



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

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

PUEBLO VIEJO

(6071-III)

Santo Domingo, R.D., Enero 2000

0. RESUMEN

La Hoja de Pueblo Viejo se encuentra situada en el sector suroeste de la República Dominicana estando ocupada mayoritariamente por los sedimentos neógenos de la Cuenca de San Juan-Llano de Azua. Solamente, en el sector SO de la Hoja se levanta el relieve de la Sierra de Martín García, constituido por los materiales calcáreos de la Formación Sombrero. En el sector norte aparece el volcán cuaternario de El Mogote que es la manifestación volcánica más meridional del conjunto volcánico de Yayas de Viajama-Constanza. Además, hay que resaltar el gran desarrollo areal que alcanzan en esta hoja los depósitos cuaternarios de abanicos, glaciares, conos de deyección, aluviales y marismas.

ABSTRACT

The Sheet of Pueblo Viejo is situated in the southeastern part of the Dominican Republic and the majority of the area is occupied by the Neogene Sediments of the Cuenca de San Juan-Llano de Azua. Only in the SW of the Sheet is the Sierra de Martín García formed by the calcareous rocks of the Sombrero Formation. In the northern part appears the Quaternary volcano of El Mogote which is the most meridional volcanic manifestation of the Yayas de Viajama-Constanza volcanic group. As well as this, there must be pointed out the big development that the Quaternary deposits of alluvial fan, "glacis", alluvials and swamps reach in the Sheet.

1. INTRODUCCION

1.1. Metodología

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

Dicho Proyecto incluye, entre otros trabajos, la elaboración de las Hojas Geológicas a escala 1:50.000 que componen los cuadrantes a escala 1:100.000 de Constanza (Constanza, 6072-I; Sabana Quéliz, 6072-II; Padre Las Casas, 6072-III; Gajo de Monte, 6072-IV), Bonao (Hatillo, 6172-I; Villa Altigracia, 6172-II; Arroyo Caña, 6172-III; Bonao, 6172-IV), y Azua (San José de Ocoa, 6071-I; Azua, 6071-II; Pueblo Viejo, 6071-III; Yayas de Viajama, 6071-IV). Ya que cada Hoja forma parte de un contexto geológico más amplio, el desarrollo de cada una de ellas se ha enriquecido mediante la información aportada por las restantes, con frecuencia visitas a sus territorios; por ello, a lo largo de la presente Memoria son numerosas las alusiones a otras Hojas, en especial a las que integran las Hojas a escala 1:100.000 de Azua y Constanza.

Durante la realización de la Hoja a escala 1:50.000 de Pueblo Viejo se ha utilizado la información disponible de diversa procedencia, así como las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA, tomadas en los años 1983-84. Además se han utilizado los fotogramas a escala 1:20.000 del año 1.966, y las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR. Una vez realizada la fotointerpretación, se inicia el trabajo de campo, que es alternado con el de gabinete.

Los recorridos de campo se complementaron mediante fichas de control en las que se registraron los puntos de toma de muestras (petrológicas, paleontológicas y sedimentológicas), datos de tipo estructural y fotografías. De forma coordinada con la

elaboración de la Hoja, se diseñó la cartografía Geomorfológica y de Riesgos, así como la Geotectónica, ambas a escala 1:100.000.

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

1.2. Situación Geográfica

La hoja a escala 1:50.000 de Pueblo Viejo o Sabana Yegua (6071-III), se encuentra situada al suroeste de la República Dominicana, al norte de la bahía de Ocoa. En la Fig. 1.2.1. se ha representado el esquema fisiográfico de La Española tomado de Weyl (1966) y la localización de las 12 hojas que comprenden este proyecto. La mayor parte del territorio de la Hoja pertenece a la provincia de Azua, menos los ángulos suroccidental y noroccidental que pertenecen a la de Barahona. Fisiográficamente se pueden distinguir tres dominios: La sierra de Martín García, los llanos que rodean la bahía de Ocoa y las colinas situadas al norte de la hoja y en los flancos de la sierra de Martín García.

La sierra de Martín García aparece en la hoja con una dirección NW-SE, en el ángulo suroeste. Es de un relieve muy accidentado con elevaciones que superan los 1000 m, como en Loma Fría (1285 m) y en el Firme del Aguacate (1282 m). Dado que la sierra se levanta desde la orilla del mar, obliga a la red fluvial a encajonarse grandemente.

Las llanuras que rodean la bahía de Ocoa, forman el sector occidental del Llano de Azua, constituyen una superficie ligeramente inclinada desde el borde de los sistemas montañosos (Cordillera Central y sierra de Martín García) hasta la línea de costa, estando recubiertas por cultivos agrícolas.

En el norte, borde occidental y suroriental de la hoja (Loma de la Vigía) se elevan colinas que no superan los 400 m, formando un paisaje de lomas y barrancos que está recubierto por una típica vegetación xerofita en la que predominan acacias y cactus.

La red fluvial que está integrada por una red de cañadas y arroyos de carácter intermitente que drenan las sierras y colinas, y por los ríos Jura y Tábara que tienen el tramo final de su curso, desembocando en el mar Caribe. El ángulo suroccidental de la hoja, está formada por la costa, la cual es baja y pantanosa, abundando los manglares y salados. Solo en la Loma de la Vigía se encuentran acantilados, al abrigo de los cuales se sitúan arrecifes coralinos.

Los habitantes se localizan en las zonas de llanuras, donde se encuentran los pueblos de Sabana Yegua, Pueblo Viejo, Puerto Viejo y los Jovillos. Además de en estos poblados la población se encuentra dispersa a lo ancho de las llanuras. Las zonas de sierra y de colinas están deshabitadas, a excepción de algunos cauces de cañadas colonizadas por pequeños núcleos de población.

La agricultura está grandemente desarrollada en la zona de llanuras, permaneciendo los otros dos dominios (sierra de Martín García y colinas) sin cultivos agrícolas de importancia. El comercio marítimo está asociado al puerto de Puerto Viejo, en donde se encuentra una estación de descarga de productos petrolíferos.

1.3. Antecedentes

Tanto la sierra de Martín García como la Cuenca de Azua han sido objeto de una gran cantidad de trabajos de distinta índole, cuya simple enumeración implicaría un profundo estudio bibliográfico. A continuación se señalan todos aquellos que se han considerado del máximo interés para la elaboración de la Hoja, tanto de carácter local como regional, y que engloban la mayor parte de los conocimientos existentes a cerca de ella.

Aunque los trabajos pioneros se remontan a la época del descubrimiento de América, las primeras exploraciones sistemáticas tienen lugar durante el presente siglo con motivo de campañas petrolíferas y mineras, de las cuales derivan los trabajos de Vaughan et al (1.921) para el Servicio Geológico de Estados Unidos y Bermúdez (1949), entre otros, para la Dominican Seaboard Oil Company.

Un notable impulso a los conocimientos geológicos de la República Dominicana tiene lugar entre las décadas de los años sesenta y ochenta, merced a la elaboración de una serie de tesis doctorales de carácter regional, entre las que cabe señalar las de : Mann (1.983),

centrada en aspectos estructurales y estratigráficos de la Española y Jamaica; Vespucci (1.986), relativa al volcanismo cenozoico de la región; y Mercier de Lepinay (1.988), que desarrolla un ambicioso estudio estratigráfico y estructural de la isla a fin de proporcionar su interpretación geodinámica.

Ante la gran cantidad de trabajos existentes y la consiguiente proliferación de términos referentes a Formaciones, la Servicio Geológico Nacional realizó un intento de unificación de la nomenclatura mediante la elaboración del Léxico Estratigráfico Nacional (1.984, 1.985). En cuanto a las cartografías geológicas de síntesis, a la realizada por la Organización de Estados Americanos a escala 1:250.000 (Blesch, 1.966), hay que añadir la elaborada a la misma escala, pero con un detalle y calidad superiores, por la Servicio Geológico Nacional y el Instituto Cartográfico Universitario en colaboración con la Misión Alemana (1.991).

Otra notable cartografía de síntesis acompaña a la interesantísima recopilación de artículos que integran el trabajo de Mann et al. (1.991) para la Sociedad Geológica de América y que supone una auténtica puesta al día de los conocimientos geológicos acerca de la Española y por tanto un documento básico para trabajos posteriores. En esta última recopilación de artículos existen algunos que afectan de forma específica al territorio ocupado por la Hoja de Pueblo Viejo; de entre ellos cabe destacar los de: Dolan et al, con una síntesis sedimentológica, estratigráfica y tectónica del Eoceno-Mioceno de Hispaniola y Puerto Rico; Mc Laughlin et al. Quienes abordan la descripción bioestratigráfica de los materiales de las cuencas de Azua y Enriquillo; y Mann et al. Que proponen una interpretación estructural de las citadas cuencas. En la Fig. 1.3.1. tomada de Draper y Gutiérrez (1997) se observa que la mayor parte del territorio ocupado por la Hoja de Pueblo Viejo se encuentra ocupado por los materiales neógenos.

Además de los anteriores, merece la pena destacar por su importancia en la Hoja, las tesis doctorales de Cooper (1.983), de gran interés para la estratigrafía de los materiales neógenos y Ramírez (1.995), centrada en aspectos neotectónicos de la Cuenca de Azua.

2. ESTRATIGRAFIA

La presente Hoja a escala 1:50.000 de Pueblo Viejo está recubierta por depósitos cenozoicos de origen sedimentario que pueden agruparse en dos grandes conjuntos:

- Materiales de edad neógena que forman la sierra de Martín García y rellenan la Cuenca de Azua. Constituyen una potente serie de materiales somerizantes que evolucionan de marinos a continentales.
- Materiales cuaternarios de origen diverso que se apoyan en los anteriores, predominando los de origen continental.

2.1. Neógeno

Los materiales de edad neógena se sitúan en la denominada Cuenca de Azua, en la sierra de Martín García y en la Loma de La Vigía. La Cuenca de Azua ocupa las tierras bajas localizadas entre la Cordillera Central, Sierra de Neiba y Sierra de Bahoruco, estando rellena por una secuencia sedimentaria entre 2.000 y 4000 m. de espesor, con rocas de origen marino y continental.

La Cuenca de Azua, que es una depresión tectónica "ramp valley" (P. Mann et al. 1991), se extiende por un área donde se encuentran las poblaciones de San Juan y Azua en el Noroeste y Este, respectivamente, y Canoa en el Sur. La parte Noroeste de la Cuenca situada entre San Juan y Hato Nuevo se la ha denominado Valle Alto de los ríos Yaque del Sur y San Juan, mientras que, en el Sur la zona comprendida entre la sierra de Neiba y la sierra de Martín García se le ha llamado Valle Bajo del Río Yaque del Sur.

Cuatro unidades estratigráficas marinas y una continental se distinguen en los sedimentos neógenos: la formación Sombrerito, la formación Trinchera, la formación Quitacoraza, la formación Arroyo Blanco y la formación Arroyo Seco. (Fig. 2.1.)

Los materiales neógenos están plegados en una serie de anticlinales y sinclinales fallados, con dirección NW-SE, E-W y en menor número NE-SW. Los anticlinales forman sistemas montañosos como son la sierra de Martín García y la Loma de La Vigía, mientras que los sinclinales forman depresiones como la Cuenca de Azua.

El contacto con los materiales paleógenos, solo se observa al norte de la Cuenca de Azua, donde se produce mediante una sucesión de cabalgamientos, con frecuencia retocados por desgarres.

2.1.1 Formación Sombrerito. Mioceno Inferior-Medio

El Mioceno Inferior-Medio está representado por la Formación Sombrerito. Esta es una formación carbonatada y detrítica que constituye la base de los sedimentos neógenos existentes en la cuenca de Azua, su espesor supera los 500 m.

La Formación forma los flancos de la Sierra de Neiba y la totalidad de la Sierra de Martín García, la Loma de la Vigía y el “basamento” sobre el que se colocan el resto de las potentes secuencias detríticas neógenas de la cuenca de Azua.

La localidad tipo de la Formación fue propuesta por Olsson en Bermudez (1949) en el Arroyo de Sombrerito situado en el extremo este de la Sierra de Neiba (Hoja de las Yayas de Viajama), posteriormente la formación ha sido estudiada en trabajos paleontológicos por Tjalsman y Bowin(1975), Doreen(1975) y Breuner(1985). En estudios estratigráficos, sedimentarios y paleontológicos por Mc Laughlin et al.(1991c) y desde un punto de vista estructural y tectónico por Mann et al.(1991).

Es una formación carbonatada–detrítica, si bien las características de litofacies y de ambiente de sedimentación varían a lo largo de la Cuenca de Azua. La formación se depositó entre el Mioceno más inferior(incluso puede que esté representado el Oligoceno superior) y el Mioceno superior.

Se han diferenciado en cartografía tres unidades atendiendo a criterios de litofacies y de posición estratigráfica, sin asignarlas una categoría “formal”.

La unidad más basal está formada por “margas grises que tienen intercalados tramos areniscosos”

2.1.1.1. Formación Sombrero (1). Margas grises con intercalaciones areniscosas.

Se encuentra en los núcleos de los anticlinales que forman las Sierras de Martín García y la Loma de la Vigía y en el flanco norte de la Sierra de Neiba (arroyo de los Baos) hoja de las Yayas de Viajama. El espesor es desconocido ya que no se ha observado su base, si bien en afloramiento supera los 60 m. Son principalmente margas grises y negras que tienen intercaladas areniscas. El espesor de las areniscas varía desde algunos decímetros a 1 m. Las areniscas son de naturaleza calcárea o silíceas teniendo incluso clastos metamórficos, están dispuestas en estratos de base casi tabular con “flutes” y cantos blandos, interiormente presentan secuencias de Bouma. Otras veces las areniscas tienen aspecto desorganizado (debris flow), encontrándose en ellas restos de gasterópodos y corales.

Las muestras recogidas señalan la presencia de “*Globigerinitella insueta*, *Globigerinoides hisphaericus* y *Globigerina m angilisuturalis*” las cuales pertenecen a la subzona N7 de Blow (1979) que equivale a un Mioceno inferior.

La presencia de margas grises con microorganismos plantónicos y bentónicos de ambiente marino profundo, y de areniscas con estructuras sedimentarias propias de corrientes turbidíticas, donde se localiza fauna resedimentada, nos indican un medio sedimentario marino profundo, rellenado mediante lóbulos turbidíticos.

En el flanco norte del valle de San Juan, la base de la Fm. Sombrero no la forman margas y areniscas turbidíticas, sino materiales que contienen una asociación faunística propia de un medio marino somero, representada por ostracodos del género “*Brocithereis? Deformis*” que es equivalente a la subzona N6 (Mioceno inferior) representada por “*Catapsydrax stainphorti*”. Hacia techo y de una forma gradual estos sedimentos margosos dan paso a depósitos calizo-margosos que forman una nueva unidad cartográfica denominada “alternancia de calizas tableadas con sílex y margas”.

2.1.1.2. Formación Sombrero (2). Alternancia de calizas tableadas con sílex y margas. Mioceno medio.

Es una unidad cuyo espesor puede superar los 400 m. aparece en la Sierra de Martín García y la Loma de la Vigía. En su base se encuentran las margas oscuras y

areniscas turbidíticas descritas en el apartado anterior, siendo el tránsito a las calizas tableadas gradual, así se observa que los tramos de calizas más basales son depósitos tipo “debris” formados por trozos de fauna reciclada (corales y gasterópodos) dispuestos desorganizadamente y turbiditas calcáreas (Facies C1 y C2 de la clasificación de Mutti y Ricci Lucchi (1976). Esta unidad la forman una alternancia de tramos de calizas tableadas con margas amarillentas, cada tramo tiene un espesor aproximado de unos 30-70 m.

Las calizas tableadas están formadas por estratos de un 1dm. de espesor, cuya composición varía de “wackestone a packstone” según la clasificación de Dunhan(1962) superpuestos unos a otros o separados por capas centimétricas de margas grises. Los estratos tienen un aspecto algo ondulado, adoptando a veces aspecto masivo, interiormente pueden mostrar una estratificación cruzada muy tendida, no siendo infrecuentes las bandas centimétricas y nódulos de sílex mas o menos paralelos a la estratificación. En los techos de los estratos a veces se observan costras ferruginosas (hard grounds). Los foraminíferos bentónicos y radiolarios encontrados en las margas y calizas son característicos de la plataforma marina externa y de la zona batial más profunda. Entre la fauna destaca “Cibicides Xenci, Laticaranina pauperata y Osangularia mexicana”. La presencia de foraminíferos plantónicos como “Globorotalia fohsi peripheroranda y Globorotalia fohsi robusta”, nos caracterizan las subzonas N10 y N12 de la clasificación de Blow (1979) propias del Mioceno medio.

En la Sierra de Neiba, dentro de la hoja de Yayas de Viajama y en otros puntos situados al norte de la cuenca de Azua, esta unidad no se encuentra representada mediante las facies propias de plataforma externa, sino con características marinas más someras, propias de la plataforma marina interna, como es una alternancia de tramos margosos y de calcarenitas de color crema.

