



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

REPÚBLICA DOMINICANA

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

SAN JOSE DE OCOA

(6071-I)

Santo Domingo, R.D. Enero 2000

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada en el periodo 1997-1999 por Informes y Proyectos S:A. (INYPSA), formando parte del Consorcio ITGE-PROINTEC-INYPSA, dentro del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional, habiendo participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

- Pedro Pablo Hernaiz (INYPSA)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Pedro Pablo Hernaiz (INYPSA)

ESTUDIOS SEDIMENTOLÓGICOS, LEVANTAMIENTOS DE COLUMNAS Y REDACCIÓN DE LOS APARTADOS CORRESPONDIENTES

- Javier Solé (INYPSA)

MICROPALEONTOLOGÍA

- Luis Granados (ITGE)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

- José Pedro Calvo (Universidad Complutense de Madrid)

PETROGRAFÍA DE ROCAS ÍGNEAS

- M^a José Huertas (Universidad Complutense de Madrid, España)
- John Lewis (Universidad George Washington, USA)

ANÁLISIS GEOQUÍMICOS Y REDACCIÓN DEL APARTADO CORRESPONDIENTE

- John Lewis (Universidad George Washington, USA)

ESTUDIOS ESTRUCTURALES Y TECTÓNICOS Y REDACCIÓN DEL CAPÍTULO CORRESPONDIENTE

- Pedro Pablo Hernaiz (INYPSA)

ESTUDIOS GEOMORFOLÓGICOS Y REDACCIÓN DEL CAPÍTULO CORRESPONDIENTE

- Javier Solé (INYPSA)

ESTUDIOS HIDROGEOLÓGICOS Y REDACCIÓN DEL APARTADO CORRESPONDIENTE

- Alfredo Martínez (INYPSA)

ESTUDIO DE MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS Y REDACCIÓN DEL APARTADO CORRESPONDIENTE

- Eusebio Lopera (ITGE)

TELEDETECCIÓN

- Carmen Antón Pacheco (ITGE)

ASESORES GENERALES DEL PROYECTO

- Grenville Draper (Universidad Internacional de Florida, USA)

- John Lewis (Universidad George Washington, USA)

DIRECTOR DEL PROYECTO

- Eusebio Lopera (ITGE)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Unidad Técnica de Gestión del proyecto SYSMIN

EXPERTO A CORTO PLAZO PARA LA ASESORÍA EN LA SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA

- Dr. Andrés Pérez Estaún (Instituto Jaume Almera del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Barcelona, España)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

- Ing. Iván Tavares

Se quiere agradecer muy expresamente al Dr. D. Andrés Pérez Estaún la estrecha colaboración mantenida con los autores del presente trabajo; sus ideas y sugerencias sin duda han contribuido notablemente a la mejora de calidad del mismo.

Se pone en conocimiento del lector que en el Servicio Geológico Nacional existe una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Fichas petrográficas y/o micropaleontológicas de cada una de las muestras
- Mapas de muestras
- Album de fotos
- Lugares de Interés Geológico
- Informe sedimentológico

RESUMEN

La Hoja de San José de Ocoa se encuentra situada en la vertiente meridional de la Cordillera Central y en ella están representados dos de los principales dominios que forman esta cadena.

En el sector NE aflora la Fm. Tireo, dominio geológico que está relacionado con la actividad de un arco insular durante el Cretácico superior. Constituye el basamento de la zona, encontrándose deformado mediante imbricaciones internas y afectado por intrusiones de carácter tonalítico.

El resto de la Hoja y de forma dominante, está constituido por sedimentos acumulados en una cuenca de *back-arc* durante el Paleógeno, que forman parte del denominado Cinturón de Peralta, característico del flanco suroccidental de la Cordillera Central. Su estructura es la de un cinturón de pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el Suroeste, dirección en la que llega a cabalgar sobre los depósitos neógenos de la cuenca de Azua.

La cuenca de Azua apenas está representada en la esquina SO de la Hoja. En realidad esta cuenca es la terminación oriental de dos cuencas de mayor rango, la de San Juan y la de Enriquillo, las cuales forman parte del sistema de cuencas sedimentarias neógenas del Suroeste insular. Su relleno se llevó a cabo a través de una serie sedimentaria somerizante que evolucionó desde facies marinas profundas (Mioceno) hasta facies netamente continentales (Plioceno-Pleistoceno).

La Hoja se completa con la presencia de rocas volcánicas cuaternarias que forman parte de la provincia volcánica de Yayas-Constanza

ABSTRACT

The San José de Ocoa Sheet is located in the southern margin of the Cordillera Central and in it, two of the main domains that compound this chain are represented.

The NE area is occupied by the thick volcanoclastic Tireo Fm which deposited in relation to the activity of an island arc during the Upper Cretaceous. This domain represents the regional basement; it has an internal imbricated structure and appears intruded by tonalitic bodies.

The rest of the Sheet is prevailing consisting on sediments deposited in a back-arc basin during the Paleogene; these are part of the Peralta Belt that defines the southern slopes of the Cordillera Central. This is a SW verging fold and thrust belt that overthrusts in the same direction the Neogene deposits of the neighbouring Azua basin.

The Azua basin is hardly represented in the SW corner of the Sheet. In fact this basin forms the eastern termination of two larger basins, the San Juan and the Enriquillo basins, which in turn belong to the system of neogene sedimentary basins that characterize SW Hispaniola. The infill of these basins records an upwelling evolution from deep marine facies at the lower levels to clear continental facies at the top of the sequence.

Also to be considered in this Sheet is the outcrop of Quaternary volcanic rocks that belong to the Yayas-Constanza volcanic province.

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Metodología	1
1.2. Situación geográfica	2
1.3. Marco Geológico	4
1.4. Antecedentes	6
2. ESTRATIGRAFIA	9
2.1. Cretácico	9
2.1.1. <u>Cretácico superior (Formación Tireo)</u>	10
2.1.1.1. Formación Tireo (1). Rocas volcanoclásticas masivas o estratificadas con intercalaciones subordinadas de coladas y calizas. Cenomaniano-Maastrichtiano.	15
2.1.1.2. Formación Tireo (2). Alternancia decimétrica de tobas cineríticas (con niveles de chert), margas, calizas margosas y areniscas. Campaniano-Maastrichtiano.	18
2.1.1.3. Formación Tireo (3). Calizas tableadas y en bancos de tonos blancos rojizos y grises. Cenomaniano-Maastrichtiano.	19
2.1.1.4. Geoquímica de la Fm.Tireo	21
2.2. Paleógeno	29
2.2.1. <u>Eoceno inferior-superior (Grupo Peralta)</u>	30
2.2.1.1. Formación Ventura (4). Alternancia rítmica de areniscas turbidíticas siliciclásticas, lutitas y margas. Localmente, conglomerados y, en menor proporción, calizas. En la parte inferior, posibles intercalaciones de niveles volcánicos. Eoceno inferior-medio	32
2.2.1.2. Formación Jura (5) Calizas tableadas blancas o gris claro. Eoceno medio...	39

2.2.1.3. Formación Jura (6) Conglomerados polimícticos de tonos claros. Eoceno medio.....	43
2.2.1.4. Formación Jura (7). Coladas basálticas. Eoceno medio	44
2.2.1.5. Capas rojas del Jura (8). Limolitas calcáreas, margas y margocalizas rojas con frecuentes niveles de calizas tableadas blancas y grises. Eoceno medio-superior.....	45
2.2.1.6 Formación El Número (9). Alternancia de margas marrones y niveles decimétricos de turbiditas esencialmente calcáreas. Eoceno superior	47
2.2.1.7. Formación El Número (10). Calcarenitas y margas y calcarenitas de carácter turbidítico; frecuentemente megaturbiditas. Eoceno superior	51
2.2.1.8 Formación El Número (11). Calizas masivas o estratificadas, frecuentemente fosilíferas, con intercalaciones de conglomerados y brechas. Eoceno superior	52
2.2.2. <u>Eoceno superior (Grupo Río Ocoa)</u>	53
2.2.2.1. Formación Ocoa (12). Margas y fangos, generalmente arenosos, con intercalaciones de areniscas turbidíticas, cantos polimícticos dispersos, bloques y olistolitos de origen diverso; frecuente aspecto caótico. Eoceno superior:.....	62
- “Facies organizada” (12 a). Alternancia de margas y fangos ocreos con niveles centimétricos y decimétricos de areniscas turbidíticas de grano fino. Frecuentes tramos canalizados de conglomerados.	62
- “Facies desorganizada con bloques y olistolitos” (12 b). Margas y fangos muy arenosos, de tonos oscuros y aspecto caótico que incluyen niveles discontinuos de areniscas turbidíticas, frecuentemente <i>slumpizados</i> , abundantes cantos polimícticos dispersos o formando niveles, y bloques y olistolitos de todos los tamaños y procedencias diversas.....	62
- “Facies esquistosa” (12 c). Idem al anterior pero con una intensa fábrica deformativa ¿sinsedimentaria?	62
2.2.2.2 Fm Ocoa (13). Conglomerados polimícticos masivos. Eoceno superior	65
2.2.2.3. Formación Ocoa (14) Calizas tableadas y en bancos, blancas y grises. Eoceno superior.....	67

2.2.2.4. Formación Ocoa (15) Calizas masivas o en bancos con niveles de brechas y conglomerados calcáreos. Eoceno superior.....	68
2.2.2.5. Fm. Ocoa. Olistolitos de naturaleza desconocida. Alternancia de calizas, margocalizas, limolitas calcáreas y margas de tonos rojos y blancos (16). Calizas tableadas y masivas grises (17)	69
2.3. Neógeno.....	72
2.3.1. <u>Mioceno-Pleistoceno inferior</u>	73
2.3.1.1. Formación Arroyo Blanco (18) Conglomerados de tonos oscuros, areniscas y margas. Plioceno	75
2.3.1.2 Formación Vía (19) Conglomerados de tonos claros y arcillas. Plioceno-Pleistoceno inferior	78
2.4. Cuaternario	79
2.4.1. <u>Cuaternario volcánico</u>	79
2.4.1.1. Volcanismo cuaternario (20) Basaltos. Pleistoceno	82
2.4.2. <u>Cuaternario sedimentario</u>	84
2.4.2.1. Glacis (21). Arenas y arenas limosas con niveles de cantos y gravas. Pleistoceno	84
2.4.2.2. Terrazas medias-altas, terrazas bajas-medias (22, 23). Cantos, gravas y arenas. Pleistoceno-Holoceno	85
2.4.2.3. Conos de deyección (24). Gravas, arcillas y arenas. Holoceno	86
2.4.2.4. Deslizamientos de ladera por gravedad (25). Arcillas, cantos y bloques.....	86
2.4.2.5. Deslizamientos de ladera por reptación (26). Arcillas cantos y bloques.....	87
2.4.2.6. Coluviones (27). Arenas limosas con cantos y bloques	87
2.4.2.7 Llanura de inundación (28). Limos con niveles cantos, arenas y gravas. Holoceno	88
2.4.2.8. Fondos de valle (depósitos localmente discontinuos) (29).Bloques, cantos, arenas y gravas. Holoceno	88
3.TECTONICA.....	89

3.1 Contexto geodinámico de la isla La Española	89
3.2 Marco geológico-estructural de la zona de estudio.....	96
3.3 Estructura de los principales dominios y de las tectónicas más recientes con incidencia total o parcial en los mismos.	100
3.3.1 <u>Estructura del basamento</u>	101
3.3.2 <u>Estructura del cinturón de Peralta</u>	108
3.3.2.1 La estructura del Grupo Peralta.....	110
3.3.2.2 Estructura de la Fm Ocoa.....	117
3.3.2.3 Relación tectónica-sedimentación y edad de la deformación en el cinturón de Peralta	120
3.3.3 <u>Estructura de la cuenca de Azua</u>	122
3.3.3.1 Estructura general de la cuenca	123
3.3.3.2 Estructura relacionada con la colisión del <i>ridge</i> de Beata.	126
3.3.3.3 Relación tectónica-sedimentación y edad de la deformación en la cuenca de Azua	130
3.3.4 <u>La tectónica de desgarres del Mioceno superior-Actualidad. Un caso particular: la estructura relacionada con la terminación oriental de la falla Plantain Garden-Enriquillo.</u>	131
4. GEOMORFOLOGÍA	138
4.1. Descripción fisiográfica.....	138
4.2. Análisis morfológico	139
4.2.1. <u>Estudio morfoestructural</u>	140
4.2.1.1. Formas estructurales.....	141
4.2.1.2. Formas volcánicas.....	142
4.2.2. <u>Estudio del modelado</u>	143
4.2.2.1. Formas de ladera y remoción en masa.....	143
4.2.2.2. Formas fluviales	145

4.2.2.3. Formas poligénicas	147
4.3. Evolución dinámica.....	148
4.3. Morfodinámica actual-subactual, tendencias futuras y riesgos geológicos.....	150
5.HISTORIA GEOLÓGICA	152
5.1. El arco insular del Cretácico superior	153
5.2. La cuenca paleógena de <i>back arc</i>.....	155
5.3. Las cuencas neógenas	158
6.GEOLOGÍA ECONÓMICA	162
6.1. Hidrogeología	162
6.1.1. <u>Hidrología y climatología</u>	162
6.1.2. <u>Hidrogeología</u>	163
6.1.2.1. Introducción.....	163
6.1.2.2. Características hidrogeológicas.....	165
6.2. Recursos minerales	173
6.2.1. <u>Sustancias energéticas</u>	173
6.2.1.1. Aspectos generales e historia minera.....	173
6.2.1.2. Potencial minero.....	176
6.2.2. <u>Rocas industriales y ornamentales</u>	177
6.2.2.1. Aspectos generales históricos	177
6.2.2.2. Descripción de las sustancias.....	179
6.2.3.3. Potencial minero.....	180
7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO	182
7.1. Relación de los L.I.G.	182

7.2. Descripción de los Lugares.....	183
8.BIBLIOGRAFÍA.....	188

1. INTRODUCCIÓN

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), Informes y Proyectos S.A. (INYPESA) y PROINTEC S.A. ha realizado, bajo el control de la Unidad 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 frecuentes 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 San José de Ocoa 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 1.983-84, y las imágenes de satélite Spot P, Landsat TM y SAR.

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 Geotécnica, ambas a escala 1:100.000.

Todos los trabajos se efectuaron de acuerdo con la normativa del Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1:50.000 y Temáticas a escala 1:100.000 de la República Dominicana, elaborada por el Instituto 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 San José de Ocoa (6071-I) se encuentra situada en el sector meridional de la República Dominicana, a unos 70km en línea recta al O de la capital Santo Domingo y no más de 7-8 km al norte de la Bahía de Ocoa (Fig. 1.2.1). En vehículo, la principal vía de acceso es a través de la localidad que le da nombre, San José de Ocoa, desde la cual parten un buen número de carreteras y caminos, generalmente sin asfaltar, que permiten una penetración relativamente fácil en la misma. Entre estos cabe destacar los que conducen a La Sabana de San Juan y Mesa de Domingo en el sector NO de la Hoja, El Limón, La Cienaguita y El Bejucal, en el sector central, y la propia carretera a Constanza, que da rápido acceso al sector NE. No obstante hay amplias zonas, sobre todo del tercio meridional, cuyo acceso se ha de realizar a pie desde la contigua Hoja de Azua. Su territorio se reparte en un porcentaje similar entre las provincias de Azua, al Oeste y Peravia, al Este.

Desde el punto de vista fisiográfico, la Hoja se sitúa sobre los fuertes relieves que constituyen la zona axial de la Cordillera Dominicana, existiendo en la mitad septentrional amplias áreas que superan con facilidad los 2.000m de altitud. La cota más alta es la cima del Tetero Mejía con 2581m. En la mitad meridional de la Hoja se observa un descenso paulatino de cota hasta enlazar con el frente montañoso de 1000m de altitud media que, ya en la hoja de Azua, limita con la planicie que lleva este mismo nombre. Los relieves siguen mayoritariamente directrices NO-SE que vienen determinadas por la alineación de las sierras calcáreas de la formación Jura y por los fuertes resaltes que dan las litologías de la formación Ocoa, especialmente determinados niveles calcáreos y conglomeráticos. En la esquina NE, la estructura interna de la formación Tireo, impone al relieve directrices N-S.

Fig 1.2.1

La red fluvial está integrada por una gran cantidad de ríos, arroyos y cañadas, de carácter estacional, que pueden llegar a ser muy caudalosos y con rápidas y violentas crecidas en la época de lluvias. Los dos más importantes son el río Banilejo que con una dirección NO-SE cruza prácticamente la totalidad de la Hoja por su sector central, y el Ocoa que discurre por la parte oriental de la Hoja con una dirección N-S. A estos hay que añadir el río del Canal, afluente del río Ocoa, y los ríos Trabón, Las Yayitas, Vía y Grande, que nacen en el seno de los relieves meridionales de la presente Hoja y los atraviesan transversalmente para desembocar, igual que el resto, en la bahía de Ocoa. Con la excepción del río Ocoa, que localmente tiene zonas con una llanura aluvial bien desarrollada, casi todos ellos presentan cauces estrechos y encajados, propios de zonas de cabecera.

La población principal es San José de Ocoa que junto con la vecina localidad de Sabana Larga conforman un núcleo urbano de relativa importancia. En el resto de la Hoja la población no es muy elevada por lo accidentado del terreno aunque hay una cierta densidad de bohíos y aldeas diseminados por toda la zona rural y más concretamente a lo largo de las vías de comunicación. La principal concentración de población se produce a lo largo de las carreteras de Constanza y de El Pinar-Los Corozos. Su principal fuente de ocupación es la agricultura, de la que hay que decir que en estas zonas alcanza cotas de alta productividad, especialmente en el sector NE y aledaños de la carretera de Constanza donde un clima más benigno y las frecuentes lluvias permiten el cultivo intensivo de hortalizas en aterrazamientos ganados con gran esfuerzo al escarpado relieve. Por el contrario, la actividad ganadera es muy inferior y se encuentra más dispersa. Otra fuente de ingresos es la relacionada con el sector servicios diseminado a lo largo de las principales carreteras y pistas.

1.3. Marco Geológico

La Hoja de San José de Ocoa se encuentra situada en plena vertiente meridional de la Cordillera Central. Desde el punto de vista geológico, el término Cordillera Central sirve para identificar el dominio fisiográfico del mismo nombre, tratándose de un complejo conjunto de unidades ígneas, metamórficas y sedimentarias generadas entre el Jurásico y el Paleógeno. Ocupa la práctica totalidad de la superficie de la Hoja, en la que se reconocen dos de sus principales dominios (Fig. 1.3.1):

Fig. 1.3.1

- En el sector NE está representado el dominio geológico conocido como Tireo, con diversos rangos según los distintos autores y el enfoque de sus trabajos: terreno, grupo, formación...; su tratamiento en el presente trabajo será como formación en el caso de las alusiones de tipo estratigráfico y como dominio, en las de tipo estructural. En cualquier caso, está integrado mayoritariamente por materiales volcano-sedimentarios relacionados con la actividad de un arco insular durante el Cretácico superior y constituye el basamento de la zona, encontrándose intensamente deformado y afectado por intrusiones de carácter tonalítico.
- El resto de la Hoja y de forma dominante, está constituido por sedimentos acumulados en una cuenca de *back-arc* durante el Paleógeno, que forman parte del denominado Cinturón de Peralta (Dolan, 1989), característico del flanco suroccidental de la Cordillera Central. Su estructura es la de un cinturón de pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el Suroeste, dirección en la que llega a cabalgar sobre los depósitos neógenos de la cuenca de Azua.

La cuenca de Azua apenas está representada en la esquina SO de la Hoja. En realidad esta cuenca es la terminación oriental de dos cuencas de mayor rango, la de San Juan y la de Enriquillo, las cuales forman parte del sistema de cuencas sedimentarias neógenas del Suroeste insular. Su relleno se llevó a cabo a través de una serie sedimentaria somerizante que evolucionó desde facies marinas profundas (Mioceno) hasta facies netamente continentales (Plioceno-Pleistoceno).

Completando este esquema general, es preciso destacar en el sector NO de la Hoja la presencia de rocas volcánicas cuaternarias que forman parte de la provincia volcánica de Yayas-Constanza

1.4. Antecedentes

Tanto la Cordillera Central como la Cuenca de Azua han sido objeto de una gran cantidad de trabajos de diversa índole, cuya simple enumeración implicaría un profundo estudio bibliográfico. A continuación se señalan todos aquéllos 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 acerca de ella.

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

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

Ante la gran cantidad de trabajos existentes y la consiguiente proliferación de términos referentes a Formaciones, el Servicio Geológico Nacional realizó un intento de unificación de la nomenclatura mediante la elaboración del Léxico Estratigráfico Nacional, con uno de sus dos tomos dedicado a las formaciones del suroeste del país (1984). En cuanto a las cartografías geológicas de síntesis, a la realizada por la Organización de Estados Americanos a escala 1:250.000 (Blesch, 1966), hay que añadir la elaborada a la misma escala, pero con un detalle y calidad superiores, por el Servicio Geológico Nacional y el Instituto Cartográfico Universitario en colaboración con la Misión Alemana (1991).

Otra notable cartografía de síntesis acompaña a la interesantísima recopilación de artículos que integran el trabajo de Mann et al. (1991a) para la Sociedad Geológica de América y que supone una auténtica puesta al día de los conocimientos geológicos acerca de La Española y por tanto, un documento básico para trabajos posteriores. En esta última recopilación de artículos existen algunos que afectan de forma específica al territorio ocupado por la Hoja de Azua; de entre ellos cabe destacar los de: Dolan et al., con una síntesis sedimentológica, estratigráfica y tectónica del Eoceno-Mioceno de La Española y Puerto Rico; Heubeck y Mann, que determinan la estructura y evolución tectónica de la terminación sudoriental de la

Cordillera Central; McLaughlin et al., quienes abordan la descripción bioestratigráfica y paleogeográfica de los materiales de las cuencas de Azua y Enriquillo; y Mann et al., que proponen una interpretación estructural de las citadas cuencas.

Además de los anteriores, merece la pena destacar por su importancia en la Hoja, las tesis doctorales de Cooper (1983), de gran interés para la estratigrafía de los materiales neógenos, Heubeck (1988), esencial para la comprensión de las unidades paleógenas, y Ramírez (1995), centrada en aspectos neotectónicos de la Cuenca de Azua, así como el trabajo de Dolan (1988), básico para el conocimiento estratigráfico de la serie paleógena.

2. ESTRATIGRAFIA

En la Hoja a escala 1:50.000 de San José de Ocoa afloran materiales mesozoicos y cenozoicos, de origen volcánico y sedimentario, que pueden agruparse en cuatro grandes conjuntos:

- Materiales cretácicos, pertenecientes a la Formación Tireo, constituyente característico del eje de la Cordillera Central en la región. Integran un dominio muy complejo cuyo origen está relacionado con la actividad de un arco insular, predominando por ello los depósitos volcanoclásticos, si bien no son raras las intercalaciones puramente ígneas y sedimentarias.
- Materiales paleógenos. En su mayor parte se trata de una serie muy potente de depósitos marinos de facies profundas (en sentido amplio), pertenecientes al Cinturón de Peralta, dominio característico del flanco suroccidental de la Cordillera Central.
- Materiales neógenos, constituyentes del relleno del sector suroriental de la Cuenca de Azua-San Juan. Consiste en una potente sucesión de sedimentos, de carácter somerizante, que evoluciona desde facies marinas a continentales. Su representación en esta Hoja es muy escasa, reduciéndose exclusivamente a dos de las formaciones que constituyen el citado relleno.
- Materiales cuaternarios, sobreimpuestos a los conjuntos anteriores. Corresponden a dos tipos netamente diferentes en función de su origen: rocas volcánicas pertenecientes a la provincia efusiva de Yayas de Viajama-Valle Nuevo, que constituyen uno de los rasgos geológicos más característicos de la región; y depósitos sedimentarios de origen variado, pero en todos los casos ligados a un régimen continental.

2.1. Cretácico

Constituye el conjunto más antiguo de la Hoja, atribuido al Cretácico superior, que aflora exclusivamente en su sector NE, dentro del ámbito de la Cordillera Central. Pertenece a una franja de materiales volcanoclásticos y magmáticos que intercalan esporádicos niveles de

origen exclusivamente sedimentario y que, habiendo sido denominada Terreno Tectónico de Tireo (Mann et al., 1991b), forma parte de un conjunto de fragmentos interpretados en un contexto de arco insular. Los afloramientos de aquél atraviesan la isla de La Española con dirección NO-SE, tanto por territorio dominicano como haitiano. Se halla intruido por numerosos cuerpos de composición tonalítica, en ocasiones de dimensiones batolíticas aunque ninguno de ellos llega a aflorar en la presente Hoja

2.1.1. Cretácico superior (Formación Tireo)

La Formación Tireo es una de las unidades más ampliamente representadas en las Hojas que integran el presente Proyecto. Concretamente aflora en siete de ellas, ocupando la práctica totalidad de las Hojas de Constanza y Gajo de Monte, y de modo parcial las de Padre Las Casas, Sabana Quéliz, Arroyo Caña, Bonao y San José de Ocoa. Litológicamente está constituida por rocas volcanoclásticas con intercalaciones de lavas y rocas sedimentarias, existiendo además numerosos apuntamientos de rocas plutónicas e hipoabisales. Esta formación se distribuye en una franja de unos 290 Km de longitud por 35 km de anchura que en general da lugar a los relieves más importantes de la Cordillera Central Dominicana, extendiéndose hacia el NO, fuera de la zona de estudio, por el área de Restauración hasta enlazar con las series del Terrier Rouge y series de la Mina en el Macizo del Norte en Haití. A escala regional, el límite norte queda definido por la falla de Bonao-La Guaraca y el sur, por la falla San José-Restauración. Por el SE, la formación se extiende hasta las proximidades de Baní (zona de El Recodo).

Las primeras referencias que aluden a la Fm. Tireo se deben a Bowin (1960, 1966), aunque posteriormente han sido objeto de estudio por parte de Mesnier (1980), Lewis et al. (1991) y por JICA/MMJA (1985). Estos últimos estudios han producido cierta controversia respecto a la estratigrafía y subdivisiones cartográficas de esta formación, ya que mientras que los autores japoneses plantean una subdivisión en tres miembros (inferior, medio y superior), Lewis et al (1991) elevan la unidad al rango de Grupo, dividiéndolo en dos, Grupo Tireo inferior y Grupo Tireo superior. A este respecto conviene aclarar que, si bien considerando las variaciones en la litología y en el quimismo de las rocas que componen esta unidad parece más correcto denominarla con el término Grupo, en el presente trabajo se ha preferido mantener la acepción tradicional de Formación Tireo por ser un término ya muy aceptado, pero sin darle un carácter formal a la misma y sabiendo que incluye diversos términos que por si solos podrían corresponder a formaciones.

La división realizada por Lewis et al (1991) se basa fundamentalmente en el quimismo de las rocas ácidas o básicas, respectivamente), mientras que la división de JICA/MMAJ (1986) conjuga otros criterios. Ambas divisiones tienen aspectos útiles, pero también presentan algunos problemas a la hora de aplicarlas en una cartografía geológica. Estas dificultades cartográficas se deben por una parte al carácter extremadamente monótono que presentan estos materiales volcanoclásticos, carentes de niveles cartográficos de referencia, y por otra, a la dificultad de accesos que existe en una gran parte de la Cordillera Central. Además hay que considerar que los dos grupos de investigadores citados, persiguen fines distintos y han centrado sus investigaciones en áreas diferentes, dentro de la gran extensión que ocupa la Fm. Tireo. Así, el trabajo de JICA /MMJA (1986) se centra en la exploración minera en áreas próximas al Pico Duarte y Las Cañitas (sector centro-occidental, de la Hoja de Gajo de Monte). Sin embargo, la mayoría de las observaciones de Lewis et al (1991) se centran en Restauración, y en los sectores más orientales (Constanza, Valle Nuevo, Río Blanco).

La cartografía sistemática de la formación realizada en el conjunto del presente proyecto ha permitido comprobar que dentro de la monotonía generalizada de los materiales volcanoclásticos, existen ciertas tendencias o cambios de facies en sentido NO-SE. Así, los sectores del NO (Hojas de Gajo de Monte y Padre Las Casas) se caracterizan por una presencia casi exclusiva de los citados términos volcanoclásticos, mientras que hacia los sectores centrales (Hoja de Constanza) y, sobre todo, orientales (Hojas de Bonao, San José de Ocoa y Arroyo Caña), son frecuentes las intercalaciones de litologías volcanosedimentarias o estrictamente sedimentarias. Esta circunstancia es sugerente de una cierta polaridad de proximalidad/distalidad de las emisiones volcánicas en el sentido descrito, así como de la posible implantación de una o varias cuencas sedimentarias en los citados sectores centro-orientales. No obstante, no hay que olvidar que dentro de un ambiente de arco de isla como es el que corresponde a la Fm. Tireo, las manifestaciones volcánicas pueden ir migrando con el tiempo y ocasionar el desarrollo de una o más cuencas aisladas.

Por su posición central en la zona de estudio y por ser la que posee un registro litológico más amplio, la cartografía de la Hoja de Constanza ha resultado fundamental para el control estratigráfico de la formación Tireo. En esta Hoja, cuya consulta se sugiere en caso de interés, se ha establecido una estratigrafía preliminar de la formación que a su vez se ha intentado encajar en la división fundamental de "Tireo inferior y Tireo superior" propuesta por Lewis et al (1991) (Tabla 2.1.1). Esta estratigrafía se basa, esencialmente, en la

identificación dentro del conjunto volcanoclástico de las denominadas “calizas de Constanza” y “serie de Río Blanco”, del Cenomaniano-Turoniano, así como de la cartografía, estratigráficamente por encima de los términos anteriores, de unos niveles de lutitas, cherts y calizas, denominados de “El Convento”, asignado al Coniaciano-Santoniano. Aunque la falta de continuidad de afloramiento de los niveles citados impide separar como unidades cartográficas diferentes los tramos de términos volcanoclásticos comprendidos entre ellos, su identificación al menos permite situarse estratigráficamente en la serie. Por otra parte, parece un hecho recurrente el que las rocas ácidas de esta formación (coladas, domos y brechas riolítico-dacíticas) se den estratigráficamente por encima o atraviesen los niveles de chert de El Convento, circunstancia que se ha aprovechado para situar, de forma orientativa, en estos niveles el límite Tireo inferior-Tireo superior.

Ninguno de los niveles de referencia mencionados tiene continuidad hacia el Este y por tanto la estratigrafía descrita no es extrapolable a los sectores orientales de la zona de estudio. Este hecho está agravado por la presencia de numerosas imbricaciones en el seno de la formación que complican la resolución de la estratigrafía. Tradicionalmente (Lewis et al 1991, JICA/MMAJ 1986) se ha asimilado la presencia de coladas andesíticas y basalto-andesíticas con el Tireo inferior. Sin embargo en las Hojas de Sabana Quéliz y Arroyo Caña estas coladas coexisten o están estratigráficamente muy próximas a niveles de calizas bien datados como Campaniano-Maastrichtiano, así que no parece muy adecuado aplicar este argumento en esta zona.

Por todas estas razones, en las Hojas de los sectores orientales (Sabana Quéliz, San José de Ocoa y Arroyo Caña) se ha estimado aconsejable prescindir de la mencionada división en Tireo inferior y superior, considerando en su lugar un conjunto volcanoclástico indiferenciado dentro del cual se intercalan una serie de unidades con entidad cartográfica.

Tabla 2.1.1

En la Hoja de San José de Ocoa las unidades cartográficas diferenciadas en la Fm Tireo son las siguientes:

- Rocas volcanoclásticas masivas o estratificadas con intercalaciones subordinadas de coladas y calizas. (unidad cartográfica N° 1)
- Alternancia decimétrica de tobas cineríticas (con niveles de chert), margas, calizas margosas y areniscas (2)
- Calizas tableadas y en bancos de tonos blancos rojizos y grises (3)

Otras unidades cartográficas reconocidas en áreas próximas aunque no en la hoja de San José de Ocoa son coladas andesíticas, gabros y riolitas (cuarzoqueratófidos). De todas estas unidades cartográficas las únicas que permiten precisiones estratigráficas son algunos niveles de calizas, e indirectamente, la alternancia de tobas cineríticas infrayacente a uno de ellos, los cuales han sido datados como Campaniano-Maastrichtiano. Del resto, pocas precisiones estratigráficas se pueden hacer salvo su posición relativa en la serie y de ahí la imposibilidad de aplicar la división mencionada. No obstante, de forma tentativa se puede considerar que las escamas que caracterizan la parte frontal de la formación en las Hojas de Sabana Quéliz y San José de Ocoa están constituidas, prácticamente en su integridad, por la parte alta de la formación (o Tireo superior en sentido amplio). Sin embargo la escama más oriental, la que forma la totalidad del afloramiento de esta formación en la Hoja de Arroyo Caña, sector NE de Sabana Queliz y se prolonga hacia el Norte en las de Bonao y Constanza, debe estar constituida en su parte inferior por niveles estratigráficos correlacionables con el Tireo Inferior, mientras que en la parte superior la presencia de varias barras de calizas ya datadas por Bowin (1960, 1966) y Boisseau (1987) como Campaniano-Maastrichtiano permitiría su correlación con el Tireo superior.

Se desconoce cuál es el muro de la formación Tireo. Su distribución cartográfica regional permite estimar que, al menos en parte, la formación se depositó sobre el Complejo Duarte. De hecho hay trabajos, como el mapa geológico de la isla a escala 1:250.000 realizado por El Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR, Alemania) que consideran al Complejo Duarte como un miembro inferior metamorfizado de la formación Tireo, planteamiento que no se comparte en el presente trabajo. La supuesta posición discordante de la formación Tireo sobre el Complejo Duarte sería equivalente a la observada en la

formación Siete Cabezas en sectores mas orientales (Hoja 1:50.000 de Villa Altagracia). La correlación de estas dos formaciones de edades similares es objeto de controversia: si bien por un lado las afinidades geoquímicas de ambas formaciones parecen contrapuestas por cuanto la Fm. Tireo representa un vulcanismo calcoalcalino de arco de islas y la Fm. Siete Cabezas tiene afinidades con los basaltos generados en plateaux oceánicos, por otro los análisis geoquímicos (ver más adelante) muestran determinadas pautas que permiten la correlación lateral de ambas formaciones. En este sentido parece que los términos volcanoclásticos reconocidos en la Fm. Siete Cabezas pueden ser facies proximales de los mismos términos de la Fm. Tireo y que, en conjunto, el vulcanismo de Siete Cabezas podría representar la fuente del vulcanismo de la Fm Tireo.

En cuanto al techo, aunque casi siempre es de naturaleza tectónica, hay un sector de las Hojas de Gajo del Monte y Padre Las Casas en el que es posible observar la disposición discordante original de las formaciones Ventura y Jura sobre la formación Tireo. Hacia el Este, en las Hojas de Constanza y Sabana Quéliz, son los conglomerados de la Fm Ocoa los que se sitúan a techo, indicando por tanto un dispositivo en "onlap" de la serie paleógena sobre el basamento de arcos de isla.

Los espesores estimados para la Fm. Tireo son inciertos y variables, debido a su propia paleogeografía. JICA/MMAJ 1986) han señalado espesores de más de 3500m, mientras que Lewis et al (1991) lo elevan a unos 4000 m. En este trabajo se han observado espesores similares a los citados aunque hay que tener en cuenta que la posible presencia de más imbricaciones en el seno de la formación, podría rebajar sustancialmente esta cifra.

A continuación se pasa a la descripción de cada una de las unidades cartográficas consideradas dentro de la formación Tireo. Posteriormente se hace un resumen de las características geoquímicas de esta formación a partir de los resultados de análisis existentes y de nuevos análisis realizados en el transcurso del presente trabajo

2.1.1.1. Formación Tireo (1). Rocas volcanoclásticas masivas o estratificadas con intercalaciones subordinadas de coladas y calizas. Cenomaniano-Maastrichtiano.

Como se ha mencionado anteriormente, esta unidad forma el cuerpo fundamental de la formación Tireo y generalmente se presenta como un conjunto masivo, de tonos verdosos a grises, en el que casi siempre es difícil observar la estratificación lo que contribuye

negativamente en la cartografía de su estructura interna. El tipo litológico dominante, correspondiente a estos afloramientos de carácter masivo, consiste en tobas y brechas volcánicas sin ningún tipo de granoclasificación interna, en la que los fragmentos vítricos, líticos o, en menor proporción, cristales, tienen un tamaño medio que oscila entre algo menos de 2mm y 1cm. Los fragmentos son mayoritariamente de tipo no vesicular y color verdoso a gris claro aunque también los hay, en menor proporción, vesiculares de color negro y los formados por trozos angulosos (1 a 3mm) de vidrio (palagonita) devitrificado de color marrón amarillento a verde, con algunas vesículas. Los fragmentos de cristales corresponden a feldespatos y piroxenos y su presencia no llega al 1% del total de estas tobas. Entre los fragmentos líticos, son dominantes los procedentes de basaltos y andesitas aunque también se reconocen fragmentos de doleritas y gabros.

Los términos bien estratificados, casi siempre correspondientes a tobas de lapilli y tobas cineríticas, sólo tienen un desarrollo local. Estos suelen ser frecuentes en el tránsito hacia los tramos de calizas tableadas y otros niveles sedimentarios y, sin embargo, son extraños de observar como tramos aislados, desconectados de términos sedimentarios, dentro del conjunto volcanoclástico. Un buen ejemplo de este último caso es la serie del río Nizao a la altura de La Estrechura, en el límite de las Hojas de Arroyo Caña y Sabana Quéliz. En esta serie, que supera los 1000m de espesor, los términos masivos de tobas vítricas y líticas anteriormente descritos forman tramos de 50 a 200m de espesor que coexisten y alternan con tramos de igual espesor formados por términos bien estratificados en los que es patente la intervención de procesos sedimentarios. En estos últimos se han observado tres tipos litológicos principales:

- 1) Niveles masivos de potencia métrica que presentan contactos irregulares. Constituyen depósitos más o menos brechoides, con matriz verdosa de apariencia microgranular a vítrea, y los clastos (o blastos) destacan por su tono más claro correspondiendo a fragmentos de rocas volcánicas de mayor tamaño de grano o de rocas posiblemente carbonatadas con apariencia de margas calcáreas. Se interpretan como tobas y brechas volcánicas con escaso retrabajamiento sedimentario. No se descarta que algunos de estos tramos representen intercalaciones de flujos basalto-andesíticos autobrechificados
- 2) Intervalos bastante homogéneos de aspecto tableado o masivo. Los niveles, aparentemente estratificados, poseen potencias de orden decimétrico y métrico y

presentan bases netas y planas, tendiendo a organizarse en secuencias de aspecto estratocreciente. Son rocas de carácter mesogranular de color verde oscuro que deben corresponder a tobas de lapilli y tobas cineríticas con un cierto retrabajamiento bajo lámina de agua.

- 3) Alternancias de niveles microgranulares, de color verde oscuro, muy posiblemente correspondientes a tobas cineríticas y capas más claras de aspecto mesogranular, a veces brechoides. En algunos puntos de excepcional calidad de exposición es posible efectuar, en este tipo litológico, observaciones de gran detalle que ponen de manifiesto la existencia de facies laminadas indicando un depósito o en ambientes subacuáticos relativamente tranquilos. Dentro de éstas se han distinguido los siguientes términos:
 - a) Niveles de tono verde oscuro con laminación de frecuencia milimétrica.
 - b) Alternancia centimétrica y milimétrica formada por términos de aspecto microgranular, a veces esquistosos, y capas más claras, de grano grueso a medio-fino, que eventualmente muestran formas lenticulares, con estructuras sedimentarias (laminación paralela, estratificación cruzada de pequeña escala y *ripples*).
 - c) Bandeado milimétrico, a veces centimétrico, definido por horizontes de color verde claro a beige, de carácter posiblemente carbonatado (margas calcáreas) y niveles de aspecto arenoso, de grano medio a fino, con eventuales *ripples* de oleaje.

En el mismo río Nizao, aguas arriba de la localidad de Quita Sueño, se vuelven a reconocer términos bien estratificados en el núcleo de una estructura anticlinal. En este caso se trata de una alternancia de conglomerados, brechas, tobas de tamaño lapilli y tobas cineríticas. Los conglomerados afloran sobre todo en el flanco oriental y en el núcleo de la estructura formando tramos de hasta 5m de espesor. Los cantos son de redondeados a subangulosos y tienen un tamaño medio entre 5 y 10cm, aunque pueden llegar a los 20 y 30cm. Su composición y la de la matriz que los engloba, es la misma que la de la unidad volcanoclástica principal de la formación, por lo que proceden del retrabajamiento de ésta. Ocasionalmente se ven cantos derivados de rocas ácidas, posiblemente cuarzoqueratófidos. Estos conglomerados alternan con niveles de orden métrico y decimétrico de brechas de la misma composición en las que los fragmentos tienen un tamaño de 0.5 a 1 cm. A techo de

la serie y en tránsito gradual con las litologías anteriores, aflora un tramo de tobas de lapilli y tobas cineríticas bien estratificadas en capas de orden decimétrico en las que una buena granoclasificación y la presencia de ciertas estructuras tractivas (p.e. *ripples*) ponen de manifiesto un alto grado de retrabajamiento sedimentario.

Es frecuente que el conjunto volcanoclástico incluya niveles de coladas basálticas y andesíticas y así se han reconocido en la Hoja aunque ninguna con entidad suficiente para ser incluidas en la cartografía. Las coladas andesíticas sin embargo tienen una buena representación en las Hojas contiguas de Sabana Quéliz y Arroyo Caña, cuya consulta se sugiere en caso de interés.

Llama la atención la homogeneidad de la facies de tobas y brechas masivas a lo largo de prácticamente toda la extensión de afloramiento de la Fm. Tireo lo que implica el funcionamiento de un proceso eruptivo muy continuado en el tiempo y en el espacio. La presencia de numerosos cristales de vidrio de tipo "*glass shards*" sugieren mecanismos explosivos de tipo hidromagmático. A esta hipótesis contribuye la identificación de texturas hialoclásticas, propias también de este tipo de erupciones en presencia de agua, bien sea freática o marina, así como el reconocimiento de niveles de lapilli acrecionario en algunos puntos de las Hojas de Constanza y Gajo de Monte.

Una de las características más típicas de las tobas masivas de la Fm. Tireo es la intensa alteración que han sufrido, dificultando en muchos casos el reconocimiento de la roca original. Se trata de procesos de alteración hidrotermal que son de gran interés puesto que conllevan el desarrollo de mineralizaciones tales como sulfuros, metales base y metales preciosos ligados a procesos epitermales. Estos procesos se manifiestan por la aparición de diferentes fases minerales: sílice amorfa, cuarzo, feldespatos potásico, albita, calcita, montmorillonita, illita, caolinita, clorita, epidota, ceolitas, etc..... Debido a su interés económico estos procesos han sido objeto de estudio por parte de Mesnier (1.980) y JICA/MMAJ (1.986).

2.1.1.2. Formación Tireo (2). Alternancia decimétrica de tobas cineríticas (con niveles de chert), margas, calizas margosas y areniscas. Campaniano-Maastrichtiano.

Esta unidad aparece estratigráficamente por debajo de los dos tramos de calizas más próximos al cabalgamiento frontal de la formación Tireo, en el sector oriental de las Hojas de

San José de Ocoa y Sabana Quéliz. Se trata de un conjunto de naturaleza mixta, sedimentaria y volcánica, puesto que en él coexisten litologías eminentemente sedimentarias como calizas, calizas margosas y areniscas, con términos volcanoclásticos muy retrabajados por procesos sedimentarios como las tobas cineríticas, e incluso con términos exclusivamente volcánicos como las intercalaciones de andesitas anfibólicas descritas en apartados precedentes. La unidad sirve de tránsito, en los puntos mencionados, entre la serie volcanoclástica de tobas y brechas masivas y las calizas de techo de la Fm. Tireo.

