



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

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

**PADRE LAS CASAS
(6072-III)**

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

- Alberto Díaz de Neira (INYPSA)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Alberto Díaz de Neira (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, España)

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.

- Informe sedimentológico.
- Lugares de interés geológico.

RESUMEN

La Hoja a escala 1:50.000 de Padre Las Casas se encuentra situada en el sector central de La Española, en la zona de confluencia entre la Cuenca de San Juan, que configura el valle del sector suroccidental, y la Cordillera Central, que se alza por el resto de la Hoja.

Los materiales más antiguos afloran en el ámbito de la Cordillera, integrada aquí por dos de los principales dominios insulares: Fm. Tireo y Cinturón de Peralta. La Fm. Tireo es un complejo conjunto volcánico-sedimentario aflorante en el sector septentrional, generado en relación con un arco insular durante el Cretácico superior. El Cinturón de Peralta es una franja de sedimentos paleógenos muy potentes, situada al Suroeste del dominio anterior; en la que se reconoce un grupo deposicional mayor de importante componente turbidítico conocido como Gr. Peralta; está integrado por cuatro unidades litoestratigráficas que, en conjunto, reflejan una tendencia somerizante: Fm. Ventura, Fm. Jura, Capas rojas del Jura y Fm. El Número.

La Cuenca de San Juan está rellena por una potente serie sedimentaria neógena de carácter somerizante que evolucionó desde facies típicamente marinas (Fm. Trinchera) a facies transicionales (Fm. Arroyo Blanco) y, finalmente, continentales (Fm. Arroyo Seco).

La estructuración del Cinturón de Peralta es la de un cinturón de pliegues y cabalgamientos de dirección NO-SE avanzando hacia el Suroeste, hasta cabalgar sobre la Cuenca de San Juan a través de la zona de falla de San Juan-Los Pozos, proceso durante el cual se produjo igualmente el plegamiento de la Cuenca. Menos clara es la estructura del basamento cretácico que, en cualquier caso, cabalga sobre la serie paleógena a través de la zona de falla de San José-Restauración. Esta estructuración general sufrió importantes modificaciones posteriores en la zona: por una parte, la creación de una serie de fallas de dirección NE-SO, relacionadas con el *indenter* del *ridge* de Beata en la bahía de Ocoa y, por otra, el desarrollo de un destacado sistema de fallas de dirección E-O relacionadas con la falla de Enriquillo-Plantain Garden.

Probablemente en relación con estos dos últimos procesos se produjo uno de los rasgos más singulares de la región, la intensa emisión de productos volcánicos durante el Cuaternario, con especial relevancia en el ámbito de Monte Bonito y Valle Nuevo, donde muestran afinidad calcoalcalina.

El rejuvenecimiento del relieve debido al volcanismo ha desencadenado enérgicos procesos erosivos, especialmente de carácter fluvial. Las intensísimas precipitaciones registradas en las áreas montañosas, unidas al carácter angosto de los valles que surcan la Cordillera Central hacen de las avenidas el principal riesgo geológico de la zona.

ABSTRACT

The 1:50.000 Sheet of Padre Las Casas is located in central Hispaniola, sharing terrains both of the Cordillera Central and the San Juan basin.

The oldest materials outcrop in the Cordillera Central, here represented by two domains, Tireo and the Peralta belt. The Tireo domain is a complex unit of volcanosedimentary origin outcropping in the northern part of the Sheet, that is related to the development of an island arc during the Upper Cretaceous. The Peralta Belt is a thick pile of Paleogene deposits that define the southern flank of the Cordillera. In this Sheet the belt is represented by a major depositional group, of turbiditic origin, consisting on four lithostratigraphic units that all together form an upwelling mega-sequence (the Ventura, Jura, Capas rojas del Jura and El Número Fms.).

The infill of the San Juan basin is of Neogene age and it has also an upwelling evolution: the sedimentary facies record marine environments in the lower units (Trinchera Fm.) that pass into transitional and continental environments in the intermediate (Arroyo Blanco Fm.) and upper ones (Arroyo Seco Fm.), respectively.

The Peralta domain developed as a NW-SE fold and thrust belt which progressed to the SW until overthrusting the San Juan basin by means of the San Juan-Los Pozos fault zone, producing at the same time the general folding of this basin. Not so well defined is the imbricated internal structure of the Upper Cretaceous basement (Tireo Fm.) that in turn overthrusts the Peralta Belt by means of the San José-Restauración fault zone. At the latest stages of its development, the structure of the Peralta belt was substantially modified by the effect of two juxtaposed events: the NE directed impingement of the Beata ridge, that produced the present arcuate pattern of the belt, and the setting of a pervasive system of E-W strike-slip faults related to the evolution of the Enriquillo-Plantain Garden fault zone.

Probably related to these two latest events, one of the most outstanding geological features of the region took place: the eruption of Quaternary volcanic materials, with special

concentration in the Monte Bonito and Valle Nuevo areas where they have a calcoalcaline affinity.

The new relief created by the Quaternary volcanism and by isostatic readjustments has been counteracted by energetic erosion processes, mainly of fluvial origin, which nowadays are still active and eventually produce, in days of heavy rains, intensive floods along the fluvial plains of the main rivers.

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Metodología	1
1.2. Situación geográfica	2
1.3. Marco geológico	4
1.4. Antecedentes	4
2. ESTRATIGRAFÍA	9
2.1. Cretácico	9
2.1.1. <u>Cretácico superior (Formación Tireo)</u>	10
2.1.1.1. Formación Tireo (1) Rocas volcanoclásticas de grano fino a medio. Cenomaniano-Maastrichtiano.....	14
2.1.1.2. Formación Tireo (2) Calizas tableadas. Santoniano-Maastrichtiano	20
2.1.1.3. Formación Tireo (3) Intrusiones y brechas dacíticas. Campaniano-Maastrichtiano.....	21
2.2. Paleógeno	22
2.2.1. <u>Eoceno (Grupo Peralta)</u>	23
2.2.1.1. Formación Ventura (4) Alternancia rítmica de margas y areniscas de grano fino. Eoceno inferior-medio.....	27
2.2.1.2. Formación Ventura (5) Areniscas, lutitas y calizas rojas. Eoceno inferior-medio.....	31
2.2.1.3. Formación Jura (6) Calizas tableadas blancas. Eoceno medio	32
2.2.1.4. Capas rojas del Jura (7) Lutitas pizarrosas rojas. Eoceno medio-superior	37
2.2.1.5. Formación El Número (8) Margas con intercalaciones rítmicas de calizas y calcarenitas. Eoceno superior	39
2.3. Neógeno	43
2.3.1. <u>Mioceno-Pleistoceno inferior</u>	44

2.3.1.1. Formación Trinchera (9) Margas con intercalaciones rítmicas de areniscas. Mioceno superior-Plioceno inferior	47
2.3.1.2. Formación Arroyo Blanco (10) Conglomerados de tonos oscuros y margas. Plioceno.....	49
2.3.1.3. Formación Arroyo Blanco (11) Calizas arrecifales. Cantos y bloques de calizas fosilíferas. Plioceno.....	51
2.3.1.4. Formación Arroyo Blanco (12) Margas. Plioceno	52
2.3.1.5. Formación Arroyo Seco (13) Conglomerados. Plioceno	53
2.3.1.6. Formación Arroyo Seco (14) Cantos y bloques en matriz areno-arcillosa. Plioceno-Pleistoceno inferior	55
2.4. Cuaternario.....	55
2.4.1. <u>Cuaternario volcánico</u>	56
2.4.1.1. Volcanismo cuaternario (15) Basaltos. Pleistoceno	59
2.4.1.2. Volcanismo cuaternario (16) Andesitas. Pleistoceno	61
2.4.1.3. Volcanismo cuaternario (17) Traquiandesitas y dacitas. Pleistoceno.....	62
2.4.2. <u>Cuaternario sedimentario</u>	64
2.4.2.1. Fondos de dolina (18) Arcillas de descalcificación. Pleistoceno-Holoceno	65
2.4.2.2. Fondos endorreicos (19) Arcillas y limos. Pleistoceno-Holoceno	65
2.4.2.3. Glacis (20) Gravas, arenas y arcillas. Pleistoceno	65
2.4.2.4. Terrazas medias-altas, terrazas bajas (21,22) Gravas y arenas. Pleistoceno-Holoceno	66
2.4.2.5. Conos de deyección antiguos, conos de deyección modernos (23,24) Gravas, arcillas y arenas. Pleistoceno-Holoceno	67
2.4.2.6. Coluviones (25) Cantos, arenas y arcillas. Holoceno.....	67
2.4.2.7. Deslizamientos (26) Arcillas, cantos y bloques. Holoceno.....	68
2.4.2.8. Fondos de valle (27) Gravas y arenas. Holoceno	68
3. TECTÓNICA.....	69

3.1. Contexto geodinámico de La Española	69
3.2. Marco geológico-estructural de la zona de estudio.....	75
3.3. Estructura de los principales dominios y de las tectónicas más recientes.....	81
3.3.1. <u>Estructura del basamento</u>	81
3.3.2. <u>Estructura del Cinturón de Peralta</u>	86
3.3.2.1. Estructura del Grupo Peralta.....	87
3.3.2.2. Estructura de la Formación Ocoa	93
3.3.2.3. Relación tectónica-sedimentación y edad de la deformación	95
3.3.3. <u>Estructura de la Cuenca de San Juan</u>	96
3.3.3.1. Estructura general de la cuenca	98
3.3.3.2. Estructura relacionada con la colisión del <i>ridge</i> de Beata.....	101
3.3.3.3. Relación tectónica-sedimentación y edad de la deformación	104
3.3.4. <u>La tectónica de desgarres del Mioceno superior-Actualidad</u>	106
4. GEOMORFOLOGÍA.....	112
4.1. Descripción fisiográfica.....	112
4.2. Análisis morfológico	113
4.2.1. <u>Estudio morfoestructural</u>	113
4.2.1.1. Formas estructurales.....	114
4.2.1.2. Formas volcánicas.....	115
4.2.2. <u>Estudio del modelado</u>	116
4.2.2.1. Formas de ladera y remoción en masa	116
4.2.2.2. Formas fluviales	117
4.2.2.3. Formas poligénicas	120
4.2.2.4. Formas lacustres-endorreicas.....	121
4.2.2.5. Formas kársticas	122

4.3. Evolución dinámica	122
4.4. Morfodinámica actual-subactual, tendencias futuras y riesgos geológicos	124
5. HISTORIA GEOLÓGICA	126
5.1. El arco insular del Cretácico superior	127
5.2. La cuenca paleógena de <i>back-arc</i>	129
5.3. Las cuencas neógenas	131
6.GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	137
6.1. Hidrogeología.....	137
6.1.1. <u>Hidrología y climatología</u>	137
6.1.2. <u>Descripción hidrogeológica</u>	138
6.1.2.1. Fm. Tireo	141
6.1.2.2. Cinturón de Peralta.....	142
6.1.2.3. Materiales neógenos	143
6.1.2.4. Materiales cuaternarios	143
6.2. Recursos minerales.....	146
6.2.1. <u>Minerales metálicos y no metálicos</u>	146
6.2.2. <u>Sustancias energéticas</u>	147
6.2.2.1. Aspectos generales e historia minera.....	147
6.2.2.2. Potencial minero	151
6.2.3. <u>Rocas industriales y ornamentales</u>	152
6.2.3.1. Aspectos generales e históricos	152
6.2.3.2. Descripción de las sustancias.....	153
6.2.3.3. Potencial minero	154
7. LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO.....	156

7.1. Relación de los L.I.G.	156
7.2. Descripción de los Lugares.....	156
8. BIBLIOGRAFÍA.....	156

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Metodología

Debido al carácter incompleto de la cartografía geológica sistemática 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. (INYPSA) 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 Padre Las Casas, se ha utilizado la información disponible de diversa procedencia, así como las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA, tomadas en los años 1983-84, 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 realizó 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 Padre Las Casas (6072-III) se encuentra situada en el sector suroccidental de la República Dominicana (Fig.1.1), en la confluencia entre la denominada popularmente “Región del Sur” (al SO) y la Cordillera Central (al NE). La mayor parte de su territorio pertenece a la provincia de Azua, siendo la excepción las dos pequeñas áreas localizadas en el sector oriental, pertenecientes a la de La Vega, y la del ángulo noroccidental, perteneciente a la de San Juan. Desde un punto de vista fisiográfico, se observan dos grandes dominios, correspondientes al valle de San Juan y la Cordillera Central.

El dominio del valle de San Juan, restringido al sector suroccidental, se caracteriza por una serie de pequeñas elevaciones de tipo estructural, entre las que se encaja la red fluvial, de forma moderada. En él se encuentran las altitudes mínimas de la Hoja (300m), que aumentan de forma progresiva hacia el Noreste, apreciándose un cambio de pendiente brusco a 600-700m, que puede considerarse el paso al dominio de la Cordillera Central desde un punto de vista puramente geográfico.

Las estribaciones suroccidentales de la Cordillera Central ocupan la mayor parte de la Hoja. Se caracterizan por un relieve muy abrupto, con elevaciones que superan los 2.000m (2.137m en Pinar Parejo, 2.024m en Peynado), que al ser comparadas con las altitudes del dominio anterior dan idea de los desniveles existentes y del profundo encajamiento de la red fluvial. Las alineaciones montañosas poseen en general la típica orientación NO-SE de la Cordillera, si bien no de forma tan evidente como en otras zonas de la región.

La red fluvial está integrada por una gran cantidad de ríos, arroyos y cañadas, generalmente de carácter perenne, articulados fundamentalmente en torno a los ríos Las Cuevas y Grande, que vierten sus aguas en última instancia a la presa de Sabana Yegua, cuya cola penetra en los límites de la Hoja durante las épocas de nivel alto; junto a los ríos citados



IV	I	IV	I
6072	6072	6172	6071
III	II	III	II

- 6172-I. Hatillo
- 6172-II. Villa Altigracia
- 6172-III. Arroyo Caña
- 6172-IV. Bonao
- 6072-I. Constanza
- 6072-II. Sabana Queliz
- 6072-III. Padre Las Casas
- 6072-IV. Gajo de Monte
- 6071-I. San José de Ocoa
- 6071-II. Azua
- 6071-III. Pueblo Viejo
- 6071-IV. Yayas de Viajama

Fig.1.1. Esquema fisiográfico de La Española según Weyl (1966) y localización de la zona de estudio

conviene señalar sus afluentes respectivos, los arroyos Guayabal y Guarico. Es preciso hacer hincapié en la naturaleza muy tormentosa de las áreas de cabecera de la red fluvial, especialmente las regiones de Valle Nuevo (Hoja de Sabana Quéliz) y Monte Bonito, que imprime un carácter fuertemente torrencial y una gran peligrosidad a la red, como puso de manifiesto de forma extrema el paso del huracán Georges.

Sus habitantes se encuentran muy desigualmente distribuidos, concentrándose fundamentalmente en el ámbito de influencia de Padre Las Casas, pudiendo destacarse en un segundo término las poblaciones de Bohechio, Guayabal, Las Lagunas y La Siembra; por el contrario, tanto el sector oriental como, en menor medida, el septentrional, se encuentran prácticamente deshabitados. Sus principales y casi exclusivos recursos económicos son la agricultura, con las mayores fincas localizadas en los valles amplios, y la ganadería, constatándose aún hoy día la entidad que las actividades forestales del área nororiental tuvieron en épocas pasadas y cuyo abandono propició la práctica despoblación señalada. La red de comunicaciones es muy precaria, con una serie de pistas que en las proximidades de Padre Las Casas dejan entrever lo que antaño fueran carreteras; en la mayor parte de la Hoja los desplazamientos se realizan a través de sendas, generalmente mediante el auxilio de animales de carga debido a las dificultades orográficas.

1.3. Marco geológico

Desde un punto de vista geológico, la Hoja de Padre Las Casas se encuentra situada (Fig.1.2) en el límite entre dos de las grandes unidades geológicas de La Española: la Cordillera Central y la Cuenca de San Juan. La Cordillera Central coincide prácticamente con 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 mayor parte de la superficie de la Hoja, en la que se reconocen dos de sus principales dominios:

- En el sector septentrional 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 por materiales volcano-sedimentarios relacionados con la actividad de un arco insular durante el Cretácico

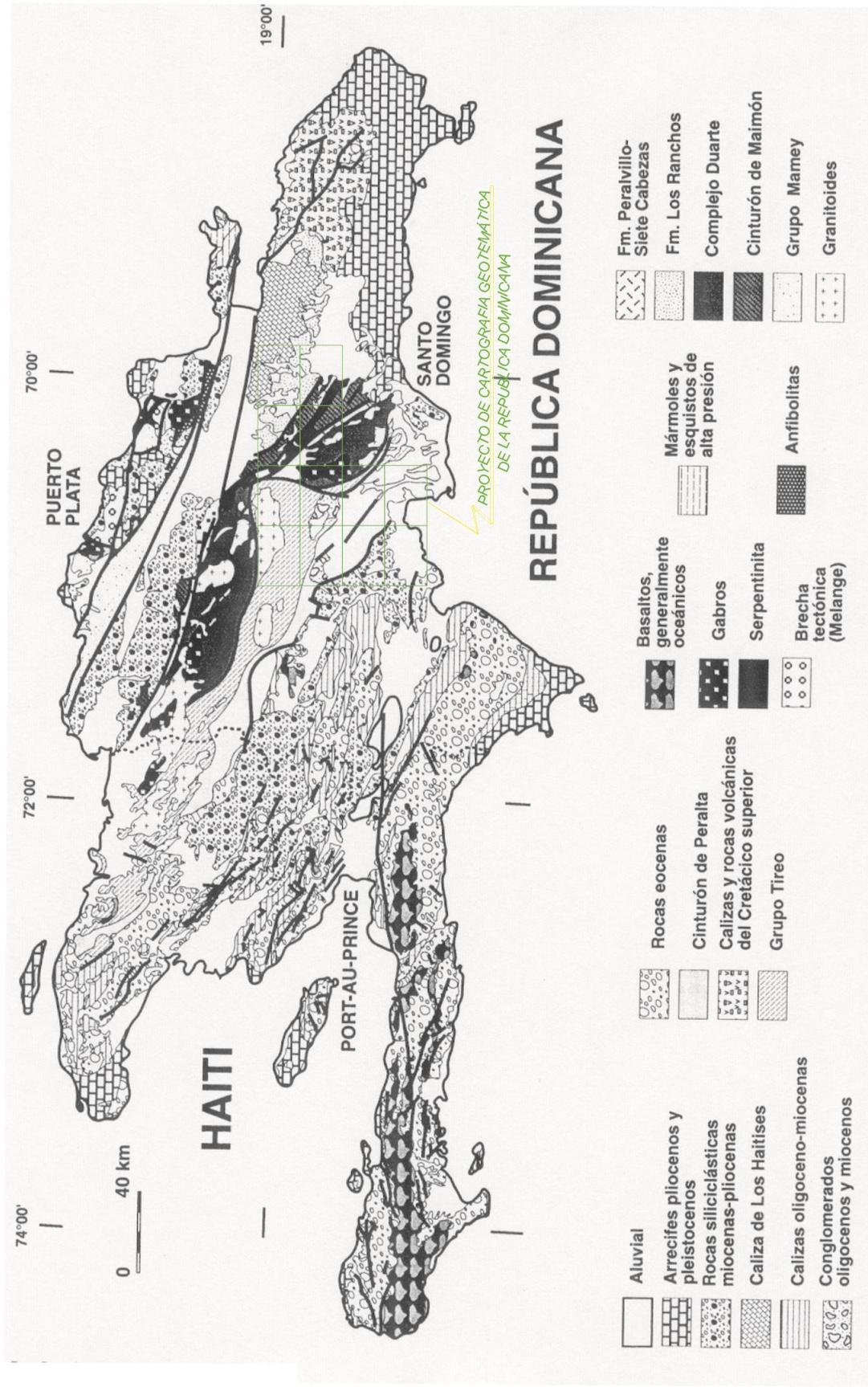


Fig.1.2. Esquema geológico de La Española según Draper y Gutiérrez (1997) y localización de la zona de estudio

superior y constituye el basamento de la zona, encontrándose intensamente deformado y afectado por intrusiones de carácter tonalítico.