Las calcarenitas son ricas en los fósiles(biocalcarenitas) característicos de una plataforma marina somera, como son ostreas, gasterópodos, corales y pelecípodos en general. Los cuerpos calcareníticos tienen bases canalizadas y presentan clara estratificación cruzada de surco y planar. Los tramos margosos muestran una intensa bioturbación.

Esta en su facies de calizas tableadas con sílex y margas, pasan de un modo gradual, hacia techo, a margas oscuras que tienen intercaladas calizas y areniscas pertenecientes a la unidad superior de la formación Sombrerito.

2.1.1.3. Formación Sombrerito. Margas con intercalaciones de areniscas y calizas. Mioceno medio-superior.

En la Hoja de Pueblo Viejo apenas se observa esta unidad, pues se halla recubierta por depósitos cuaternarios, no siendo representada en cartografía, integrándola en la unidad anterior, sin embargo se ve su presencia en las hojas próximas, como es la de Vicente Noble (5971-II).

A techo de las calizas tableadas con sílex, se observan margas de color gris con espesor de unos 60 m, que tienen intercalados paquetes de areniscas y calizas, cuya potencia varía de algunos cms a 1m. Los cuerpos areniscosos tienen base plana o ligeramente canalizada, reconociéndose estructuras como “flutes” y huellas de carga, interiormente los cuerpos muestran secuencias de Bouma tipos Ta-e y Tb-e, siendo muy abundantes las estructuras de escape de agua y laminación “convolute”.

Se han encontrado en las margas, foraminíferos plantónicos como “Globorotalia mayeri y Globorotalia Acostaensis”, que nos indican una edad mioceno medio-alto, marcada por las subzonas N14 y N16 de las zonas de Blow(1979).

Estos materiales han sido denominados al oeste de la sierra de Martín García (hoja de Vicente Noble), como el Miembro Gajo Largo (Mc Laughlin et al,1991) perteneciente a la Formación Sombrerito, siendo este miembro un tránsito entre las calizas tableadas con sílex, sedimentadas en una plataforma externa hacia las turbiditas pertenecientes a la Formación Trinchera.

En el extremo este de la Sierra de Neiba(Hoja de Yayas de Viajama) el techo de la formación Sombrerito no lo forman las margas pertenecientes al Miembro Gajo Largo, sino arenas rojizas ricas en granos de cuarzo , calizas micritas finamente tableadas y capitas de yeso, los cuales se depositaron en un medio marino muy somero. Estas facies muy someras se encuentran a techo de las calcarenitas y margas depositadas en una plataforma interna, descritas en la unidad anterior de la Formación Sombrerito.

En resumen se puede decir que la Fm. Sombrerito, depositada entre el Mioceno más inferior y el Mioceno superior no es homogénea a lo largo de toda el área de su sedimentación, ni a lo largo del tiempo. Así se comprueba que en las áreas situadas al norte de la Cuenca de Azua, se encuentran materiales sedimentados en ambientes más someros que los situados al sur. Igualmente se ve que a lo largo del tiempo la Fm. Sombrerito, en zonas meridionales, durante el Mioceno inferior es detrítica con facies turbidíticas, en el Mioceno medio es carbonatada con sedimentos propios de plataforma externa, y en el Mioceno superior la Fm. vuelve a ser detrítica con facies turbidíticas. Sin embargo en el norte de la Cuenca de Azua durante el Mioceno medio, se depositan carbonatos propios de plataforma interna y durante el Mioceno superior tiene lugar una sedimentación marina muy somera y restringida.

2.1.2. Formación Trinchera (3). Mioceno medio-Plioceno inferior. Areniscas y margas con intercalaciones conglomeráticas.

A techo del Miembro Gajo Largo y pasando de un modo gradual se encuentran los materiales de la denominada Formación Trinchera.

Esta formación se encuentra en toda la Cuenca de Azua y aflora en el Valle Alto de los ríos Yaque del Sur y San Juan y en el valle bajo del Yaque del Sur. En la hoja de Pueblo Viejo, aparece en gran parte recubierta por depósitos aluviales y coluviales de edad cuaternaria, siendo solo posible su observación en las márgenes de algunos arroyos, como es el de las Lajas y otros que proceden de la sierra de Martín García.

El espesor de la formación varía de 1000 a 2700 m aumentando de Norte a Sur. Esta formación fue definida por Olsson en Bermúdez (1949) en las orillas del alto Yaque del Sur, si bien los mejores afloramientos se encuentran a lo largo de la carretera Azua-Barahona (Hoja de Vicente Noble), entre las poblaciones de Fondo Negro y Canoa, estos materiales fueron denominados la Fm. Fondo Negro por Cooper (1983) aunque como posteriormente demostró Mc Laughlin et al(1991) pertenecen a la Formación Trinchera.

El tránsito entre las formaciones Trinchera y Sombrerito es difícil de observar debido a que suele estar recubierto por depósitos cuaternarios o afectado por fallas. Sin embargo

este tránsito es gradual como se ve en algunos puntos de la hoja de Vicente Noble (cercañas de Canoa) y en la presente de Pueblo Viejo.

La Formación Trinchera está formada por arcillas, limos, areniscas y conglomerados. En ella se observa un aumento de granulometría de base hacia techo, de modo que en las partes más bajas predominan arcillas y limos, mientras que las areniscas y conglomerados aparecen en los más altos de la formación. También se observa que en las zonas situadas al norte de la cuenca de Azua, los materiales de granulometría gruesa son más abundantes que en el sur de la cuenca. La Formación Trinchera tiene un claro carácter energético creciente.

La base de la formación se caracteriza por la presencia de facies detríticas finas. Así la parte más inferior, está formada por una rítmica alternancia de capas de arcilla gris-negra con limos y areniscas de grano fino, donde predomina la arcilla. El espesor de las capas varía entre 1 y 30 cm. con una media de 8 a 10 cm, muestran granoselección siendo frecuentes las secuencias de Bouma Tb-e y Tc-e. Las capas de arenisca más potentes son de gran extensión lateral y muestran una base plana con “flutes, groove casts”, en su techo presentan estratificación “convolute” y alineaciones de fragmentos de plantas. El conjunto de los materiales situados en la base de la formación corresponden a la facies D de la clasificación de Mutti y Ricci Lucchi (1972), deduciéndose que su medio deposicional corresponde a la parte más externa de un abanico submarino.

Hacia techo dentro de la Fm. Trinchera encontramos sedimentos con una igual proporción de areniscas y arcillas grises, siendo la granulometría de las areniscas algo más gruesa. En este tramo todavía se mantiene la alternancia de arcillas y areniscas, si bien es frecuente encontrar capas de arenisca con un mayor espesor que en el tramo basal. Estas capas de arenisca tienen una base ligeramente canalizada, manifiestan variaciones de espesor a la escala de afloramiento, no siendo apreciables las variaciones de granulometría. Se ha interpretado el tramo como correspondiente a las facies B y D de Mutti y Ricci Lucchi (1972), identificando las areniscas de mayor espesor como canales pertenecientes a las partes medias de un abanico submarino.

El tramo superior de la Fm. Trinchera se caracteriza por un claro predominio de areniscas y conglomerados respecto a la presencia de arcillas grises.

En este tramo superior las areniscas forman cuerpos de hasta 2 m. de espesor, son ricas en arcilla y están intercaladas entre limos y conglomerados. Las capas más finas muestran granoclasificación y secuencias de Bouma Ta-e, con estructuras “dish” en la base y cantos blandos en el techo, aunque también se los encuentra en el plano de unión de las capas. No son infrecuentes la presencia de finas alternancias de arcillas y areniscas, así como la de conglomerados con base erosiva y granoclasificación normal e inversa.

Un tipo de depósito distinto a los descritos aparece, en el tramo superior de la Formación Trinchera, es el formado por “debris flows”. Estos consisten en areniscas y conglomerados desorganizados dentro de una matriz arcillosa, los cantos que pueden tener hasta 10 cm son de tonalita, metacuarcita, gabro, esquistos y calizas, encontrándose también gasterópodos y fragmentos de corales.

Las litofacies que forman el tramo superior de la Fm. Trinchera se los interpreta como pertenecientes a las facies A,F y B de la clasificación de Mutti y Ricchi Lucchi(1972), los cuales se depositarían en las partes más internas de un abanico submarino.

El estudio petrográfico de las areniscas de la Fm. Trinchera, nos indica que tienen una abundante matriz de arcilla y que son fundamentalmente feldespáticas con una importante proporción de cuarzo, estando cementadas por calcita. Otros constituyentes menores son chert, epidota, clorita, biotita, piroxenos y anfíboles.

Los foraminíferos plantónicos hallados en la Fm. indican que su edad se extiende desde el Mioceno medio hasta el Plioceno inferior. Así se ha localizado en su parte más basal la presencia de “*Globorotalia acostaensis*” que señala la subzona N16, “*Globorotalia humerosa*” la subzona N17 (Mioceno superior) y el techo viene indicado por “*Globorotalia margaritae*” N18 (Plioceno inferior). Los foraminíferos bentónicos encontrados reflejan una transición desde un ambiente batial medio marcado por la presencia de “*Eggerella propinqua*, *Uvigerina hispida* y *Pyrgo murrhina*”, a una zona batial alta indicada por la existencia de “*Cassidulina subglobosa* y *Uvigerina peregrina*”.

Tanto las litofacies como las biofacies de foraminíferos bentónicos indican que la Fm. Trinchera fue depositada en un ambiente progradante y somerizante mediante abanicos submarinos.

2.1.3. Formación Quitacoraza (4). Plioceno Inferior. Margas con finas intercalaciones de areniscas.

Se define la Fm. Quitacoraza como las capas de limos, que tienen un espesor entre 200-700 m., situados entre las formaciones Trinchera y Arroyo Blanco.

Esta formación no es reconocible en toda la cuenca de Azua, pues hay lugares en que la Formación Arroyo Blanco se apoya directamente sobre la Fm. Trinchera, sin encontrarse la Fm. Quitacoraza.

En la hoja de Pueblo Viejo la formación Quitacoraza, aparece en el ángulo noroeste, en las cercanías del arroyo de las Lajas.

La localidad donde se definió a la formación fue en el pueblo de Quitacoraza, situado en el Valle Bajo del río Yaque del Sur (Hoja de Vicente Noble), siendo definida en Bermudez (1949). Esta formación fue también denominada Formación Bao por Cooper (1983)

La Fm. Quitacoraza está formada por limos y arcillas que tienen intercaladas algunas finas capas de areniscas turbidíticas. El tránsito de esta formación a la infrayacente Fm. Trinchera se hace de una forma gradual, a través de una alternancia de capas de arenisca y arcilla.

Los foraminíferos plantónicos encontrados como "*Globorotallia margaritae margaritae* y *Globorotallia margaritae evoluta*" nos señalan las subzonas N18 y N19 pertenecientes al Plioceno inferior. Los foraminíferos bentónicos encontrados reflejan una transición de un ambiente sedimentario nerítico externo a otro más interno, así "*Hoeglundina elegans* y *Cassidulina subglobosa*", situadas en la base, reflejan profundidades superiores a los 100 m., mientras que la presencia de "*Cancris Sagra* y *Elphidium Lanier*" localizados en el techo de la formación nos indica un medio sedimentario situado a menos de 100 m. de profundidad.

De las litofacies y fauna observadas en la Fm. Quitacoraza, se puede deducir, que esta se sedimentó en una plataforma tranquila, dentro de un ambiente nerítico que se iba haciendo más somero. Esta formación que no se encuentra representada en toda la cuenca de Azua, podría ser considerada como un Miembro de la Fm. Trinchera.

2.1.4. Formación Arroyo Blanco (5).Mioceno Medio-Plioceno Medio.

La Formación Arroyo Blanco tiene un espesor aproximado de 700 m. Esta formación fue definida por Olsson en Bermudez (1949), en el Arroyo Blanco situado al Este del pueblo de Quitacoraza, definiéndola como una sucesión de conglomerados y areniscas. Sin embargo la mejor representación de la formación se encuentra en el Arroyo de las Lajas, que se localiza dentro de la Hoja de Pueblo Viejo (Mc Laughlin et al. 1991)

En la Hoja de Pueblo Viejo esta formación aflora a lo ancho del tercio norte, estando en parte recubierta por depósitos cuaternarios. La Fm. se apoya dentro de la cuenca de Azua en unos lugares sobre la Fm. Quitacoraza y en otros sobre la Fm. Trinchera , habiendo en ambos casos un tránsito gradual. En la presente Hoja se sitúa sobre la Fm. Quitacoraza.

La Fm. Arroyo Blanco forma una secuencia granocreciente, cuya base de un espesor aproximado de 200 m, está formada por areniscas arcillosas con estratificación cruzada, arcillas, limos muy bioturbados y corales. Los corales, muchos de ellos del género "Porites", unas veces están en posición de vida, en estratos que llegan a 1 m de espesor y otras veces se encuentran dentro de cuerpos canalizados asociados a gasterópodos y vivalvos de los géneros "*Bulla, Strombus y Turritella*". El resto de la formación lo constituyen ciclos granodecrecientes de conglomerados, areniscas, limos y arcillas.

Los ciclos tienen un espesor que varía de 2-14 m. La base de cada ciclo está marcado por una base erosiva, sobre la que se apoyan conglomerados poligénicos o areniscas con estratificación cruzada y fragmentos de conchas. Sobre ellas hay areniscas más finas ricas en arcilla, el techo del ciclo lo forman limos y arcillas finamente laminados, que a veces están intensamente bioturbados, incluso, en algún estrato arcilloso, hay moldes de raíces.

Aunque en la base de la Fm. Arroyo Blanco se encuentren foraminíferos plantónicos y bentónicos que sirven para datar y caracterizar el ambiente de sedimentación, sin embargo el estudio de la misma lo realizó Mc Laughlin et al (1991) mediante ostrácodos ya que se encuentran desde la base de la formación hasta el techo, hallando equivalencias entre las faunas de foraminíferos y ostrácodos. Así encuentra en la base de la formación el ostrácodo "*Radimella confragosa*", que es equivalente a las cronozonas N17, N18 y N19

(Bold, 1983,1988) de foraminíferos plantónicos , es decir Mioceno superior- Plioceno inferior-medio. Los foraminíferos bentónicos situados en la base de la formación indican un ambiente sedimentario nerítico.

Al realizar la cartografía de la presente Hoja, se ha podido comprobar que la edad de la Fm. Arroyo Blanco puede ser más antigua, llegando al Mioceno Medio. Así en la serie levantada al norte del “Cruce del Quince de Azua”, se ha encontrado fauna de foraminíferos, dentro de varias capas de arcillas grises, que nos precisa esta edad, entre éstas cabe citar: “*Globorotalia fohsi*, *Globorotalia lobata*, *Globorotalia obesa*, *Globorotalia periphereranda*, y *Globorotalia mayeri*. De aquí se deduce que la Fm. Arroyo Blanco es coetánea de las Fms. Quitacoraza y Trinchera, a las cuales pasa de un modo gradual.

Desde la mitad de la formación hacia el techo la fauna está compuesta exclusivamente por géneros de ambiente marino somero o marginal como son los foraminíferos “*Elphidium* y *Ammonia*”, cuanto más alto se está en la formación predominan especies de agua más salobre y en la parte más alta no suele encontrarse fauna.

La Formación Arroyo Blanco representa el tránsito de una sedimentación marina nerítica a una fluvial deltaica. Las litofacies y biofacies sugieren un tránsito desde una plataforma marina dominada por depósitos clásticos con algunos arrecifes de corales dispersos, a un complejo deltaico progradante caracterizado por ciclos granodecrecientes.

2.1.5. Formación Arroyo Seco (6). Plioceno Superior-Pleistoceno. Conglomerados, areniscas y arcillas.

La Formación Arroyo Seco está compuesta por conglomerados y en menor medida por areniscas y algunos limos. El espesor de la formación supera los 100 m.

Se encuentra apoyándose sobre la Fm. Arroyo Blanco, pasándose de una a la otra de un modo gradual. En la Hoja de Pueblo Viejo, aparece situada al norte formando las crestas de algunas colinas, como es la de la Loma del Gobierno.

La formación está compuesta por la superposición de cuerpos canalizados con base fuertemente erosiva y no gran extensión lateral. Los cuerpos son de espesor variable entre 1-5 m, estando formados por cantos y bloques cuyo tamaño medio es de 1-2 dm, siendo el

máximo superior a 1 m. Los clastos son redondeados, están imbricados y presentan estratificación cruzada principalmente de surco. Algunos cuerpos conservan una granoclasificación positiva, encontrándose el techo formado por gravas y arena gruesa e incluso limos. En puntos excepcionales se encuentran pequeños niveles calcáreos de caliches, originados por procesos edáficos.

La naturaleza de los cantos es principalmente caliza, pero tampoco escasean los de origen plutónico (granitos), volcánico y metamórfico (esquistos).

