicadas a lo largo de los 3 ríos principales de la zona, como son el Yaque del Sur, Mijo y San Juan; en estas zonas no han encontrado algunos desplazamientos horizontales lo que evidencia que estas fallas, por lo menos en esta zona, son más jóvenes que el primer grupo; estas tres zonas forman pequeños graben dentro del graben principal de San Juan.

4.3 COMPLEJO LOMA EL MUÑECO:

Esta zona se encuentra en el límite NW de la Hoja San Juan, su posición geológico-estructural es diferente a la zona de la Cordillera Central y al graben de San Juan. No se conoce el contacto entre este complejo y la Cordillera Central, que podría quizás estar más al Norte.

4.3.1 ANTICLINAL:

Dentro de este complejo se localiza el anticlinal formado por la Loma El Muñeco, cuyo eje tiene rumbo WNW—ESE y su núcleo está formado por calizas paleógenas de la Formación Neiba. El flanco Sur del anticlinal está formado por margas y calcareniscas de la Formación Sombrerito. Este anticlinal se eleva 1,000 mts. sobre el graben de San Juan.

4.3.2 FALLAS:

Todas las fallas del complejo tienen una dirección preferencial NW—SE. La falla más meridional forma al mismo tiempo la vía principal de ascenso de las lavas basálticas, las cuales se depositaron en la parte NW del graben de San Juan durante el cuaternario.

Dentro del complejo El Muñeco y de la Formación Sombrerito, existe una falla de cabalgamiento, la cual puede estar originada por las presiones de la Cordillera Central y el graben; más al Norte de esta falla se localizan varias fallas que no tienen ninguna relación geológica con la roca volcánica que aflora en la zona.

4.4 CORDILLERA CENTRAL:

Esta zona desde el punto de vista tectónico es muy compleja, a esto hay que agregar la poca información estructural que se tiene de ésta. Se contó con la ayuda del especialista alemán Dr. Mollat, quien realizó la foto-interpretación de toda la Hoja.

La Cordillera Central, cuyo flanco Sur atraviesa la zona diagonalmente en dirección WNW—ESE, siendo la estructura de mayor relevancia en la región, y una de las más importantes de la isla.

En esta zona aparecen rocas de tipos muy diferentes: tonalitas, tobas y basaltos, así como esquistos y grauwacas, las cuales de acuerdo a la edad, pertenecen al período del Cretáceo y/o del paleógeno. Estas rocas fueron plegadas en varias fases durante el Cretácico y el Terciario, las cuales fueron intensamente sometidas a tectonismo, produciendo en algunas de ellas exfoliaciones (Fm. Ocoa).

Probablemente durante el Neógeno estas rocas fueron empujadas en forma de cabalgamiento en dirección Sur hasta Sur-Oeste, sobre las deposiciones del graben de San Juan. La base de esta zona se distingue por una brecha tectónica compuesta por rocas de ambas unidades geológicas (grietas de San Juan-Cordillera Central).

Cuatro grandes fallas de cabalgamiento sub-paralelas entre sí cruzan la Hoja en dirección aproximada NW—SE, separando las principales unidades aflorantes en la zona. La mayor de estas fallas constituye posiblemente un ramal de la falla San Juan-Los Pozos, la cual pone en contacto a las Formaciones Tireo y Ocoa, produciéndose un cabalgamiento de la primera unidad sobre la segunda.

Al Norte de esta falla está localizada la segunda falla de importancia, la cual separa la Formación Tireo en sus dos secuencias; la secuencia inferior cabalga sobre la secuencia superior.

Las dos fallas restantes, delimitan la zona de Brecha Tectónica, la cual se ha formado como consecuencia de esfuerzos compresionales entre los sedimentos de la Formación Ocoa de la Cordillera Central sobre los sedimentos Terciarios del grietas de San Juan. Dentro de esta zona se observan resultados de las fallas de cabalgamiento, denominado "CLÍPER", los cuales están compuestos de calizas de la Formación Neiba. Estas se pueden observar en la Loma La Pelada, Loma de Agua y Loma Las Cañitas.

Se realizó un diagrama de Rosa en base a las direcciones de los alineamientos en las imágenes de satélite, observándose que existen tres direcciones preferenciales (Ver Diagrama No. 10a, b). Mientras que los rumbos medidos en el campo tienen una dirección NW-SE.

V.- GEOMORFOLOGIA

5.1 GENERALIDADES:

El cuadrante de San Juan de la Maguana, comprende un área que se caracteriza desde el punto de vista geomorfológico por su heterogeneidad. Esto se debe en primer lugar, a que abarca porciones de tres (3) de las veinte (20) regiones morfológicas, en la cual se divide la República Dominicana, es decir, sectores de la Cordillera Central, Valle de San Juan y Sierra de Neiba.

Además, un análisis más detenido permite introducir ulteriores subdivisiones, en el seno del Valle de San Juan. Por las razones antes expuestas, quien escribe consideró conveniente dividir el área del cuadrante en seis (6) sub-áreas morfológicas bien definidas para una mejor comprensión de las principales características geomorfológicas del cuadrante.

Las sub-áreas son las siguientes:

- A. Zona abrupta de la Cordillera Central.
- B. Relieve calcáreo al Oeste del Río San Juan.
- C. Área montañosa de Sierra de Neiba.
- D. Faja de pie de monte de la Sierra de Neiba.
- E. Región de las Mesetas Volcánicas.
- F. Depósitos Aluvionales Recientes.

Cada una de las sub-áreas morfológicas se relaciona con los rasgos litológicos y/o estructurales, al punto que puede haber una casi total superposición del Mapa Geomorfológico sobre el Geológico.

5.2 DESCRIPCIÓN DE LAS SUB-AREAS:

5.2.1 ZONA ABRUPTA DE LA CORDILLERA CENTRAL:

Esta ocupa todo el sector del cuadrante situado al Este del graben del Río San Juan y al Norte del Valle San Juan desde el Río Jínova hasta el límite Este del cuadrante. En ésta el relieve es elevado y abrupto, aunque las alturas tienden a disminuir hacia su parte meridional y sur occidental, coincidiendo esta disminución con los cambios litológicos, es decir, al paso de las unidades volcánicas a las unidades flyschoides del Paleógeno-Campaniano Superior y otros más recientes. La topografía comprende en la parte más elevada una serie de espolones, separados por profundos valles en forma de V. La parte superior de dichos espolones es relativamente aplanada. Mientras que los valles presentan vertientes bastante inclinadas, y su profundidad tiene relación directa con el caudal del curso de agua que recorre el Valle. La densidad de avenamiento es considerable, debido a que los terrenos son sustancialmente impermeables y la precipitación es elevada, mientras que la temperatura es suavizada por la altura, disminuyendo así la evaporación y la evapotranspiración. Los cauces mayores muestran un claro control estructural debido a que frecuentemente presentan patrones rectangulares un ejemplo particularmente evidente es el caso del Río Mijo y el Río Blanco, entre otros.

El gradiente de los cursos de aguas de primero (1ro.) y segundo (2do.) orden es bastante elevado, mientras que en el caso de los ríos de tercer (3er.) y cuarto (4to.) orden el gradiente es medianamente elevado debido a que la intensa erosión ha rectificando parcialmente el perfil longitudinal del cauce.

En la parte formada por rocas sedimentarias, que ocupa el sector meridional y occidental de la sub-área, el relieve es mucho menos elevado, sin embargo más abrupto, porque está recortado por un sin número de pequeños valles, debido a la gran erodibilidad de las rocas calcáreas, conglomeráticas, margosas, etc.

La densidad de avenamiento tiende a hacer bastante elevada y los cauces presentan un control estructural menor que la zona más elevada, aunque los cauces mayores sigan presentando a veces patrones rectangulares como por ejemplo el Río Jínova y el Arroyo Mogollón. En algunos lugares aparecen indicios de patrones dentríticos, pero no muy marcados.

En el extremo Sureste de la zona, se destaca un bloque sub-circular más elevado, que el relieve circundante presenta, que presenta forma de cono trunco en el cual la densidad

de avenamiento es baja y los cauces presentan un patrón radial. Se trata del masivo volcánico de Loma de Los Frailes.