- El resto de la Cordillera está constituido principalmente por sedimentos acumulados en una cuenca de *back-arc* durante el Paleógeno y que forman parte del dominio denominado Cinturón de Peralta (Dolan, 1989), característico del flanco suroccidental de aquella. 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 San Juan.

La Cuenca de San Juan forma parte del sistema de cuencas sedimentarias neógenas del Suroeste insular, constituyendo en realidad el extremo noroccidental de la Cuenca de Azua-San Juan, que con una dirección NO-SE se dispone como una franja paralela al flanco suroccidental de la Cordillera Central. 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). Está representada en el sector suroccidental de la Hoja.

Completando este esquema general, es preciso destacar la abundancia de rocas volcánicas cuaternarias por la mayor parte de la Hoja, dispuestas a modo de tapiz sobre los dominios anteriores, y que forman parte de uno de los rasgos más característicos de la región comprendida entre Yayas de Viajama y Constanza.

1.4. Antecedentes

Tanto la Cordillera Central como la Cuenca de Azua-San Juan 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.

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

Un notable impulso a los conocimientos geológicos de la República Dominicana se produjo entre las décadas de los años sesenta y ochenta, merced a la elaboración de una serie de tesis doctorales de carácter regional, entre las que cabe señalar las de: Bowin (1960), sobre el sector central de la República Dominicana; Mann (1983), centrada en aspectos estructurales y estratigráficos de La Española y Jamaica; Dolan (1988), que aborda la sedimentación paleógena en las cuencas orientales de las Antillas Mayores; Vespucci (1986), relativa al volcanismo cenozoico de la región; y Mercier de Lepinay (1987), que desarrolla un ambicioso estudio estratigráfico y estructural de la isla a fin de proporcionar 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, uno de cuyos tomos se dedicó a las formaciones del suroeste (1984b). 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 Padre Las Casas; de entre ellos cabe destacar los de Dolan et al., con una síntesis sedimentológica, estratigráfica y tectónica del Eoceno-Mioceno de La Española y Puerto Rico, y Lewis et al., que revisan las ideas existentes relativas a la Formación Tireo (Cretácico superior).

Además de los anteriores, merece la pena destacar por su importancia durante la realización de la Hoja: las investigaciones geotérmicas de OLADE (1980) y Electroconsult (1983), complementadas con la efectuada por el Servicio Geológico Nacional (1984a) en el área Yayas de Viajama-Constanza; la tesis doctoral de Cooper (1983), de gran interés para la estratigrafía de los materiales neógenos; la exploración minera de JICA y MMAJ (1984) en el área de Las Cañitas y que incluye el sector septentrional de la Hoja; el estudio que Lewis et

al. (1987) efectúan sobre la serie paleógena de la región de Padre Las Casas; la cartografía a escala 1:100.000 de la vecina Hoja de San Juan, elaborada por García y Harms (1988); el trabajo de Dolan (1989), básico para el conocimiento estratigráfico de la serie paleógena; y la publicación de McLaughlin et al. (1991) que aborda el estudio de la serie neógena de las cuencas de Azua y Enriquillo.

2. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja a escala 1:50.000 de Padre Las Casas afloran materiales mesozoicos y cenozoicos, de origen volcánico y sedimentario, que pueden agruparse en cinco grandes conjuntos:

- Materiales cretácicos, pertenecientes a la Formación Tireo, integrante del eje de la Cordillera Central en la región. Es un dominio muy complejo cuyo origen está relacionado con un ambiente de arco insular, predominando por ello los depósitos volcano-sedimentarios, si bien no son raras las manifestaciones puramente sedimentarias.
- Materiales paleógenos, correspondientes al Cinturón de Peralta, dominio típico del flanco suroccidental de la Cordillera Central. Se trata de una serie muy potente de depósitos marinos de facies profundas.
- Materiales neógenos, constituyentes del relleno de la Cuenca de San Juan, integrado por una potente sucesión de sedimentos de carácter somerizante, que evoluciona desde facies marinas a continentales.
- Materiales cuaternarios de origen volcánico, correspondientes a la provincia efusiva de Yayas de Viajama-Valle Nuevo. Constituyen uno de los rasgos más característicos de la región.
- Materiales cuaternarios de origen sedimentario, sobreimpuestos a los conjuntos anteriores de forma irregular. Su origen es muy variado, aunque en todos los casos están 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 septentrional, 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. Cabalga hacia el Suroeste sobre el Terreno Tectónico de Trois Rivières-Peralta mediante la zona de falla de San José-Restauración, en tanto que al Noreste es cabalgado por el Terreno Tectónico de Duarte a través de la zona de falla de Bonaó-Guácara. Se halla intruido por numerosos cuerpos de composición tonalítica, en ocasiones de dimensiones batolíticas.

2.1.1. Cretácico superior (Formación Tireo)

Este conjunto heterogéneo relacionado con un arco-isla fue definido como Formación Tireo por Bowin (1966) en referencia al conjunto de tobas, tobas-lapilli y cuarzo-queratofidos aflorantes en el sector oriental de la Cordillera Central y que atribuyó al intervalo Cenomaniano-Senoniano; igualmente, utilizó la denominación de Miembro Constanza para las intercalaciones de calizas halladas en el valle de Constanza.

Es muy abundante la bibliografía relativa a la Fm. Tireo a lo largo de toda la Cordillera Central, aunque son los trabajos centrados en las zonas de Las Cañitas y Constanza los que afectan de una forma más directa a los afloramientos de la Hoja de Padre Las Casas. En la primera de ellas, Mesnier (1980) diferenció fundamentalmente una unidad inferior de composición volcanoclástica básica, con intercalación de cherts y calizas, y otra unidad superior, de composición volcanoclástica ácida, señalando entre ambas una discordancia. Posteriormente, el informe de JICA y MMAJ (1984) propuso la subdivisión en tres tramos: inferior, constituido por andesitas; intermedio, integrado por rocas piroclásticas y dacitas; y superior, de naturaleza sedimentaria, si bien este tramo puede correlacionarse con los depósitos sedimentarios del Grupo Peralta. En la zona de Constanza cabe señalar las aportaciones hechas gracias a los estudios relativos al volcanismo cuaternario (Vespucci, 1986) y a prospección geotérmica (Electroconsult, 1983), siendo de tipo cartográfico las aportaciones más relevantes.

Merece la pena destacar el trabajo de Lewis et al. (1991) que constituye una interesante síntesis de los conocimientos existentes acerca de la Fm. Tireo en La Española, proporcionando una gran cantidad de datos sobre el tema. Los avances que se produjeron

en los años anteriores a lo largo de toda la Cordillera, con reconocimiento de una gran variedad litológica invitó a estos autores a proponer un nuevo rango, el de Grupo, para todo este conjunto cretácico, sugiriendo su división en dos grandes unidades a las que denominaron Tireo Inferior y Superior (Tabla 2.1). El Inferior está constituido por un extenso conjunto de tobas y brechas básicas para el que propusieron la denominación de Fm. Tireo, señalando la intercalación de diversos niveles sedimentarios individualizados como miembros: Calizas de Constanza, Chert de El Convento y Calizas de Valle Nuevo. Por su parte, el Superior presenta una mayor variedad litológica, con predominio de lavas y tobas ácidas. La falta de formalidad estratigráfica en las definiciones de estos últimos autores y el hecho de que su tratamiento tradicional y habitual sea como formación, tanto en la bibliografía como en la jerga común, han aconsejado su empleo con este último rango a fin de no aumentar el confusión terminológico, sin perjuicio de que el criterio de dichos autores pueda ser válido.

Con respecto a la estratigrafía de la Fm. Tireo, es preciso señalar el impulso que se ha producido durante la elaboración del presente trabajo, propiciado fundamentalmente por las labores de cartografía. El primer hecho que llama la atención en la zona de trabajo es la observación de ciertas tendencias dentro la monotonía generalizada de los materiales volcanoclásticos dominantes, siendo la más llamativa la abundancia de niveles sedimentarios tanto en el sector suroccidental como en el oriental, lo que sugiere una cierta polaridad en cuanto a la zona de actividad del arco insular.

La cartografía de la Hoja a escala 1:50.000 de Constanza ha resultado fundamental para el control estratigráfico de la Fm. Tireo por su posición central en la zona y por ser la Hoja que posee un registro más completo, sugiriéndose su consulta en caso de interés. En ella se ha establecido una estratigrafía preliminar de la formación, que se ha intentado adaptar a la división fundamental de Tireo Inferior y Tireo Superior propuesta por Lewis et al. (1991). Esta estratigrafía se basa, esencialmente, en la identificación de dos tramos principales dentro del conjunto volcanoclástico: las denominadas “calizas de Constanza” y “serie de Río Blanco”, del Cenomaniano-Turoniano; y los niveles de lutitas, cherts y calizas, denominados de “El Convento”, asignados al Coniaciano-Santoniano. Aunque la discontinuidad de los afloramientos de estos niveles impide individualizar cartográficamente los tramos de términos volcanoclásticos comprendidos entre ellos, su identificación permite, al menos, cierta precisión estratigráfica. Por otra parte, parece un hecho recurrente el que las rocas ácidas de la formación, de composición riolítico-dacítica, aparezcan sobre los niveles de

John Lewis et al (1991)		Jica & Mmaj, 1984		En este Proyecto (SYSMIN, 2000) (Hoja de Constanza)	
GRUPO TIRO SUP.	Volcanismo ácido:	TIRO SUPERIOR	(Tus) = Argilitas y alternancias de argilitas y tobas de lapilli andesíticas con intercalaciones de calizas y lavas andesíticas	FM. TIRO SUPERIOR	7. Calizas tableadas de edad Maastrichtiano
	Lavas, rocas piroclásticas y tobas retrabajadas mayoritariamente de composición dacítica y riolítica (keratófidos)				
GRUPO TIRO INFERIOR	Volcanismo básico:	TIRO MEDIO	(Tms) = intercalaciones de argilitas y areniscas (Tmd) = Dacitas (Tmdt) = Tobas dacíticas (Tma) = Coladas andesíticas (Tmat) = Toba de lapilli andesítica (Tmatr) = Toba de lapilli marrón-rojiza	FM. TIRO INFERIOR	4. Niveles de lutitas, chert y calizas (El Convento)
	– Miembro Calizas de Valle Nuevo				
	– Miembro Chert de El Convento	3. Rocas volcánicas y volcanoclásticas masivas con intercalaciones de niveles subordinados de chert y coladas.			
	– Miembro Calizas de Constanza		2. Calizas de Constanza y Serie de Río Blanco. Se trata de una unidad eminentemente sedimentaria datada por microfaua como Cenomaniano-Turoniano		
– Metabasaltos con alto contenido en TiO ₂ . Tobas vitroclásticas verdosas	TIRO INFERIOR	(Tla) = Coladas andesíticas con intercalaciones delgadas de rocas piroclásticas andesíticas	1. Rocas volcánicas y volcanoclásticas con intercalaciones de lavas andesíticas		

Tabla 2.1. Divisiones estratigráficas consideradas por diversos autores para la Fm Tiro, y su correlación con la propuesta en el presente proyecto para la Hoja de Constanza.

chert de El Convento, o los atraviesen, circunstancia que se ha aprovechado para situar en estos niveles, de forma orientativa, el límite Tireo Inferior-Tireo Superior.

Dentro de la región, tan sólo han permitido precisiones cronológicas las riolitas del sector de El Convento, sobre las que existe una datación radiométrica indicativa del Santoniano (Electroconsult, 1983), así como algunos niveles de calizas datados como Campaniano-Maastrichtiano, e indirectamente, la alternancia de tobas cineríticas infrayacente a uno de ellos; el resto permite pocas precisiones, de ahí la imposibilidad de aplicar la división establecida en la Hoja de Constanza.

En la Hoja de Padre Las Casas se han individualizado niveles carbonatados y dacíticos discontinuos que, tentativamente, presentan mayor afinidad con el Tireo Superior. No obstante, la precariedad en el conocimiento estratigráfico en dicha zona, donde tan sólo los niveles carbonatados de Pinar Parejo han podido ser atribuidos al Campaniano-Maastrichtiano, ha aconsejado que no se utilice dicha división.

Se desconoce cual es el muro de la Fm. Tireo, si bien su distribución cartográfica regional permite estimar que, al menos en parte, se depositó sobre el Complejo Duarte; de hecho, en el mapa geológico de la República Dominicana a escala 1:250.000 (SGN y BGR, 1991) se considera al Complejo Duarte como un miembro inferior metamorfozado de la Fm. Tireo, planteamiento que no se comparte en el presente trabajo. Por otra parte, la supuesta posición discordante de ésta sobre el Complejo Duarte sería equivalente a la observada en la Fm. Siete Cabezas en sectores más orientales (Hoja de Villa Altagracia), sugiriendo la correlación de las formaciones Tireo y Siete Cabezas; esta correlación es objeto de controversia, ya que si bien, por un lado, las afinidades geoquímicas de ambas parecen contrapuestas por cuanto la Fm. Tireo representa un volcanismo calcoalcalino de arco-isla y la Fm. Siete Cabezas tiene afinidad con los basaltos generados en *plateaux* oceánicos, por otro, los análisis geoquímicos 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 magmatismo de la Fm. Siete Cabezas podría representar la fuente del volcanismo de la Fm. Tireo.

En cuanto al techo, aunque casi siempre es de naturaleza tectónica, entre las Hojas de Gajo de Monte y Padre Las Casas es posible observar la disposición discordante original de las

Fms. Ventura y Jura sobre la Fm. 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 arco-isla.

El espesor estimado para la Fm. Tireo es incierto y variable, debido a su propia paleogeografía. En relación con él, JICA y MMAJ (1984) han señalado espesores de más de 3.500m, mientras que LEWIS et al. (1991) lo elevan a unos 4.000m. En el presente trabajo se han estimado 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.

En la Hoja de Padre Las Casas, la Fm. Tireo se encuentra deficientemente representada, pese a su moderada superficie de afloramiento, con escasos y parciales cortes de calidad que, de cualquier forma, han permitido diferenciar el conjunto volcanoclástico principal (unidad 1), entre el que aparecen diversos niveles de calizas tableadas, representadas cuando sus dimensiones lo han permitido (unidad 2), así como un pequeño cuerpo intrusivo de composición dacítica (unidad 3). Sus afloramientos poseen continuidad a través de la Hoja de Gajo de Monte, en la cual muestran una mayor extensión, pudiendo realizarse observaciones de interés en el ámbito de Los Guayuyos.

2.1.1.1. Formación Tireo (1) Rocas volcanoclásticas de grano fino a medio. Cenomaniano-Maastrichtiano

Como ya se ha señalado, no existe unanimidad en cuanto al tratamiento estratigráfico de los materiales aquí tratados, en los que la escasez de cortes y dataciones de la Hoja no permite excesivas precisiones. De cualquier forma, en función de sus intercalaciones parecen correlacionables con el conjunto ácido de Mesnier (1980) y con el Tireo Superior de Lewis et al. (1991).

Aunque no existe corte alguno que permita una descripción detallada de la unidad, sus mejores observaciones pueden efectuarse en la pista que une Las Lagunas con El Botoncillo, así como en el arroyo Guarico. A grandes rasgos, se trata de una monótona sucesión volcanoclástica compuesta por tobas y cenizas de tonos rojizos y verdosos, agrupadas en niveles de orden decimétrico a métrico, pero que ante su monotonía adquieren un aspecto masivo. Intercala niveles carbonatados, diferenciados en la cartografía

cuando sus dimensiones lo han permitido (unidad 2), tal como ocurre al Noreste de Los Aveyes y en el ámbito de Pinar Parejo; en esta misma zona ha sido diferenciada una posible intrusión de naturaleza dacítica (unidad 3). Sus afloramientos están restringidos al sector septentrional, pero su carácter de área fuente de las unidades detríticas terciarias y cuaternarias hace que sus fragmentos se encuentren repartidos por la mayor parte de la Hoja.

Se desconoce su sustrato, pero su techo está marcado, en el arroyo Guarico, por la superposición de los depósitos turbidíticos de la Fm. Ventura sobre un nivel de calizas tableadas oscuras, sin representación cartográfica, que ha proporcionado fauna del Senoniano; regionalmente, esta discordancia adopta una disposición en *onlap*. De cualquier forma, este contacto original suele aparecer transformado por causas tectónicas y así, la presente unidad cabalga sobre los sedimentos del Cinturón de Peralta, a favor de la zona de falla de San José-Restauración, tanto al Norte de El Cajuil como en el ámbito de Pinar Parejo.

El tipo litológico dominante consiste en tobas y brechas volcánicas sin granoclasificación interna; los fragmentos vítricos, líticos y, en menor proporción, los 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 se observan, en menor proporción, vesiculares de color negro y formados por trozos angulosos (1-3mm) de vidrio (palagonita) desvitrificado 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 mejor estratificados, casi siempre correspondientes a tobas de lapilli y tobas cineríticas, sólo tienen un desarrollo local. Suelen ser frecuentes en el tránsito hacia los tramos de calizas tableadas y otros niveles sedimentarios y, sin embargo, son extraños como tramos aislados dentro del conjunto volcanoclástico. Entre los términos en los que es patente la intervención de procesos sedimentarios, se han observado tres tipos litológicos principales:

- Niveles masivos de potencia métrica que presentan contactos irregulares. Constituyen depósitos de carácter brechoide, con matriz verdosa de apariencia microgranular a vítrea; 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 basáltico-andesíticos autobrechificados.

- 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 y color verde oscuro, que deben corresponder a tobas de lapilli y tobas cineríticas con un cierto retrabajamiento bajo lámina de agua.

- 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 en ambientes subacuáticos relativamente tranquilos. Dentro de éstas se han distinguido: niveles de tono verde oscuro con laminación milimétrica; alternancia centimétrica y milimétrica entre 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*); bandeo 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.