La Formación Arroyo Seco debe su origen a corrientes fluviales, organizadas mediante canales trenzados. No se ha encontrado en la formación fauna determinativa para datarla, pero al estar situada por encima de la Fm Arroyo Blanco, cuyo techo tiene edad Plioceno medio y por debajo de los depósitos claramente cuaternarios que la recubren, se le atribuye una edad que se extiende desde el Plioceno superior al Pleistoceno inferior.

2.3. Cuaternario

2.3.1. Pleistoceno

Los sedimentos cuaternarios antiguos(pleistocenos), están representados por depósitos de origen continental y volcánico. Los continentales tienen un origen fluvial, son abanicos aluviales o terrazas.

2.3.1.1. Abanicos Aluviales (7 y 9). Cantos, arenas y arcillas.

Tienen su origen en la Sierra de Martín García. Están formados por la acumulación de cuerpos canalizados, creados por cursos fluviales trenzados. Los cuales tienen base fuertemente erosiva y están rellenos por bloques y cantos subredondeados a subangulosos. Los clastos unas veces están desorganizados y otras presentan imbricaciones y estratificaciones cruzadas, las gravas y arenas son minoritarias y presentan estratificación cruzada.

Los ápices de los abanicos se encuentran situados principalmente en la sierra de Martín García, a la cual han erosionado grandemente, de aquí que la naturaleza de los clastos sea fundamentalmente caliza (caliza con sílex de la FM Sombrerito) y se apoyan

sobre los sedimentos neógenos de la Cuenca de Azua, recubriéndolos y dificultando su observación. Otros ápices se localizan en las colinas situadas al Norte de la Hoja (Loma de los Guiros, Loma del Gobierno). Estos abanicos se forman sobre los depósitos detríticos neógenos (Fm. Arroyo Blanco), utilizando a estos materiales para su génesis.

Los abanicos están superpuestos unos sobre otros, erosionando los más modernos a los más antiguos, formándose una acumulación de sedimentos que en algunos puntos supera los 100 m.

La causa de la formación de los abanicos y la incisión de unos sobre otros, se debe a levantamientos de la sierra de Martín García, producidos por movimientos tectónicos, los cuales también han afectado a los abanicos aluviales más antiguos, que se encuentran fallados. Actualmente los abanicos se encuentran erosionados por arroyos y cañadas que forman un paisaje fuertemente abarrancado.

Los abanicos más antiguos (7) se sitúan exclusivamente en la sierra de Martín García, apareciendo entre las cotas 500-300 m, bordean las faldas Norte y Este de la Sierra y aparecen con una longitud que puede superar los 3 km.

Abanicos más modernos (9) y que se encajan bien en los abanicos anteriores, bien sobre las formaciones neógenas (Fm. Sombrero, Arroyo Blanco, Trinchera), se encuentran localizados en la Sierra de Martín García y en las colinas del norte de la hoja. La longitud de los abanicos, puede superar los 5 km, como sucede con los procedentes de la Sierra de Martín García. La longitud de los abanicos situados en las colinas es más pequeña 1-2 km. Estos abanicos se encuentran entre las cotas 300-180 m.

Si bien no se han encontrado criterios paleontológicos para datar a los abanicos aluviales, se les atribuye una edad cuaternaria (Pleistoceno), debido a consideraciones estratigráficas, sedimentológicas y tectónicas. Así erosionan a depósitos de edad Pliocena, y a su vez están erosionados por formaciones claramente holocenas, además se encuentran fracturados.

2.3.1.2. Domo Volcánico. Plioceno superior- Pleistoceno.(8)

En la parte Norte de la Hoja se encuentra el edificio de El Mogote, que tiene una

altura de 100 m y una anchura de 400 m. Éste aflora dentro de los materiales de la Fm. Arroyo Blanco, se trata de un domo de roca básicas, de color negruzco, que en muestra de mano podría ser considerado como un basalto alcalino, pero que los análisis petrológicos y químicos lo clasifican como perteneciente a las basanitas con Nefelina.

Tiene fenocristales de olivino y piroxeno, los primeros están a menudo corroidos y los segundos muestran dos etapas de cristalización. La matriz está formada principalmente por piroxenos, siendo más escasos los olivinos, la nefelina o las plagioclasas. Los análisis químicos indican que hay 44,8 % de SiO₂, un 11,4 % de Al₂O₃, 10,99 % de FeO, 10,94 % de CaO y 14,02 % de MgO.

Se le atribuye edad Pleistocena atendiendo a criterios geológicos regionales, y a dataciones radiométricas en hojas vecinas (Electroconsult, 1983).

2.3.1.3. Terrazas. Pleistoceno-Holoceno (10 y 11). Cantos, arenas, gravas y arcillas.

En los depósitos denominados terrazas se pueden distinguir, atendiendo a su ubicación respecto al cauce, dos tipos, denominándolas altas y bajas.

Las Terrazas altas se sitúan en cotas superiores a los 100 y 200 m, son depósitos fluviales aislados, formados por cantos gravas y arenas. Estos clastos son redondeados a subredondeados, estando organizados en canales con estratificación cruzada. Son terrazas altas situadas a más de 100 m sobre el cauce, originadas por el río Jura (Loma de la Vigía) y el río Yaque del Sur (Loma de los Guiros). La extensión de estas terrazas es pequeña, así la situada en la Loma de la Vigía, que está en la cota de 100 m, tiene una longitud y anchura que no sobrepasan los 100 m. La terraza de la Loma de los Guiros se localiza en la cota de 360 m, teniendo una longitud y anchura que supera el km.

El espesor de los depósitos varía de 0,5 m-2 m, su naturaleza litológica es propia del área de donde proceden, así hay rocas volcánicas del Eoceno, Cretácico y Mioceno, rocas volcánicas cuaternarias y volcano-sedimentarias del grupo Tireo. La granulometría es variable pero generalmente es del orden decimétrico.

Se atribuye a las terrazas altas una edad Pleistocena.

En el Río Jura, al Norte de la Hoja y en el Arroyo de las Lajas en cotas de 4 m sobre el cauce, se sitúan terrazas pertenecientes al grupo de las bajas. Están constituidas por cantos decimétricos, algún bloque, y arena gruesa. Estos clastos presentan estratificación grosera e imbricaciones. La naturaleza de los clastos es similar a la de las terrazas altas. Se les atribuye una edad Pleistoceno-Holoceno.

2.3.1.4. Conos de deyección. Pleistoceno-Holoceno (12). Cantos, arenas y gravas.

Las salidas de los barrancos y arroyos que drenan zonas elevadas, como es la sierra de Martín García, se caracterizan por la acumulación de sedimentos en forma de conos. Rasgo típico de los conos es la desorganización de los materiales, siendo estos cantos, arenas y gravas, con morfología subangulosa. Los depósitos distinguidos están relacionados con la red hidrográfica actual, si bien el inicio de su funcionamiento puede ser más antiguo, incluso Pleistoceno. El espesor de los materiales es variable, atendiendo a su geometría, pero pueden superar, los de mayores dimensiones, los 10 m.

2.3.1.5. Derrubios de ladera. Pleistoceno-Holoceno.(13). Cantos y gravas.

Las zonas de gran pendiente existentes en la sierra de Martín García y la Loma de la Vigía se caracterizan por la existencia de cantos y gravas, que se han desplazado por gravedad y arrojada. Estos clastos son angulosos y subangulosos y están sin organizar. Forman a modo de grandes cortinas recubriendo las zonas de mayor pendiente en afloramientos que superan el km de longitud. El espesor es variable desde algunos decímetros a 2 m. El tamaño de los clastos es también variable, siendo en general decimétrico, pero no son infrecuentes los bloques de 0,5 m estando los clastos embutidos en una matriz de gravas.

Gran parte de los depósitos tienen edad holocena dada su clara relación con la morfología actual, si bien no habría que excluir que algunos coluviones están relacionados con los abanicos pleistocenos, siendo por lo tanto su edad Pleistocena.

En las colinas situadas al norte de la Hoja, constituidas en la Fm. Arroyo Blanco se encuentran derrubios de ladera, con una entidad menor a los situados en la Sierra de Martín García, los forman gravas y algunos cantos, teniendo los depósitos un espesor decimétrico.

2.3.1.6. Aluvial-Coluvial. Pleistoceno-Holoceno.(14). ravas, cantos y arenas.

Son zonas de arroyada, en las cuales las corrientes de agua no han formado un cauce. Se encuentran cantos, gravas y arenas. Estos depósitos son más abundantes en las colinas situadas en el centro y norte de la Hoja. Como sucede al sureste del cerro del Yeso, allí la ladera meridional del cerro está tapizado por depósitos de arroyada, formando una suave pendiente que enlaza con los depósitos fluviales del arroyo de Tábara. Son cantos y gravas sin una clara organización formando una especie de tapiz con un espesor muy fino centimétrico-decimétrico.

2.3.2. Holoceno

Los sedimentos cuaternarios modernos son de origen continental y marino, estando los primeros relacionados con los cursos fluviales actuales y los segundos con la costa del mar Caribe.

2.3.2.1. Abanicos Aluviales. (15). Cantos, arenas y arcillas.

Los abanicos aluviales de edad holocena tienen su origen, al igual que los de edad Pleistocena, en la Sierra de Martín García, se apoyan y erosionan a los abanicos aluviales más antiguos, estando relacionados con la red fluvial actual.

Se encuentran situados entre las cotas 200-20 m sobre el nivel del mar y bordean los flancos de la Sierra de Martín García y las colinas situadas al Norte de la Hoja (Lomas de los Guiros, Lomas del Papayo).

Están formados por cantos, arenas y arcillas, el tamaño de los cantos generalmente es decimétrico. Los materiales se organizan formando canales que en su interior muestran estratificación cruzada e imbricaciones.

Las dimensiones de estos abanicos es grande teniendo longitudes que superan los 10 km. Al unirse los aluviones lateralmente forman extensiones con anchuras que superan también los 10 km.

El espesor de los abanicos es variable desde 10 m a 1 m.

La naturaleza de los clastos que forman los depósitos es poligénica y polimíctica. Así pueden ser calizos procedentes de la Fm. Sombrerito, de edad Miocena o arenosos y calizos de la Fm. Arroyo Blanco, de edad Pliocena.

La edad de los abanicos es Holoceno, ya que están activos y asociados a la red hidrográfica actual.

2.3.2.2. Playa (16). Arenas y gravas.

La parte de la costa que se encuentre las desembocaduras de los ríos Jura y Tábara y los acantilados de la Loma de la Vigía, desarrolla una topografía suave formando playas que están recubiertas por arenas y gravas.

2.3.2.3. Depósitos lagunares y estuarinos. Terrenos sujetos a inundación (17). Lutitas y arenas.

Las zonas de la costa en que desembocan el río Jura y el arroyo Tábara, se caracterizan por su baja topografía, son zonas pantanosas, sujetas a inundación casi permanente, donde se acumulan los limos y arenas que traen las corrientes fluviales. Estos terrenos reciben el nombre de “salados”, y están constituidos por lutitas y arenas de color oscuro. Este color se debe a la abundancia de materia orgánica que se encuentra en estado reducido.

2.3.2.4. Depósitos ocasionalmente sujetos a inundación (18). Lutitas, gravas y arenas.

Son terrenos próximos a los descritos en el apartado anterior, se encuentran situados a cotas un poco más altas, estando sujetos a inundación de un modo más ocasional. En esta zona se acumulan cantos, gravas y arenas. Los clastos son de naturaleza polimíctica y poligénica, están organizados en canales de espesor decimétrico y una anchura hectométrica presentan estratificación cruzada y planar. Los sedimentos proceden de los ríos Jura y Tábara, ya que se encuentran en su desembocadura. Los limos y arenas tienen color oscuro debido a la presencia de materia orgánica reducida.

2.3.2.5. Playas y Barreras (19). Acumulaciones de cantos.

La parte de la costa delimitada por la Loma de la Vigía, se caracteriza por sus acantilados. En esta zona hay una pequeña franja de playa, entre el mar y los acantilados, recubierta por trozos de coral, con un tamaño que varía del bloque a la grava.

2.3.2.6. Canales trenzados. Llanura aluvial (20). Cantos, gravas y arenas.

En el norte y centro de la Hoja, el río Jura y los arroyos de Tábara y las Lajas, desarrollan una llanura aluvial que supera los 10 km, y anchura de 1-4 km. Está formada por canales trenzados, los cuales contienen arenas, gravas y cantos redondeados y subredondeados, que presentan imbricación y estratificación cruzada. Estos canales trenzados funcionan en épocas de avenidas.

La anchura de los canales es decamétrica y su espesor varía de 0,5-1 m. La acumulación de canales pueden alcanzar una potencia superior a los 20 m.

La naturaleza de los clastos es poligénica y polimíctica, así hay cantos calcáreos graníticos, volcánicos, etc. procedentes de formaciones cuya edad se extiende desde el Cretácico al Pleistoceno.

2.3.2.7. Canales meandriformes. Llanura de inundación (21). Gravas, arenas, cantos y arcillas.

El curso inferior del río Jura y el arroyo Tábara, se caracteriza por su trazado meandriforme, con cantos, gravas y arenas. En esta zona presentan una llanura de inundación que está recubierta por limos y arcillas, la cual es activa en épocas de avenida.

La extensión es muy grande, tiene una longitud y anchura superior a los 10 km. En ella se encuentran canales de trazado meandriforme que tienen una anchura hectométrica y un espesor de 1-5 m, formados por cantos, gravas y arenas de naturaleza poligénica y polimíctica (calizos, volcánicos) que muestran estratificaciones. Los canales se encuentran inmersos en arcillas y arenas que corresponden a la llanura de inundación y que tienen estratificación horizontal.

2.3.2.8. Manglar (22). Arcillas y Limos.

Son zonas de la costa que se encuentran recubiertas por una vegetación de mangles. En ellas se acumulan arcillas y limos de color oscuro debido a la presencia de materia orgánica en estado reducido.

2.3.2.9. Fondos de valle (23). Cantos, gravas, arenas y arcillas.

Los fondos de los cauces de los ríos y arroyos, están recubiertos por cantos, gravas, arenas y arcillas, formando imbricaciones y estratificaciones cruzadas. La morfometría de los cantos varía de redondeada a subredondeada.

Los cantos y gravas son su constituyente principal, el espesor de los cantos es decimétrico y el de las gravas centimétrico, si bien no se excluye la presencia de algún bloque de tamaño superior a 1 m. La composición es variable, desde rocas calcáreas procedentes de Formaciones Miocenas (Sombrerito) o Eocenas, a rocas volcánicas o volano-sedimentarias proceentes del Grupo Tireo. La potencia es variable y difícil de evaluar, pero posiblemente esté comprendido entre 1-5 m.

3. TECTÓNICA

3.1. Introducción

La Hoja de Pueblo Viejo se encuentra situada, en gran parte, en el valle de Azua y el resto lo forman el relieve montañoso de la Sierra de Martín García y el mar Caribe.

La sierra y el valle definen una morfología tectónica denominada “ramp valley” o “ramp basin”, en la cual los bloques montañosos cabalgan sobre el fondo del valle.

Los materiales que se encuentran en la Hoja a excepción de algunos de edad pleistocena y actuales, se encuentran plegados o fallados, unos más intensamente que otros, siendo los más antiguos que son de edad miocena los más intensamente afectados.

Los materiales de la Hoja se encuentran inmersos dentro del marco geológico estructural de la Cuenca de San Juan que se describe a continuación:

En primer lugar, se efectúa una exposición del complejo contexto geodinámico de la isla y de las hipótesis más aceptadas, en lo que se refiere a la evolución de la Placa del Caribe. A continuación se describe el marco geológico-estructural de la zona de estudio, dividiéndolo en macrodominios y describiendo en detalle la estructura interna de cada uno de ellos.

3.1.1. Contexto geodinámico de La Española

La isla de La Española se encuentra situada en la actualidad, en la parte septentrional de la Placa del Caribe. Junto con Puerto Rico constituyen una unidad que puede considerarse como una microplaca incipiente, limitada al norte por una zona de subducción oblicua, con una fuerte componente de salto en dirección, y limitada al sur por otra zona de subducción (Fosa de los Muertos). En la Figura 3.1.1., tomada de Draper y Gutiérrez (1997), se han representado los principales elementos estructurales de la placa del Caribe.

El sector septentrional del arco volcánico, correspondiente a las Antillas Mayores, ha permanecido inactivo desde su colisión con la plataforma de Las Bahamas. En la Fig. 3.1.2.