5.2.2 RELIEVE CALCÁREO AL OESTE DEL RIO SAN JUAN:

Este sector abarca una extensión reducida al Norte de La Jagua al Oeste del graben del Río San Juan. Se trata de un conjunto de lomas calcáreas domiformes que alcanzan su máxima elevación en Loma El Muñeco. En conjunto se trata de un relieve moderadamente abrupto, en el cual Loma El Muñeco constituye un anticlinal buzante hacia el Este.

La densidad de avenamiento es baja, especialmente en Loma El Muñeco, debido a que la naturaleza litológica de la caliza, ha dado lugar a una topografía semi-cárstica, en la cual los cursos de aguas menores tienden a parar a cauces subterráneos. Mientras que los medianos presentan escorrentía efímera solamente después de fuertes aguaceros, este hecho se refleja en la escasa profundidad de los valles de dichos cursos de aguas.

La naturaleza semi-cárstica de la subárea es comprobada también por la presencia de algunas dolinas de moderada extensión. El arroyo Dajay es el único curso de agua perenne. Dicho arroyo se encuentra en el contacto entre las calizas y una zona (la Cañita de Naranjo), constituida por rocas volcánicas, en la cual como es de esperarse la densidad de un avenamiento es mayor y no hay pérdida considerable por infiltración hacia el suelo. Otros rasgos morfológicos destacados del Arroyo Dajay, son dos (2) estructuras en Bayoneta que marcan el trazado de sendas fallas sub-perpendiculares al cauce.

Los otros cauces mayores (Arroyo El Palmar y Corozal, etc.), denotan también control estructural.

El límite meridional de ésta sigue aproximadamente el trazo de una gran falla de cabalgamiento arqueada, que va desde el emplazamiento de Sabaneta hasta aproximadamente el Centro La Cabulla.

5.2.3 AREA MONTAÑOSA DE SIERRA DE NEIBA:

La Sierra de Neiba ocupa todo el sector suroccidental del cuadrante y se destaca claramente del Valle de San Juan y de su Pie de Monte, por el cambio brusco de la topografía que sube rápidamente hasta cotas considerables más notables en el Oeste que en el Este (Loma La Pascuala, 1447 m.s.n.m., Loma Jayaco 1472 m.s.n.m.), formando una notable escarpa de falla.

La litología es siempre sedimentaria (caliza, conglomerado, arenisca, marga, etc.).

Morfológicamente, la característica más sobresaliente es la presencia de una serie de lomas en forma de domos alargados en sentido noroeste-sureste, los cuales constituyen la expresión morfológica de ejes sinclinales, mientras que unas depresiones bastante marcadas, sub-paralelas a los ejes anticlinales constituyen la expresión morfológica de sinclinales entre los cuales el más marcado es el del Valle del Río de Vallejuelo.

La densidad de avenamiento varía entre mediana y elevada y el patrón de drenaje de los cursos de agua menores en gran parte está claramente controlado por las estructuras

anticlinales y sinclinales desarrollándose perpendicularmente a los ejes. Los cursos de aguas mayores, en particular el río Vallejuelo y el Arroyo Blanco, corren a lo largo de los ejes sinclinales. Los valles pluviales no se presentan por lo general muy encañonados, salvo algunas excepciones en los alrededores de Loma de Las Yayas, debido quizás a la presencia de caliza más compacta.

A menudo las calizas representan los núcleos de los anticlinales y en ellas aparecen rasgos de topografía clástica aunque bastante inmadura, esto porque las colinas son muy escasas e incipientes. Sin embargo existen depresiones, las cuales podrían ser Poljes en formación¹.

El sector oriental al Este de la zona de La Palma Cana, presenta un relieve suave y redondeado que no alcanza nunca grandes alturas, debido a su litología erosionable.

(1) Longo, F. Informe Geológico Preliminar de la Hoja Topográfica 5972—III Derrumbadero. D. G. M., 1987. 71 p.p.

5.2.4 FAJA DE PIE DE MONTE DE LA SIERRA DE NEIBA:

Se trata de una faja que separa la Sierra de Neiba del Valle aluvional propiamente dicho. Con una anchura que varía entre 4 y 5 Kms. y está ocupada por litología sedimentaria perteneciente a las Formaciones Arroyo Blanco, Arroyo Seco y Trinchera.

El relieve es siempre moderado y se destaca por presentar una serie de dorsales alineadas en sentido noroeste, suroeste, paralelas a las fallas regionales que delimitan hacia el Sur el Valle de San Juan, todas estas dorsales están integradas por materiales más resistentes a la erosión que el que constituye a la zona circundante.

La densidad de avenamiento es baja, y el único patrón observado es el paralelo, con cursos de agua generalmente intermitentes que corren perpendicularmente a la dirección de las dorsales. En algunos lugares el patrón se convierte en anárquico (sin dirección definida). Los valles de estos cursos de agua son generalmente poco profundos.

5.2.5 REGIÓN DE LAS MESETAS VOLCÁNICAS:

Esta sub-área constituida en parte por grandes flujos basálticos y en parte por materiales sedimentarios, ocupa una zona situada al Oeste del graben del Río San Juan, entre la sub-área calcárea al Norte y Valle Aluvional al Sur. La morfología de los materiales lávicos es muy característica tratándose de mesetas alargadas con parte superior relativamente llana y bordes que descienden abruptamente varias decenas de metros a los terrenos sedimentarios que se extienden entre las mesetas. En la parte superior las mesetas presentan muy poca escorrentía, por la elevada permeabilidad de los materiales que la integran. En la zona sedimentaria la densidad de avenamiento es baja y los cursos de agua tienden a presentar diseños dendríticos aunque no muy marcados. En conjunto el relieve es bastante suave, destacándose solamente algunos cerros de origen volcánico entre los cuales se destaca Cerro Gordo (829m.s.n.m.).

5.2.6 DEPÓSITOS ALUVIONALES RECIENTES:

Estos terrenos ocupan principalmente una faja situada en la parte central del Valle de San Juan, y se extiende lateralmente también en el fondo de los grabenes que penetran

en el Norte hacia la Cordillera Central (Río San Juan, Jínova, etc.). Se trata de un área de terrazas y abanicos fluviales, que en algunos lugares se entremezclan con las extremidades meridionales de las coladas basálticas. Las terrazas más típicas se desarrollan a lo largo de los mayores ríos, en particular el Río San Juan, en donde se podrían diferenciar tres (3) niveles². La densidad de avenamiento es moderada a baja y los ríos representan cauces meandriiformes, especialmente en el sector oriental con gradiente moderado, los cauces son bastantes definidos y casi no presentan indicios de anastomozamiento. Existe una relación de proporcionalidad directa entre el radio de curvatura de los meandros y el caudal de los cursos de aguas.

(2) Morrobel, R. "Informe Geológico Preliminar de la Hoja Topográfica 5972-1* Pedro Corto". D. G. M., 1986, 84 P.P.

VI.- HISTORIA GEOLÓGICA

En la última década el concepto de Placa Tectónica hace entender y descifrar la evolución de muchas de las estructuras geológicas. El estudio en la Isla La Hispaniola es deficiente y aún más lo es el conocimiento sobre estos temas. La edad, litología, y la relación de varias rocas y tipos de ellas, necesitan mucho más reconocimiento. Por esto es un poco de especulación hablar sobre la Historia Geológica de la Hispaniola y por ende de la Hoja de San Juan. Pero se tratará de dar una idea al respecto.

6.1 CRETACICO. (FM. TIROO Y FM. OCOA):

Las rocas volcánicas y sub-volcánicas encontradas en la parte Noreste de la Hoja de San Juan, indican el vulcanismo del arco insular y de ahí presumiblemente fueron introducidas a la litosfera bajo presión. Al comienzo del cretácico el vulcanismo fue predominantemente marino, y las crestas del arco insular se infiere que estaban sumergidas bajo el nivel del mar en ese tiempo, ya que el arco aún estaba en la etapa de desarrollo juvenil.

Cerca del Cretácico Superior, la revolución laramide afectó a todas las grandes antillas. (BUTTERLIN, 1960). El foco de esta orogenia se movió al este con el tiempo. Bowin, dice que el piso maastrichtiano fue el de mayor deformación y levantamiento; BUTTERLIN dice que fue de gran orogenia, durante y después del piso Maastrichtiano.