Llama la atención la homogeneidad de las facies de tobas y brechas masivas a lo largo de prácticamente todo el 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* sugiere 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 poseen un gran interés puesto que conllevan el desarrollo de mineralizaciones de 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 potásicos, 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 (1980) y JICA y MMAJ (1984).

Los análisis existentes en la región, relativos a este conjunto volcanoclástico, muestran una gran homogeneidad (Tabla 2.2), reflejando una composición basáltica con contenidos de 0.73-1.1% de TiO_2 , 4.5-9.2% de MgO , 1.54-2.91% de Na_2O , así como valores inferiores a 0.14% de K_2O , sugiriendo su relación con las lavas de la Fm. Siete Cabezas de sectores orientales.

Aunque no existen discrepancias relativas al contexto geodinámico general de la Fm. Tireo, relacionado con un arco-isla, son pocos los datos que permiten afinar sobre su paleogeografía. No obstante, el presente conjunto volcanoclástico ha sido interpretado como el depósito de abanicos submarinos derivados del arco magmático, situado al Noreste de la región; estos aportes sedimentarios serían eventualmente interrumpidos por la irrupción en la zona de flujos lávicos o por la existencia de periodos de mayor estabilidad regional durante los cuales predominaría la precipitación de carbonatos.

Diversos autores han sugerido un cambio en la polaridad de la subducción en la región protocaribeña durante el Cretácico (Draper y Gutiérrez Alonso, 1997), subducción que habría adquirido un sentido hacia el Suroeste durante el Cretácico superior. Por otra parte, los niveles inferiores de la región, de composición básica, presentan una afinidad toleítica, a diferencia de los superiores, de composición ácida, que muestran una clara tendencia calcoalcalina (García y Harms, 1988); ya que los primeros parecen corresponder al

Cenomaniano-Turoniano, resulta sugerente suponer que durante dicho intervalo se produciría el cambio de polaridad. A lo largo del Senoniano tendría lugar el magmatismo calcoalcalino, caracterizado principalmente por intrusiones y emisiones ácidas, posteriormente retrabajadas.

En el ámbito de la Hoja son escasos los niveles susceptibles de datación paleontológica. Entre ellos, las calizas aflorantes en el ámbito de Pinar Parejo han presentado asociaciones que señalan el intervalo Campaniano-Maastrichtiano, en tanto que en el arroyo Guarico han mostrado una mayor vaguedad, señalando el Senoniano. En cualquier caso, ante la escasez de dataciones y el amplio espectro estratigráfico abarcado por la Fm. Tireo en la región (Lewis et al.,1991), la presente unidad se ha asignado al Cenomaniano-Maastrichtiano, aunque la presencia de los niveles más antiguos de la formación parece, cuando menos, dudosa.

La deficiencia de los afloramientos de la unidad impide establecer su estructura, de la cual tan sólo las intercalaciones calcáreas proporcionan una cierta idea. Mucho más evidente resulta su cabalgamiento sobre la Fm. Ventura en el sector noroccidental de la Hoja, reconociéndose una pequeña banda intensamente deformada en el contacto entre ambas. Este cabalgamiento desaparece fosilizado por los conglomerados de la Fm. Arroyo Seco al Sureste del río Grande, sin que pueda precisarse su continuidad hacia el Sureste, que probablemente esté representada por el cabalgamiento sobre las Fms. Jura y El Número en el sector de Pinar Parejo.

2.1.1.2. Formación Tireo (2) Calizas tableadas. Santoniano-Maastrichtiano

Constituyen pequeñas intercalaciones dentro del cuerpo volcanoclástico principal de la Fm. Tireo (unidad 1), pero poseen un extraordinario valor en relación con la cronología y estructura de ésta. Sus afloramientos del sector de Pinar Parejo son correlacionables con el Mb. Calizas de Valle Nuevo de Lewis et al. (1991).

Sus características litológicas permiten una fácil identificación con respecto a la unidad anterior, pese a lo cual no se han encontrado cortes que permitan su caracterización; en cualquier caso sus rasgos básicos pueden observarse en la senda que asciende a Los Guayuyos (Hoja de Gajo de Monte) procedente de El Cajuil o en el arroyo Guarico, inmediatamente debajo de los depósitos de la Fm. Ventura (unidad 4). Una mejor exposición

de la unidad puede encontrarse en la carretera Constanza-San José de Ocoa, en el paraje de loma Cuchilla, dentro de la Hoja de Constanza.

En general, se trata de una sucesión de calizas tableadas dispuestas en niveles de orden decimétrico, de coloración blanca, grisácea o negruzca, cuyo espesor conjunto, aunque muestra ciertas variaciones, suele sobrepasar 50m. Tanto su base como su techo poseen carácter neto.

Al microscopio aparecen como micritas (*mudstones*) y biomicritas (*wackestones-packstones*), en ocasiones con importante contenido fosilífero. Dentro de éste son abundantes los Radiolarios; además, la asociación de *Globotruncana sp.*, *G.af. bulloides* VOGLER, *G. af. arca* (CUSHMAN) y *Heterohelix sp.* ha señalado el intervalo Campaniano-Maastrichtiano para los niveles de Pinar Parejo. Por el contrario, la asociación de *Inoceramus sp.*, *Heterohelix sp.* y *Globotruncana sp.* en el arroyo Guarico, ha señalado, con menos precisión, el Senoniano, intervalo temporal al que se ha asignado el depósito de la unidad.

La escasez de estructuras sedimentarias no permite aventurarse en detalles relativos al ambiente deposicional de la unidad, pero la fauna hallada y el contexto paleogeográfico sugerido para la Fm. Tireo invitan a pensar en una plataforma situada al Suroeste del arco insular. Durante los periodos de inactividad del arco se llevaría a cabo la deposición de carbonatos, imposibilitada en los periodos de actividad por la llegada de flujos volcanoclásticos a la cuenca e incluso por coladas.

Es poco relevante el papel estructural que juegan estos niveles dentro de la Fm. Tireo, pero, conviene insistir en ello, constituyen el único indicador claro de su estructura y, por tanto, de su estilo deformativo. De cualquier manera, su escasa continuidad en el ámbito de la Hoja no permite hacer consideraciones al respecto.

2.1.1.3. Formación Tireo (3) Intrusiones y brechas dacíticas. Campaniano-Maastrichtiano

Se trata de un conjunto mínimamente representado, apareciendo exclusivamente en el sector del Alto de Pinar Parejo, donde constituye un resalte morfológico, sin que exista corte alguno que permita su descripción, para lo cual es preciso hacer referencia a la Hoja de Gajo de Monte. Es asimilable al denominado Tireo Superior (Lewis et al., 1.991), en el que abundan los niveles ácidos y sedimentarios.

Aparece como una sucesión de rocas brechoides, con niveles muy ricos en material juvenil y fragmentos variables desde unos pocos milímetros a 12cm, que podrían corresponder a brechas propias de colapsos de domos, en tanto que algunos niveles rojizos presentan texturas bandeadas con zonas a modo de vidrios desvitrificados que recuerdan a flujos piroclásticos. Predominan los tonos félsicos, con numerosos fragmentos líticos de tamaño lapilli. En ocasiones se han observado colores de alteración rosáceo-beiges y blancuzcos, con frecuentes silicificaciones y venas de relleno secundario de cuarzo.

Se interpretan como magmas calcoalcalinos de elevada viscosidad, extruidos en forma de domos o emplazados a poca profundidad, con carácter subvolcánico, cuya génesis está ligada con el proceso de subducción en sentido Suroeste, generador del arco insular que caracterizó a la región protocaribeña en el Cretácico superior.

No existen datos concluyentes relativos a su edad, pero el hecho de relacionarse con la Fm. Tireo, intruyendo además sobre niveles altos de ésta, ha sugerido su inclusión en el Campaniano-Maastrichtiano a falta de más precisiones.

2.2. Paleógeno

Constituye el conjunto de mayor influencia en la estructura de la Hoja, con una notable superficie de afloramiento, siempre en el ámbito de la Cordillera Central. Los materiales sedimentarios y metasedimentarios del flanco suroccidental de ésta han sido interpretados como un fragmento de cuenca de *back-arc* e integrados en el Terreno Tectónico de Trois Rivières-Peralta (Mann et al., 1991b). Este dominio, que se extiende a lo largo de 320km en el flanco suroccidental de la Cordillera Central, 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 y 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 (Dolan, 1989); 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); en base a 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 Fm. Tireo (Cretácico superior), como puede apreciarse en el arroyo Guarico, al Norte de Las Lagunas, en la presente Hoja; la zona localizada al Norte de dicho punto demuestra la disposición original en *onlap* de la serie sedimentaria del Cinturón de Peralta sobre aquélla; 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 a escala 1:50.000 de Gajo de Monte y Padre Las Casas) o sobre el Grupo Río Ocoa (Hojas a escala 1:50.000 de Sabana Quéliz y San José de Ocoa).

El contacto con los materiales neógenos de la Cuenca de Azua-San Juan corresponde a una sucesión de notables cabalgamientos, con frecuencia retocados por desgarres más tardíos; por ello, el techo del Grupo Río Ocoa tan sólo aflora en la terminación suroriental de la Cordillera Central (Heubeck, 1988), coincidiendo con la discordancia sobre la que se apoya el Grupo Ingenio Caei (Mioceno-Pleistoceno).

En la Hoja a escala 1:50.000 de Padre Las Casas se encuentra bien representado el Grupo Peralta, con todos sus términos característicos (unidades 4-8), pero por el contrario no se ha reconocido representante alguno del Grupo Río Ocoa.

2.2.1. Eoceno (Grupo Peralta)

En la bibliografía relativa al Grupo Peralta se han individualizado las Fms. 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 turbidífica; 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.2.1), 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 dimensiones incartografiables.

NO.

SE.



③ Número de unidad cartográfica en la Hoja de Padre Las Casas

SIN ESCALA

I Amplitud estratigráfica de la sección o área de referencia:

- | | |
|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> a Alto del Escuchadero b Arroyo Guarico c Río Las Cuevas d Río Jura e El Limón - La Mercancia | <ul style="list-style-type: none"> f Rancho El Pino - Los Corralitos g Sur de Los Quemados h Río Grande i Carretera Azua - Bani |
|---|---|
- Fm. Tiroo (Cretácico superior)

Fig. 2.1. ESQUEMA DE DISTRIBUCION DE LAS PRINCIPALES LITOFACIES DEL GRUPO PERALTA EN LA ZONA DE ESTUDIO

- 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 a escala 1:50.000 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, pudiendo 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 (Hoja a escala 1:50.000 de San José de Ocoa); no obstante, en la mayoría de los casos la unidad no se encuentra completa debido a procesos erosivos o tectónicos.
- En la mayor parte de la región, entre las Fms. Jura y El Número aparece un tramo pelítico-carbonatado de tonos rojizos de 50-100m de espesor, que supone el tránsito entre ambas y que constituye un excelente nivel guía. Presenta buenas condiciones de afloramiento en diversos puntos de la región, especialmente en el ámbito de la sierra de El Número y de los ríos Ocoa y Jura; por ello, y ante su falta de denominación en la literatura regional existente, en el presente trabajo se propone para él la designación como "Capas rojas del Jura".

En la Hoja de Padre Las Casas, el Grupo Peralta se encuentra ampliamente representado, especialmente sus términos inferiores, con numerosos cortes de cierta calidad cuya deformación y parcialidad sólo han permitido establecer los rasgos básicos de su estratigrafía, que ha sido complementada mediante la información aportada por áreas mejor conocidas, especialmente las Hojas a escala 1:50.000 de San José de Ocoa y Azua (Fig.2.2). En cualquier caso, las observaciones de mayor interés dentro de la presente Hoja pueden efectuarse en el río Las Cuevas, al Sureste de Guayabal, y en los arroyos Prieto, El Puyón y Guayabal. Así, se han diferenciado: las areniscas y lutitas de la Fm. Ventura (unidad 4) y una intercalación de areniscas, lutitas y calizas rojas (unidad 5); las calizas tableadas de la Fm. Jura (unidad 6), pero no así sus intercalaciones de conglomerados polimícticos y rocas volcánicas, carentes de entidad para ello; las lutitas pizarrosas rojas de las Capas rojas de Jura (unidad 7); y las margas de la Fm. El Número (unidad 8).

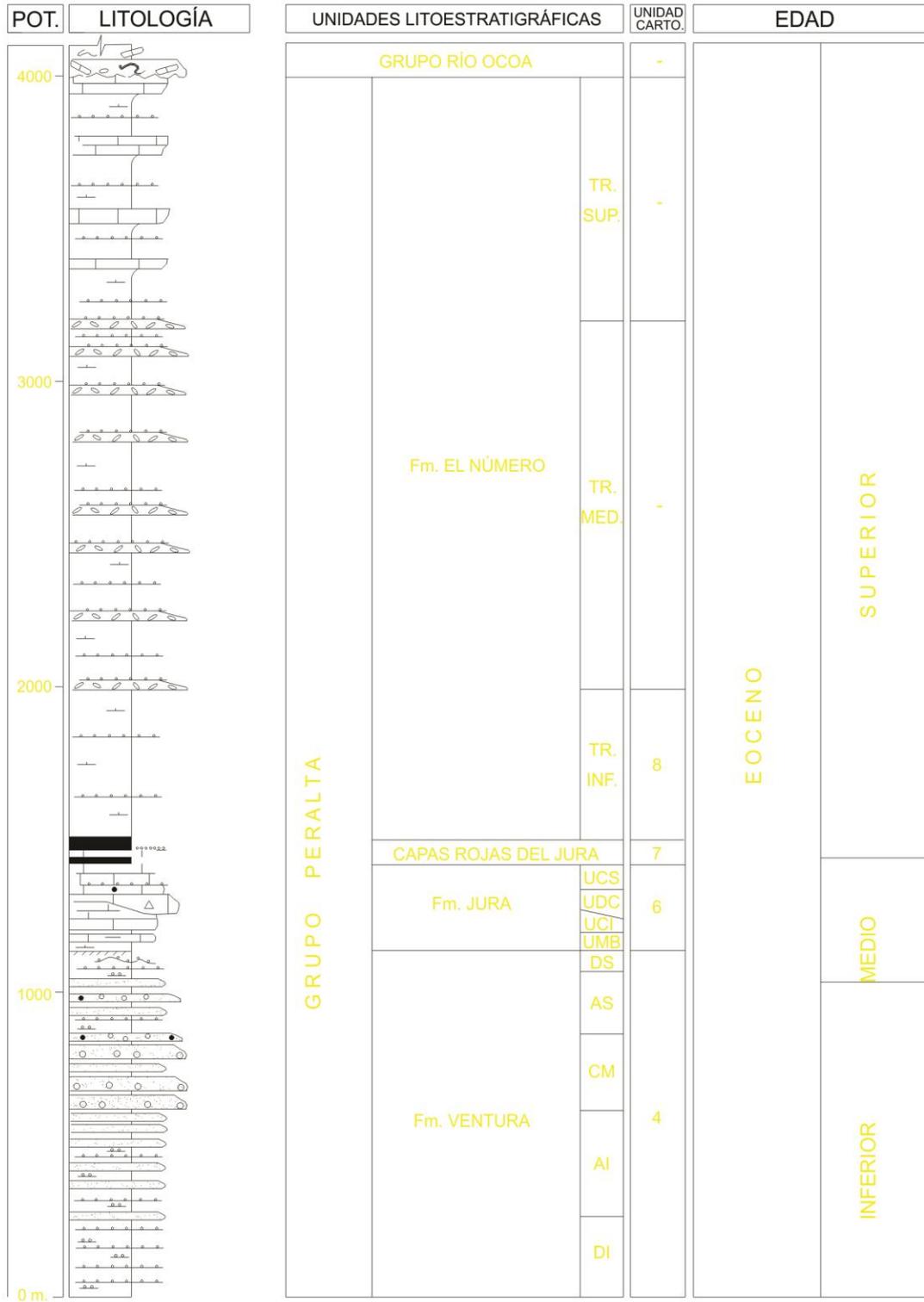


Fig.2.2. SERIE SINTÉTICA DEL GRUPO PERALTA

2.2.1.1. Formación Ventura (4) Alternancia rítmica de margas y areniscas de grano fino. 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 su unidad siliciclástica inferior (Dolan, 1988) poseen en el arroyo Ventura, al Norte de Peralta.

Son tres las principales causas que han provocado el confusionismo señalado: a) la gran semejanza, al menos parcial, entre todas las unidades del Cinturón de Peralta con una cierta proporción 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 (1984); y el "Flysch" de Lewis et al. (1987); por el contrario, no parecen correlacionar con las Series de Río del Medio (Wallace, 1945), integradas por materiales de la Fm. Tireo.

Pese a que en la Hoja de Padre Las Casas no existe corte alguno que muestre la totalidad de la Fm. Ventura, sí existen diversos cortes parciales de calidad que permiten una cierta aproximación a su estratigrafía; entre ellos cabe señalar los de Los Indios, La Frontera, La entrada de Los Pozos y arroyo Guayabal, pese a la intensa deformación que muestran.

A grandes rasgos (Fig.2.3), se trata de una monótona sucesión formada por alternancias rítmicas entre areniscas y lutitas, siendo frecuentes los tramos de areniscas tableadas y masivas; también son frecuentes los tramos de predominio margoso, especialmente a techo de la unidad, en cuyo caso se asemeja notablemente a las Fms. El Número y Ocoa. Resultan menos abundantes los niveles conglomeráticos y volcánicos. Las litologías señaladas se agrupan en diversas asociaciones de facies cuya distribución vertical no ha podido ser determinada.