Los mejores puntos de observación de esta unidad se encuentran en la carretera a Las Nueces y Carmona desde San José de Ocoa. En esta zona la serie se dispone concordantemente y en aparente tránsito gradual con los términos volcanoclásticos infrayacentes, comenzando con una alternancia de margas, predominantes, y niveles decimétricos de areniscas, que hacia techo pasan a una sucesión monótona de tobas cineríticas que tienen una característica coloración rojiza por alteración. Estas tobas se disponen en capas de no más de 10-15cm de espesor y suelen contener con frecuencia niveles de *chert*. En algunos puntos como en el firme de Los Almendros las tobas cineríticas pasan insensiblemente a margas y calizas margosas como las descritas en el apartado anterior. En este mismo punto las litologías mencionadas coexisten con intercalaciones de coladas de andesitas anfibólicas. Estas coladas, que no tienen representación cartográfica debido a su escaso desarrollo lateral, son rocas porfídicas con fenocristales seriados de plagioclasa y anfíbol incluidos en una matriz de grano fino y aspecto sacariodeo en la que además de estos minerales hay prismas de color verde pálido de clinopiroxeno.

Las asociaciones de fauna encontradas en esta unidad la atribuyen al Senoniano con reservas : *Globotruncana sp.*, *Globotruncanita (Globotruncana)*, *Heterohelix sp.*, *Glomospira? sp.*, *Radiolarios* y *Espículas*. Sin embargo su relación de cambio de facies hacia las calizas suprayacentes que a continuación se describen, permite precisar más su edad en Campaniano-Maastrichtiano.

2.1.1.3. Formación Tireo (3). Calizas tableadas y en bancos de tonos blancos rojizos y grises. Cenomaniano-Maastrichtiano.

Esta unidad es característica del sector orientales de la Fm. Tireo, aunque no exclusiva de ellos. Se trata de calizas tableadas o en bancos que forman tramos de hasta 200ms de

espesor y con gran continuidad cartográfica intercalados en el conjunto volcanoclástico, circunstancia que es de gran ayuda para la comprensión de la estructura interna de la Fm. Tireo. Muchos de estos tramos calcáreos han sido datados, bien en el transcurso de este proyecto o por autores precedentes (Bowin, 1960, 1966; Boisseau, 1987) como del Campaniano-Maastrichtiano sin embargo no se excluye que algunos de ellos correspondan a intervalos cronoestratigráficos inferiores por lo que, en conjunto, la unidad se asigna a un intervalo más amplio, el Cenomaniano- Maastrichtiano.

Los mejores afloramientos de esta unidad se localizan en la carretera de San José de Ocoa a Constanza, muy cerca de la primera localidad, y en el desvío que desde la misma parte para La Nuez, en las Hojas de San José de Ocoa y Sabana Quéliz respectivamente. En esta última Hoja también hay buenos afloramientos de las barras calcáreas limitadas por cabalgamientos en el cauce del río Nizao y en los arroyos Arabia y Copey, así como en el sector norte, en la anteriormente mencionada carretera de Constanza cerca del límite de la Hoja con este nombre. En la hoja de Arroyo Caña, pese a los malos accesos, se han identificado tres tramos calcáreos en incursiones por el cauce del río Yuna y arroyos adyacentes.

A escala de afloramiento, el aspecto tableado de las calizas se debe a su disposición en capas sucesivas con espesores que oscilan entre los 10 y los 50cm. Localmente puede haber intercalaciones centimétricas de margas y margas arenosas, así como niveles de areniscas de procedencia volcánica. Los colores son blancos a grises, ocasionalmente rojizos, y más raramente gris oscuro, en este caso influenciado por la presencia de cherts. La clasificación petrográfica de las calizas generalmente corresponde a biomicritas más o menos margosas (*wackestone a packestone*) de Globigerínidos con restos de esponjas, ostrácodos y radiolarios calcitizados. La matriz, micrítica, suele ser muy arcillosa. El contenido en fósiles puede llegar al 40%. Las areniscas resultan ser grauvacas líticas en las que los clastos corresponden a feldespatos alterados y fragmentos líticos de origen volcánico. Suelen estar cementadas por un cemento dolomítico. Los *cherts* se presentan como intercalaciones dentro de las calizas o formando niveles de mayor consideración. Muy probablemente estos *cherts* corresponden a la transformación en cuarzo de material silíceo primario (radiolarios) que a su vez a sido parcialmente reemplazado por carbonatos.

Bowin (1960, 1966) y posteriormente Boisseau (1987) dataron algunos de los tramos calcáreos que afloran en el cauce del río Yuna como Campaniano-Maastrichtiano. Edades

similares han arrojado algunas de las muestras recogidas en la zona de estudio. El tramo de calizas más próximo al cabalgamiento frontal de la Fm. Tireo que aflora en el sector oriental de las Hojas de San José de Ocoa y Sabana Quéliz, ha resultado el más fosilífero y el que ha ofrecido mejores determinaciones. En él se han encontrado diferentes asociaciones de la siguiente fauna: *Globotruncana af. Arca (Cushman)*, *Globotruncana af. Falsostuarti (Sigal)*, *Rosita (Globotruncana) fornicata (plummer)*, *Globotruncanita (Globotruncana) af. Stuarti (de Lapparent)*, *Globotruncanita (Globotruncana) af. conica (White)*, *Globotruncana af. lapparenti (Bolli)*, *Globotruncana af. ventricosa (White)*, *Globotruncana af. linneaiana (D`orbigny)*, *Globotruncana bulloides (Vogler)*, *Globotruncanita (Globotruncana) af. elevata (Brotzen)*, *Globotruncanita (Globotruncana) af. stuatiformis (Dalbiez)*, *Hedbergella sp.*, *Rugoglobigerina? Sp.*, *Heterobelix sp.*, prismas de *Inoceramus*, toda ella en conjunto indicativa del intervalo Campaniano-Maastrichtiano.

En las calizas del sector septentrional de la Hoja de Sabana Quéliz, cerca del límite con la de Constanza, las asociaciones de fauna incluyen la siguiente: *Globotruncana af. lapparenti (Bolli)*, *Globotruncanita (Globotruncana) sp.*, *Hedbergella sp.*, *Heterohelix sp.*, *Bolivina sp.*, *Lagenidos*, *Radiolarios*, *Espículas*, en este caso indicando el intervalo Senoniano superior.

En conclusión, las dataciones mencionadas muestran como edad más probable de las calizas la de Campaniense Maastrichtiense. Sin embargo no se descarta que algunas de las intercalaciones calcáreas más bajas sean más antiguas razón por la cual se ha optado por asignar a toda la unidad la edad más amplia de Cenomaniano-Maastrichtiano.

2.1.1.4. Geoquímica de la Fm.Tireo

La constitución mayoritariamente volcanoclástica de la formación Tireo ha condicionado el limitado número de análisis realizados en ella. Los estudios previos más relevantes sobre la geoquímica de las lavas e intrusivos someros de la Fm. Tireo son los realizados por Lewis et al (1991), Harms (1988) y Jiménez y Lewis (1987) en sectores al oeste del cuadrante 1:100.000 de Constanza. En el presente proyecto se han realizado 16 análisis geoquímicos correspondientes a términos volcanoclásticos de la formación Tireo, a intercalaciones de coladas basáltico-andesíticas y a intrusiones someras de cuarzoqueratófido (Tabla 2.1.2). Las muestras proceden casi en su totalidad de afloramientos del cuadrante 1:100.000 contiguo de Constanza, donde la Fm Tireo tiene mejor representación y accesos. En todos ellos se han analizado los elementos mayores y el Sc, Rb, Sr, Zr, Y, Ba, Cr, y Ni, y en diez,

Tabla 2.1.2

también las Tierras Raras, el Th y el Hf. Estos últimos elementos son los menos móviles. Estos análisis permiten discutir la naturaleza y origen del magmatismo que dio lugar a la Fm. Tireo.

Rocas volcanoclásticas

Se han realizado cuatro análisis de las tobas vítricas y líticas masivas que forman el cuerpo fundamental de la Formación Tireo. Todas son muy similares desde el punto de vista geoquímico correspondiendo a una composición basáltica con contenidos del 0.73-1.1% en TiO₂ y del 4.5-9.2% en MgO. El Na₂O oscila entre el 1.54-2.91% y el K₂O es menor del 0.14% en todas las muestras. Esta concentración de elementos mayores es marcadamente similar a la encontrada en las lavas de la formación Siete Cabezas aflorante en sectores al Este de la zona de estudio. Los elementos traza se discuten más adelante.

Coladas basálticas

Las coladas y los cuerpos intrusivos de composición basáltica son intercalaciones comunes dentro del conjunto volcanoclástico de la Fm Tireo. Se han realizado cuatro nuevos análisis geoquímicos de estas litologías.

Las lavas máficas tienen en conjunto una composición similar, excepto en el contenido elevado (3.2%) en TiO₂ de la muestra HH-8004 (Hoja de Sabana Quéliz) y en las elevadas proporciones de álcalis y altas tasas de P₂O₅ en las muestras HH-8001B y HH-8004 (Sabana Quéliz), todo ello indicativo de unas características alcalinas. Los análisis previos de lavas basálticas de la Fm. Tireo realizados por Lewis et al. (1991), muestran composiciones similares, señalando estos autores la presencia de altos contenidos de TiO₂ en los basaltos del área de La Pelona-Pico Duarte y en la parte norte de la Hoja 1:50.000 de Juan Herrera.

Los análisis multielementales de Tierras Raras (Fig. 2.1.1) muestran la diferencia entre las rocas volcanoclásticas y las lavas basálticas. Las últimas tienen concentraciones más altas de LIL y HFS que las primeras. Las lavas basálticas tienen relaciones Zr/Y > 4 en todas las muestras excepto en la HH-8006 (Arroyo Caña). Tienen también relaciones Th/Yb y Ta/Yb relativamente altas, similares a las de los basaltos oceánicos y continentales alcalinos actuales (Pearce 1983). Además, las lavas basálticas dan curvas de Tierras Raras Ligeras

Fig 2.1.1

relativamente altas y rotadas, mientras que las pautas de las Tierras Raras de las muestras HH-8006 y AG-8307 (Constanza), correspondientes a términos volcanoclásticos tobáceos, son planas. Estas últimas y las otras dos rocas volcanoclásticas, AG-8310 y AG-83112, ambas de la Hoja de Constanza, muestran en conjunto características geoquímicas similares a las de las lavas de la Fm. Siete Cabezas.

Riolitas (cuarzoqueratófidos)

Cinco de los análisis corresponden a flujos riolíticos que afloran en el sector meridional de la Hoja de Constanza en la denominada Loma La Cuchilla del Montazo. En dos de estos análisis, se da una relación $Na_2O > K_2O$ con un contenido de K_2O en el 1.5 y 3.4%. Tres de estas muestras han sido lixiviadas y alteradas puesto que tienen contenidos de $K_2O > 7.7\%$ y de CaO y Na_2O de menos del 0.2%. La muestra AG-8507 de la zona del Tetero en la Hoja de Gajo del Monte tiene un contenido en SiO_2 del 83.38% muy probablemente como consecuencia de una silicificación limitada, confirmada en lámina delgada.

En el diagrama multielemental (Fig. 2.1.2) las cuatro muestras tienen pautas similares, siendo la AG-8315 la de menor contenido en elementos HFS. Por otra parte la mencionada muestra AG-8507 del Tetero y la AG-8315, de la Loma La Cuchilla del Montazo tienen concentraciones muy similares de Th, Ta, y Nb.

Las tres curvas de Tierras Raras (Fig. 2.1.2) son similares, excepto la correspondiente a la AG-8507 cuyo mínimo se explica por los efectos de la lixiviación. Las Tierras Raras Ligeras están enriquecidas respecto la Pesadas, con una relación La/Sm de 4.1-4.6. La relación Sm/Yb es del 1.1 en la muestra AG-8507 y del 2.1 en la muestra AG-8315. La muestra AG-8304 tiene una característica anomalía negativa de Eu, así como la AG-8507, menos acusada, indicativas de fraccionamiento de la plagioclasa.

Composiciones intermedias

Cuatro de las muestras analizadas pertenecen a este grupo. Dos, tienen contenidos de SiO_2 del 54.0 y 54.72% pero dado que en ellas los valores de LOI están por encima del 4%, el contenido original en SiO_2 debía ser mayor.

Fig. 2.1.2

La Fig. 2.1.3 es un diagrama multielemental de las muestras de composición intermedia HH-8003 y HH-8005 (Sabana Quéliz) de las cuales se posee suficiente información. En este diagrama también se incluye la muestra AG-8306 correspondiente a un basalto rico en sílice de la Hoja de Constanza, que en realidad tiene una composición muy similar a la muestra HH-8003. Las tres muestras son completamente diferentes en apariencia y en ocurrencia. La HH-8005 es una tonalita mineralizada relacionada con los cuerpos tonalíticos intrusivos existentes en el límite entre las Hojas de Arroyo Caña y Sabana Quéliz. Difiere de las otras dos muestras de la Fig. 2.1.3 en el contenido relativamente alto de K y Rb, debido a alteración hidrotermal, pero tiene contenidos bajos en elementos HFS, particularmente Ti, Zr y Y, los cuales son de baja movilidad. Esta roca, de hecho es similar en composición a la muestra AG-8504 perteneciente a la tonalita del Río. Por otra parte, la muestra HH-8002 tiene una composición de elementos mayores similar a la de la muestra AG-8306 y tanto las muestras HH-8001B como la HH-8002 tienen relaciones Zr/Y cercanas a 4.0, parecidas a las de las muestras basálticas de la Fm Tireo con afinidades de arco oceánico alcalino. Las dos muestras volcánicas de la Fig. 2.1.3b, muestran un enriquecimiento de las Tierras Raras Ligeras respecto a las Pesadas dando curvas rotadas. Por lo tanto, los datos geoquímicos sugieren que todas las muestras volcánicas de composición intermedia examinadas están química y genéticamente relacionadas a las rocas volcánicas máficas de al Fm. Tireo.

Conclusiones

Los análisis geoquímicos realizados en el conjunto volcanoclástico masivo sugieren su posible procedencia de la formación Siete Cabezas, de tal forma que los términos volcanoclásticos de esta última formación, reconocidos en los alrededores de la localidad de Villa Altagracia, representarían facies proximales de las tobas vítricas y líticas masivas de la Fm. Tireo. Estas últimas derivarían del retrabajamiento de las primeras y de su depósito en cuencas relativamente más profundas. La coincidencia de edad de ambas formaciones está a favor de esta hipótesis. Las lavas basálticas intercaladas en la Fm. Tireo tienen afinidades geoquímicas con las de las rocas procedentes de arcos oceánicos alcalinos.

Las rocas riolíticas tienen una composición similar a la de las tonalitas leucocráticas y ricas en sílice del batolito del Río y *stocks* asociados existentes en el cuadrante 1:100.000 de Bonao, sugiriendo que podrían proceder de magmas similares. Sin embargo las rocas

Fig. 2.1.3

volcánicas intermedias de la Fm. Tireo tienen una composición diferente a la de las citadas tonalitas sugiriendo un origen magmático diferente.

2.2. Paleógeno

A nivel insular, los materiales sedimentarios y metasedimentarios del flanco suroccidental de la Cordillera Central han sido interpretados como un fragmento de cuenca de *back-arc* e integrados en el denominado por Mann et al. (1991b) "Terreno Tectónico de Trois Rivières-Peralta". Este dominio, que se extiende a lo largo de 320km por el flanco suroccidental de la Cordillera, es el mayor de los cinturones paleógenos de La Española. Presenta una intensa deformación, con predominio de pliegues y cabalgamientos de típica directriz NO-SE, encontrándose cabalgado por el "Terreno Tectónico de Tireo" (siguiendo la citada nomenclatura de Mann et al 1991), cabalgando a su vez sobre el "Terreno Tectónico de Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba"; los cabalgamientos se realizan a través de las zonas de falla de San José-Restauración y San Juan-Los Pozos, respectivamente.

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

Su sustrato está constituido por el complejo volcano-sedimentario de arco-isla de la Formación Tireo (Cretácico superior), tal y como se ha podido apreciar en el sector septentrional de la Hoja 1:50.000 de Padre Las Casas donde se ha cartografiado la disposición original en *onlap* de la serie sedimentaria del Cinturón de Peralta sobre la Fm. Tireo. Sin embargo, en la mayoría de los casos esta relación no es observable y el contacto entre ambos conjuntos tiene lugar mediante el cabalgamiento de la Fm. Tireo sobre el Grupo Peralta (Hojas de Gajo de Monte y Padre Las Casas) o sobre el Grupo Río Ocoa (Hojas de Sabana Quéliz y San José de Ocoa). Este cabalgamiento oculta o bisela el techo del Grupo Río Ocoa, que tan sólo aflora en la terminación suroriental de la Cordillera Central, fuera de

la zona de estudio (Heubeck, 1988), coincidiendo con la discordancia sobre la que se apoya el Grupo Ingenio Caei (Mioceno-Pleistoceno). El contacto con los materiales neógenos de la Cuenca de Azua-San Juan corresponde a un cabalgamiento frontal, con frecuencia retocado por desgarres más tardíos.

En la Hoja de San José de Ocoa, la serie sedimentaria del Cinturón de Peralta ocupa la práctica totalidad de la Hoja, habiéndose reconocido la totalidad del Gr. Peralta (Eoceno), así como parte del Gr. Río Ocoa (Eoceno superior).

2.2.1. Eoceno inferior-superior (Grupo Peralta)

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

- La Fm. Ventura (Eoceno inferior-medio) está integrada por una potente sucesión rítmica (superior a 1.000m) de areniscas y margas de naturaleza turbidítica; las areniscas, de carácter siliciclástico, son la litología predominante hacia el Sureste (Hojas de San José de Ocoa y Azua), en tanto que hacia el Noroeste aumenta la proporción margosa (Fig. 2.2.1), que puede llegar a ser dominante (Hojas de Gajo de Monte, Padre Las Casas y Yayas de Viajama). Localmente, aparecen niveles conglomeráticos y volcánicos, de pequeña entidad.
- La Fm. Jura (Eoceno medio) posee una mayor uniformidad, estando constituida fundamentalmente por calizas tableadas blancas a grises de ambientes pelágicos, próximas a 200m de potencia. Como constituyentes subordinados aparecen niveles conglomeráticos polimícticos, diferenciados en la cartografía cuando sus dimensiones lo han permitido (Hojas de San José de Ocoa y Azua); otro tanto puede decirse de las intercalaciones volcánicas halladas (Hoja de San José de Ocoa).
- La Fm. El Número (Eoceno superior) está representada fundamentalmente por una sucesión pelítico-margosa, que intercala delgados niveles de areniscas turbidíticas, que puede alcanzar 3.000m de espesor. Cuando la unidad se encuentra completa, alberga niveles olistostrómicos carbonatados de potencia moderada (megaturbiditas) y hacia techo, calizas bioclásticas y calcarenitas (Hojas de Sabana Quéliz y San José de Ocoa); no obstante, en la mayoría de los casos la unidad aparece incompleta debido a procesos erosivos o tectónicos.

Fig. 2.2.1

- En la mayor parte de la región, entre las Fms. Jura y El Número aparece un tramo pelítico-carbonatado de tonos rojizos de 50-100m de espesor medio, que supone el tránsito entre ambas y que constituye un excelente nivel-guía. Presenta buenas condiciones de afloramiento en diversos puntos de la región, especialmente en el ámbito de la sierra de El Número y de los ríos Ocoa y Jura; por ello, y ante su falta de denominación en la literatura regional existente, en el presente trabajo se propone para él la designación como “Capas rojas de Jura”.

En la Hoja de San José de Ocoa, el Grupo Peralta se encuentra bien representado, con numerosos cortes parciales de cierta calidad que han permitido establecer los rasgos básicos de su estratigrafía, pese a la intensa deformación a que ha sido sometido; entre aquéllos cabe señalar los de La Mesa de los Negros, Rancho el Pino, Los Manaderos, El Memiso y río Banilejo al Este de esta última localidad. Así, se han diferenciado las siguientes unidades cartográficas (Fig. 2.2.2): la alternancia de areniscas siliciclásticas y lutitas de la Fm. Ventura (unidad Nº 4); las calizas tableadas de la Fm. Jura (5), con sus intercalaciones de conglomerados polimícticos (6) y una pequeña ocurrencia de basaltos (7); la alternancia rojiza de lutitas y calizas de las Capas rojas de Jura (8); y, las margas de la Fm. El Número (9), con sus intercalaciones calcareníticas de carácter turbidítico y ocasionales megaturbiditas (10) y sus tramos de calizas bioclásticas de techo (11).

2.2.1.1. Formación Ventura (4). Alternancia rítmica de areniscas turbidíticas siliciclásticas, lutitas y margas. Localmente, conglomerados y, en menor proporción, calizas. En la parte inferior, posibles intercalaciones de niveles volcánicos. Eoceno inferior-medio

Tras un largo periodo de gran confusión terminológica relativa a los materiales pertenecientes al Cinturón de Peralta, diversos trabajos realizados en su sector suroriental por Dolan y Heubeck a finales de los años ochenta, permitieron poner orden a la estratigrafía de aquél. En concreto, la denominación para la presente unidad fue propuesta por Dolan (1989) en base a la calidad que los afloramientos de la unidad siliciclástica inferior (Dolan, 1988) poseen en el arroyo Ventura, al Norte de Peralta.

Son tres las causas que han provocado el confucionismo señalado: a) la gran semejanza, al menos parcial, entre todas las unidades del Cinturón de Peralta con una cierta proporción

Fig. 2.2.2

margosa (las Fms. Ventura, El Número y Ocoa de la nomenclatura actual); b) la modificación del significado original de la Fm. Ocoa tal como fue definida por Arick (1941); c) la excesiva proliferación de términos locales sin aclaración de su correlación con los definidos previamente. Así, correlacionan total o parcialmente con la Fm. Ventura : la Fm. Ocoa de Arick (1941), Dohm (1942) y García y Harms (1988); las Fms. Abuillot y Las Cuevas de Wallace (1945); la Fm. Arroyo Cano de JICA y MMAJ (1986); y el "Flysch" de Lewis et al. (1987); por el contrario, no parecen correlacionar en absoluto las Series de Río del Medio (Wallace, 1945).

No existe corte alguno en la Hoja de San José de Ocoa ni su entorno más inmediato que muestre la totalidad de la serie de la Fm. Ventura: No obstante, la combinación de diversos cortes parciales de calidad permiten una cierta aproximación a su estratigrafía (Fig. 2.2.3); entre ellos cabe señalar los de El Limón, en la presente Hoja y, sobre todo, los del río Grande, río Vía y la carretera Azua-Baní, al Sureste de Hatillo (sierra de El Número), en la vecina Hoja de Azua (Fig. 2.2.4)

A grandes rasgos, se trata de una monótona sucesión formada por alternancias rítmicas entre areniscas siliciclásticas y lutitas, con predominio de las primeras, siendo frecuentes los tramos de areniscas tableadas y masivas; también son frecuentes los tramos de predominio margoso, especialmente a techo de la unidad, en cuyo caso se asemeja notablemente a las Fms. El Número y Ocoa. Resultan menos abundantes los niveles conglomeráticos y en los términos inferiores de la serie se apunta la posibilidad de que haya intercalaciones de niveles volcánicos. Proporciona al terreno tonos marrones, así como un cierto resalte morfológico con respecto a las formaciones citadas, lo que facilita el trazado de algunos cabalgamientos.

En los tramos de alternancias, los niveles de areniscas poseen espesores de orden decimétrico, que pueden llegar a ser de orden centimétrico en los tramos más diluidos. Las lutitas presentan coloraciones grises, verdosas y, en ocasiones, rojizas; su contenido en carbonato es variable, pudiendo ser consideradas con frecuencia como margas. En cuanto a los tramos de areniscas masivas, albergan niveles conglomeráticos en la base, con cantos de tamaño centimétrico cuyo origen es la Fm. Tireo y la propia Fm. Ventura. Los esporádicos niveles volcánicos poseen espesor de orden centi a decimétrico y carácter volcanoclástico.

Fig 2.2.3

Fig. 2.2.4

Regionalmente se apoya discordantemente sobre la Fm. Tireo (Cretácico superior), hecho que no es observable en la Hoja, si bien en las proximidades de la confluencia entre el río Grande y el arroyo del Pinar, afloran puntualmente materiales que recuerdan al conjunto cretácico, sin que haya podido confirmarse su pertenencia a él. Debido a ello, se desconoce su espesor que, en cualquier caso, debe superar ampliamente 1.000m. En cuanto a su techo, está marcado por la aparición de los carbonatos de la Fm. Jura, aparición que se produce de forma neta.

Las areniscas poseen granulometría y selección variables, con una composición que varía de litarenita a arcosa lítica. Se observan fragmentos de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias de la Fm. Tireo, en proporciones muy variables, así como granos de plagioclasa (15-30%), cuarzo (hasta 30%), fragmentos de chert (hasta 35%), hornblenda, fragmentos de rocas carbonatadas y restos resedimentados de Foraminíferos y Algas rojas; como accesorios aparecen sulfuros (1-6%), micas (1%) y turmalina (trazas). La matriz, constituida por filosilicatos, varía entre 10 y 15%, en tanto que el cemento calcáreo, no siempre presente, puede llegar al 15%.

Los estudios sedimentológicos han permitido distinguir varias facies. En los tramos de areniscas masivas se han identificado bases canalizadas muy laxas, aunque predominan las morfologías tabulares; también se han reconocido numerosas estructuras tractivas: huellas tractivas de base, laminación paralela, fenómenos de fluidificación y convolución de las láminas, estructuras de carga, pistas y *ripples* a techo, que sugieren su depósito en un contexto de lóbulo proximal con posible desarrollo de facies canalizadas o en relación con sistemas de canales turbidíticos. Los tramos de areniscas tableadas se han interpretado como facies de lóbulo en base a su granoclasificación positiva y abundantes estructuras sedimentarias: laminación paralela, *ripples* (en ocasiones de tipo *climbing*), huellas tractivas de base (entre las que se reconocen *flute*, *crescent*, *grove* y *bounce cast*), colapsos de pequeña envergadura, deformaciones por carga, fluidificaciones, procesos de *slumping* y pistas de organismos pelágicos.

Los tramos de alternancias diluidas son los más variados, reconociéndose fundamentalmente facies de *basin plain* y *channel levée*. Las primeras incluyen

granoclasificación positiva incipiente, laminación paralela, *ripples*, huellas tractivas de base, colapsos de pequeña envergadura y pistas de organismos pelágicos. Por lo que respecta a las segundas, han sido reconocidas en base a estructuras producidas por corrientes oscilatorias (*wave ripples* y laminación ondulada), junto con granoclasificación positiva muy incipiente. También se han reconocido facies rojas, en relación con tramos pelíticos de tonos rojizos, cuya génesis parece ligada a episodios de condensación sedimentaria; el color deriva de concentraciones anómalas de sulfuros metálicos oxidados que, en ocasiones, desarrollan costras y superficies ferruginosas.

Los registros de paleocorrientes indican que la propagación del sistema turbidítico se realizó a partir de flujos dirigidos preferentemente hacia el ESE y SE, si bien se han medido valores contrapuestos hacia el NO, NE y SO, correspondientes probablemente a depósitos de expansión lateral.

De acuerdo con todo lo anterior se deduce que la Fm. Ventura se depositó en un surco submarino profundo alargado en dirección NO-SE, surco en el que se desarrolló un sistema de lóbulos turbidíticos propagados hacia el SE. Dicho sistema se nutriría de la erosión del arco de islas que, situado al Noreste del surco, se comportaría como margen activo de la cuenca. A techo de la Fm. Ventura se registra una tendencia moderada a la somerización, con el desarrollo de posibles facies de *channel levée* y una parcial carbonatación de los depósitos, aunque el contacto con la Fm. Jura es muy neto y está marcado por un episodio de condensación sedimentaria.

El pobre contenido fosilífero, restringido a Radiolarios, espículas, *Globigerina sp.* y *Globorotalia* (s.l.) *sp.* no permite excesivas precisiones acerca de la edad de la unidad, cuyo techo queda acotado, en cualquier caso, por la atribución al Eoceno medio de la suprayacente Fm. Jura (unidad 5). Regionalmente, la Fm. Ventura alberga una considerable cantidad de fauna cretácica y paleocena que ha sido interpretada como una resedimentación (Lewis et al., 1987); en cualquier caso, las asociaciones de Foraminíferos planctónicos, Radiolarios, nannoplancton calcáreo e icnofauna pelágica, han aconsejado su asignación al Eoceno inferior y a la base del Eoceno medio (Dolan et al., 1991), sin que deba descartarse que sus términos inferiores pertenezcan al Paleoceno.

2.2.1.2. Formación Jura (5) Calizas tableadas blancas o gris claro. Eoceno medio

El nombre de la presente unidad fue propuesto por Dolan (1989) en virtud de los afloramientos de calidad que a lo largo del río Jura posee la unidad carbonatada intermedia tratada por él mismo (1988). Correlaciona, al menos parcialmente, con: la Fm. Plaisance de Vaughan et al. (1921); la Fm. Neiba de Arick (1941), Dohm (1942) y García y Harms (1988); las Fms. Abuillot y Las Cuevas de Wallace (1945); la Fm. Jeremie de Maurrasse (1982); y el "Flysch" de Lewis et al. (1987). En función de los conocimientos actuales resulta interesante su posible correlación con parte de la Fm. Neiba (Paleoceno?-Oligoceno), a pesar de la desconexión que entre los afloramientos de ambas provoca la Cuenca de Azua- San Juan; dicha posibilidad, sugerida por su semejanza litológica, ha sido respaldada por el hallazgo de intercalaciones volcánicas en la Fm. Jura (Hojas a escala 1:50.000 de San José de Ocoa y Padre Las Casas) en posición equiparable a las de la sierra de Neiba.

Se trata de un tramo fácilmente reconocible, tanto por sus características litológicas como por proporcionar tonos blanquecinos y un ligero resalte morfológico al terreno, siendo con frecuencia el único indicador claro de la estructura del Grupo Peralta. La Fig. 2.2.5 muestra una serie sintética de esta formación. Presenta numerosos cortes de calidad, pese a que con frecuencia son bastante parciales; entre ellos cabe destacar los de Los Manaderos, Rancho del Pino, y río Banilejo. Las observaciones se han complementado con los cortes realizados en la vecina Hoja de Azua (Fig. 2.2.6).

Su aspecto general es el de una monótona sucesión de calizas tableadas de color gris en corte fresco y blanco en alteración, en niveles de orden decimétrico; localmente, y en mayor proporción hacia la base, intercala niveles margosos de espesor equiparable al de los calcáreos, apareciendo como una alternancia rítmica. Más frecuentes son las intercalaciones de conglomerados polimícticos blancos, observadas en la región comprendida entre Valle Nuevo y la bahía de Ocoa y diferenciadas en la cartografía cuando sus dimensiones lo han permitido (unidad 6); esta litofacies es especialmente abundante en la presente Hoja, donde también se han reconocido niveles basálticos submarinos intercalados (unidad 7). Las calizas muestran toda una gradación en el contenido arenoso, cuyo aumento produce su paso al campo de las areniscas.

A techo de la infrayacente Fm. Ventura se ha reconocido un horizonte rojizo de condensación sedimentaria que podría indicar la existencia de una discontinuidad

Fig. 2.2.5

Fig. 2.2.6

deposicional; de cualquier forma, el contacto entre ambas tiene carácter concordante y neto. Por otra parte, el paso a las Capas rojas de Jura suprayacentes, se efectúa de modo gradual, mediante la intercalación de niveles lutíticos rojos y la progresiva disminución de los niveles calcáreos. Su espesor guarda una cierta uniformidad en la zona, con valores medios de 200m.

Los tipos petrográficos más abundantes son micritas y biomicritas (*wackestone*), con menor cantidad de *packstones* y *grainstones*, observándose bioesparruditas, por aumento en el tamaño de grano, y areniscas calcáreas, por incremento de la fracción arenosa. Los tipos micríticos poseen un contenido en ortoquímicos (micrita) de 85-90%, en tanto que los aloquímicos, integrados por fósiles, varían entre 10 y 15%; los terrígenos pueden aparecer como trazas, apreciándose frecuentes venillas de calcita. En los tipos areniscosos, los terrígenos pueden alcanzar el 70%, mostrando una composición similar a la de las areniscas de la Fm. Ventura, diferenciándose de ellas por la mayor proporción de cemento calcáreo.

Se han caracterizado los siguientes tipos de facies. En la base de la unidad se han reconocido facies margosas (alternancia rítmica de margas y calizas) en las que escasean las estructuras sedimentarias. Las facies de calizas micríticas tampoco son ricas en estructuras sedimentarias, pero se reconocen laminación paralela, *ripples* de oleaje y bioturbación. Las facies de calizas arenosas pueden mostrar bases ligeramente canalizadas o erosivas, siendo abundantes en ellas la granoclasificación positiva, huellas de base, deformación por carga, fluidificaciones, convoluciones, laminación paralela y ondulada, *ripples* de oleaje y bioturbación. Por lo que respecta a las facies de areniscas, incluyen las mismas estructuras que las facies de calizas arenosas, además de estratificación cruzada de mediana escala y de bajo ángulo. Las facies distinguidas se agrupan tanto en ciclos positivos como negativos.

El depósito de la Fm. Jura tuvo lugar en ambientes de afinidad pelágica y su carácter extensivo, apreciable a nivel regional, apunta a un dispositivo en rampa carbonatada, de la cual se conservarían en la Hoja sus representantes distales. Probablemente la cuenca presentaría una apertura hacia el Sureste semejante a la deducida para la Fm. Ventura. Los términos de plataforma carbonatada somera no se habrían conservado sino como intraclastos de calizas con fauna bentónica en el seno de la unidad conglomerática (3).

El contenido faunístico es muy alto, llegando a constituir más del 60% de algunas muestras, destacando los Foraminíferos planctónicos y el nannoplancton. En particular, la presencia de *Morozowella (Globorotalia) gr. formosa-gracilis* (BOLLI), *Acarinina (Globorotalia) ad. bullbrookii* (BOLLI), *Morozowella (Globorotalia) ad. aragonensis* (NUTALL), *Planorotalites sp.*, *Globigerapsis sp.*, y *Globigerina sp.*, ha permitido la asignación de la unidad al Eoceno medio, sin que deba descartarse la posibilidad de que sus términos más altos pertenezcan al Eoceno superior. Además, se han encontrado restos de Radiolarios, espículas, Rotálidos, Algas rojas, Briozoos y Ostrácodos, que en buena parte pueden corresponder a resedimentaciones.

La Fm. Jura aparece involucrada en la típica tectónica de pliegues y cabalgamientos del Cinturón de Peralta, siendo el mejor indicador de su geometría. En el sector central de la Hoja, donde el nivel de erosión permanece alto, es la Fm. Jura la que constituye el núcleo de los anticlinales, hacia el SO el nivel de erosión más profundo, hace que dicha posición la comparta con la Fm. Ventura o que la ocupe exclusivamente esta formación; quedando la Fm. Jura en este caso preservada en el núcleo de los sinclinales o en los flancos largos de los anticlinales, con frecuencia cobijados bajo los cabalgamientos.

2.2.1.3. Formación Jura (6) Conglomerados polimícticos de tonos claros. Eoceno medio

Constituye un tramo intercalado, a modo de miembro, entre los niveles calcáreos tableados de la Fm. Jura, generalmente hacia su base (Fig 2.2.5). Parece distribuirse preferentemente por la región situada al Sur de Valle Nuevo, habiéndose diferenciado en la cartografía cuando sus dimensiones lo han permitido. Así se ha hecho en el sector centro-oriental de la presente Hoja, aunque con carácter orientativo puesto que es un tramo difícil de distinguir en paisaje de las calizas. La mejor serie de esta unidad es la de Los Manaderos que ha servido de base para la descripción que a continuación expone.

Básicamente, se trata de una sucesión de conglomerados estratificados en bancos de orden decimétrico a métrico, con frecuencia brechas, cuyo cemento calcáreo confiere tonos blancos al conjunto; intercala niveles de areniscas, más frecuentes hacia techo. Los cantos, de hasta 10cm de diámetro, corresponden esencialmente a rocas volcánicas y volcano-sedimentarias de la Fm. Tireo, así como a intraclastos carbonatados con fauna nerítica y cantos blandos margocalcáreos. Las areniscas son idénticas a las existentes entre los

niveles carbonatados. Por su relación lateral con éstos, su espesor es variable, acercándose a 100m su valor máximo y unos 50m el medio.

Las capas poseen aspecto masivo y morfología tabular o canalizada, pudiendo observarse de forma ocasional estructuras de base deformadas por carga, estratificación cruzada y ondulada, así como *ripples* de oleaje.

Su contenido faunístico está restringido a las facies de granulometrías inferiores, habiéndose reconocido restos de Algas rojas, placas de Equinodermos, Foraminíferos bentónicos y Briozoos. En cualquier caso, su inclusión en la Fm. Jura permite enmarcar la unidad en el Eoceno medio.

2.2.1.4. Formación Jura (7). Coladas basálticas. Eoceno medio

Esta litología se ha cartografiado exclusivamente como parte integrante del olistolito de dimensiones kilométricas de la Fm. Jura que, englobado en la Fm. Ocoa, aflora en el sector NE de la Hoja. La adscripción en un principio dudosa de este olistolito y su posición no del todo clara dentro de él, supuso no pocas incertidumbres respecto al origen de estos basaltos. No obstante, el descubrimiento en esta misma Hoja de un pequeño afloramiento sin rango cartográfico de estos mismos basaltos (río Grande), en este caso inequívocamente intercalados en la serie autóctona del Jura, ha resuelto su inclusión dentro de esta unidad. Posteriormente en la Hoja de Padre las Casas se identificó un afloramiento similar a este último. Finalmente, el paso devastador del huracán George, supuso la limpieza de numerosos afloramientos a lo largo de cauces de ríos y arroyos, en este caso mejorando sustancialmente la calidad del afloramiento de los basaltos del olistolito en el cauce del río Ocoa y permitiendo la observación de magníficas *pillow lavas*, en apacencia interestratificadas con las calizas del Jura.

En el afloramiento del río Ocoa los basaltos se localizan hacia la parte estructuralmente inferior del olistolito. Su disposición más frecuente es en tramos masivos de 2 a 6 m de espesor, que aparentemente siguen la estratificación impuesta por las calizas del Jura. No obstante la fuerte tectonización y propia naturaleza caótica del olistolito, que además pudiera estar completamente invertido, no ayuda mucho a la observación de la geometría de estos cuerpos. En la parte (estructuralmente) más baja del olistolito, los basaltos llegan a ser dominantes, formando tramos de más de 20m de espesor, dentro de los cuales se pueden

observar algunos niveles con buenos ejemplos de *pillow lavas*. En ocasiones, tanto en este afloramiento como en el del río Grande, los basaltos parecen inyectados en la serie calcárea, y también se reconocen facies más granudas de origen subvolcánico. Todo ello apunta a un depósito subacuático de los basaltos muy posiblemente en el fondo de la misma plataforma abierta en la que se depositaron las calizas de la Fm. Jura, y simultáneamente a ellas.

Desde el punto de vista petrográfico estos basaltos se describen como rocas holocristalinas de textura porfídica, generalmente subidiomorfa, con matriz de grano fino a medio y un grado de alteración muy elevado. Como fenocristales aparecen plagioclasa, piroxeno y probable olivino, cuya alteración no permite confirmarlo; en algunos casos se ha reconocido anfíbol. Entre los componentes accesorios destacan apatito, circón y óxidos de hierro y titanio. Los componentes secundarios son muy variados, habiéndose reconocido clorita, sericita, saussurita, serpentina y talco, como productos de alteración, y calcita, a modo de cemento. Se han clasificado como basaltos piroxénicos en función de la posible presencia de olivino; si ésta se descartase habría que clasificarlas como andesitas. Las texturas de grano medio podrían indicar una génesis subvolcánica de tipo dique o chimenea, en cuyo caso el término de diabasa o dolerita piroxénica sería válido.

Existe un único análisis geoquímico realizado en estos basaltos (muestra HH-8001 A de esta Hoja) el cual muestra contenidos relativamente altos en álcalis y bastante altos de P₂O₅, así como una ligera anomalía negativa de Nb; los valores de Th, Ta, Nb, y Tierras Raras Ligeras son notablemente más altos que los de los basaltos de tipo N-Morb. Estas pautas son similares a las de los basaltos de la Fm. Tireo mostrando como éstos afinidades a los basaltos de arcos oceánicos alcalinos. No obstante un único análisis geoquímico es insuficiente para sacar más conclusiones de las aquí expuestas.

Por su relación con las calizas del Jura se considera para esta unidad una edad Eoceno medio.

2.2.1.5. Capas rojas del Jura (8). Limolitas calcáreas, margas y margocalizas rojas con frecuentes niveles de calizas tableadas blancas y grises. Eoceno medio-superior

Se trata de una auténtica unidad de tránsito entre las Fms. Jura y El Número (Fig 2.2.5), de las cuales no ha sido individualizada en trabajos anteriores; equivale a parte de la Fm.

Plaisance de Vaughan et al. (1921). Aflora en una extensa región, limitada al Norte por el valle del río Las Cuevas, hecho que unido a su fácil identificación, ha aconsejado su representación cartográfica, en la que aparece a modo de nivel guía del Cinturón de Peralta. Sus excelentes afloramientos en el valle del río Jura han sugerido la denominación propuesta.

En la Hoja de San José de Ocoa esta unidad tiene el mismo ámbito de afloramiento que la Fm. Jura aunque en el sector SO de la misma, por su escasa potencia y distribución desigual, se incluye dentro del tramo cartográfico correspondiente a esta misma unidad. Posee varios cortes de excelente calidad de los que destaca por ser el más completo, el de la Mesa de los Negros y también, el del río Banilejo (Fig 2.2.6).

Litológicamente se caracteriza por una alternancia entre limolitas rojizas y grises y calizas blancas en niveles de orden centimétrico a decimétrico, con un marcado aspecto pizarroso; también se reconocen margas, margocalizas y areniscas calcáreas. Su base tiene carácter gradual, mostrando una progresiva disminución de los términos calizos a expensas de los lutíticos, junto con una pérdida de los tonos blanquecinos a favor de los rojos; igualmente, el paso a la unidad suprayacente va acompañado por un enriquecimiento margoso y la pérdida del color rojizo. Su espesor alcanza el centenar de metros, valor que disminuye en algunas zonas por su relación de cambio lateral con respecto a las formaciones adyacentes, llegando a desaparecer casi totalmente en la esquina SO de la Hoja.

Al microscopio, los niveles de calizas aparecen como micritas y biomicritas (*wackestone*), con un contenido en aloquímicos de hasta el 25%, casi exclusivamente fósiles, con trazas de óxidos de hierro y sulfuros metálicos.

En las asociaciones de facies de predominio carbonatado, predominantes en la base de la unidad, son abundantes las estructuras sedimentarias, consistentes en laminación paralela y ondulada, *ripples* de oleaje y de corriente, estratificación *hummocky*, convoluciones, escapes de fluidos, deformación por carga, bioturbación e icnofauna, siendo frecuente la existencia de superficies ferruginosas. Por el contrario, las estructuras escasean en las asociaciones de facies de predominio lutítico, consistiendo en eventual laminación paralela, bioturbación y desarrollo de superficies ferruginosas. Menos frecuentes son las asociaciones de facies de areniscas, que hacia la parte alta de la unidad poseen carácter turbidítico; sus

estructuras son las mismas que en las asociaciones de facies de calizas, pero con predominio de las de origen tractivo.

Las Capas rojas de Jura se interpretan como una serie de condensación desarrollada en ambientes de afinidad pelágica. El color rojo deriva de la concentración de óxidos de hierro y de sulfuros metálicos oxidados. Caracterizan el tránsito de ambientes de rampa carbonatada distal a contextos de cuenca pelágica con sedimentación turbidítica, característicos de la sedimentación de la Fm. El Número.

De entre su elevado contenido faunístico, en el que abundan Globigerínidos, Radiolarios y espículas, la asociación de *Globigerina sp.*, *Morozowella (Globorotalia) sp.*, *Acarinina (Globorotalia) sp.*, *Planorotalites (Globorotalia) sp.*, *Globigerapsis sp.* y *Globoquadrina sp.*, ha permitido su asignación al Eoceno medio-superior.

Su papel dentro del cinturón de pliegues y cabalgamientos de la región es similar al de la Fm. Jura, si bien a escala de afloramiento su respuesta a la deformación difiere como consecuencia de su distinta competencia, que se manifiesta en el caso de las Capas rojas por el desarrollo de una marcada esquistosidad en el núcleo de estructuras apretadas.