Comienzan en el Cretácico Superior las intrusiones de tonalitas de hornblenda, incluyendo en sus partes superiores restos de las Formaciones anteriores (Fm. Tiroo) parcialmente reabsorbidas y/o transformadas en rocas metamórficas de contacto).

En el Campaniano Superior, comenzó la sedimentación de los fragmentos volcanoclásticos, junto con depósitos de caliza en menor proporción, acumulándose estas rocas en el flanco Sur de la Cordillera Central, es decir, en la zona Noroeste de la Hoja; esto se debió al levantamiento ya que se depositaban los fragmentos provenientes del mismo; estos clastos continuaron depositándose hasta el Paleoceno (Fm. Ocoa).

Este tipo de deposiciones se formaron en aguas de poca profundidad, relacionadas con la actividad geosinclinal.

Durante este período predominó la actividad volcánica.

6.2 PALEOCENO (FM. OCOA, FM. NEIBA, FM. SOMBRERITO):

En la mayoría de las regiones de La Hispaniola, existe marcado un hiato entre el Cretácico y el Terciario y usualmente no existe registro del Paleoceno. Se piensa que la depositación de la Fm. Ocoa llega hasta el Paleoceno, en algunas determinaciones de foraminíferos se obtuvieron edades del Paleógeno hasta el Neógeno y algunas determinaciones claras del Paleoceno hasta del Mioceno.

Lo que si se puede describir es que la sedimentación comenzó en el Cretácico Superior, continúa en el Paleógeno formándose pizarras calcáreas, lutita, argilita, caliza y arenisca calcárea. Durante dichas deposiciones, la actividad intrusiva (tonalita) continuó. En este período (Paleoceno), no hubo definitivamente metamorfismo ni actividad volcánica a gran escala a excepción de la descrita más adelante.

En la parte norte de la hoja (Complejo Loma El Muñeco), comienza la deposición de las calizas de la Formación Neiba y luego la misma caliza comienza a depositarse más lejos, al Sur de la Hoja. En un medio sedimentario batial con profundidades de 200 a 800 mts. El cambio de facies al Norte de la Hoja comenzó alrededor de 5 millones de años más temprano y se impuso sucesivamente de Norte a Sur.

Estas deposiciones cubren una zona de depósitos abiertos, totalmente marinos del nerítico profundo hasta el batial superior con sedimentación calcárea uniforme. La misma estaba ampliamente libre de afluencia de detritus de tierra firme y duró por lo menos 15 millones de años.

A través de procesos de resedimentación de tipo turbidita, se depositaban sedimentos de zonas marinas planas por corto tiempo. Estas zonas marinas planas se supone que son de una zona perteneciente a una costa que se encuentra un poco más al Norte con arrecifes coralinos antepuestos. Posiblemente en estas regiones se originaron las rocas volcánicas dentro de la Fm. Neiba y sería la última actividad volcánica del Terciario.

En el Oligoceno Superior continúa la deposición en el Norte de la Hoja, depositándose diferentes tipos de materiales incluyendo escombros de corales y otros restos de fósiles que han sido transportados de una distancia probablemente no muy larga, ya que la mayoría de las partículas de los corales son a menudo de algunos dm de largo y corales ramificados muy frágiles son relativamente grandes y están poco rodados por el transporte (Fm. Sombrerito).

6.3 NEOGENO (FM. SOMBRERITO, FM. TRINCHERA, FM. ARROYO BLANCO):

Durante el Mioceno Inferior, la Cordillera Central continúa su levantamiento y se erosiona, llegando estos detritus a la parte más al Norte de la Hoja, así se comienza la sedimentación, ya no tan homogénea como en el período anterior. Diferencias de relieves mayores causaron deslizamientos; aquí es claro la cercanía a la costa, y de cuyo lugar fueron transportadas detritus en forma de arenisca, fango y arcilla (Fm. Sombrerito).

Durante la misma época en el Sur de la Hoja continúa la sedimentación de roca caliza, sin influencia de detritus, por lo lejano que se encuentra de la costa (Fm. Neiba).

Ya en la parte superior de la época Mioceno Inferior y parte inferior del Mioceno Medio, los sedimentos han sido depositados en una región marítima temporalmente algo más profunda (nerítico profundo hasta como máximo batial medio).

Después de la sedimentación interrumpida de marga, arenisca calcárea, escombros de corales, etc., se le ofreció a los comedores de sedimentos, (traídos por turbiditas y correspondientes a sedimentos aún no consolidados), un habitat apropiado por un período corto de tiempo; el período de tiempo fue determinado por la velocidad de la sedimentación de la marga.

En la parte Norte de la Hoja, comienza la sedimentación en un medio marino nerítico, formándose alternancia de marga y arenisca y en algunas zonas conglomerados (Fm. Trinchera).

En el Mioceno Superior, la sedimentación fue casi homogénea, depositándose sedimentos en un medio marino que va desde el batial medio hasta el nerítico superior, esto va conjuntamente con la edad, ya que la cuenca con el tiempo fue llenándose de grandes cantidades crecientes de escombros erosiónales continentales del Norte de la Cordillera Central. El relleno se hizo principalmente de turbidita; las turbiditas son más gruesas según se acercan a la costa. Estas turbiditas se engranan con sedimentaciones 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 comenzó la época Plioceno.

Durante el Plioceno, la zona estaba en un medio marino del nerítico superior (litoral). Se depositaron sedimentos de poca profundidad cercanos a la playa, a menudo solo pocas decenas de mts.

De los ríos que ya estaban formados, fueron transportados grandes cantidades de escombros de tierra firme y lanzados al mar sobre pequeños deltas o abanicos de sedimentos submarinos. En algunas zonas parciales, el crecimiento de arrecife fue posible pero interrumpido continuamente por escombros de gravas. En algunos lugares y temporalmente se formaron zonas aisladas con condiciones hipersalinas. (Fm. Arroyo Blanco).

6.4 CUATERNARIO (FM. ARROYO SECO, FM. BANDERA, TERRAZAS Y ABANICOS ALUVIALES):

Durante el período Cuaternario comienzan las deposiciones de facies continentales, con aportes de sedimentos terrígenos y aluviales, siendo los clastos más grandes al Norte y menos en el Sur.

Después de la retirada del mar y con el levantamiento y superposición de la Cordillera Central en la zona, en el límite Sur de las Montañas Jóvenes, se formaron grandes abanicos aluviales, estos penetraron en la zona del hoy Valle de San Juan, debido a la erosión de escombros de la Cordillera Central hacia el Sur. Los ríos transportaron el material fino en especial, hasta el centro del lugar de deposición, donde fueron depositados como arena y escombros en una llanura aluvial y posiblemente también fueron depositados en pequeños lagos.

Durante este período, después de la deposición de la Formación Arroyo Seco se formaron los anticlinales y sinclinales así como también se originaron todas las fallas de la zona que podrían ser de época Plioceno.

Algunas fallas podrían estar relacionadas con las deposiciones de basaltos alcalinos que se encuentran en la región NW del graben de San Juan. Las escorias y bombas volcánicas son el producto de por lo menos 6 conos volcánicos localizados en la zona.

Luego de estos acontecimientos geológicos, comenzaron los depósitos de génesis aluvial y se produjo el levantamiento de algunas terrazas. Las deposiciones de arena, grava y limo de génesis fluvial continúan hasta la actualidad.

VIL- GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1 RECURSOS HIDRICOS:

En el cuadrante de San Juan de la Maguana, la principal característica hidrológica es la escasez de los recursos superficiales salvo pocas EXCEPCIONES, impuestas por problemas geológicos y climatológicos, ya que la precipitación no es muy abundante, decreciendo casi por completo en el invierno. Además la filtración y la evapotranspiración es muy elevada llegando esta última incluso a superar las precipitaciones. Toda la escorrentía tanto superficial como subterránea va hacia el centro del valle de San Juan, desde la Cordillera Central y la Sierra de Neiba, drenando hacia el Río Yaque del Sur al Este y al Macasia al Oeste. Aparecen otros ríos de importancia como el Mijo, San Juan y Las Cuevas, siendo el principal de todos el Yaque del Sur con una superficie de cuenca de 5,345 Km² y un caudal medio de 1.28 x 10³ m³/año.