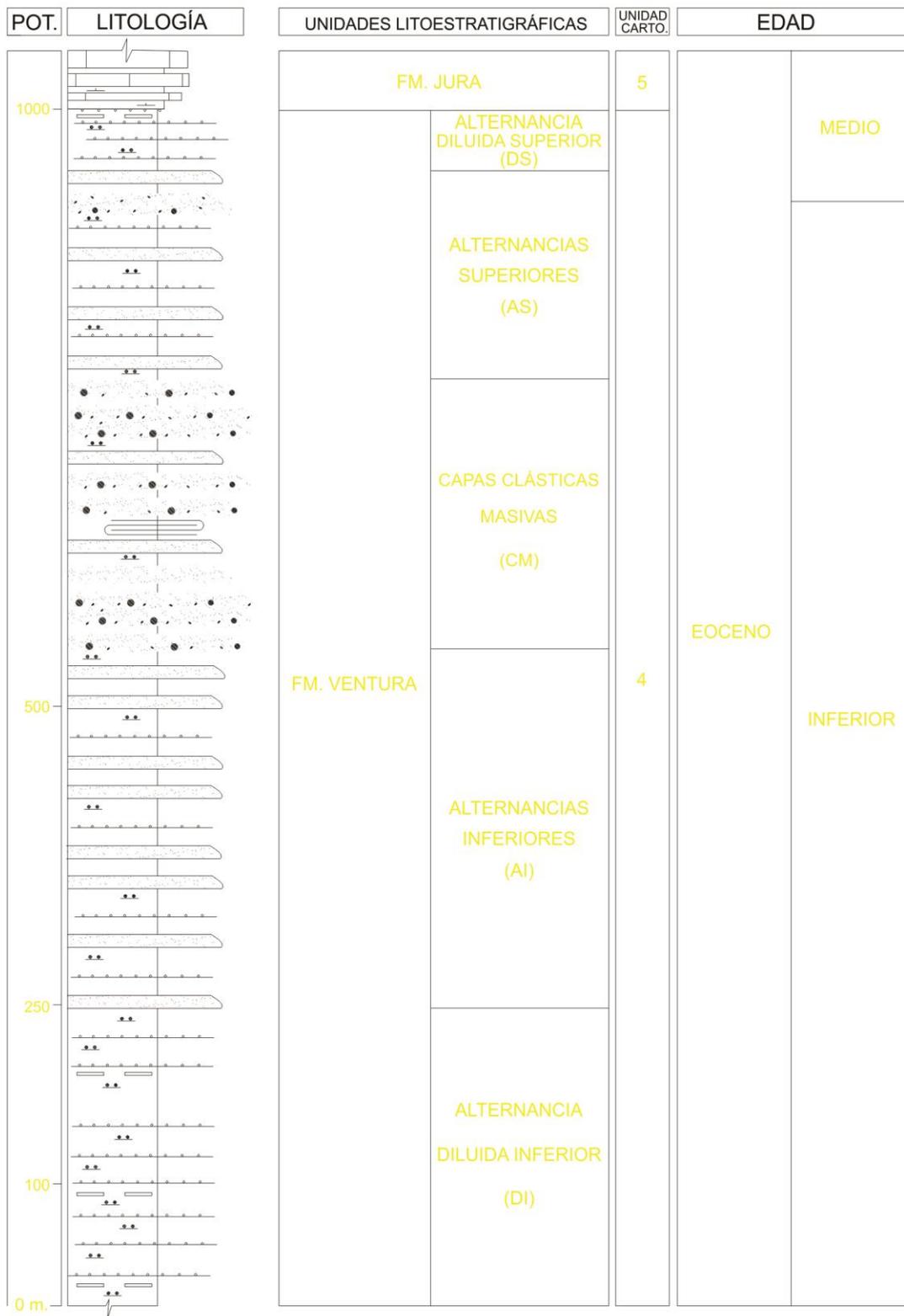


FIG.2.3. SERIE SINTÉTICA DE LA FM. VENTURA

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 procedentes de la Fm. Tireo y la propia Fm. Ventura. Los esporádicos niveles volcánicos poseen espesor de orden centi a decimétrico y carácter volcanoclástico.

Generalmente, su contacto con la Fm. Tireo se produce mediante una zona fuertemente tectonizada de escala insular (zona de falla de San José-Restauración). En su disposición original, la Fm. Ventura se apoya discordantemente sobre aquél, hecho observable en las proximidades de la confluencia entre los arroyos Guarico y Hondo, y deducible del trazado de su contacto cartográfico en el área de El Portezuelo, donde se aprecia su progresivo acuñaamiento, hasta desaparecer en el Alto del Escuchadero (Hoja a escala 1:50.000 de Gajo de Monte), donde la Fm. Jura llega a apoyarse directamente sobre la Fm. Tireo. Por todo ello y por la fuerte distorsión que presenta la unidad, su espesor es variable y desconocido, aunque, 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%.

En los tramos de areniscas masivas se han identificado bases canalizadas muy laxas, aunque predominan las morfologías tabulares; también se han reconocido numerosas estructuras sedimentarias, especialmente de origen tractivo: 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 a sus 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 y abundantes en la Hoja, 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, 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 contenido fosilífero resulta extraordinariamente pobre, estando restringido a escasos Radiolarios, nannofósiles, Moluscos y Equinodermos, entre ellos *Globigerina sp.*,

Globigerinoides sp., *Globorotalia sp.*, *Gyroidina* y *Zygodiscus sp.*, que no permiten 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 6). Regionalmente, la Fm. Ventura alberga una considerable cantidad de fauna cretácica y paleocena que ha sido interpretada como una resedimentación (Lewis et al., 1987); en cualquier caso, las asociaciones regionales de Foraminíferos planctónicos, Radiolarios, nannoplancton calcáreo e icnofauna pelágica, han aconsejado su asignación al Eoceno inferior y a la base del Eoceno medio (Dolan et al., 1991), sin que deba descartarse que sus términos inferiores pertenezcan al Paleoceno.

Como se aprecia en diversas secciones de la región, resulta extremadamente difícil reconstruir la geometría de los afloramientos de la Fm. Ventura como consecuencia de su constitución litológica y la intensa deformación sufrida. No obstante, muestran una tendencia generalizada a configurar anticlinorios apretados de orientación general NO-SE y vergencia hacia el SO. En buena parte de los casos el grado de apretamiento provoca la creación de fallas inversas y cabalgamientos que con frecuencia han sido retocados por la acción de desgarres de orientación E-O.

2.2.1.2. Formación Ventura (5) Areniscas, lutitas y calizas rojas. Eoceno inferior-medio

Se trata de un tramo representado exclusivamente en el cuadrante noroccidental, donde aparece a modo de banda paralela al resalte producido por la Fm. Jura en el frente cabalgante del Cinturón de Peralta sobre la serie neógena de la Cuenca de San Juan. En la vecina Hoja a escala 1:100.000 de San Juan, materiales similares y en posición estructural equivalente, se han representado a modo de tramo basal del Grupo Peralta con edad cretácica (Fm. Ocoa de García y Harms, 1988), lo que ante la falta de argumentos paleontológicos concluyentes ha invitado a su inclusión en la Fm. Ventura con ciertas reservas, derivadas de su extraordinaria semejanza con las Capas rojas de Jura (unidad 7).

Se reconoce fácilmente en el terreno por su aspecto “esquistosado” y sus característicos tonos rojizos y violáceos, a pesar de la escasez de cortes que presenta, el mejor de los cuales se localiza en el arroyo Los Cercadillos. Su base posee carácter gradual, observándose fundamentalmente por una pérdida de los tonos ocreos de la Fm. Ventura y un incremento en el contenido carbonatado. Su techo no aflora por razones tectónicas, por lo que no ha podido determinarse su espesor real que, en cualquier caso, sobrepasa 150m.

Litológicamente, se trata de un tramo heterogéneo en el que predominan las lutitas rojas de aspecto esquistoso y astilloso, con abundantes intercalaciones de areniscas ocre y calizas de orden centimétrico a decimétrico.

Al microscopio, los niveles de calizas se presentan como micritas (*mudstones*) fosilíferas, con un contenido en aloquímicos inferior al 20%, predominantemente fósiles, con sulfuros y óxidos de hierro como accesorios (hasta 3%); el cuarzo es el único terrígeno observado, en proporción inferior al 5%. Se aprecia laminación debida a causas tectónicas. En cuanto a las areniscas, abundan las de grano fino, con abundancia de componentes de origen volcánico-sedimentario.

Poco puede decirse sobre su paleogeografía a partir de las escasas evidencias sedimentarias halladas, tales como *ripples* de oleaje y corriente, laminación paralela y desarrollo de superficies ferruginosas. Se ha interpretado como una serie de condensación en ambientes de afinidad pelágica, cuyo color rojo deriva posiblemente de la concentración de óxidos de hierro y sulfuros metálicos oxidados, siempre dentro del contexto turbidítico característico de la Fm. Ventura.

Entre los restos fosilíferos, junto a posibles espículas, Radiolarios y Algas, de escaso valor cronoestratigráfico, se han hallado Foraminíferos planctónicos; en concreto, la asociación hallada en la carretera a Palomino con *Reticulofenestra sp.*, *Sphenolithus sp.* y *Calcidiscus formosus* (KAMPTNER), junto con fauna resedimentada del Cretácico, como *Watznaueria barnesae* (BAAK) y *Micula decusata* (VEKSHINA), ha señalado su pertenencia al Eoceno sin más precisiones, habiéndose enmarcado en el Eoceno inferior-medio por su inclusión en la Fm. Ventura.

La presente unidad evidencia una intensa deformación, con una acusada tendencia a la verticalización, laminación de origen tectónico y fuerte recristalización, deformación provocada sin duda por su proximidad al frente de cabalgamiento del Cinturón de Peralta sobre la Cuenca de San Juan.

2.2.1.3. Formación Jura (6) Calizas tableadas blancas. 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. Abuilot 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 presencia de la Cuenca de 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. Presenta numerosos cortes de calidad, con frecuencia bastante parciales; entre ellos cabe destacar los existentes a lo largo del río Las Cuevas, aguas arriba de La Guama, y del arroyo Guarico.

Su aspecto general (Fig.2.4) es el de una monótona sucesión de calizas tableadas de color gris en corte fresco y blanco en alteración, en niveles de orden decimétrico; esporádicamente, intercala niveles margosos de espesor equiparable al de los calcáreos, apareciendo como una alternancia rítmica. Localmente, se observan intercalaciones métricas de conglomerados polimícticos blancos, cuya representación cartográfica no ha sido posible; no obstante, esta litología ha sido diferenciada en las Hojas a escala 1:50.000 de San José de Ocoa y Azua, donde se encuentra mejor representada, especialmente en la primera. Otro tanto puede decirse de los niveles basálticos submarinos hallados, diferenciados igualmente en la Hoja de San José de Ocoa. Aunque las calizas son la litología dominante, muestran toda una gradación en el contenido arenoso, hasta producirse ocasionalmente el paso al campo de las areniscas.

Localmente, a techo de la Fm. Ventura se ha reconocido un horizonte rojizo de condensación sedimentaria que podría indicar la existencia de una discontinuidad deposicional; de cualquier forma, el contacto entre ambas tiene carácter concordante y neto. Por otra parte, el paso a las Capas rojas del Jura, 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 región, con valores próximos a 200m, si bien en el sector septentrional de la Hoja podría ser algo superior.

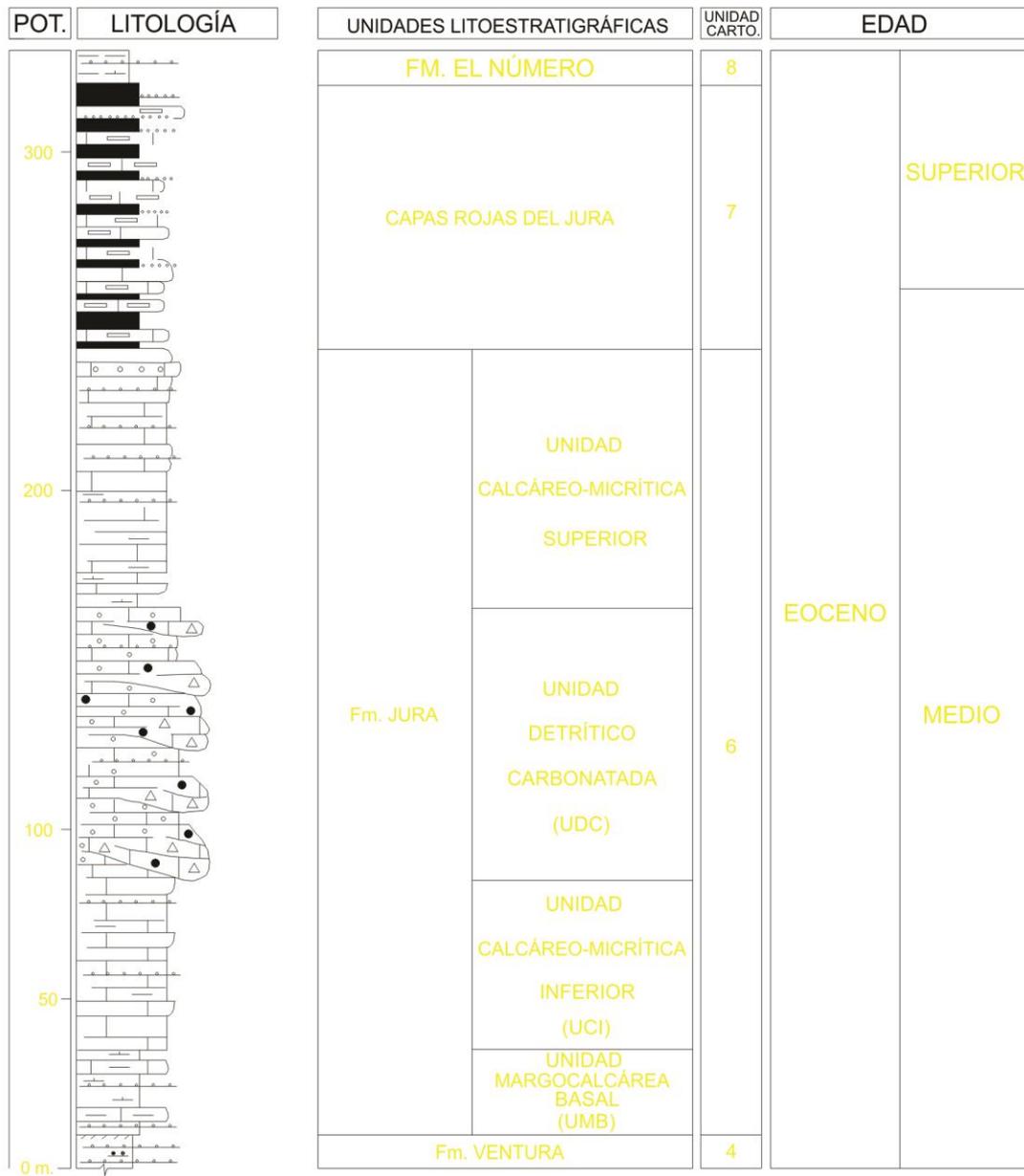


FIG.2.4. SERIE SINTÉTICA DE LA FM. JURA

Con mucho, los tipos petrográficos más abundantes son micritas y biomicritas (*wackestones*), 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 60-90%, en tanto que los aloquímicos, integrados por fósiles, varían entre 10 y 40%, con eventual presencia de pellets (hasta 5%); se aprecian 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 reconocido, de forma esporádica, 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, pero se reconoce laminación paralela, *ripples* de oleaje y bioturbación. Las facies de calizas arenosas pueden mostrar bases ligeramente canalizadas o erosivas, observándose 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.

Los niveles conglomeráticos se han reconocido exclusivamente en el arroyo Prieto, como intercalaciones en la base de la unidad; aparecen en bancos de orden decimétrico a métrico, tratándose en algunos casos de brechas; su cemento calcáreo confiere tonos blancos al conjunto. 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 capas poseen aspecto masivo y morfología tabular o canalizada, pudiendo observarse de forma ocasional estructuras de base deformadas por carga, estratificación cruzada, ondulada y *ripples* de oleaje.

En cuanto a las intercalaciones volcánicas, sus manifestaciones son bastante deficientes y por ello con frecuencia se prestan a una doble interpretación debido a la superposición del episodio magmático cenozoico de la región (unidades 15-17). Aparecen como cuerpos masivos de tonos oscuros, reconociéndose fenocristales de plagioclasa muy alterados en una matriz micro a criptocristalina. Los afloramientos volcánicos que parecen más afines a la Fm. Jura se localizan en La Sabinita; si bien en algunas masas del paraje de la loma de Pie

parecen identificarse estructuras de tipo *pillow*, denunciando inequívocamente su origen subacuático y por tanto su relación con la Fm. Jura, en otros casos podrían corresponder a intercalaciones recientes a modo de *sills*.

Al microscopio, los niveles volcánicos aparecen 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.

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. 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 los niveles conglomeráticos. La presencia de intercalaciones volcánicas denuncia inestabilidad en la cuenca, relacionada probablemente con la aproximación y posterior colisión entre el arco- isla de La Española y la plataforma de las Bahamas.

El contenido faunístico es muy alto, llegando a constituir más del 60% de algunas muestras, destacando los Foraminíferos planctónicos. En particular, la presencia junto a la carretera Bohechio-Arroyo Cano de *Morozowella spinulosa* (CUSHMAN), *Acarinina bullbrooki* (BOLLI), *Globigerapsis sp.*, *Globigerina af. senni* (BECKMAN), *Orbulinoides af. beckmanni* (SAITO) y *Turborotalia sp.*, entre otros, 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, Miliólidos, Lagénidos, Moluscos, Equinodermos, nannoplancton y Ostrácodos, que en parte pueden corresponder a resedimentaciones.

La Fm. Jura aparece involucrada en la tectónica de pliegues y cabalgamientos del Cinturón de Peralta, siendo el mejor indicador de su geometría. En el sector meridional aparece intensamente deformada, constituyendo el frente de la escama cabalgante sobre los materiales neógenos de la Cuenca de San Juan, con una geometría que denuncia una típica estructura en rampa lateral en el paraje del monte de la Vara. En general, aflora en relación con sinclinatorios cuyo grado de deformación disminuye hacia el sector septentrional, donde el Grupo Peralta adopta una disposición subtabular antes de sumergirse hacia el Noreste a modo de rampa bajo la Fm. Tireo.

2.2.1.4. Capas rojas del Jura (7) Lutitas pizarrosas rojas. Eoceno medio-superior

Se trata de una auténtica unidad de tránsito entre las Fms. Jura y El Número, de las cuales no ha sido individualizada en trabajos anteriores; equivale a parte de la Fm. Plaisance de Vaughan et al. (1921). Regionalmente posee una considerable superficie de afloramiento, desapareciendo al Norte del valle del río Las Cuevas, extensión que unida 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.

Aunque sus afloramientos en la Hoja están restringidos al sector suroriental, ofrece numerosos cortes de excelente calidad, como los del río Las Cuevas y algunos de sus arroyos afluentes en las proximidades de La Finca.

Litológicamente se caracteriza por una alternancia entre limolitas rojizas y grises y calizas blancas en niveles de orden centimétrico a decimétrico, con predominio de las primeras, así como por 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 en 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 hacia el Norte por su relación de cambio lateral con respecto a las formaciones adyacentes, llegando a desaparecer la totalidad de la unidad al Norte del cerro El Cocuyo, apoyándose la Fm. El Número directamente sobre la Fm. Jura.

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

En las escasas asociaciones de facies de predominio carbonatado, más abundantes 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 del Jura se interpretan como una serie de condensación desarrollada en ambientes de afinidad pelágica; el color rojo deriva probablemente 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 Fm. El Número.

De entre su elevado contenido faunístico, en el que abundan Globigerínidos, Radiolarios, Equinodermos, Ostrácodos, Textuláridos y espículas, la asociación de *Globigerina af. senni* (BECKMAN), *Globigerina af. venezuelana* (HEDBERG), *Morozowella af. spinulosa* (CUSHMAN), *Turborotalia sp.*, *Globigerinatheka index* (FINLAY), *Globigerinatheka mexicana kugleri* (BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN), y *Orbulinoides beckmanni* (SAITO), hallada en el arroyo Miguel Martín ha permitido su asignación al Luteciense superior, precisión acorde con su inclusión en el Eoceno medio-superior en el resto de la región (Dolan et al., 1991).