(modificada de Pindell, 1994) se muestra la evolución de la placa del Caribe desde el Jurásico, tomada de Draper y Gutiérrez (1997). Se trata probablemente de una colisión oblicua y diacrónica, ya que comenzó en el Eoceno medio en Cuba Pardo et al, (1975) y terminó en el Oligoceno inferior en Puerto Rico (Dolan et al (1991)). Así, el margen norte del Caribe ha evolucionado desde el Cretácico hasta hoy, de constituir un límite controlado por subducción a ser un límite en régimen de desgarre, tras la colisión de esta placa con la Americana. Esta colisión ocurrió en La Española, en el intervalo Eoceno medio-superior, produciendo el amalgamamiento o soldadura definitiva de todas las unidades de arco de isla. En la Fig. 3.1.3., tomada de Mann et al. (1991b), se muestra la estructura actual de la región del Caribe, modificada de Jordan (1975).

El límite actual entre la Placa del Caribe y la Placa Norteamericana tiene más de 3000 km y va desde Guatemala hasta las Antillas Menores. Este límite está dominado en gran parte por movimientos transcurrentes de carácter sinistro que acomodan el desplazamiento hacia el Este de la Placa del Caribe, en relación con la de Norteamérica. El segmento correspondiente a la Isla Española y Puerto Rico se complica por la existencia conjunta de desplazamientos con salto en dirección y subducción dando lugar a una colisión oblicua con la Plataforma de las Bahamas.

Con anterioridad al Eoceno inferior, el límite norte del Caribe era fundamentalmente de subducción (convergente con la Placa de Norteamérica), como lo evidencia el arco magmático del Cretácico Superior-Eoceno Inferior y la existencia de rocas con metamorfismo de alta presión. La colisión de este arco magmático con la Plataforma de las Bahamas da lugar a la transición de un régimen dominado por la subducción a un dominio con desplazamientos en dirección que tiene lugar en el Paleógeno superior y el Neógeno. Desde entonces, el límite Norte tiene carácter traspresivo. Así, a partir del Eoceno, esta convergencia continuada del arco de islas con el margen meridional de la placa norteamericana produjo la deformación del Cinturón de Peralta.

Desde finales del Eoceno y principios del Oligoceno, La Española muestra una fuerte participación de la deformación, mostrando distinto carácter en diferentes unidades tectónicas y fallas mayores. Por otra parte, y dentro de una misma unidad, también se producen cambios en la naturaleza de la deformación a través del tiempo. Ejemplos de estos cambios se pueden observar dentro de una misma unidad, como en el Cinturón de Peralta, donde se pasa de una tectónica de acortamiento que da lugar a un cinturón de

pliegues y cabalgamientos a una tectónica de desgarre posterior, desde el Eoceno hasta el Plioceno. En un mismo tiempo geológico, durante la formación del Cinturón de Peralta (compresión que produce deformación en “plane strain”), algo más al Noreste, en la Falla de la Española, el régimen deformacional era sobre todo trascurrente (probablemente transpresivo). Otro ejemplo lo constituye actualmente, la deformación en la Fosa de los Muertos comparada con la mayor parte de los regímenes de desgarre de las fallas mayores del interior de la isla.

Por último hay que mencionar la tectónica de desgarres cuya mayor incidencia se muestra a partir del Mioceno (y hasta la actualidad), una vez que todos los elementos integrantes de la misma estuvieron soldados. A escala regional, esta tectónica de desgarres se inició con anterioridad, como consecuencia de la citada convergencia (oblicua) entre las principales provincias tectónicas presentes en la zona, la plataforma de Las Bahamas, el Gran Arco de Islas del Caribe y la meseta oceánica. Ésta produjo, a partir del Eoceno medio, la apertura del Surco del Caimán en un régimen transpresivo (Mann et al 1991 a) y culminó a partir del Mioceno superior, en un contexto transpresivo para todo el conjunto de la isla. Los últimos estudios sobre el contexto neotectónico de la isla, han determinado el movimiento relativo de la placa del Caribe hacia el Este en relación a las placas Norte y Sudamericana (Dolan y Mann, 1998). Este movimiento relativo es acomodado, en el margen septentrional de la isla por el cabalgamiento frontal de la fosa de Puerto Rico, mar adentro, y por la falla Septentrional, tierra adentro, en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera y los movimientos sinestrales, en la segunda (Dolan y Mann, 1998), (Dolan et al 1998).

3.1.2. Marco geológico-estructural de la zona cuenca de San Juan-Azua

La denominada cuenca de San Juan-Azua constituye en realidad, la porción central y noroccidental de una cuenca de dirección NO-SE cuyo extremo es conocido como Cuenca de Azua, que conecta hacia el Oeste con la cuenca de Enriquillo. Estas cuencas, junto con otras similares y diversas sierras mal conocidas, todas ellas situadas en el sector suroccidental de la isla, se han integrado en el poco definido *terreno* de Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba (Mann et al 1991). La estructura regional es del tipo “domos y cubetas” (*dome and basin structure*), consistente en una serie cubetas sinclinales de dirección NO-SE a ONO-ESE, separadas por domos anticlinales con inmersiones opuestas a lo largo del eje, cuyos márgenes suelen ser cabalgantes sobre las cubetas (Mann et al 1991).

Individualmente, cada una de éstas tiene una sección del tipo “*ramp valley*”. Las cubetas están rellenas por materiales del Mioceno Pleistoceno, de ambientes marinos en la base y continentales a techo, conformando en conjunto una macrosecuencia somerizante. Por su parte, los domos anticlinales sacan a la superficie series más antiguas, generalmente carbonatadas, del Paleoceno-Mioceno medio, parte de las cuales podrían ser, al menos parcialmente, correlacionables con el Grupo Peralta. No obstante, algunas de las sierras principales (Bahoruco, Neiba, Chaine de Matheux en Haití) muestran en sus núcleos rocas ígneas atribuidas al intervalo Cretácico superior-Eoceno. En el estricto ámbito de la cuenca de Azua-San Juan estudiado en el presente proyecto, las rocas más antiguas aflorantes en las estructuras anticlinales pertenecen a la Fm. Sombrerito (Mioceno), que probablemente sea la formación más antigua alcanzada en los sondeos petrolíferos realizados en la cuenca.

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

Aparte de las características estructurales específicas de cada macrodominio (basamento, Cinturón de Peralta, cuenca de San Juan-Azua), hay una importante tectónica común a todos ellos que es la tectónica de desgarres cuya incidencia se generalizó en toda la isla a partir del Mioceno, una vez que todos los elementos integrantes de la misma, especialmente sus segmentos meridional y centro-septentrional, estuvieron soldados. A escala regional, esta tectónica de desgarres se inició con anterioridad, como consecuencia de la prolongada convergencia oblicua entre las principales provincias tectónicas presentes en la zona, la Plataforma de Las Bahamas (placa Norteamericana), el Gran Arco de Islas y el *plateau* Oceánico (placa Caribeña). Esta produjo, a partir del Eoceno medio, la apertura del Surco del Caimán en un régimen transtensivo (Mann et al 1991 a) y culminó a partir del Mioceno superior, en un contexto transpresivo para todo el conjunto de la isla. Los últimos estudios sobre el contexto neotectónico de la isla, han determinado el movimiento relativo de la placa del Caribe hacia el Este en relación a las placas Norte y Sudamericanas (Dolan y Mann 1998). Este movimiento relativo es acomodado, en el margen septentrional de la isla por el cabalgamiento frontal de la fosa de Puerto Rico mar adentro, (*offshore*), y por la falla

Septentrional tierra adentro, (*onshore*), en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera y los movimientos sinestrales, en la segunda (Dolan y Mann 1998, Dolan et al 1998).

En el interior de la isla, el citado movimiento relativo lo articula principalmente la falla de Enriquillo-Plantain Garden (Mann et al 1991 a). Esta falla, también con movimiento sinistral, tiene un desarrollo regional de más de 1200 km puesto que forma el límite meridional del surco del Caimán, atraviesa longitudinalmente Jamaica y muere en el interior de La Española. La falla de Enriquillo tiene su terminación oriental en la zona situada al norte de la bahía de Ocoa (Hojas de Pueblo Viejo y Azua) donde produce una tectónica localizada, aparentemente sobreimpuesta a todas las demás, que controla el depósito de las formaciones cuaternarias más recientes en una banda E-O de 10 a 15 km de anchura.

Adicionalmente, otro elemento estructural a considerar en la región es la cresta de Beata (Heubeck y Mann 1991), promontorio alargado con forma de cuña hacia el Norte que se dispone en el centro de la meseta oceánica del Caribe con una dirección NNE-SSO transversalmente al límite meridional de la isla La Española y al septentrional de la placa Sudamericana (Mauffret y Leroy 1997). Según Heubeck y Mann (1991) y Mann et al. (1991 a), la cresta de Beata funcionó a partir del Plioceno medio como una indentación que, empujada desde el otro margen, bajo el cual subduce (Mauffret y Leroy 1997), colisionó con el sector central de La Española, "incrustándose" en una zona no del todo bien definida pero que más o menos coincide con la bahía de Ocoa. Pese a que la presencia de la cresta de Beata en la zona estudio es muy localizada y se limita al mar adentro (*offshore*) de la bahía de Ocoa, los efectos de la indentación afectan a un amplio sector de la misma y de forma especial, al suroccidental. Entre sus efectos se encuentra una intensa fracturación, de dirección subparalela a la del propio indenter que, a modo de corredor con una anchura superior a los 20 km discurre desde la citada bahía de Ocoa hasta, al menos, las inmediaciones de Bonao, corredor que parece ser una importante fuente de sismicidad (Chiesa et al 1999).

Por último, hay que hacer mención, por sus implicaciones neotectónicas, al volcanismo cuaternario del sector centro-occidental de la isla, cuya presencia en la zona de estudio es amplia, al disponerse en una banda de dirección NNE-SSO y 10 a 20 km de ancho, que ocupa parte de las Hojas de Pueblo Viejo, San José de Ocoa, Yayas de Viajama, Padre Las Casas, Sabana Quéliz, Gajo de Monte y Constanza. En la zona

predomina el carácter calcoalcalino, con el que dieron comienzo las emisiones, si bien también existen puntuales evidencias de emisiones alcalinas, como es el caso de El Mogote, en el presente mapa. Estas emisiones son más abundantes hacia el Oeste, en el ámbito de San Juan. Para algunos autores (Mann et al 1991), el paralelismo entre la banda de volcanismo cuaternario y la cresta de Beata, así como su similar edad, junto con la progresiva migración del primero hacia el Norte, implican la relación genética entre ambos. Sin embargo, el hecho de que el uno y el otro no estén del todo alineados, lleva a sugerir a los mismos autores que alternativa o adicionalmente, el volcanismo también pudo estar controlado por la terminación oriental de la falla de Enriquillo en un contexto transtensional.

Además de esta descripción geológico-estructural dentro de un marco regional se puede hablar con más detalle de la estructura de la cuenca de Azua-San Juan.

3.1.3. Estructura de la Cuenca de San Juan-Azua

La estructura de la cuenca de Azua-San Juan ha sido objeto de algunos estudios significativos, entre los que destacan los derivados de la exploración de hidrocarburos, recopilados y complementados con aportaciones propias en los trabajos de Norconsult (1983) y Mann y Lawrence (1991). Algunos aspectos de la relación tectónica-sedimentación en esta cuenca y la de Enriquillo, han sido tratados en los estudios de Cooper (1983), Biju Duval et al (1983) y sobre todo de McLaughling (1989), McLaughling y Sen Gupta (1991) y McLaughling et al (1991), fundamentalmente estratigáficos. Sin embargo la principal revisión de la estructura de las cuencas de Azua y Enriquillo se debe al trabajo de Mann et al (1991), que ha sido el punto de partida para la elaboración del presente informe. También tiene un gran interés la posterior tesis de Ramírez (1995), no sólo por los estudios de paleoesfuerzos desarrollados en el ámbito de influencia de la cresta de Beata, cuerpo principal de la tesis, sino también porque incluye una descripción de la estructura *offshore* (mar adentro) de la Bahía de Ocoa realizada a partir de la interpretación previa de algunas líneas sísmicas por geólogos de la Mobil, que junto con las líneas sísmicas recogidas en el informe de Norconsult (1983) han sido las únicas que se han podido ser consultadas durante la realización del presente trabajo.

Se denomina Cuenca de San Juan a la depresión que con dirección NO-SE se dispone entre la Cordillera Central (al NE) y la sierra de Neiba (al SO) prolongándose hacia el Sureste por la denominada Cuenca de Azua, que constituye su enlace con la Cuenca de

Enriquillo, que con dirección E-O se extiende hacia el Oeste. Ocupa el sector suroccidental de las Hojas de Padre Las Casas y Yayas de Viajama. Su estructura es relativamente sencilla, no así en la Cuenca de Azua donde la tectónica propia de la cuenca, como antepaís del Cinturón de Peralta, se superponen, en sus estadios finales, las tectónicas relacionadas con la colisión de la cresta de Beata, por un lado, y el funcionamiento de la falla Plantain Garden-Enriquillo como desgarre sinistral, por otro.

La Fm. Sombrerito es el registro aflorante más antiguo de la cuenca y probablemente también el más profundo alcanzado por los sondeos de prospección petrolífera. Sus bruscos cambios de facies en el sector suroccidental de la zona de estudio, con una tendencia somerizante hacia el techo, son indicadores de que ya existía una cierta inestabilidad tectónica durante su depósito; el posterior relleno de la cuenca se fue acomodando a una estructuración cada vez más compleja. No se conoce cuál es el sustrato de la Fm. Sombrerito ni, por tanto de toda la cuenca, que podría corresponder a la Fm. Neiba aflorante en el núcleo de la sierra del mismo nombre. En cuanto al basamento, tampoco se sabe si los afloramientos aislados de rocas basálticas y volcanoclásticas localizados en determinados puntos de dicha sierra, tienen afinidad con los terrenos de arco-isla de la Cordillera Central o, más bien, con los de la meseta oceánica de Caribe representado en la sierra de Bahoruco.

La estructura de las cuencas de Enriquillo y Azua-San Juan ha sido descrita como correspondiente al tipo “domos y cubetas” (*basin and dome*) por cuanto consiste en anticlinales de dirección NO-SE a E-O y rango kilométrico que separan cubetas sinformes (Mann et al 1991). Los anticlinales suelen tener inmersiones opuestas a lo largo de eje, vergencias en ambos sentidos y generalmente son cabalgantes sobre las cubetas, produciendo en éstas un perfil de tipo *ramp basin*.

Dentro de esta geometría regional, la cuenca de San Juan ocupa la posición más noroccidental, estando delimitada al Noreste por el cinturón de Peralta y al Sureste por la sierra de Neiba, que la separa de la cuenca de Enriquillo. En la cuenca de Azua, diversas lomas forman un arco que orla la Bahía de Ocoa cuya génesis está relacionada con la colisión de la cresta de Beata. Tanto estas elevaciones como las sierras de Martín García y Neiba, corresponden a las estructuras anticlinales de la geometría de “domos y cubetas” y en ellas aflora el conjunto neógeno más antiguo, la Fm Sombrerito. Internamente, la cuenca de Azua-San Juan también presenta una estructura de plegamiento, con anticlinales y

sinclinales de menor rango cartográfico, en ocasiones delimitados por cabalgamientos, que afectan, aunque desigualmente, a toda su serie neógena.

En la presente Hoja de Pueblo Viejo las principales estructuras tectónicas que determinan el estudio tectónico de “domos y cubetas”, son los pliegues y fallas, que se describirán a continuación.

3.2. Fallas

Las fallas inversas son las más importantes, tanto por su longitud e inclinación como por su salto de falla y dan lugar en algunos casos a cabalgamientos. Entre estos destacan los situados en la Sierra de Martín García, los cuales pueden ser observados mediante fotografías LANDSAT, ya que forman una expresión fisiográfica importante que afecta a sedimentos de edad miocena como son las Fms. Sombrerito y Trinchera. En la Fig. 3.2.1. aparece representado el Esquema geológico regional, con la localización de las 12 hojas (E. 1:50.000) realizadas en este Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana. Asimismo, en el esquema tectónico de la Fig. 3.2.2. pueden observarse los principales elementos estructurales de la Hoja dentro del marco regional.

Los planos de falla de los cabalgamientos y rocas asociadas, son difíciles de observar ya que la mayoría de los afloramientos, se encuentran localizados en la base de laderas empinadas, que están recubiertas por coluviones. Estos cabalgamientos configuran el relieve de la sierra que tiene alturas de 1.285 m, próximos al mar. La dirección de los cabalgamientos es noroeste sureste, aunque forman un alineamiento algo convexo hacia el nordeste, su vergencia es doble, unas vergen hacia el norte y otras hacia el sur, siendo su ángulo de buzamiento en las zonas de rampa superior a los 45°. El salto de falla puede llegar a ser superior a los mil metros y el trazado de las fallas, dentro de la Hoja, es mayor de 16 km.

Otro conjunto importante de fallas inversas se sitúan al norte de la Hoja y afectan a materiales de edad Plioceno-Pleistoceno, como son las Fms. Arroyo Blanco y Arroyo Seco. Dos de ellas tienen dirección Noroeste-Sureste, mientras que una tercera tiene en una parte de su trazado, dirección Este-Oeste, para después incurvarse y continuar con dirección Noroeste-Sureste, la vergencia de las tres es hacia el Sur, el salto de las fallas supera los

mil metros y su trazado completo no se puede observar debido a que hacia el Sur, están recubiertas por depósitos actuales.