Desde el punto de vista hidrogeológico no se da el mismo caso, ya que el control que ejercen los factores geológicos sobre todo en la parte baja del valle con el predominio de los materiales altamente permeables lo cual le da al área grandes extensiones de acuíferos, que daría a la zona un alto potencial de aprovechamiento de éstos, lo cual no es necesario a gran escala en la parte oriental ya que los recursos superficiales de la zona están siendo muy bien explotados por la red de canales de riego provenientes de los embalses de Sabaneta y Sabana Yegua en los Ríos San Juan y Yaque del Sur respectivamente. No pasa lo mismo en el Oeste donde no han sido desarrolladas las Redes Hidrogeológicas Superficiales.

Las principales posibilidades acuíferas de la región están en los depósitos de los Ríos cuyos cauces actuales son relativamente jóvenes ya que no se observan meandros de importancia, formando grandes extensiones de terrazas con gran potencial de aguas subterráneas; además los abanicos aluviales de mucha participación en el área son excelentes reservas hidrogeológicas, caudales moderados podrían rendir los conglomerados y calizas del Plioceno y Mioceno. La Formación Arroyo Seco compuesta por proporciones variables de arenas, gravas, conglomerados y arcilla arenosa, estaría conectada hidrogeológicamente con las grandes áreas de terraza y podría definirse como un solo acuífero de relleno aluvional.

En cambio, las Formaciones Trinchera y Sombrerito, por su gran contenido de margas se comportan como acuicludos. La Formación Arroyo Blanco que tiene capas de margas y está compuesta en su mayoría por grandes espesores con mucha permeabilidad como

lo son las capas de arena y los conglomerados, puede considerarse como buen acuífero teniendo como base la Formación Trinchera.

La parte Noreste del cuadrante (La Hoja Topográfica de Juan de Herrera), presenta muy poca posibilidad para la explotación de aguas subterráneas, ya que está compuesta en su mayoría por rocas ígneas impermeables. Aun así, del punto de vista superficial es la que mayores recursos presenta por ser la parte más elevada y por donde drenan los ríos provenientes de la Cordillera Central, y al mayor coeficiente de escorrentía promedio de toda el área.

Hasta la fecha no se conoce ningún estudio que cuantifiquen los caudales que puedan aportar estos acuíferos ya que la gran mayoría de los pozos perforados en el área son casi exclusivamente para consumo doméstico y son operados mediante malacates, en un programa desarrollado por la Secretaría de Estado de Salud Pública y el Instituto Nacional de Aguas Potables y Alcantarillado (INAPA), para el suministro del agua a las viviendas rurales de la zona.

7.2 DESCRIPCION DEL MAPA DE CARACTERISTICAS GEOTECNICAS:

El Mapa de Características Geotécnicas es parte del conjunto de Mapas Temáticos que son presentados en la edición del Mapa Geológico del Cuadrante de San Juan, escala 1:100,000.

La elaboración de dicho Mapa Temático, se ha basado en el mapeo geológico realizado previamente por el equipo de Geólogos de Campo que trabajó en el cuadrante, con el soporte de los resultados obtenidos en los diferentes ensayos de carácter geotécnico llevados a cabo durante los trabajos de campo.

Las unidades geológicas bases, han sido reagrupadas y divididas en "Formaciones Superficiales y Sustrato". Las formaciones superficiales abarcan los materiales no-consolidados que generalmente están conformando las terrazas aluviales de diferentes niveles, los sedimentos de Talud, los Abanicos Aluviales y la parte no consolidada de la Formación Arroyo Seco. De esta manera en el mapa se distinguen cuatro grupos de materiales distintos formando lo que hemos llamado "Formaciones Superficiales".

El sustrato se compone de los depósitos consolidados pertenecientes a épocas geológicas más anteriores que los depósitos considerados dentro de las "Formaciones Superficiales". Estos depósitos que conforman el sustrato, en la zona de trabajo han sido mapeados como: Formación Arroyo Seco (consolidado), Trinchera, Sombrerito, Ocoa y Tiro; las rocas volcánicas recientes, las rocas intrusivas y la zona del melange tectónico. En el mapa de características geotécnicas han sido reagrupados los depósitos, tomando en consideración su grado de consolidación, su capacidad de carga, permeabilidad y asientos previsibles; de tal manera que se tienen 9 grupos de "depósitos más órnenos consolidados" conformando el sustrato y cuya consolidación varía de forma creciente como se detalla a continuación:

7.2.1 GRUPO CI:

Los materiales agrupados aquí son los conglomerados más o menos consolidados de la Formación Arroyo Seco (consolidado), en el cual predominan los clastos de caliza. El

área que ocupa este grupo presenta una morfología con relieve poco pronunciado y atraviesa toda la zona de NWW—SEE formando una extensa franja. Al Norte de la zona se observan algunas manchas del mismo.

Globalmente estos depósitos se consideran como permeables y presentan capacidades de carga de baja a media que producen asientos medios.

7.2.2 GRUPO C2:

Se han agrupado los depósitos marinos (litorales) que conforman las Formaciones Arroyo Blanco y Trinchera, los cuales son fundamentalmente conglomerado, marga y en menor grado caliza arrecifal. Ocupan un área paralela (hacia el Sur) al grupo anterior, o sea, también desplegada en dirección NWW—SEE y además con una morfología con relieve igualmente intermedio. La permeabilidad de este grupo es variable, pero se ha considerado como permeable, existiendo zonas semipermeables y a veces impermeables (zonas margosas). Los materiales presentan capacidades de carga variable de media a baja que provocan generalmente asientos de magnitud media.

7.2.3 GRUPO C3:

Este grupo está integrado por las rocas que conforman la Formación Sombrerito, es decir, margas, calcareniscas y calizas.

Es una alternancia de margas y calcareniscas con la caliza en la base.

Las margas son de gran espesor generalmente sueltos, pero encima de la cual están las capas duras de calcareniscas, que muchas veces están muy diaclasadas. Estas son impermeables, observándose un drenaje favorable por escorrentía superficial. Presentan capacidades de carga de baja a media y asientos de elevado a medios.

Desde el punto de vista geotécnico, este grupo es muy delicado y deberá analizarse con cuidado; se hace notar que en los lugares donde está expuesto existe un tectonismo elevado; se observa que podrían ocurrir deslizamientos con facilidad. Se pudo notar en algunas áreas cicatrices de deslizamientos.

7.2.4 GRUPO C4:

Este grupo está compuesto por los materiales que conforman la zona del melange tectónico, la cual se despliega en dirección N—SE y tiene un carácter muy complejo, presentando gran variedad de litología. Son rocas que no están en situ, presentan inestabilidad, siendo diferente el comportamiento de los materiales. Se debe llamar la atención en la tectónica de la zona que es toda una franja delimitada por fallas en donde concurren todas las Formaciones estudiadas en la zona. Todo esto ocasiona que las propiedades varíen dentro de un rango amplio; de todas formas, de manera global se ha propuesto que los materiales se presentan semipermeables con capacidades de cargas bajas que producen asentamientos de magnitudes media a alta.

7.2.5 GRUPO C5:

Integran este grupo las rocas del flysch correspondiente a la Formación Ocoa y que está compuesto por lutitas, areniscas y calizas pizarrosas fundamentalmente.

El flysch "Ocoa" ocupa parte del Noreste del cuadrante que es una zona con morfología montañosa con pendientes superiores al 15 o/o y más o menos activa tectónicamente. Los materiales son impermeables, aunque debido al diaclasamiento en ciertas zonas, su permeabilidad varía.

Presentan capacidades de carga baja, lo que ocasionaría asientos de magnitudes medias a elevadas.