2.2.1.6 Formación El Número (9). Alternancia de margas marrones y niveles decimétricos de turbiditas esencialmente calcáreas. Eoceno superior

Los afloramientos existentes en el ámbito de la sierra de El Número (Hoja 1:50.000 de Azua) llevaron a Dolan (1989) a la citada denominación para la unidad superior margosa tratada previamente por él mismo (1988). Su similitud litológica con respecto a las facies margosas de las Fms. Ventura y Ocoa (en su acepción actual), ha provocado que en el pasado materiales pertenecientes a la Fm. El Número hayan sido atribuidos a alguna de éstas. En cualquier caso, equivale, al menos en parte, a las Fms. Plaisance de Vaughan et al. (1921), Ocoa de Arick (1941) y Las Cuevas de Wallace (1945). Por otra parte, al Suroeste de la Cuenca de Azua-San Juan no existen facies margosas que se puedan correlacionar con la Fm. El Número, cuyos equivalentes parecen encontrarse en facies calcáreas dentro de la Fm. Neiba.

Posee una amplia representación en la región, especialmente en esta Hoja de San José de Ocoa. Pese a ello, su naturaleza litológica hace que sean escasos los cortes de calidad y

que, en cualquier caso, sean muy parciales. Destacan los de La Mesa de los Negros, El Memiso y Los Corozos.

A grandes rasgos, se trata de una monótona sucesión margosa que intercala niveles turbidíticos de areniscas de orden decimétrico, espaciados entre sí a intervalos superiores a 1m, con un espesor inferior a 150m en todos los cortes observados, pero que en conjunto puede superar 3.000m; en el seno de esta litofacies dominante, se reconoce un tramo intermedio caracterizado por la intercalación de niveles de megaturbiditas (unidad 10), así como un tramo superior que intercala calizas y calcarenitas (unidad 11) (Fig.2.2.7).

El paso a las infrayacentes Capas rojas del Jura (unidad 10) tiene carácter gradual, produciéndose la desaparición de las intercalaciones de calizas y los tonos rojizos que caracterizan a aquéllas en favor del contenido margoso y las tonalidades grisáceas y marrones de la Fm. El Número. La naturaleza discordante de la suprayacente Fm. Ocoa está respaldada por su contacto cartográfico regional, el cual se puede apreciar especialmente bien en distintos puntos del sector central de esta Hoja.

Como se ha señalado, la presente unidad constituye el término general de la Fm. El Número. En su tramo inferior, de unos 500m de espesor, son escasas las intercalaciones de entidad cartográfica; formando una alternancia de carácter diluido entre margas y areniscas, en la que la proporción de éstas no suele superar el 10%. En el tramo intermedio, cuyo espesor alcanza 1.500m, las intercalaciones son frecuentes resultando ser en su mayoría megacapas carbonáticas, de gran expresión morfológica y continuidad lateral; en ellas se distingue un término desorganizado inferior, de orden decamétrico, y un término superior calcarenítico, de orden métrico. Por lo que respecta al tramo superior, con una potencia preservada de hasta 1.000m, se caracteriza por la intercalación de hasta tres niveles de calizas bioclásticas y calcarenitas.

Al microscopio, las areniscas, cuyo tamaño de grano varía considerablemente (0.1-3mm), presentan una gran similitud con las de la Fm. Ventura, clasificándose como litarenitas feldespáticas. Predominan los fragmentos de rocas volcánicas (40-50%), con una elevada proporción de plagioclasas (30-40%) y moderada de cuarzo (10-15%); la matriz está integrada por filosilicatos, en una proporción inferior al 10%, con sulfuros (1%), micas (1%) y turmalina (trazas) como accesorios.

Fig. 2.2.7

Los niveles de areniscas turbidíticas muestran una geometría claramente tabular, granoclasificación positiva y abundantes estructuras sedimentarias, consistentes en laminación paralela, huellas tractivas de base (*flute cast* mayoritariamente), estructuras por deformación de carga, *convolute lamination*, fluidificación, *ripples* (a veces de tipo *climbing*) y eventuales desarrollos de carga residual con cantos blandos e intraclastos calcáreos, interpretadas como facies de tipo pelágico en condiciones más someras que las correspondientes a la Fm. Ventura, de tipo abisal. Las paleocorrientes registradas ofrecen una considerable dispersión, si bien predominan las dirigidas hacia el ESE.

En conjunto, la Fm. El Número constituye un gran ciclo de somerización marcado por el desarrollo de facies de cuenca pelágica a muro, el predominio de facies de talud en la parte intermedia y la presencia de facies de plataforma carbonatada hacia techo. Sus representantes marginales no han sido preservados (o al menos no afloran), pero probablemente corresponderían a una plataforma mixta con coexistencia de facies carbonatadas someras y sistemas deltaicos terrígenos, de acuerdo con el predominio de depósitos pelíticos y el contenido siliciclástico de las capas turbidíticas.

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

La Fm. El Número aparece en el núcleo de los apretados sinclinales del sector SO de la Hoja, dentro del cinturón de pliegues y cabalgamientos del Cinturón de Peralta, aunque sus mejores afloramientos se dan en la franja de materiales inmediatamente infrayacente a la Fm. Ocoa que atraviesa oblicuamente el sector central de la Hoja. Su geometría puede ser fácilmente reconstruida gracias a las intercalaciones de los tramos intermedio y superior y a la presencia de la Fm. Jura en sus flancos.

2.2.1.7. Formación El Número (10). Calcarenitas y margas y calcarenitas de carácter turbidítico; frecuentemente megaturbiditas. Eoceno superior

Esta unidad está integrada por las intercalaciones de litología esencialmente calcarenítica, que caracterizan la Fm. El Número en el sector central y noroccidental de la Hoja. Su individualización se ha realizado en foto aérea en función de su fuerte resalte y continuidad lateral, comprobándose a escala de afloramiento, cuando ha sido posible, que en su mayoría corresponden a niveles desorganizados de origen turbidítico. En la Hoja de San José de Ocoa se han reconocido hasta ocho de estas intercalaciones, siendo quizá la más espectacular de ellas la que rodea la Loma Barro Colorado que, aunque con mal acceso, presenta diversas perspectivas desde la carretera a Sabana de San Juan y desde la localidad de Sabana Abajo, en las que es posible apreciar su carácter de megacapa desorganizada.

En términos generales, estas intercalaciones vienen definidas por el desarrollo de niveles desorganizados de orden decamétrico, con *slumping* y *debris flow*, en su parte inferior, que culminan mediante niveles calcareníticos de orden métrico; su espesor conjunto se aproxima a 20m, y se interpretan como megaturbiditas.

Su término basal está integrado por brechas calcáreas y depósitos de *debris flow* de alta densidad formados por clastos de calizas, calizas margosas y calcarenitas, no litificados antes de su depósito; la matriz, margosa o margocalcárea es rica en restos de Foraminíferos bentónicos, incluyendo granos de cuarzo dispersos. Por encima se aprecian depósitos de transporte en masa de baja densidad, consistentes en margas con clastos calcáreos dispersos, de dimensiones variables. La capa calcarenítica superior suele desarrollar un *lag* microconglomerático discontinuo, con cantos subredondeados de rocas volcánicas, cuarzo, intraclastos y fósiles. Con frecuencia, entre ambos términos se preserva un intervalo margoso de decantación de potencia decimétrica a métrica.

Esta asociación muestra una marcada granoclasificación positiva. Las capas calcareníticas presentan morfología subtabular, a veces con marcados acuñaientos o canalizaciones en su base; las estructuras más frecuentes son estratificación paralela de alto régimen de flujo, huellas tractivas de base, estratificación cruzada de bajo ángulo y *cosets* de *ripples*, con frecuencia de tipo *climbing*, a techo.

Se interpretan como facies de talud, dentro de la tendencia somerizante de la Fm. El Número, culminada por la presencia de plataformas carbonatadas a techo, representadas por la unidad 11.

Su contenido fosilífero corresponde claramente a resedimentaciones, por lo que carece de valor cronológico. En cualquier caso, por su inclusión en la Fm. El Número se ha enmarcado en el Eoceno superior.

2.2.1.8 Formación El Número (11). Calizas masivas o estratificadas, frecuentemente fosilíferas, con intercalaciones de conglomerados y brechas. Eoceno superior

Son el constituyente característico del tramo superior de la Fm. El Número, proporcionando al terreno un claro resalte morfológico con respecto a la sucesión margosa que constituye el término general de la formación. Se han diferenciado tres, de los que los dos superiores desaparecen hacia el Noroeste, sin que pueda afirmarse de forma concluyente si se debe a un cambio lateral de facies o a los efectos erosivos de la Fm. Ocoa suprayacente.

En la Hoja de San José de Ocoa, pese a que estos resaltes se distinguen con facilidad en el paisaje, sus afloramientos son de muy difícil acceso puesto que forman parte de la escarpada ladera occidental del Tetero Mejía. No obstante, una cierta aproximación a los mismos se puede realizar por el camino que desde la Mesa de Domingo conduce al paraje denominado Palo de Sabina. Aún así, su mejor corte se localiza, ya en la Hoja de Sabana Quéliz, en el río de Las Cuevas, concretamente en el paraje del mismo nombre. Allí se presentan como un potente tramo de calizas fosilíferas y calcarenitas tableadas y en bancos, con intercalaciones de conglomerados y brechas, que alcanza 200m de potencia.

En términos generales se puede decir que la parte inferior de la unidad está integrada por calcarenitas y calizas bioclásticas y micríticas, dispuestas en niveles tableados. En la parte superior se desarrollan facies de aspecto masivo correspondientes a calizas bioclásticas, micríticas y oolíticas con estratificación cruzada a gran escala.

Al microscopio se aprecia una cierta variedad en la proporción de los componentes texturales y sus tamaños. El contenido fosilífero es apreciable en todos los casos, llegando a sobrepasar el 60%, con un bajo contenido terrígeno en el que destacan los fragmentos de roca (hasta 4%), con aparición accidental de óxidos de hierro (1%) y sulfuros (hasta 3%). El contenido micrítico suele superar el 70%, si bien se han observado valores inferiores al 25%;

ocasionalmente aparece cemento esparítico en proporciones inferiores al 10%. Predominan las biomicritas (*wackestone*), clasificándose como biomicruditas los términos más groseros.

Se observa organización de tipo estratocreciente. Los términos tableados presentan estratificación *hummocky* y *swalley*, laminación paralela y *ripples* de oleaje, señalando su relación genética con procesos de tormentas; las calizas micríticas masivas incluyen Serpúlidos y Corales, interpretándose como facies bioconstruidas; tanto los términos masivos como los bioclásticos pueden presentar estratificación cruzada de gran escala, *wave ripples* y estratificación bimodal y sigmoidal, asimilándose a complejos de barras submareales. En el mencionado corte del río Las Cuevas se han observado varias intercalaciones de 1 a 10m de espesor de conglomerados y brechas, a las que se asocian niveles tableados decimétricos de *grainstones*. En estos términos, los clastos de procedencia volcánica, concretamente derivados de la formación Tireo, pueden llegar a ser mayoritarios, apareciendo englobados por una matriz calcárea junto con clastos de esta misma naturaleza derivados de la destrucción de las facies anteriormente descritas.

En conjunto todas estas litologías corresponden a un ambiente de plataforma carbonatada, dentro del cual los términos tableados representan facies de margen de la misma, en las que eventualmente irrumpen los términos conglomeráticos y brechoides mediante un transporte en masa. El contexto de plataforma somera se identifica con las facies bioconstruidas y de barras

Entre su abundante contenido fosilífero se encuentran Globigerínidos, Radiolarios, espículas de Esponjas, Foraminíferos bentónicos, Algas rojas, Briozoos, placas de Equínidos y fragmentos de Ostrácodos que no han permitido precisar la edad de la unidad, que ha sido incluida en el Eoceno superior por su pertenencia a la Fm. El Número.

2.2.2. Eoceno superior (Grupo Río Ocoa)

Trabajos previos han individualizado dentro del Grupo Río Ocoa las formaciones Ocoa, El Limonal y Majagua (Heubeck, 1988):

- La Fm. Ocoa (Eoceno superior) puede alcanzar 3.000m de espesor y posee una gran heterogeneidad. Predominan las litologías pelíticas que intercalan delgados niveles siliciclásticos, observándose asimismo niveles conglomeráticos y carbonatados, si bien

su rasgo más característico es la presencia de masas olistostrómicas entre las que se encuentran olistolitos que pueden alcanzar dimensiones kilométricas.

- La Fm. El Limonal (Oligoceno) está constituida fundamentalmente por conglomerados de hasta 4.000m de potencia que pueden apoyarse directamente sobre la Fm. Tireo.
- La Fm. Majagua (Mioceno inferior) posee una gran heterogeneidad litológica, con presencia de calcarenitas, areniscas siliciclásticas y conglomerados, pudiendo llegar a 3.500m de espesor.

Regionalmente hablando, el Grupo Río Ocoa posee una considerable superficie de afloramiento en el sector situado al Sur de Constanza, comprendiendo partes importantes de la presente Hoja, de la Hoja de Sabana Quéliz y también, aunque en menor medida, de la de Azua (Fig. 2.2.8). Por el contrario, su representación es mínima en las Hojas de Constanza y Yayas de Viajama, estando totalmente ausente en el sector occidental de la región, sin que se pueda confirmar si tal ausencia se debe a falta de depósito o a erosión posterior. Se ha reconocido sin ningún género de dudas la Fm. Ocoa, merced especialmente a sus característicos niveles olistostrómicos, siendo más dudosa la presencia de la Fm. El Limonal, a la que podrían corresponder las potentes masas conglomeráticas del área septentrional, en cuyo caso el techo del conjunto se situaría en el Oligoceno; de cualquier manera, esta idea no ha podido ser confirmada, por lo que todos los afloramientos se han incluido en la Fm. Ocoa y, por tanto, en el Eoceno superior. La Fm. Majagua no llega a aflorar en la zona de estudio, quedando circunscrita a sectores más orientales correspondientes al cuadrante 1:100.000 de San Cristóbal.

El Grupo Río Ocoa se dispone discordantemente sobre el Grupo Peralta, tal como se puede apreciar en diversos puntos de la región y como se deduce de su contacto cartográfico. Además, la disposición en *onlap* del Grupo Peralta sobre la Fm. Tireo entre las Hojas de Gajo de Monte y Padre Las Casas, sugiere una disposición similar para el Grupo Río Ocoa con respecto al sustrato cretácico, como se aprecia en la Hoja de Constanza y se intuye en la de Sabana Quéliz, pese a que en ésta el contacto observable entre ambos grupos parece de naturaleza tectónica. En cuanto al techo del conjunto, no aflora en la zona, habiéndose reconocido exclusivamente en la terminación suroriental de la Cordillera Central, donde está marcado por la discordancia sobre la que se dispone el Grupo Ingenio Caei (Heubeck, 1988).

Fig. 2.2.8

Centrándonos en la Fm Ocoa, ésta, en su acepción moderna, fue definida por Heubeck (1988), quien junto con Dolan (1988, 1989) ha puesto orden a la estratigrafía de la terminación suroriental de la Cordillera Central. En su acepción original, Arick (1941) propuso este término para la franja de materiales fundamentalmente arcillosos que se extienden desde el Sur de San José de Ocoa hasta el sector de Padre Las Casas; esta definición ha causado posteriormente una gran confusión, ya que dicha franja incluye realmente tanto al Grupo Río Ocoa como al Grupo Peralta. Más recientemente, Bourgois et al. (1979), propusieron la denominación “Eoceno con bloques de Ocoa” para el conjunto en cuestión.

En la Hoja de San José de Ocoa existen buenos cortes parciales de la Fm. Ocoa, que han permitido considerar las siguientes unidades cartográficas:

- El cuerpo fundamental de la formación consiste en un tramo de margas y fangos, generalmente arenosos, con intercalaciones de areniscas turbidíticas, cantos polimícticos dispersos y eventuales bloques y olistolitos de origen diverso (Fm. Ocoa indiferenciada, unidad cartográfica 12). Cuando se ha podido, esta unidad se ha diferenciado en una “facies organizada” (unidad 12 a), una facies “desorganizada con bloques y olistolitos” (unidad 12 b) y una “facies esquistosa” (unidad 12 c), en función de su grado de desorganización interna o aspecto caótico, y de la presencia de una fábrica deformativa sinsedimentaria.
- Dentro de este tramo cartográfico principal, se reconocen potentes intercalaciones de conglomerados (unidad 13), de las cuales las estratigráficamente más altas enlazan con la potente unidad conglomerática que caracteriza la Fm. Ocoa en la Hoja de Sabana Quéliz
- También se reconocen varias intercalaciones calcáreas, dos de ellas en la parte media-baja de la serie (unidad 14), y otra, en la parte alta de la misma (unidad 15); esta última apenas llega a aflorar en la presente hoja, teniendo su principal desarrollo en la Hoja de Sabana Quéliz.

- Por último, son característicos de esta formación un buen número de bloques y olistolitos de todos los tamaños, algunos de ellos de dimensiones kilométricas. En unos, como es el caso del gran olistolito del sector NE de la Hoja, mayoritariamente constituido por la Fm Jura, se ha podido determinar su origen. En otros, la diferencia de facies con las litologías conocidas, ha aconsejado su separación cartográfica como olistolitos de atribución incierta (unidades 16 y 17)

La potencia de la Fm. Ocoa en la presente Hoja se estima en 8.000m. En un espesor de tal magnitud y con la dificultad de accesos que caracteriza esta Hoja, es muy difícil establecer una estratigrafía. No obstante, de forma orientativa se propone la siguiente sucesión estratigráfica (Fig. 2.2.9) para la presente Hoja:

1. **Conglomerado basal.** Constituye un depósito desorganizado denso de tipo *debris flow*. Presenta matriz pelítica e incluye clastos de todo tipo de materiales; calizas y areniscas de las formaciones del Gr. Peralta y cantos muy rodados de rocas ígneas de la Fm. Tireo, aunque de forma característica predominan los clastos procedentes de los niveles competentes de la Fm. El Número, (resedimentados de las megacapas de brechas-unidad 10-, de las calizas y calcarenitas de plataforma -unidad 11-, y de las capas turbidíticas finas). Su potencia es bastante variable con valores máximos de 500m hacia el N mientras que al Sur se adelgaza progresivamente hasta acunarse. Se dispone de forma claramente discordante sobre distintos términos de la Fm. El Número, más modernos cuanto más al Norte donde se encuentra en contacto con los niveles de plataforma carbonatada (unidad 11), conformando una cicatriz erosiva que rebana más de 2.000m de serie
2. **Tramo pelítico desorganizado inferior.** Se desarrolla a muro de la Fm. Ocoa en la parte suroriental de la Hoja, sustituyendo en parte al tramo conglomerático anterior. Su potencia estimada puede superar los 1.000 m. Litológicamente está representado por depósitos desorganizados pelíticos, (*debris flow* de baja densidad y *mud flow* de la unidad 12 b), que incluyen olistolitos de dimensiones variables, en muchos casos con representación cartográfica, correspondientes predominantemente a calizas de la Fm Jura (unidad 5), y en menor medida a conglomerados con matriz pelítica de la propia Fm. Ocoa. Las facies organizadas (unidad 12 a) son minoritarias y consisten en alternancias turbidíticas diluidas frecuentemente afectadas por procesos de *slumping*. A techo se desarrolla un potente intervalo conglomerático (unidad 13) de características similares al tramo basal y que alcanza una potencia máxima de unos 400 m.

Fig. 2.2.9

3. **Tramo pelítico intermedio con intercalaciones de calizas.** Forma un intervalo de gran potencia, (hasta 2.000 m) que parece disponerse en relación de *onlap* hacia el NO. Litológicamente se caracteriza por el predominio de facies pelíticas organizadas (unidad 12 a) representadas por alternancias turbidíticas diluidas. Los términos desorganizados son poco frecuentes, consistiendo esencialmente en fenómenos incipientes de *slumping* y eventuales horizontes de *mud flow* con pequeños clastos dispersos de areniscas, calizas y rocas ígneas. Intercala dos niveles de calizas detríticas tableadas de afinidad pelágica, (unidad 14) que presentan una gran continuidad.
4. **Tramo desorganizado superior con grandes olistolitos.** Conforman un intervalo que parece encajar sobre el tramo infrayacente, de modo que trunca hacia el SSE los términos superiores del anterior, sentido en el que tiende también a adelgazarse pasando de más de 2.000 m de espesor a menos de 500 m. Los depósitos pelíticos están representados por una alternancia heterogénea entre facies desorganizadas (unidad 12 b) de diversa densidad e intervalos organizados (unidad 12 a) con intercalaciones turbidíticas diluidas afectadas de forma generalizada por fenómenos de *slumping*. Las facies desorganizadas incorporan clastos y olistolitos procedentes del desmantelamiento de diversas unidades del Gr. Peralta, (Fm. Jura predominantemente) y de la desestabilización gravitacional de las facies conglomeráticas de la propia Fm. Ocoa. Las dimensiones de los olistolitos son muy variables, destacando dos de ellos por su extraordinaria potencia, (más de 500 m) y gran extensión, (del orden de varios km) que movilizan materiales de las Fms. Tireo, Jura y Ventura. En la parte alta del tramo se desarrollan dos potentes intervalos conglomeráticos, (unidad 13), que enlazan hacia el Norte con los términos análogos de la Hoja de Sabana Quéliz donde presentan un enorme desarrollo. Están constituidos por depósitos clásticos soportados por matriz pelítica con cantos bien rodados de rocas predominantemente ígneas, (tonalitas, andesitas y otras rocas volcánicas y volcanosedimentarias).
5. **Tramo pelítico superior.** Representa un tramo de potencia moderada, (unos 500m) y bastante constante que se desarrolla a techo de la Fm. Ocoa, donde manifiesta una considerable continuidad cartográfica, extensible a la Hoja de Sabana Quéliz. Está compuesto esencialmente por facies pelíticas organizadas (unidad 12 a) de alternancias rítmicas con areniscas de afinidad turbidítica. Intercala niveles de conglomerados con matriz arenosa de carácter fan-deltaico y localmente se distinguen intervalos de calizas detríticas (unidad 15).

Hay que hacer notar que la sucesión estratigráfica propuesta en la Hoja de San José de Ocoa presenta importantes variaciones laterales como consecuencia de la gran heterogeneidad del conjunto y del muy probable desarrollo de grandes cicatrices erosivas en el seno de la Fm. Ocoa. De este modo los tramos descritos pueden presentar entre sí contactos erosivos responsables de importantes truncaciones, circunstancia que ayudaría a explicar las grandes variaciones de potencia registradas.

Desde el punto de vista paleogeográfico (Fig. 2.2.8 y 2.2.10), se deduce que la parte más activa del margen de la cuenca se encuentra hacia el NNE donde se registra el mayor desarrollo de depósitos conglomeráticos proximales. Estos pasan a facies fanolomeráticas por convergencia a un talud activo que con dirección NNO-SSE delimita un surco sedimentario muy subsidente abierto hacia el Sur de acuerdo con la distribución de facies y registros de las paleocorrientes. Los términos clásticos de origen aluvial a fan-deltaico pasan lateralmente hacia el SE a facies desorganizadas de carácter olistostrómico, a veces con olistolitos de gigantescas proporciones, que se adelgazan hacia el Sur en parte por delimitación del posible margen de un cañón submarino de gran extensión y probablemente también por el tránsito lateral a facies más organizadas desarrolladas a mayor distancia del talud. A partir de la observación conjunta de la Hojas de San José de Ocoa y de Sabana Quéliz se intuye una posible disposición de on lap hacia el NO marcada por el adelgazamiento progresivo de las unidades basales de la Fm. Ocoa. En sentido contrario se registra un mayor desarrollo de facies turbidíticas diluidas en detrimento de los depósitos desorganizados que se concentran a mayor proximidad del talud. Los intervalos organizados intercalan varios niveles de facies carbonatadas pelágicas. La existencia de este tipo de depósitos, (facies turbidíticas organizadas con una intercalación destacada de calizas tableadas de rampa pelágica), en el afloramiento situado al N de Azua podría indicar una hipotética conexión con los depósitos carbonatados de la Fm. Neiba descritos más al SO, fuera de la zona de estudio, de modo que sería posible delimitar a grandes rasgos la extensión del surco con facies turbidíticas y olistostrómicas que caracteriza a la Fm. Ocoa.

La Formación Ocoa tiene una disposición monoclinal con buzamiento uniforme al NE lo que contrasta con la estructura plegada de las unidades infrayacentes. Esta circunstancia deriva, sin embargo, de la posición estructural de la Fm Ocoa por encima de una gran "rampa" de basamento (ver capítulo de Tectónica) y no del efecto de fases tectónicas diferentes. La discordancia angular que separa esta serie de la infrayacente Fm El Número es un efecto combinado del basculamiento del sustrato por sobrecarga tectónica y adaptación a la mencionada rampa y de la fuerte cicatriz erosiva que forma la base de la Fm. Ocoa.

Fig 2.2.10

A continuación se pasa a describir cada una de las unidades cartográficas que integran esta formación.

2.2.2.1. Formación Ocoa (12). Margas y fangos, generalmente arenosos, con intercalaciones de areniscas turbidíticas, cantos polimícticos dispersos, bloques y olistolitos de origen diverso; frecuente aspecto caótico. Eoceno superior:

- “Facies organizada” (12 a). Alternancia de margas y fangos ocreos con niveles centimétricos y decimétricos de areniscas turbidíticas de grano fino. Frecuentes tramos canalizados de conglomerados.
- “Facies desorganizada con bloques y olistolitos” (12 b). Margas y fangos muy arenosos, de tonos oscuros y aspecto caótico que incluyen niveles discontinuos de areniscas turbidíticas, frecuentemente *slumpizados*, abundantes cantos polimícticos dispersos o formando niveles, y bloques y olistolitos de todos los tamaños y procedencias diversas.
- “Facies esquistosa” (12 c). Idem al anterior pero con una intensa fábrica deformativa ¿sinsedimentaria?

Como se ha mencionado anteriormente esta unidad forma el cuerpo fundamental de la Fm Ocoa en la presente Hoja, ocupando buena parte de la mitad oriental de la misma. Cuando sus afloramientos son accesibles, casi siempre es posible diferenciar una de las tres facies descritas en el epígrafe. En caso contrario, en la cartografía figura un término indiferenciado que es un compendio de las tres.

La **facies organizada** (12 a) es predominante en el sector septentrional de la Hoja, al igual que en la Hoja de Sabana Quéliz, donde prácticamente las otras dos facies no están representadas. Esta facies es también la dominante en los afloramientos de la carretera de Constanza, así como en los sectores inmediatamente al sur de San José de Ocoa.

Corresponde a alternancias rítmicas de carácter turbidítico. Estratigráficamente, se concentra preferentemente en el “tramo pelítico intermedio con intercalaciones de calizas

tableadas”, descrito anteriormente, si bien puede aparecer de forma minoritaria en otros tramos pelíticos más desorganizados. Constituyen depósitos bastante diluidos en los que las capas areniscosas alternan con pelitas en proporciones inferiores a un 15 % por término medio, si bien en algunos tramos se pueden superar valores del 20-25% y alcanzar hasta el 50%. Los niveles de areniscas presentan potencias de orden centimétrico a eventualmente decimétrico y excepcionalmente métrico. Poseen morfologías generalmente tabulares, en ocasiones con base canalizada muy laxa. Contienen abundantes estructuras sedimentarias propias de depósitos turbidíticos: base neta con frecuentes huellas tractivas y de deformación por carga, laminación paralela eventualmente convolucionada y ripples de corriente a techo, a veces de tipo *climbing*. Ocasionalmente se observan niveles de escasa continuidad lateral correspondientes a capas lenticulares de tipo B₂ con laminación cruzada o a formas canalizadas con base erosiva. Los términos lutíticos corresponden a pelitas y margas ocreas homogéneas; raramente se observan laminados originados por diferencias de alta frecuencia del contenido en materia orgánica. Los fenómenos de desestabilización gravitacional son poco marcados y consisten en procesos de *splumping* y movilizaciones de tipo *mud flow* muy diluido con clastos muy dispersos de diversas litologías. Excepcionalmente se reconocen capas carbonatadas de escaso espesor atribuibles a hemipelagitas que están constituidas por calizas micríticas arcillosas de tono blanquecino. Desde el punto de vista petrográfico las areniscas corresponden a litoarenitas generalmente feldespáticas cuya fracción clástica está representada por fragmentos de rocas volcánicas y granos de feldespato y la cementación es relativamente moderada. Poseen tamaños de grano medio-fino a fino-muy fino si bien se registran también medidas gruesas a medias en las capas de más potentes, que a su vez muestran un mayor contenido en matriz limosa y un carácter más feldespático y/o ferruginoso. Las paleocorrientes medidas ofrecen valores dirigidos de forma predominante hacia el SSE y SE. Estas facies organizadas se atribuyen a sistemas de abanicos profundos de pie de talud y de relleno de cañones submarinos

La **facies desorganizada** (12 b) caracteriza las zonas con presencia de olistolitos formando el envoltorio o matriz de éstos. Hay buenos ejemplos de esta facies en la Cañada de Rancho Francisco, en las proximidades de Los Corozos, sobre todo en la subida a El Bejucal, y en los alrededores de La Horma. Litológicamente consiste en niveles de aspecto caótico de pelitas y margas con clastos de distinta procedencia y tamaño. La proporción de clastos varía dependiendo de la densidad del depósito, reconociéndose desde niveles de *debris flow* clastosoportados hasta horizontes de *mud flow* con clastos muy dispersos. Entre los elementos clásticos predominan los de calizas de la Fm. Jura y de las Capas Rojas que

con frecuencia aparecen como olistolitos de dimensiones decamétricas y hectométricas, aunque no se descarta que algunos de éstos también pudieran corresponder a calizas de la Fm. Tireo. En los depósitos desorganizados son abundantes también los elementos resedimentados de los términos conglomeráticos de la propia Fm. Ocoa consistentes en cantos bien rodados de tonalitas, de rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Fm. Tireo e incluso de conglomerados. En la parte inferior del Fm Ocoa son frecuentes los clastos procedentes de los términos carbonatados de la Fm. El Número, (megaturbiditas y calizas de plataforma), y localmente se reconocen algunos clastos y olistolitos de materiales de la Fm. Ventura. Los depósitos desorganizados generados por la movilización de términos intracuencales son muy abundantes si bien resultan poco espectaculares debido al escaso contraste litológico que ofrecen y a su carácter diluido. Normalmente corresponden a niveles de *slumping* y *mud flow* que muestran distintos grados de removilización de las facies organizadas. En el tercio superior de la serie, esta facies desorganizada envuelve dos grandes olistolitos de dimensiones kilométricas cuya descripción se realiza en el apartado 2.2.2.5. Esta facies se interpreta un contexto de talud activo con posible desarrollo de extensos cañones submarinos. Los términos fanglomeráticos se interpretan como el resultado de la convergencia multiepisódica de abanicos deltaicos a un talud estructural muy subsidente.

La **facies esquistosa** (12 c) hace referencia a una facies en su litología idéntica a la anteriormente descrita, pero que además presenta una fábrica deformativa relativamente penetrativa que confiere a la roca un aspecto esquistoso y fragmentado similar al de las “scaly clays” o “argile scagliose” de las *melanges*. Esta fábrica desarrolla, en los términos pelíticos, planos anastomosados de escalas centi a decamétricas que envuelven bloques y fragmentos de las rocas más competentes, configurando en conjunto una geometría de tipo SC, análoga a la que se produce en zonas de cizalla de tipo dúctil. Por sus características geométricas, su rápida desaparición lateral y su desarrollo preferente o exclusivo en la facies caóticas con presencia de olistolitos, se considera que esta fábrica es de tipo sinsedimentario y que su presencia está relacionada con el funcionamiento de pequeñas fallas inversas o cabalgamientos generados, ante la presencia de agua, durante el propio depósito de la formación o un estadio de semiconsolidación de la misma; o también, alternativamente, como consecuencia de la fricción producida por la propia caída de los olistolitos de dimensiones kilométricas. Los mejores afloramientos de estas facies esquistosas se dan en la Bajada a El Bejucal, en el cauce de el río El Canal cerca de esta última localidad, y en algunos puntos del cauce del río Ocoa inmediatamente debajo de la base del gran olistolito de la Fm Jura.

Pese a las numerosas muestras tomadas, ninguna de ellas ha servido para precisar la edad de la unidad puesto que la mayoría de las asociaciones faunísticas dan imprecisiones dentro del intervalo del Eoceno o más antiguo, evidenciando procesos de resedimentación. Cabe señalar, en términos generales, la presencia de Miliólidos, Textuláridos, Rotálidos, Melobesias, Equinodermos y Lamelibranquios. Al Sureste de la región, Bourgois et al. (1979), han señalado la presencia de *Lepidocyclina pustulosa* (DOUV.), *Fabiana cubensis* (CUSH.y BERM.), *Pliolepidina (Eulinderina) sp.*, *Heterostegina sp.*, *Asterocyclina sp.*, *Discocyclina sp.* y *Heterodictyoconus cookei* (MOBERG.), asociación atribuida al Eoceno superior, que es la edad que se ha adoptado para la unidad. No obstante esta edad a su vez esta muy constreñida por la de la infrayacente Fm. El Número, también del Eoceno superior, lo que pone de manifiesto una fuerte velocidad de sedimentación para la Fm Ocoa. Como se ha señalado en anteriores ocasiones, no se descarta que los términos conglomeráticos de la parte más alta de la formación sean correlacionables con la Fm. El Limonal de Heubeck (1988) en cuyo caso la citada edad habría que ampliarla al Oligoceno.

2.2.2.2 Fm Ocoa (13). Conglomerados polimícticos masivos. Eoceno superior

Constituyen una de las litologías característica del Grupo Río Ocoa en la región (Heubeck, 1988), en el cual aparecen a modo de intercalaciones de espesor y continuidad muy variables, encontrándose especialmente bien representados en la presente Hoja y en la contigua de Sabana Quéliz, donde se trata de la unidad cartográfica de mayor superficie de afloramiento. Por su relación lateral con la unidad pelítico-margosa (unidad 12), aparece a diferentes niveles estratigráficos. Así, en el sector septentrional (Hoja de Sabana Quéliz) conforma la práctica totalidad de la unidad, en tanto que en el meridional (Hoja de San José de Ocoa) constituye la base y buena parte de los términos superiores. En la presente Hoja sus mejores cortes se dan sin duda a lo largo de la carretera de Constanza, aunque también hay buenos afloramientos del conglomerado de base en la subida al Bejucal y de una de las intercalaciones superiores en el cauce del río Ocoa.

Regionalmente, el límite septentrional de los conglomerados consiste en una discordancia sobre la Fm. Tireo, tal como se aprecia en la Hoja de Constanza, respaldando la disposición en *onlap* de la serie sedimentaria del Cinturón de Peralta sobre el conjunto volcano-sedimentario de arco insular cretácico. Hacia el Sur, su nivel basal posee carácter discordante sobre la Fm. El Número, en una relación especialmente bien representada en la presente Hoja, donde la Fm. Ocoa incide a modo de surco en el Grupo Peralta.

Desde el punto de vista litológico y sedimentológico, se distinguen tres facies principales, siendo predominantes los términos fanglomeráticos constituidos por cantos bien rodados de rocas predominantemente ígneas en matriz pelítica, si bien también pueden constituir niveles destacables de depósitos de tipo *debris flow* de alta densidad y facies fan-deltaicas clásticas con matriz arenosa.

- Los depósitos de tipo ***debris flow*** se desarrollan esencialmente en la parte inferior de la Fm. Ocoa (por ejemplo a la altura de Los Corozos), constituyendo facies desorganizadas densas en las que coexisten los cantos bien rodados (principalmente de rocas ígneas) procedentes de la resedimentación de términos conglomeráticos de la propia Fm. Ocoa, con clastos principalmente carbonatados y poco transportados del sustrato (Fm. El Número esencialmente) y de areniscas turbidíticas del Gr. Peralta y de la misma Fm. Ocoa. Presenta un grado medio de cementación y un moderado contenido en matriz, mientras que el tamaño y forma de los clastos es muy variable con diámetros de orden centimétrico a decimétrico y métrico.
- Los términos **fanglomeráticos** constituyen las facies clásticas más comunes, cuyo ejemplo más representativo es la serie de La Horma. Litológicamente están representados por un depósito con soporte de abundante matriz pelítica gris, de cantos bien rodados de rocas ígneas, (tonalitas, andesitas y otros materiales volcánicos y volvanoclásticos de la Fm. Tireo), rocas carbonatadas de las Fms. Jura y Tireo y en menor medida de areniscas de las formaciones terrígenas del Gr. Peralta. Los cantos muestran diámetros comprendidos en términos generales entre 5 y 15 cm, si bien pueden alcanzarse valores de hasta 1 m, siendo frecuentes los cantos de longitud próxima a los 50 cm. Se organizan en paquetes métricos y decamétricos amalgamados con contactos poco definidos pero de evidente morfología subtabular que no presentan estructuras sedimentarias destacadas salvo una incipiente gradación clástica positiva y bases ligeramente erosivas, eventualmente canalizadas muy laxas. El elevado grado de rodamiento de los cantos de estos depósitos contrasta con el escaso y masivo transporte deducible de su alto contenido en matriz pelítica, dato que indica una resedimentación de facies conglomeráticas aluviales y/o fan-deltaicas desarrolladas en posiciones más proximales.
- Las **facies clásticas fan-deltaicas** se desarrollan predominantemente en la parte más superior de la Formación Ocoa (por ejemplo, serie de La Malagueta) y especialmente en la Hoja de Sabana Quéliz, es decir, en las posiciones más proximales visibles del sistema. Están representadas por conglomerados generalmente clastosoportados con matriz arenosa en proporciones variables, presentan un grado medio-alto de

cementación y la naturaleza de los cantos es semejante a la indicada para los términos fanglomeráticos. Normalmente se organizan en capas de potencia métrica y decimétrica de morfología subtabular que pueden gradar en vertical a areniscas de grano medio-fino con cantos. Las estructuras tractivas son bastante abundantes en las areniscas e indican medios marinos relativamente someros observándose bases erosivas, granoclasificación positiva, estratificación cruzada y ripples.

Los conglomerados ocasionalmente albergan olistolitos de naturaleza variable, que pueden alcanzar dimensiones kilométricas, en cuyo caso han sido diferenciados en la cartografía. Debido a su relación lateral con el tramo margoso, su espesor varía sensiblemente, debiendo alcanzar en los sectores septentrionales correspondientes a la Hoja de Sabana Quéliz un mínimo de 2.000m. Esta cifra disminuye sensiblemente hacia el sur, ya que en la Hoja de San José de Ocoa las intercalaciones de conglomerados no superan los 500ms, adelgazándose todas ellas hacia el extremo SE de esta Hoja.

Los escasísimos restos fosilíferos hallados se encuentran incluidos en los cantos, por lo que carecen de valor determinativo. Por su relación con el resto de la Fm. Ocoa, la presente unidad se ha incluido en el Eoceno superior, sin que deba descartarse su pertenencia, al menos parcialmente, al Oligoceno.

2.2.2.3. Formación Ocoa (14) Calizas tableadas y en bancos, blancas y grises. Eoceno superior

Se trata de dos niveles de calizas intercalados en la parte inferior de la serie pelítico-margosa principal de la Fm Ocoa, que por su resalte y gran continuidad lateral sirven de excelentes niveles guía. Pese a ello son niveles con muy mal acceso, cuyos mejores afloramientos se dan en la pista del Tetero Mejía (el superior) y en las proximidades de San José de Ocoa (el inferior)

Su aspecto general es el de una monótona sucesión de calizas y calcarenitas tableadas blancas, grises en corte fresco, estratificadas en niveles de orden decimétrico, que recuerdan en gran medida a la Fm. Jura; en menor proporción, se observan niveles de areniscas, conglomerados y brechas. Tanto su techo como su muro tienen carácter neto. Su potencia alcanza el centenar de metros, disminuyendo hacia el Noroeste, sentido en el que llegan a desaparecer.

Petrográficamente presentan cierta variedad textural, con *mudstones*, *wackestones*, *packstones* y *grainstones*, con un abundante contenido fosilífero, que permite asignar el tipo dominante a biomicritas. Son frecuentes las evidencias de recristalización y resedimentación. Los niveles areniscosos y conglomeráticos muestran un predominio de granos y cantos de naturaleza volcánica y volcano-sedimentaria. De forma muy esporádica se desarrollan niveles de debris carbonatados constituidos por fragmentos intraclásticos, a veces con estructuras algales, en una matriz calcárea muy recristalizada.

Entre las estructuras sedimentarias observadas cabe destacar estratificación paralela, cruzada y ondulada, así como *ripples* de oleaje. Su depósito parece estar relacionado con el margen de una rampa carbonatada de reducida extensión que registra una notable contaminación terrígena.

Entre los restos faunísticos se han encontrado los siguientes: *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Asterocyclina* sp., *Rotalla* sp., *Morozowella* sp., *Asterigerina* sp., *Gypsina* sp.?, *Melobesias*, *Rotálidos* y *Miliólidos*, que no permiten mayores precisiones dentro del intervalo Eoceno superior-medio. No obstante por su desarrollo dentro de la Fm. Ocoa, la unidad se atribuye al Eoceno superior.

2.2.2.4. Formación Ocoa (15) Calizas masivas o en bancos con niveles de brechas y conglomerados calcáreos. Eoceno superior

De esta unidad sólo aflora en la Hoja de San José de Ocoa un pequeño fragmento al norte de La Horma, teniendo su desarrollo principal en la Hoja contigua de Sabana Quéliz, de donde se toma su descripción. Se trata de un nivel intercalado entre los términos superiores de la Fm. Ocoa, que está limitado a techo y muro tanto por la unidad pelítico-margosa (unidad 12) como por el tramo superior conglomerático (unidad 13).

Su escasa representación e inaccesibilidad ha impedido realizar un corte completo de esta serie y por tanto no se pueden realizar excesivas precisiones sobre su cronología, estratigrafía y sedimentología; en cualquier caso sus observaciones parciales pueden realizarse en las inmediaciones de los ríos Nizao y Malo en la vecina Hoja de Sabana Quéliz. Está constituida por un conjunto eminentemente carbonatado de tonos claros que está groseramente estratificado en bancos de orden métrico que en ocasiones confieren aspecto masivo al conjunto; en menor proporción se observan términos micríticos

dispuestos en niveles tableados de orden decimétrico así como brechas calcáreas aparentemente procedentes de la misma roca. También aparecen como litología habitual unos conglomerados de clastos mayoritariamente procedentes de la Fm. Tireo englobados en una matriz calcárea que, en cierto modo recuerdan los conglomerados de la Fm Jura. No debe ser éste si no un hecho recurrente puesto que la cartografía de esta unidad no ofrece dudas sobre su carácter de intercalación dentro de la parte alta de la serie de la Fm Ocoa, y no como un olistolito.

Al microscopio se reconocen como biomicroruditas (*rudstone*) y biomicritas (*mudstone-wackestone*), con un elevado contenido fosilífero (60-90%), que destaca sobre el componente micrítico (10-25%); ocasionalmente se observan *pellets* (hasta 15%), fragmentos de rocas (hasta 5%), cuarzo (hasta 2%) y trazas de feldespatos y óxidos de hierro.

Ante la escasez de estructuras sedimentarias halladas, su contexto estratigráfico, su contenido faunístico y sus microfacies sugieren su depósito en un ambiente de plataforma, instalada en la región una vez colmatado el surco que caracterizaría el depósito de la Fm. Ocoa.

Son muy abundantes los restos fosilíferos hallados, entre los que se encuentran Foraminíferos bentónicos, placas de Equínidos, Algas rojas y verdes, Briozoos, Corales, Miliólidos, Radiolarios y espículas de Esponjas que no han permitido precisar su edad por tratarse de resedimentaciones, habiéndose asignado al Eoceno superior por su inclusión en la Fm. Ocoa, sin que deba descartarse su pertenencia al Oligoceno e incluso al Mioceno inferior.