De las tres últimas fallas inversas, que se han descrito, la que tiene mayor expresión en la hoja es la tercera, más de 15 km. Esta forma un relieve de colinas con dirección Este-Oeste, a lo largo de 11 km, constituido por la Loma de Los Guiros, Loma El Mogote y Cerro del Agua de los Puercos. Al llegar al cauce del río Tábara, la falla se incurva y sigue con dirección Noroeste-Sureste, hasta los Cerros del Tabacal, donde es recubierta por depósitos fluviales.

Las otras dos fallas tienen, dentro de la Hoja, un menor recorrido. Una se extiende a lo largo de 5 km desde la Loma del Gobierno a la Loma del Papayo. La segunda falla aparece escasamente representada en el borde Nordeste de la Hoja. En la Fig. 3.2.3. se ha representado un corte geológico sintético.

Detrás de las fallas inversas, las fallas más importantes tanto por su número como por su expresión morfológica, son las fallas normales. De entre ellas destacan las situadas en la sierra de Martín García y las ubicadas en la Loma de La Vigía. Ambos relieves están formados por sedimentos miocenos de la Fm. Sombrerito. Las fallas normales situadas en la sierra de Martín García y en la Loma de la Vigía, se encuentran en la zona de fallas conocida como "Beata-Vigía". Ésta se extiende hacia el Sur a lo largo de 200 km. formando una zona compleja de fallas normales y de dirección, pertenecientes a la cresta de la Beata. Las fallas tienen dirección NNE-SSW y NE-SW, buzan hacia el Sureste y Suroeste. Su trazado se extiende a lo largo de algunos kms. y su salto de falla varía desde la decena al centenar de metros.

Esta zona de fallas Beata-Vigía, además de afectar a las formaciones miocenas, también ha actuado sobre algunos depósitos más modernos, como son los fluviales y aluviales de edad Pleistoceno-Holoceno.

El tercer tipo de fallas, tiene menor representación cartográfica y son las fallas de desgarre o "strike-slip". Éstas afectan tanto a los sedimentos como a las fallas anteriormente descritas, desplazándolas. La dirección es variable, si bien predominan las orientaciones comprendidas entre N 60° E y N 110° E.

3.3. Pliegues

La zona de pliegues de mayor entidad se encuentra situada en la Sierra de Martín García, la cual constituye un anticlinorio, formado por tres anticlinales con dirección Noroeste-Sureste, limitados por las fallas inversas anteriormente descritas. Los pliegues tienen doble vergencia y sus buzamientos pueden superar los 50° , afectando a los sedimentos calizo-margosos y margas de las Fms. Sombrerito y Trinchera. Los ejes de los pliegues dibujan un arco convexo hacia el Norte, siendo su "cabecero" variable desde 16° hacia el Sudeste a 11° hacia el Oeste, estando cortadas por fallas normales de gran ángulo. En perfil la semilongitud de onda de los pliegues varía de 1-3 km.

Una segunda zona de pliegues la forma el extremo Sur de la Loma de la Vigía, la cual está constituida por los mismos materiales que la Sierra de Martín García, es decir la Fm. Sombrerito y con un estilo tectónico similar. En la Loma de la Vigía los pliegues están en gran parte erosionados, por la acción fluvial del río Jura y recubiertos por sedimentos actuales, pero continúan en la vecina Hoja de Azua, si bien la dirección de los pliegues es Nordeste-Suroeste, a diferencia de la Sierra de Martín García que es Noroeste-Sureste.

Otra zona con pliegues, se sitúa en la parte Oeste de la Hoja, en las proximidades del arroyo de las Lajas. Allí se sitúan un anticlinal y un sinclinal con dirección Este-Oeste formados por materiales detríticos miocenos y pliocenos de las Fms Trichera, Quitacoraza y Arroyo Blanco. El anticlinal es la prolongación hacia el Este del conocido anticlinal de Quitacoraza. Tiene una dirección Este-Oeste a lo largo de 7 km, pero en las proximidades de los Cerros del Yeso se incurva hacia el Nordeste, no pudiéndose seguir su trazado a partir del río Tábara, al estar cubierta por coluviones. Este es un pliegue de forma concéntrica, con buzamientos suaves, máximo 20° , y cuyo núcleo lo constituye la Fm. Trinchera.

Al sur de este anticlinal se sitúa un sinclinal con dirección Este-Oeste y con una longitud en la Hoja de 6 km, incurvándose su eje hacia el Sureste al llegar al Cerro del Pataquero. Es concéntrico con buzamientos suaves no superiores a los 20° , algo vergente hacia el Sur.

Otras estructuras sinclinales con dirección Noroeste-Sureste, se sitúan en los Cerros del Tabacal y en los Cerros de Tierra Colorada, situados al Nordeste de la Hoja.

P. Mann et al (1991), consideran que el corto acortamiento y el estilo paralelo de los pliegues del valle de Azua, en el cual se encuentran las Fms. Sombrerito, Trinchera, Quitacoraza y Arroyo Blanco, implica que estos materiales han sido plegados en profundidades relativamente superficiales, después de la sedimentación de la Fm. Arroyo Blanco a lo largo del Plioceno-Pleistoceno. Interpretan que la estructura del valle de Azua como pliegues embrionarios que se amplían desde el Mioceno hasta el Pleistoceno. Estos pliegues reflejan una comprensión, que empezó en el Mioceno Inferior hasta alcanzar, en el Pleistoceno, la estructura de "ramp basin". La compresión se produciría por la convergencia de la placa del Caribe y la formada por la parte Central y Oeste de la isla de La Española.

3.4. Relación tectónica-sedimentación y edad de la deformación en la Cuenca de San Juan.

Los estudios sedimentológicos realizados en el presente trabajo han puesto de manifiesto que las facies sedimentarias de las unidades que rellenan el sector oriental de la Cuenca de Azua-San Juan son, en términos generales, un tanto más someras que las señaladas por Mc Laughlin et al (1991). Así, en la Fm. Sombrerito se han reconocido carbonatos de ambientes someros (Hojas de Yayas y Azua) que contrastan con la afinidad pelágica señalada esta hoja de Pueblo Viejo; igualmente, en la Fm. Trinchera se han identificado ambientes deltaicos frente a las turbiditas de abanicos profundos existentes hacia el Oeste y el Sur en esta Hoja de (Pueblo Viejo).

En este sentido, la evolución tectosedimentaria de la cuenca propuesta por los autores citados, necesitaría ciertas precisiones, aunque en términos generales sigue siendo válida. Así, los cambios de facies observados en el seno de la Fm. Sombrerito implican una cierta estructuración de la cuenca durante el Mioceno, con el depósito de las facies marcadamente más someras en la Hoja de Azua, de tal forma que la cuenca se abriría hacia sectores de mayor batimetría hacia el Oeste y el Sur, como sucede en Pueblo Viejo.

A partir del Mioceno medio o superior, según las zonas, comenzó una sedimentación de tipo turbidítico en la Cuenca de San Juan, aunque en la Hoja de Azua sea probablemente de carácter menos profundo que el propuesto por Mc Laughlin et al (1991). En la Hoja de Azua, las turbiditas de la Fm. Trinchera parecen corresponder a medios prodeltaicos más que a abanicos submarinos profundos, si bien en la Hoja de Pueblo Viejo,

sí corresponden a abanicos profundos. En base a los conocimientos regionales existentes, parece evidente que el área fuente estaría constituido por la Cordillera Central, y que los aparatos sedimentarios se canalizarían a favor de un corredor aproximadamente paralelo al frente del Cinturón de Peralta, limitado al Suroeste por un relieve positivo, muy posiblemente la incipiente Sierra de Neiba (Mann et al 1991); con esta configuración las facies serían progresivamente más distales hacia el Sureste, con lo que la aparición de facies más someras en el entorno de la bahía de Ocoa indican la presencia en esa zona de un alto paleogeográfico, posiblemente relacionado con el comienzo de la aproximación de la cresta de Beata.

A partir del Plioceno inferior y como respuesta a la proximidad del frente cabalgante del Cinturón de Peralta los sistemas sedimentarios evolucionaron a ambientes progresivamente más someros y progradaron sobre los anteriores, completando el relleno de la cuenca bajo un régimen completamente continental. Durante este último periodo, (y muy probablemente también antes), la colisión de la cresta de Beata era plenamente efectiva, configurando un alto estructural sobre el que, aparentemente, nunca se llegó a depositar la Fm Arroyo Blanco, y la Fm Arroyo Seco lo hizo de forma muy adelgazada, como ocurría con la Fm. Trinchera.

Sobre la cronología de la deformación descrita en el párrafo anterior y en epígrafes precedentes, es preciso resaltar la coincidencia del comienzo del aporte de material terrígeno a la cuenca (Fm. Trinchera), procedente de la Cordillera Central, con la edad del cabalgamiento del basamento sobre el Cinturón de Peralta (Mioceno inferior). A partir de ese momento, el desarrollo de la cuenca fue simultáneo a la deformación interna y al desplazamiento del Cinturón de Peralta, así como a la colisión de la cresta de Beata concluyendo en el Pleistoceno con el recubrimiento de más de 15 km de su margen nororiental bajo el cabalgamiento frontal del Cinturón, y su cierre total por el Este.

3.5. La tectónica de desgarres del Mioceno superior-Actualidad. Un caso particular: la estructura relacionada con la terminación oriental de la falla Plantain Garden-Enriquillo.

La tectónica de desgarres tiene como principales elementos las fallas Septentrional y de Enriquillo-Plantain Garden que en sectores regionalmente orientales forman los límites de la fosa del Caimán desde donde penetran en la isla e individualizan la microplaca de

Gonave. Según Mann et al (1995) y Dolan y Mann (1998), esta microplaca está, desde el Mioceno medio, en un proceso de escisión de la placa caribeña y de acreción a la placa Norteamericana por cizallamiento a favor de ellas. La apertura del surco de Caimán se inició a partir del Eoceno medio, en un contexto transtensivo, como consecuencia de la prolongada convergencia oblicua entre la Plataforma de Las Bahamas y el Gran Arco de Islas del Caribe. Este proceso culminó a partir del Mioceno superior, en un contexto transpresivo para todo el conjunto de la isla, generalizándose dentro de ella la tectónica de desgarres, una vez que todos los elementos integrantes de la misma estuvieran soldados.

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

En el interior de la isla, es decir, en el sector comprendido entre las dos fallas mencionadas y, más concretamente, en el ámbito de la zona de estudio, las estructuras relacionadas con la tectónica de desgarre corresponden principalmente a dos tipos: a) fallas de dirección ONO-ESE a OSO-ENE, entre las que la dirección media E-O es predominante; y b) fallas de dirección NO-SE. Las primeras se han cartografiado por toda la zona de estudio y afectan a la práctica totalidad de los contactos y estructuras, generalmente con desplazamientos pequeños. En general, estas fallas siguen las mismas pautas que las fallas Septentrional y de Enriquillo-Plantain Garden y en términos generales se pueden definir como desgarres sinestrales. Más en detalle, y siguiendo la interpretación de Mann et al (1985), las de dirección E-O corresponden a fallas sinestrales en sentido estricto mientras que las ONO-ESE, subparalelas a la falla Septentrional, pueden tener cierta componente inversa, y las OSO-ENE, subparalelas a la falla de Enriquillo-Plantain Garden, cierta

componente normal. Pese a que estas fallas se han observado en todo el ámbito de la zona de estudio su distribución a escala regional parece adecuarse a bandas o corredores (Mapa de lineamientos, Proyecto SYSMIN de Riesgos Geológicos, PROINTEC, 1999), indicando una localización o partición de la deformación por cizalla. En este sentido, la parte del Cinturón de Peralta comprendida en las Hojas de San José de Ocoa, Yayas de Viajama y Padre las Casas podría corresponder a uno de estos corredores.

En cuanto a la tectónica relacionada con la terminación oriental de la falla de Enriquillo-Plantain Garden, es preciso destacar varias cuestiones. La geometría de esta terminación es desconocida y aunque algunos autores consideran que la traza de esta falla acaba contra el flanco sur de la sierra de Neiba (Mann et al 1991), es muy posible que ésta resuelva con una disposición *en echelon* de varios tramos de falla, subparalelos a la principal, que desde la mencionada sierra penetran hasta el norte de la bahía de Ocoa. La presencia de estas fallas se observa bien, tanto en foto aérea como en paisaje, delimitando las pequeñas lomas que existen entre la bahía de Ocoa y el norte de la sierra de Martín García. La mayoría de ellas dan un fuerte resalte morfológico y algunas conservan todavía facetas triangulares asociadas a los planos de falla, mostrando una componente esencialmente normal en su movimiento, que se ha podido comprobar en diversos afloramientos a lo largo de la carretera de Azua a Barahona. Estas fallas forman los ápices de los abanicos aluviales desarrollados en la zona, a los cuales, no obstante, también cortan, configurando el sistema de abanicos encajados y fallados que caracteriza las zonas centrales de las Hojas de Pueblo Viejo y Azua. La estructura que se acaba de describir se contempla en un contexto de transtensión local relacionado con la terminación oriental de la falla de Enriquillo-Plantain Garden. Sus directrices E-O se superponen claramente a las estructuras arqueadas derivadas de la indentación de la cresta de Beata y su edad es muy reciente, del Cuaternario-subactual, aunque muy probablemente siga activa en la actualidad.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. Descripción fisiográfica

La Hoja de Sabana Yegua (Pueblo Viejo) (6071 III) se sitúa en la parte suroeste de la República Dominicana, estando ocupada en su extremo suroccidental por la Sierra de Martín García, perteneciendo el resto a la depresión del Valle de San Juan-Llanura de Azua. El mar Caribe baña la esquina sureste de la Hoja.

Las cotas más altas se localizan en la referida Sierra de Martín García con alturas que alcanzan los 1.285 m en el cerro de la Loma Fría, los 1.282 m en el Firme del Aguacate y se superan los 1.150 m en los Cerros de los Lazos y en los cerros del Charco de Pancho. Las partes norte y centro-occidental tienen un relieve de colinas, con cotas comprendidas entre los 200 y 400 m, destacando la Loma de los Guiros con 405 m, la Loma del Mogote con 373 m y la Loma de Gobierno con 340 m. La zona centro-oriental, forma un relieve muy bajo, pues tiene una altura media de 50 m, corresponde a una llanura aluvial, recorrida por el río Jura, el arroyo Tábara y sus afluentes, los cuales desembocan en el mar Caribe, en la esquina sureste, creando un paisaje de marismas.

El clima es tropical-subtropical siendo de carácter húmedo en la Sierra de Martín García y árido en la depresión del Valle de San Juan-Llanura de Azua. La temperatura media anual es de 26,9° C, la media de la temperatura máxima anual es de 32,4° C y la media de la temperatura mínima anual de 21,5° C. La media de la precipitación anual es de 664,3 mm. teniendo un promedio de 55,3 días lluviosos. La importancia de las precipitaciones, así como el número de días de lluvia es mayor en la Sierra de Martín García que en el resto de la Hoja.

La orografía de la Hoja se encuentra claramente relacionada con la naturaleza y/o disposición tectónica de los sedimentos que se hallan en ella. Así la zona suroccidental que se encuentra formada por materiales resistentes a la erosión como son calizas con sílex y limitada por fallas inversas formando un "horst", dan lugar a los elevados relieves de la sierra de Martín García, que tienen dirección NO-SE y E-O, direcciones estructurales de la región.

La zona del valle de San Juan-Llanura de Azua forma llanuras y relieves de poca cota, debido tanto a la naturaleza erosionable de los sedimentos que se encuentran en ella

(arcillas y arenas) como al encontrarse cabalgada por fallas inversas, que la limitan, teniendo éstas dirección E-W.

La red hidrológica se articula en tres cuencas principales. La formada por los arroyos Las Lajas y Tábara, la que originó el río Jura y la que constituyen los arroyos y cañadas que, procedentes de la Sierra de Martín García, desembocan en el mar Caribe.

Las cañadas que proceden de la Sierra de Martín García, tanto las que desembocan en el mar, como las que son afluentes de los arroyos Las Lajas y Tábara, tienen en su cabecera cauces estrechos y encajados, mientras que en su curso medio y final, forman abanicos aluviales, dando lugar a acumulaciones de sedimentos, originando un paisaje de glacis, los cuales se encajan unos en otros, debido al levantamiento continuado de la sierra de Martín García.

Las cuencas del río Jura y de los arroyos Tábara y Las Lajas, están recorridos por corrientes de agua que se encuentran en su curso final, predomina la sedimentación sobre la erosión, formando una extensa llanura aluvial, recorrida por canales entrelazados y meandriiformes, los cuales desembocan en el mar, dando lugar a salados y marismas.