7.2.6 GRUPO C6:

Las rocas volcánicas pertenecientes a la Formación Tireo, conforman este grupo; son fundamentalmente basalto, tobas y pizarras. Son las rocas más viejas que se presentan en el cuadrante y en ocasiones están diaclasadas y meteorizadas, pero generalmente son duras, con excepción de las tobas, que por el contrario se meteorizan con facilidad. Estos materiales tienen una permeabilidad variable, de impermeable a semipermeable, dependiendo del diaclasamiento y el grado de alteración que presenten; tienen capacidades de carga también variables, de media a alta que provocan asientos de magnitudes estimadas como bajas.

7.2.7 GRUPO C7:

En este grupo, se han integrado las rocas volcánicas recientes y miocénicas que afloran en el Noreste del Cuadrante, debido a la similitud de comportamiento geotécnicamente hablando. Las rocas volcánicas más recientes ocupan gran parte de la hoja topográfica de Pedro Corto, en un relieve suave, intermedio. Por lo general, son basaltos alcalinos que frecuentemente contienen analcima, mineral que se altera hasta su pulverización. Este tipo de basalto (Ej. en Cerro Claudio) no es recomendable para ser utilizado como material de construcción, aunque sea suficientemente duro cuando está fresco.

Las rocas volcánicas del Mioceno se encuentran más al Norte que las anteriores, ocupando un relieve montañoso con pendientes mayores de 30%, entre estas se observan basaltos amigdaloidales y tobas intemperizadas. Estos materiales son semipermeables de manera global, si están diaclasados pueden ser permeables. La capacidad de carga de los mismos es alta; se producen asientos bajos o casi nulos en el caso de los basaltos recientes y si se tratara de tobas intemperizadas los asientos serían de magnitudes media.

7.2.8 GRUPO C8:

Las rocas intrusivas conforman este grupo, se observan expuestas en el Norte del cuadrante, en un relieve montañoso, con pendientes que sobrepasan al 30o/o, abarrancamientos y escarpas propios de esta morfología. Estas rocas son generalmente Tonalita y Riodacita. Se han considerado como impermeables donde no presenten huellas provocadas por tectónica. Su capacidad de carga es más bien alta, produciéndose asientos de baja magnitud.

7.2.9 GRUPO C9:

Abarca las calizas microcristalinas con lentes de pedernal de la Formación Neiba, las cuales conforman fundamentalmente las elevaciones presentes en el Suroeste del cuadrante, con pendientes mayores del 30o/o. Las calizas son duras y resistentes a la erosión. Se presentan diaclasadas en las zonas de fallas y en lugares puntuales (Laguna de Sabana); se presentan fenómenos cársticos. La caliza es impermeable cuando no tiene fracturas, juntas o diaclasas y cuando no presenta fenómenos cársticos; en ese caso, tiene también capacidades de cargas altas, las que implican asentamientos de magnitud baja o nula. En el caso contrario, o sea, donde presenta huellas tectónicas o efectos cársticos, es permeable y su capacidad de carga disminuye a media, soportando asientos de igual magnitud.

En el mapa de "Característica Geotécnica" se han representado áreas con necesidad de protección como son las fuentes termales y pozos domésticos; áreas con posible contaminación, es decir, basureros, sumideros, que podrían afectar las aguas del nivel freático entre otras; áreas con información adicional de perforaciones, realizadas por el equipo de campo, con tubos de 1.5 cm de diámetro y profundidad de 2.0 mts. y áreas con posibles deslizamientos y hundimientos.

Además se ha presentado la información sobre tectónica obtenida por los geólogos de campo.

Las conclusiones de tipo geotécnico fueron tomadas en base a los resultados de los diferentes ensayos realizados durante el proceso del mapeo. Estos resultados se anexarán al "Informe Geotécnico General".

7.3 MUESTREO GEOQUÍMICO HOJA TOPOGRÁFICA 5972-1, JUAN DE HERRERA:

Para los trabajos exploratorios de muestreo geoquímico en la zona de Juan de Herrera, se confeccionó un programa que abarca toda el área de la hoja topográfica de Juan de Herrera (5972—1). Para ello se realizó un muestreo de sedimentos activos en las principales fuentes fluviales y sus tributarios, con el fin de determinar áreas de anomalías y zonas mineralizadas dentro de las cuales puedan ocurrir depósitos de minerales que sean de rendimiento económico.

El área estudiada está situada en el flanco Sur de la Cordillera Central, en la cual encontramos varios tipos de rocas intrusivas, volcánicas, sedimentarias y metamórficas.

En 1984, la Dirección General de Minería, a través del Departamento de Exploración y la Cooperación Técnica de la Japan International Agency (JICA), efectuaron un estudio geológico, realizando a la vez un muestreo geoquímico en el área de "Las Cañitas", abarcando la parte Noreste de la hoja topográfica de Juan de Herrera.

Fue muestreado, el Río Yaque del Sur y sus afluentes detectándose una zona mineralizada, no de mucho interés, en el Río Blanco y en las proximidades de la junta de los ríos.

7.3.1 ESTUDIO GEOQUIMICO:

7.3.1.1 MUESTREO

El Departamento de Geología, con la asistencia Técnica del Departamento de Exploración de la Dirección General de Minería, planificaron el programa a seguir en el muestreo de sedimentos de corrientes, las muestras se tomaron en los ríos principales a una distancia aproximada de 1 km. así como en los afluentes principales, todas fueron enviadas para análisis al Laboratorio, debido a las pocas muestras recolectadas con una densidad de muestreo de aproximadamente 0.3 muestras/km², todos los puntos de muestreo fueron plotados en mapas de la red fluvial a escala 1:50,000. Para cada muestra se hizo una tabla de datos geoquímicos de campo conteniendo todas las informaciones para una evaluación por computadora, esta tabla contiene: lugar de muestreo, ambiente litológico, fecha de muestreo, nombre del proyecto, observaciones, elevación topográfica.

7.3.1.2 ANALISIS GEOQUIMICOS

Todas las muestras, tanto de rocas como de sedimentos de corriente, fueron analizadas en el Laboratorio de la Dirección General de Minería.

Los elementos analizados fueron: Cu, Pb, Zn, Ni, Co., As, Au, Ag, los cuales pueden dar buenos resultados para mineralizaciones importantes. También fueron analizadas muestras para: Cd, Mn y Mo, el Cd no se continuó analizando debido a que las muestras analizadas no contenían valores de este elemento y el Mn por sus valores bajos, el Mo fue analizado en algunas muestras siendo su valor más alto 6 p.p.m.

7.3.2 EVALUACIÓN:

En la prospección general de toda el área, se tomaron en total 155 muestras, las cuales fueron analizadas. Debido a la poca cantidad de muestras, no es posible calcular un fondo regional o un umbral geoquímico para zonas delimitadas que son litológicamente uniformes.

En la Tabla número 4, presentamos el resumen del tratamiento estadístico, así como la cantidad de elementos comprendidos en los valores del fondo geoquímico, hasta los valores anómalos.

ELEMENTOS	"B"	"B-t-S"	HASTA "B+2S"	"B+2S"
Cu (p.p.m.) Cantidad de valores	79	79-115 62	115-166 13	166 4
Ni(p..m.) Cantidad de valores	89	89-186 36	186-501 12	501 1
Co (p.p.m.)	33	33-48	48-76	76

Cantidad de valores		19	10	2
Zn (p.p.m.)	87	87-106	106-148	148
Cantidad de valores		49	19	4

TABLA NO.4

7.3.3 RESULTADOS DE LOS ANALISIS:

Plata: En toda la zona, en ninguna muestra se obtuvieron valores, por lo tanto no fueron tratados estadísticamente.

Oro: Este elemento no fue tratado estadísticamente por que sus valores estuvieron cerca o bajo el límite de detección. Las únicas muestras que resultaron con estos valores, fueron las localizadas por el Río La Maguana, ligadas a brechas hidrotermales de Prehnita y cuarzo y a metabasaltos de la Formación Tireo.

Cobre: Una baja concentración de este elemento se encuentra distribuida en toda el área. Las concentraciones más altas están localizadas en las proximidades de La Cuchilla del Pilón, Gajo al Medio y La Iglesia. Estas anomalías están relacionadas a piroclásticos muy alterados y a basaltos piroxénicos.

Y una segunda concentración de valores relativamente altos a través del Arroyo Manacle en las proximidades del contacto de la Formación Tireo y la Formación Ocoa, y a través del Río Yaque del Sur, próximo a la Boca de Los Ríos, relacionada al contacto entre Basaltos Piroxénicos y Las Tonalitas.