2.2.2.5. Fm. Ocoa. Olistolitos de naturaleza desconocida. Alternancia de calizas, margocalizas, limolitas calcáreas y margas de tonos rojos y blancos (16). Calizas tableadas y masivas grises (17)

Como ya reconocieron Bourgois et al (1979) a partir de las observaciones realizadas en los espectaculares afloramientos de la carretera de Baní a Azua y áreas próximas, uno de los rasgos característicos de la Fm. Ocoa es la presencia dentro de ella de numerosos bloques y olistolitos de todos los tamaños y procedencias diversas. La cartografía de la Fm. Ocoa realizada en el presente proyecto no ha hecho sino confirmar la existencia de estos

“elementos externos” a la cuenca, los cuales aparecen dispersos prácticamente por toda la extensión de afloramiento de la formación y por diferentes niveles estratigráficos.

Sin duda el más espectacular de estos olistolitos, a tenor de sus dimensiones, es el que se localiza en el sector NE de la Hoja subparalelamente al cauce del río Ocoa, a lo largo del cual tiene sus mejores afloramientos. Con una longitud superior a los 10km y un espesor que varía entre 100 y 500ms, su disposición alargada subparalela al cabalgamiento frontal de la Fm. Tireo hizo pensar en un principio que se pudiera tratar de una esquirra o imbricación tectónica. Sin embargo su geometría interna absolutamente caótica, con fragmentos contiguos que tienen polaridades invertidas, pliegues de ejes subverticales, etc..., y sobre todo, su indiscutible intercalación en la parte alta de la serie de la Fm Ocoa, no ofrece dudas sobre su interpretación como un olistolito. En este caso su procedencia es conocida puesto que dentro de él se ha reconocido la parte alta de la serie de la Fm Ventura, una serie más o menos completa de la Fm. Jura y la parte más baja de las Capas Rojas, formando en conjunto una sucesión estratigráfica relativamente continua en su extremo meridional. Además, cerca de la Horma, en el corte del río Ocoa, se ha identificado un fragmento de la serie volcanoclástica de la Fm. Tireo, y unos basaltos masivos o formando niveles de *pillow lavas* que como se ha explicado en el apartado 2.2.1.4, se consideran intercalados dentro de la Fm. Jura.

No menos espectacular es el olistolito situado inmediatamente al Oeste del anterior, que forma el firme de los Palos Mojados y cuyo único afloramiento, no sin dificultad de acceso, es el que se expone a lo largo del cauce del arroyo Brazo Izquierdo. Sus dimensiones son de más de 3km de largo y un espesor superior a los 1.000 m. Lo más relevante de este olistolito es que a su base aflora con toda claridad la formación Tireo, que lo hace tanto mediante sus términos masivos de tobas vítricas o líticas, como con un tramo de tobas cineríticas bien estratificadas entre las que parece haber alguna intercalación calcárea. Inmediatamente a techo de esta serie y sin que el contacto con ella sea visible, se dispone una potente serie calcárea formada por calizas tableada y masivas grises a blancas (unidad 17), de tamaño de grano medio a grueso, en las que los clastos tienen procedencia muy diversa, desde restos fósiles, intraclastos calcáreos a clastos volcánicos derivados de la Fm. Tireo, todo ello englobado en una (escasa) matriz calcárea.

En lámina delgada las calizas se clasifican como biomicritas y biomicruditas (*wackestones* a *packestones*) en las que el contenido en fósiles (Foraminíferos bentónicos mezclados con

algas rojas, Globigerínidos, placas de Equínidos, Ostrácodos y algunos Briozoos) puede llegar al 75%, reconociéndose también abundantes clastos de procedencia volcánica. La asociación faunística encontrada (*Globigerina* sp., *Acarinina* sp., *Globigerapsis* sp., *Discicyclina* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Lagebnidos*, *Rotálidos*) no da mayor precisión dentro del intervalo Eoceno medio-superior. Por esta razón y por su aspecto litológico parecido, aunque no absolutamente idéntico, al de varias unidades calcáreas tanto del Grupo Río Ocoa (p.e. Fm. Jura) como de la propia Fm Ocoa (p.e unidades 14 y 15), ha aconsejado la separación de esta litología como una unidad cartográfica aparte (unidad17) integrante de este olistolito. No obstante, como simple orientación, baste indicar que la presencia de la Fm. Tireo por debajo de esta serie calcárea, señala a la Fm.Jura como el origen más probable de ésta, en cuyo caso el olistolito procedería de sectores más septentrionales u orientales, es decir, sectores más externos de la cuenca, donde la Fm Jura reposa discordante sobre la Fm Tireo, tal y como se ha observado en la Hoja de Gajo del Monte. Esta interpretación estaría de acuerdo con el carácter más proximal de las facies calcáreas observadas en este olistolito respecto a las típicamente más pelágicas que conforman la Fm. Jura en la mayor parte de la zona de estudio.

Por último queda hacer referencia al conjunto de olistolitos más numeroso cuya litología consiste esencialmente en calizas, margocalizas, limolitas calcáreas y margas de característicos tonos rojos y blancos (unidad 16). Estos olistolitos se distribuyen principalmente por la parte estratigráficamente más baja de la serie aunque también hay algunos en la parte media-alta de la misma, próximos a los olistolitos de mayores dimensiones anteriormente descritos. Hay buenos afloramientos de los mismos en el camino a El Bejucal y en la parte más septentrional de la carretera de Constanza. La litología de estos olistolitos recuerda sobre todo a las Capas Rojas del Jura (unidad 8) y también, en algunos casos, a las calizas del Campaniano-Maastrichtiano de la Fm Tireo (unidad 3), que con frecuencia tienen tonos rojizos similares a los de estos olistolitos. En dos de ellos las muestras tomadas han dado asociaciones faunísticas del Terciario en general y, más concretamente en una, del Eoceno medio (*Mozorowela* af. *Spinulosa* Cushman., *Mozorowela* sp., *Acarinina* af. *Bulbrookii* Bolli, *Globigerina* sp. y *Globigerapis* sp.), razón por la cual lo más probable es que pertenezcan a las Capas Rojas del Jura. No obstante, tal y como ocurría con el olistolito del arroyo Brazo Izquierdo anteriormente descrito, el hecho de que las litologías no sean del todo idénticas a las de las citadas Capas Rojas, por ejemplo en lo que concierne a la ausencia de los términos areniscosos turbidíticos de tránsito a la Fm. El

Número, y la sospecha de que pudiera haber más de una unidad representada en ellos, ha determinado su clasificación como una unidad aparte (unidad 16).

2.3. Neógeno

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

El límite entre ambos dominios está constituido por la zona de falla de San Juan-Los Pozos; en la zona de estudio esta falla corresponde a un cabalgamiento que produce la superposición de los materiales paleógenos del Cinturón de Peralta sobre los neógenos de la Cuenca de Azua-San Juan. Igualmente, el límite suroccidental de la cuenca se encuentra bien definido por el cabalgamiento de los materiales paleógenos de la sierra de Neiba hacia el NE; por el contrario, en el sector meridional, donde se produce la intersección de las Cuencas de Azua-San Juan y Enriquillo, el límite entre ambas es totalmente arbitrario y se establece en función de las directrices estructurales y no de las variaciones sedimentarias.

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

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

2.3.1. Mioceno-Pleistoceno inferior

Existe un gran confusionismo en la literatura relativa a las series neógenas del Suroeste dominicano, debida especialmente a dos causas: por una parte, la proliferación de nuevas denominaciones, sin aclaración de su correlación con las definidas previamente y, por otra, la determinación de unidades en base a criterios diferentes, litoestratigráficos en unos casos y paleontológicos en otros. No obstante, la bibliografía reciente relacionada con el relleno sedimentario de la Cuenca de Azua-San Juan establece la individualización de las Fms. Sombrerito, Trinchera, Quita Coraza, Arroyo Blanco y Arroyo Seco (García y Harms, 1988; McLaughlin et al., 1991) (Fig. 2.3.1), asignadas al intervalo Mioceno-Pleistoceno inferior y perfectamente correlacionables con las propuestas por Cooper (1983) en la región de Fondo Negro. No obstante, los estudios sedimentológicos realizados durante la elaboración de las Hojas de San José de Ocoa y Azua, han sugerido ciertas matizaciones con respecto a la paleogeografía establecida por McLaughlin et al. (1991), siendo las más destacadas las relativas a las Fms. Sombrerito y Trinchera, que en el área de Azua evidencian un ambiente deposicional considerablemente más somero que el propuesto por dichos autores en la región. Por otra parte, la bibliografía también señala la existencia de numerosos datos fosilíferos que evidencian una notable heterocronía en cuanto al depósito de dichas formaciones (McLaughlin et al., 1991).

- La Fm. Sombrerito (Mioceno inferior-superior) se presenta al Sureste de la región como una sucesión eminentemente carbonatada (Hoja de Azua) de espesor superior a 500m; esta sucesión se encuentra entre dos tramos de predominio margoso, deficientemente conocidos; hacia el Noroeste, las calizas intercalan niveles margosos, de tal forma que la unidad se presenta bajo su aspecto más característico, como una alternancia rítmica de calizas y margas (Hoja de Pueblo Viejo). Al Suroeste de la región, a techo de la Fm. Sombrerito se ha individualizado, a modo de miembro, un tramo de calizas arenosas denominado Mb. Gajo Largo.
- La Fm. Trinchera (Mioceno medio-Plioceno inferior) es una potentísima alternancia rítmica de areniscas y margas de origen turbidítico (1.000-2.700m). Este aspecto general puede sufrir modificaciones locales como la práctica desaparición de los niveles margosos y la aparición de niveles conglomeráticos a techo (Hoja de Azua).

- Fig. 2.3.1

- La Fm. Quita Coraza (Plioceno inferior) es un tramo esencialmente margoso en el que se intercalan delgados niveles de areniscas, cuyo espesor puede alcanzar 700m. A nivel regional no siempre está presente entre las Fms. Trinchera y Arroyo Blanco, tratándose de un tipo de facies de predominio margoso a techo de la Fm. Trinchera, por lo que parecería más lógico que recibiera el rango de miembro.
- La Fm. Arroyo Blanco (Mioceno superior-Plioceno medio) posee un espesor próximo a 700m. Es la unidad más heterogénea pues, pese al predominio de los tramos conglomeráticos, no son extraños los niveles de calizas arrecifales, en algunos casos resedimentadas, ni de margas; hacia el Oeste de la región evoluciona hacia facies de tipo evaporítico.
- La Fm. Arroyo Seco o Fm. Vía (Plioceno superior-Pleistoceno inferior) muestra un espesor muy variable que puede alcanzar 700m, siendo la única unidad depositada íntegramente bajo un régimen continental. Está constituida por conglomerados polimícticos en bancos gruesos, entre los que se intercalan esporádicos niveles de arcillas. La denominación de Fm. Vía es empleada exclusivamente en las proximidades de Azua.

En la Hoja de San José de Ocoa solamente están representadas, y de forma reducida, las dos formaciones más altas del relleno de la cuenca de Azua, la Fm. Arroyo Blanco y la Fm. Vía o Arroyo Seco, que a continuación se describen. Para el conocimiento de las formaciones restantes se sugiere consultar la memoria de las Hojas de Azua, Yayas de Viajama y Pueblo Viejo.

2.3.1.1. Formación Arroyo Blanco (18) Conglomerados de tonos oscuros, areniscas y margas. Plioceno

Constituye uno de los conjuntos característicos del Neógeno de la región, tal vez el que posee una mayor heterogeneidad litológica y una mayor dificultad para su individualización cartográfica, especialmente en lo que respecta a su contacto con la Fm. Vía. La primera aparición de su denominación se encuentra en Dohm (1942) quien señala la prioridad de

Arick y Olsson. Equivale total o parcialmente a las Fms. Angostura y Las Salinas de la Cuenca de Enriquillo.

Su litología más frecuente son conglomerados polimícticos oscuros, intercalando tramos de margas, areniscas y, como rasgo más característico, calizas arrecifales, en ocasiones resedimentadas. En el ámbito de la Hoja predominan los conglomerados y areniscas, que en afloramientos puntuales resultan difíciles de diferenciar de los de la Fm. Vía. Sin embargo, proporciona un destacado resalte morfológico al terreno que facilita su separación cartográfica de esta última formación. Su mejor corte en la región se localiza, en la vecina Hoja de Azua, en el río Vía. En la presente Hoja, se pueden hacer observaciones interesantes en las inmediaciones de Las Yayitas.

La base de la unidad, de carácter neto, aflora en la vecina Hoja de Azua y se ha establecido en la aparición de areniscas o conglomerados sobre las margas de la Fm. Quita Coraza. El techo es más difícil de precisar por la semejanza litológica entre los conglomerados de las Fms. Arroyo Blanco y Vía. En algunas perspectivas, entre ambas se intuye la existencia de una discordancia, aunque es posible que las dos alberguen discordancias internas. La presencia de fauna marina o litoral es el mejor criterio de reconocimiento de la Fm. Arroyo Blanco frente a la Fm. Vía, pero la ausencia de fauna no implica la certeza de estar ante ésta; como criterios de apoyo para su individualización cabe señalar también la mayor deformación de la Fm. Arroyo Blanco, así como los tonos más oscuros de sus conglomerados, generalmente ordenados en niveles de menor espesor.

En el corte del río Vía se han medido 745m, apreciándose una tendencia conjunta de carácter granocreciente. Aquí, la unidad comienza a través de un nivel métrico de corales resedimentados y prosigue a través de una sucesión de areniscas estratificadas en niveles de orden métrico entre los que se intercalan niveles de lutitas de menor entidad. Sobre ellas, integrando la mayor parte de la unidad, aparecen conglomerados polimícticos agrupados en bancos de orden métrico, constituidos por cantos redondeados de hasta 25 cm, entre los que predominan los de composición ígnea y volcano-sedimentaria de edad cretácica.

La parte inferior de la unidad es más heterogénea. En ella se reconocen areniscas en niveles tabulares masivos o alternantes con lutitas, de forma más o menos rítmica, en secuencias estratocrecientes propias de barras de desembocadura; las areniscas presentan abundantes estructuras tractivas, como *ripples* de oleaje, estratificación *flaser* y *wavy*,

laminación paralela y ondulada, así como estratificación cruzada. También aparecen capas de calizas, más o menos masivas, con Corales, que pueden constituir diversos tipos de colonias; algunos niveles de orden decimétrico corresponden a resedimentaciones de éstas. La parte superior, de mayor proporción conglomerática, está compuesta por capas subtabulares, a veces canalizadas, que gradan a areniscas; poseen bases netas y ligeramente erosivas, estratificación cruzada planar y bimodal, así como *ripples* de oleaje. Estas facies conglomeráticas son las que dominan en la presente Hoja.

En términos generales, la presente unidad constituye un ciclo de progradación de los sistemas deltaicos hacia el S-SE, definido por facies de bahía y de frente deltaico a muro, con facies de llanura deltaica con influencias mareales a techo. En la parte inferior se reconocen morfologías propias de barras litorales y deltaicas, aunque el principal dispositivo sedimentario corresponde probablemente a lóbulos deltaicos generados a partir de avenidas multiepisódicas no confinadas; eventualmente podrían desarrollarse arrecifes. No obstante, como prueba de la variedad ambiental de la formación, en las proximidades de Las Yayitas se han reconocido niveles de areniscas de posible origen eólico; igualmente, en áreas próximas (Hoja de Padre Las Casas) se encuentran pequeñas manifestaciones de yesos que evidencian un medio restringido y, por otra parte, una gran proporción de las masas conglomeráticas de la región podrían corresponder al depósito de abanicos aluviales.

El dispositivo sedimentario observable hoy día en la región del Llano de Azua y su litoral, evoca la paleogeografía deducida durante el depósito de la Fm. Arroyo Blanco, con extensos abanicos aluviales que alcanzan el litoral, en el que coexisten diversos ambientes (desembocaduras fluviales, playas, arrecifes, lagunas,...) con sus correspondientes litofacies, y que pasan insensiblemente a ambientes marinos de plataforma somera.

Pese a que en otras zonas la Fm. Arroyo Blanco incluye un rico registro fosilífero, especialmente de Ostrácodos y Foraminíferos planctónicos (McLaughlin et al., 1991), en la Hoja sólo se ha reconocido un pequeño conjunto de restos mal conservados, entre ellos *Globigerina sp.*, *G. af. nepentes* TODD, *Globigerinita sp.*, *Gyroidina sp.*, *Cibicides sp.*, *Globigerinoides sp.* y *Bolivina sp.*, que señalan el intervalo Mioceno superior-Plioceno; no obstante, la edad inferior de la unidad en la Hoja queda acotada por la de la Fm. Quita Coraza, por lo que se ha incluido en el Plioceno, si bien en algunas áreas su base podría pertenecer al Mioceno medio, de acuerdo con la fauna hallada (Hoja de Pueblo Viejo).

A nivel regional, la diacronía detectada en el registro de cada formación neógena, sugiere que simultáneamente al depósito de la Fm. Arroyo Blanco, en áreas más profundas de la cuenca se produciría la sedimentación de la Fm. Trinchera y, en áreas localizadas, la de la Fm. Quita Coraza.

2.3.1.2 Formación Vía (19) Conglomerados de tonos claros y arcillas. Plioceno-Pleistoceno inferior

Constituye la unidad más reciente del relleno neógeno de la Cuenca de Azua-San Juan. Su denominación deriva de la excelente calidad de sus afloramientos en el río Vía, restringiéndose su uso al sector de Azua; equivale a la Fm. Arroyo Seco, término mucho más empleado en la región, así como a las Fms. Las Matas, Guayabal y Jimaní.

Se trata esencialmente de un monótono conjunto conglomerático con intercalaciones esporádicas de niveles de lutitas y areniscas, que puntualmente presenta una extraordinaria similitud con los depósitos de abanicos cuaternarios que caracterizan la vecina llanura de Azua y con los conglomerados continentales de la Fm. Arroyo Blanco. Su diferenciación de los primeros no reviste una especial dificultad, especialmente por sus diferentes rasgos geomorfológicos, pero no puede decirse lo mismo en relación con los segundos; en efecto, ambas unidades pueden albergar discordancias internas y en ocasiones parecen relacionarse mediante un paso gradual. No obstante, en el ámbito de la Hoja, entre ambas existe una discordancia, como se intuye en el sector del río Vía, donde además se localiza el mejor corte.

En este corte, que de hecho discurre en la Hoja de Azua, se han medido 405m que no pueden considerarse su valor máximo, ya que la unidad se encuentra cabalgada por los materiales paleógenos del Cinturón de Peralta. Se trata de una monótona sucesión de conglomerados polimícticos de matriz areno-arcillosa agrupados en niveles de orden métrico o masivos, con predominio de cantos redondeados de composición tonalítica, volcano-sedimentaria y calcárea, cuyo tamaño suele estar comprendido entre 5 y 10cm, aunque no son extraños los mayores de 30cm. Esporádicamente intercalan tramos arcillosos de tonos rojizos y pardos de orden centimétrico a métrico.

Predominan los niveles de morfología subtabular, a veces canalizada, con frecuentes gradaciones verticales. También son frecuentes las cicatrices erosivas, las estratificaciones

cruzadas de media a gran escala y las imbricaciones de cantos; en los tramos arcillosos, abundan las señales de bioturbación y paleosuelos. Se interpretan como el depósito de sistemas de abanicos aluviales similares a los desarrollados en el Llano de Azua durante el Cuaternario más reciente y que supondrían la culminación de la tendencia regresiva seguida por la sedimentación neógena en la región.

No se han encontrado restos fosilíferos que permitan la datación de la unidad, asignada al intervalo Plioceno-Pleistoceno inferior por su relación con la Fm. Arroyo Blanco y con los depósitos puramente cuaternarios.

2.4. Cuaternario

El registro cuaternario se encuentra muy desigualmente distribuido por toda la Hoja, pudiendo establecerse en ella dos grandes grupos. Por una parte, los materiales más antiguos son de naturaleza volcánica y se encuentran restringidos a varios afloramientos del sector NO. Por otra, los depósitos más recientes poseen origen sedimentario y se distribuyen por toda la Hoja aunque con una extensión total reducida.

2.4.1. Cuaternario volcánico

La profusión de materiales volcánicos de edad pliocena y cuaternaria constituye uno de los rasgos más peculiares de la región. Su presencia en el sector suroccidental de La Española ha sido puesta de manifiesto desde los trabajos pioneros de Vaughan et al. (1921) y confirmada posteriormente por numerosos autores, cuyos estudios se centraron en áreas y temas variados; entre ellos cabe destacar por su interés para el presente trabajo los de Olade (1980), Electroconsult (1983), Vespucci (1982, 1986) y García y Harms (1988).

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

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

La morfología de los afloramientos sugiere una tendencia migratoria de los centros efusivos en sentido SO-NE, confirmada por las dataciones radiométricas existentes (Olade, 1980; Electroconsult, 1983; Vespucci, 1986), que señalan edades superiores a 2 m.a. en las proximidades de Yayas de Viajama, donde los centros de emisión son de difícil reconocimiento, e inferiores a 0.5 m.a. cerca de Constanza, donde las coladas se adaptan fielmente a la red fluvial actual; no obstante, la escasez de las dataciones invita a tomar con cautela cualquier tipo de generalización. La distribución morfológica y temporal permite la diferenciación de dos provincias volcánicas: Yayas de Viajama-Padre Las Casas, al Suroeste, y Valle Nuevo, al Noreste.

La provincia de Yayas de Viajama-Padre Las Casas posee una gran cantidad de afloramientos de pequeñas dimensiones, con frecuencia centros de emisión difíciles de reconocer en el paisaje por la notable acción de la morfogénesis cuaternaria sobre ellos; ante sus variaciones composicionales y texturales, resulta difícil su correlación. A grandes rasgos, parece reconocerse un episodio inicial de composición basáltico-andesítica, seguido inmediatamente por otro de predominio traquiandesítico, observándose en éste una mayor extensión de afloramiento.

Los afloramientos de la provincia de Valle Nuevo (1.2-0.3 m.a.) poseen una continuidad mucho mayor, lo que permite establecer una cronología relativa más fiable entre los diversos episodios. Se reconoce un foco emisor principal integrado por varios centros, en el área cabecera del arroyo Guayabal-Alto de Primera Cañada (Hoja de Sabana Quéliz), foco del que parten radialmente extensas coladas. Tras una efusión basáltica inicial (tal vez correlacionable con la de la provincia suroccidental), se registra una notabilísima reactivación del relieve a través de un episodio de naturaleza traquiandesítica (más moderno que el de la provincia suroccidental), que desencadena un energético proceso de incisión

fluvial que prácticamente configura la red de drenaje actual, de distribución centrífuga. Las últimas manifestaciones, de carácter basáltico, se adaptan fielmente a la red, sugiriendo que su edad podría ser en algún caso incluso más reciente que la señalada por las dataciones existentes.

El citado afloramiento de El Mogote, localizado en la Hoja de Pueblo Viejo, es la única representación contrastada del magmatismo alcalino en la zona. Los datos existentes señalan su desarrollo entre 1.0 y 0.6 m.a. (Electroconsult, 1983), así como su relación espacial con las cuencas sedimentarias neógenas. Se caracteriza por extensas coladas de baja viscosidad, emitidas por cráteres aún reconocibles, distinguiéndose algunos domos. Petrológicamente predominan los tipos de tendencias subsaturadas, como basaltos alcalinos y basanitas.

Wertz (1985) ha propuesto la asignación al magmatismo alcalino de una serie de afloramientos del ámbito oriental del valle de Las Cuevas (Hojas de San José de Ocoa y Sabana Quéliz), algunos de los cuales aparecen como coladas de rocas afaníticas, densas y de tonos oscuros, que recuerdan en gran medida a las de afinidad alcalina. Los estudios petrográficos realizados no han confirmado concluyentemente esta idea que, en cualquier caso, no debe ser descartada, en espera de nuevos estudios geoquímicos que complementen los existentes, insuficientes para la resolución de diversos problemas ante la cantidad, variedad petrológica y extensión de los afloramientos existentes en la región.

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

En resumen, la escasez de datos geoquímicos y cronológicos no permite excesivas precisiones relativas al volcanismo plio-cuaternario de la región, pudiendo distinguirse, en cualquier caso, los siguientes eventos:

- Un episodio inicial, de carácter calcoalcalino, registrado en la provincia de Yayas de Viajama-Padre Las Casas, con emisiones de composición basáltica, probablemente sustituidas por las de composición traquiandesítica.
- Un episodio alcalino, de naturaleza básica y mayor dispersión geográfica. Sus variaciones composicionales parecen definir una tendencia migratoria hacia el Este, a diferencia de la tendencia SO-NE de las calcoalcalinas.
- Un segundo episodio calcoalcalino, acontecido en la provincia de Valle Nuevo, con productos basálticos sustituidos nuevamente por traquiandesitas.
- Episodio final, registrado en las proximidades de Constanza, con magmas enriquecidos en potasio, de afinidad dudosa; Esta incertidumbre plantea serias dudas sobre la persistencia del episodio alcalino en la zona

El volcanismo cuaternario se encuentra representado en la Hoja San José de Ocoa exclusivamente por sus emisiones más antiguas, los basaltos (unidad 20) pertenecientes a la provincia de Yayas de Viajama-Padre las Casas, cuyos afloramientos se distribuyen en el entorno del Valle de Las Cuevas. El resto de unidades correspondientes a este volcanismo afloran bien en las Hojas contiguas de Padre Las Casas y, sobre todo, en Sabana Quéliz, cuya consulta se sugiere en caso de interés

2.4.1.1. Volcanismo cuaternario (20) Basaltos. Pleistoceno

Afloran en el sector NO de la Hoja, en un área donde la separación entre las provincias magmáticas de Valle Nuevo y Yayas de Viajama-Padre Las Casas, a la cual pertenecen, no es clara.

En esta zona, se reconoce una serie de centros de emisión, todos ellos al Norte del río Las Cuevas, que al ser contemplados desde el Norte, destacan en el relieve sobre las coladas procedentes de Valle Nuevo. De dichos centros parten coladas, en general de baja viscosidad, cuya mejor exposición se observa en el citado río Las Cuevas, en la Hoja de

Sabana Quéliz; allí, sobre la serie sedimentaria del Grupo Peralta se dispone una colada de unos 50m de espesor, con una espectacular disyunción columnar. En menor medida, se reconocen facies de tipo subvolcánico, como las del Este de Palma Cana. Los afloramientos de la presente Hoja corresponden en su mayoría a restos de las citadas coladas, aunque el de la Loma de Guayabón, en la misma esquina de la Hoja, posiblemente se trate de un apuntamiento subvolcánico.

En términos generales, predominan con mucho los tipos basálticos, entre los que se reconocen diversas variedades en función de su petrografía y su quimismo, pero la presencia de algunos tipos andesíticos que no han podido ser diferenciados cartográficamente ha obligado representarlos conjuntamente. Entre las variedades basálticas se han reconocido basaltos olivínicos, con una proporción tan alta de este mineral que podrían ser clasificados como picritas en algunos casos, y andesitas basálticas

En general, los tipos basálticos aparecen como rocas grisáceas oscuras de tonos verdosos y aspecto uniforme, generalmente porfídicas, con fenocristales de olivino, en ocasiones transformados a iddingsita, y matriz micro a criptocristalina; la presencia de estos fenocristales sugiere la conexión de estos basaltos con los de la provincia de Valle Nuevo. Por lo que respecta a los tipos de tendencias andesíticas, muestran tonalidades más claras y se suelen observar fenocristales de anfíbol o biotita.

No debe descartarse la relación de los afloramientos basálticos de loma de Sabana Abajo Hoja de Sabana Quéliz), para los que tal vez sea más correcto emplear el término basanita, al magmatismo alcalino de la región; esta relación fue sugerida por Wertz (1985), quien los clasificó como shoshonitas. Esta posibilidad se sustenta en la elevada fluidez de las coladas, sus tonos muy oscuros y su aparente juventud con respecto a los afloramientos volcánicos situados más al Norte, rompiendo la secuencia temporal SO-NE del magmatismo calcoalcalino en la región; además, algunos basaltos ricos en olivino recuerdan mineralógicamente a los basaltos alcalinos de San Juan, si bien estudios geoquímicos de detalle reflejan ciertas diferencias.

Petrográficamente, los basaltos aparecen como rocas holocristalinas de textura porfídica seriada. Como fenocristales se observa la presencia en todos los casos de olivino y clinopiroxeno y, en ocasiones, anfíbol, lo que permite identificar tipos olivínico-piroxénicos, piroxénicos y olivínico-anfibólicos. La matriz está integrada por un fieltro de microlitos de

plagioclasa, con óxidos de hierro y titanio como accesorios. La principal alteración es la de olivino a iddingsita. Las diferencias más destacadas de las andesitas son la ausencia de olivino, la aparición de anfíbol y biotita como fenocristales y la de apatito en la matriz. En función de las proporciones de sus fenocristales, en los tipos basálticos se han reconocido basaltos olivínico-piroxénicos y basaltos andesíticos augítico-olivínicos.

Se carece de datos radiométricos que permitan precisar la edad de la unidad, pudiendo señalarse a este respecto su anterioridad al episodio traquiandesítico de Valle Nuevo, acorde con la pronunciada acción que los agentes erosivos recientes han ejercido sobre ella, razón por la que se ha incluido en el Pleistoceno. De confirmarse su correlación con los basaltos piroxénico-olivínicos de la provincia de Valle Nuevo, podría establecerse su edad en 1.2 ± 0.4 m.a. de acuerdo con la datación efectuada allí mediante K/Ar (Electroconsult, 1983).

2.4.2. Cuaternario sedimentario

Los depósitos sedimentarios cuaternarios presentan escasa variedad, al menos en comparación con los desarrollados en la Cuenca de Azua-San Juan y su área litoral. Su desarrollo está directamente condicionado a la creación de relieve, proceso en el cual debieron intervenir varios factores como el engrosamiento cortical derivado del apilamiento de escamas, el rebote isostático subsecuente al mismo y la acumulación de material volcánico. Así, la elevación del territorio, no sólo favoreció la aparición de un clima periglacial en áreas muy próximas de la contigua Hoja de Sabana Quéliz (sin representación en la de San José de Ocoa) sino también el lógico desarrollo de los procesos gravitacionales y un fuerte encajamiento de la red fluvial, puesto de manifiesto especialmente en los valles de los ríos Ocoa y Banilejo.

2.4.2.1. Glacis (21). Arenas y arenas limosas con niveles de cantos y gravas. Pleistoceno

Poseen en general un escaso desarrollo, disponiéndose a modo de piedemontes y localizándose en las vertientes de los principales valles; configuran pequeñas plataformas elevadas sobre el cauce actual, en algunos casos más de 100m. Con mucho, su mayor desarrollo se localiza en la zona central de la Hoja donde hay buenos ejemplos en EL Pinar, Los Corozos, Los Negros y Sabana Abajo. En esta zona el relieve desciende suavemente

de NE a SO constituyendo una superficie erosionada y fragmentada en los afloramientos hoy visibles.

Predominan las arenas y, en menor proporción, gravas cuya composición es variable en función de su área madre, casi siempre sedimentaria. El tamaño de los cantos y bloques también sufre variaciones notables de acuerdo con la distancia a los relieves, pudiendo superar 50cm. Las arenas muestran una composición de tipo litarenítico. Las arenas limosas y los limos arcillosos son minoritarios, confiriendo tonalidades rojas al conjunto. Son escasas las estructuras sedimentarias halladas, destacando las bases erosivas y los cuerpos canalizados. Su espesor, aunque variable, se puede cifrar entre 5 y 15m.

El encajamiento de la red fluvial actual con respecto a estos depósitos ha sugerido su inclusión en el Pleistoceno; no obstante, la tasa erosiva observada en relación con los últimos huracanes en la isla (David, Georges), sugiere que, al menos los niveles más bajos, corresponden al Holoceno.

2.4.2.2. Terrazas medias-altas, terrazas bajas-medias (22, 23). Cantos, gravas y arenas. Pleistoceno-Holoceno

Los principales sistemas de terrazas corresponden a los ríos Banilejo y, sobre todo, Ocoa, este último el único que presenta un cierto desarrollo de sistemas de aterrazamientos. Ante la falta de relación entre los distintos niveles, en buena parte debido a la precariedad de referencias altimétricas, se han establecido dos grupos: terrazas bajas-medias, en las que se incluyen los niveles inferiores, localizados en la llanura aluvial actual con cotas de +1-5m con respecto al cauce; y terrazas medias-altas, para todas aquéllas claramente descolgadas de la red fluvial actual, con cotas que llegan a superar +20m.

Litológicamente están constituidas por cantos y gravas en los que predominan los fragmentos tonalíticos, volcano-sedimentarios de la Fm. Tireo frente a los conglomeráticos eocenos y carbonatados cretácicos y eocenos, aunque también puede observarse cualquier componente paleógeno en función del área fuente. La granulometría es muy variable, con mayoría de tamaños de orden decimétrico, pero sin que sean excepcionales los superiores a 1m. Las arenas aparecen como una litología subordinada, con composición arcósica y litarenítica.

Aunque no existe un corte tipo de estas unidades, son numerosos los puntos que muestran aspectos parciales de las mismas en los valles de los ríos Ocoa y Banilejo, principalmente. Se observan cicatrices erosivas, bases canalizadas, estratificación cruzada planar y en surco e imbricación de cantos. Su espesor, variable, suele oscilar entre 1 y 10m.

Pese a que no existen criterios determinantes sobre la edad de cada nivel, no cabe duda de que los inferiores son holocenos y los más altos, pleistocenos, razón por la que en conjunto se han incluido en el Pleistoceno-Holoceno, si bien existe una gran incertidumbre en cuanto a los niveles intermedios.

2.4.2.3. Conos de deyección (24). Gravas, arcillas y arenas. Holoceno

Son depósitos frecuentes en el ámbito de los principales valles, aunque con entidad cartográfica sólo se ha diferenciado uno a la salida del arroyo Rincón del Pino afluente de río Ocoa. Su depósito se produce por la llegada de aportes procedentes de valles estrechos a valles más amplios; en ocasiones, la proximidad entre fuentes de aporte da lugar a coalescencia de varios conos. A grandes rasgos se trata de depósitos de gravas heterométricas, de composición condicionada por el área madre en este caso metamórfica y volcánica, englobadas en una matriz areno-arcillosa. Su espesor es muy variable, tanto entre diversos conos como, debido a su geometría, dentro del mismo. En cualquier caso, no debe superar los 5-10m.

2.4.2.4. Deslizamientos de ladera por gravedad (25). Arcillas, cantos y bloques

Las elevadas pendientes de la zona convierten a los depósitos de gravedad en uno de los depósitos más abundantes de misma, destacando entre ellos la presencia de los deslizamientos. Su génesis está relacionada con la existencia de litologías arcillosas y elevadas pendientes y favorecida por la presencia de agua en el subsuelo.

Dentro de este grupo se distinguen diversos tipos cuya delimitación puede resultar difusa en algunos casos; buena parte de ellos se engloban en la siguiente unidad, dentro de los denominados deslizamientos por reptación o *creep*, en tanto que en la presente se han incluido exclusivamente los deslizamientos por gravedad, menos numerosos en esta Hoja pero con algunos ejemplos espectaculares como los que corresponden a los deslizamientos de La Cuchilla, en la ladera derecha de del río Banilejo, y del Bejucal también en la ladera de aguas abajo del río El Canal. Su composición está directamente condicionada por la del

área madre, tratándose en todos los casos de un conjunto heterogéneo de arcillas, cantos y bloques procedentes de la Fm. Ocoa o El Número. Su espesor es muy variable, incluso dentro del propio deslizamiento, estimándose valores máximos próximos a 20m.

2.4.2.5. Deslizamientos de ladera por reptación (26). Arcillas cantos y bloques

Al igual que en el caso de la unidad anterior, su génesis está relacionada con la existencia de litologías arcillosas y elevadas pendientes y favorecida por la presencia de agua en el subsuelo, aunque a diferencia de ella, su velocidad de desplazamiento es menor.

Existen bastantes deslizamientos de este tipo, que se instalan sobre casi todas las litologías arcilloso-limosas de la Hoja aunque con clara preferencia por las Fms. Ocoa y El Número. Destacan los deslizamientos de Los Quemados, El Tapete y Derrico Blanco en la ladera derecha del río Ocoa, el de La Ciénaga, al norte de Sabana Larga, y algunos entorno a Rancho Los Negros y La Mercancía en el sector central de la Hoja.

Como en la unidad precedente, su litología varía en función de la de su área de cabecera. Así, la matriz arcilloso-margosa dominante aparece englobando cantos y bloques de naturaleza eminentemente carbonatada y conglomerática en el caso de las Fms. Ocoa y El Número, en tanto que en la Fm. Tireo los bloques de los deslizamientos son de naturaleza volcánica y volcanoclástica. Lógicamente, su espesor es muy variable, pudiendo estimarse valores de orden decamétrico. Por su relación con el relieve actual se han incluido en el Holoceno.

2.4.2.6. Coluviones (27). Arenas limosas con cantos y bloques

Pese a las importantes elevaciones existentes en la Hoja, ni poseen excesiva representación en ella, ni se han encontrado ejemplares dignos de mención. Su morfología es muy variable, así como su lugar de desarrollo dentro de las laderas.

Son depósitos de reducido espesor, de orden métrico, y litología muy variable, directamente influida por la composición de su área de origen. En general, predominan los cantos heterométricos subangulosos incluidos en una matriz areno-arcillosa. Por su relación con el relieve actual se asignan al Holoceno.

2.4.2.7 Llanura de inundación (28). Limos con niveles cantos, arenas y gravas. Holoceno

En relación con el amplio cauce del río Ocoa, se han separado zonas de desbordamiento que, en conjunto configuran la llanura aluvial del río. En ellas, los depósitos son similares a los de fondo de valle que a continuación se describen, aunque con un cierto predominio de los limos sobre las arenas y las gravas. Durante el paso del huracán George, estas zonas fueron completamente inundadas por las aguas crecidas del río Ocoa.

2.4.2.8. Fondos de valle (depósitos localmente discontinuos) (29).Bloques, cantos, arenas y gravas. Holoceno

Pese a la profunda disección fluvial del relieve de la región, se trata de depósitos con escasa representación en la Hoja, debido fundamentalmente al carácter angosto de los valles; los más destacados corresponden a los ríos mencionados en los apartados anteriores, es decir, Banilejo, El Canal y Ocoa, que además han constituido un espectacular ejemplo de la dinámica fluvial bajo condiciones de muy alta energía con el paso del huracán Georges, tanto en cuanto a los procesos de tipo erosivo como sedimentario se refiere. Evidentemente, no cabe duda de su edad holocena.

Las gravas son su constituyente principal; son gravas redondeadas heterométricas, con predominio de los tamaños comprendidos entre 5 y 25cm, si bien no son extraños los bloques superiores a 3m, ni tampoco las arenas. Su composición también es muy variable, pero en los grandes ríos y arroyos refleja no sólo las áreas de tránsito sino también en gran medida la constitución de las zonas de cabecera: conglomerados polimícticos eocenos y rocas carbonatadas cretácicas y eocenas, así como rocas volcano-sedimentarias de la Fm. Tireo. Su potencia es muy variable y difícil de evaluar, pero en función de lo observado en las terrazas debe estar comprendida entre 1 y 5m.

3.TECTONICA

En este capítulo se abordan las características estructurales de la Hoja de San José de Ocoa y su evolución tectónica. Como preámbulo, se hace una exposición del complejo contexto geodinámico de la isla de La Española y de las más aceptadas hipótesis evolutivas de la placa del Caribe, en cuyo margen septentrional se encuentra ubicada esta isla. Posteriormente se contempla el marco geológico-estructural de la zona de estudio, enumerándose los principales dominios y estructuras que directa o indirectamente intervienen en ella. A continuación se describe en detalle la estructura interna de cada uno de estos dominios referida principalmente al ámbito de la hoja y su entorno más inmediato. El resultado es una propuesta de evolución tectónica para el conjunto de la región.

3.1 Contexto geodinámico de la isla La Española

La isla de La Española forma parte del denominado Gran Arco del Caribe, una cadena de arcos de isla que desde Cuba hasta el norte de Colombia y Venezuela, circunda marginalmente la placa del Caribe (Mann et al., 1991 b) (Fig. 3.1.1). El sector septentrional de este arco, correspondiente a las Antillas Mayores, ha permanecido inactivo desde su colisión con la plataforma de las Bahamas. Esta colisión, muy posiblemente oblicua, fue diacrónica, ya que comenzó en el Eoceno medio en Cuba (Pardo et al., 1975) y terminó en el Oligoceno inferior en Puerto Rico (Dolan et al., 1991). Entre estas dos islas, en el segmento correspondiente a La Española, la colisión ocurrió en el intervalo Eoceno medio-superior, produciendo el amalgamamiento o soldadura definitiva de todas las unidades de arco de isla.

Existe un común acuerdo en que todos los segmentos del Gran Arco de Islas del Caribe son litológicamente similares y que todos ellos se empezaron a formar en el Pacífico, a partir del (Jurásico superior)-Cretácico inferior (Mann et al., 1991 b), como un arco volcánico más o menos continuo, el cual migró hacia el Este durante el Cretácico superior y parte del Terciario, hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindel y Barret 1990, Pindel 1994) (Fig. 3.1.2)). Los procesos relacionados con el desarrollo y evolución de este arco son los que conforman el cuerpo fundamental de este capítulo. En sectores al Oeste de la zona de estudio (p.e. Hojas de Villa Altagracia, Arroyo Caña, Bonaó, Hatillo), la presencia

de una importante discordancia regional en el Aptiano-Albiano y el contraste en el estilo de la deformación por encima y por debajo de la misma, permite separar estos procesos en dos partes, los relacionados con la **tectónica pre-Albiana**, y los relacionados con la **tectónica del Cretácico superior-Eoceno**.

En la Hoja de San José de Ocoa y su entorno más inmediato, los procesos relacionados con la tectónica pre-Albiana no tienen registro, mientras que el intervalo Cretácico superior-Paleógeno inferior está dominado por los procesos magmáticos derivados de la subducción

Fig 3.1.1

Fig. 3.1.2

con polaridad al SO, que dieron lugar al desarrollo principal del arco de islas. Entre éstos procesos magmáticos cabe destacar el depósito extensivo de la Fm. Tireo y la intrusión de volúmenes importantes de granitoides a lo largo del eje de la Cordillera Central-Massif du Nord.

En esta zona los primeros procesos tectónicos propiamente dichos se produjeron como consecuencia de la convergencia continuada del arco de islas con el margen meridional de la placa norteamericana resultando, a partir del Eoceno, en el desarrollo de imbricaciones internas en el basamento de arcos de islas y en la deformación de la contigua unidad de Peralta como un cinturón de pliegues y cabalgamientos con vergencia SO. Más en detalle, esta deformación se contempla en un contexto de subducción (*underthusting*) del fragmento del *Plateax* Oceánico del Caribe que caracteriza el sector meridional de la isla (y el sustrato del actual Mar del Caribe), bajo el moribundo arco de islas (Heubeck y Mann, 1991, Dolan et al., 1991).

Posteriormente hay que considerar la **tectónica de desgarres** cuya incidencia se generalizó en toda la isla a partir **del Mioceno (hasta la actualidad)**, una vez que todos los elementos integrantes de la misma, especialmente sus segmentos meridional y centro-septentrional, 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 el *Plateax* Oceánico. Esta produjo, a partir del Eoceno medio, la apertura del Surco del Caimán en un régimen transtensivo (Mann et al., 1991 b) y culminó a partir del Mioceno superior, en un contexto transpresivo para todo el conjunto de la isla. Los últimos estudios sobre el contexto neotectónico de la isla, han determinado el movimiento relativo de la placa del Caribe hacia el Este en relación a las placas Norte y Sudamericanas (Dolan y Mann, 1998) (Fig. 3.1.3). Este movimiento relativo es acomodado, en el margen septentrional de la isla por el cabalgamiento frontal de la fosa de Puerto Rico, *offshore*, y por la falla Septentrional, *onshore*, en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera y los movimientos sinestrales, en la segunda (Dolan y Mann, 1998; Dolan et al., 1998).