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 medio de una marcada esquistosidad.

2.2.1.5. Formación El Número (8) Margas con intercalaciones rítmicas de calizas y calcarenitas. Eoceno superior

Los afloramientos existentes en el ámbito de la sierra de El Número 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 ella 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 extensión de afloramiento en la región, especialmente en la Hoja a escala 1:50.000 de San José de Ocoa, donde además posee una representación estratigráfica más amplia. Pese a ello, su naturaleza litológica hace que sean escasos los cortes de calidad y, en cualquier caso, muy parciales. Dentro de la Hoja, sus afloramientos se restringen al sector oriental y sus mejores observaciones, en cualquier caso poco relevantes, pueden llevarse a cabo en diversos puntos del río Las Cuevas y de los arroyos Guayabal y El Puyón; por ello su descripción se basa en las observaciones llevadas a cabo en las Hojas de San José de Ocoa y Azua.

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 puede superar 500m en el sector nororiental, donde aparece biselada por el cabalgamiento de la Fm. Tireo. Los afloramientos de la Hoja de Padre Las Casas corresponden al tramo inferior de la Fm. El Número, que regionalmente aparece truncada por la discordancia basal del Grupo Río Ocoa. Así, en las Hojas de San José de Ocoa y Sabana Quéliz, la presente formación supera 3.000m, reconociéndose un tramo intermedio caracterizado por la intercalación de niveles de megaturbiditas y un tramo superior que intercala calizas y calcarenitas (Fig.2.5).

El paso a las infrayacentes Capas rojas del Jura (unidad 4) 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

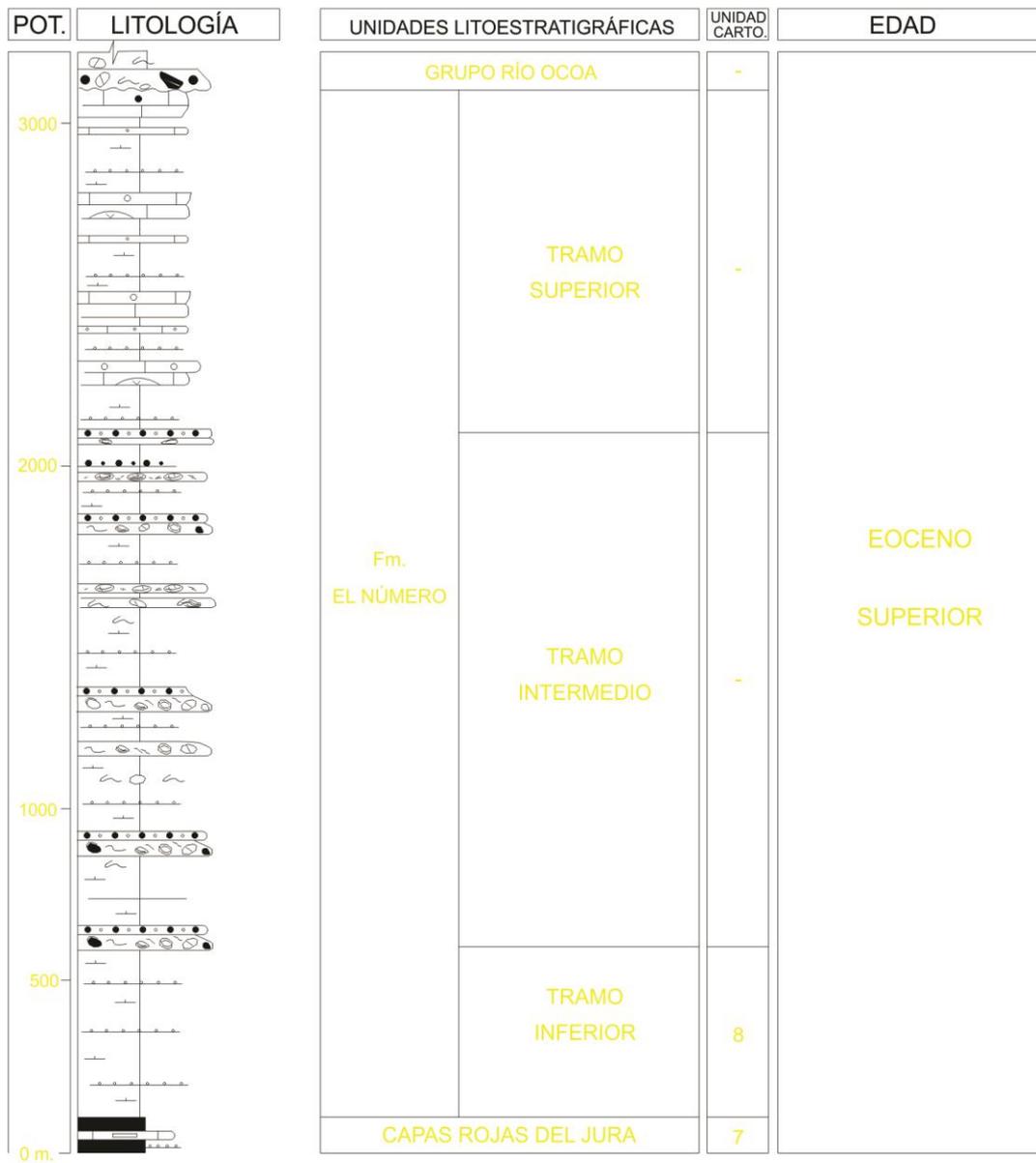


Fig.2.5. SERIE SINTÉTICA DE LA FM. EL NÚMERO

marrones de la Fm. El Número; este tránsito es perfectamente visible en las proximidades de la confluencia entre el río Las Cuevas y el arroyo La Vaca. Por otra parte, la naturaleza discordante de la suprayacente Fm. Ocoa no es visible en la Hoja obviamente, siendo deducible a nivel regional por su contacto cartográfico, pudiendo confirmarse este hecho en el afloramiento del río Ocoa, inmediatamente al Norte del Monte de Méndez, en la Hoja a escala 1:50.000 de Azua.

Como se ha señalado, el tramo inferior de la Fm. El Número, que alcanza 500m de espesor, es una alternancia de carácter diluido entre margas y areniscas, de modo que la proporción de éstas no suele superar el 10%; es también el término general de la formación, en la que ascendiendo en la serie se observan intercalaciones que permiten establecer, al Este de la región, los dos tramos citados anteriormente (intermedio y superior). El tramo intermedio, cuyo espesor alcanza 1.500m, se caracteriza por el desarrollo de hasta ocho megacapas carbonáticas, de gran continuidad lateral y expresión morfológica; 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 cuatro 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.

Los niveles de areniscas turbidíticas muestran 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 cuenca pelágica. En el tramo intermedio, los depósitos más característicos son los desorganizados, con niveles de *slumping*, *mud flow*, *debris flow* y, especialmente, megaturbiditas, representando facies de talud. Por lo que respecta al tramo superior, se reconocen estructuras relacionadas con procesos de tormentas, así como con

bioconstrucciones y complejos de barras submareales, en asociaciones de facies de plataforma carbonatada.

Las paleocorrientes registradas ofrecen una considerable dispersión, si bien predominan las dirigidas hacia el ESE en las facies turbidíticas. Los acuñamientos de las facies de plataforma carbonatada hacia el SE parecen confirmar la apertura de la cuenca en este sentido.

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 en el seno de la presente unidad, que además suelen aparecer recristalizados y resedimentados; entre ellos cabe señalar Globigerínidos, Rotálidos y dudosos Textuláridos y Equinodermos; en particular, la asociación de *Globigerina sp.*, *Acarinina sp.*, *Turborotalia af. gr. cerroazulensis* (COLE) y *Globigerapsis sp.* (dudoso) hallada en el paraje de La Ciénaga, ha sugerido su asignación al Eoceno medio-superior. De cualquier manera, las Capas rojas del Jura y la Fm. 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 estructuras sinclinales del sector suroriental de la Hoja, sin que la mala calidad de sus afloramientos permita excesivas precisiones sobre su geometría, reconstruida gracias a la presencia de la Fm. Jura en sus flancos. Por el contrario, en el sector nororiental, la Fm. El Número se dispone a modo de rampa sumergida hacia el Noreste bajo la Fm. Tireo. En cualquier caso, su grado de deformación resulta muy superior al observable regionalmente sobre la discordancia de base del suprayacente Grupo Río Ocoa, denunciando un importante periodo deformativo inmediatamente posterior a su depósito.

2.3. Neógeno

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

El límite entre ambos dominios está constituido por la zona de falla de San Juan-Los Pozos, mediante la cual se produce el cabalgamiento de los materiales paleógenos del Cinturón de Peralta sobre los neógenos de la Cuenca de Azua-San Juan. El límite suroccidental de la cuenca se encuentra igualmente bien definido en el sector noroccidental, donde se produce el cabalgamiento hacia el NE de los materiales paleógenos de la sierra de Neiba; por el contrario, en el sector suroccidental, donde se produce la intersección de las cuencas de Azua-San Juan y Enriquillo, dicho límite 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 evolucionarían con el paso del tiempo hacia materiales detríticos de ambientes progresivamente más someros, de tal forma que a lo largo del Plioceno se produciría la instalación de un régimen continental prolongado durante el Cuaternario. A lo largo de todo este intervalo de tiempo la región permaneció tectónicamente activa, pareciendo existir diversas discordancias, más o menos evidentes según los casos.

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

2.3.1. Mioceno-Pleistoceno inferior

Existe un gran confusionismo en la literatura relativa a las series neógenas del Suroeste dominicano, debido 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), asignadas al intervalo Mioceno- Pleistoceno inferior y perfectamente correlacionables con las propuestas por Cooper (1983) en la región de Fondo Negro (Fig.2.6). 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 el aspecto de 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 (1.000-2.700m) alternancia rítmica de areniscas y margas de origen turbidítico. Este aspecto general puede sufrir modificaciones locales como la práctica desaparición de los niveles margosos y la aparición de niveles conglomeráticos a techo (Hoja de Azua).
- 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. Sin embargo, a nivel regional se aprecia que no siempre está presente entre las Fms. Trinchera y Arroyo Blanco (Hojas de Padre Las Casas y Yayas de Viajama), pareciendo tratarse 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.

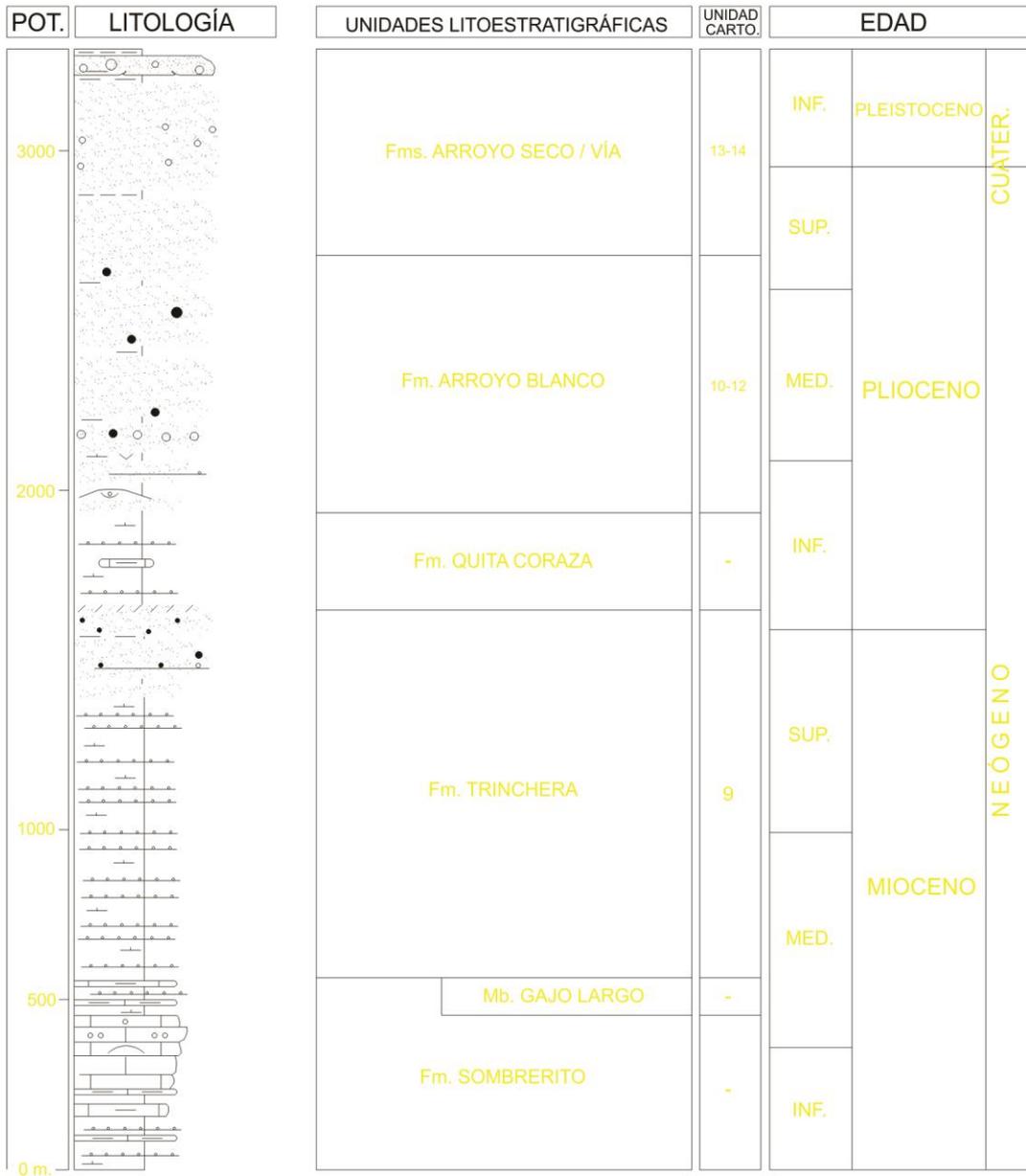


Fig.2.6. SERIE SINTÉTICA DEL NEÓGENO

- 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; igualmente, hacia el Oeste de la región evoluciona hacia facies de tipo evaporítico.
- La Fm. Arroyo Seco (Plioceno superior-Pleistoceno inferior) muestra un espesor muy variable que puede alcanzar 700m, siendo la única unidad depositada íntegramente bajo un régimen continental. Está constituida por conglomerados polimícticos, entre los que se intercalan esporádicos niveles de arcillas. En la región de Azua es conocida como Fm. Vía.

En la Hoja de Padre Las Casas el registro neógeno se encuentra representado en las cuencas de Azua-San Juan, localizada en el sector suroccidental, y de Guayabal, depresión intramontañosa situada en el sector central. El registro de la primera cubre un intervalo temporal más amplio (Mioceno superior-Pleistoceno inferior), pese a lo cual faltan los términos carbonatados inferiores; por lo que respecta a la segunda, su relleno está constituido exclusivamente por los términos detríticos superiores (Plioceno-Pleistoceno inferior).

De acuerdo con lo anterior, no aflora la Fm. Sombrerito, estando parcialmente representada la Fm. Trinchera (unidad 9), cuyos términos superiores equivalen a la Fm. Quita Coraza, que no ha sido reconocida. Los afloramientos más extensos y los cortes de mejor calidad pertenecen a las Fms. Arroyo Blanco y Arroyo Seco, pese a lo cual presentan gran complejidad, especialmente por la similitud de sus facies conglomeráticas y la existencia de cicatrices internas. La carretera Padre Las Casas-Yayas de Viajama constituye la mejor exposición de la Fm. Arroyo Blanco, con sus típicos conglomerados oscuros e intercalaciones margosas (unidad 10) culminada por un tramo de margas (unidad 12); los primeros pasan lateralmente a niveles carbonatados arrecifales (unidad 11). Dentro de la Fm. Arroyo Seco se han diferenciado dos tramos conglomeráticos (unidades 13 y 14) separados entre sí por una discordancia detectable especialmente en la Cuenca de Guayabal.

2.3.1.1. Formación Trinchera (9) Margas con intercalaciones rítmicas de areniscas. Mioceno superior-Plioceno inferior

Se trata de una de las unidades más características de la región, cuya denominación fue utilizada en primer lugar por Dohm (1941), siendo utilizada posteriormente por la mayor parte de los autores que han trabajado en la región, aunque en algunos casos con distintas acepciones. Así, en unos casos, el término Fm. Trinchera ha abarcado el conjunto de areniscas y margas limitado a muro y techo por las Fms. Sombrerito y Arroyo Blanco, respectivamente, mientras que en otros, sus términos superiores han sido individualizados como Fm. Quita Coraza; ya que ésta no siempre es reconocible, debería tomar el rango de miembro referido a una facies particular desarrollada a techo de la Fm. Trinchera. Cuando estos términos superiores poseen composición carbonatada han recibido la denominación de Fm. Florentino, a la que también debería darse el rango de miembro. Entre los equivalentes de la Fm. Trinchera hallados en la literatura regional cabe destacar el de Fm. Fondo Negro propuesto por Cooper (1983).

Un corte especialmente ilustrativo del aspecto de la Fm. Trinchera en la región puede observarse en la carretera que une Azua y Barahona, al Suroeste de Fondo Negro, donde se observa una monótona y rítmica sucesión alternante de areniscas y margas de aspecto turbidítico, cuyo espesor sobrepasa 2.500m. Pese a su gran similitud aparente en la región, en detalle se aprecian notables variaciones locales, pudiendo mostrar una mayor proporción de los términos areniscosos, e incluso la intercalación de tramos conglomeráticos (Hojas de Pueblo Viejo y Azua).

Dentro de la Hoja aflora exclusivamente en la depresión existente al Este de Los Cercadillos, caracterizándose por sus tonos amarillentos y su morfología deprimida frente a la de las unidades circundantes, que imprimen destacados resaltes en el relieve. No existe corte alguno representativo de la unidad, aunque sí diversas exposiciones puntuales en las diversas cañadas de dicho paraje, así como en la carretera Padre Las Casas-Bohechio.

Se presenta como una sucesión de margas grises que incluyen rítmicamente niveles de areniscas de orden decimétrico, de aspecto turbidítico. Su base no es visible, aunque en la región se apoya sobre la Fm. Sombrerito; aquí, sus términos inferiores aparecen cabalgados por las calizas tableadas blancas de la Fm. Jura (unidad 6), sin que el contacto entre ambas sea observable. En cuanto a su techo, se ha delimitado coincidiendo con la aparición de

calizas, areniscas o conglomerados de la Fm. Arroyo Blanco, que producen un resalte morfológico. El espesor visible estimado es de 400m, que deben tomarse como un valor mínimo al no aflorar su base; como dato orientativo pueden señalarse los 1.700m del corte del arroyo Salado (McLaughlin et al., 1991) y los más de 1.500m del arroyo de Las Lajitas, en la vecina Hoja de San Juan (García y Harms, 1988).