Níquel: En toda el área encontramos una baja concentración de este elemento, persistiendo más los valores intermedios por El Quemao y Los Cienegales, relacionados con los metabasaltos y sub-esquistos Clorítico-Actinolíticos.

Una segunda concentración la encontramos en el contacto de las rocas volcánicas (Tireo), con las calizas y lutitas (Arroyo Manacle).

El valor más alto de este elemento, fue obtenido en Los Manantiales (2000 p.p.m.) relacionado con las Doleritas y Metadoleritas de carácter básico localizadas en los alrededores.

Cobalto: Una distribución baja de este elemento la podemos encontrar por El Quemao y Los Cienegales, relacionados a sub-esquistos y metabasaltos de la Formación Tireo, así como una concentración de valores intermedios por el Arroyo Manacle y a través del Río Mijo en las proximidades de La Cuchilla del Pilón y La Iglesia. Un valor anómalo localizado en Los Manantiales, está relacionado a la Metadolerita de carácter básico.

Zinc: Una concentración relativamente de valor bajo, se encuentra distribuida a través de toda el área.

Una primera concentración de valores intermedios y anómalos, los encontramos próximos al Gajo de Mano Javier, relacionado con Riodacita y a Piroclásticos alterados. Una segunda y pequeña concentración de valores intermedios y anómalos, los encontramos en el Gajo del Tetero y el Gajo de la Peñita, relacionado al contacto entre las calizas y las rocas volcánicas.

Plomo: Este elemento no fue tratado estadísticamente, debido a los bajos valores en las muestras analizadas.

Arsénico: Este elemento tampoco fue analizado estadísticamente y los pocos valores obtenidos en las muestras analizadas están relacionados a los valores obtenidos para el Zinc.

7.3.4 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES:

En la prospección geoquímica, no se puede hablar de valores altos para ninguno de los elementos analizados, solo se puede observar una relativa concentración de valores "anómalos" a través del Río Mijo y El Arroyo Manacle, todos los valores están relacionados a rocas volcánicas básicas y al contacto de éstas, con las rocas sedimentarias de la Formación Ocoa.

No se puede contar con un enriquecimiento de valor económico para los elementos analizados, y por tanto, no recomendamos trabajos de prospección en esta área.

VIII.- PATRIMONIO NATURAL PARQUE NACIONAL JOSE DEL CARMEN RAMIREZ

8.1 INTRODUCCIÓN;

8.1.1. UBICACIÓN:

Parte de este Parque Nacional, ocupa la región Nor-Este de la Hoja de San Juan; en general está localizado en la vertiente Sur de la Cordillera Central, limitando al Sur con los municipios de Azuá y San Juan de la Maguana, al Norte con el Parque Nacional Armando Bermúdez, al Oeste con los municipios de Elías Pina y San Juan, al Este con los municipios de Jarabacoa y Constanza.

Se encuentra ubicado entre las coordenadas geográficas 19° 17' - 18° 52' latitud Norte y 71° 27' – 70° 46' longitud Oeste del meridiano de Greenwich en ubicación conjunta con el Parque Nacional Armando Bermúdez.

8.1.2 EXTENSION:

Posee un territorio de unas 76,400 hectáreas similares a y 1, 222,400 tareas; esta superficie inscribe los terrenos de la parcela No. 4 del municipio de San Juan, porciones de los sitios: Charcas de Garabitos, Hato Nuevo, Guazumal, Juan de Herrera y Gavilán, la parcela No. 27 del D.C.3 del municipio de San Juan y del Yaque.

8.1.3 ACCESO:

Las vías principales para llegar a este Parque Nacional son: partiendo desde Santo Domingo, tomando la carretera que conduce desde San Cristóbal hasta San Juan de la Maguana; desde aquí unos 19 kms. antes se entra por Guanito, viniendo desde Santo Domingo para llegar hasta El Palmar del Yaque y desde ahí pasar por Arroyo Cano hasta llegar a Los Fríos que es un sector del Parque; esto hace un recorrido de 37 kms.; otro método de acceso es partiendo desde San Juan y recorriendo unos 25 kms al Norte para llegar a Sabaneta y desde aquí transitar en mulos (por caminos herreros), unos 35 kms para llegar a la caseta Alto de La Rosa.

8.2 BASE LEGAL:

El Parque Nacional José del Carmen Ramírez fue creado mediante la Ley 5066 del 24 de Diciembre de 1958, y esta aparece en la Gaceta Oficial No. 8320 del 3 de Enero de 1959.

Dicho instrumento legal, norma todas las actividades a realizar dentro de esta área protegida y propende por un uso consuntivo de sus recursos para el disfrute de las presentes y futuras generaciones.

8.3 RECURSOS NATURALES:

8.3.1 FLORA:

Las formaciones vegetales están estructuradas fundamentalmente por bosques de coníferas, mixtos, y latifoliados o de hojas anchas. Predomina el Pino Criollo (*Pinus occidentalis*), quien ocupa el piso superior.

La abundancia de la flora es muy notable, y entre las especies más conspicuas se pueden citar a la Sabina (*Juniperus gracilios*), Cigua Blanca (*Mectandra coriacea*), Coracolí (*Lysiloma latisi-ligua*), otras especies que ocupan los pisos altitudinales superiores son: Vaya Fina (*Oxandra lanceo lata*), Amacay (*Ietragastris balsamífera*). En términos generales se han identificado más de 50 especies importantes dentro de las formaciones vegetales existentes en este Parque Nacional.

8.3.2 FAUNA:

Las especies principales que ocupan los espacios naturales en esta área protegida son de importancia biológica excepcional, dado que están ubicadas en regiones de alta montaña, por lo que constituyen elementos de rareza ornitológica en el ámbito de la zoogeografía mundial; hay que hacer notar que la fauna es altamente variada y representada por reptiles, mamíferos como la especie *Plagiodoncitia aedium* (Jutía), la cual ocupa los sitios más inaccesibles dentro del bosque, de igual manera existe una microfauna importante para el mantenimiento del equilibrio ecológico del área; entre los elementos más destacados de la avifauna caben citar: La Cotorra (*Amazona ventralis*), Canario (*Carduelis dominicensis*), Judío (*Crotophaga anii*), Guaraguao (*Buteo jamaicensis*), Perdiz (*Geotrygon montana*), Carpintero (*Melanerpes striatus*), Ruiseñor (*Mimus poliglotos*), y Tórtolo (*Zenaida macroura*).

Entre los mamíferos roedores se encuentra ocupando las partes más profundas del bosque en este Parque Nacional, las especies pertenecientes al género *Sus*, puerco Cimarrón (*Sus scrofa*).

BIBLIOGRAFIA

Literatura:

ANSCHUTZ OVERSEAS CORPORATION ed. (1982): Final well report Candelon No. 1, Dominican Republic.- 3 pp, 9 att.; Denver

ARICK, M.B. (1941—a): Reconnaissance geology of the Banica, Sabana Mula and Yabonico mosaics, including the Dominican portion of the Banica structure.- Rep. no publ.: 9 pp, 8 fig.; New York.

ARICK, M.B. (1941—b): Annual report of Geological Department-34 pp; New York

BARNETT, J. E. (1941): Report of semi detailed geology of mosaics No. 28 (Sabana Yegua), and No. 29 (Río Mijo), Dominican Republic.- 7 pp; New York.

BERMUDEZ, P. J. (1949—a): Tertiary smaller foraminifera of the Dominican Republic.- Creóle Petroleum Corporation, Standard Oil Company (ed.): 37 pp. 6 fig.

BERMUDEZ, P.J. (1949-b): Tertiary smaller foraminifera of the Dominican Republic. Cushman Lab. Foram. Res. Spec. Publ., 25: 322 pp, 6 fig., 26 lám.; Bridgewater.

BOLD, W. A. VAN DEN (1974): Neogene of Central Haiti.-American Asoc. Petr. Geol., Bull., 58: 533-539, 6 fig.