En el interior de la isla, el citado movimiento relativo lo articula principalmente la **falla de Enriqueillo-Plantain Garden** (Mann et al., 1991 a) Esta falla, también con movimiento

Fig 3.1.3

sinestral, 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. Según Dolan y Mann (1998), las fallas Septentrional y de Enriquillo-Plantain Garden, individualizan la microplaca de Gonave que en la actualidad está en un proceso de escisión de la placa caribeña y de acreción a la placa Norteamericana por cizallamiento a favor de las dos estructuras mencionadas. 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 el **ridge de Beata** (Heubeck y Mann, 1991), promontorio alargado con forma de cuña hacia el Norte que se dispone en el centro del *Plateaux* Oceánico del Caribe con una dirección NNE-SSO transversalmente a los límites meridional de la isla La Española y septentrional de la placa Sudamericana (Mauffret y Leroy, 1997). Según Heubeck y Mann (1991) y Mann et al. (1991 c), el *ridge de Beata* funcionó a partir del Plioceno medio como un *indenter* que, empujado desde el otro margen, bajo el cual subduce (Mauffret y Leroy, 1997), colisionó con el sector central de La Española, “incrustándose” en una zona no del todo bien definida pero que más o menos coincide con la bahía de Ocoa. Pese a que la presencia del *ridge de Beata* en la zona estudio es muy localizada y se limita al *offshore* de la bahía de Ocoa, los efectos del *indenter* afectan a un amplio sector de la misma. A él se asocia una intensa fracturación, de dirección subparalela a la del propio *indenter* que, a modo de corredor con una anchura superior a los 20km discurre desde la citada bahía de Ocoa hasta al menos las inmediaciones de Bonao. Este corredor parece ser una importante fuente de sismicidad (Chiesa et al., 1999). Asimismo, en la zona de colisión se produjo, como consecuencia del mismo proceso, la rotación horaria de las escamas frontales del cinturón de Peralta (Heubeck y Mann, 1991).

Por último, hay que hacer mención, por sus implicaciones neotectónicas, al **vulcanismo cuaternario** del sector centro-occidental de la isla, de naturaleza principalmente calcoalcalina aunque en sus estadios finales también hay emisiones de carácter alcalino. Este vulcanismo tiene una presencia amplia en la zona al disponerse en una banda de dirección NNE-SSO y 10 a 20km de ancho que atraviesa las Hojas de Yayas de Viajama,

Padre Las Casas, Sabana Quéliz y Constanza. Para algunos autores (Mann et al., 1991 b) el paralelismo entre la banda de vulcanismo cuaternario y el *ridge* de Beata y la similar edad de los dos procesos, que en el caso del primero es progresivamente más moderna 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 vulcanismo también pudo estar controlado por la terminación oriental de la falla de Enriquillo en un contexto transtensional.

3.2 Marco geológico-estructural de la zona de estudio

La Hoja de San José de Ocoa se localiza en las estribaciones surorientales de la Cordillera Central, principalmente sobre su flanco meridional si bien su sector NE se puede considerar como parte de la zona axial de esta cadena. Los dominios estructurales en ella representados son, de NE a SO, los siguientes (Fig. 3.2.1 y 3.2.2):

- Un **basamento** constituido por *terrenos* y formaciones de arco isla que, generados y amalgamados durante el intervalo Jurásico superior-Eoceno, forman parte del Gran Arco de Islas del Caribe (Mann et al., 1991 b). Los sectores más occidentales/meridionales de este basamento, entre ellos los correspondientes a la zona de estudio, están representados por la formación o *terreno* (estratigráfico) del Tireo el cual consiste en una potente serie de rocas volcanoclásticas con intercalaciones menores de lavas y niveles sedimentarios, perteneciente al Cretácico superior. La estructura interna de este basamento, difícil de descifrar por los fuertes relieves y su dificultad de acceso, se caracteriza por la presencia de una serie de imbricaciones o escamas y pliegues de gran radio asociados, con vergencia general hacia el SO, cuya dirección varía desde la aproximadamente E-O de los sectores más septentrionales (Hoja de Constanza) a la N-S de los más meridionales (Hojas de Sabana Quéliz y San José de Ocoa).
- El **cinturón de Peralta**, también descrito en la literatura como el *terreno* (estratigráfico) de Trois-Rivieres-Peralta, consiste en una potente secuencia de rocas sedimentarias (localmente metasedimentarias en Haití) del Cretácico superior- Pleistoceno? que con una dirección general NO-SE discurre a lo largo del flanco meridional de la Cordillera Central-Massif du Nord de La Española. Este dominio forma parte de la orla de cuencas tras-arco que acompaña al Gran Arco de Islas del Caribe (Mann et al., 1991 b). En su

sector suroriental, Heubeck (1988), Heubeck et al (1991) y Dolan et al. (1991) han subdividido la estratigrafía del cinturón en tres grandes grupos deposicionales, separados entre sí por discordancias mayores que, en algún caso, pueden estar retocadas por fallas: El Grupo Peralta, de edad Paleoceno-Eoceno, el Grupo Río Ocoa, de edad Eoceno medio-Mioceno inferior, y el Grupo Ingenio Caei, del Mioceno inferior-Pleistoceno. En el ámbito de la zona de estudio, solamente el Grupo Peralta está representado con todas sus formaciones, de muro a techo, Fm. Ventura, Fm. Jura y Fm. Sierra del Número, mientras que del Grupo Río Ocoa sólo aflora su formación basal, la Fm Ocoa, quedando las formaciones suprayacentes de El Limonal y La Majagua y todo el Grupo Ingenio Caei circunscritas a sectores más orientales del cuadrante 1:100.000 de San Cristóbal.

La estructura interna del cinturón de Peralta y, más concretamente, del Grupo Peralta, está definida por un sistema de cabalgamientos y pliegues genéticamente relacionados, cuyo desarrollo se ha querido correlacionar con el del prisma acrecional de la Fosa de los Muertos (Biju-Duval et al., 1983; Heubeck y Mann, 1991). Esta deformación se ha situado, a partir del Eoceno, en un contexto de subducción (*underthusting*) del fragmento del *Plateax* Oceánico del Caribe que caracteriza el sector meridional de la isla (y el sustrato del actual Mar del Caribe) bajo el moribundo arco de islas, representados por los *terrenos* cretácico-eocenos de la Cordillera Central y del resto de la isla, de tal forma que el cinturón de Peralta ocultaría una sutura entre dos fragmentos litosféricos (oblicuamente) convergentes (Heubeck y Mann, 1991, Dolan et al., 1991). En este contexto, las formaciones del Grupo Río Ocoa se interpretan como megasecuencias de cuenca delantera de arco depositadas sobre la parte interna del prisma acrecional, en algunos casos (Fm.Ocoa) con un fuerte control tectónico. Alternativa o adicionalmente los autores mencionados también relacionan la deformación del cinturón de Peralta con un corto evento de colisión oblicua y/o movimiento en dirección de la plataforma carbonatada de las Bahamas con las Antillas Mayores, el cual pudo haber inducido una componente de retrocabalgamientos en el cinturón de Peralta. La cartografía de la parte del cinturón, y zonas contiguas, realizada en el presente proyecto, ha permitido precisar la geometría de la deformación en el mismo, lo que implícitamente conlleva la revisión de los modelos estructurales arriba expuestos.

Fig. 3.2.1

- La **cuenca de Azua** que, en realidad, constituye los extremos meridional y oriental, respectivamente, de dos cuencas de mayor rango geográfico, la de San Juan y la de Enriquillo. Estas cuencas, junto con otras similares y diversas sierras mal conocidas, todas ellas situadas en el sector centro-occidental 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* de Hobbs et al 1976), la cual consiste 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*” (Willis, 1928). Las cubetas están rellenas por materiales del Mioceno medio-Pleistoceno, pertenecientes a ambientes marinos en la base y continentales a techo, conformando en conjunto una macrosecuencia somerizante. Los domos anticlinales sacan a la superficie series más antiguas, generalmente carbonatadas, del Paleoceno-Mioceno medio, algunas de las cuales podrían ser, al menos parcialmente, correlacionables con series equivalentes del Grupo Peralta (p.e. Fms. Neiba y Fm. Jura). No obstante, algunas de las sierras principales (Bahoruco, Neiba, Chaîne de Matheux en Haití) muestran en sus núcleos rocas ígneas y volcánicas atribuidas al intervalo Cretácico superior-Eoceno. En el estricto ámbito de la cuenca de Azua estudiado en el presente proyecto, las rocas más antiguas aflorantes en las estructuras anticlinales pertenecen a la Fm. Sombrerito, del Mioceno, que también es la formación más antigua alcanzada en los sondeos petrolíferos realizados en la cuenca.

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

En el ámbito de la zona de estudio, los contactos entre estos tres dominios son cabalgantes, en sentido SE, los más antiguos sobre los más modernos, aunque posteriormente han podido ser modificados a fallas con movimiento en dirección (Fig. 3.2.3). Así, el basamento cabalga sobre el cinturón de Peralta mediante la denominada falla de San José-Restauración (Mann et al., 1991 b), que en sectores más noroccidentales tiene una traza subvertical y se le supone movimientos en dirección tardíos. No obstante, en las Hojas de Padre Las Casas y Gajo del Monte, se ha cartografiado, localmente, un contacto discordante por *onlap* de las formaciones Ventura y Jura sobre la formación Tireo, lo que regionalmente implica que esta formación debe ser el sustrato de al menos una parte del cinturón de Peralta. El contacto de este último dominio con la cuenca de Azua se produce mediante un cabalgamiento frontal de ángulo relativamente tendido que viene a representar la terminación de la falla San Juan-Los Pozos. Esta falla ha sido definida en sectores más noroccidentales donde, de forma no muy acorde con el mencionado carácter cabalgante observado en la zona de estudio, se piensa que, durante el intervalo Oligoceno-Mioceno, ha acomodado desplazamientos sinestrales de más de 400km entre las placas Norteamericana y Caribeña (Pindel y Barret, 1990; Dolan et al., 1991).

Como se ha mencionado anteriormente, la evolución tectónica de esta región comienza a partir del Eoceno una vez que todos los *terrenos* de arco isla que forman la Cordillera Central y el resto de territorios septentrionales de la isla hubieran sido amalgamados al gran Arco de Islas del Caribe. La estructura interna de buena parte de estos *terrenos* y su compleja evolución estructural desde el Jurásico superior hasta el Eoceno se describen en las memorias de las Hojas 1:50.000 contiguas de Bonaó, Hatillo, Villa Altagracia y Arroyo Caña, integradas en el mismo Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, cuya consulta se sugiere en caso de interés.

3.3 Estructura de los principales dominios y de las tectónicas más recientes con incidencia total o parcial en los mismos.

En este apartado se describe por separado la estructura interna de cada uno de los tres dominios citados anteriormente. También se describen bajo epígrafes diferentes las tectónicas más recientes que afectan al conjunto de la región (Tectónica de desgarres de Mioceno superior-actualidad) o a sectores parciales de la misma (Tectónicas relacionadas con la colisión del Ridge de Beata o con la terminación oriental de la falla de Enriqueillo)

3.3.1 Estructura del basamento

En la zona de estudio, el basamento está representado por la Fm. Tireo. Pese a que ésta es una formación relativamente bien conocida desde el punto de vista litológico, son muy escasas y locales las referencias a su estructura interna las más importantes de las cuales, están recogidas en el trabajo compilatorio de Lewis et al (1991).

La estructura de la Fm. Tireo está definida por la presencia de una serie de cabalgamientos que delimitan escamas o imbricaciones internas y por un plegamiento genéticamente relacionado con el desarrollo de éstas (Figs. 3.2.2 y 3.2.3). En las Hojas de San José de Ocoa y Sabana Quéliz se han identificado, por encima del cabalgamiento frontal del basamento, hasta cuatro de estos cabalgamientos que individualizan un mínimo de cinco escamas. Más al norte, en la Hoja de Constanza, se han cartografiado otros tres cabalgamientos de rango mayor, con una posición estructural suprayacente a los anteriores, lo que daría un total de ocho escamas principales. La identificación de estos cabalgamientos y escamas se ha de realizar en campo ya que la foto aérea es insuficiente. Esta labor es extremadamente difícil dado lo escarpado del relieve, su dificultad de acceso y la ausencia de niveles de referencia fiables que marquen las repeticiones. Por estas razones, no se descarta que el número de cabalgamientos citado sea el mínimo y que futuros reconocimientos de campo revelen una estructura interna aún más compleja.

En la Hoja de Constanza los cabalgamientos tienen una dirección general E-O que pasa a ser N-S a NNO-SSE en las hojas de Sabana Quéliz y San José de Ocoa, mediante un brusco giro cuya naturaleza se discutirá más adelante (Fig. 3.2.2). La traza de los cabalgamientos es relativamente rectilínea, denotando buzamientos altos, generalmente superiores a los 45° , siempre hacia el E/N consecuentemente con sus vergencias generalizadas en sentido opuesto. Las geometrías más probables de los cabalgamientos parecen corresponder, al menos en las Hojas de Sabana Quéliz y San José de Ocoa, a rampas de bloques de techo (o bloques cabalgantes) sobre rellanos de bloques de muro (o bloques cabalgados). Esta conclusión deriva de dos observaciones. Una, es la presencia de niveles muy continuos de calizas en el bloque de muro inmediatamente debajo y subparalelos a los planos de cabalgamiento; la otra es que los buzamientos de la estratificación en los bloques de techo suelen ser algo menores que el de los planos de cabalgamiento. Esta geometría implica desplazamientos entre escamas relativamente altos que en un corte compensado serían difíciles de cuantificar al no haber niveles de referencia

Fig. 3.2.2

Fig. 3.2.3

concretos. En conjunto, la disposición de las escamas parece corresponder a la de un abanico imbricado, con buzamiento monoclinal hacia el E/N en el cual las escamas estructuralmente más altas parecen tener buzamientos progresivamente mayores (Fig.3.2.3). Esto último conlleva ciertas implicaciones genéticas ya que sugiere un modelo de emplazamiento de las mismas “normal” o hacia el antepaís.

En relación al plegamiento, que es singenético al desarrollo de los cabalgamientos, la geometría de “rampa de bloque de techo” sobre “rellano de bloque de muro”, apunta preferentemente a pliegues de “acomodación” (*fold bend folds* en terminología anglosajona), los cuales reproducen la morfología de la lámina cabalgada conforme van pasando por encima de ella. Estos pliegues son más comunes en configuraciones litológicas del tipo “multicapa” en las que no hay una superficie de despegue bien definida, tal y como ocurre en la Fm. Tireo. No obstante la determinación de la geometría de los pliegues implica estudios específicos fuera del alcance del presente trabajo y no se excluye la presencia de pliegues de “propagación” (*fault bend folds*) dentro de esta unidad.

Los planos de los cabalgamientos son difíciles de observar a escala de afloramiento y cuando así ocurre lo normal es que tengan sobreimpuestos los efectos de una tectónica posterior que borran o enmascaran las deformaciones derivadas de la tectónica de cabalgamientos. No obstante en algunos puntos de las Hojas de Sabana Quéliz (p.e. arroyo Copey, cerca de Quita Sueño; río Nizao a la altura de Desecho Largo) y de San José de Ocoa (p.e. camino a La Nuez) se han podido hacer observaciones puntuales en algunos de estos planos. De ellas se deduce que la deformación asociada a estos cabalgamientos, al menos al nivel estructural representado en las hojas mencionadas, es de tipo esencialmente frágil y suele estar acompañada por el desarrollo en bandas de una roca o harina de falla que generalmente consiste en una cataclasita foliada. Estas bandas, de espesor decimétrico a métrico, son sobre todo frecuentes en los tramos contiguos al plano de cabalgamiento aunque aparentemente tienen mayor desarrollo en el bloque cabalgante que en el cabalgado. Así se observa en el arroyo Copey (Hoja de Sabana Quéliz), donde la zona de deformación asociada al bloque cabalgante disminuye progresivamente hacia techo, alcanzando un espesor total superior a los 60ms. En esta localidad, el estudio de las láminas delgadas de las rocas de falla, en este caso derivadas de la trituración de la serie volcanoclástica de Tireo, muestran el desarrollo de un metamorfismo dinamo-térmico incipiente, de grado bajo a muy bajo, correspondiente a facies de los subesquistos verdes,

que está definido por la rehidratación y retrogradación de los minerales ígneos originales (plagioclasa y anfíbol) y da lugar a un crecimiento de clorita, micas blancas, carbonatos y sericita a favor de los planos de cizalla anastomosados. También se observan venas rellenas de clorita y cuarzo sintéticas al sentido de movimiento. Este, como se deduce de la geometría de la micro y mesofábrica y de las abundantes estrías de calcita existentes sobre el plano de falla, es consistente con un desplazamiento del bloque de techo hacia el Oeste.

La Fm. Tireo se pone en contacto con el cinturón de Peralta mediante un cabalgamiento frontal cuyo plano es ligeramente más tendido (30-45°) que el de los cabalgamientos suprayacentes. Esta estructura tiene una notable continuidad en toda la zona de estudio aunque está localmente interrumpida y desplazada por las numerosas fallas de dirección OSO/ENE a ONO/ESE relacionadas con la posterior tectónica de desgarres del Mioceno superior-actualidad. Una excepción a esta continuidad se da en las Hojas de Padre Las Casas y Gajo de Monte donde la traza del cabalgamiento se pierde en superficie y el contacto entre el basamento y el cinturón de Peralta se resuelve por medio de una discordancia de las Fm Ventura y Jura sobre la Fm. Tireo. En este caso es posible que la traza del cabalgamiento haya sido desplazada en profundidad, y su movimiento transferido hacia las posiciones occidentales más adelantadas, mediante una falla transversal o *tear fault* cuyo reflejo en superficie no está bien definido. La existencia de la discordancia mencionada tiene importantes repercusiones regionales puesto que implica que la Fm. Tireo es, al menos en parte, el sustrato del cinturón de Peralta. A este respecto conviene indicar que se desconoce la extensión de este sustrato hacia el antepaís ya que los sondeos de petróleo realizados en la cuenca de Azua sólo atraviesan las formaciones más superficiales. También se desconoce si los afloramientos de rocas basálticas y volcanoclásticas de Cretácico superior-Eoceno, que ocupan el núcleo de la sierra de Neiba (Mann et al 1991b), son correlacionables con la Fm. Tireo.

En sentido estructuralmente ascendente, las imbricaciones internas de la Fm. Tireo, y la propia formación, están delimitadas por el cabalgamiento del Río Yuna, aflorante en sectores inmediatamente más orientales representados en la Hoja de Arroyo Caña. Este cabalgamiento, con una dirección subparalela a los infrayacentes, superpone el Complejo Duarte a la Fm. Tireo, con un desplazamiento desconocido. Un cabalgamiento homólogo a éste, situado todavía en posiciones más orientales dentro de la misma Hoja, es el de la Yautía, generado en el seno del batolito de gabros y gabro-noritas del mismo nombre y que superpone parcialmente los sectores más orientales de éste sobre una intrusión más tardía

de tonalitas no foliadas. Estos dos cabalgamientos se caracterizan por ser de tipo dúctil, y a ellos se asocia una intensa deformación retrógrada e hidratación que da lugar a la formación de fábricas miloníticas y filoníticas que se disponen en bandas subparalelas y adyacentes a los planos de cabalgamiento, con espesores superiores los 100 m. El análisis detallado de estas estructuras se realiza en la memoria de la Hoja de Arroyo Caña. Aunque la relación de estos dos cabalgamientos con las imbricaciones internas de la Fm. Tireo no están todavía establecidas, en el presente trabajo se sugiere que bien podrían representar las primeras, y por tanto más internas y profundas imbricaciones del basamento dentro de la secuencia de propagación “normal” o hacia el antepaís descrita anteriormente. Esta interpretación explicaría el contraste en el estilo de la deformación entre los primeros cabalgamientos, más internos y profundos, de tipo dúctil, y los últimos, desarrollados en la formación Tireo, más externos y someros y, por tanto, de tipo frágil.

Anteriormente se hizo mención al brusco cambio de directrices, próximo a los 90°, que los cabalgamientos internos de la Fm. Tireo muestran al pasar, de direcciones aproximadamente E-O en la Hoja de Constanza, a direcciones casi N-S en las de Sabana Quéliz y San José de Ocoa. Este cambio, que afecta tanto a los citados cabalgamientos internos como al propio cabalgamiento frontal se podría asimilar al giro que sufre una lámina cabalgante al adaptarse a una rampa lateral. En este caso el cabalgamiento frontal avanzaría con la dirección regional NO-SE a E-O y al llegar a la “esquina” representada en el sector NE de la Hoja de Sabana Quéliz, giraría 90 grados, y con él los cabalgamientos suprayacentes, para adaptarse a la morfología de una rampa lateral, de dirección N-S, existente en el bloque cabalgado (Fig. 3.3.1). Este mismo modelo serviría para explicar, en las hojas de Sabana Quéliz y San José de Ocoa, la presencia de al menos dos fallas normales sobre impuestas parcialmente a las trazas de los cabalgamientos. Estas serían *drop faults*, es decir fallas normales generadas exclusivamente en el bloque cabalgante para acomodar el exceso de espacio producido en el giro.

Por último queda hacer mención a la edad de las estructuras descritas. Esta se acota, en su límite inferior por la edad Cretácico superior de los materiales de la Fm. Tireo a los que afecta, es decir, todas las estructuras son post-cretácicas. Existen dudas de que los cabalgamientos afecten también a los cuerpos de tonalitas no foliadas que intruyen en la Fm. Tireo. En este caso la cartografía, muestra contactos ambiguos, derivados de la imposibilidad de observación de los mismos, y que impiden hacer precisiones en uno u otro sentido. En cualquier caso estas tonalitas no foliadas no tienen dataciones suficientemente

Fig. 3.3.1

clarificadoras (ver memoria de la Hoja de Arroyo Caña) que ayuden a resolver el problema. Por otra parte, en la zona de estudio, el cabalgamiento frontal cobija los materiales de la Fm. Ocoa y por tanto su edad es, como mínimo, Eoceno terminal, o mejor, Oligoceno basal, aunque esta edad podría ser bastante más moderna si los conglomerados masivos de la Fm Ocoa fueran correlacionables con la Fm El Limonar de Heubeck (1988), del Oligoceno. Aplicando el modelo de propagación de la deformación “normal” o “hacia el antepaís” que hasta ahora se viene considerando, lo más probable es que las primeras imbricaciones en el basamento comenzaran hacia el Eoceno superior (o ligeramente antes), coincidiendo con la irrupción de la Fm Ocoa en la cuenca frontal (cinturón de Peralta), de marcado carácter tectosedimentario y cuyo depósito implica un fuerte levantamiento de la zona axial de la Cordillera Central. El resto de los cabalgamientos se habrían formado a lo largo del Oligoceno, conforme la deformación se propagaba hacia el antepaís, hasta que en el Mioceno inferior todo el conjunto del basamento llegó a superponerse al cinturón de Peralta mediante el cabalgamiento frontal. Simultánea o posteriormente, hay autores (Dolan et al., 1991) que señalan un funcionamiento del contacto basamento/cinturón de Peralta como falla con movimiento en dirección dextral (Heubeck y Mann, 1991), circunstancia no comprobada en el presente trabajo.

3.3.2 Estructura del cinturón de Peralta

La estructura del sector suroriental del cinturón de Peralta ha sido objeto de diversos estudios cuyos aspectos más significativos han sido resumidos por Dolan et al (1991). Destacan las primeras cartografías de Wallace (1945, inédito), los estudios bioestratigráficos y el primer corte sintético de la zona realizado por Bourgois (1979), o la interpretación de Biju Duval et al (1983) que a partir de datos estratigráficos y estructurales de superficie y de su correlación *offshore* con la fosa de los Muertos, interpreta la región como parte integrante de un prisma acrecional con vergencia al Sur. Posteriormente, las tesis doctorales de Mann (1983), Dolan (1988) y Heubeck (1988), establecieron las características estructurales y estratigráficas básicas del cinturón de Peralta y sentaron las bases para estudios posteriores más detallados, tales como los de Dolan et al. (1991) y Heubeck y Mann (1991), que se recogen en el volumen monográfico o *Special Paper 262* de la Sociedad Geológica Americana. Estos últimos trabajos y otros colaterales como los de Heubeck et al. (1991) y Witschard y Dolan (1990) son los que han servido de punto de partida para el desarrollo de la presente memoria. No hay que olvidar las aportaciones de Mercier de Lepinay (1987)

quien designa la parte estratigráficamente inferior del cinturón o Grupo Peralta con el nombre de “Flysch Dominicano”.

Uno de los aspectos más destacados del trabajo de Dolan et al. (1991) es la distinción de dos tipos de estructuras dentro del cinturón de Peralta. Unas corresponden a fallas inversas y cabalgamientos que sólo parecen afectar a la parte inferior del Grupo Peralta, es decir, la Fm. Ventura y, en todo caso, la Fm. Jura y, por tanto tendrían una edad eocena. Según estos autores estas fallas se concentran en bandas o tramos de espesores variables, que pueden alcanzar hasta los 1800 m de potencia, los cuales se caracterizan por una intensa distorsión de la estratificación (*stratal disruption*) en forma de pliegues isoclinales de tipo dúctil, *boudinage*, cizallamiento, etc, a los que acompaña el desarrollo de fábricas localmente penetrativas. Esta distorsión se supone producida en un estado de prelitificación simultánea e inmediatamente posterior al depósito de las formaciones mencionadas. El otro tipo de estructuras descrito por Dolan et al. (1991), son fallas inversas y cabalgamientos de tipo frágil y un plegamiento asociado que, con excepción del grupo Ingenio Caei que las fosiliza, parecen afectar a todo el paquete sedimentario del cinturón de Peralta, por lo que se les atribuye una edad del Mioceno inferior.

Basándose en esta distinción, Dolan et al (1991) y Heubeck y Mann(1991), proponen dos fases principales de deformación en el cinturón de Peralta. La primera tendría lugar durante el Eoceno superior y a ella correspondería la “distorsión” estratigráfica sinsedimentaria del Grupo Peralta, sobre todo su parte baja. Esta fase se relaciona, bien con un régimen transpresivo asociado a los primeros movimientos en dirección, sinestrales, a lo largo del límite entre las placas norteamericana y caribeña, o también a un corto periodo de convergencia(oblicua) causada por la colisión con la plataforma de las Bahamas; la cual repercutía en el cinturón de Peralta en forma de retrocabalgamientos. En cualquiera de los casos, el cinturón de Peralta se interpreta como un prisma acrecional adyacente a la Cordillera Central, correlacionable con la fosa de los Muertos, en cuya parte interna se depositaría la Fm. Ocoa. La segunda fase en realidad sería una prolongación de la anterior y derivaría de la continuada convergencia (oblicua) con el sector meridional de la isla que acabaría produciendo la subducción, sin magmatismo asociado, o *underthrusting* del *Plateaux* Oceánico del Caribe bajo la Cordillera Central y el resto de los terrenos del arco de islas. Esta fase se sitúa en el Mioceno inferior y sería la responsable de la deformación de todo el cinturón mediante cabalgamientos, fallas y pliegues asociados de tipo frágil.

Como se verá más adelante, la cartografía del cinturón de Peralta realizada en el presente proyecto aporta datos que, si bien en el contexto general son aproximadamente coincidentes con los anteriores, en el detalle difieren sustancialmente de ellos. Esto concierne especialmente a la importancia atribuida por Dolan et al (1991), Heubeck et al (1991) y Witschard y Dolan (1990) a la deformación sinsedimentaria o *stratal disruption* descrita anteriormente, cuya presencia se considera, según la nueva cartografía, de menor entidad o incluso prácticamente inexistente en la mayor parte de la zona estudiada. Esta circunstancia simplifica notablemente el estudio y la interpretación de la región, que en este trabajo se contempla desde la perspectiva de un clásico cinturón de pliegues y cabalgamientos.

El cinturón de Peralta tiene una excelente representación y sus estructuras están muy bien definidas en la Hoja de San José de Ocoa. Sin embargo, en el estudio de un cinturón de pliegues y cabalgamiento de este tipo conviene tener en cuenta la evolución lateral del mismo, por lo que a continuación también se hará referencia a estructuras en las Hojas contiguas. Dado su diferente estilo de deformación, la descripción se aborda de forma separada para el Grupo Peralta, primero, y la Fm Ocoa, después.

3.3.2.1 La estructura del Grupo Peralta

El desarrollo de cabalgamientos de dirección NO/SE y pliegues asociados que, como se ha mencionado anteriormente, caracteriza la estructura del cinturón de Peralta, se concentra esencialmente en sus niveles estratigráficos inferiores, correspondientes al Grupo Peralta. Sin embargo, dentro del propio Grupo Peralta, la distribución de estas estructuras no es uniforme sino que sigue una marcada zonación desde los **niveles estructuralmente inferiores**, situados al SO, donde **predominan los cabalgamientos**, pasando por los **niveles estructuralmente intermedios**, donde **predominan los pliegues**, hasta llegar, más al NE, a los **niveles estructuralmente más altos**, en los que el estilo estructural es el de una **serie monoclin**al con buzamiento general al NE, que también caracteriza a la suprayacente Fm. Ocoa (Fig. 3.2.2). Esta zonación, que conlleva un distinto grado de erosión para cada uno de los niveles, mayor cuanto más bajos, se interpreta como la expresión en superficie de la estructura profunda del cinturón y ha servido para la elaboración del corte regional de la Fig. 3.2.3 y de los cortes parciales que acompañan cada una de las hojas.

Así, la **serie monoclinal** de los sectores nororientales debe marcar la posición en profundidad de una importante rampa en el bloque de muro o bloque cabalgado, esto es, la cuenca de Azua, delimitando al mismo tiempo la parte cobijada de esta cuenca bajo el cinturón de Peralta. Hacia el SO, los **niveles estructurales intermedios con un desarrollo predominante de pliegues** se interpreta que corresponden a aquellos sectores del cinturón que se sitúan inmediatamente encima de la rampa o sobre la culminación de ésta. Esta zona de pliegues está limitada en su frente por un cabalgamiento de gran continuidad lateral e importante salto en la vertical que en la Hoja de San José de Ocoa se ha denominado cabalgamiento de El Naranjo (Fig. 3.2.2). Al norte de este cabalgamiento, la posición de las charnelas de los pliegues sinclinales muestra para todo este conjunto una posición estructural más alta y un nivel de erosión menor que el de las estructuras situadas al sur del mismo, lo que permite considerarlo como una escama o lámina mayor, más o menos bien individualizada. El espacio existente entre esta lámina y la rampa en el bloque de muro es, para espesores de serie normales, “demasiado grande” y obliga a introducir una cuña de basamento como sustrato de la mencionada lámina. La presencia de basamento en el sustrato de esta lámina es una interpretación que obedece a criterios geométricos pero tiene plena justificación en el ya mencionado carácter discordante del contacto de las Fms Ventura y Jura observado en las Hojas de Padre Las Casas y Gajo del Monte. Además el mapa de anomalías aeromagnéticas de la región(CGG 1997) muestra en esta zona máximos relativos que se correlacionan bien con la presencia en profundidad del basamento desde la lámina citada hacia el NE.

Desde el cabalgamiento de El Naranjo hasta su límite SO, el cinturón de Peralta consiste en **una lámina frontal** que ocupa **los niveles estructuralmente inferiores** y presenta un mayor grado de erosión. En ella hay un mayor desarrollo de cabalgamientos (hasta cinco en la Hoja de San José de Ocoa) y de mayor continuidad, aunque hacia el NO parece que tienden a ser sustituidos lateralmente por los pliegues genéticamente asociados a ellos. Como se puede ver en el corte de al Fig. 3.2.3, esta lámina se supone localizada por encima de un rellano en el bloque cabalgado. Esta geometría se deduce de la alineación subhorizontal, en sección, de las charnelas de las estructuras sinclinales. La profundidad del rellano se ha calculado, de forma estimativa, por el método del “exceso de área” (Laubscher 1976), en 1-2km.

La zonación que se acaba de describir y su interpretación deriva principalmente de la cartografía de la Hoja de San José de Ocoa aunque parece que tiene buena continuidad y

correlación en las Hojas contiguas. Por ejemplo la lámina frontal se sigue bien en las Hojas de Azua, al SE, y en la de Yayas de Viajama y Padre Las Casas, al NO, acuñándose lateralmente en la primera mediante una rampa oblicua y en la segunda mediante una rampa lateral, según se expresa en el esquema de la Fig. 3.3.2. Esta lámina tiene por tanto una anchura máxima de unos 8km en las Hojas de San José de Ocoa y Yayas de Viajama, que disminuye progresivamente hacia sus extremos. En términos generales se puede decir que sus cabalgamientos internos pierden continuidad hacia el NO al ser sustituidos lateralmente, dentro de la hoja de Yayas de Viajama, por pliegues. En el sector NO de esta última Hoja y en la de Padre las Casas los cabalgamientos se restringen al sector frontal de la lámina donde se han cartografiado de dos a tres repeticiones. El giro que el cabalgamiento frontal hace en la Hoja de Padre las Casas a la altura del río Las Cuevas, se interpreta como una rampa lateral, aunque posteriormente éste ha podido ser acentuado por el plegamiento continuado ocurrido en la zona frontal. En el otro extremo, es decir en la Hoja de Azua, los cabalgamientos parecen ser asintóticos, en planta, hacia la rampa oblicua, por lo que en profundidad todos deben enraizar en el cabalgamiento basal. En este sector, el frente del cinturón está constituido por una estrecha escama, muy continua desde el extremo oriental de la Hoja de Azua hasta parte de la Hoja de Yayas de Viajama, que se caracteriza por tener a techo la Fm. Ocoa (Fig. 3.2.2). Esta circunstancia puede significar dos cosas. Una, que la Fm. Ocoa formara una cuenca continua que tapizara todo el techo del Grupo Peralta, acuñándose hacia el SO; la otra, que ésta fuera una cuenca aislada de la anterior, localizada en posiciones más adelantadas en cuyo caso su alimentación se produciría por canales distintos. Por ahora no hay datos para discriminar entre una y otra posibilidad pero en cualquier caso hay que tener en cuenta que si bien la separación mínima entre esta cuenca y la principal es actualmente de unos 10 a 12km, la restitución de la deformación da una separación original mucho mayor.

La zona intermedia de pliegues es la dominante en extensión puesto que ocupa buena parte de la Hoja de Azua, el sector central de la Hoja de San José de Ocoa, el nororiental de la de Yayas de Viajama y los sectores centrales y orientales de la Hoja de Padre Las Casas. Como se ha mencionado anteriormente esta zona está limitada hacia el SO por el cabalgamiento de El Naranjo que la individualiza como una lámina independiente y estructuralmente suprayacente a la lámina frontal. En ella la deformación se resuelve esencialmente mediante pliegues que sólo muy localmente y de forma discontinua evolucionan a cabalgamientos. El cabalgamiento de El Naranjo tiene una traza muy clara en las hojas de San José de Ocoa y la parte oriental de Yayas de Viajama. Su prolongación

Fig. 3.3.2

hacia el NO está interrumpida en el sector central de esta última Hoja por fallas de dirección E-O, pero posiblemente enlace con el que discurre desde el Cerro de la Cabirma, en esta última Hoja, hasta la Boca del Arroyo, ya en la Hoja de Padre las Casas, que también pasa por la localidad que da nombre a esta Hoja. En esta lámina, la distribución de los pliegues es muy similar en toda su extensión, aunque tienden a concentrarse en las zonas más frontales donde son más apretados y localmente dan lugar a cabalgamientos de escaso desarrollo lateral, mientras que hacia la parte trasera de la lámina, los pliegues son más laxos y pueden llegar a dar zonas ligeramente subtabulares como la que caracteriza el sector NE de la Hoja de Padre las Casas. En la Hoja de Azua, esta lámina y la infrayacente sufren un giro de casi 90° pasando sus estructuras internas de tener la dirección regional NO-SE, a prácticamente N-S en la Sierra del Número. Como se verá más adelante, este giro está relacionado con la colisión del *indenter* de Beata durante las últimas fases del plegamiento e imbricación del cinturón de Peralta.

La denominada zona monoclinial en realidad forma la parte posterior de la lámina superior. A ella corresponden los niveles estructuralmente más altos del Grupo Peralta y la Fm. Ocoa, que en términos generales presentan un buzamiento bastante uniforme hacia el NE. Esta zona monoclinial ocupa el sector NE de la Hoja de San José de Ocoa, casi toda la Hoja de Sabana Quéliz y quizá la esquina NE de la Hoja de Padre Las Casas.

Pasando a la descripción de los principales elementos estructurales, éstos son los comunes a los de cualquier cinturón de pliegues y cabalgamientos. En el cinturón de Peralta los **cabalgamientos** presentan trazas de dirección NO-SE, relativamente rectilíneas, denotando buzamientos medios-altos (40-60°). Su continuidad, ya mencionada anteriormente, es notable en la lámina frontal donde pueden superar los 20km de longitud antes de ser sustituidos lateralmente por pliegues. En la lámina superior sin embargo, los cabalgamientos rara vez alcanzan los 5-6km de longitud. Esta longitud es función de los desplazamientos, de tal forma que los cabalgamientos con mayor desarrollo lateral tienen desplazamientos en el sentido del transporte tectónico relativamente importantes, en algunos casos superiores a los 1000m, superponiendo términos de la Fm Ventura sobre la Fm. Jura. Sin embargo, los cabalgamientos de menor desarrollo lateral apenas implican pequeñas rupturas de los pliegues a ellos asociados.

Las vergencias de los cabalgamientos son siempre hacia el SO; salvo casos muy puntuales no se han observado retrovergencias. Se desconoce cuál es la superficie de despegue de los cabalgamientos. Por el contraste reológico, muy bien podría ser el contacto entre las Fms Tireo y Ventura aunque no se descarta que dentro de esta última formación pueda haber varias superficies de despegue. En el corte regional de la Fig. 3.2.3, el cabalgamiento basal del cinturón forma, en el sector frontal del bloque de techo, un rellano dentro de la Fm. Ventura que podría coincidir con el mencionado contacto. Hacia la parte de atrás del cinturón, el rellano pasa a una rampa que se introduce en el basamento y forma la cuña de Fm. Tireo que se sitúa sobre la rampa de bloque de muro. En su conjunto, la lámina frontal se puede definir como un sistema imbricado de cabalgamientos emergentes. En la lámina superior los cabalgamientos no llegan a aflorar, pero se supone que en profundidad existen, asociados al desarrollo de los pliegues. Es decir, en este caso se trata de un sistema de cabalgamientos ciegos. En el corte de la Fig. 3.2.3, estos últimos cabalgamientos se enraízan en el basamento pero también lo podrían hacer en una superficie de despegue que existiera en el contacto de la Fm. Ventura con la Fm Tireo.

El otro elemento estructural relevante en el cinturón, son los **pliegues**. Como se ha señalado en diversas ocasiones y se deduce de los párrafos anteriores, éstos tienen una relación genética con los cabalgamientos. En términos generales se pueden clasificar como pliegues de propagación de falla (*fault propagation folds*, McClay, 1992) desarrollados en el frente de un cabalgamiento (*tip point*) como consecuencia del avance de éste. Así lo confirma la común asociación anticlinal-sinclinal, este último frecuentemente roto por su flanco subvertical o inverso y parcialmente cobijado por el primero. Los ejes son subhorizontales y su dirección, NO-SE, y vergencia, hacia el SO, consecuentes con las de los cabalgamientos (Fig. 3.3.3). El plegamiento es concéntrico y está controlado por un mecanismo de *flexural slip* o deslizamiento “capa a capa”, como ponen de manifiesto la existencia de frecuentes estrías sobre los planos de estratificación. Los planos axiales son relativamente subverticales, subparalelos o ligeramente más inclinados que los planos de cabalgamiento a los que están asociados. Aunque no es habitual, localmente se observa el desarrollo de una esquistosidad de plano axial producida por un mecanismo de presión disolución (Fig. 3.3.3).

En relación con la dirección de los ejes de los pliegues, llama la atención el paralelismo de todos ellos, incluso a lo largo de distancias notables. Este hecho y la ausencia de trenes de pliegues dispuestos *en echelon* sugiere una dirección de transporte tectónico

Fig. 3.3.3

aproximadamente perpendicular al cinturón y no oblicua al mismo como se deduciría de un régimen transpresivo sinistral propuesto por algunos autores (Dolan, 1988). La dirección del transporte tectónico deducida de los ejes de los pliegues singenéticos a los cabalgamientos, de las líneas de corte y de las líneas de bifurcación, es NE-SO y también viene determinada por otros elementos como las **fallas de transferencia del movimiento o *tear faults*** (McClay, 1992), y las **rampas laterales**. Las primeras son escasas y en todo caso parecen haber sido parcialmente difuminadas por la fracturación E-O o reactivadas como fallas normales. A ellas podrían corresponder las principales fallas de dirección NE-SO que atraviesan el cinturón, como la que sigue el curso del río Las Cuevas, en la Hoja de Padre Las Casas, o la del río Jura en la de Yayas de Viajama. Otras, parece haber funcionado en profundidad y no tener un reflejo en superficie como la que desplaza las sierras a uno y otro lado de El Memiso en la hoja de San José de Ocoa. Esta falla parece estar en prolongación con la rampa oblicua que delimita el extremo SE de la lámina frontal. La principal rampa lateral ya se ha descrito en párrafos precedentes y corresponde a la terminación NO de esta misma lámina. En el interior del cinturón se pueden identificar otras posibles rampas laterales/oblicuas. Quizá la más clara de todas ellas sea la de la Loma del Río Grande en el sector centro-meridional de la Hoja de San José de Ocoa, deducida por la presencia de un “pliegue esquina” o *corner fold* (McClay, 1992) es decir un pliegue en el que las capas sufren un giro en planta de unos 90° por adaptación a la morfología de la rampa.

La restitución de la deformación (pliegues y cabalgamientos) del cinturón de Peralta en la transversal de la Hoja de San José de Ocoa, permite deducir un acortamiento interno aproximado de 10km (38%). A esta cifra hay que sumar un mínimo de 16km correspondientes al desplazamiento del cinturón por encima de la cuenca de Azua.

3.3.2.2 Estructura de la Fm Ocoa.

En la zona de estudio, la Fm Ocoa forma una pila de sedimentos de más de 4.000ms de espesor cuyo aspecto masivo y en ocasiones caótico, muy distinto de la configuración multicapa que caracteriza el Grupo Peralta, dificulta el estudio de su estructura interna. No obstante, la presencia de dos importantes intercalaciones calcáreas en la parte inferior de la serie y otra a techo de la misma, sirven de marcadores cartográficos, y ponen de manifiesto una estructura esencialmente monoclinal, con buzamientos de 30 a 60° al NE, que es prolongación de la observada en los niveles estructuralmente más altos del infrayacente

Grupo Peralta. En sectores al SE de la zona de estudio, Heubeck y Mann (1991 a) describen en esta formación una serie de pliegues anticlinales y sinclinales de gran radio y dirección NO-SE, cuya génesis es similar a la descrita para los pliegues del Grupo Peralta. Es decir, son pliegues asociados a cabalgamientos ciegos vergentes al SO, aunque en este caso, los autores mencionados consideran que los cabalgamientos enraízan en el contacto basal de la formación.

Para Heubeck y Mann (1991) este contacto es una discordancia que ha sido fuertemente mecanizada como falla inversa (*Banilejo fault zone*, de Witchard y Dolan 1990) e incluso llegan a proponer un cierto grado de *underthrusting* del Grupo Peralta bajo la Fm. Ocoa a favor del mismo, el cual, además justificaría el aparente solapamiento de edades entre ambas secuencias. En la zona de estudio, no hay constancia de la citada mecanización por lo que la zona de falla de Banilejo se considera inexistente. Más bien al contrario, la discordancia basal de la Fm. Ocoa es uno de los elementos cartográficos mejor definidos en la Hoja de San José de Ocoa donde se puede observar cómo los términos basales de esta formación, generalmente conglomeráticos, incorporan clastos del sustrato y van incidiendo hacia el SE sobre términos progresivamente más bajos de la Fm Sierra del Número, formando una acusada cicatriz erosiva que rebana más de 3000m de serie en menos de 15km de distancia.