Las arenas muestran una clasificación mala a moderada, con notables variaciones en el tamaño de grano. Aunque sus constituyentes son muy variados, se aprecia una mayor abundancia de plagioclasa y fragmentos de roca, pudiendo alcanzar cierta entidad el contenido de cuarzo; los tipos más comunes son arcosas y litarenitas feldespáticas.

La escasez y parcialidad de los cortes de la Hoja implica la deficiencia en el conocimiento sedimentológico. No obstante, las capas de areniscas muestran morfologías esencialmente tabulares, con base neta y plana y diversas huellas tractivas; también laminación paralela y *ripples* de corriente. En base a estos rasgos y a diversas secciones de la región, se ha interpretado el depósito de la Fm. Trinchera en relación con abanicos turbidíticos, de acuerdo con McLaughlin et al. (1991); la entrada de grandes cantidades de materiales siliciclásticos a la cuenca provocaría la progresiva somerización del ambiente, como señala la evolución vertical de la zona de Azua y confirma la disminución del contenido de Foraminíferos planctónicos en la vertical. En detalle, en las secciones más cercanas a la Hoja, las capas de areniscas se han relacionado con la sedimentación de amplios valles submarinos, representando depósitos de relleno de canal y de *overbank*. Igualmente, medidas de paleocorrientes efectuadas en sectores cercanos han señalado un sentido SE, es decir, una procedencia del área de San Juan. Las variaciones de espesor en la región y las relaciones con la Fm. Sombrerito sugieren que durante el depósito de la Fm. Trinchera, la cuenca sufría episodios de inestabilidad a través de los cuales comenzaron a insinuarse las elevaciones de aquella visibles hoy día en la región.

La Fm. Trinchera alberga un elevado contenido faunístico, destacando la elevada proporción de Foraminíferos planctónicos en los tramos margosos, habiéndose observado una menor proporción de Foraminíferos bentónicos, Radiolarios y espículas. En particular, la asociación de *Reticulofenestra* sp., *Sphenolithus abies* (DEFLANDRE), *Globoquadrina* af. *altispira* (CUSMAN y JARVIS), *Globigerina* af. *angulicuturalis* BOLLI, *G.* af. *tripartita* KOCH y *Globorotalia* sp., hallada en la carretera Padre Las Casas-Bohechio, ha señalado, de una

forma poco precisa, su pertenencia al Mioceno. De cualquier forma, se ha asignado al Mioceno superior-Plioceno inferior de acuerdo con otros trabajos (McLaughlin et al., 1991).

Los afloramientos de la unidad se localizan en una zona de gran complejidad estructural. A grandes rasgos, configuran un sinclinal cuyo eje se dispone según ONO-ESE y al cual parece adaptarse el cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta. La llamativa inflexión que dibuja éste en planta se relaciona con una estructura en rampa lateral, origen por tanto del sinclinal.

2.3.1.2. Formación Arroyo Blanco (10) Conglomerados de tonos oscuros 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. Arroyo Seco. 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.

La presente unidad posee el aspecto más característico de la Fm. Arroyo Blanco, con predominio de conglomerados polimícticos oscuros que intercalan tramos de arcillas y areniscas; lateralmente pasan a masas de calizas arrecifales, con frecuencia resedimentadas (unidad 11); en el sector suroccidental de la Hoja, la Fm. Arroyo Blanco culmina con un nivel de margas (unidad 12). En afloramientos puntuales resulta extremadamente difícil diferenciar la presente unidad de la Fm. Arroyo Seco; sin embargo, proporciona un destacado resalte morfológico al terreno que facilita su separación, tanto de ésta como de la Fm. Trinchera. Su mejor corte dentro de los límites de la Hoja se localiza en la carretera Padre Las Casas-Yayas de Viajama, pudiendo efectuarse observaciones de interés en el arroyo de Los Cercadillos y en el ámbito de El Signal.

La base de la unidad no ha sido observada en punto alguno, estableciéndose en el resalte morfológico que coincide con la aparición de areniscas o conglomerados sobre las margas de la Fm. Trinchera; su disposición cartográfica sugiere su carácter discordante, pero ante su falta de confirmación en afloramiento, se ha representado concordantemente en coincidencia con las Hojas vecinas. El techo es más difícil de precisar por la semejanza litológica entre los conglomerados de las Fms. Arroyo Blanco y Arroyo Seco, así como por la

posibilidad de discordancias locales internas en ambas, tal como parece en el ámbito de El Cigual. La presencia de fauna marina o litoral es el mejor criterio de reconocimiento de la Fm. Arroyo Blanco frente a la Fm. Arroyo Seco, 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 de la carretera citada se han medido cerca de 300m correspondientes a la presente unidad y aproximadamente 200m de las margas superiores (unidad 12); este espesor conjunto de 500m no debe tomarse como un valor máximo para la Fm. Arroyo Blanco, al no aflorar ni su base ni su techo; como dato orientativo, McLaughlin et al. (1991) han señalado un valor de 700m. La unidad aparece como una sucesión de conglomerados polimícticos oscuros y, en menor medida areniscas, agrupados en niveles de orden métrico, con frecuencia amalgamados en tramos de orden decamétrico, entre los que se intercalan niveles margosos de orden métrico. Los conglomerados están constituidos por cantos redondeados heterométricos, de hasta 15 cm, entre los que predominan los de composición ígnea y volcano-sedimentaria de edad cretácica. En los niveles margosos se han encontrado esporádicos cristales de yeso, en masas de dimensiones milimétricas.

Los niveles de conglomerados presentan formas tabulares y canalizadas, así como estructuras tractivas variadas consistentes en estratificación cruzada planar y ocasionalmente bimodal, *ripples* de corriente y oleaje, así como imbricación de cantos; los intervalos margosos, distribuidos de forma irregular en la vertical, pueden mostrar un microbandeado característico definido por el contenido en materia orgánica carbonosa.

El depósito de las potentes masas de conglomerados y areniscas de la unidad se interpreta en un contexto deltaico, con sentido de aporte hacia el SE; con el paso del tiempo disminuirían e incluso llegarían a cesar los aportes, lo que permitiría la instalación de ambientes de tipo bahía, representados por los tramos margosos, y ocasionalmente restringidos, como demuestran las trazas de evaporitas.

Completando el espectro paleogeográfico, en otros puntos la sucesión conglomerática podría relacionarse con abanicos aluviales procedentes de la Cordillera Central, dada su semejanza con los de la Fm. Arroyo Seco. Así, el dispositivo sedimentario existente hoy en la actualidad en la región del Llano de Azua y su litoral circundante evoca en gran medida el

sugerido para el Plioceno durante la sedimentación de la Fm. Arroyo Blanco. A nivel regional, la diacronía detectada en el registro de las formaciones neógenas, sugiere que simultáneamente al comienzo del depósito de la Fm. Arroyo Blanco, en áreas más distales de la cuenca (SO) se produciría la sedimentación de la Fm. Trinchera y, localmente, la de la Fm. Quita Coraza.

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 los niveles margosos de la presente unidad tan sólo incluyen un pobre conjunto de restos mal conservados, entre ellos *Globigerina sp.*, *Globigerinoides af. trilobus* (REUSS), *Orbulina universa* D'ORB., *Sphaeroidinellopsis seminulina* (SCHWAGER), *Globorotalia af. menardii* (D'ORB.), *Globoquadrina af. altispira* (CUSHMAN y JARVIS), *Bulimina af. ovata* D'ORB. y *Lenticulina af. cultrata* (MONFORT). Esta asociación señala el intervalo Mioceno superior-Plioceno, pese a lo cual la unidad se ha incluido exclusivamente en el Plioceno, de acuerdo con la asignación en las Hojas próximas (Yayas de Viajama, Pueblo Viejo y Azua), sin descartar que la edad correcta pueda ser la de dicho intervalo e incluso su base pudiera pertenecer al Mioceno medio, de acuerdo con la fauna hallada en algunas secciones (Hoja de Pueblo Viejo).

En el sector meridional de la Hoja, la presente unidad aflora en el núcleo de los anticlinales de loma del Guano y cerro Quiterio. El eje del segundo se orienta según NO-SE, disponiéndose paralelo al cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta, con su charnela fallada. Hacia el Noroeste del desgarré de San Ramón el avance del cabalgamiento es mayor, de tal forma que sólo permite la exposición del flanco suroccidental.

2.3.1.3. Formación Arroyo Blanco (11) Calizas arrecifales. Cantos y bloques de calizas fosilíferas. Plioceno

Pese a su reducida y deficiente representación se trata de uno de los rasgos más característicos de la Fm. Arroyo Blanco, constituyendo un cambio lateral de su litofacies más característica, representada por la unidad anterior (10), sobre la que se apoya en todos los casos; por el contrario, su techo puede coincidir con ésta o con la unidad margosa siguiente (12). Aflora entre el río Grande y el cerro de Los Pozos, configurando un prominente resalte morfológico.

No se ha encontrado corte alguno de la unidad, por lo que su descripción se debe totalmente a observaciones puntuales o regionales. Está formada por restos fosilíferos, mayoritariamente Corales, de composición calcárea y color blanquecino; en unos casos aparecen bajo aspecto masivo, correspondiendo a construcciones arrecifales, y en otros, bajo aspecto fragmentario, correspondiendo a resedimentaciones de aquéllas. En el primer caso conforman masas de espesor de orden decamétrico, en tanto que en el segundo se disponen en capas de orden métrico. Por su relación dentro de la formación, su espesor varía notablemente, pudiendo alcanzar 400m, aunque sus valores más frecuentes están comprendidos entre 100 y 200m.

Su depósito se relaciona con complejos de arrecifes construidos en las proximidades de la línea de costa, parcialmente desmantelados, cuyos fragmentos serían distribuidos y acumulados por corrientes litorales. En cuanto a su edad, se ha incluido en el Plioceno por su relación con la unidad anterior.

2.3.1.4. Formación Arroyo Blanco (12) Margas. Plioceno

Constituye una facies muy peculiar y de carácter local con la que culmina la Fm. Arroyo Blanco en el sector suroccidental de la Hoja, habiéndose reconocido además en el sector nororiental de la Hoja de Yayas de Viajama, pero no en la región de Azua. Su mejor corte se localiza en la carretera Padre Las Casas-Yayas de Viajama, al Sur del paraje de Los Pozos Arriba.

A grandes rasgos se trata de una sucesión margosa de color grisáceo, que intercala niveles de areniscas, Corales y, en menor medida, conglomerados, de orden centimétrico a decimétrico; puntualmente, se han observado trazas de yeso. Su base está marcada por la desaparición de los conglomerados y acumulaciones coralinas de las unidades anteriores, en tanto que su techo coincide con la aparición de los primeros conglomerados de la Fm. Arroyo Seco. Su espesor es variable debido a sus relaciones laterales dentro de la formación, si bien en el ámbito del corte citado se ha estimado un valor próximo a 200m.

Las areniscas poseen morfologías tabulares, a veces deformadas por carga, incluyendo laminación paralela y *ripples*; los niveles coralinos corresponden principalmente a brechas, aunque también a calizas con corales, crecimientos coloniales e individuos aislados. Se interpretan como facies de bahía, ocasionalmente restringida, como indica la presencia de

evaporitas. La evolución vertical de la unidad muestra una constante lucha de los Corales por colonizar los fondos, cuyos intentos serían abortados por la entrada de depósitos terrígenos en la cuenca. Representan ámbitos muy particulares dentro del dispositivo sedimentario de la Fm. Arroyo Blanco.

Poseen un abundante contenido paleontológico que incluye Foraminíferos, Radiolarios, Gasterópodos, Equinodermos y Coralaros. La asociación de *Orbulina universa* D'ORB., *O. suturalis* BRONNIMANN, *Globorotalia gr. menardii* (D'ORB.), *G. gr. tumida-plesiotumida* BANNER y BLOW, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *G. ruber* (D'ORB.), *Globigerina af. bulloides* (D'ORB.), *Amphistegina af. lessonii* (D'ORB.), *Cibicides af. refulgens* (MONFORT), *Sigmoieina coelata* (COSTA) y *Planulina af. wullerstorfi* (SCHWAGER), hallada en la carretera Padre Las Casa-Yayas de Viajama señala el intervalo Mioceno superior-Plioceno para el depósito de la unidad, habiéndose enmarcado exclusivamente en el Plioceno por su relación con las restantes unidades de la zona.

Su papel es poco relevante dentro de la estructura regional, coincidiendo su afloramiento principal con el eje del sinclinorio de Los Pozos, caracterizado por una ligera vergencia hacia el SO como consecuencia del empuje producido en dicho sentido por el avance del Cinturón de Peralta.

2.3.1.5. Formación Arroyo Seco (13) Conglomerados. Plioceno

La Fm. Arroyo Seco constituye el conjunto más reciente del relleno neógeno de la Cuenca de Azua-San Juan, habiéndolo sido definida por Dohm (1942); equivale a la Fms. Vía, Las Matas, Guayabal y Jimaní, términos empleados con carácter local. Incluye discordancias internas locales que, en el caso de la Hoja han permitido la individualización de dos unidades; la inferior, descrita en este apartado, suele aparecer con buzamientos moderados a fuertes, en tanto que la superior (unidad 14) muestra una marcada tendencia a la horizontalidad. Su separación es más evidente en la Cuenca de Guayabal, especialmente en el valle del río Las Cuevas; su mejor punto de observación se sitúa en la carretera a Monte Bonito, 1km al Este de Los Indios. Su individualización con respecto a los conglomerados de naturaleza continental de la Fm. Arroyo Blanco resulta extraordinariamente difícil en algunos casos, razón por la que no debe descartarse que algunos afloramientos atribuidos a la presente unidad puedan corresponder a dicha formación.

Se trata esencialmente de un monótono conjunto conglomerático con intercalaciones esporádicas de niveles de lutitas y areniscas. Su diferenciación de los depósitos de gravas cuaternarias no reviste una especial dificultad, especialmente por sus diferentes rasgos geomorfológicos, pero no puede decirse lo mismo en relación con los conglomerados de la Fm. Arroyo Blanco, como se ha señalado; en efecto, ambas unidades pueden albergar discordancias internas y en algunos puntos de la región parecen relacionarse mediante un paso gradual. No obstante, en el ámbito de la Hoja, entre ambas existe una discordancia, como se deduce en el sinclinorio de Los Pozos.

En el ámbito de la Cuenca de Azua-San Juan se dispone sobre diversos términos de la Fm. Arroyo Blanco, en tanto que en la de Guayabal lo hace sobre materiales del Grupo Peralta. Su espesor es difícil de cuantificar, variando en cualquier caso debido a sus relaciones con las unidades infra y suprayacentes, aunque se puede estimar un valor comprendido entre 100 y 200m.

Los conglomerados, de carácter polimíctico, poseen matriz areno-arcillosa y aparecen agrupados en niveles de orden métrico, con predominio de cantos de composición tonalítica, volcánico-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 métrico.

Son frecuentes las cicatrices erosivas, las estratificaciones cruzadas y, en los tramos arcillosos, las señales de bioturbación y paleosuelos. Se interpretan como el depósito de abanicos aluviales procedentes de los relieves circundantes y que continuarían la tendencia regresiva desarrollada a lo largo del Neógeno en la región, tratándose de la primera unidad depositada bajo un régimen continental exclusivamente.

La ausencia de restos fosilíferos no ha permitido la datación de la unidad, que ha sido atribuida al Plioceno de acuerdo con criterios regionales, si bien su techo podría corresponder al Pleistoceno inferior (McLaughlin et al., 1991).

En conjunto, los afloramientos de la Fm. Arroyo Seco configuran los núcleos de los sinclinorios de las cuencas neógenas de la región, sin que estén afectados por estructuras tectónicas relevantes, exceptuando la falla normal que con dirección NO-SE marca el límite suroccidental de la Cuenca de Guayabal.

2.3.1.6. Formación Arroyo Seco (14) Cantos y bloques en matriz areno-arcillosa. Plioceno-Pleistoceno inferior

La presente unidad constituye el término superior de los cartografiados en la Fm. Arroyo Seco, diferenciándose del inferior por su carácter subhorizontal, que permite delimitar una discordancia entre ambas, cuyo mejor punto de observación se encuentra en la carretera de Monte Bonito, 1km al Este de Los Indios.

No existe corte alguno de la totalidad de la unidad, aunque sí diversos de carácter parcial, especialmente en el ámbito de Las Lagunas. Se apoyan discordantemente sobre la unidad anterior o sobre diversos términos cretácicos y eocenos, disponiéndose en claro *onlap*. Su techo está marcado en la loma del Copayal por el retazo de una colada volcánica (unidad 17), lo que permite cifrar un espesor cercano a 400m.

Se trata de una monótona sucesión de cantos y bloques englobados en una matriz areno-arcillosa, con esporádicas intercalaciones de arcillas rojas. Los clastos son redondeados y poseen dimensiones próximas a 10cm, si bien no son extraños los bloques superiores a 50cm; en general, muestran un aspecto más desordenado que el de la unidad anterior, señalando en conjunto una progradación de los sistemas de abanicos aluviales, provocada por la actividad de los bordes de la cuenca.

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, sin que se descarte que sea pleistocena exclusivamente.

Es el único depósito neógeno que no ha sido afectado por plegamiento o lo ha sido de forma imperceptible, por lo que su deformación se manifiesta exclusivamente a través de fallas de diversa envergadura, la más destacada de las cuales constituye el límite suroccidental de la Cuenca de Guayabal.

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 ampliamente representados por la

mitad suroriental; por otra, los depósitos más recientes poseen origen sedimentario, así como una cierta variedad y moderada extensión.

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. Por lo que respecta a 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, con la que se relaciona el sector meridional de la Hoja, 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 este 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 arroyo Guayabal-Alto de Primera Cañada, 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); desencadenante de un un enérgico proceso de incisión fluvial que prácticamente ha configurado 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 el desarrollo de éste 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. Ciertamente, los análisis químicos existentes en la región muestran para dichos afloramientos unas características intermedias entre las de las series alcalina y calcoalcalina, pero el contenido en TiO_2 , tal vez el mejor discriminante entre ambas series, indica su afinidad calcoalcalina. Sea como fuere, 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 principio 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 (Tabla 2.2) 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.
- Un 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 excelentemente representado en toda la mitad suroriental de la presente Hoja de Padre Las Casas, mostrando una clara afinidad calcoalcalina. Sus materiales más antiguos son basaltos (unidad 15) y andesitas (unidad 16), pertenecientes a la provincia de Yayas de Viajama-Padre Las Casas, ampliamente extendidos en el ámbito del valle de Las Cuevas y por el sector meridional; dentro de esta provincia se produjo también una emisión de traquiandesitas, de especial relevancia en el sector de Monte Bonito (unidad 17). Las traquiandesitas del sector nororiental pertenecen a la provincia de Valle Nuevo, representando probablemente un acontecimiento posterior, pese a lo cual se han representado conjuntamente con las anteriores (unidad 17), ya que, en cualquier caso, las diferenciaciones cartográficas se han realizado fundamentalmente en base a criterios litológicos fácilmente aplicable en campo, respaldados por los estudios petrográficos, y no en ideas insuficientemente respaldadas. Por ello, en el caso de las restantes unidades tampoco se ha dado prioridad a condicionantes de afinidad geoquímica alcalina o calcoalcalina frente a los criterios litológicos.