4.2. Análisis morfológico

En este apartado se trata el relieve a partir de dos aspectos fundamentales: uno de carácter estático o morfoestructural y otro dinámico: el primero considera el relieve como una consecuencia del sustrato geológico y la disposición del mismo, y el segundo analiza la importancia de los procesos exógenos sobre dicho sustrato y sus características.

4.2.1. Estudio morfoestructural

El tercio suroccidental de la Hoja está ocupado por la Sierra de Martín García, la cual está formada por calizas con sílex y margas pertenecientes a la Fm. Sombrero, de edad miocena. Estos materiales dan lugar a relieves de forma cilíndrica y a crestas de dirección NO-SE, O-E y N-S, las cuales son direcciones de plegamiento regionales, directrices que son seguidas por la red de drenaje principal. Los relieves descienden hacia el N y E desde los 1200 m hasta los 300 m. La erosión fluvial produce valles muy estrechos y encajados, que siguen las direcciones tectónicas, los cuales al emerger de la sierra producen morfologías

tipo glacis, formadas por la acumulación de los detritos erosionados en la sierra. Estos glacis están encajados unos en otros debido al levantamiento continuado que sufre la Sierra de Martín García.

La zona norte de la Hoja, así como la parte centro occidental está formada por arcillas, margas, arenas y conglomerados, pertenecientes a las Fms. Trinchera, Quitacoraza, Arroyo Blanco y Arroyo Seco de edad Mioceno-Plioceno. Crean un relieve que escasamente supera los 400 m, formado por colinas y valles no muy estrechos, en parte rellenos por sedimentos como son, terrazas, fondos de valle y conos de deyección.

El paisaje aunque no tiene un aspecto agresivo, presenta alineaciones morfoestructurales, como son la E-O y la NO-SE, marcadas por las capas de arenisca y conglomerados de las anteriores formaciones, dando lugar a crestas (Loma de los Guiros, Cerros del Agua de los Puercos, Loma del Gobierno). Las alienaciones corresponden a direcciones de plegamiento y de fractura, las cuales también son aprovechadas por la red hidrológica, como se observa en el arroyo de Las Lajas y sus afluentes.

La parte centro-oriental de la Hoja corresponde una extensa llanura aluvial de más de 132 km², que tiene una suave pendiente hacia el Sur. Está recorrida por el río Jura, el arroyo Tábara y sus afluentes, los cuales se diversifican formando numerosos canales trezados y meandriformes. Es una llanura formada por la acumulación de sedimentos, acumulación que tiene su origen en los cursos fluviales anteriores y en los abanicos aluviales procedentes de los relieves que rodean el valle de San Juan-Llanura de Azua, y que descargan en la llanura. Son depósitos formados por cantos, arenas y arcillas.

En la esquina SE se encuentra la costa del mar Caribe, estando representada ésta por depósitos litorales como playas, marismas y salados. Las playas están formadas por la acumulación de arena y de clastos de corales; en las marismas y zonas lagunares, son abundantes los limos oscuros y las arenas.

4.2.1.1. Formas volcánicas

El único tipo de forma volcánica que se encuentra en la Hoja es la de Centros de emisión.

Esta forma viene representada por la Loma de El Mogote, la cual es una colina de 373 m de altura, que se localiza al norte de la hoja, entre la loma de los Guiros y los Cerros del Agua de los Puercos. Tiene una anchura de base de varios cientos de metros y corresponde a un centro de emisión basáltico (Pleistoceno), que extruye en conglomerados, arenas y limos pertenecientes a la Formación Arroyo Blanco.

4.2.1.2. Formas estructurales

Las formas estructurales reconocidas en la Hoja son fallas y capas de materiales sedimentarios que tienen una clara expresión morfológica. Entre las fallas destacan las situadas en el sector centro-occidental, que afectan a materiales pertenecientes a las Formaciones Trinchera, Quitacoraza, Arroyo Blanco, Arroyo Seco, que son de edad Mioceno-Plioceno e incluso interesan a materiales de edad cuaternaria. Las fallas crean en el paisaje una serie de resaltes y escalones, claramente visibles. Estas fracturas que tienen direcciones variables E-O, N-S, NO-SE, son aprovechadas por la red hidrológica como así hace el arroyo de Las Lajas que tiene dirección NO-SE; la longitud de los resaltes puede ser grande, superándose los 10 km. en el arroyo de Las Lajas.

La base de la Fm. Arroyo Blanco, constituida por bancos de corales, conglomerados y areniscas, forma en el sector central de la Hoja un relieve con una clara expresión morfológica. Este relieve crea la topografía de una cuesta que se extiende a lo largo de 8 km.; las capas tienen una inclinación media de unos 20° hacia el NE y se prolongan desde las Palmitas, pasando por el Cerro Petraguero hasta el poblado de San Antonio. El frente de cuesta está cruzado ortogonalmente por numerosas cañadas, como son la cañada del Manatí, la del Chupadero, la del Portillo y el arroyo Yarey, las cuales son afluentes del arroyo de Las Lajas.

Otro sector, donde se localizan formas estructurales representadas por capas sedimentarias, se sitúa en el norte de la Hoja, en los cerros de Tierra Colorada. Allí las capas de conglomerados y areniscas pertenecientes a la Fm. Arroyo Blanco, se disponen formando pliegues con dirección E-O, los cuales originan resaltes con expresión morfológica, en forma de cuestas, que son cortadas, perpendicularmente, por la acción de arroyos como el del Papaya y el Maleno.

4.2.2. Estudio del modelado

En este apartado se describen las formas cartografiadas en el mapa geomorfológico, tanto erosivas como de acumulación, cuya descripción debe abordarse en función de su génesis. En el caso de los depósitos, su caracterización ha de tener en cuenta sus características geométricas y litológicas.

4.2.2.1. Formas de ladera

Los depósitos acumulados en laderas corresponden a coluviones.

Los coluviones aparecen en las laderas altas y medianas de la sierra de Martín García. Suelen flanquear los tramos más altos de las Cañadas que drenan y erosionan a la sierra. Tienen una extensión hectométrica y su potencia puede alcanzar varios metros. Se desarrollan en pendientes pronunciadas. La litología es la propia del sustrato circundante (calizas con sílex), su granulometría varía desde los bloques a la grava. Son clastos angulosos con poca organización, donde predominan las estructuras propias de los desplazamientos debidos a la gravedad.

Otra zona de coluviones se sitúa al norte de la Hoja, en las laderas de las colinas formadas por materiales de las Formaciones Arroyo Blanco y Arroyo Seco. Tienen extensión hectométrica y el espesor no supera los 2 m. las pendientes no son pronunciadas, siendo los depósitos arenas y conglomerados. Los clastos muestran una pobre organización.

4.2.2.2. Formas Fluviales

Los depósitos de origen fluvial distinguidos en la Hoja, corresponden a fondos de valle, llanuras de inundación, terrazas bajas y altas, abanicos aluviales y conos de deyección.

Litológicamente todos los depósitos son similares correspondiendo la granulometría a limos, arenas, gravas, cantos y a veces bloques. La litología de los clastos es función del sustrato existente en las cabeceras y relieves circundantes. Así en los arroyos y cañadas procedentes de la sierra de Martín García, perteneciente a la Fm. Sombrero, se encuentran principalmente clastos de calizas con sílex. En el arroyo de Las Lajas que atraviesa las

Formaciones Trinchera, Arroyo Blanco y Arroyo Seco, se localizan clastos de calizas, conglomerados y areniscas pertenecientes a estas Formaciones, además de tener calizas con sílex que le han aportado las cañadas procedentes de la sierra de Martín García. Las cuencas del arroyo de Tábara y el río Jura, están formadas además de los clastos procedentes de las anteriores formaciones por rocas volcanosedimentarias propias de la Fm. Tireo, por calizas del Grupo Peralta y por tonalitas y esquistos del Complejo Duarte. A excepción de los conos de deyección que muestran una organización menor que el resto de los materiales fluviales, los depósitos clásticos presentan gradación, estratificación e imbricación de cantos. El tamaño de los clastos es variable, predominando los 1-2 cm para las gravas y los 10-20 cm para los cantos, no siendo raro encontrar bloques de hasta 1 m. de diámetro; el grado de redondeamiento también es variable oscilando desde subangulosos, en los conos de deyección, a redondeados, en las llanuras de inundación. Los términos limosos poseen un carácter más masivo e incluyen cantos dispersos.

Los fondos de valle representan los depósitos más ligados a los cauces actuales. Los principales afloramientos se concentran en los valles del río Jura, arroyos Tábara y Las Lajas y Las Cañadas que drenan la Sierra de Martín García. En las cabeceras de los cauces, la prolongada extensión longitudinal de los fondos de valle, contrasta con su escasa anchura, frecuentemente de orden decamétrico, reflejando un agudo encajamiento de la red fluvial. Granulométricamente los depósitos están formados en gran medida por cantos y gravas, habiendo incluso algunos bloques de dimensiones métricas. Los cantos suelen estar redondeados o subredondeados siendo su tamaño medio entre 7-20 cm. El espesor de los depósitos oscila entre 1-5 m. En los depósitos se observan estructuras propias de corriente como estratificaciones cruzadas e imbricaciones de cantos.

Los depósitos de llanura de inundación se generan en las áreas anegadas durante las avenidas estacionales. En la Hoja presentan un gran desarrollo en los tramos finales del arroyo Tábara y el río Jura, pues adquieren una extensión que supera los 96 km². Se caracteriza por tener una red de canales muchos de ellos inactivos, excepto en épocas de avenidas que se disponen en trazados mendriformes o trenzados. El espesor suele ser métrico, estando constituidos los depósitos por cantos, gravas y limos, en ellos además de tener estructuras propias de corriente como son las imbricaciones de cantos y estratificaciones cruzadas, muestran estructuras propias de decantación como son laminaciones de limos y gradaciones en el tamaño y forestación.

Los depósitos de terrazas se reconocen en los cursos de los arroyos Las Lajas, Tábara y el río Jura, mostrando una escasa extensión y continuidad. Están constituidas por cantos, gravas y arenas. Los cantos y gravas son redondeados y de naturaleza variable. Presentan estratificaciones cruzadas, imbricaciones de cantos, bases canalizadas y cicatrices erosivas que son propias de un ambiente tractivo. Las arenas poseen composición arcósica y litarenítica, presentando estructuras sedimentarias similares a las de los cantos y gravas, si bien aparecen en menor proporción que éstos. No se observan buenos afloramientos debido a que se encuentran forestados, estimándose un espesor entre 1-5 m. Se han agrupado en dos conjuntos de acuerdo con su posición respecto al cauce:

Terrazas bajas, que comprenden los niveles inferiores, con cotas de + 1-3 m sobre el curso actual, y terrazas altas, que incluyen todas aquellas que se encuentran descolgadas de los cauces alcanzando cotas relativas de hasta + 80 m.

Los Conos de deyección, son depósitos frecuentes en la Hoja, y están localizados principalmente en los cauces de los arroyos Las Lajas y Tábara. Se forman al desembocar en estos cursos de agua, las cañadas y arroyitos que proceden de los altos relieves de la Sierra de Martín García y de las colinas próximas como en la Loma de los Guiros y los Cerros del Agua de los Puercos. Individualmente tienen una extensión hectométrica, están representados por cantos y gravas subangulosos a subredondeados, que unas veces se muestran con estructuras propias de corriente (estratificaciones cruzadas, imbricaciones de cantos) y otras con los cantos dispersos en una matriz arenoso-lutítica que son más propias de movimientos en masa. El espesor varía de 3 m a 10 m.

Los abanicos aluviales adquieren un gran desarrollo en la Hoja, localizándose en los sectores central y norte. Los situados en el sector central tienen su origen en la Sierra de Martín García, adquiriendo gran extensión ya que flanquean sus laderas N y E y coalescen unos con otros. La longitud de los abanicos varía de 1 km a 4 km; sitúan su ápice en el interior de la sierra, mientras que su zona distal se posiciona junto a los arroyos Las Lajas y Tábara.

Están formados por cantos, gravas y bloques, encontrándose en menor abundancia las arenas y limos. Estos depósitos presentan estructuras sedimentarias propias de corrientes tractivas, como son las estratificaciones cruzadas e imbricaciones de cantos, en menor medida se encuentran estructuras propias de transporte en masa. El espesor de los

sedimentos es variable desde 10 m a 50 m. Las observaciones no son fáciles ya que se encuentran en gran medida recubiertos por vegetación.

En el sector septentrional de la Hoja se encuentran también abanicos que tienen su origen en los fuertes relieves de la Cordillera Central, que se sitúa fuera de la Hoja, y en las colinas formadas por materiales de las Formaciones Arroyo Blanco y Arroyo Seco. La extensión longitudinal varía de 2 km a 5 km; su anchura supera los 10 km debido a que coalescen unos con otros. Las características litológicas y sedimentarias de este grupo de abanicos aluviales son similares a las descritas en los abanicos procedentes de la Sierra de Martín García.

Entre las formas erosivas destacan las relacionadas directamente con el encajamiento de la red. La incisión lineal es muy acusada y genera laderas muy pronunciadas, con pendientes que pueden ser superiores al 30%, y encajamientos que pueden superar el orden de los cientos de metros. La red está condicionada por el sustrato litológico y sus estructuras tectónicas, adaptándose a direcciones que son las propias de la tectónica regional. Los interfluvios presentan formas consecuentes con el comportamiento de la red, correspondiendo en la Sierra de Martín García, en buena parte a aristas, siendo más alomados en las colinas situadas en la parte central y norte de la Hoja. Parte de los cauces muestran escarpes importantes en sus márgenes indicando que los procesos de encajamiento se producen con celeridad.

4.2.2.3. Formas poligénicas

Las formas de acumulación de origen poligénico están representadas por glacis, que alcanzan un gran desarrollo en la esquina suroccidental de la Hoja. Los afloramientos más destacados se encuentran en las laderas norte y este de la sierra de Martín García, donde cubren una extensión que supera los 40 km² y constituyen una superficie que desciende suavemente desde la cota 500 m de la sierra hasta la altura de 200 m, ya dentro del Valle de San Juan-Llanura de Azua. La Longitud de los glacis es variable siendo su dimensión máxima de 6 km y la mínima de 2 km; al coalescer unos con otros forman a modo de una banda continua que rodea la sierra. Destacan por su tamaño los situados en la ladera norte, como el que sale del cerro del Palo Quemado y llega hasta las cercanías del arroyo de Las Lajas, con una longitud de 6 km. Los glacis en esta Hoja se distinguen por constituir un potente depósito de cantos y bloques de rocas calizas con sílex, ya que proceden de la Fm.

Sombrerito. Los clastos tienen un grado variable de redondeamiento, registrando los depósitos una potencia considerable que en algunos puntos puede superar los 100 m.

Además de cantos y bloques, los glaciares también contienen, aunque en proporción minoritaria, gravas y arenas, de naturaleza arcósica y litoarenítica. Todos los elementos clásticos muestran una organización sedimentaria, originada por la acción de corrientes tractivas; ésta se manifiesta por la presencia de estructuras como imbricación de cantos, estratificación cruzada grosera y numerosas bases erosivas. Otros glaciares, situados en el borde este de la Sierra de Martín García, son también dignos de reseñar, si bien no tienen las dimensiones de los situados en la ladera norte. Estos son los que tienen su origen en los Cerros de la Tierra Colorada (cercanías de ranchería) y los que proceden de la Loma del Aguacate.

Una de las formas no deposicionales más comunes son las crestas; éstas se sitúan en la Sierra de Martín García, distinguiéndose como aristas a favor de las cuales se desarrollan las principales líneas de cumbres. Entre estas crestas destacan las que tienen dirección NO-SE, como las situadas entre los Cerros de los Lazos y los cerros de la Tierra Colorada, y las que tienen dirección N-S, situadas entre Loma Fría y los cerros del Charco de Pancho.

4.2.2.4. Formas lacustres

Corresponden a depósitos lagunares situados en el ángulo SE de la Hoja. Es una zona de marismas y deltaica formada en la desembocadura del río Jura y el arroyo Tábara en el mar Caribe. En ella se forman lagunas de dimensiones hectométricas y escasa profundidad, cuyo agua suele ser salobre o salada, localizándose en las cercanías del puerto de Puerto Viejo. Entre los salados destaca el conocido como Salado de la Vieja Elena. La extensión de los depósitos lagunares es grande, cubriendo una extensión de unos 10 km².

4.2.2.5. Formas litorales

Estas formas se sitúan en el borde SE de la Hoja, lugar donde se encuentra la costa del mar Caribe. Las principales formas litorales son los depósitos originados en las playas. Hay en la Hoja dos tipos de depósitos de playas: las playas de arenas y las playas de acumulación de corales.

Las playas de arena se localizan entre la desembocadura del río Jura y el arroyo Tábara, teniendo una longitud de unos 3,5 km. Están formadas por litarenitas y arcosas, encontrándose en menor abundancia las gravas. En ellas encontramos estructuras sedimentarias propia de corriente y oleaje.