Independientemente de su estructura general, el aspecto más destacado de la Fm Ocoa es su peculiar estructura interna. Esta muestra evidentes signos de una deformación sinsedimentaria, sin duda relacionada con su rápido y, en ocasiones, caótico depósito bajo un fuerte control tectónico. En este sentido, las observaciones realizadas en el presente trabajo, no son del todo coincidentes con las expuestas por Heubeck y Mann (1991), para los que la Fm. Ocoa no presenta ninguna estructura que revele una deformación en un estado de preconsolidación (*soft sediment deformation*), simultáneo o inmediatamente posterior a su depósito, como el que, no obstante, postulan para las formaciones del Grupo Peralta. Como ya se ha discutido en el epígrafe anterior, en el presente estudio no se han encontrado evidencias de una deformación de este tipo en las formaciones del Grupo Peralta, ni tan siquiera en la Fm. Ventura, al menos con la cuantía e intensidad descrita por Witchard y Dolan (1990) y Heubeck y Mann (1991). Sin embargo, la mayoría de las estructuras descritas por Witchard y Dolan (1991) en relación con la distorsión de estratos (*stratal disruption*) de la Fm. Ventura, son características, aunque con sus particularidades, en importantes tramos de la Fm. Ocoa. Entre éstas destacan las siguientes:

- Series invertidas o intensamente replegadas, olistolitos incluidos, circunscritas a tramos de espesores decamétricos o hectométricos que están delimitados a techo y a muro por superficies planas. Los pliegues suelen ser isoclinales o abiertos con ejes horizontales y su vergencia es generalmente hacia el SO. No obstante, éstos pueden coexistir e incluso pasan lateralmente a pliegues de ejes inclinados o subverticales. Las charnelas curvas son frecuentes.
- Presencia de abundantes fallas de trazas anastomosadas, generalmente subparalelas a la estratificación, cuyas superficies están fuertemente estriadas indicando sentidos de movimiento muy diversos. En los términos más competentes las fallas llevan asociadas zonas cataclásticas con espesores decimétricos en las que la presencia de frecuentes venas y brechas sugieren un proceso dominante de fracturación hidráulica.
- Desarrollo de una microfábrica por cizallamiento, con una intensidad y distribución espacial muy heterogéneas. Esta microfábrica afecta esencialmente a los términos pelíticos a los que confiere un aspecto escamoso y es del tipo *scaly clay* o *argile scagliose* descrita en *melanges*.
- Estiramiento de las capas competentes, que a modo de *boudins* o facoides de tamaños muy diversos, aparecen envueltos en la matriz pelítica cizallada.

El desarrollo de estructuras en un estado de prelitificación, es consecuente y está relacionado con el carácter caótico del depósito de la Fm. Ocoa. De hecho, estas estructuras están asociadas fundamentalmente, aunque no de forma exclusiva, a aquellos tramos en los que la sedimentación es más caótica o de tipo olistostrómica y, sobre todo, al entorno de olistolitos de grandes dimensiones. Por ejemplo, en la Hoja de San José de Ocoa estas estructuras están bien representadas, conjunta o separadamente, en diversos tramos a lo largo del camino que desde Los Corozos sube a El Bejucal y, dentro de este paraje, en el cauce del río El Canal; o también a lo largo de los cauces del río Ocoa, y del arroyo del Brazo Izquierdo a la base de olistolitos de dimensiones kilométricas. En estos sectores las facies más caóticas y con desarrollo de una fabrica deformativa se han separado, de forma orientativa, con una trama específica. En el sector de El Bejucal, además, la profusión de las estructuras arriba descritas ha permitido deducir la supuesta traza de un cabalgamiento sinsedimentario a la base de una alineación de olistolitos. En la Hoja de Sabana Quéliz, es

posible que al menos una parte de los pliegues de dirección NO-SE que afectan a los conglomerados masivos de la Fm Ocoa sean de origen sinsedimentario. Así lo parece por el pequeño radio de sus pliegues en relación al gran espesor de conglomerados, y por su localización en bandas que desaparecen lateralmente y están limitadas a techo y a muro por series monoclinales.

3.3.2.3 Relación tectónica-sedimentación y edad de la deformación en el cinturón de Peralta

La sedimentación del Grupo Peralta es marina, predominantemente profunda y se relaciona con un surco subsidente abierto al SE en el que se depositaron más de 5000m de serie. La Fm. Ventura tiene un predominio de facies de lóbulo correspondientes a sistemas de abanicos submarinos profundos (*deep sea fans*) en un contexto de llanura abisal (*basin plane*). La parte superior de la formación, en el tránsito a la Fm Jura, registra una tendencia a la somerización que está caracterizada por facies muy groseras de canales turbidíticos (pie de talud y talud) y, seguidamente, turbiditas progresivamente más diluidas y más carbonatadas en facies de *channel levee*. Encima y mediante un contacto concordante neto, la Fm. Jura presenta facies pelágicas correspondientes a una rampa carbonatada con eventual influencia de tormentas. Normalmente intercala un intervalo intermedio más terrígeno y energético (mayor proporción de niveles de calizas arenosas y areniscas, estructuras tractivas más abundantes), con desarrollo local de brechas de tipo *debris flow*. En este tramo intermedio hay que destacar la presencia de intraclastos de calizas con fauna litoral que constituyen los únicos vestigios de las facies de plataforma somera, que no se encontrarían muy distantes. El tránsito a la Fm. El Número se realiza por medio de una serie condensada roja, de carácter pelágico. En esta última formación hay un predominio de facies pelíticas depositadas en un ambiente de cuenca pelágica, no abisal, mucho más somera que la de la Fm. Ventura, en la que se intercalan turbiditas de probable origen prodeltaico, muy diluidas, posiblemente de tipo *channel levee* pero muy pobres en arena. Dentro de esta formación se han reconocido al menos 8 niveles de megaturbiditas que resedimentan materiales de las plataformas carbonatadas de la propia Fm. El Número. La parte superior de la serie corresponde a una somerización multiepisódica, donde se desarrollan hasta 4 intervalos de plataforma carbonatada.

La Fm. Ocoa es claramente discordante y erosiva sobre el Gr. Peralta. Se trata de una potente serie predominantemente pelítica, de carácter turbidítico, con abundantes depósitos olistostrómicos, propia de ambientes talud. Su sedimentación se produjo en un surco muy

subsidente y alargado, abierto al SSE. Este surco estaba delimitado al NE por un margen activo (cabalgamiento frontal del basamento) y al SO, por un margen pasivo posiblemente definido, al menos en parte, por las calizas tableadas de la Fm. Neiba. Al N y NNE se preservan las facies clásticas someras, representadas por los depósitos fan-deltaicos conglomeráticos de la Hoja de Sabana Quéliz. Hacia el S y SO éstos pasan a términos fanglomeráticos y pelíticos con materiales olistostrómicos indicando medios de talud. Más hacia el S y SO predominan los términos turbidíticos organizados: turbiditas diluídas con eventuales niveles canalizados y lenticulares, (de tipo B2) propias de medios de talud, cañón submarino o pie de talud. En el depósito de la Fm Ocoa se ha podido distinguir cuatro episodios evolutivos: 1) etapa de inestabilidad con desarrollo de las facies desorganizadas basales y olistostrómicas inferiores, 2) etapa de estabilidad relativa con predominio de términos organizados y desarrollo de niveles de calizas de rampa pelágica carbonatada, 3) etapa principal de inestabilidad con desarrollo máximo de facies clásticas de origen fan-deltaico y depósitos olistostrómicos y desorganizados correlativos con grandes bloques, y 4) etapa final de estabilidad relativa con depósito de facies heterolíticas más someras.

Con este contexto sedimentológico y considerando las razones expuestas en epígrafes precedentes, la deformación de tipo "*stratal disruption*" que aparentemente afectó a las formaciones del Grupo Peralta en el Eoceno superior, inmediatamente después de su depósito y en un estado de prelitificación, se ha tomado con reservas. En los excelentes afloramientos de las formaciones Jura y Sierra del Número existentes en la zona de estudio, no se ha identificado ningún tipo de "distorsión de estratos", en el sentido descrito por Dolan et al (1991) y Heubeck y Mann (1991). Solamente la parte basal de la Fm Ventura pudiera tener una deformación de este tipo, cuya interpretación, no obstante, hay que tomar con precaución puesto que también podría estar relacionada con la superficie basal de despegue del cinturón de Peralta. En todo caso, esta deformación sería coincidente con la deformación sinsedimentaria de la Fm Ocoa descrita en el presente trabajo. Por otra parte, estas observaciones cuestionan el funcionamiento del cinturón de Peralta como un prisma acrecional durante el periodo mencionado.

La falta de registro estratigráfico en la zona de estudio por encima de la Fm Ocoa, impide aquilatar con más precisión la edad de la deformación. Ya se ha hecho mención a la posibilidad de que los conglomerados masivos de la Fm Ocoa sean correlacionables con la Fm El Limonal de Heubeck (1988), en cuyo caso su edad sería más alta (Oligoceno) que la establecida (Eoceno superior alto). Según Dolan et al (1991) y Heubeck y Mann (1991), esta

formación y la Fm Majagua, del Mioceno inferior, están implicadas en sectores próximos en el cabalgamiento de la Fm Tireo sobre el cinturón de Peralta, mientras que las formaciones del Grupo Caei (Mioceno medio) lo fosilizan. Estas relaciones estratigráficas sugieren una edad del Mioceno inferior para el funcionamiento de esta estructura (Heubeck y Mann, 1991). Como se verá más adelante, el avance del cinturón de Peralta hacia el SO ha condicionado la estructura de la cuenca de Azua desde, al menos, el Mioceno medio, y su cabalgamiento frontal cobija todas las formaciones de esta cuenca, incluida la más moderna de edad Plio-Pleistoceno.

Consecuentemente, la deformación en el cinturón de Peralta comprende un amplio intervalo desde los primeros signos de inestabilidad tectónica, que se ponen de manifiesto en el Eoceno superior por la entrada en la cuenca de las megaturbiditas de la Fm Sierra del Número, hasta su emplazamiento final sobre el margen septentrional de la cuenca de Azua en el Plio-Pleistoceno. En este intervalo, el depósito, en buena parte caótico, de la Fm Ocoa en un surco turbidítico fuertemente subsidente, marca la implantación de un frente activo, como es el levantamiento y aproximación del basamento (Fm Tireo) hacia el SE. El cierre del surco por el cabalgamiento frontal del basamento parece que tuvo lugar en el Mioceno inferior y a partir de ese momento hasta el Plio-Pleistoceno, se produjo el desarrollo interno del cinturón de pliegues y cabalgamientos, todo ello según un proceso de evolución "normal" o hacia el antepaís.

3.3.3 Estructura de la cuenca de Azua

La estructura de la cuenca de Azua ha sido objeto de algunos estudios significativos. Entre éstos destacan los derivados de la exploración de hidrocarburos que han sido 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 esencialmente estratigráficos de Cooper (1983), Biju Duval et al (1983) y sobre todo de McLaughling (1989), McLaughling y Sen Gupta (1991) y McLaughling et al. (1991). Sin embargo la principal revisión de la estructura de las cuencas de Azua y Enriquillo se debe al trabajo de Mann et al (1991 c), incluido en el volumen especial 262 de la GSA, que ha sido la referencia obligada como punto de partida para la elaboración del presente informe. También tiene un gran interés la posterior tesis de Ramírez (1995), no solamente por los estudios de paleoesfuerzos desarrollados en el ámbito de influencia del *Ridge* de Beata, cuerpo principal de la tesis, sino también porque

incluye una descripción de la estructura *offshore* de la Bahía de Ocoa realizada a partir de la interpretación previa de algunas líneas sísmicas por geólogos de la Mobil. Estas líneas sísmicas y las recogidas en el informe de Norconsult (1983) han sido las únicas que se han podido consultar durante la realización del presente trabajo.

La cuenca de Azua se sitúa en el sector SO de la zona de estudio y ocupa buena parte de las Hojas de Azua, Pueblo Viejo, Yayas de Viajama y Padre Las Casas (Figs 3.2.1 y 3.2.2). La denominación “cuenca de Azua” es de carácter local y se utiliza para nombrar una zona en la que, en realidad, confluyen dos cuencas de mayor rango geográfico, la cuenca de San Juan-Azua, de dirección NO-SE, y la cuenca de Enriquillo, de dirección E-O. La estructura de esta zona es compleja puesto que a la tectónica propia de la cuenca, como antepaís del cinturón de Peralta, se superponen, en sus estadios finales, las tectónicas relacionadas con la indentación del *ridge* de Beata, por un lado, y el funcionamiento de la falla Plantain Garden-Enriquillo como desgarre sinistral, por otro.

Pese a su escasa representación en la presente Hoja, se considera conveniente incluir en este capítulo una descripción detallada de la estructura de la cuenca, la cual se aborda para el conjunto de las cuatro hojas mencionadas.

3.3.3.1 Estructura general de la cuenca

La estructura de las cuencas de Enriquillo y Azua se ha descrito como correspondiente al tipo “domos y cubetas” (*basin and dome* de Hobbs 1976) por cuanto consiste en anticlinales de dirección NO-SE a E-O y rango kilométrico que separan cubetas siniformes (Mann et al 1991 c). 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* (Willis, 1928)

Dentro de esta geometría regional, la cuenca de Azua ocupa la posición más oriental, estando delimitada al NE y E por el cinturón de Peralta y al S por la sierra de Martín García, mientras que al N y O enlaza, respectivamente, con las cuencas de San Juan y de Enriquillo, estas dos a su vez separadas por la sierra de Neiba. En el sector más oriental de la cuenca, concretamente en la hoja de Azua, las sierras de La Vigía, los Cacheos y Loma Vieja forman un arco que orla la Bahía de Ocoa cuya génesis está relacionada con la penetración del *ridge* de Beata. Estas tres últimas sierras, la de Martín García y la de Neiba

se corresponden con las estructuras anticlinales de la geometría de “domos y cubetas” y en ellas aflora la formación más antigua representada en la zona de estudio, es decir la Fm Sombrerito. Internamente, la cuenca de Azua, en sentido estricto, también presenta una estructura de plegamiento, con pliegues anticlinales y sinclinales de menor rango cartográfico, en ocasiones delimitados por cabalgamientos, que afectan, aunque desigualmente, a todo el relleno de la cuenca.

La estructura general de “domos y cubetas” que se acaba de describir se explica bien y de hecho corresponde al desarrollo de una cuenca de antepaís simultáneamente a su relleno. La escasa continuidad de los pliegues que afectan a la Fm. Sombrerito y las variaciones de facies y espesores de las formaciones suprayacentes, con presencia de frecuentes discordancias y discontinuidades internas, así como la tendencia somerizante general de la cuenca, forman un cuadro sintomático de unas relaciones tectónica-sedimentación, intensas. En este sentido, la cuenca de Azua y su entorno representan la cuenca de antepaís del cinturón de Peralta, de tal forma que su estructura y relleno han sido controladas, sobre todo, por el avance de la deformación de este cinturón hacia el SE. Sin embargo, este control no es exclusivo del cinturón de Peralta puesto que en la deformación también interviene la convergencia con el *Plateaux* Oceánico del Caribe, representado en la sierra de Bahoruco. En sectores al sur de la zona de estudio, esta sierra, que ocupa todo el margen meridional de la isla La Española, es cabalgante sobre el flanco sur de la cuenca de Enriquillo y su presencia, contrapuesta a la del cinturón de Peralta, muy posiblemente determine el frecuente desarrollo de dobles vergencias que caracteriza la región.

En los perfiles acompañantes a cada Hoja y en el perfil general de la Fig 3.2.3 se puede observar la estructura en profundidad deducida para la zona de estudio. Esta se contempla como una “zona triangular” (en sentido amplio) a gran escala, dentro de la cual la cuenca de Azua está delimitada al NE, por el cabalgamiento frontal del cinturón de Peralta y al SO, por los cabalgamientos de las sierras de Neiba o Martín García. Como ya se explicó en párrafos precedentes, el cabalgamiento frontal del cinturón de Peralta enraíza a escasa profundidad (1,5 a 2 km) en un cabalgamiento basal, que produce un desplazamiento de 10 a 15 km del cinturón sobre la cuenca de Azua. Los cabalgamientos de las sierras de Neiba y de Martín García, con vergencias hacia el N/NE, en realidad son retrocabalgamientos asociados a los cabalgamientos frontales de estas sierras, los cuales se localizan en sus márgenes meridionales (Mann et al., 1991 a y b). Individualmente, estas sierras recuerdan a las estructuras *pop up* (McClay, 1992), dentro de una vergencia general del cinturón de pliegues

y cabalgamientos hacia el SO. No obstante, el plegamiento de gran radio que caracteriza a estas sierras y las fuertes anomalías aeromagnéticas asociadas a los núcleos de estas estructuras (CGG, 1997) sugiere un enraizamiento relativamente profundo de los cabalgamientos que involucre al basamento, como así ocurre en la sierra de Neiba, en cuyo caso estas sierras representarían “levantamientos” o *uplifts* de basamento.

En el interior de la cuenca, los pliegues y cabalgamientos tienen una vergencia dominante hacia el SO. Su dirección es cambiante desde la NO-SE de los sectores septentrionales, a la aproximadamente E-O del sector central. Esta circunstancia parece que está impuesta por la proximidad a las estructuras periféricas, es decir, al cabalgamiento frontal del cinturón de Peralta o a las sierras de Neiba o Martín García. Ahora bien, es posible que la confrontación de las directrices NO-SE del cinturón de Peralta y las E-O del sector central de la cuenca de Azua, también signifique una cierta estructuración de ésta última, previa al emplazamiento del cinturón de Peralta. Los cabalgamientos emergentes, es decir, los que llegan a aflorar en superficie, son escasos, y cuando lo hacen, desaparecen con cierta rapidez a lo largo de su traza, por lo que se trata esencialmente de un sistema imbricado de cabalgamientos ciegos. Los cabalgamientos deben enraizar en profundidad en una superficie de despegue cuya localización es desconocida. El radio de curvatura de los pliegues asociados a los cabalgamientos, sugiere una profundidad mínima de 3,5 a 4km aunque ésta puede ser muy variable en función del espesor total de serie estratigráfica existente en el interior de la cuenca.

Los pliegues están genéticamente relacionados con los cabalgamientos. Los más importantes están asociados a los cabalgamientos anteriormente mencionados. En términos generales corresponden a pliegues de propagación de falla, siendo común la asociación “anticlinal de bloque de techo/sinclinal en el bloque de muro”. Los pliegues son laxos y sus curvaturas varían en la vertical, mostrando evidencias de un engrosamiento/adalgamiento sedimentario simultáneo a su desarrollo, por lo que también se pueden definir como pliegues de crecimiento (*growth folds*, McClay, 1992). Dentro de la tendencia general paraconforme de las unidades que rellenan esta cuenca, este hecho justifica la presencia local de discordancias angulares, sobre todo en el interior de la formación Arroyo Blanco y en el contacto de esta formación con la suprayacente Arroyo Seco. En el margen oriental de la cuenca, llama la atención el fuerte buzamiento de la serie, generalmente superior a los 60° y monoclinal hacia el NE, inmediatamente por debajo del cabalgamiento frontal. En el sector SE de la zona de estudio (Hojas de Azua, San José de Ocoa y Yayas de Viajama), este

cabalgamiento cobija ampliamente a la Fm. Arroyo Seco, la más moderna de la cuenca, de edad plio-pleistocena, poniendo de manifiesto que el funcionamiento de esta estructura se ha prolongado hasta edades muy recientes. No obstante, en la Hoja de Padre Las Casas esta formación llegó a depositarse de manera discordante sobre la parte frontal del cinturón de Peralta, formando una pequeña cuenca sinclinal de carácter restringido en la que los conglomerados de la Fm Arroyo Seco dibujan una discordancia progresiva que se atenúa a techo. Es muy posible que en su avance, esta pequeña cuenca haya sido transportada hacia el SO, simultáneamente a su desarrollo, sobre el citado frente del cinturón, correspondiendo por tanto a una pequeña cuenca de *piggy back* (Ori y Friend, 1984)

Otros elementos a considerar dentro de la estructura de la cuenca de Azua son las fallas transversales, de dirección NE-SO. Como en el caso del cinturón de Peralta, estas fallas pueden corresponder a fallas de transferencia del movimiento que, en cualquier caso, han sido reactivadas posteriormente puesto que a favor de ellas se alinean algunos de los valles más importantes, como los del río Jura, el arroyo Tábara y el arroyo Viajama.

El acortamiento ocurrido en el interior de la cuenca es escaso en comparación al calculado para el cinturón de Peralta y se estima en torno a los 3.5km (9%)

3.3.3.2 Estructura relacionada con la colisión del *ridge* de Beata.

El *ridge* de Beata (Heubeck y Mann, 1991) (Figs 3.1.1 y 3.2.1), es un promontorio alargado con forma de cuña hacia el Norte que se dispone en el centro del *plateaux* oceánico del Caribe con una dirección NNE-SSO transversalmente a los límites meridional de la isla La Española y septentrional de la placa Sudamericana (Mauffret y Leroy, 1997). Según Heubeck y Mann, (1991) y Mann et al. (1991 b), el *Ridge de Beata* funcionó a partir del Plioceno medio como un *indenter* de unos 50km de ancho que, empujado desde el otro margen, colisionó con el sector central de La Española en sentido SSO-NNE, “incrustándose” en una zona no del todo bien definida pero que más o menos coincide con la bahía de Ocoa. Previamente y en contraste con esta interpretación, el *ridge* de Beata se había considerado como un desgarré o falla transformante dextral que acomodaba el movimiento relativo entre un área caracterizada por un acortamiento cortical en sentido NE-SO, la Cordillera Central, y otra caracterizada por una subducción (*underthrusting*) a lo largo de la fosa de los Muertos (Matthews and Holcomb, 1976, Ladd et al., 1981 y Biju Duval et al., 1983). En realidad parece que la indentación del *ridge* es el resultado de su resistencia a

desplazarse hacia el Sur, lo que provocó el desarrollo de los retrocabalgamientos en la Bahía de Ocoa, o a subducir bajo la isla, lo que originó que su borde oriental actuara como una transformante desde el momento que comienza la subducción que dio lugar a la fosa de los Muertos

Como ya describieran Heubeck y Mann (1991) y Mann et al (1991), los efectos más evidentes de la colisión del *indenter* tienen que ver con las estructuras arqueadas que caracterizan el entorno de la Bahía de Ocoa y que están bien representadas en la Hoja contigua de Azua. Estas se refieren tanto al arco de estructuras anticlinales de la Fm Sombrerito que orlan la Bahía, como al propio giro de más de 90° que en sentido horario realizan las estructuras del extremo SE del cinturón de Peralta (Fig. 3.2.2). Ambas estructuras se desarrollaron simultáneamente, como consecuencia de la penetración del indenter hacia el NNE y produjeron al mismo tiempo el cierre completo de la cuenca de Azua por el Este.

Las sierras de La Vigía, los Cacheos y Loma Vieja (Fig 3.2.2), aunque con menores dimensiones, tienen la misma estructura braquianticlinal alargada que la sierra de Martín García y se ha llegado a sugerir (Ramírez 1995) que podrían representar la prolongación de ésta. Si esto fuera así, el arco que dibujan estas sierras implicaría un desplazamiento mínimo de unos 20km respecto de su posición original. Según se desprende de la cartografía realizada en el presente trabajo y de las previas de Heubeck y Mann (1991) y Mann et al. (1991), este arco está limitado por fallas NNE-SSO que, con un movimiento sinistral en el margen occidental y dextral en el oriental, habrían regulado su desplazamiento hacia el NNE. Sin embargo, las líneas sísmicas realizadas en el *offshore* del margen oriental parecen no identificar ninguna de estas falla subverticales con movimiento en dirección y, en su lugar, se reconoce un plano bastante tendido y con buzamiento al Este, que podría corresponder a la prolongación hacia el Sur del cabalgamiento frontal del cinturón de Peralta (Ramírez 1995).

Como ya se mencionó anteriormente, una de las consecuencias principales de la colisión del *ridge* de Beata fue el cierre por el Este de la cuenca de Azua, de tal forma que al Norte de la Bahía de Ocoa el cinturón de Peralta cabalga directamente sobre las sierras anticlinales de Los Cacheos y Loma Vieja, configurando una “zona triangular” (en sentido amplio) prácticamente cerrada. Hay varias evidencias que permiten suponer que este cierre se produjo durante el relleno de la cuenca, no estrictamente en sus estadios finales como

proponen Mann et al (1991b), y simultáneamente al emplazamiento del cinturón de Peralta sobre ella (fig.3.3.4):

- El frente del indenter coincide con la posición de la rampa lateral u oblicua descrita en párrafos precedentes, hacia la cual se acuñan o enraízan los cabalgamientos de la “lámina frontal” del cinturón de Peralta. Esta coincidencia permite suponer que la posición de la rampa estuvo condicionada por el avance del indenter en sentido opuesto, y que el giro de las estructuras del extremo SE del cinturón fue, al menos en parte, una adaptación durante su avance, a la oposición efectuada por el mismo. Los pliegues y cabalgamientos de la Sierra del Número y las sierras situadas al norte de éstas, son continuación de la “zona de pliegues” que caracteriza la franja central del cinturón. En estas sierras, la lámina frontal sólo está representada por la pequeña escama que transporta Fm Ocoa a techo
- En el sector NO de la Hoja de Azua, las formaciones Trinchera, Quita Coraza, Arroyo Blanco y Arroyo Seco aparecen cobijadas bajo el cabalgamiento frontal del cinturón de Peralta y en contacto por falla con la formación Sombrerito de la estructura anticlinal de la loma de Los Cacheos. Esta falla es un desgarre subvertical con movimiento sinistral que hacia el Este parece estar en continuidad con la rampa lateral mencionada en el párrafo anterior. En esta zona, las formaciones citadas dan la sensación de acuñarse hacia el Este y es muy posible que algunas de ellas no rebasaran el alto estructural impuesto por el avance del *indenter*. Esta idea está apoyada por la observación realizada en un pequeño afloramiento al Sur de Loma Vieja, en el que la Fm. Arroyo Seco aflora directamente discordante sobre la Fm Sombrerito. Por otra parte, los afloramientos de la Fm. Trinchera próximos a la Loma de Los Cacheos muestran facies mucho más proximales que los situados más al Oeste en posiciones más centrales de la cuenca, indicando un alto estructural hacia el Este. Todos estos datos sugieren que el funcionamiento del indenter debió comenzar bastante antes del Plioceno medio, siendo muy probablemente ya activo durante el Mioceno

Los efectos de la colisión del ridge de Beata rebasan ampliamente el ámbito de la Bahía de Ocoa. Mann et al. (1991 b) asocian el vulcanismo cuaternario de la región a este proceso, aunque esta asociación se hace con reservas puesto que el citado vulcanismo no se encuentra estrictamente alineado con la zona de influencia del indenter sino que tiene un desplazamiento de 20 a 40 km al Este respecto de ella. No obstante, la distribución de este

Fig. 3.3.4

vulcanismo según una banda alargada subparalela a la dirección del indenter, y su edad, en apariencia más moderna cuanto más al norte, pueden ser sugerentes de esta idea.

Unos kilómetros al norte de la Bahía de Ocoa, en un sector compartido por las Hojas de San José de Ocoa, Sabana Quéliz, Arroyo Caña, Bonao y Constanza, la cartografía revela una cierta densidad de fallas de dirección submeridiana que se concentran en una banda de anchura kilométrica coincidente con la zona de influencia del ridge de Beata (Fig. 3.2.2). Las fallas tienen gran continuidad lateral, con longitudes que superan los 20km, y un espaciado de 1 a 2 km. El plano de una de estas fallas se ha podido observar con detalle en el cauce del río Nizao cerca del puente de Las Avispas (cerca del límite meridional de la Hoja de Arroyo Caña). Este consiste en una serie de bandas anastomosadas de orden métrico a decimétrico en las que se desarrolla una cataclasita foliada producto de un intenso cizallamiento en condiciones frágiles. El estudio de criterios cinemáticos asociados a las rocas de falla, indican un sentido de movimiento de normal-dextral a dextral-normal con valores de *pitch* de 70° a 10 ° hacia el SSE, sobre planos con direcciones N140-160 y buzamientos 70°-80°E. Este sentido de movimiento es consecuente con el desplazamiento cartográfico observado en la mayoría de las fallas. En los sectores más septentrionales, una de estas fallas reactiva el cabalgamiento de la Fm Duarte sobre la Fm Tireo como falla normal, omite la primera de estas formaciones y conforma el límite occidental de la depresión de Bonao. Recientemente esta banda se ha señalado como una fuente de movimientos sísmicos (Chiesa et al., 1999).

3.3.3.3 Relación tectónica-sedimentación y edad de la deformación en la cuenca de Azua

Los estudios sedimentológicos realizados en el presente proyecto han puesto de manifiesto que las facies sedimentarias de las unidades que rellenan la cuenca de Azua son, en términos generales, un tanto más someras que las definidas por McLaughlin et al. (1991).

En este sentido, la evolución tectosedimentaria de la cuenca propuesta por estos autores necesitaría ciertas precisiones, aunque en términos generales sigue siendo válida. Así, por ejemplo los cambios de facies observados en el seno de la Fm. Sombrerito implican una cierta estructuración de la cuenca durante su depósito, existiendo facies notablemente someras hacia el SE (Hoja de Azua) en contraste con las pelágicas, más características del centro de la cuenca. A partir del Mioceno medio-superior comenzó una sedimentación de

tipo turbidítico aunque de carácter menos profundo que el propuesto por McLaughlin et al (1991). Las turbiditas de la Fm. Trinchera parecen corresponder a medios prodeltaicos más que tener una relación con abanicos submarinos profundo y a techo evolucionan a contextos deltaicos someros (*delta front* a llanura deltaica). La sedimentación tenía su área fuente al Norte, en la Cordillera Central, y se canalizaba a favor de un corredor aproximadamente paralelo al frente del cinturón de Peralta que estaba limitado al SO por un relieve positivo, muy posiblemente la sierra de Neiba (Mann et al., 1991 b). Esta configuración daba facies progresivamente más distales hacia el SE, aunque de nuevo en el entorno de la bahía de Ocoa se registran equivalentes más someros indicando en esa zona la presencia de un alto paleogeográfico posiblemente relacionado con el comienzo de la aproximación del *ridge* 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, de NO a SE y de NE a SO, sobre los anteriores completando el relleno de la cuenca en un régimen completamente continental. Durante este último periodo, (y muy probablemente también antes), la colisión del *ridge* de Beata era plenamente efectiva, configurando un alto estructural sobre el, aparentemente, nunca se llegó a depositar la Fm Arroyo Blanco (quizá tampoco parte de la Fm Trinchera), y la Fm Arroyo Seco lo hizo de forma muy adelgazada.

La cronología de la deformación ha quedado más o menos descrita en el párrafo anterior y en epígrafes precedentes. Baste resaltar la coincidencia del comienzo del aporte a la cuenca de material terrígeno procedentes de la Cordillera Central (Fm. Trinchera, Mioceno medio), 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 desplazamiento del cinturón de Peralta y a la colisión del *ridge* de Beata concluyendo en el Plio-Pleistoceno con el recubrimiento de más de 15km de su margen NE bajo el cabalgamiento frontal del cinturón, y su cierre total por el Este.

3.3.4 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 (Fig 3.3.5). Según Mann et al. (1995) y Dolan y Mann (1998), esta microplaca está, desde el

Fig 3.3.5

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 Caymán se inició a partir del Eoceno medio, en un contexto trantensivo, 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 estuvieron soldados.

Los últimos estudios sobre el contexto neotectónico de la isla, han determinado el movimiento relativo de la placa del Caribe hacia el Este en relación a las placas Norte y Sudamericanas (Dolan y Mann 1998). Este movimiento relativo es acomodado, en el margen septentrional de la isla por el cabalgamiento frontal de la fosa de Puerto Rico, *offshore*, y por la falla Septentrional, *onshore*, en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera y los movimientos sinestrales, en la segunda (Dolan y Mann 1998, Dolan et al., 1998) (Fig 3.3.6). 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) (Fig. 3.3.7). 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. A *grosso modo*, estas fallas siguen las mismas pautas que las fallas Septentrional y de Enriquillo-Plantain Garden y en términos generales se pueden definir como desgarres sinestrales. 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

Fig. 3.3.6

Fig. 3.3.7

componente normal. Por otro lado, en términos del modelo *Riedel* de fracturación (Tchalenko, 1968), las primeras se podrían asimilar a fallas de tipo D, las segundas a fallas de tipo "P", y las terceras a fallas de tipo R (Fig. 3.3.7). 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, inédito, 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.

Las fallas de dirección NO-SE son más abundantes al NE de la zona de estudio, concretamente en el cuadrante 1:100.000 de Bonao, donde coexisten y son desplazadas por las de dirección E-O, en este caso minoritarias. En esta zona, las fallas de dirección NO-SE forman la mayoría de los límites entre los principales terrenos o unidades cartográficas y de hecho se interpretan como contactos previos, estratigráficos, intrusivos o tectónicos, que por su orientación favorable han sido reactivados como fallas de componente sinistral inversa o inversa durante la transpresión de finales del Neógeno (Mann et al., 1984). Siguiendo esta interpretación, Mann et al. (1991) sugieren que las principales provincias morfoestructurales del interior de la isla consisten en elevaciones estructurales y valles intermedios cuyos límites más recientes están formados o reactivados por fallas de dirección NO-SE.

Dentro de este contexto de zona transpresiva o *restaining bend*, Mann et al 1991c) citan la presencia de grabens y pequeñas cuencas alineadas según la dirección regional de máximo esfuerzo NE-SO a ENE-OSO (Dolan y Mann, 1998). En la zona de estudio se observan numerosas fallas con esta dirección que, sin llegar a la categoría mencionada, en muchos casos canalizan potentes depósitos aluviales que están alineados a favor de cauces de ríos actuales. Aunque alguna de estas fallas pudiera tener su origen en tectónicas previas, por ejemplo como fallas de transferencia del movimiento asociadas a cinturones de pliegues y cabalgamientos, es posible que muchas de ellas hayan sido reactivadas como fallas normales durante la tectónica transpresiva.

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., 1991c), es muy posible que ésta se 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 (Figs. 3.2.1 y 3.2.2). 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. El mismo frente septentrional de esta sierra pudiera consistir en una de estas fallas. 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 la 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 colisión del ridge de Beata y su edad es muy reciente, del Cuaternario-subactual, aunque muy probablemente siga activa en la actualidad.

4. GEOMORFOLOGÍA

Como parte del Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, se ha realizado la cartografía geomorfológica y de riesgos de toda la zona de estudio. Pese a que esta cartografía se presenta a escala 1:100.000 y por cuadrantes (en este caso, cuadrante de Azua) para su elaboración se ha partido del estudio de las fotos aéreas existentes a escala 1:40.000 y de la confección de borradores a escala 1:50.000 para cada Hoja, los cuales han sido contrastados con visitas al campo. En el presente capítulo se exponen las principales conclusiones derivadas de estos estudios.

4.1. Descripción fisiográfica

La Hoja de San José de Ocoa (6071-I) se sitúa en la vertiente meridional de la Cordillera Central Dominicana, a menos de 10 km al Norte de la bahía de Ocoa.

El sustrato de la Hoja está representado mayoritariamente por las formaciones estratigráficas características del flanco meridional de la cadena, pertenecientes al cinturón de Peralta.

La orografía está marcada por los fuertes desniveles existentes. De este modo en la parte septentrional de la Hoja se superan en varios puntos los 2000 m de altitud: Loma El Recodo (2013 m), Alto de Galano (2046 m) y especialmente Tetero Mejía (2581 m) que constituye cima más alta. Hacia el S y SO se registra un descenso progresivo en las cotas de forma que las líneas de cumbres sobrepasan los 1500 m al N (Loma Barro Colorado 1865 m, Loma la Pocilga 1744 m y Gajo el Francés 1716 m) y no alcanzan los 1000 m al Sur (Alto Los Naranjos 923 m y El Cucurucho 878 m, p.e.).

Las cotas más bajas se localizan en el límite meridional de la Hoja donde los fondos de valle de los ríos principales (Ocoa, Banilejo, Grande, Vía y Las Yayitas) alcanzan registros mínimos que descienden en sentido E a O de unos 350 m a 210 m.

La orientación de los elementos fisiográficos conforme a las directrices NO-SE, generalizadas en la Cordillera Central, es muy evidente en la mayor parte de la Hoja debido

a la marcada alineación de las sierras desarrolladas sobre las calizas y conglomerados de las Fms. Jura y Ocoa. En el margen nororiental los relieves adoptan una disposición más norteada como consecuencia de la estructuración de la Fm. Tireo.

Las manifestaciones volcánicas, de extensa representación en zonas próximas, son escasas y se restringen a la esquina noroccidental de la Hoja

El clima imperante es mayoritariamente tropical, con temperaturas medias en verano en torno a los 24-26° y de 20-22° en invierno, aumentando los registros a más de 26° y de 24°, respectivamente hacia el SO. La media de temperaturas anuales registra la misma tendencia de modo que las máximas varían del NE al SO entre unos 28 y 32° y las mínimas pasan de unos 18° a casi 22°. Los máximos pluviométricos se concentran en la parte nororiental de la Hoja, donde se sobrepasan los 1250 mm anuales y el promedio de lluvias supera los 100 días, mientras que en el vértice SO se desciende a menos de 750 mm por año.

Los principales curso de la red hidrográfica son los ríos Ocoa y Banilejo cuyas cuencas de drenaje ocupan cerca del 80 % de la superficie de la Hoja. Por el extremo occidental se encuentra la vertiente oriental de la cuenca del río Jura. Su cauce penetra localmente en la Hoja y los ríos Irabón y Las Yayitas constituyen sus principales tributarios. En la parte más meridional se encuentran las cabeceras de los ríos Grande y Vía que constituyen cursos independientes y desembocan en la bahía de Ocoa.

En términos generales, la red está representada por cauces estrechos y encajados, propios de zonas de cabecera. No obstante el río Ocoa en su curso medio presenta un valle bastante ensanchado dando lugar a un acúmulo destacable de depósitos cuaternarios, lo que también sucede en menor medida y de forma localizada e intermitente en los ríos Jura, Las Yayitas, Vía y Banilejo.

4.2. Análisis morfológico

Se realiza a continuación un análisis del relieve de acuerdo con los siguientes puntos: El *Estudio morfoestructural* en el que se considera el relieve como una consecuencia de la disposición y naturaleza del sustrato geológico y el *Estudio del modelado* que analiza los efectos y las características de los procesos exógenos sobre dicho sustrato.

4.2.1. Estudio morfoestructural

El sustrato geológico está constituido de forma casi exclusiva por las unidades características de la parte meridional de la Cordillera Central correspondiendo a un potente conjunto de rocas sedimentarias del Eoceno (Gr. Peralta y Fm. Ocoa) y, en menor medida, volcánicas y volcanosedimentarias del Cretácico superior (Fm. Tireo). El relieve se estructura conforme a las directrices NO-SE, generalizadas en la cadena, sobre las formaciones del Cinturón de Peralta, y se registra una disposición N-S en los terrenos donde se desarrolla la Fm Tireo, al ENE de la Hoja.

En la mitad SO de la Hoja donde el sustrato corresponde a los materiales del Gr. Peralta, la estructuración NO-SE es muy evidente debido al contraste litológico existente entre la Fm. Jura, de naturaleza calcárea, y la unidades adyacentes, de carácter más lutítico (Fms. Ventura y el Número) y acusa el intenso replegamiento de la serie en grandes pliegues prolongados según la dirección regional. De este modo los principales resaltes corresponden a afloramientos de la Fm. Jura y marcan las disposición de los flancos mientras que buena parte de los cursos de la red (río Banilejo, río Limón, arroyos Hondo, Chepe, etc.) se instala sobre las formaciones lutíticas en el eje de algunas estructuras.

La parte alta de la serie eocena se caracteriza por su disposición monoclinal con buzamientos hacia el NE, predominio de materiales margosos (Fms. El Número y Ocoa) y gran potencia de depósito, (más de 6000 m). Ocupa la mayor parte de la mitad NE de la Hoja y presenta las cumbres más elevadas, superando en muchos puntos los 2000 m de altitud. La estructuración NO-SE se pone de manifiesto por la alineación de las aristas principales conforme a esta dirección si bien la red drenaje muestra una distribución algo más anárquica.

El vulcanismo cuaternario sobreimpuesto, extensamente desarrollado al NO adquiere una escasa representación en la Hoja limitándose a la esquina NO de la misma. Pertenece a la provincia de Yayas de Viajama-Padre Las Casas y está representado esencialmente por coladas basálticas de extensión limitada.

Los materiales neógenos se desarrollan en el vértice suroccidental de la Hoja (sector de Las Yayitas) formando parte del relleno de la Cuenca de Azuá-San Juan en su borde NE. El río Las Yayitas constituye el elemento más característico de este dominio en la Hoja al que

crucza longitudinalmente. El acusado encajamiento de este curso y la situación marginal del originan un relieve más accidentado (con cotas comprendidas entre 700 y 200 m) que el que cabe esperar en los terrenos ocupados por la depresión neógena donde suelen desarrollarse formas suaves y alomadas que en la Hoja se observan únicamente en la parte más meridional.

El río Ocoa presenta un valle amplio en el entorno de San José de Ocoa y Sabana Larga constituyendo la única depresión cuaternaria destacable en la Hoja. Presenta una extensión de unos 25 km² y se desarrolla a lo largo de unos 10 km. Los depósitos cuaternarios corresponden en su mayor parte terrazas y en menor medida a formas de ladera (deslizamientos y coluviones) y poligénicas (glacis).

Se describen a continuación las formas endógenas diferenciándose las de origen volcánico y las estructurales.

4.2.1.1. Formas estructurales

Una de las formas estructurales más desarrolladas en la Hoja son las fallas con expresión morfológica. Forman un conjunto de accidentes bastante recientes que se encuentra relacionado con la tectónica de desgarres activa en la isla desde el Mioceno superior (Mann et al., 1991). Se distinguen tres familias principales de fracturas de acuerdo con las siguientes direcciones: 1) ONO-ESE a E-O, 2) NO-SE a N-S y 3) NNE-SSO. Morfológicamente se manifiestan por el trazado rectilíneo de algunos cursos de la red, y localmente desarrollan facetas triangulares. En muchas ocasiones no se observa fotogeológicamente el trazado de las fallas debido al recubrimiento por depósitos fluviales aunque el recorrido rectilíneo del valle evidencia la existencia de un accidente estructural, habiéndose diferenciado como fallas supuestas

Las trazas de capas representan una forma muy evidente en el seno de la Fm. El Número y se desarrollan a partir de los niveles de megaturbiditas. La traza de los niveles más competentes de la Fm. Ocoa (calizas y conglomerados) se distingue bajo la forma de aristas estructurales. Los escarpes de origen estructural distinguidos se desarrollan en los intervalos carbonatados más potentes de techo de la Fm El Número y en el olistolito mayor de la Fm. Ocoa.

En la parte meridional de la Hoja se ha diferenciado una superficie estructural establecida sobre calizas de la Fm Jura en un punto donde se registran bajos buzamientos.

4.2.1.2. Formas volcánicas

Las manifestaciones volcánicas existentes en la Hoja de San José de Ocoa se enmarcan en la región volcánica de Constanza-Yayas de Viajama, que forma una franja de unos 30 km de anchura que se extiende en dirección NE-SO desde el valle de Constanza hasta la Cuenca de Azua-San Juan.

El vulcanismo cuaternario de esta región ha despertado, desde los trabajos pioneros de Vaughan et al. (1921), el interés de numerosos autores, entre los que destacan por su aplicación en el presente estudio, Olade (1980), Electroconsult (1983), Vespucci (1982, 1986) y García y Harms (1988).

La distribución de los afloramientos de rocas volcánicas en la región y las dataciones radiométricas realizadas (de 2 m.a. a 0,5 m.a.) parecen señalar que el vulcanismo ha experimentado un desplazamiento progresivo de SO a NE. De acuerdo con esta distribución y en función también de las diferencias petrológicas, se han distinguido dos provincias volcánicas: Provincia de Yayas de Viajama-Padre Las Casas, al SO, y la de Valle Nuevo, al NE.

La provincia de Yayas de Viajama-Padre Las Casas se caracteriza por presentar un gran número de pequeños afloramientos diseminados de rocas volcánicas. En términos generales se diferencia un primer episodio efusivo de composición basáltico-andesítica, seguido por otro de predominio traquiandesítico que representa el episodio volcánico de mayor extensión en la región.

En la provincia de Valle Nuevo se distingue una etapa efusiva inicial de composición basáltica, tentativamente correlacionable con la de la otra provincia, a la que sigue un episodio de carácter traquiandesítico, con una representación más extensa. Las manifestaciones más recientes, muy aisladas, son de naturaleza basáltica y tienden a adaptarse a la red.

Las manifestaciones volcánicas de la Hoja de San José de Ocoa pertenecen a la provincia de Yayas de Viajama-Padre Las Casas y su composición basáltica sugiere su correlación con el episodio efusivo inicial.