2.4.1.1. Volcanismo cuaternario (15) Basaltos. Pleistoceno

Su principal afloramiento se localiza en el sector suroriental, en el ámbito del firme de Palo Atravesado y de la loma Hoyo Sin Fin, donde aparecen como una extensa y potente colada que corona las elevaciones comprendidas entre el río Las Cuevas y el arroyo Prieto, encontrándose su centro de emisión principal en el límite con la Hoja de Sabana Quéliz. También están representados en el sector meridional por una serie de afloramientos menores situados en el límite con la Hoja de Yayas de Viajama, en la que se encuentran sus centros emisores, excepto el correspondiente al cerro Bohucal. Pertenecen a la provincia de Yayas de Viajama-Padre Las Casas, no debiendo descartarse la posibilidad de que en algún caso correspondan al magmatismo de afinidad alcalina.

El citado cerro Bohucal presenta problemas de interpretación, al existir continuidad superficial entre los depósitos subaéreos de dicho cerro y materiales aparentemente interestratificados en la serie paleógena del Grupo Peralta, cuya principal manifestación se encuentra en el arroyo La Savila. Estos últimos podrían corresponder, por tanto, a emisiones paleógenas o a inyecciones cuaternarias a favor de planos favorables, habiéndose adoptado esta segunda posibilidad ante la aludida continuidad de los afloramientos, pero sin descartar la primera.

Se manifiestan fundamentalmente como coladas de baja viscosidad, cuya mejor exposición se observa en el citado río Las Cuevas, justamente en el límite con 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 y pequeños centros de emisión.

Se han reconocido diversas variedades petrográficas y químicas, entre ellas basaltos olivínicos, con una proporción tan alta de este mineral que podrían ser clasificados como picritas en algunos casos, y andesitas basálticas. Aparecen como rocas grisáceas oscuras de tonos verdosos y aspecto uniforme, fundamentalmente porfídicas, con fenocristales de olivino, con frecuencia transformados a iddingsita, y matriz micro a criptocristalina; estos típicos fenocristales sugieren la conexión de esta unidad con los basaltos de la provincia de Valle Nuevo, posibilidad que no es evidente en primera instancia.

No debe descartarse la relación de algunos afloramientos, para los que tal vez sea más correcta su clasificación como basanitas, 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.

Al microscopio se presentan 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.

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, lo que apoya su posible correlación con los basaltos piroxénico-olivínicos de esta provincia; de ser correcta esta correlación, se puede asignar la edad de 1.2 ± 0.4 m.a. proporcionada por K/Ar (Electroconsult, 1983) para dichos basaltos. En cualquier caso, por su relación con el relieve actual y con las unidades plio-cuaternarias de la región, no se descarta que la emisión de la presente unidad pudiese haber comenzado antes de dicha fecha.

2.4.1.2. Volcanismo cuaternario (16) Andesitas. Pleistoceno

La mayoría de sus afloramientos se localizan a lo largo del valle del río Las Cuevas, aunque el más llamativo de todos se encuentra inmediatamente al Norte de Bohechio, correspondiendo a un domo conocido en la zona como El Mogote, que no debe confundirse con los montes del mismo nombre existentes en las Hojas de Gajo de Monte y Pueblo Viejo.

En general, se caracterizan por sus tonos grises de alteración, siendo difícil su asignación en muestra de mano, pues existe toda una gradación entre leucobasaltos, andesitas basálticas y andesitas. Su mayor densidad de afloramiento se produce al Noreste de Padre Las Casas, donde predominan las coladas de viscosidad moderada que coronan los relieves existentes, reconociéndose entre ellas diversos centros de emisión como el de la loma de Yayalito. En ambos casos, en el relieve producen un resalte morfológico con respecto a los sedimentos terciarios adyacentes, observable claramente en Los Indios.

Al Norte de esta localidad existen buenos afloramientos bajo dos aspectos netamente diferentes. Por una parte, como coladas afaníticas oscuras de aspecto masivo con fenocristales de anfíbol y piroxeno; por otra, como depósitos de nube ardiente que se presentan en masas conglomeráticas desordenadas de tonos marrones, de aspecto híbrido volcánico-sedimentario; sus cantos son angulosos, de hasta 10cm y corresponden tanto a fragmentos lávicos como de rocas sedimentarias.

Petrográficamente, muestran una cierta variedad mineralógica, que permite su clasificación como andesitas piroxénicas, anfibólicas o anfibólico-piroxénicas. Se reconocen como rocas holocristalinas de textura porfídica seriada, con frecuencia fluidal, en matriz micro a

criptocristalina. El principal fenocristal es anfíbol, siendo muy frecuente el clinopiroxeno y ocasional la plagioclasa; el anfíbol posee tendencias subidiomorfas a idiomorfas, con grados muy variables de alteración y tamaños seriados, en tanto que el clinopiroxeno suele aparecer en cristales redondeados y maclados, también con grado variable de alteración. La matriz está integrada por un fieltro de cristales idiomorfos de plagioclasa maclada y zonada, con pequeñas cantidades de anfíbol y clinopiroxeno. Como accesorios aparecen óxidos de hierro y titanio, así como apatito y circón, en algunos casos. El grado de alteración es muy variable, siendo carbonatos, saussurita y zeolitas los constituyentes secundarios más frecuentes.

No se dispone de datos radiométricos relativos a la presente unidad, pero su relación con el relieve actual, con una notoria desconexión entre los afloramientos, sugiere una cierta antigüedad dentro del magmatismo de la región, probablemente equiparable a la de los basaltos de la unidad anterior (15); por todo ello, se ha enmarcado en el Pleistoceno.

2.4.1.3. Volcanismo cuaternario (17) Traquiandesitas y dacitas. Pleistoceno

Es la unidad cuaternaria de mayor representación en la Hoja, con sus mayores afloramientos en los sectores de la loma de Castillo y Monte Bonito, correspondientes a las provincias de Valle Nuevo y Yayas de Viajama-Padre Las Casas, respectivamente; otros de menores dimensiones se distribuyen por el valle del río Las Cuevas y el sector meridional de la Hoja, dentro de la segunda provincia. También es la unidad volcánica que posee una mayor variedad en cuanto a tipos morfológicos y texturales. Aunque en ningún caso las determinaciones petrográficas y de muestra de mano han permitido su clasificación como dacitas, no existe la menor duda de su presencia entre las masas traquiandesíticas, tal como puso de manifiesto Vespucci (1986), quien las describió como rocas de textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa abundantes y de hornblenda en menor proporción, en una matriz de óxidos de hierro y, ocasionalmente, clinopiroxeno.

En ocasiones, la sucesión volcánica se inicia mediante acumulaciones de productos piroclásticos ordenados en capas de orden decimétrico a métrico, separadas por planos netamente definidos; sus típicos tonos blanquecinos son debidos a la matriz, en la que flotan fragmentos que destacan por sus tonos oscuros. Esta peculiar facies da paso a la más común, que son coladas grises de elevada viscosidad, cuyo espesor varía notablemente en función del paleorrelieve sobre el que fluyeron, pudiendo sobrepasar 200m. Poseen aspecto

fragmentario o escoriáceo en la base y el techo, así como masivo en su parte central, donde pueden mostrar disyunción columnar; en los puntos de emisión se aprecian facies masivas que destacan en el relieve.

En los afloramientos del sector nororiental predominan las potentes coladas procedentes del centro emisor de Valle Nuevo que, pese a su elevada viscosidad descienden hacia el Suroeste gracias a las elevadas pendientes, hasta alcanzar las proximidades de Guayabal. No presentan cortes dignos de mención, pero puntualmente su aspecto fragmentario puede dar lugar a confusión con un depósito de origen sedimentario. Aunque las coladas son el producto dominante en este sector, es digno de mención el centro de emisión de Peynado, en el que aún se reconoce su forma cónica, con elevadas pendientes en sus laderas.

Mucho más difíciles de identificar son los centros eruptivos del sector meridional, como el de Los Pinitos, cuya forma alomada sugiere un retoque de los agentes cuaternarios mayor que en los afloramientos nororientales. Por el contrario, en las proximidades de Guayabal proliferan las formas de tipo domo o pitón, fácilmente reconocibles por el resalte morfológico que producen con respecto a los materiales sedimentarios adyacentes.

Mención aparte merece el afloramiento de Monte Bonito, no sólo por sus dimensiones sino por su riqueza de formas y texturas. Entre ellas cabe destacar los cerros de los Higos y los Patios de Dios, a modo de centros de emisión “gemelos”, y la depresión de la laguna de Atanacio, donde resulta difícil dilucidar si se trata de una antiguo cráter o una caldera.

En muestra de mano se diferencian claramente del resto de unidades, de tonalidades más oscuras, apareciendo como rocas grisáceas de tonos claros en las que destacan los fenocristales de plagioclasa de varios milímetros, con agujitas de anfíbol y con menor frecuencia, biotita y clinopiroxeno, en una matriz microcristalina. Los afloramientos correspondientes a domos y pitones poseen una mayor homogeneidad y una tendencia porfídica menos acusada.

Petrográficamente se presentan como rocas holocristalinas y esporádicamente hipocristalinas de textura porfídica seriada, con los fenocristales citados en una proporción comprendida entre 5 y 35%; el anfíbol, la biotita y el piroxeno poseen un grado de alteración variable y tendencias idiomorfas a alotriomorfas, el primero con colores rojizos y el tercero frecuentemente maclado, en tanto que la plagioclasa aparece en cristales tabulares

maclados y zonados de tamaño variable. La matriz muestra unas variaciones más considerables, pues además de la posible aparición de plagioclasa, piroxeno, apatito y minerales de hierro y titanio, pueden aparecer cristales de olivino, con el reborde transformado a iddingsita, o cuarzo.

Los análisis químicos disponibles (Vespucci, 1982; Electroconsult, 1983) han mostrado un contenido moderadamente bajo de Si (57-60%), Al (13-15.5%), Fe (5.75-7.75%), Na (2-4%), Ti (0.6-0.9%) y Mn (0.10-0.15%), frente a una proporción alta de Mg (4-8%) y extremadamente alta de K (3-4%); por lo que respecta a P (0.2-0.4%) y Ca (5-7.5%), se mantienen en torno a valores normales para este tipo de rocas. Normativamente, esta composición no se traduce en resultados espectaculares, siendo tal vez su rasgo más llamativo la variación en las proporciones de albita y piroxenos. Estas rocas se enmarcan en diferentes clasificaciones como traquiandesitas, si bien petrográficamente se pueden diferenciar tipos anfibólicos y augítico-anfibólicos. En presencia de hiperstena normativa también pueden ser clasificadas como latitas.

Una datación radiométrica por el método K/Ar (Vespucci, 1986) tomada en la Hoja de Sabana Quéliz, ha señalado una edad inferior a 1 m.a. para una colada traquiandesítica, datación que, aunque poco resolutive, acota la edad del episodio traquiandesítico de Valle Nuevo. Probablemente esta edad no sea válida para el resto de los afloramientos, como sugieren, no sólo su degradación, sino la edad de 1.8-2.7 m.a. proporcionada mediante K/Ar en traquiandesitas de la Hoja de Yayas de Viajama (OLADE, 1980; Electroconsult, 1983). En cualquier caso, la envergadura de la acción de los agentes externos sobre la unidad y la edad atribuida al magmatismo de la región hacen que se descarte su edad holocena, razón por la que se ha asignado al Pleistoceno.

2.4.2. Cuaternario sedimentario

Posee una cierta variedad, con depósitos de origen fluvial, de ladera, lacustre, cárstico y poligénico. Aunque se encuentran repartidos por todo el territorio de la Hoja, se concentran fundamentalmente en los valles de los ríos Las Cuevas y Grande, así como en el ámbito del valle de San Juan.

2.4.2.1. Fondos de dolina (18) Arcillas de descalcificación. Pleistoceno-Holoceno

Se encuentran mínimamente representados en el ámbito de El Gajo del Caballo y Los Pozos, donde se han desarrollado a partir de los materiales calcáreos de la Fm. Jura. Tan sólo se han reconocido dos pequeñas depresiones de forma elipsoidal correspondientes a dolinas, cuya orientación sugiere la posible influencia de la tectónica en su génesis.

Corresponden a arcillas rojas, producto de la descalcificación de las calizas, de espesor desconocido por la falta de cortes. Su cronología es muy difícil de precisar, habiéndose atribuido al Pleistoceno-Holoceno por criterios regionales.

2.4.2.2. Fondos endorreicos (19) Arcillas y limos. Pleistoceno-Holoceno

Constituyen el depósito de pequeñas depresiones que muestran una acusada tendencia al encharcamiento, de forma groseramente redondeada o elipsoidal, distribuidas por dos ámbitos netamente contrastados. Por una parte, en el entorno de Laguna Prieta y la loma La Almagra, dichas depresiones parecen estar relacionadas con la dinámica volcánica cuaternaria y, por otra, en el sector de Las Lagunas, están condicionadas por una red de drenaje difusa, instalada sobre los depósitos conglomeráticos de la Fm. Arroyo Seco.

Se trata de arcillas y limos grises con restos de materia orgánica, cuyo espesor resulta desconocido, si bien en este tipo de depósitos suele oscilar entre 1 y 3m. Por la relación con su sustrato, no cabe duda de que se trata de un depósito cuaternario, sin que sea posible precisar su edad.

2.4.2.3. Glacis (20) Gravas, arenas y arcillas. Pleistoceno

Poseen escaso desarrollo, disponiéndose a modo de piedemontes y localizándose en las vertientes de los principales valles, configurando pequeñas plataformas elevadas entre 10 y 80m sobre el cauce actual. Poseen una buena representación en La Meseta, pese a que se encuentran parcialmente ocultos bajo conos de deyección.

Predominan las gravas de composición variable en función de su área madre, observándose fundamentalmente rocas volcánicas, volcanoclásticas y calcáreas; el tamaño de los cantos y bloques también sufre variaciones notables de acuerdo con la distancia a los relieves, pudiendo superar 50cm. Las arenas aparecen en menor proporción, mostrando una

composición de tipo litarenítico. En cuanto a las arcillas, en algunos casos pueden ser la litología dominante, proporcionando 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 3 y 10m.

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), invita a no descartar que los niveles más bajos puedan corresponder al Holoceno.

2.4.2.4. Terrazas medias-altas, terrazas bajas (21,22) Gravas y arenas. Pleistoceno-Holoceno

Los principales sistemas de terrazas corresponden a los ríos Las Cuevas y Grande, así como al arroyo Salado y sus diversos afluentes. Ante la abundancia de niveles de terrazas y su pertenencia a diversos sistemas fluviales, se han establecido dos grupos: terrazas bajas, en las que se incluyen los niveles inferiores, localizados en la llanura aluvial actual con cotas de +1-3m con respecto al cauce; y terrazas medias-altas, para todas aquéllas claramente descolgadas de la red fluvial actual, con cotas que llegan a superar +40m.

Litológicamente están constituidas por gravas en las que predominan los fragmentos volcano-sedimentarios de la Fm. Tireo, tonalíticos, volcánicos de edad cuaternaria, conglomeráticos eocenos y carbonatados cretácicos y eocenos, aunque también puede observarse cualquier componente terciario 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 Las Cuevas y Grande. Se observan cicatrices erosivas, bases canalizadas, estratificación cruzada planar y en surco e imbricación de cantos. Su espesor, variable, suele oscilar entre 1 y 5m.

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.

2.4.2.5. Conos de deyección antiguos, conos de deyección modernos (23,24) Gravass, arcillas y arenas. Pleistoceno-Holoceno

Son depósitos frecuentes en el ámbito de los principales valles, aunque no adquieren un gran desarrollo superficial. Se han diferenciado dos tipos en función de su relación con la red fluvial actual: antiguos, que aparecen descolgados con respecto a ésta, y modernos, en conexión con la red. No obstante, no se han apreciado diferencias composicionales o texturales entre ambos tipos. Se pueden observar buenos ejemplos en Padre Las Casas y La Finca.

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 muy variable en función del área madre, englobadas en una matriz arenarcillosa. Su espesor es muy variable, tanto entre diversos conos como dentro del mismo, debido a su geometría; en cualquier caso, los de mayores dimensiones deben superar 20m en su sector medio.

En cuanto a su edad, no cabe duda de la pertenencia de los modernos al Holoceno, habiéndose observado incluso la génesis de algunos durante el paso del huracán Georges. Menos evidente es la edad de los antiguos, con representantes claramente pleistocenos, pero con otros que podrían pertenecer al Holoceno.

2.4.2.6. Coluviones (25) Cantos, arenas y arcillas. Holoceno

Pese a las importantes elevaciones existentes en la Hoja, son uno de los depósitos cuaternarios con menor representación en ella, sin que se haya observado ningún representante digno de mención. Su morfología es muy variable, así como su lugar de desarrollo dentro de las laderas.

Son depósitos de reducido espesor y litología muy variable, directamente influida por la composición de su área de origen. En general, predominan los cantos subangulosos

heterométricos incluidos en una matriz areno-arcillosa. Por su relación con el relieve actual se asignan al Holoceno.

2.4.2.7. Deslizamientos (26) Arcillas, cantos y bloques. Holoceno

Su génesis está relacionada con la existencia de litologías arcillosas y elevadas pendientes y favorecida por la presencia de agua en el subsuelo. Por ello, sus escasos representantes se concentran en el valle del río Las Cuevas y sus afluentes, los arroyos de Guayabal y Corozo, llamando la atención la concentración existente al Sur de Las Lagunas.

Predominan las litologías arcilloso-margosas que pueden englobar cantos y bloques de naturaleza variada que, en cualquier caso, es función de la existente sobre el deslizamiento. 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.

2.4.2.8. Fondos de valle (27) Gravas y arenas. Holoceno

Se encuentran ampliamente representados, pero de forma muy especial en los valles de los ríos Las Cuevas y Grande, 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 1m, ni tampoco las arenas. Su composición también es muy variable, pero en los grandes ríos y arroyos refleja en gran medida la constitución del área de Valle Nuevo-Constanza: tonalitas, rocas volcano-sedimentarias de la Fm. Tireo, rocas volcánicas cuaternarias, conglomerados polimícticos eocenos y rocas carbonatadas cretácicas y eocenas. 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. TECTÓNICA

En el presente capítulo se abordan las características estructurales de la Hoja de Padre Las Casas y su evolución tectónica. No obstante, ya que ésta forma parte de un contexto geológico más amplio, son frecuentes las referencias regionales, especialmente las relativas a la zona de trabajo del presente proyecto. Como preámbulo, se hace una exposición del complejo contexto geodinámico de La Española y de las más aceptadas hipótesis evolutivas de la placa del Caribe, en cuyo margen septentrional se encuentra ubicada la isla. Posteriormente se contempla el marco geológico-estructural de la zona de estudio, enumerándose los principales dominios que, directa o indirectamente, intervienen en ella, así como sus elementos principales. A continuación se describe en detalle la estructura interna de cada uno de los dominios, referida principalmente al ámbito de la Hoja y su entorno más inmediato.