Las playas de acumulación de corales se encuentran bordeando el relieve de la Loma de la Vigía (212 m) y tienen una longitud de unos 5 km. Están formadas por clastos, que son restos de corales, con un tamaño que varía desde el de canto a la grava. Los detritus coralinos, proceden de los bancos de coral, que se encuentran próximos a la costa, situados paralelamente a la sierrecilla de la Loma de la Vigía.

4.3. Evolución dinámica

La estructuración actual del relieve, puede considerarse que comienza en el Neógeno, durante el cual adquirió una configuración paleogeográfica similar a la que se observa hoy en día, habiéndose mantenido activos los procesos que influyen en la creación y modelado del relieve. Muchos de los procesos de incidencia directa sobre el relieve iniciados en el Neógeno, se mantienen en la actualidad.

En relación con la creación del relieve hay que destacar la importancia de la estructuración del sustrato, puesto de manifiesto, especialmente, donde las rocas sedimentarias están plegadas como sucede en la Sierra de Martín García y en los sectores norte y centro-occidental de la Hoja, donde siguen las directrices E-O y NO-SE, que son las generales en la región.

La litología del sustrato constituye otro factor trascendental para la orografía de la región. Así la Sierra de Martín García situada al SO, que está formada por calizas con sílex, pertenecientes a la Formación Sombrerito de edad Miocena, ha conservado un relieve con alturas por encima de los 1.280 m, mientras que los relieves situados al norte de la Hoja, formados por arenas y arcillas de las Formaciones Trinchera, Quitacoraza y Arroyo Blanco, apenas superan los 400 m de altura, siendo su cota media de unos 300 m.

La actividad volcánica tiene su representación en el edificio volcánico de la Loma El Mogote (373 m), que tiene lugar en el Cuaternario (Pleistoceno) por medio de efusiones basálticas.

Los procesos de mayor incidencia sobre el modelado se encuentran en relación directa con la instalación de la red hidrológica. Así, el levantamiento mantenido de la isla, unido al régimen torrencial de lluvias bajo un clima tropical, favorece el encajamiento de la red. Esta actividad erosiva originada a partir de la instalación de la red, se manifiesta por el predominio de formas de origen fluvial: incisión lineal e interfluvios en aristas. Las formas fluviales de acumulación son también importantes, debido a que buena parte de la Hoja se encuentra situada dentro de la depresión conocida como Valle de San Juan-Llanura de Azua. Así los abanicos aluviales y llanuras de inundación adquieren una gran importancia, ocupando los depósitos grandes superficies en la presente Hoja; solamente las terrazas están escasamente representadas, encontrándose tanto las terrazas altas como las bajas, parcialmente desmanteladas. Los conos de deyección también constituyen formas frecuentes desarrollándose en la desembocadura de cañadas y arroyos.

Los depósitos de ladera se manifiestan como coluviones, y son fenómenos recientes que se mantienen activos.

Las formas poligénicas se relacionan con procesos de gran desarrollo temporal, estas se manifiestan principalmente en forma de glaciares, los cuales rodean las faldas de la sierra de Martín García, adquiriendo un gran desarrollo, tanto en su espesor que superan los 100 m, como en su longitud, alcanzando los 6 km. forman superficies de suaves pendientes que descienden desde los 500 m a los 200 m. También se reconocen líneas de crestas desarrolladas en las cumbres más altas (1200-1000 m).

4.4. Morfodinámica actual-subactual, tendencias futuras y riesgos geológicos

La evolución actual y futura del relieve está condicionada por la elevación constante de la isla. El fenómeno continuado de elevación provoca el rejuvenecimiento orográfico, de modo que a pesar de la intensa actividad erosiva desarrollada bajo un régimen de lluvias torrenciales sobre un sustrato muy alterado, debido al clima tropical imperante, no se tiende a alcanzar la madurez del relieve, produciéndose un continuo relevo de las formas de erosión y depósito sin que varíe sensiblemente el modelado de la región.

La morfología actual-subactual está marcada por la incisión de la red hidrográfica, en las zonas de cabecera y por la sedimentación de los materiales transportados en las zonas deprimidas, como es el valle de San Juan-Llanos de Azua.

La tendencia futura es la de mantenerse esta situación profundizándose la erosión en las zonas de cabecera de la red hidrográfica y aumentando la sedimentación en las zonas deprimidas topográficamente.

Lógicamente, la intensa acción erosiva propiciará la desaparición de las formas poligénicas antiguas.

En cuanto a los riesgos geológicos más importantes en la zona, sin duda consisten en inundaciones o avenidas, así como en fenómenos de inestabilidad en laderas.

Las áreas con riesgo más elevado de avenidas, corresponden a las partes distales de los abanicos aluviales, los conos de deyección, los fondos de valle y las llanuras de inundación. Este riesgo aumenta especialmente en las llanuras de inundación situadas entre el río Jura y el arroyo Tábara, como se puso de manifiesto tras el paso del huracán Georges, al desbordarse ambos ríos y quedar inundadas grandes extensiones, bajo condiciones de alta energía, como lo indicaron el gran volumen de materiales desplazados a lo largo de la llanura de inundación.

Los procesos de erosión del suelo son importantes, sobre todo en relieves con pendientes pronunciadas, generándose intensas formas de vaciado en el sustrato (incisión lineal) en cortos periodos de tiempo. En los ríos principales y en los abanicos aluviales se producen también encajamientos notables, que se evidencian como escarpes en sus márgenes.

Las inestabilidades en las laderas están motivadas por las altas pendientes existentes. El riesgo más elevado es el representado por los coluviones, existentes en la Sierra de Martín García, los cuales suponen formas activas de acumulación de materiales inestables en las laderas.

Otros riesgos geológicos de grado moderado existentes en la Hoja son el sísmico y el volcánico, siendo este último de menor probabilidad.

El sísmico está justificado por la presencia de fallas que afectan a los glacis de edad Pleistocena, y a abanicos aluviales de edad Holocena, formando a modo de escalones en los mismos, como se observa en los situados en la ladera este de la Sierra de Martín García.

El riesgo volcánico viene justificado por la presencia de un centro de emisión volcánico de edad Pleistocena, la Loma El Mogote, y por la existencia de varias fuentes termales, en la Sierra de Martín García (proximidades del poblado de Rancheria), las cuales están alineadas a lo largo de una falla de dirección NO-SE.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Para comprender la historia geológica de la Hoja de Pueblo Viejo hay que situarse dentro de un contexto geológico y temporal mucho más amplio. Así hay que considerar que la historia geológica de la isla de La Española a partir del Cretácico superior, es el resultado de la interacción entre las placas Norteamericanas y Caribeña, si bien, el límite entre ambas ha sufrido modificaciones en su régimen debido a los cambios de orientación de sus desplazamientos relativos.

En lo que se refiere a la historia geológica pre Cretácico superior, es más problemática y ha sido desarrollada en las hojas geológicas que constituyen el cuadrante de Bonao dentro de este mismo proyecto. Así pueden diferenciarse tres grandes etapas dentro de la evolución paleogeográfica de la región.

- Durante el Cretácico Superior tiene lugar la construcción de un arco insular precursor de la actual Cordillera Central.
- En el Paleógeno predomina la sedimentación según un surco submarino paralelo al arco insular cretácico.
- Por último, el período Neógeno-Cuaternario se caracteriza por la compartimentación de la región dando lugar a varias cuencas que son rellenadas por sedimentos marinos y continentales. Es en esta época cuando se configura la fisonomía actual de la región.

5.1. El arco insular del Cretácico superior

La historia geológica de esta región del borde sur de la Cordillera Central se inicia en el Cretácico superior, cuando la polaridad en la subducción del sector septentrional protocaribeño habría sufrido una inversión, cuyos pormenores aún no han sido suficientemente detallados. No obstante, el régimen geodinámico de comienzos del cretácico se debió ver bruscamente abortado, a mediados de dicho período, como consecuencia de una modificación en el rango de competencia. Draper y Gutiérrez Alonso, (1997) proponen que el cierre de la subducción, hacia el norte, del Cretácico inferior, estaría provocado por un proceso de obducción (Aptiense-Albiense) en el que se verían implicadas

principalmente las formaciones Duarte y Loma Caribe. Este proceso es seguido por la subducción de la litosfera atlántica bajo la caribeña. Así, la construcción de este arco insular se produjo en un contexto de subducción entre placas integradas por litosfera oceánica. No obstante, aunque en esta hoja no llegan a aflorar los materiales de este arco insular (F. Tireo), se ha observado algún pequeño asomo de rocas volcánicas en las inmediaciones de Sajanoa que podrían atribuirse a esta formación.

En el sector SO de este arco volcánico se desarrolló una cuenca marginal a “espaldas del arco” que se describirá a continuación y que sí que afecta claramente a esta hoja.

5.2. La Cuenca paleógena de arco trasero

Ante la falta de registros y dataciones que permitan precisar el límite Cretácico-Terciario, parece que existió un cierto lapso temporal entre el cese de la actividad del arco y el inicio de la sedimentación terciaria, que parece que tuvo lugar a comienzos del Eoceno. No obstante, no pudo descartarse que se iniciara tal vez en el Paleoceno. Esta sedimentación paleógena se produjo en un surco submarino profundo, alargado según la dirección NO-SE y paralelo a los relieves del arco cretácico extinguido, que se encontrarían al noreste. Este arco se localizaría en el ámbito de la actual Cordillera Central y debió funcionar como área madre de la que se nutriría la cuenca, situada en el ámbito del actual Cinturón de Peralta. El relleno de esta cuenca se llevó a cabo en dos grandes etapas, relacionadas con la sedimentación de los grupos deposicionales Peralta y Río Ocoa.

En lo que se refiere a la evolución tectónica, muestra los rasgos típicos de un cinturón de pliegues y cabalgamientos, en el que la deformación se propagaría desde las zonas más internas (NE) hacia las más externas (SO).

5.3. Período Neógeno-Cuaternario

Los materiales más antiguos de esta hoja corresponden a los sedimentos de la Formación Sombrerito, estos se sedimentaron a lo largo del Mioceno inferior y medio con un espesor que supera los 500 m. La formación Sombrerito está representada en su parte más basal por margas grises con intercalaciones de areniscas, que se sedimentaron durante el Mioceno Inferior. Estos materiales corresponden a depósitos de ambiente marino profundo,

siendo sedimentos propios de talud que fueron sedimentados mediante corrientes de turbidez.

Sobre los depósitos detríticos anteriores se sitúan en el Mioceno medio, una alternancia de calizas tableadas con sílex y margas que constituyen la litofacies más conocida de la Formación Sombrerito. Las calizas son estratos de 1 decímetro de espesor, con aspecto ondulado que contienen finas capas y nódulos de sílex. Entre las calizas se encuentran delgadas intercalaciones de margas, ambos materiales forman secuencias de 30-60 m. Todos estos sedimentos calcáreo - margosos fueron depositados en una plataforma marina externa, como indican los foraminíferos y radiolarios encontrados.

Durante el Mioceno medio-Plioceno, sobre las calizas tableadas de la Fm. Sombrerito se depositan areniscas y margas con intercalaciones conglomeráticas que constituyen la denominada Fm. Trinchera. El tránsito entre las dos Formaciones se hace de un modo gradual a través de materiales calcáreo-detríticos del denominado Miembro Gajo Largo. La Fm. Trinchera son margas negras, areniscas y conglomerados, con un espesor que supera los 1.000 m. En estos materiales podemos encontrar, secuencias de Bouma, deslizamientos y todas las características propias de las turbiditas, sedimentadas mediante abanicos submarinos profundos.

En la Fm. Trinchera se puede observar una variación del medio sedimentario, desde su base al techo, el cual se va haciendo más somero. Así las partes más bajas corresponden a los depósitos más distales de los abanicos submarinos, los tramos medios son propios de los términos centrales de los abanicos y el techo de la Fm. Trinchera, que es donde se encuentran más conglomerados, corresponde al ápice o zona proximal de los abanicos.

A techo de la Fm. Trinchera y también durante el Plioceno inferior se depositan margas oscuras con finas intercalaciones de areniscas que corresponden a la Fm. Quitacoraza. Esta Fm. tiene un espesor de unos 200 m. y está formada por margas oscuras y finas intercalaciones de areniscas turbidíticas, el medio sedimentológico donde se depositaron estos materiales corresponde a un talud que estaba conectado con los abanicos submarinos de la Fm. Trinchera.

Lateralmente y sobre los sedimentos de la Fm. Quitacoraza y Trinchera se encuentran las calizas, conglomerados, areniscas y arcillas de la Fm. Arroyo Blanco. Esta Fm, a semejanza de la Fm. Trinchera muestra una evolución somerizante, desde su base a su techo. Así en la zona basal encontramos calizas coralinas y areniscas propias de un ambiente marino de plataforma somera, mientras que en su techo se observan areniscas, conglomerados y arcillas característicos de un medio deltaico o estuarino. Esta Fm. Se ha sedimentado desde el Mioceno superior hasta el Plioceno medio, siendo un tránsito de las Fms. Anteriormente descritas y representa a ambientes someros y deltaicos.

También de un modo gradual, lateralmente y hacia techo se pasa de la Fm. Arroyo Blanco a los conglomerados y areniscas de la Fm. Arroyo Seco. Estos depósitos son acumulaciones de cantos, organizados en canales, que se sedimentaron en un ambiente continental, mediante ríos trezados a lo largo del Plioceno superior y Pleistoceno inferior.

Es después de la sedimentación de la Fm. Arroyo Seco, durante el tránsito del Plioceno al Pleistoceno, cuando se produce con mayor intensidad el plegamiento de los materiales depositados, plegamiento que se estaba produciendo de una manera continua desde el Mioceno inferior.

Durante el Pleistoceno y Holoceno se realiza una profunda erosión de los relieves montañosos y una sedimentación continental mediante abanicos aluviales, ríos y depósitos coluvionares. Tanto la erosión como la sedimentación aprovechan las estructuras tectónicas producidas durante la fase de plegamiento, estando afectados algunos depósitos cuaternarios por las estructuras tectónicas.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. Hidrogeología

Hidrográficamente la Hoja de Pueblo Viejo pertenece en gran parte al valle de Azua, el cual se extiende sobre un área de aproximadamente de 560 km², y está recubierto por sedimentos detríticos fluvio-marinos de edad Mioceno-Pleistoceno.

El clima es muy cálido y seco, a excepción de la sierra de Martín García, produciéndose pocas precipitaciones y una alta evapotranspiración, lo cual unido a la naturaleza arcillosa de los suelos, hace considerar que la recarga externa sobre los terrenos del valle mismo es escasa. La recarga se realiza a través de infiltraciones.

La red hidrográfica, comprende los ríos Jura y Tábara con sus afluentes, entre los que destacan los arroyos de las Lajas y los Galinditos. Los terrenos y llanuras fluviales creados por ellos, son las zonas de la Hoja que presentan mayores perspectivas de explotación de aguas subterráneas. Precisamente es en estas zonas, en la mitad Este de la Hoja, donde existen dos campos de pozos para riego con caudales que varían de 500 a 1320 gpm, En estas áreas los espesores de las terrazas superan los 50 m.

En la Fig. 6.1. se ha representado el Esquema Hidrogeológico Regional, en el cual se han incluido además las divisorias de cuenca y los ríos principales.

Es importante señalar, que a principios de los años setenta, la explotación de agua subterránea para riego se incrementó gradualmente hasta alcanzar 70 millones de m³/año.

En cuanto a la calidad del agua subterránea del valle, hay que tomar en consideración, que al pertenecer en parte los sedimentos a un acuífero costero, en la zona próxima al mar se crea un mecanismo de interfase agua dulce-agua salada. Esta interfase de acuerdo con los mapas de niveles estáticos y de salinidad, han producido un aumento de la salinidad en la parte Sur del valle que va paralelo al descenso de los niveles.

Hidrogeológicamente la hoja de Pueblo Viejo participa de tres tipos de acuíferos.

El primero está constituido por rocas porosas con importancia hidrogeológica alta a mediana. Éste a su vez se subdivide en dos:

- Los depósitos constituidos por sedimentos fluviales, coluviales y de abanicos aluviales, son acuíferos continuos, de extensión variable y libre. Están formados por sedimentos clásticos no consolidados, teniendo permeabilidad variable y posibilidad de explotación mediante pozos someros.
- Los depósitos de las Fms. Arroyo Blanco y Arroyo Seco. Estos son acuíferos continuos de extensión regional a regional limitada, siendo libres o confinados. Están formados por sedimentos clásticos no consolidados, variando su permeabilidad de mediana a baja.

El segundo tipo de acuíferos se compone de rocas fracturadas o carstificadas con importancia hidrogeológica de mediana a baja.

Está representado por la Formación Sombrerito. Son rocas calcáreas y margosas, formando acuíferos locales limitados a zonas fracturadas, libres o confinadas. La permeabilidad por lo general es baja, siendo aguas duras.