Su representación en la Hoja es muy reducida, limitándose a la esquina NO de la misma, en el sector de Sabana de San Juan.

Se reconocen varios afloramientos aislados, la mayoría correspondientes a coladas. El mayor de ellos se dispone aparentemente rellenando un valle (Caño de Miguel Martín) y presenta coladas con líneas de flujo dirigidas hacia el Norte, con una expansión máxima preservada que apenas sobrepasa 1 km de longitud. Otros afloramientos aislados parecen estar en continuidad con coladas procedentes del N, fuera de Hoja y justo en la esquina se aprecia un afloramiento de rocas subvolcánicas que corresponde a un probable centro de emisión, generador de coladas muy reducidas que fluyeron hacia el ONO.

Las dataciones efectuadas mediante el método de K/Ar (Electroconsult, 1983) en las hojas vecinas sobre materiales volcánicos semejantes, indican edades de $1,2 \pm 0,4$ m.a.

4.2.2. Estudio del modelado

Se analizan en este apartado las formas distinguidas en la Hoja, tanto erosivas como de acumulación, que han sido originadas por la acción de los procesos externos. Se realiza una descripción agrupada en función de los fenómenos genéticos. En la caracterización de los depósitos se integran todos los datos recogidos respecto a sus características geométricas, litológicas y de correlación con otras formas.

4.2.2.1. Formas de ladera y remoción en masa

Las formas acumulativas en laderas están representadas por deslizamientos y coluviones.

Los deslizamientos se distribuyen de forma dispersa en toda la Hoja si bien son más frecuentes y mayores en las laderas de los valles principales; ríos Ocoa, Banilejo, Limón, Grande, Jura y Las Yayitas. Constituyen formas de extensión variable y potencia de orden métrico a decamétrico. Se generan en laderas de pendientes pronunciadas a medias sobre todo tipo de sustratos si bien tienden a concentrarse en las formaciones lutíticas. Su litología de los depósitos depende lógicamente de la naturaleza del sustrato y corresponde

esencialmente a fangos con cantos y bloques. De han distinguido dos tipos de deslizamientos cuya diferencia radica principalmente en la velocidad de desplazamiento.

Los deslizamientos por reptación presentan un desarrollo destacado al Norte de la cabecera del río Grande y aparecen de forma aislada en el entorno del río Ocoa y en el valle del Las Yayitas. Movilizan materiales margosos de las Fms. El Número y Ocoa. Presentan unos límites en ocasiones muy poco netos y se encuentran relacionados con fenómenos de tipo *creep* por lo que su velocidad de desplazamiento es muy baja. Su potencia varía notablemente alcanzándose valores próximos a los 20 m.

Los deslizamientos por gravedad se diferencian de los deslizamientos por reptación debido a la rapidez de desplazamiento y sus límites resultan de más fácil definición puesto que en numerosas ocasiones se reconocen las respectivas cicatrices de deslizamiento. Se encuentran muy dispersos y suelen presentar unas dimensiones algo menores que los originados por reptación, en muchos casos sin posibilidad de expresión cartográfica a la escala de trabajo distinguiéndose como deslizamientos puntuales. En este sentido hay que hacer notar la generación de nuevos deslizamientos tras el paso del huracán Georges al Sur de San José de Ocoa que inutilizaron la carretera acarreado con los consecuentes problemas de aislamiento de esta localidad.

Los coluviones se desarrollan también de forma dispersa y aislada en la Hoja, y pese a lo accidentada orografía no alcanzan una expresión destacada. Su distribución es semejante a la de los deslizamientos puesto que tienden a concentrarse en las laderas medias y bajas con pendientes pronunciadas, de los valles de los cursos principales y red subsidiaria. Poseen una extensión decamétrica a hectométrica y su potencia es del orden de varios metros. La litología depende de los relieves circundantes consistiendo generalmente en lutitas con bloques y cantos. Constituyen depósitos de baja organización debido a su escaso transporte.

Las facetas triangulares se reconocen localmente en la Hoja. Están relacionadas con la actividad reciente de una falla de destacada continuidad que discurre en sentido NNO-SSE y en la ladera occidental del valle del río Ocoa.

4.2.2.2. Formas fluviales

Los depósitos de origen fluvial existentes en la Hoja corresponden a fondos de valle-llanura de inundación, terrazas y conos aluviales.

Litológicamente son todos muy semejantes correspondiendo a arenas, gravas y lutitas.

La litología de los clastos depende directamente de la naturaleza del sustrato en las cabeceras y relieves circundantes. De este modo en las cuencas de los ríos Banilejo, Grande, Vía e Irabón corresponden de forma prácticamente exclusiva a calizas y areniscas de las formaciones del Gr. Peralta, Mientras que en la del Ocoa predominan los del rocas ígneas y volcanoclásticas procedentes de los conglomerados de la Fm. Ocoa y de los afloramientos del Gr. Tireo. Los diámetros de los clastos son bastante variables oscilando generalmente entre 5 y 25 cm y el grado de rodamiento es normalmente alto a muy alto, medio-alto en los conos aluviales.

Los depósitos clásticos (conglomerados, gravas y arenas) pueden presentar estructuras sedimentarias de origen tractivo: Gradación positiva grosera, estratificación cruzada e imbricación de cantos y en ocasiones poseen bases canalizadas y cicatrices erosivas internas.

Los términos lutíticos son poco frecuentes y se encuentran principalmente en la matriz de los depósitos clásticos y en fondos de valle pueden desarrollar algunos horizontes fangosos de escasa potencia.

Los fondos de valle y llanura de inundación constituyen los depósitos que presentan una relación más directa con los cauces actuales. Los principales afloramientos se desarrollan en los principales cursos de la red (ríos Ocoa, El Canal, Banilejo, Limón, Grande, Vía, Las Yayitas, Irabón y Jura), donde su prolongada extensión longitudinal contrasta con su escasa anchura, (generalmente de orden decamétrico), rasgo propio de áreas de cabecera que refleja el acusado encajamiento de la red fluvial. En otros cursos menores los afloramientos se distribuyen de forma más intermitente o aislada a lo largo de los cauces. Litológicamente los depósitos están formados predominantemente por gravas con frecuentes bloques de dimensiones métricas, mientras que las arenas y especialmente los fangos, constituyen los términos minoritarios. Los cantos muestran una grado elevado de rodamiento y su diámetro

oscila por lo general entre 5 y 25 cm. El espesor de los depósitos está comprendido entre 1 y 5 m.

Las terrazas se reconocen de forma intermitente en la mayor parte de los cursos principales (ríos El Canal, Banilejo, Limón, Vía, Las Yayitas, Irabón, Jura y Arroyo Piedra), si bien el principal desarrollo se registra en el valle del Ocoa donde las terrazas constituyen un extenso sistema escalonado. Aparecen predominantemente como terrazas colgadas aunque en el valle del Ocoa se distribuyen como terrazas encajadas adosándose a ambos márgenes del cauce a lo largo de unos 9 km. Los cantos son de naturaleza y tamaño variable, alcanzan en algunas ocasiones diámetros superiores a 1 m, y registran un grado alto a muy alto de rodamiento. Las arenas poseen composición arcósica y litarenítica apareciendo como litología minoritaria frente a las gravas. Los depósitos de terrazas muestran abundantes estructuras sedimentarias de origen tractivo reconociéndose cicatrices erosivas, bases canalizadas, estratificación cruzada planar y en surco e imbricación de cantos. No se observan buenos cortes, estimándose una potencia inferior a 10 m. Se han agrupado en dos conjuntos de acuerdo con su posición respecto al cauce: Terrazas bajas que comprenden los niveles inferiores, dispuestos como terrazas encajadas, con cotas de +1-5 m sobre el curso actual, y terrazas medias-altas que incluyen todas aquellas que se encuentran colgadas respecto a los cauces alcanzando cotas relativas de pueden superar +20 m.

Los conos aluviales constituyen depósitos de reducido desarrollo en la Hoja que se expanden a la salida de algunos arroyos a los valles principales. Normalmente corresponden a pequeñas formas de radio decamétrico sin posibilidades de expresión cartográfica a las escalas de trabajo. Al Norte de San José de Ocoa se encuentra el único representante figurado en la cartografía si bien resulta de difícil diferenciación en el terreno al encontrarse muy disectado. Los depósitos están representados por niveles de gravas con bloques en una matriz arenoso-limosa, a veces en alternancia con horizontes de fangos que incluyen cantos dispersos. Presentan escasas estructuras sedimentarias observándose en ocasiones gradación clástica muy grosera e imbricación incipiente de cantos. Su potencia máxima se cifra entre 5 y 10 m.

Las formas erosivas más destacadas corresponden a las que se encuentran en relación directa con el encajamiento de la red. La incisión lineal es muy notoria. Genera laderas muy pronunciadas con predominio de pendientes superiores al 30% y produce encajamientos

espectaculares, con frecuencia del orden de varios cientos de metros. La red es de tipo dendrítico y su distribución refleja claramente la estructuración del sustrato sobre el que instala. Únicamente en torno a los principales relieves de la Hoja (Tetero Mejía p.e.) presenta una disposición más o menos radial.

Los interfluvios presentan formas consecuentes con el comportamiento de la red. Corresponden en su mayor parte a aristas en general muy pronunciadas y perfiladas debido al elevado grado de incisión.

Los fenómenos de arroyada en regueros o sin cauce definido son relativamente frecuentes en laderas alomadas y reflejan fases iniciales de incisión de la red.

Los procesos de erosión lateral del cauce se registran en los tramos donde los ríos principales muestran una configuración meandriforme y se concentran donde el sustrato está formado por rocas lutíticas. Constituyen un fenómeno bastante común en los ríos Ocoa, Banilejo, El Canal, Limón, Vía, Irabón y arroyo Piedra.

Las cabeceras de cárcavas se encuentran principalmente las en partes altas de laderas con pendientes pronunciadas y se desarrollan sobre litologías margosas de las Fms. Ventura, El Número y Ocoa.

4.2.2.3. Formas poligénicas

Las formas de acumulación de origen poligénico están representadas por glacis. Se encuentran distribuidos de manera dispersa en toda la Hoja aunque son más frecuentes en la mitad NE de la misma. Forman pequeños rellanos elevados sobre los cursos actuales, en ocasiones a más de 100 m. El principal desarrollo de glacis se localiza en la vertiente nororiental del río Banilejo donde sugieren la existencia de una superficie suavemente inclinada hacia el SO que se encuentra actualmente muy dismantelada, disectada y fragmentada. La potencia de los depósitos es bastante discreta y raramente supera los 15 m. Litológicamente se registra un marcado predominio de gravas, cuya naturaleza varía dependiendo del área fuente, correspondiendo predominantemente a calizas y areniscas de la serie paleógena aunque localmente pueden ser abundantes los clastos de rocas ígneas y vulcano-sedimentarias heredados de los conglomerados de la Fm. Ocoa. Los cantos presentan un grado de rodamiento medio a alto y su tamaño es muy variable, alcanzando con frecuencia dimensiones métricas, y disminuye progresivamente a mayor distancia de los

relieves. Los términos arenosos constituyen una litología minoritaria y poseen una composición litoarenítica. Los fangos alcanzan en algunos casos proporciones destacadas. Forman parte de la matriz de los depósitos clásticos o alternan con éstos constituyendo capas fangosas de tonos rojos y ocre con algunos cantos dispersos. Los niveles clásticos registran una organización incipiente evidenciada por su gradación grosera y aparición eventual de estructuras sedimentarias de origen tractivo consistentes en imbricación de cantos y bases erosivas

Una de las formas poligénicas más comunes corresponde a las superficies de erosión. La mayor parte corresponde a superficies relictas preservadas en las principales aristas concentrándose a diversas cotas comprendidas entre los 750 y 2000 m. Al O de Los Manaderos se distingue una superficie de erosión colgada a media ladera desarrollada alrededor de los 1200 m.

Los inselbergs constituyen una forma de erosión de origen poligénico bastante frecuente y característica en la región. Se reconocen en la mitad septentrional de la Hoja y se desarrollan en las principales líneas de cumbres. Corresponden a cerros aislados, de formas cónicas o subpiramidales, que destacan como relieves relictos en las aristas principales.

Las grandes aristas se distribuyen por toda la Hoja y forman crestas de gran continuidad, a favor de las cuales se desarrollan normalmente las principales líneas de cumbres. Presentan una marcada alineación en dirección NO-SE reflejando claramente la estructuración del sustrato.

4.3. Evolución dinámica

La estructuración del relieve actual comienza en el Neógeno, momento en el que se establece una configuración paleogeográfica en la región similar, a grandes rasgos, a la existente en la actualidad.

La acción de los procesos que influyen en la creación y modelado del relieve actual se mantienen activos desde el Neógeno. En este sentido hay que hacer notar la importancia de la estructuración del sustrato de modo que los principales elementos fisiográficos siguen, a grandes rasgos, las directrices generales NO-SE de la Cordillera Central Dominicana.

La actividad volcánica cuaternaria, tan importante y extensa en la región, posee en la Hoja una escasa representación limitándose a la esquina NO de la misma (Sabana de San Juan) donde se encuentran las únicas manifestaciones. Por su posición emplazada en la provincia de Yayas de Viajama-Padre Las Casas y de acuerdo con su composición basáltica presentan una correlación razonable con la primera etapa de emisión. presenta coladas que aparentemente se disponen rellenando un valle lo que indicaría por o menos su contemporaneidad con los procesos recientes de incisión de la red, fenómeno que sólo se ha citado al N de la provincia de valle Nuevo en relación con el más moderno de los episodios efusivos de la región.

La litología del sustrato constituye un rasgo de consecuencias destacadas en la orografía de la Hoja. Son frecuentes los resaltes originados por contraste de competencia entre las litologías existentes en la serie paleógena y un buen número de aristas se establecen sobre niveles de mayor resistencia a la erosión.

Los procesos de mayor incidencia sobre el modelado derivan directamente del establecimiento de la red de drenaje. El levantamiento mantenido de la isla, unido al régimen torrencial de lluvias bajo un clima tropical, propicia el espectacular encajamiento de los cursos hidrográficos y el rápido desmantelamiento de las formas más antiguas. La intensa actividad erosiva originada a partir de la instalación de la red se manifiesta por el predominio de formas de origen fluvial: incisión lineal, interfluvios en aristas, cabeceras de cárcavas, erosión lateral de los cauces y escarpes en los márgenes de los cursos. Las formas fluviales de acumulación son poco abundantes debido al marcado predominio de zonas de cabecera. Este rasgo está reforzado por la escasa anchura de los fondos de valle cuyos depósitos solo alcanzan un desarrollo longitudinal destacable en los principales ríos. Localmente se preservan depósitos de terrazas, a cotas relativas inferiores a +20 m respecto el cauce que evidencian los últimos episodios sucesivos de encajamiento. Los conos aluviales constituyen formas poco frecuentes y se desarrollan de forma localizada a la salida de algunos arroyos.

Los depósitos de ladera y remoción en masa observados consisten en coluviones y deslizamientos y constituyen fenómenos recientes que se mantienen activos. Las facetas triangulares aparecen de forma puntual en la Hoja en relación con la actividad reciente de algunas fallas.

Las formas poligénicas se encuentran en relación con procesos que registran una actividad cronológicamente muy prolongada así que las más antiguas raramente se preservan. En las aristas principales se preservan restos de diversas superficies de erosión, la más alta se encuentra entre los 1900 y 2000 m de altitud y la más baja se sitúa alrededor de la cota de 750 m. No se observan en la Hoja depósitos claramente correlativos con las superficies de erosión. De hecho la superficie correlativa con el sistema de glacis desarrollado en la vertiente NE del río Banilejo no resulta visible en la actualidad. En las aristas principales son muy frecuentes los inselbergs, destacando como elevaciones aisladas que representan relieves relictos preservados de distintas fases erosivas.

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

La evolución actual y futura del relieve está condicionada por la elevación constante de la isla. Este fenómeno provoca un continuado 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 principalmente por la incisión de la red de drenaje, generándose encajamientos muy pronunciados que denotan un gran potencial de erosión y transporte de sedimentos.

La tendencia futura es a una mayor jerarquización de la red, fenómeno que propiciará una mayor disección en las zonas con menores pendientes y en las laderas alomadas donde actualmente se registran procesos de incisión incipiente (arroyada en regueros o sin cauce definido). La intensa actividad erosiva motivará la desaparición de las formas poligénicas antiguas, especialmente los vestigios de superficies de erosión. El progresivo encajamiento de la red principal facilitará el desmantelamiento de los depósitos cuaternarios en los valles especialmente del sistema de terrazas desarrollado a partir del río Ocoa.

Los riesgos geológicos más importantes consisten en inundaciones o avenidas y fenómenos de inestabilidad en laderas.

Las áreas con riesgo más elevado de avenidas corresponden a los fondos de valle y llanuras de inundación. En estos casos los riesgos se acentúan debido a la espectacular

incisión de la red que se manifiesta con la generación de fondos de valle muy estrechos y encajados. En este sentido hay que hacer notar los espectaculares efectos que el paso huracán Georges ha originado en los principales cursos de la red hidrográfica, especialmente en los ríos Banilejo, Ocoa y El Canal, donde se concentran los núcleos de población, que movilizaron, en condiciones de muy alta energía, un enorme volumen de materiales a lo largo del valle.

Las terrazas bajas y conos aluviales registran un riesgo algo más bajo de inundación si bien este fenómeno sólo se acentúa en avenidas estacionales.

Los procesos de erosión del suelo son acusados en todas las áreas con pendientes pronunciadas debido a la gran velocidad con que se encaja la red, generándose formas de vaciado importantes en el sustrato, (incisión lineal, regueros, cárcavas etc.), en cortos periodos de tiempo. En los principales cursos se producen también encajamientos notables que se evidencian como escarpes en sus márgenes o como procesos de erosión lateral de los cauces.

Las principales inestabilidades en laderas están motivadas por las altas pendientes existentes. El proceso más común y consecuentemente el riesgo más elevado, corresponde a la generación de deslizamientos, que se producen en laderas pronunciadas sobre sustratos con litologías lutíticas. Entre éstos constituyen un mayor riesgo los gravitacionales que los originados por reptación a causa de su mayor velocidad de desplazamiento. En referencia a este tipo de procesos hay que hacer notar la incidencia que tuvieron al S de San José de Ocoa tras el paso del Huracán Georges que inhabilitaron la carretera y provocaron importantes dificultades de acceso a las principales poblaciones del valle.

Un riesgo geológico menor es el representado por los coluviones que constituyen formas activas de acumulación de materiales inestables en laderas.

Finalmente cabe citar que el riesgo de sismicidad es moderado a bajo en la zona aunque localmente se han observado facetas triangulares que demuestran la existencia de fallas con actividad más o menos reciente.

5.HISTORIA GEOLÓGICA

La comprensión de la historia geológica de la Hoja de San José de Ocoa no es posible sin su integración en un contexto geológico y temporal más amplio; su situación en el corazón de la Cordillera Central, en el límite entre dos grandes dominios, el cinturón de Peralta y su basamento conocido, la Fm. Tireo, hace obligatorias las referencias a ambos, por lo que en el presente capítulo serán especialmente frecuentes las alusiones al territorio comprendido dentro de las Hojas a escala 1:100.000 de Constanza y Azua, incluidas en la zona de estudio del presente proyecto.

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

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

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

- Cretácico superior, caracterizado por la construcción de un arco insular precursor de la actual Cordillera Central.

- Paleógeno, definido por una notable acumulación sedimentaria a favor de un surco submarino paralelo al arco insular cretácico.
- Neógeno-Cuaternario, caracterizado por la estructuración definitiva de la región, con creación de diversas cuencas rellenas por sedimentos marinos y continentales. Si bien éstas quedan prácticamente fuera de los límites de la Hoja, su conocimiento es imprescindible a fin de establecer la secuencia de acontecimientos más recientes de la zona.

5.1. El arco insular del Cretácico superior

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

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

reconociéndose junto a ellos la esporádica llegada de lavas y la extrusión de domos, así como la intrusión de cuerpos subvolcánicos.

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

Así, las variaciones a lo largo del tiempo se manifiestan por una acidificación del magmatismo y por oscilaciones en su intensidad. Durante un primer estadio que abarcaría aproximadamente el Cenomaniano-Turoniano, el magmatismo muestra una tendencia básica reflejada en la abundancia de productos de composición basáltica y andesítica, sustituida en un segundo estadio, coincidente en gran medida con el Senoniano, por emisiones e intrusiones de carácter ácido, con predominio de tipos riolíticos y dacíticos. Los episodios más tardíos de este segundo estadio muestran la mayor profusión de los procesos sedimentarios en respuesta a una disminución de la actividad ígnea del arco, precursora de su total extinción.

La actividad magmática relacionada con la subducción no estuvo restringida a los procesos volcánicos, sino que produjo ingentes masas de composición tonalítica encajadas en la Fm. Tireo. Su emplazamiento como batolitos y *stocks* se produciría a finales del Cretácico y comienzos del Terciario, probablemente hasta el Eoceno, destacando por sus dimensiones los de El Río (Hojas de Gajo de Monte y Constanza), Yaque del Sur (Hoja de Gajo de Monte) y La Yautía (Hoja de Arroyo Caña).

La existencia de este arco insular y la de sus productos derivados, está fuera de toda duda en lo que actualmente es el flanco suroccidental de la Cordillera Central (Hojas de Gajo de Monte, Constanza, Bonaio, Padre Las Casas, Sabana Quéliz, Arroyo Caña y San José de Ocoa, entre otras), pero no puede decirse lo mismo de la región situada al Suroeste de aquél (Hojas de Yayas de Viajama, Pueblo Viejo y Azua). En efecto, los datos existentes acerca del sustrato de la Cuenca de Azua-San Juan y de parte del cinturón de Peralta, no permiten confirmar la presencia de productos derivados del arco insular durante el Cretácico superior, siendo la hipótesis alternativa más probable, la de que dicha zona estaría

encuadrada en la cuenca marginal aislada a espaldas del arco, caracterizada por un sustrato de naturaleza basáltica, semejante al descrito en Haití (Mercier de Lepinay, 1987).

5.2. La cuenca paleógena de *back arc*

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

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

La sedimentación paleógena se inició a través del depósito de la Fm. Ventura, posiblemente en respuesta a la inestabilidad del área madre, que habría comenzado su estructuración en las zonas más internas, fundamentalmente mediante un proceso de imbricación de diversas escamas. El surco paleógeno sufrió la invasión de lóbulos turbidíticos correspondientes a abanicos submarinos profundos, propagados hacia el Sureste y nutridos del desmantelamiento del arco cretácico, que se llevó a cabo con una elevada tasa erosiva, como sugiere la potente acumulación sedimentaria registrada, que determinó que sus últimos depósitos se acumularan en condiciones más someras.

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

La elevada tasa de sedimentación característica del Paleógeno en la región, sufrió una considerable disminución en el paso al Eoceno superior, registrándose un episodio de condensación en ambientes pelágicos cuyo resultado son las Capas Rojas del Jura. El posterior depósito de la Fm. El Número supuso un nuevo incremento de la tasa sedimentaria, con una potente acumulación de depósitos pelíticos en condiciones pelágicas no abisales, con intercalaciones turbidíticas de posible origen prodeltaico, reflejando condiciones más someras que las correspondientes a la Fm. Ventura. La estabilidad del depósito de la Fm. El Número se vio interrumpida por la llegada de depósitos desorganizados relacionados con un talud, estabilizándose nuevamente durante sus últimos compases, caracterizados por varios episodios de somerización en un ambiente de plataforma carbonatada (Hojas de San José de Ocoa y Sabana Quéliz).

Dentro de los signos inequívocos de actividad tectónica en la región durante el Paleógeno, el acontecimiento principal tuvo lugar en el Eoceno superior, en relación con un proceso de imbricación de escamas en la Fm. Tireo, y su principal consecuencia fue la sedimentación del Grupo Río Ocoa, en discordancia sobre el Grupo Peralta, que ya habría comenzado su deformación. El depósito de la Fm. Ocoa tuvo lugar durante el Eoceno superior, sin que deba descartarse que pudiera prolongarse parcialmente durante el Oligoceno. Menos dudas existen acerca de la principal área de alimentación de la cuenca que continuaba siendo el sector correspondiente a la actual Cordillera Central, si bien el grado de desmantelamiento sufrido por la Fm. Tireo queda puesto de manifiesto por la ingente cantidad de fragmentos de intrusiones tonalíticas incorporados a la cuenca.

La paleogeografía bajo la que se produjo el depósito de la Fm. Ocoa no es bien conocida, sin que pueda afirmarse si llegó a depositarse en el sector occidental de la región; en cualquier caso, sus afloramientos al Sur de la región sugieren dos posibilidades (Hojas de San José de Ocoa y Azua): según una de ellas, las dos bandas en las que aflora corresponden a cuencas paralelas desconectadas entre sí, al interponerse entre ambas un

umbral constituido por materiales del Grupo Peralta, implicando una notable restricción del área sedimentaria con respecto a éste; según la otra, más probable, se supone que todos los afloramientos pertenecen a una misma cuenca y que su actual separación se debe al efecto de los procesos tectónicos y erosivos posteriores.

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

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

Lo ocurrido entre el final del depósito de la Fm. Ocoa y el comienzo de la sedimentación miocena en la cuenca de Azua-San Juan es pura especulación ante la falta de registro existente, aunque queda fuera de toda duda el establecimiento de una nueva configuración regional, posiblemente condicionada por el cabalgamiento de la Fm. Tireo sobre el Cinturón de Peralta. El consiguiente cambio en el dispositivo sedimentario iría acompañado por un progresivo desplazamiento del frente activo hacia el Suroeste en respuesta al avance del cinturón de pliegues y cabalgamientos en este mismo sentido, avance que, prolongado hasta el Cuaternario, ha condicionado tanto la evolución sedimentaria como la estructura de la cuenca.

5.3. Las cuencas neógenas

La escasa representación de sedimentos neógenos en la Hoja de Sabana Quéliz obliga a recurrir a los conocimientos existentes sobre ellos en sectores cercanos de la cuenca de Azua-San Juan. La abundancia de datos relativos a los materiales neógenos y cuaternarios de dicha cuenca permite mayores precisiones paleogeográficas que en el caso de las etapas anteriores, si bien aún permanecen varios interrogantes de consideración, especialmente en lo que concierne a los mecanismos geodinámicos de dicha evolución. La sedimentación neógena dio comienzo en una cuenca amplia y, a grandes rasgos, uniforme, localizada al Suroeste del frente activo de la Cordillera Central, integrado por el cinturón de Peralta, del cual constituiría por tanto su cuenca de antepaís.

El régimen marino inicial siguió una clara tendencia somerizante, hasta ser sustituido definitivamente por un régimen continental a finales del Neógeno. Esta tendencia somerizante fue favorecida por el avance del cinturón de pliegues y cabalgamientos, que provocó la progresiva restricción y compartimentación de la cuenca inicial. La evolución regional se vio complicada por la superposición de dos acontecimientos de envergadura geodinámica sobre la dinámica propia del cinturón: la aproximación desde el Suroeste del *ridge* de Beata, que actuó a modo de *indenter*, y el desarrollo de un sistema de desgarres de dirección E-O, como consecuencia de la convergencia oblicua entre las placas Norteamericana y Caribeña. En sus episodios más recientes, la región se ha caracterizado por un intenso volcanismo, posiblemente relacionado con dichos acontecimientos, pero sin explicación plausible en la actualidad.

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

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

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

La tendencia a la emersión habría individualizado la cuenca de Enriquillo, al Suroeste de la sierra de Neiba, de la de Azua-San Juan, caracterizándose aquélla por una sedimentación de tipo evaporítico. En la creación y evolución de la cuenca de Enriquillo ha ejercido un papel preponderante la falla de Enriquillo-Plantain Garden, perteneciente a un sistema de notables desgarres de dirección principal E-O, que han articulado el desplazamiento relativo de la placa Caribeña hacia el Este, con respecto a las de Norte y Sudamérica. Dicho sistema de desgarres ha ejercido un papel decisivo en la historia más reciente de toda la región, si bien es más evidente en su sector meridional, donde en ocasiones ha condicionado los dispositivos sedimentarios.

La individualización de la cuenca de Azua-San Juan se produjo con una orientación semejante a la actual, es decir paralela a la Cordillera Central y por tanto con orientación NO-SE, aunque sus frentes se encontrarían retrasados con respecto a su situación presente. Con esta configuración, la Cordillera Central actuaría nuevamente como área fuente, en este caso de sistemas aluviales correspondientes a la Fm. Arroyo Blanco, que progradaron ocasionando el retroceso de la línea de costa, hasta el punto de que a finales

del Plioceno tan sólo se reconocen facies aluviales, pertenecientes a la Fm. Arroyo Seco, que pueden considerarse antecesores directos de los sistemas de abanicos que en la actualidad tapizan el llano de Azua. A diferencia de lo ocurrido durante el resto de la sedimentación neógena previa, este tipo de depósitos no sólo se desarrollaron en la cuenca principal de la región sino que también lo hicieron en cuencas intramontañosas de menor entidad, como la de Guayabal en la Hoja de Padre Las Casas.

El avance de las facies aluviales como culminación de la tendencia somerizante neógena fue el reflejo de la progresión en el avance del cinturón de pliegues y cabalgamientos, progresión que puede considerarse continua a escala geológica como sugieren la permanente reestructuración de la cuenca y las diversas discordancias encontradas en la serie neógena, con frecuencia de carácter interno. Esta progresión ha perdurado hasta el Cuaternario, como pone de manifiesto el cabalgamiento del cinturón de Peralta sobre la Fm. Arroyo Seco (Fm. Vía) en la zona de Azua, pero no ha sido la única causa de la deformación en la región.

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

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

Las emisiones iniciales se produjeron en el sector de Yayas de Viajama, consistiendo en centros de emisión aislados y coladas de desarrollo moderado de naturaleza basáltica y traquiandesítica predominante. Los centros de emisión emigraron progresivamente hacia el Noreste, concentrándose temporalmente en el sector de Monte Bonito (Hoja de Padre Las Casas), ya en el Cuaternario, y más tarde en el de Valle Nuevo, donde las emisiones más recientes, de tendencias enriquecidas en potasio, evidencian una gran juventud al adaptarse

sus coladas a la morfología de los valles recientes. Aumentando la complejidad del proceso, mientras se desarrollaba el episodio calcoalcalino, se registraron emisiones alcalinas, fundamentalmente de coladas basálticas, que adquirieron un notable desarrollo en el sector de San Juan, y cuya extensión en la zona de trabajo ofrece más dudas.

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

El volcanismo ha actuado como proceso generador del relieve y por tanto ha creado zonas sometidas a los procesos erosivos con una extraordinaria intensidad, tanto por mecanismos fluviales como gravitatorios. En este sentido, cabe destacar el sector de Valle Nuevo, que ha actuado como principal centro de recepción de aguas de lluvia, del que parten radialmente algunos de los principales cursos fluviales de la isla. Además, la elevación de este sector propició la instalación de un microclima periglacial de mayor relevancia a nivel anecdótico que por la extensión de sus depósitos.

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

En el ámbito de la Hoja de San José de Ocoa, la actividad sedimentaria más reciente se ha producido en relación con la dinámica de los principales cursos fluviales (ríos Ocoa y Banilejo), y de sus vertientes. En cualquier caso, el paso de los huracanes más recientes (David, Georges) ha dejado patente la envergadura de los procesos erosivos y sedimentarios actuales, especialmente en los valles citados.

6.GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. Hidrogeología

6.1.1. Hidrología y climatología

Hidrológicamente la Hoja de San José de Ocoa presenta una red hidrográfica integrada por una gran cantidad de cursos superficiales (ríos, arroyos y cañadas), de carácter estacional, que pueden llegar a ser muy caudalosos y con rápidas y violentas crecidas en la época de lluvias. En esta Hoja destaca la profusión de lluvias de carácter tormentoso, siendo los meses de diciembre, enero, febrero y marzo los más secos, y los de mayo, agosto, septiembre y octubre los más lluviosos.

El mayor o menor aporte de los cursos superficiales está íntimamente relacionado con la distribución pluviométrica de la zona. De este modo para un periodo de 30 años (1961-1990), la precipitación media anual es del orden de 800 mm, variando en dirección NE desde 700 en el extremo suroccidental a 1000 en el extremo nororiental, los cuales se distribuyen entre los meses menos lluviosos (diciembre, enero, febrero) con valores de precipitación media mensual en torno a 25 mm, los meses medios (marzo, abril, junio, julio, y noviembre) con una precipitación media mensual en torno a 50 – 75 mm y los más lluviosos con precipitaciones superiores a 100 mm, destacando el mes de mayo, donde se alcanzan valores de precipitación media mensual superiores a 150 mm, en el sector nororiental de la Hoja.

Hidrológicamente, en la Hoja destacan principalmente el río Banilejo y el río Ocoa. El primero surca la Hoja con una dirección NO-SE, fuertemente condicionado por la estructura de los materiales que atraviesa. El río Ocoa discurre por el sector oriental de la Hoja con una dirección N-S. Destacan en menor medida, el río del Canal, afluente del Ocoa, y los ríos Trabón, Las Yayitas, Vía y Grande, que nacen en el seno de los relieves meridionales de la Hoja, sin presentar una orientación definida que, en cualquier caso, se encuentra fuertemente condicionada por la compleja estructura existente. Las variaciones litológicas (de mayor o menor competencia) de las formaciones aflorantes también condicionan de forma notable la configuración hidrográfica de la zona. Con la excepción del río Ocoa, que

localmente tiene zonas con una llanura aluvial bien desarrollada, la mayor parte de la red fluvial presenta cauces estrechos y encajados, propios de zonas de cabecera.

La temperatura media anual es del orden de 24-26° C, más o menos constante durante todo el año, dándose los mínimos en las zonas de mayor altitud, más concretamente en el extremo nororiental de la Hoja, donde se alcanzan temperaturas medias mensuales en torno a 20-22° C, en los meses menos calurosos del año (enero y diciembre). En los meses más calurosos (junio, julio, agosto y septiembre se dan valores medios mensuales superiores a 26° C, destacando agosto con temperaturas medias en torno a 28° C.

6.1.2. Hidrogeología

6.1.2.1. Introducción

Como se puede ver en el esquema que acompaña el Mapa Geológico, desde el punto de vista hidrogeológico, la Hoja de San José de Ocoa presenta, a grandes rasgos, un predominio de materiales sedimentarios del Terciario, de permeabilidad baja (10^{-6} - 10^{-8} m/s). No obstante, ésta puede ser localmente alta o muy alta ($>10^{-2}$ m/s) en determinadas zonas de los extensos afloramientos calcáreos de la formación Jura (Eoceno medio) y en las calizas tableadas blancas de la formación Ocoa (Eoceno superior). También se incrementa el valor de la permeabilidad alcanzando valores medios (en torno a 10^{-5} m/s) debido a la presencia de niveles conglomeráticos o areniscosos permeables, bien incluidos esporádicamente dentro de la formación Ocoa, bien pertenecientes al Neógeno, que aflora de forma restringida en el extremo SO de la Hoja. En la Fig. 6.1.1 se presenta un esquema hidrogeológico regional de toda el área comprendida en el proyecto.

En el extremo nororiental afloran una serie de materiales cretácicos, pertenecientes a la Formación Tireo. Este afloramiento presenta un predominio de depósitos volcanoclásticos, con intercalaciones sedimentarias (calizas fundamentalmente). En conjunto, los materiales volcanoclásticos presentan una permeabilidad baja y las intercalaciones calcáreas permeabilidades medias e incluso elevadas.

Los materiales cuaternarios presentes en la Hoja corresponden a dos tipos netamente diferentes en función de su origen: rocas volcánicas pertenecientes a la provincia efusiva de Yayas de Viajama-Valle Nuevo y depósitos sedimentarios de origen variado, pero en todos los casos ligados a un régimen continental.

Fig 6.1.1

El cuaternario volcánico aflora en el sector noroccidental, y está constituido fundamentalmente por basaltos. Estos depósitos son, en términos generales de permeabilidad baja-muy baja ($<10^{-6}$ m/s), pero localmente pueden presentar zonas de mayor permeabilidad susceptibles de explotación.

Los depósitos cuaternarios sedimentarios tienen escasa representación en la hoja de San José de Ocoa. Los de mayor extensión corresponden a los depósitos aluviales asociados al río Ocoa que afloran en el límite oriental de la hoja. También destaca, en menor medida, la presencia de glaciares al pie de los relieves más acusados. De menor extensión aparecen de forma más restringida deslizamientos y coluviones dispersos por toda la Hoja.

Se estima una permeabilidad media-alta (10^{-3} - 10^{-5} m/s), por porosidad intergranular, para estos depósitos, debido a la granulometría y al bajo grado de compactación que presentan. La permeabilidad disminuye cuando el contenido de finos en la matriz es mayoritario.

A continuación se realiza para la Hoja una descripción de las características hidrogeológicas de los materiales presentes en la misma ya que, al alcanzarse un mayor grado de detalle cartográfico se puede afinar en la caracterización hidrogeológica de los materiales implicados.

6.1.2.2. Características hidrogeológicas.

Se han agrupado aquellas unidades geológicas que, siendo estratigráficamente adyacentes, por su similitud en cuanto a sus características hidrogeológicas presentan, en términos generales, un mismo comportamiento hidráulico.

Cretácico superior

En este epígrafe se engloban los materiales cretácicos, pertenecientes a la Formación Tireo. La Formación Tireo engloba un conjunto de rocas volcanoclásticas masivas o estratificadas con frecuentes intercalaciones de rocas sedimentarias (mayoritariamente calizas) y coladas.

En estos materiales la porosidad suele ser relativamente baja (entre el 0 y el 5 %) debido al alto grado de compactación que presentan y la permeabilidad suele ser muy reducida (baja o muy baja).

Debido al predominio de materiales finos, esta unidad se comporta, en términos generales, como prácticamente impermeable. No obstante, puede aumentar el valor de la permeabilidad, principalmente por porosidad intergranular, en aquellos casos en que aumente la granulometría y la compactación sea menor.

Dentro de este apartado se diferencia un conjunto sedimentario calcáreo intercalado entre los materiales volcanoclásticos de la formación Tireo que aflora en bandas de dirección aproximada N-S, de espesor variable (entre 5 y 200 m) localizándose en las inmediaciones del borde nororiental de la Hoja. La litología característica de esta formación son calizas tableadas en niveles de orden decimétrico, de coloración blanca, grisácea o negruzca, que generalmente aparecen fuertemente replegadas o fracturadas como consecuencia de procesos tectónicos. Estas barras calcáreas de amplia extensión horizontal tienen, sin embargo un escaso desarrollo vertical. Los niveles se encuentran desconectados hidráulicamente entre sí.

Se estima una permeabilidad alta para los niveles de caliza diferenciados debida a la fracturación, fisuración y/o karstificación de los materiales calcáreos. No obstante, debido al escaso desarrollo vertical y a la desconexión entre niveles su potencialidad hidráulica, desde el punto de vista de explotación, queda restringida a acuíferos con cierto volumen de almacenamiento. Destaca por su potencia y fracturación entre los dos niveles calcáreos existentes, el más occidental de la Hoja. Siendo el de mayor potencialidad hidráulica.

Eoceno

Bajo este epígrafe se incluyen tanto los depósitos sedimentarios del Grupo Peralta, aflorantes en el sector occidental, como el Grupo Río Ocoa que posee una considerable superficie de afloramiento en el sector central de la Hoja

Cartográficamente, en el Grupo Peralta se han individualizado las formaciones Ventura, Jura y El Número.

La Fm. Ventura está integrada por una potente sucesión rítmica (superior a 1000 m) de areniscas y margas de naturaleza turbidítica. En conjunto se estima una permeabilidad muy baja (prácticamente impermeable) para esta formación que puntualmente puede aumentar con el mayor predominio de areniscas.

La Fm. Jura está constituida fundamentalmente por calizas tableadas blancas a grises próximas a 200 m de potencia. Constituye un nivel acuífero de interés, al presentar un alto grado de fracturación, cierta continuidad lateral y desarrollo vertical. En determinadas zonas da lugar a acuíferos compartimentados por efecto de la tectónica. La permeabilidad es debida al elevado grado de fracturación y fisuración que presenta. Además también se encuentra karstificada. Se estima una permeabilidad elevada para la misma.

En el sector central de la Hoja, la Fm. Jura constituye el núcleo de los anticlinales, constituyendo las zonas de recarga del acuífero, hacia el SO dicha posición la comparte con la Fm. Ventura o la ocupa exclusivamente esta formación, quedando la Fm. Jura en este caso preservada en el núcleo de los sinclinales o en los flancos largos de los anticlinales, con frecuencia cobijados bajo los cabalgamientos. En este segundo caso la el acuífero conforma zonas de reserva, susceptibles de explotación.

La Fm. El Número (Eoceno superior) está representada fundamentalmente por una sucesión pelítico-margosa, con niveles de megaturbidita intercalados, que puede alcanzar 3.000 m de espesor. Debido al predominio de material margoso y pelítico la formación es de permeabilidad muy baja, pudiendo presentar mayor permeabilidad los niveles calcareníticos y brechoides. Esta formación confina con frecuencia los niveles acuíferos definidos en el parrafo anterior. A techo aparecen una serie de niveles de calizas masivas o estratificadas, frecuentemente fosilíferas, con intercalaciones de conglomerados y brechas. En la Hoja se han diferenciado tres niveles, ubicados en la mitad septentrional, en el sector central, próximos al límite Norte de la misma. Estos niveles pueden presentar permeabilidades elevadas, debidas a la fracturación y carstificación del material calcáreo.

Dentro del Grupo Río Ocoa, la Fm. Ocoa se ha separado en un tamo inferior conglomerático que presenta matriz pelítica e incluye clastos de todo tipo de materiales; calizas y areniscas. La potencia es bastante variable con valores máximos de 500 m hacia el N mientras que al Sur se adelgaza progresivamente hasta acunarse. Se estima una permeabilidad media para

el conjunto del tramo, intermedia entre valores bajos (10^{-6} m/s) por porosidad intergranular y valores altos (10^{-2} m/s) por fracturación de los materiales conglomeráticos cementados.

Encima se desarrolla, en el sector suroriental de la Hoja, un tramo pelítico inferior desorganizado sustituyendo en parte al tramo conglomerático anterior. Su potencia estimada puede superar los 1.000 m. Litológicamente está representado por depósitos desorganizados pelíticos, prácticamente impermeables, que incluyen olistolitos de dimensiones variables, correspondientes predominantemente a calizas de la Fm Jura con permeabilidades altas por fracturación y/o karstificación ($>10^{-2}$ m/s), y en menor medida a conglomerados con matriz pelítica de la propia Fm. Ocoa con permeabilidad media-baja (10^{-5} - 10^{-7} m/s). A techo se desarrolla un potente intervalo conglomerático de características hidrogeológicas similares al tramo basal y que alcanza una potencia máxima de unos 400 m.

Continuando en la serie se desarrolla un tramo pelítico intermedio similar, hidrogeológicamente, al anteriormente descrito, de hasta 2000 m de potencia que intercala dos niveles de calizas detríticas tableadas que presentan una gran continuidad. Se estima una permeabilidad alta para estos niveles, principalmente por fisuración y por karstificación en menor medida.

Encajando en el tramo anterior aparece un tramo pelítico desorganizado con grandes olistolitos truncando hacia el SSE los términos superiores del anterior, sentido en el que tiende también a adelgazarse pasando de más de 2.000 m de espesor a menos de 500 m. Las facies desorganizados incorporan clastos y olistolitos procedentes del desmantelamiento de diversas unidades del Gr. Peralta, (Fm. Jura predominantemente) y de la desestabilización gravitacional de las facies conglomeráticas de la propia Fm. Ocoa. Hidrogeológicamente se estima una permeabilidad baja-muy baja ($<10^{-7}$ m/s) para el conjunto, que localmente puede aumentar por la presencia de cuerpos olistolíticos permeables, que darían lugar a pequeños acuíferos de carácter local y bajo rendimiento.

Por último, a techo, aparece un tramo de potencia moderada, (unos 500 m) y bastante constante, compuesto esencialmente por facies pelíticas organizadas de alternancias rítmicas con areniscas de afinidad turbidítica que intercala niveles de conglomerados con matriz arenosa y localmente se distinguen intervalos de calizas detríticas. Este tramo es

ligeramente más transmisivo que el anterior dentro de un intervalo de permeabilidad baja-muy baja que aumenta con la presencia de niveles calcáreos o conglomeráticos.