BOLD, W. A. VAN DEN (1975): Neogene biostratigraphy (ostracoda) of Southern Hispaniola.- American Paleont. Bull., 66: 549-639, 19 fig., 15 tab., 5 lám.; Ithaca

BOWIN, C. (1975): The Geology of Hispaniola.-in: NAIRN, A.E.M. &

STEHLLI, F.G. (ed.): The Ocean Basins and Margins, 3: 501-552, 9fig., 3 tab.; New York (Plenum Publish. Comp.)

BREUNER, T. A. (1985): The geology of the Eastern "Sierra de Neiba", Dominican Republic.- Univ. George Washington, Tesis no pub.: 130 pp. 1 mapa; Washington.

BREUNER, T. A. (1985): Geología de la Sierra de Neiba Oriental, República Dominicana.- Tesis no publ., en partes traducida por LONGO, F. G., Santo Domingo.

BUTTERLIN, J. (1956): La Constitution géologique de la structure des Antilles.- 453 pp, 24 fig.; París.

BUTTERLIN, J. (1960): Géologie générale et regional de la République d'Haiti.- Inst. Hautes Etudes Amerique Latín, VI, Travaux et Mem.: 194 pp, 17 fg. 15 tab., 18 lám., 1 mapa; París.

BUTTERLIN, J. (1977): Géologie stnicturale de la Región des Caribes.-259 pp; París (Masson)

BUTTERLIN J., RAMÍREZ, R. & HOFFSTETTER, R. (1956): Ile d'Haiti Hispaniola et iles adjacents.- Lex. Strat. Intern., V (2b): 353-414;París.

CASTILLO, F. F. (1987): Informe geológico preliminar de la hoja topográfica No. 5972— II, San Juan.-111 pp, 7 map., 8 an.; Santo Domingo.

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

CLAURE, M. et al. (1981): Inventario minero, información de mineralizaciones visitadas. Proyecto Dom/78/004.- Dirección General de Minería (ed.), Informe no publicado: 1 mapa; Santo Domingo

COOPER, J. C. (1983): Geology of the Fondo Negro Región, Dominican Republic.- Univ. New York, Tesis no publ.: 145 pp. 36 fig., 3 lám.; New York

DE LEÓN, O.R. (1983-a): Aspectos geológicos e hidrogeológicos de la región Suroeste.- Museo Nac. Hist. Nat., Publ. Esp., 4: 22 pp; Santo Domingo

DE LEÓN, O.R. (1984): Geología del PLANIACAS (Plan Nacional de Investigación, Aprovechamiento y Control de Aguas Subterráneas).-Recursos Hidráulicos, VI (14): 7-13; Santo Domingo

DIRECCIÓN GENERAL DE MINERÍA (DGM) ed. (1984): Formaciones del Suroeste de la República Dominicana.-500 pp; Santo Domingo.

DOHM, C. F. (1941-a): The geology of the Azua - Enriquillo Basin áreas covered by aerial mosaic 7, 14, and 15, Dominican Republic.-8 pp; New York

DOHM, C. F. (1941—b): The Comendador Anticline, República Dominicana.- 13 pp; New York.

DOHM, C. F. (1942): The geology of the Sierra de Neiba and Valle San Juan and Enriquillo in mosaic áreas 16, 17, 21, 22, 23, 24, 25, 32, and 33, Dominican Republic.- 14 pp.

DORREEN, J. M. (1979): A recorrelation of Miocene Formations in the Dominican Republic.-J. Petrol. Geol., 2 (1): 47 —54, 4 fig.

ELLIS, G.M. (1980): Aportes geológicos de la exploración petrolera en la República Dominicana.- 9a. Conf. Geol. Caribe, Mem. 1: 333-338; Santo Domingo.

GARCÍA, E. (1984): Geología General de la República Dominicana. -Trab. Univ. San Luis Potosí , Tesis no publicada: 204 pp, 16 fig., 3 an.; San Luis Potosí.

GARRIGA, H. (1974): Geología general y posibilidades petrolíferas en la República Dominicana.- COMP. REFINADORA PETRÓLEO AZUANA (CORPA); Report no publicado: 89 pp; Santo Domingo.

INSTITUTO NACIONAL DE RECURSOS HIDRÁULICOS (INDRHI) ed. (1972-a): Proyecto Yaque del Sur - Valle de Neiba.- Informe de avance: 128 pp, 61 fig., 15 tab., 2 an.; Roma

INSTITUTO NACIONAL DE RECURSOS HIDRÁULICOS (INDRHI) ed. (1972—b): Presa de Quita Coraza.-Informe de avance: 34 pp, 8 fig., 6 fotos, 8 mapas; Roma.

INSTITUTO NACIONAL DE RECURSOS HIDRÁULICOS (INDRHI) ed. (1972-c): Presas en los ríos Los Baos y Jura. Informe de reconocimiento.- 15 pp, 4 fig., 1 mapa; Roma

INSTITUTO NACIONAL DE RECURSOS HIDRÁULICOS (INDRHI) ed. (1983): Plan Nacional de Investigación, Aprovechamiento y Control de Aguas Subterráneas, IV: 220 pp, 23 fig.; Santo Domingo.

JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (JICA) & METAL MINING AGENCY OF JAPAN (MMAJ) ed. (1984): Report on Geológica! Survey of Las Cañitas Área, Dominican Republic. Phase I.- 62 pp, 22 fig., 8 tab., 18 mapas; Tokio

LEWIS, J. F. (1980—a): Cenozoic tectonic evolution and sedimentation in Hispaniola.- 9a. Conf. Geol. Caribe, Mem., 1: 65—73, 4 fig.; Santo Domingo.

LEWIS, J. F. (1980—b): Resume of the geology of Hispaniola.- 9a Conf. Geol. Caribe, Libr. Guía: 5-31, 2 fig., 2 tab., Santo Domingo.

LLINAS, R. A., RODRÍGUEZ, T. & HAY-ROE, H. (1980): Geology and road - log of a section through the Enriquillo and Azua Basins.-9a. Conf. Geol. Caribe, Libr. Guía: 125 - 138, 10 fig.; Santo Domingo.

LONGO, F. G. (1986): Informe geológico preliminar de la hoja topográfica No. 5972—III, Derrumbadero; 91 pp, 20 fig., 1 mapa, 1 an.; Santo Domingo.

MACDONALD, W. D. & MELSON, W.G. (1969): A late cenozoic volcanic province in Hispaniola.- Carib. J. Sci., 9 (3—4): 81—91, 6 fig., 2 tab.; Mayaguez.

MANN, W.P. (1983): Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Hispaniola.- Univ. New York, Tesis no publ.: 688 pp, 129 fig., 19 tab., 5 placas, 17 an., 7 mapas; Albany.

MASCLE, A., BIJU-DUVAL, B., BIZON, G., MULLER, C., SAUNDERS, J., JUNG, P. & GEISTER, J. (1980): Tertiary sequences South of the Cordillera Central, -9a Conf. Geol. Caribe, Libr. Guía: 107 - 123, 13 fig.; Santo Domingo.

MICHAEL, R. C. (1979): Geology of the Southern-Central flank of the Cordillera Central and the adjacent portions of the San Juan Valley between Rio San Juan and Rio Yacahueque, Dominican Republic.- Univ. George Washington, Tesis no publ.: 162 pp, 25 fig. 1 mapa; Washington.

MILLAR, G. (1970): Geology report: Temporero Canal, San Juan de la Maguana: 15 pp;

MARCANO, E. DE J. (1984): El Conglomerado Bulla- Museo Nac. Hist. Nat., Public. Esp., 1: 16 pp, 11 fig.; Santo Domingo.

MONSAINGEON, A. & SALMÓN, P. (1980): Porción sur Cordillera Central: Cortes estratigráficos.- 22 pp, 11 fig.: Santo Domingo.

MORROBEL, A. R. (1986): Informe geológico de la hoja topográfica No. 5972—IV, Pedro Corto.- 140 pp, 1 an., 1 mapa; Santo Domingo.

NEMEC, M. C. (1980): A two phase model for the tectonic evolution of the Caribbean.- 9a. Conf. Geol. Caribe, Mera., 1: 23-34, 13 fig.; Santo Domingo.