Es importante hacer notar, que en esta Formación se sitúan, en la Sierra de Martín García próximas a Ranchería, dos manantiales hidrotermales sulfurosos a lo largo de una importante línea de falla.

El tercer tipo de acuífero lo constituyen rocas detríticas finas de escasa importancia hidrogeológica. Pertenecen a este tipo las Formaciones Trinchera, Quitacoraza y los sedimentos fluviales cuaternarios próximos a su desembocadura en el mar. Son acuíferos locales formados por capas finas o lentes arenosos, a veces calcáreos, compuestos por sedimentos clásticos no consolidados o consolidados muy finos, su permeabilidad es muy baja.

El valle se alimenta de agua subterránea que proviene de las formaciones aluviales antiguas que lo rodean, de infiltraciones en los cauces de los ríos y de las escorrentías de los anillos montañosos que circundan el valle mismo.

Es pertinente señalar que en Pueblo Viejo y en Las Clavellinas, hacia el extremo Este de la hoja, se dan condiciones artesianas debido a la disminución de la transmisividad y al aumento de las capas arcillosas confinantes.

Aunque se ha perforado un gran número de pozos en el valle, no se conoce el espesor del acuífero de importancia alta - mediana. La mayor profundidad de perforación alcanza tan solo los 260 m. sin indicio alguno de llegar a la base del mismo. Pero muchas de las perforaciones, sobre todo las realizadas hacia la parte noroeste del valle y que atraviesan un perfil de arcillas limosas con cantos, conteniendo aguas saladas, permiten deducir que por lo menos, en esta parte del valle, estas capas podrían representar subacuíferos aislados de las Fms. Arroyo Seco- Arroyo Blanco. Precisamente en esta zona, de acuerdo a las pruebas de bombeo que se han realizado en el pasado, existen mayores valores de transmisividad que hacia la parte Sur oriental, donde estos valores resultan más bajos.

Los valores de transmisividad varían de 500m²/día a 7,000- 15,000m²/ día.; Naturalmente, estos valores no son totalmente confiables, debido a la penetración parcial en el acuífero de los pozos aforados.

Por último, hay que señalar, que el problema hoy en día en el valle, son las zonas de inundación creadas a partir de la derivación de las aguas del río Yaque del Sur hacia el mismo; fundamentalmente hacia la parte Sur- Sureste del territorio que ocupa la hoja.

Esta derivación del río Yaque del Sur al valle motivó dos efectos hidrogeológicos: por un lado la reducción del bombeo y por otra parte un aumento significativo de la recarga mediante el flujo de retorno del riego. Estos dos procesos hicieron posible que pozos productores se convirtieran en pozos surgentes.

6.2. Recursos minerales

En el ámbito de la hoja destacan dos tipos de actividades mineras, una ligada a la extensión de áridos, y la segunda a la exploración y explotación del petróleo. La actividad minera de extracción de áridos se desarrolla sobre los materiales fluviales, aprovechados a nivel local para la obtención de áridos, tanto naturales como de trituración.

Las explotaciones se sitúan en las llanuras de inundación y cauces de los ríos Tábara y Jura. De todos ellos se extraen principalmente gravas, siendo menor la cantidad de arenas.

La producción se utiliza como áridos naturales para la construcción, bien tratándolos adecuadamente en plantas clasificadoras, bien como “todo uno” para zahorras.

Las graveras actuales suelen ser de tamaño medio y pequeño variando sus reservas de grandes a medianas; sus explotaciones son generalmente de carácter intermitente. El número de explotaciones ha sido el de doce. En 1.985 había dos activas, una próxima a Sabana Yegua (coord: 005/423), la otra al Sur del cerro de El Mogote (coord: 296/432), actualmente sólo se registra actividad, aunque de un modo intermitente, en un paraje próximo a Tábara Abajo (coord: 299/455)

La exploración y explotación petrolera en la Hoja y en la República Dominicana se remonta a principios de siglo. Así en 1.905 , aprovechando los indicios de emanaciones de gas, se perfora el pozo Higuero, situado al NE, que da una producción de 400 barriles al día de petróleo, después se siguió perforando en la zona de Maleno e Higuero hasta 1.927/28, pero no obteniendo una producción sostenible. El cuadro 6.1. es un resumen por orden cronológico de las campañas petrolíferas efectuadas en la República.

En 1.939 la Seaboard Oil Co. reinicia la exploración perforando los pozos Maleno 1 y Maleno 1A. La producción obtenida en las áreas de Maleno/Higuero fue de 19.000 barriles de petróleo 20° API. Entre 1.942 y 1.947 se perforaron 5 pozos más, en la zona de Maleno, pero resultaron secos aunque con indicios de gas y petróleo. También se hizo un sondeo de exploración en el área de El Mogote.

La actividad de exploración quedó detenida hasta 1.958, en que la Compañía petrolera Azuana perfora los pozos: kilómetro 19-1, situado al norte de la Hoja, que fue abandonado aunque dió indicios de gas, y el pozo Arroyo Blanco-1, del cual se conoce poco de sus resultados.

En 1.960 se perforaron dos sondeos profundos uno el kilómetro 19-2 y el Maleno DT-1, que dieron indicios de gas. Al final de los años 60 la Compañía Petrolera Azuana, reinició

la explotación en el área de Maleno, pero después de obtener una producción de 10.000 barriles de petróleo, empezó a salir agua.

En 1969 Gas y Petróleo Dominicana e International Resources Limited reiniciaron los estudios de la región mediante sísmica, seguida por una serie de perforaciones que en su mayor parte encontraron petróleo y gas, que no fueron objeto de explotación. Simultáneamente, Tenneco desarrolló diversas campañas sísmicas en la plataforma marina, entre ellas una en la bahía de Ocoa.

Tras diversas cesiones de derechos sobre concesiones, en 1.981 Anschutz Corporation desarrolló una serie de líneas sísmicas en el Valle de San Juan, culminando su prospección con el sondeo Candelón-1, en el que no se obtuvieron restos de hidrocarburos.

La información disponible de las labores efectuadas por la Mobil Oil Company desde 1.991 comprende diversas líneas sísmicas de la bahía de Ocoa. Por último, durante la realización de la Hoja se ha tenido constancia del desarrollo de nuevas líneas sísmicas en la región de Azua, por parte de Murphin Dominicana, si bien debido a la confidencialidad de la información no ha podido disponerse de ella.

COMPAÑÍA	FECHA	AREA	SONDEOS
TEXAS COMPANY	1.905-29	Llano de Azua	Maleno Higuerito
SEABOARD OIL COMPANY	1.939-47	Llano de Azua Valle de Enriquillo Valle de San Juan	Maleno Maleno-1 A El Mogote-1 Las Hormigas-1 Quita Coraza-1 Mella-1 Comendador-1
COMPAÑÍA PETROLERA DOMINICANA	1.956-60	Valle del Cibao Llano de Azua Valle de Enriquillo	Kilómetro 19-1 Arroyo Blanco-1 Kilómetro 19-2 Maleno DT-1 Palo Alto-1 Mella-2 Cabritos-1
QUISQUEYA OIL CO.	1.964-69	Valle del Cibao	Sorpresa-1
GAS Y PETROLEO DOMINICANA	1.964-70	Sierra de El Número Llano de Azua	Dominicanos-1
TENNECO	1.969	Bahía de Ocoa Bahía de Neiba Valle del Cibao Bahía de Samaná	
PETROLERA LAS MERCEDES	1.978-79	Cuenca de S. Pedro Valle del Cibao Llano de Azua	San Pedro-1 San Pedro-2 Santo Domingo- 1
CANADIAN SUP. OIL	1.979	Valle de Enriquillo	Charco largo-1
ANSCHUTZ CORP.	1.980-81	Valle de San Juan	Candelón-1
MOBIL OIL COMP.	1.991-	Bahía de Ocoa	

Cuadro 6.1. Resumen de la exploración petrolífera en la República Dominicana

7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO

La protección de diversas zonas del territorio tiene como finalidad asegurar la continuidad natural de los ecosistemas, preservándolos de actividades urbanísticas e industriales destructivas y evitar el uso abusivo de sus recursos. Dentro de los recursos no renovables de un país, el patrimonio geológico ocupa un lugar relevante, pues proporciona un conocimiento fundamental para conocer la historia de la Tierra y la vida que en ella se desarrolla. Al mismo tiempo, su estudio e interpretación pone de manifiesto otros recursos potencialmente utilizables que, utilizados de forma racional y ordenada, puedan resultar beneficiosos para la humanidad. Es por ello necesario, no sólo preservar el medio natural y, en este caso, el patrimonio geológico, sino también estudiarlo en detalle, para así difundir el conocimiento que encierra y crear conciencia de su conservación.

Atendiendo a estas consideraciones, se puede definir un Lugar de Interés Geológico (L.I.G.) como un recurso natural no renovable, donde se reconocen características de especial importancia para interpretar y evaluar los procesos geológicos que han actuado en un área.

En este sentido, se ha considerado conveniente la realización de un inventario de lugares de interés geológico dignos de medidas de protección y aprovechamiento con fines divulgativos, educativos y/o turísticos. El contenido, posible utilización y su nivel de significado definen pues un L.I.G. que puede corresponder a un punto, un itinerario o un área.

7.1. Relación de los L.I.G.

En la hoja de Pueblo Viejo se han seleccionado dos Lugares de Interés Geológico. Uno de ellos se caracteriza por tener interés tanto por su contenido, que es hidrogeológico, como por motivos económicos, al ser manantiales sulfurosos de agua caliente, pudiendo constituir una fuente de ingresos a la comarca. El segundo Lugar de Interés Geológico se caracteriza por su interés Geomorfológico y Turístico, estando formado por las marismas, méganos y salados de la desembocadura del río Jura en el mar Caribe.

7.2. Descripción de los lugares

- Cerros del Agua Caliente

Este lugar se encuentra situado en la Sierra de Martín García al norte de la población de Ranchería, sus coordenadas son 296450-2033000.

Es un conjunto de al menos dos fuentes termales sulfurosas, situadas a lo largo de un plano de falla inversa y que se localizan en el sendero que sale de la población de Ranchería y se dirige a la más alejada de estas fuentes. Ésta es la de mayor caudal, tiene un fuerte olor a ácido sulfídrico y una temperatura que supera los 40° C. Se trata de manantiales cuyo caudal sufre variaciones que están ligadas a las precipitaciones. El sendero tiene un trazado empinado realizando el recorrido dentro de un bosque de exuberante vegetación, donde no son infrecuentes la presencia de cangrejos desplazándose entre la vegetación.

A lo largo del camino se ven las distintas litofacies que constituyen la Fm. Sombrerito de edad miocena, como son margas, calizas y calizas con sílex, pudiéndose encontrar dentro de las calizas, colonias fósiles de coral y diversos moluscos. También se observan pliegues y fallas que afectan a la Fm. Sombrerito.

Desde algún punto del camino se puede observar la llanura que se extiende desde el pie de la Sierra de Martín García hacia el norte, cerrada a su vez por las sierras del Cinturón de Peralta.

Las fuentes pueden tener un buen aprovechamiento medicinal y dar lugar a la creación de algún balneario que ayude a mejorar el nivel de vida de la población local.

- L.I.G. nº 2. Desembocadura del río Jura.

El Lugar de Interés Geológico se encuentra situado al sur de la Hoja , al este de Puerto Viejo. En esta zona se encuentran marismas, salados y pantanos con una vegetación muy característica, que dan al lugar un alto valor geomorfológico.

Al Lugar se llega mediante caminos agrícolas que salen de las localidades de Puerto Viejo, Rosario y Pueblo Viejo.

Este lugar tiene un alto valor geológico ya que es un ejemplo actual en que se puede observar en pocos kms. la desembocadura en el mar del río Jura formando una marisma en la cual se desarrolla una vegetación de manglares, y donde se depositan arenas, limos y arcillas ricas en materia orgánica. En estas marismas quedan aisladas zonas de agua marina o salobre que al evaporarse sedimenta sal formando salinas y salados.

Junto a las marismas, en las zonas no afectadas por los sedimentos fluviales, se sitúan bancos coralinos que forman un fuerte contraste con los depósitos oscuros de las marismas.

Por lo tanto, este es un lugar en el cual se puede ver la sedimentación y formación de tres tipos de depósitos distintos, pasando lateralmente de unos a otros, sedimentos detríticos oscuros (propios de las marismas), sales en zonas restringidas y carbonatos en los bancos coralinos.

8. BIBLIOGRAFÍA.

- **BAKER, P.A. & BURNS, S.J. (1985):** The occurrence and formation of dolomite in organic-rich continental margin sediments. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 69:1917-1930
- **BERMUDEZ, P.J, 1949.** Tertiary smaller foraminifera of the Dominican Republic Cushman Laboratory for Foraminiferal Research Special Publication 25, 332 p.
- **BIGNOT, G. (1988):** Los Microfósiles. Ed.paraninfo, Madrid. 248 p.
- **BLOW, W. H.,1969,** Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy: Proceedings 1st International Conference on Planktonic Microfossils,1967, v. 1,p. 199-442.
- **BOLD, W. A. 1983,** Shallow-marine biostratigraphic zonation in the Caribbean post Eocene, in 8th International Symposium on Ostracoda: Transactions, p. 400-416.
- **BOLD, W. A. 1988,** Neogene paleontology in the northern Dominican Republic, 7, The Ostracoda: Bulletin of American Paleontology, . 94, no.329, p. 1-105
- **BRASIER, M.D. (1985):** Microfossils. Ed. George Allen & UnwinLtd., Londres. 193 p.
- **BREUNER, T.A., 1985,** Geology of the eastern Sierra de Neiba, Dominican Republic(M.S. thesis): Washington,D.C., George Washington University, 128.p.
- **COOPER, J.C., 1983.** Geology of the Fondo Negro region, Dominican Republic (M.S. thesis): Albany, State University of New York, 145 p.
- **DUNHAN, R. J. 1962.** Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In W. E. Ham (ed.) Classification of carbonate Rocks. Amer.Assoc. Petroleum Geol. Mem. No.1, pp. 108-121.
- **LOEBLICH, A.R. & TAPPAN, H. (1964):** Orden Foraminiferida. In: Moore, R.C. (ed): *Treatise on Invertebrate Paleontology*, Part C. Protista 1-2. Geol. Soc. Am. Kansas Univ. Press., New York, 900 p.

- **MANN, P., 1983**, Cenozoic tectonics of the Caribbean; structural and stratigraphic studies un Jamaica and Hispaniola (Ph.D. thesis): Albany, State University of New York, 688 p.
- **MANN, P. P.P. MC LAUGHLIN AND C. COOPER.1991**, Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic; 2, Structure and tectonics. Geological Society of America Special Paper 262 p.p. 367-389.
- **MC LAUGHLIN P.P., VAN DEN BOLD A., AND MANN P. (1991)**. Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic; 1, Neogene lithofacies, biostratigraphie, biofacies, and paleogeography. Geological Society of America. Special Paper 262 p.p. 337-366.
- **MERCIER DE LÉPINAY, B., LABESSE, B., SIGAL, J., AND VILA, J., 1979**, Sédimentation chaotique et tectonique tangentielle Maestrichtiennes dan la presqu'île du sur d'Haiti (île d'Hispaniola, Grandes Antilles): Paris, Contes Rendus de Académie des Sciences, Series D, v. 187, p. 887-890.
- **MUTTI, E., AND RICCI LUCCHI, F. 1972**. Le torbiditi dell'Appenino settentrionale; Introduzione all'analisi di facies: Societi Geologico di Italia Memoiri 11, p. 161-199.
- **MUTTI, E. AND RICCI LUCCHI, F. (1975)**. Turbidite facies and facies associations. In: Exemples of turbidite facies and facies associations from selected Formations of the Northern Appenines (by E. Mutti, G. C. Parea, F. Ricci-Lucchi, M. Sagri, G.Ghibaud and S, Jaccarino). IX Int. Congr. Sedim. Nice-75. Field trip All., 21-36.
- **POSTUMA, J.A. (1971)**: *Manual of Plancktonic Foraminifera*. Elsevier Publishing Co., Amsterdam, 406 p.
- **SARTORIO, D. & VENTURINI, S. (1988)**: *Southern Tethys Biofacies*.agip S.p.A., Milán, 235 p.
- **TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. (1990)**: *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 482 p.
- **VAUGHAN, T. W., COOKE, W., CONDIT, D.D., ROSS, C.P., WOODRING, W.P. y CALKINS, F.C., 1921**. A Geological Reconaissance of the Dominican Republic. En:

Colección de Cultura Dominicana de la Sociedad Dominicana de Bibliófilos (Editora de Santo Domingo) Santo Domingo, 18 (1983) 268 p.

- **VESPUCCI, P. 1980.** Preliminary account of the petrology of the late Cenozoic volcanic province of Hispaniola, in Snow, W. And 5 others, eds. Transactions of the 9th Caribbean Geological Conference, Santo Domingo, Dominican Republic p.379-389.

WILSON, J.L. (1975): *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer-Verlag, Berlin, 471 p.