Neógeno

En la Hoja de San José de Ocoa solamente están representadas, y de forma reducida, las dos formaciones más altas del relleno de la cuenca de Azua, la Fm. Arroyo Blanco y la Fm. Vía o Arroyo Seco, suprayacente a la anterior. Estas afloran, únicamente, en el extremo suroccidental de la Hoja.

La Fm. Arroyo Blanco, en el ámbito de la Hoja está constituida básicamente por conglomerados y areniscas. En el corte del río Vía se han medido 745 m, apreciándose una tendencia conjunta de carácter granocreciente. Se estima una permeabilidad media-alta (10^{-5} - 10^{-3} m/s), por porosidad intergranular, para esta formación. Dicho valor aumenta hacia techo, dentro de este intervalo, debido al aumento en el tamaño de grano general de la formación.

La Fm. Arroyo Vía en la Hoja está representada, esencialmente, por un monótono conjunto conglomerático con intercalaciones esporádicas de niveles de lutitas y areniscas. En el corte del río Vía, se han medido 405 m que no pueden considerarse su valor máximo, ya que la unidad se encuentra cabalgada por los materiales paleógenos del Cinturón de Peralta. En términos generales, la formación presenta unas características hidrogeológicas similares a la anterior, disminuyendo localmente la permeabilidad debido a la presencia de materiales lutíticos.

Cuaternario

Los materiales cuaternarios se encuentran distribuidos por toda la Hoja, pudiendo diferenciarse dos grupos; los materiales más antiguos de naturaleza volcánica, restringidos a varios afloramientos del sector NO, y los depósitos más recientes de carácter continental y origen sedimentario, que se distribuyen con extensión reducida dispersos por toda la Hoja.

Los depósitos volcánicos del Cuaternario se encuentran representados en la Hoja, exclusivamente por basaltos pertenecientes a la provincia de Yayas de Viajama-Padre las Casas, cuyos afloramientos se distribuyen en el entorno del Valle de Las Cuevas, en el sector NO de la Hoja.

Estas coladas basálticas ocupan una extensión reducida en la Hoja, estimándose una permeabilidad baja para las mismas (en torno a 10^{-6} - 10^{-7} m/s) debida al desarrollo de zonas permeables muy localizadas a favor de los contactos de flujo, las brechas de flujo, las zonas porosas entre coladas sucesivas, las fracturas de retracción, las diaclasas y la fracturación.

Los depósitos de carácter continental poseen cierta variedad, con depósitos de origen fluvial, de ladera, lacustre, y poligénico. Su desarrollo está directamente condicionado a la creación de relieve. Así, la elevación del territorio, favoreció el lógico desarrollo de los procesos gravitacionales y un fuerte encajamiento de la red fluvial, puesto de manifiesto especialmente en los valles de los ríos Ocoa y Banilejo.

Los glaciés poseen en general un escaso desarrollo, disponiéndose a modo de piedemontes y localizándose en las vertientes de los principales valles; configuran pequeñas plataformas elevadas sobre el cauce actual, en algunos casos más de 100 m. Con mucho, su mayor desarrollo se localiza en la zona central de la Hoja donde hay buenos ejemplos en El Pinar, Los Corozos, Los Negros y Sabana Abajo. Litológicamente predominan las arenas y en menor proporción las gravas cuya composición es variable en función de su área madre, casi siempre sedimentaria. Las arenas limosas y los limos arcillosos son minoritarios, confiriendo tonalidades rojas al conjunto.. Su espesor, aunque variable, se puede cifrar entre 5 y 15m.

Hidrogeológicamente presentan una permeabilidad media-baja (10^{-5} - 10^{-6} m/s) por porosidad intergranular que se incrementa o decrece en función del tamaño de grano del depósito. De este modo el aumento en proporción de gravas incrementa la permeabilidad, disminuyendo con el mayor contenido limoso o arcilloso.

En relación con los **depósitos de terraza**, los principales sistemas corresponden a los ríos Banilejo y, sobre todo, Ocoa, este último el único que presenta un cierto desarrollo de sistemas de aterrazamientos. Litológicamente están constituidas por gravas de granulometría muy variable, con mayoría de tamaños de orden decimétrico, pero sin que sean excepcionales los superiores a 1m. Las arenas aparecen como una litología subordinada. Su espesor, variable, suele oscilar entre 1 y 10 m.

Estos depósitos tienen un grado de permeabilidad medio-alto ($>10^{-2}$ m/s), debido a la elevada porosidad intergranular que presentan. En general, la permeabilidad decrece con la

antigüedad de la terraza, siendo las más alta de menor permeabilidad. La utilización conjunta asociada a los cursos superficiales resulta altamente interesante.

Los conos de deyección son depósitos frecuentes en el ámbito de los principales valles, aunque con entidad cartográfica sólo se ha diferenciado uno a la salida del arroyo Rincón del Pino afluente de río Ocoa. Están constituidos por depósitos de gravas heterométricas, de composición condicionada por el área madre en este caso metamórfica y volcánica, englobadas en una matriz areno-arcillosa. Su espesor es muy variable, tanto entre diversos conos como, debido a su geometría, dentro del mismo. En cualquier caso, no debe superar los 5-10m.

Se estima una permeabilidad media-baja (10^{-5} - 10^{-6} m/s) en estos depósitos, por porosidad intergranular, que decrece con el aumento de finos en la matriz y se favorece con el menor grado de compactación del depósito y el mayor tamaño de grano en la matriz.

En la Hoja se distinguen dos tipos de **deslizamientos**. Los primeros (deslizamientos de ladera por reptación) se instalan sobre casi todas las litologías arcilloso-limosas de la Hoja aunque con clara preferencia por las Fms. Ocoa y El Número. Destacan los deslizamientos de Los Quemados, El Tapete y Derrico Blanco en la ladera derecha del río Ocoa, el de La Ciénaga, al norte de Sabana Larga, y algunos entorno a Rancho Los Negros y La Mercancía en el sector central de la Hoja. Los segundos (deslizamientos por gravedad) son menos numerosos en esta Hoja pero con algunos ejemplos espectaculares como los que corresponden a los deslizamientos de La Cuchilla, en la ladera derecha de del río Banilejo, y del Bejucal también en la ladera de aguas abajo del río El Canal.

Litológicamente en los deslizamientos por reptación la litología varía en función de la de su área de cabecera. Así, la matriz arcilloso-margosa dominante aparece englobando cantos y bloques de naturaleza eminentemente carbonatada y conglomerática en el caso de las Fms. Ocoa y El Número, en tanto que en la Fm. Tireo los bloques de los deslizamientos son de naturaleza volcánica y volcanoclástica. Lógicamente, su espesor es muy variable, pudiendo estimarse valores de orden decamétrico. Hidrogeológicamente presentan una permeabilidad baja (en torno a 10^{-6} m/s) que aumenta en función de su litología. Los compuestos por materiales volcánicos alcanzan permeabilidades medias.

En los deslizamientos por gravedad la composición está directamente condicionada por la del área madre, tratándose en todos los casos de un conjunto heterogéneo de arcillas, cantos y bloques procedentes de la Fm. Ocoa o El Número. Su espesor es muy variable, incluso dentro del propio deslizamiento, estimándose valores máximos próximos a 20m. Hidrogeológicamente presentan una permeabilidad baja (en torno a 10^{-6} m/s) que aumenta en función de su litología.

Los coluviones son uno de los depósitos cuaternarios con menor representación, sin que se haya observado ningún representante digno de mención. Su morfología es variable, así como su lugar de desarrollo dentro de las laderas. Son depósitos de reducido espesor y de litología muy variable. En general, predominan los cantos subangulosos heterométricos incluidos en una matriz areno-arcillosa.

Se estima una permeabilidad media-baja (10^{-5} - 10^{-6} m/s) por porosidad intergranular, que aumenta debido al bajo grado de consolidación de estos depósitos y disminuye con el incremento de material arcilloso en la matriz.

Los depósitos de llanura de inundación aparecen en relación con el amplio cauce del río Ocoa, donde se han separado zonas de desbordamiento que, en conjunto configuran la llanura aluvial del río. En ellas, los depósitos son similares a los de fondo de valle que a continuación se describen, aunque con un cierto predominio de los limos sobre las arenas y las gravas. Durante el paso del huracán George, estas zonas fueron completamente inundadas por las aguas crecidas del río Ocoa.

Hidrogeológicamente se trata de formaciones de permeabilidad baja ($< 10^{-5}$ m/s), debido al predominio de materiales arcillosos y lutíticos en la matriz.

Los depósitos de fondo de valle tienen escasa representación en la Hoja, debido fundamentalmente al carácter angosto de los valles; los más destacados corresponden a los ríos mencionados en los apartados anteriores, es decir, Banilejo, El Canal y Ocoa, que además han constituido un espectacular ejemplo de la dinámica fluvial bajo condiciones de muy alta energía con el paso del huracán Georges, tanto en cuanto a los procesos de tipo erosivo como sedimentario se refiere. Su potencia es muy variable y difícil de evaluar, pero en función de lo observado en las terrazas debe estar comprendida entre 1 y 5 m.

Hidrogeológicamente, se estima una permeabilidad media-alta (10^{-2} - 10^{-4} m/s), por porosidad intergranular, para estos depósitos, debido a la granulometría y al bajo grado de compactación que presentan.

6.2. Recursos minerales

Sin duda, el mayor interés económico despertado por la región de Azua es el relacionado con la exploración de hidrocarburos, si bien los numerosos trabajos llevados a cabo en ella desde comienzos de siglo afectan en muy pequeña medida al territorio comprendido en la presente Hoja. Por otra parte, se desconoce la existencia de cualquier signo de interés relacionado con la exploración de minerales metálicos y no metálicos, reduciéndose la única evidencia de actividad minera a la explotación de una serie de canteras, en general de pequeña envergadura y en su mayor parte abandonadas en la actualidad.

6.2.1. Sustancias energéticas

Como se ha señalado anteriormente, no se tiene constancia de trabajos de explotación desarrollados dentro de los límites de la Hoja, pero el interés mostrado en la búsqueda de hidrocarburos en la región suroccidental de la República Dominicana merece algunos comentarios sobre su evolución histórica, así como sobre su potencialidad.

6.2.1.1. Aspectos generales e historia minera

Una interesante puesta al día sobre estos aspectos es la elaborada por Mann y Lawrence (1991), resumiéndose a continuación los rasgos más relevantes relativos a la región del Llano de Azua principalmente, sin que deba olvidarse que sus exploraciones están relacionadas con las del Valle de San Juan y la Cuenca de Enriquillo. Diversas razones, principalmente la compleja evolución tectónica de la región y la poca favorabilidad para el desarrollo de rocas madre en ámbitos de arco insular, han provocado una tradicional desconfianza general sobre la potencialidad del sector septentrional del Caribe en cuanto a la explotación de hidrocarburos. No obstante, la aparición de éstos tanto en Cuba como en La Española, ha sugerido su potencialidad desde los primeros compases del presente siglo.

Las primeras perforaciones de la región de Azua tuvieron lugar en 1905 en los campos Maleno e Higuerito, algunos kilómetros al Oeste de dicha capital, donde se obtuvieron

petróleo de buena calidad y gas; no obstante, la producción no alcanzó un nivel relevante hasta 1927, en el campo de Higuero, llevándose a cabo por parte de la Texas Company.

Los trabajos fueron interrumpidos entre los años 1928 y 1939 en que la Seaboard Oil Company adquirió una amplia concesión. Sus primeros sondeos, Maleno-1 y Maleno-1A encontraron petróleo en las areniscas de la Fm. Arroyo Blanco; además, se señalaron diversos anticlinales fuera de los campos Maleno e Higuero y se desarrollaron campañas geofísicas entre 1944 y 1946 (gravedad, sísmica), así como tres nuevas perforaciones (Quita Coraza-1, El Mogote-1 y Las Hormigas-1).

Las exploraciones sufrieron un nuevo abandono hasta que en 1956 la Compañía Petrolera Dominicana adquirió concesiones que cubrieron la mayor parte del país; su filial, la Compañía Petrolera Azuana inició sus trabajos con dos nuevas perforaciones en 1958 (Kilómetro 19-1 y Arroyo Blanco-1). En 1960 se efectuaron dos nuevos sondeos (Kilómetro 19-2 y Maleno DT-1), volviendo la vista nuevamente al sector de Maleno, cuya producción resultó, no obstante, insignificante.

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.

La información disponible de las labores efectuadas por la Mobil Oil Company desde 1991 comprende diversas líneas sísmicas de dicha bahía. Por último, durante la realización del presente trabajo se ha tenido constancia de la realización de una nueva campaña en la región del Llano de Azua por parte de Murphin Dominicana; dada su confidencialidad no se ha tenido acceso a ningún tipo de información, aunque se tiene conocimiento de la elaboración de una nueva campaña sísmica. En la tabla 6.2.1 se resumen por orden cronológico las campañas petrolíferas efectuadas en todo el territorio dominicano.

COMPAÑÍA	FECHA	AREA	SONDEOS
TEXAS COMPANY	1905-29	Llano de Azua	Maleno Higuerito
SEABOARD OIL COMPANY	1939-47	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	1956-60	Valle del Cibao Llano de Azua Valle de Enriquillo	Kilómetro 19-1 Arroyo Blanco- 1 Kilómetro19-2 Maleno DT-1 Palo Alto-1 Mella-2 Cabritos-1
QUISQUEYA OIL CO.	1964-69	Valle del Cibao	Sorpresa-1
GAS Y PETRÓLEO DOMINICANA	1964-70	Sierra de El Número Llano de Azua	Dominicanos-1
TENNECO	1969	Bahía de Ocoa Bahía de Neiba Valle del Cibao Bahía de Samaná	
PETROLERA LAS MERCEDES	1978-79	Cuenca de S. Pedro Valle del Cibao Llano de Azua	San Pedro-1 San Pedro-2 Santo Domingo-1
CANADIAN SUP. OIL	1979	Valle de Enriquillo	Charco Largo- 1
ANSCHUTZ CORP.	1980-81	Valle de San Juan	Candelón-1
MOBIL OIL COMP.	1991-	Bahía de Ocoa	

Tabla 6.2.1. RESUMEN DE LA EXPLORACIÓN PETROLÍFERA EN LA REPÚBLICA DOMINICANA

6.2.1.2. Potencial minero

Trabajos efectuados sobre la potencialidad petrolífera de la región (Mann y Lawrence, 1991) han señalado la Fm. Sombrerito y la parte inferior de la Fm. Trinchera como roca madre de la mayor parte de los hidrocarburos existentes; igualmente, la roca almacén de éstos correspondería a los niveles areniscosos de la Fm. Trinchera y a ciertos tramos porosos, cuya génesis no ha sido bien explicada, de la Fm. Sombrerito. Una segunda génesis, de mucha menor entidad, podría estar relacionada con la Fm. Arroyo Blanco, que además serviría como roca almacén. En cuanto a su mejor trampa, corresponde a una serie de estructuras anticlinales selladas por cabalgamientos, dispositivo que además se relaciona con el grado de madurez más óptimo.

Sea como fuere, no existen datos que permitan cuantificar las reservas de ninguno de los potenciales almacenes de hidrocarburos; no obstante, existen algunas cifras orientativas acerca de la posible productividad, basadas en las explotaciones pasadas. La primera extracción de la que se tiene noticia se cifra en torno a 400 barriles diarios de petróleo en el pozo Higuero (Texas Company, 1905). La producción de los campos de Maleno e Higuero alcanzó 19.000 barriles (Seaboard Oil Company, 1939) de petróleo de 20° API; de los sondeos efectuados por esta compañía entre 1940 y 1947, Las Hormigas-1 mostró hidrocarburos en cantidades irrelevantes. Un nuevo intento de explotación del campo de Maleno (Petrolera Azuana, 1960) concluyó cuando se habían extraído 10.000 barriles y apareció agua, sin que se disponga de ninguna cuantificación de producción posterior. Estas cifras, que reflejan a grandes rasgos los resultados extractivos de la exploración de casi un siglo, no invitan a adoptar una postura demasiado optimista con respecto a la potencialidad petrolífera del Llano de Azua, aunque tal vez los nuevos modelos geológicos de la región sugieran un replanteamiento de las estrategias a seguir en futuras exploraciones.

De acuerdo con todo lo anterior, las zonas más favorables para la búsqueda de hidrocarburos en la zona se situarían bajo el frente del Cinturón de Peralta, si bien habría que exceptuar el sector afectado por el *indenter* de Beata (Noreste de la Hoja), debido a su intensa fracturación, que podría haber provocado una gran distorsión de las rocas almacén e incluso la fuga de aquéllos. Parece aconsejable que cualquier futura campaña de prospección incluya líneas sísmicas en dicho frente, tal vez en una banda de algunos

kilómetros de ancho, como aconseja el moderado ángulo de su cabalgamiento frontal (zona de falla de San Juan-Los Pozos).

6.2.2. Rocas industriales y ornamentales

Se trata del único grupo de sustancias del que se tiene constancia de haber sido objeto de explotación en la Hoja, si bien en todos los casos dentro del campo de las rocas industriales.

6.2.2.1. Aspectos generales históricos

Al igual que en el caso de los minerales metálicos y no metálicos, se constata un gran desinterés histórico por este tipo de sustancias en la zona, como se desprende de los inventarios realizados. El más reciente, elaborado por INYPSA (1985), señala la existencia de únicamente una cantera, de funcionamiento intermitente; su práctico abandono en la actualidad confirma la escasa importancia de este sector en la Hoja, dentro de la cual no se registra ninguna explotación en activo. Durante la realización del presente trabajo se han inventariado diez canteras, cuyas principales características se resumen en la tabla 6.2.2

NUMERO	COORDENADA	SUSTANCIA	PROVINCIA	ACTIVIDAD	RESERVAS
1	0319700- 2062300	Calizas	Azua	Abandonada	Medias
2	0322000- 2059400	Calizas	Azua	Abandonada	Grandes
3	0332200- 2055600	Calizas	Peravia	Abandonada	Medias
4	0333400- 2062500	Calizas	Peravia	Abandonada	Medias
5	0337700- 2062700	Gravas	Peravia	Intermitente	Medias
6	0338000- 2062400	Conglomerados	Peravia	Abandonada	Grandes
7	0340200- 2062400	Tobas	Peravia	Abandonada	Medias
8*	0341500- 2062300	Gravas	Peravia	Intermitente	Grandes
9	0335800- 2047500	Gravas	Peravia	Abandonada	Pequeñas
10	0330400- 2049500	Calizas	Peravia	Abandonada	Medias

Tabla 6.2.2. Canteras de la Hoja de San José de Ocoa. Con un asterisco figuran las canteras incluidas en el “Inventario Nacional de Aridos y Rocas de Construcción” (INYPSA 1985).

Como puede apreciarse, la mayoría corresponden a calizas, encontrándose bastante repartidas las demás sustancias. Todas responden a un ámbito local y a pequeñas demandas circunstanciales, generalmente dentro del campo de los áridos naturales.

6.2.2.2. Descripción de las sustancias

- Calizas

Aunque dentro del campo de los áridos normalmente la caliza es un producto de trituración, las características de los afloramientos hacen que haya podido ser tratada como un árido natural para pavimento de los caminos en los que se encuentran ubicadas. Son en total cinco canteras de pequeño tamaño, en la actualidad todas ellas abandonadas.

- Gravas

Es tal vez la sustancia sobre la que se ha desarrollado una mayor actividad extractiva en el sector suroccidental dominicano, aunque generalmente se trata de graveras de pequeña envergadura y funcionamiento ocasional o intermitente, cuyo empleo se inscribe en el campo de los áridos naturales. Esto es debido, sin duda, a la gran extensión de los depósitos de cauces fluviales, terrazas y abanicos aluviales, a su fácil extracción y a su sencillo tratamiento, al menos al ser comparados con los correspondientes a los materiales utilizados como áridos de trituración.

Se han identificado tres graveras, dos de ellas en el cauce del río Ocoa y otra, en el cauce del río Banilejo. La única de relativa importancia aunque con funcionamiento intermitente, ya catalogada en el inventario de INYPSA, es la ubicada en las afueras de San José de Ocoa, que sirve de abastecimiento para obras de esta localidad. Las otras dos corresponden a esporádicas extracciones en las proximidades de La Horma y El Memiso

- Tobas

Esta sustancia se ha aprovechado como árido natural para el pavimento de la carretera a Carmona debido a su alto grado de alteración que favorece su extracción. Como en casos anteriores se trata de una pequeña cantera, ya abandonada.

- Conglomerados

Cerca de La Horma se ha identificado una pequeña cantera en los conglomerados de la Fm. Ocoa. La utilización de esta litología deriva sobre todo del coluvionamiento de la misma lo que facilita su inmediato aprovechamiento como pavimento de la carretera de Constanza. En la actualidad está en desuso

6.2.3.3. Potencial minero

La acusada situación de abandono del sector minero en la zona refleja limitadas expectativas relativas al aprovechamiento de este tipo de sustancias, cuyo potencial parece prácticamente restringido al campo de las rocas industriales. En efecto, la inexistencia de canteras que hayan tenido fines ornamentales no responde a una coyuntura temporal sino que obedece a una carencia prácticamente total, tanto de demanda como de recursos.

Muy diferente es el caso de la potencial extracción de áridos, cuyas reservas podrían considerarse prácticamente inagotables, pero que en realidad tan sólo responden a demandas coyunturales de pequeña envergadura y uso local. En este sentido, prácticamente la totalidad de los materiales aflorantes en la Hoja son susceptibles de empleo como áridos.

En el caso de los áridos naturales, las gravas y arenas cuaternarias no poseen excesivo desarrollo, pero sí una gran facilidad extractiva, lo que, por otra parte las condena a su rápido abandono una vez cubiertas las necesidades de áreas próximas. En cuanto a los materiales susceptibles de empleo como áridos de trituración, su potencialidad es extraordinario, pero su localización en áreas montañosas, alejadas de núcleos de población, junto con unos procesos de transformación más complejos que en el caso de los naturales, hacen de su posible uso algo muy remoto. En respuesta a posibles demandas podrían incluirse en este grupo las calizas de las Fms. Tireo, Jura, El Número y Ocoa, así como los niveles volcanoclásticos de la Fm. Tireo, los materiales volcánicos pertenecientes a ésta y al magmatismo cuaternario, las areniscas de la Fm. Ventura y los conglomerados de la Fm. Ocoa.

Por otra parte, los materiales margosos de las Fms. Ventura, El Número y Ocoa no poseen un carácter favorable para su potencial aprovechamiento, a pesar de su extensión. Su contenido de carbonato descarta su empleo como producto cerámico, e igualmente, la intercalación de areniscas desaconseja su utilización como aglomerante. En relación con este uso, las calizas de la Fm. Jura podrían llegar a tener interés en la fabricación de cal o cemento, si la socioeconomía de la región sufriera una profunda transformación.

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 antrópicas destructivas y evitar el uso abusivo de sus recursos. Dentro de los recursos no renovables de un país, el patrimonio 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, pueden 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, es conveniente la realización de un inventario de lugares de interés geológico dignos de medidas de protección y aprovechamiento con fines divulgativos, educativos o turísticos. Por tanto, contenido, posible utilización y nivel de significado definen 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 San José de Ocoa se han inventariado tres Lugares de Interés Geológico: Área de Los Corozos-El Cercado- Los Manaderos, Área de El Bejucal y Olistolito de La Horma. A diferencia de los Lugares de otras regiones, en el caso de los dos primeros se trata de amplias áreas cuya visualización requiere largos itinerarios. Su acceso es relativamente fácil siempre y cuando se trate de épocas secas, ya que con lluvias los caminos quedan frecuentemente cortados. Esta circunstancia aconseja que cualquier intento de visita sea preparado de forma concienzuda.

7.2. Descripción de los Lugares

Se describen los L.I.G. considerados, señalando el tipo de interés en función de su contenido, de su posible utilización de acuerdo con su contenido científico, didáctico, económico o científico, así como de su ámbito de influencia (local, regional, nacional o internacional).

- Area de Los Corozos-El Cercado-Los Manaderos

Este L.I.G. es un itinerario básico y de relativamente buen acceso por la parte central de la Hoja. Su interés principal es estratigráfico y estructural y, de forma subordinada, geomorfológico. Por su posible utilización se puede catalogar como científico y, en menor medida, turístico, en tanto que su ámbito de influencia es regional.

Al Lugar se accede por la carretera de El Pinar, desde San José de Ocoa. Antes de llegar a Los Corozos, que se puede considerar como el punto de partida del itinerario, la carretera atraviesa terrenos de la Fm. Ocoa, primero y de la Fm El Número después, existiendo algunos afloramientos donde se pueden tocar las facies características de estas dos formaciones. El fuerte resalte en el paisaje a la derecha del camino da la posición de la intercalación de conglomerados polimícticos de la Fm Ocoa.

A escaso 1km pasada la localidad de Los Corozos, se llega a un pequeño llano desde donde hay una excelente perspectiva de la discordancia de la Fm. Ocoa sobre la Fm El Número, observándose cómo la primera va incidiendo sobre términos progresivamente más bajos de la segunda hacia el SE. Los pequeños resaltes de la parte baja de la perspectiva son las megaturbiditas de la Fm. El Número; en segundo término, el primer gran resalte, justo por encima de un importante deslizamiento, corresponde a los conglomerados basales de la Fm Ocoa; en último término, los relieves más grandes forman parte de la vertiente meridional del Tetero Mejía, la cota más alta de la Hoja, desarrollándose sobre los términos de lutitas y margas con intercalaciones de areniscas turbidíticas que constituyen el cuerpo fundamental de la Fm Ocoa. Desde el mismo punto, mirando hacia el Este y el Oeste se pueden ver varios ejemplos de glaciares disectados por la red fluvial.

Más adelante, en una pronunciada curva desde donde sale el camino para la Mesa de Domingo, hay otra buena perspectiva; mirando en dirección N a No. En este caso

también se ven varios ejemplos de glacis, aunque su interés principal radica en el aspecto general de la Fm. El Número. Prácticamente todos los resaltes que se ven en la parte baja de la serie, corresponden a megaturbiditas. Mirando hacia Los Negros, uno de estos resaltes se ve afectado por un anticlinal relativamente tumbado con vergencia SO. Los relieves de la parte alta de la panorámica forman la vertiente oeste del Tetero Mejía y en ella, no sin ciertas dificultades, se puede distinguir el resalte principal correspondiente de nuevo a los conglomerados basales de la Fm Ocoa y, debajo de él, los tramos calcáreos de plataforma de la parte alta de la serie de la Fm El Número.

Siguiendo por este camino hacia El Cercado, se corta una de las mejores series de las Capas Rojas del Jura. La parte inferior de la serie, en tránsito gradual con la Fm. Jura, está formada por calizas micríticas y arenosas tableadas o alternando con margas y se caracteriza por mostrar un tono blanquecino ligeramente rosado. Hacia techo aumenta progresivamente la proporción en términos pelíticos, generalmente representados por margas pizarrosas rojas, al igual que el contenido en fracción clástica terrígena. A techo las Capas Rojas se hacen más margosas y las intercalaciones corresponden esencialmente a niveles tabulares de areniscas de afinidad turbidítica, pasando imperceptiblemente a la serie suprayacente de la Fm El Número mediante un aumento de éstas.

La serie descrita está en el flanco NE de una estructura anticlinal con vergencia al SO que es atravesada por la carretera, aflorando en su núcleo una serie incompleta y muy fracturada de la Fm Jura. En el flanco SO vuelven a aflorar las Capas Rojas con una actitud subvertical o invertida poniendo de manifiesto la posible presencia en profundidad de un cabalgamiento. En conjunto esta estructura anticlinal se interpreta como un pliegue de propagación asociado al citado cabalgamiento.

Por último, en Mancebo se llega a un corte en el río Banilejo donde debajo de una terraza colgada a más de 20m por encima del cauce, aflora una bonita estructura anticlinal-sinclinal con vergencia SO desarrollada en las margas de la Sierra del Número.

Opcionalmente este itinerario se puede completar tomando desde El Cercado la pista a Rancho El Pino y el Limón, donde se ven otros buenos cortes de las Fms. Jura, Capas

Rojas y El Numero y sobre todo, cerca de El Limón, una de los pocos afloramientos de los conglomerados polimícticos intercalados en la Fm Jura.

- Area de El Bejucal

Este L.I.G es complementario del anterior por cuanto, partiendo del mismo punto, es decir, de Los Corozos, permite realizar un itinerario por la Fm. Ocoa. Su interés principal es estratigráfico y subordinadamente, estructural y geomorfológico. Por su posible utilización se puede catalogar como científico y, en menor medida, turístico, en tanto que su ámbito de influencia es regional.

Nada más tomar la pista a El Bejucal desde los Corozos, se pueden realizar observaciones puntuales en algunos resaltes de las megaturbiditas de la Fm El Número; en éstas destaca el aspecto desorganizado de su tramo basal que suele consistir en brechas calcáreas y depósitos de debris flow de alta densidad formados por clastos no litificados antes de su transporte de calizas bioclásticas, calizas micríticas, a veces margosas, y calcarenitas, en una matriz margosa o margocalcárea rica en restos de foraminíferos bentónicos y con granos de cuarzo dispersos.. La capa calcarenítica superior suele desarrollar un lag microconglomerático discontinuo formado por cantos sub-redondeados de rocas volcánicas, cuarzo, intraclastos o fósiles, y dentro de ella, las variaciones en la vertical del tamaño de grano indican una fuerte granoclasificación positiva pasando de muy grueso a medio-fino.

En el comienzo de la subida se corta el tramo basal de conglomerados de la Fm Ocoa que en este punto tiene un espesor mínimo, de unos 10-15m. El conglomerado consiste en un depósito desorganizado denso de tipo *debris flow*. Presenta matriz pelítica e incluye clastos de todo tipo de materiales; calizas y areniscas de las formaciones del Gr. Peralta y cantos muy rodados de rocas ígneas de la Fm. Tireo, aunque de forma característica predominan los clastos procedentes de los niveles competentes de la Fm. El Número (resedimentados de las megabrechas, de las calizas y calcarenitas de plataforma y de las capas turbidíticas finas)

Por encima del conglomerado y hasta llegar al collado se desarrollan las características “facies desorganizadas” de la Fm. Ocoa. Consisten en niveles de aspecto caótico de pelitas con clastos de distinta procedencia y tamaño. La proporción de clastos varía

dependiendo de la densidad del depósito, reconociéndose desde niveles de *debris flow* clastosoportados hasta horizontes de *mud flow* con clastos muy dispersos. Entre los elementos clásticos predominan los de calizas de la Fm. Jura y de las Capas Rojas que con frecuencia aparecen como olistolitos de dimensiones decamétricas y hectométricas. Uno de estos olistolitos de Capas Rojas aflora llegando al collado y otros más en la bajada a El Bejucal.

Desde el collado hay una excelente panorámica de la potente serie estratigráfica de la Fm Ocoa, resaltando dentro de ella la morfología del tramo de calizas tableadas y en bancos que da un importante resalte en la serie. Desde el mismo collado mirando hacia el SO se ve una bonita perspectiva del valle del río Banilejo, en primer término, con las superficies colgadas de glaciares, y al fondo, una panorámica de todo el cinturón de pliegues y cabalgamientos.

Por último, en el mismo collado y en distintos puntos de la bajada a El Bejucal afloran las “facies desorganizadas esquistasas” de la Fm Ocoa que, con la misma litología anteriormente descrita, se caracterizan por presentar en los términos pelíticos una fábrica deformativa anastomosada que, a modo de esquistosidad de cizalla, engloba fragmentos y bloques de todos los tamaños y procedencias.

- Olistolito de La Horma

Este L.I.G. tiene un carácter puntual. No obstante en el camino de aproximación al mismo por la carretera de Constanza hay algunos buenos afloramientos de las calizas de la Fm Tireo, de las “facies organizadas” de la Fm Ocoa y de los conglomerados de esta misma formación. El interés del punto es estratigráfico y estructural, su utilidad, científica, didáctica y quizá turística; por su ámbito de influencia tiene un carácter regional.

El olistolito de la Fm Jura se vislumbra en el paisaje a poco de tomar la carretera de Constanza y su presencia en el fondo del valle del río Ocoa acompaña todo el recorrido hasta llegar a La Horma. Desde esta localidad la aproximación al Lugar se realiza a pie por el cauce del río mencionado. Los primeros afloramientos corresponden a los conglomerados de la Fm. Ocoa que fosilizan el depósito caótico del olistolito y sus facies asociadas. Entre estas están las “facies desorganizadas”, en este caso “muy

esquistosas” que afloran a techo del olistolito. La esquistosidad presenta una geometría similar a las fábricas de tipo SC que caracterizan las deformaciones por cizalla en zonas dúctiles y afecta exclusivamente a los términos pelíticos que afloran estructuralmente a techo del olistolito y no a los conglomerados; engloba abundantes fragmentos de tamaños deci a decamétricos de procedencia s diversas, aunque dominan los de la Fm. Jura.

Una vez llegada a la angostura del río que marca el techo estructural del bloque, la litología aflorante corresponde a las tobas vítricas y líticas masivas y tobas cineríticas estratificadas de la Fm Tireo. La presencia de esta litología junto con las “facies esquistosas” a techo del olistolito, pudiera sugerir que éste se encuentra en posición invertida. Aguas abajo, el fuerte replegamiento interno de las calizas del Jura apunta en este sentido. En este punto afloran las primeras intercalaciones basálticas como tramos masivos aparentemente interestratificados con las calizas, las cuales hacia la base del olistolito van siendo más frecuentes. Llegando al primer meandro importante del río y después de atravesar varias alternancias de basaltos y calizas, se llega a un potente tramo de basaltos dentro del cual se reconocen numerosos niveles de *pillow lavas*, alguno de ellos muy bien preservados. El recorrido acaba en una zona de mal afloramiento sin que se pueda ver el tipo de contacto con los conglomerados infrayacentes.

8. BIBLIOGRAFÍA

- **ARICK, M.B. (1941):** *Annual report of Geological Department*, New York, 34p.
- **BERMÚDEZ, P.J. (1949):** Tertiary smaller foraminifera of the Dominican Republic. *Cushman Laboratory for Foraminiferal Research Special Publication*, 25, 322p.
- **BIJU-DUVAL, B., BIZON, B., MASCLE, A. y MULLER, C. (1983):** Active margin processes; field observations in southern Hispaniola. En: *Studies in continental margin geology* (WATKINS, J.S. y DRAKE, C.L., Eds.), *American Association of Petroleum Geologist Memoir*, 34: 325-346.
- **BLESCH, R.R. (1966):** Mapa geológico preliminar. En: *Mapas. Volumen 2, Reconocimiento y Evaluación de los Recursos Naturales de la República Dominicana. Unión Panamericana*, escala 1:250.000.
- **BOISSEAU, M. (1987):** Le flanc nord-est de la Cordillere Centrale Dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles): Un édifice de nappes Crétacé polyphase. *These de doctorat*, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 200 p. (Inédito).
- **BOURGOIS, J., NG, R., TAVARES, I. y VILA, J.M. (1979):** L'Éocène a blocs d'Ocoa (Republique Dominicaine, Grandes Antilles); Témoin d'une Tectonique tangentielle a vergence sud dans l'île d'Hispaniola. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7: 759-764.
- **BOWIN, C. (1960):** Geology of central Dominican Republic. *Ph. D. Thesis*, Princeton University. Princeton, New Jersey, 211 p.
- **BOWIN, C. (1966):** Geology of the Central Dominican Republic. A case history of part of an island arc. En: *Caribbean geological investigations* (HESS, H., Ed.), *Geological Society of America. Mem.* 98:11-84.

- **BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERS (BRGM) (1980):** Las Cañitas Report. (Inédito).

- **CHIESA, S., CIVELLI, G. y DE TONI (1999):** Analisis de fotolineamientos de la República Dominicana. Subduction to Strike Transitions on Plate Boundaries Penrose Conference Abstracts. Puerto Plata, República Dominicana

- **COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE. (1997):**Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la Rep. Dom. Programa SYSMIN (7 ACP DO 074). Servicio Geológico Nacional.

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

- **SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL (SGN) (1984b):** Formaciones del Suroeste de la República Dominicana. Santo Domingo, 500p.

- **SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL (SGN) (1999):** Proyecto SYSMIN de Prevención de Riesgos geológicos.

- **SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL (SGN) y BUNDESANSTALT FUR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR); COOPERACIÓN MINERA DOMINICO-ALEMANA (1991):** Mapa geológico de la República Dominicana Escala 1:250.000.

- **DOHM, C.F. (1942):** The geology of the Sierra de Neiba and Valles San Juan and Enriquillo in Mosaic Areas 16, 17, 21, 22, 23, 24, 25, 32 and 33. Dominican Republic. Santo Domingo Office nº 20, 18p. (Inédito).

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

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

- **DOLAN, J.F. y MANN, P., Eds. (1998):** *Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*. Volumen especial N°326 de la Sociedad Geológica Americana, 174p.

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

- **DOLAN, J.F., MULLINS, H.T. y DAVID, J.W. (1998):** Active tectonics of the north-central Caribbean: Oblique collision, strain partitioning and opposing subducted slabs. En: *Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone* (DOLAN, J.F. y MANN, P., Eds.), *Volumen especial N°326 de la Sociedad Geológica Americana*, 174p.

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

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

- **FALCONBRIDGE NICKEL MINES LIMITED (1974):** Geological and geochemical reconnaissance, Las Cañitas concession, Province of Azua-Dominican Republic. (Inédito).

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

- **HARMS, F.J. (1988):** Tabellen zu geochemischen, mineralogische, petrographischen, und biostratigraphischen Untersuchungen auf dem Blatt 5972 San Juan der Geologischen Karte der Dominikanischen Republik: scale 1:100,000.

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

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

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

- **HOBBS, B. E., MEANS, W. D. Y WILLIAMS, P.F. (1976):** An outline of Structural Geology: New York, John Willey, pp. 571

- **INYPESA (1985):** Inventario Nacional de Aridos y Rocas de Construcción. Secretaría General de Estado de Obras Públicas y Comunicaciones, Santo Domingo. (Inédito).

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

- **LAUBSCHER, H. P. (1976):** Fold development in the Jura: *Tectonophysics*, V 37, pp337-362

- **LADD, J., SHIH, T.C. y TSAI, C.J. (1981):** Cenozoic tectonics of central Hispaniola and adjacent Caribbean Sea. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64: 466-489.

- **LEWIS, J.F., AMARANTE, A., BLOISE, G., JIMENEZ G., J.G. y DOMINGUEZ, H.D. (1991):** Lithology and stratigraphy of upper Cretaceous volcanic, and volcanoclastic

rocks of Tireo Group, Dominican Republic, and correlations with the Massif du Nord in Haiti. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.

- **LEWIS, J. F. y JIMENEZ, J. (1987).** Petrologia del area de Restauracion, Republica Dominicana. Transactions 10th Caribbean Geological Conference, Cartagena, Colombia, 1983, p. 445-453.
- **LEWIS, J.F., VESPUCCI, P., ROBINSON, E., MING-JUNG, J., EVA, A. y BRYANT, A. (1987):** Paleogene stratigraphy of the Padre Las Casas and adjacent areas in the southeast Cordillera Central, Dominican Republic. En: *Transactions of the 10th Caribbean Geological Conference, Cartagena, Colombia* (DUQUE-CARO, H., Ed.). *Ingeominas*. Bogotá, Colombia, 229-237.
- **MANN, P. (1983):** Cenozoic tectonics of the Caribbean structural and stratigraphic studies in Jamaica and Hispaniola. *Thesis*. New York University, Albany, 688p. (Inédito).
- **MANN, P., BURKE, K. y MATSUMOTO, T. (1984):** Neotectonics of Hispaniola; Plate motion, sedimentation and seismicity at a restraining bend. *Earth and Planetary Science Letters*, 70: 311-324.
- **MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds. (1991a):** *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*. *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.
- **MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F. (1991b):** An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. En: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.
- **MANN, P. y LAWRENCE, S.R. (1991):** Petroleum potential of southern Hispaniola. *Journal of Petroleum Geology*, 14: 291-308.
- **MANN, P., McLAUGHLIN, P.P. y COOPER, C. (1991c):** Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic; 2, Structure and tectonics. En: *Geologic and*

tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.

- **MANN, P., TAYLOR, F.W., EDWARDS, R.L. y KU, TL. (1995):** Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*, V. 246: 1-69 p.
- **MAUFFRET, A. y LEROY, S. (1997):** Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. *Tectonophysics*, 283: 61-104.
- **MAURRASSE, F. (1982):** Presentations, transactions du 1er colloque sur la geologie d'Haiti. Port-au-Prince, 286p.
- **MATTHEWS, J.E. y HOLCOMBE, T.L. (1976):** Possible Caribbean underthrusting of the Greater Antilles along the Muertos Trough. En: *Transactions, Caribbean Geological Conference VII, Guadeloupe (1974)*. Ministere de l'Industrie et la Recherche, Point-a-Pitre, French Antilles, 235-242.
- **McCLAY, K. R. (1992):** Thrust Tectonics. Chapman and Hall. Pp.447
- **McLAUGHLIN, P.P. (1989):** Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy of the SW Dominican Republic: A foraminiferal study. *Journal Foraminiferal Res.*, 19: 294-310.
- **McLAUGHLIN, P.P. y SEN GUPTA, B.K. (1991):** Migration of Neogene marine environments, SW Dominican Republic. *Geology*, 19: 222-225.
- **McLAUGHLIN, P.P., VAN DEN BOLD, W.A. y MANN, P. (1991):** Geology of the Azua and Enriquillo basins. Dominican Republic; 1, Neogene lithofacies, biostratigraphy, biofacies, and paleogeography. In: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola* (MANN, P., DRAPER, G. y LEWIS, J.F., Eds.), *Geological Society of America Special Paper*, 262 p.
- **MERCIER DE LEPINAY, B. (1987):** L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: L'exemple de la transversale de l'île d'Hispaniola (Grandes Antilles). *These de doctorat*, Université Pierre et Marie Curie, 378 p. (Inédito).

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

- **NORCONSULT (1983):** Dominican Republic. Petroleum Exploration Appraisal. Report for Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo. (Inédito).

- **ORI, G.G. y FRIEND, P.F. (1984):** Sedimentary Basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, 12, pp475-478

- **OLADE (1980):** Proyecto de investigación geotérmica de la República Dominicana; estudio de reconocimiento-informe geoquímico. En: BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERS (BRGM) y ORGANIZACIÓN LATINOAMERICANA DE ENERGIA (OLADE). Orleans, Quito, 24p.

- **PARDO, G. (1975):** Geology of Cuba. En: *The Ocean Basins and Margins*, (NAIRM y STELHI Eds.) A.E.M. Vol. 3.

- **PEARCE J.A. (1983):** Trace element characteristics of lavas from constructive plate boundaries. En: *Andesites*, (THORPE R.S. Ed.) John Wiley and Sons, p 525-548.

- **PINDELL, J.L. (1994):** Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, En: *Caribbean geology: An introduction*, (DONOVAN. S.K. y JACKSON, T.A. Eds), Kingston, Jamaica, University of the West Indies ,Publishers Association, p. 13-39.

- **PINDELL, J.L. y BARRET, S.F. (1991):** Geology of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. En: *The Geology of North America, Volumen H, The Caribbean region* (DENGGO, G. y CASE, J.E., Eds.). *Geological Society of America*. Boulder, Colorado, 404-432.

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

- **TCHALENCO, J. S. (1968):** The evolution of kink bands and the development of compresion textures in sheared clays. *Tectonophycics* 6, 159-74

- **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), 268p.

- **VESPUCCI, P. (1982):** Preliminary account of the petrology of the late cenozoic volcanic province of Hispaniola. *9ª Conferencia Geologica del Caribe*. Santo Domingo, 1: 379-389.

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

- **WALLACE, M.H. (1945):** Stratigraphy of the pre-Oligocene rocks of the Azua Basin, Dominican Republic. *Private report Dominican Seaboard Company*, New York, 24p.

- **WERTZ, W.K. (1985):** The petrochemistry and genesis of the Late Cenozoic shoshonite Basalts, Dominican Republic, and their tectonic implications. *M.S. Thesis*, University of Florida, Gainesville, 196p.

- **WILLIS, B. (1928):** Rift valley and ramp valley?: *Geological Society of America Bulletin*, v. 39, p. 490-542

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