NORCONSULT ed. (1983): Petroleum exploration appraisal.- Dominican Republic, Vol. 1: 79 pp, 56 fig., 8 tab., 39 an., 2 ap.; Sandvika.

PHILLIPPI, W. H. (1941): Report of detailed geology of mosaics No. 30 (San Juan) and No. 31 (Pedro Corto), Dominican Republic: 6 pp, New York.

QUEZADA, M. J. M. & PALAFOX, R. H. (1983): Trabajos de evaluación diagnóstico del potencial petrolero de la República Dominicana.- 96 pp, ap. Santo Domingo.

SAUNDERS, J. B., JUNG, P. & BIJU-DUVAL, B. (1986): Neogene paleontology in the Northern Dominican Republic, 1. field surveys lithology, environment and age.- American Paleont. Bull, 89 (323): 79 pp, 39 fig., 4 tab., 9 lám., ap.; Ithaca.

SCHUBERT, C. & MEDINA, E. (1982): Evidence of Quaternary glaciation in the Dominican Republic: some implications for caribbean paleoclimatology.- Palaeogr., Paleoclimatol, Paleoecol., 39: 281- 294, 2 fig., 2 tab.; Amsterdam

SECRETARIA DE ESTADO DE AGRICULTURA ed. (1984): Estudio de suelo del Valle de San Juan de La Maguana, clasificación y aptitud para uso manejo.-178 pp, 50 tab, 25 fig., 4 mapas; Santo Domingo.

SIEVERS, W. (1898): Richard Ludwig's Reisen auf Santo Domingo 1888/1889.- Z. Ges. Erdk. Berlín, 33: 302 - 354, II lám.; Ber-lin.

SMITH, A.E. (1977): Geológica! and geophysical investigation of petroleum exploration potential, San Juan Basin contract área, Dominican Republic.- 44 pp, 7 ap., 20 an.; Dallas

SUPERIOR OIL COMPANY ed. (1981): Dominican Republic, Charco Largo No. 1, well completion report.- Internal report: 33 pp, 6 app.

THOM, M. (1970): Geomorphic and structural studies in Hispaniola using Landsat, Skylab and low- altitude aerial photographs.- univ. George Washington, Tesis no publ.: 98 pp, 20 fig., 1 mapa; Washington.

TINEO, J. A., DÍAZ, R. A., TAVERAS, C. F. & BLOISE, G. (1982): Estudio geológico y fotointerpretación de la zona entre El Cercado y Hondo Valle (Sierra de Neiba).- Tesis no publ., Univ. Cat. Madre y Maestra: 56 pp; Santiago.

TRAINEAU, H. & WESTERCAMP, D. (1980): Proyecto de investigación geotérmica de la República Dominicana, estudio de reconocimiento.- 39 pp, 1 fig. Orleans, Quito.

VAUGHAN, T. W., COOKE, W., CONDIT, D. D., ROSS, C. P., WOODRING, W. P., & CALKINS, F. C. (1922): Un reconocimiento geológico de la República Dominicana.- Serv. Geol. Rep. Dom.; 1: 302 pp., 23 lám.; Washington - repr.: Editora de Santo Domingo (1983): Colección de Cultura Dominicana de la Sociedad Dominicana de Bibliófilos, Inc., vol. 18; Santo Domingo.

VESPUCCI, P. (1980): Preliminary account of the petrology of the late cenozoic volcanic province of Hispaniola.- 9a Conf. Geol. Caribe, Mem., 1: 379 - 389, 14 fig., 1 tab.; Santo Domingo.

WALLACE, M. H. (1945): Stratigraphy of the pre-Oligocene rocks of the Azua basin, Dominican Republic.- 24 pp; New York

WALLACE, M. H. (1947): A review of the Stratigraphy of the Enriquillo Basin, Dominican Republic.- 12 pp.; New York

WARREN, K. A. (1977): Gravity and magnetic data from San Juan Basin of Dominican Republic.- 9 pp; Dallas

WEEKS PETROLEUM ed. (1979): Geology and geophysical evaluation of the San Juan Basin, Dominican Republic.- 15 pp, 6 fig., 11 an.; Wesport.

WEYL, R. (1939): Sobre geología de la Cordillera Central de Santo Domingo (Zur Geologie der Cordillere Central von Santo Domingo).- Deutsch-Dominikan. Topenforsch. Inst, Veröffentl., 1:128-133, 17 lám.; Jena

WEYL, R. (1948): Geología histórica de la Cordillera Central de la isla de Santo Domingo y su posición en el arco de las Antillas. -Soc. Mex. Geogr. y Estadist., Bol. 66; 433—452, 6 fig.; México.

WEYL, R. (1966): Geologie der Antillen.- Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde, 4: 410 pp, 124 fig., 48 tab., 24 lám.; Berlín (Gebr. Borntraeger)

MAPAS GEOLÓGICOS:

BREUNER, T. A. (1985): The geology of the Eastern "Sierra de Neiba", Dominican Republic.- Univ. George Washington, Tesis no publ.: 130 pp, 1 mapa; Washington

BUREAU DU RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES

(BRGM) ed. (1980): Mapa - Fotogeológico de la Hoja de San Juan de Herrera, esc. 1:50,000; Santo Domingo.

CARIBOIL CORPORATION ed. (1978): Area of contract for petroleum operations in the Dominican Republic between the Dominican State and the CARIBOIL CORPORATION; 1 mapa 1: 50,000; Dallas

CLAURE, M. et al. (1981): Inventario minero, información de mineralizaciones visitadas. Proyecto Dom/78/004.- Dirección General de Minería (ed.), Informe no publ.: 1 mapa esc. 1:50,000; Santo Domingo.

DE LEÓN, O. R. (1983—b): Mapa Geológico de la región Suroeste de la República Dominicana; INDRHI (ed.): Atlas Geológico de la República Dominicana 1:250,000, mapa preliminar, esc. 1:100, 000; Santo Domingo.

DOMINICAN SEABORD OIL COMPANY ed. (1941): Geological Map of aerial mosaic No. 16, 17, 20 - 23, 28- 31, 35 and 36, esc. 1:20,000; Ciudad Trujillo (Santo Domingo)

GUERRA, P. F., PUIG, J.B., ROBELES, R. R. & SALAS, G. P. (1954/55): Interpretación Geológica del mosaico fotográfico aéreo, Estado Dominicano, Comisión de Fomento, Departamento del Petróleo, Exploración, Fotogeología: 1 mapa, esc. 1:200,000; México.

INSTITUTO NACIONAL DE RECURSOS HIDRAULICOS (INDRHI) ed. (1972—a): Proyecto Yaque del Sur-Valle de Neiba.- Informe de avance: 128 pp; Roma.

INSTITUTO NACIONAL DE RECURSOS HIDRAULICOS (INDRHI) ed. (1983): Plan nacional de investigación, aprovechamiento y control de aguas subterráneas, IV: 220 pp, 23 fig.; Santo Domingo.

JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (JICA) & METAL MINING AGENCY OF JAPAN (MMAJ) ed. (1984): Report on Geological Survey of Las Cañitas Área, Dominican Republic. Phase I.- 62 pp, 22 fig., 8 tab., 18 mapas; Tokio.

MACDONALD, W. D. & MELSON, W. G. (1969): Álate cenozoic volcanic province in Hispaniola.- *Carib. J. Sci.*, 9 (3—4): 81—91, 6 fig., 2 tab., 2 mapas, esc. 1:110,000 2 tab., Mayagüez.

MICHAEL, R. C. (1979): Geology of the Southern-Central flank of the Cordillera Central and the adjacent portions of the San Juan Valley between Rio San Juan and Rio Yacahueque, Dominican Republic.- Univ. George Washington, Tesis no publ.: 162 pp, 25 fig., mapa, esc. 1:50,000; Washington.

RODRIGUEZ, T. R. (1983): Carta Geológica de la República Dominicana, 1:200,000, Proyecto DOM 78/004 "Fortalecimiento Institucional a la Dirección General de Minería", Naciones Unidas P.N. U.D. y Dirección General de Minería; Santo Domingo.

ZOPPIS, R. (1969): Atlas Geológico y Mineralógico de la República Dominicana, esc.
1:250,000; Santo Domingo