3.1. Contexto geodinámico de 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. 1991b)(Fig.3.1). 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, 1975) y terminó en el Oligoceno inferior en Puerto Rico (Dolan et al., 1991). En el segmento correspondiente a La Española, situado entre estas dos islas, la colisión ocurrió en el intervalo Eoceno medio-superior, produciendo el amalgamamiento definitivo de todas las unidades del arco-isla.

Existe un común acuerdo en que todos los segmentos del Gran Arco de Islas del Caribe son litológicamente similares y que se empezaron a formar en el Pacífico, a partir del Jurásico superior-Cretácico inferior (Mann et al., 1991b), 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.3.2). En sectores al Oeste de la zona de estudio (Hoja a escala 1:100.000 de Bonaó), la presencia de una importante discordancia regional en el Aptiano-Albiano, así

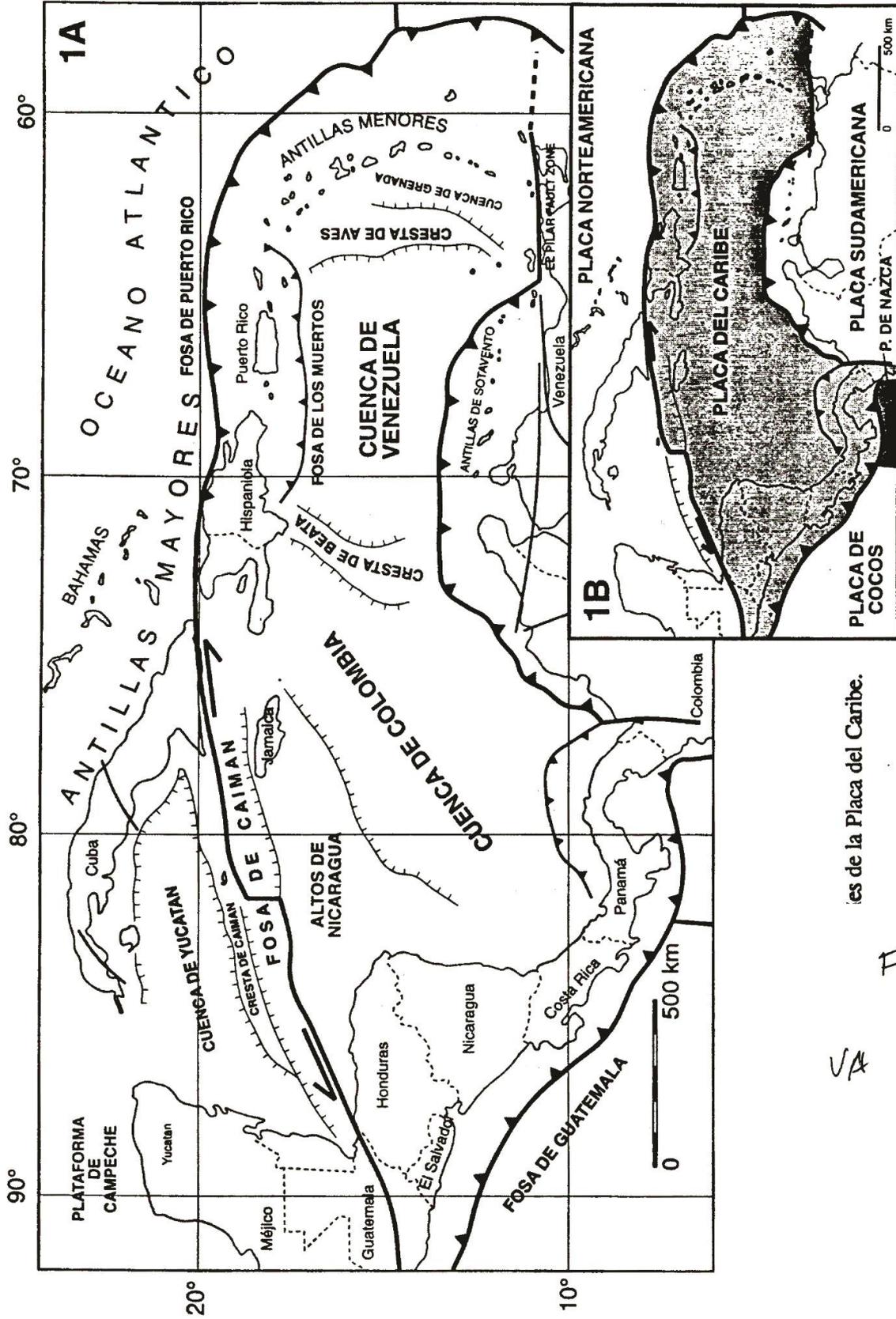


Fig. 3.1. Principales elementos estructurales de la placa del Caribe. Figura tomada de Draper y Gutiérrez (1997)

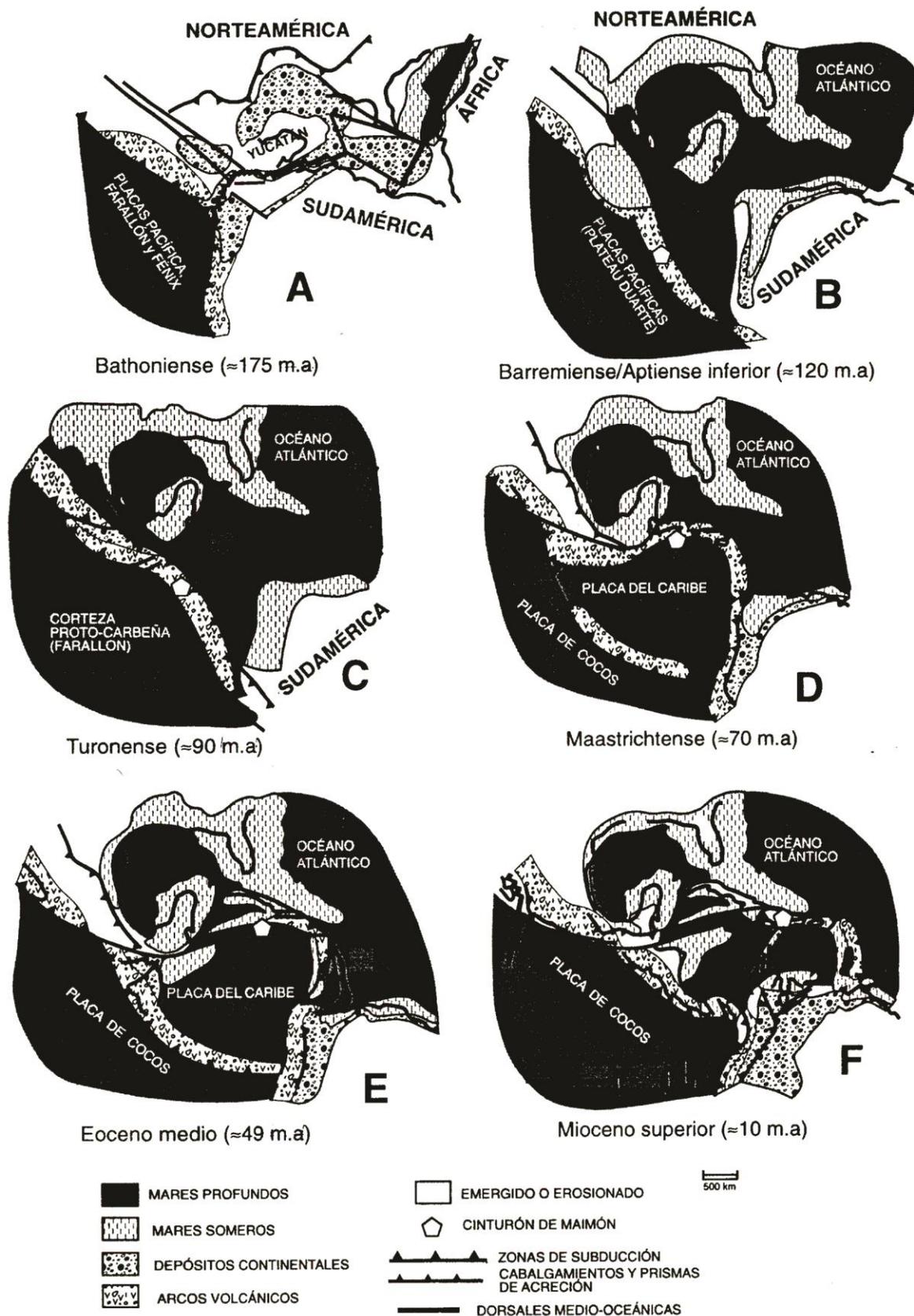


Figura 2.-Evolución de la placa del Caribe desde el Jurásico (de acuerdo con Pindell, 1994). Se muestra la situación del Cinturón Central a lo largo de su historia geológica.

Fig. 3.2. Evolución de la placa del Caribe desde el Jurásico (modificada de Pindell, 1994), en la que se muestra la posición aproximada de la zona de estudio (cinturón de Maimón). Figura tomada de Draper y Gutiérrez (1997)

como el contraste en el estilo de la deformación por encima y por debajo de la misma, permiten separar los procesos relacionados con el desarrollo y evolución del arco en dos: los relacionados con la tectónica pre-Albiana, y los relacionados con la tectónica del Cretácico superior-Eoceno.

En la Hoja de Padre Las Casas 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 con polaridad al SO, que dieron lugar al desarrollo principal del arco de islas. Entre estos 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.

Así, los primeros procesos tectónicos propiamente dichos registrados en la Hoja, 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 (*underthrusting*) del fragmento del *plateau* oceánico del Caribe, que caracteriza el sector meridional de la isla (y el sustrato del actual mar Caribe), bajo el moribundo arco de islas (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 geodinámica, 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 *plateau* oceánico; produjo, a partir del Eoceno medio, la apertura del surco de Caimán en un régimen transtensivo (Mann et al; 1991b) y culminó a partir del Mioceno superior, en un contexto transpresivo para todo el conjunto insular (Fig.3.3). Los últimos estudios sobre el contexto neotectónico de la isla, han determinado el movimiento relativo de la placa del Caribe hacia el Este en relación a las placas Norte y Sudamericana (Dolan y Mann, 1998). Este movimiento relativo es acomodado, en el margen septentrional

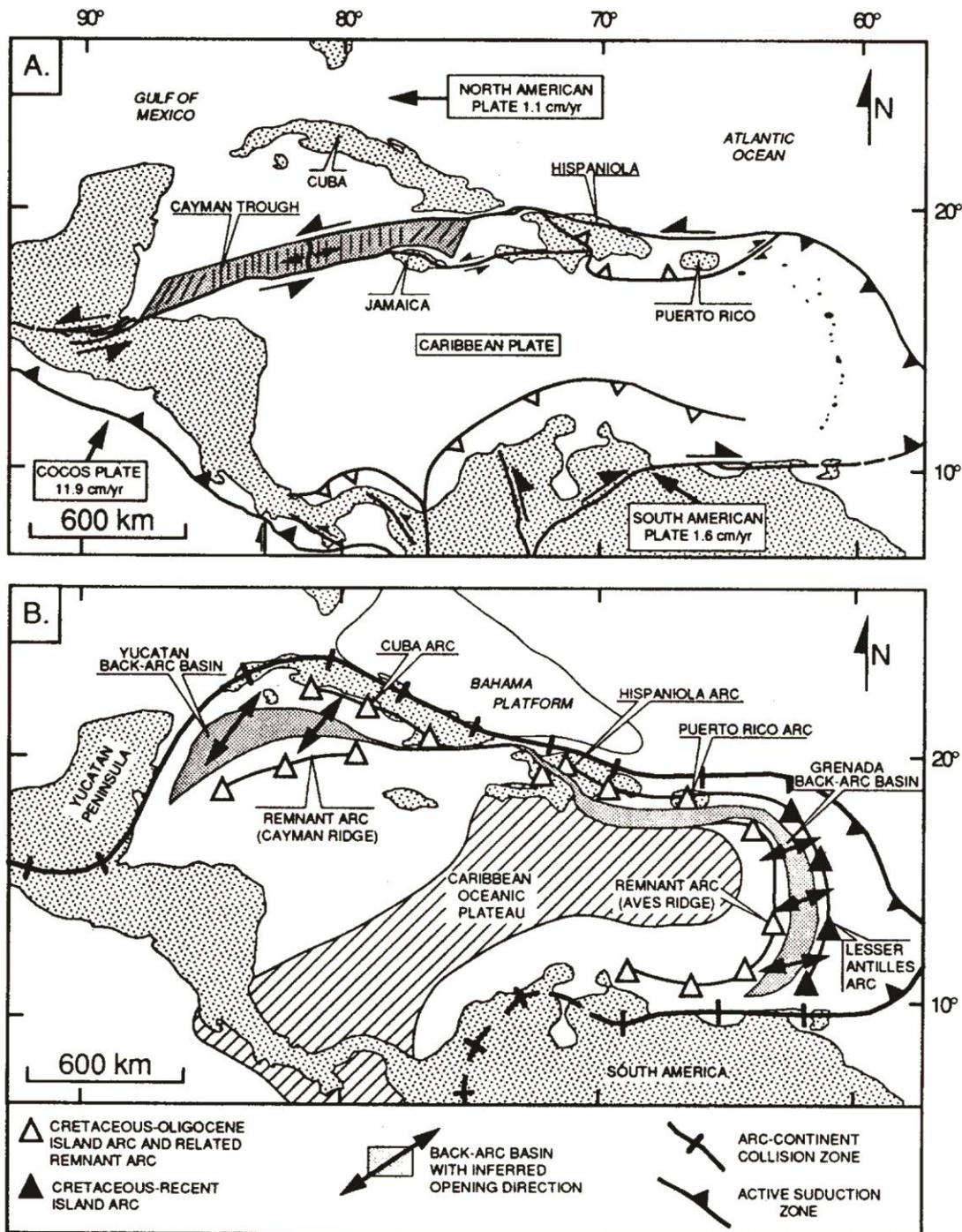


Figura 3.3. A) Estructura actual de la región del Caribe, modificada de Jordan (1975); direcciones y velocidades de movimiento de las placas en relación a la del Caribe, según Stein et al (1988). La isla de La Española es el punto de partida de la zona de desgarre sinistral que separa las placas Norteamericana y Caribeña. B) Los cuatro elementos tectónicos principales que intervinieron en el límite colisional del arco de islas del Cretácico superior-Eoceno, separando las placas proto-Caribeñas, Norteamericana y Sudamericana, son: el *plateau* oceánico del Cretácico superior; el arco de isla del Cretácico superior-Eoceno o "Gran Arco del Caribe"; la cuenca trasera de arco (*back arc basin*) del Cretácico superior-Eoceno; y la plataforma carbonatada de las Bahamas, del Jurásico superior a la actualidad. Figura tomada de Mann et al (1991 b)

Fig. 3.3. A) Estructura actual de la región del Caribe, modificada de Jordan (1975); direcciones y velocidades de movimiento de las placas en relación a la del Caribe, según Stein et al (1988). La isla de La Española es el punto de partida de la zona de desgarre sinistral que separa las placas Norteamericana y Caribeña. B) Los cuatro elementos tectónicos principales que intervinieron en el límite colisional del arco de islas del Cretácico superior-Eoceno, separando las placas proto-Caribeñas, Norteamericana y Sudamericana, son: el *plateau* oceánico del Cretácico superior; el arco de isla del Cretácico superior-Eoceno o "Gran Arco del Caribe"; la cuenca trasera de arco (*back arc basin*) del Cretácico superior-Eoceno; y la plataforma carbonatada de las Bahamas, del Jurásico superior a la actualidad. Figura tomada de Mann et al (1991 b)

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 Enriquillo-Plantain Garden (Mann et al., 1991a). Esta falla, también con movimiento sinistral, tiene un desarrollo regional de más de 1.200km y forma el límite meridional del surco de 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 de dirección E-O de 10 a 15km de anchura.

Otro elemento estructural a considerar en la región es el *ridge* de Beata (Heubeck y Mann, 1991), promontorio alargado con forma de cuña hacia el Norte que se dispone en el centro del *plateau* oceánico del Caribe con una dirección NNE-SSO, transversalmente a los límites meridional de La Española y septentrional de la placa Sudamericana (Mauffret y Leroy, 1997). Según Heubeck y Mann (1991) y Mann et al. (1991c), el *ridge* de Beata funcionó a partir del Plioceno medio como un *indenter* que, empujado desde el otro margen, bajo el cual subduce (Mauffret y Leroy, 1997), colisionó con el sector central de La Española, “incrustándose” en una zona no del todo bien definida pero que más o menos coincide con la bahía de Ocoa. Pese a que la presencia del *ridge de Beata* en la zona de estudio es muy localizada y se limita al *offshore* de la bahía de Ocoa, sus efectos 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 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 volcanismo cuaternario del sector centro-occidental de la isla, de naturaleza calcoalcalina dominante, especialmente en la zona de estudio, aunque en sus estadios finales también se registran emisiones de carácter alcalino. Este volcanismo tiene una amplia representación en la zona al disponerse en una banda de unos 20km de ancho orientada según NNE-SSO y que atraviesa las Hojas de Yayas de Viajama, Padre Las Casas, San José de Ocoa, Sabana Quéliz, Gajo de Monte y Constanza. Para algunos autores (Mann et al., 1991c) el paralelismo entre la banda de volcanismo cuaternario y el *ridge* de Beata, así como la similar edad de sus movimientos migratorios, implican la relación genética entre ambos. Sin embargo, el hecho de que el uno y el otro no estén del todo alineados, lleva a sugerir a los mismos autores que alternativa o adicionalmente, el volcanismo también pudo estar controlado por la terminación oriental de la falla de Enriquillo, en un contexto transtensional.

3.2. Marco geológico-estructural de la zona de estudio

La Hoja de Padre Las Casas se localiza en las estribaciones surorientales de la Cordillera Central, encontrándose representados los dominios estructurales correspondientes al basamento (al N y NE), Cinturón de Peralta (ocupando la mayor parte de la Hoja) y Cuenca de San Juan (al SO)(Figs.3.4 y 3.5).

- Basamento

El basamento está constituido por terrenos y formaciones de arco-isla que, generados y amalgamados durante el intervalo Jurásico superior-Eoceno, forman parte del Gran Arco de Islas del Caribe (Mann et al., 1991b). Los sectores más suroccidentales de este basamento, entre ellos los correspondientes a la zona de estudio, están representados por la Formación o terreno (estratigráfico) de Tireo, consistente 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, así como por pliegues de gran radio asociados, con vergencia general hacia el SO. Su dirección en el sector septentrional de la Hoja es la típica de la Cordillera, es decir, NO-SE, adquiriendo dirección E-O en el sector nororiental, dirección que se mantiene en la Hoja de Constanza y el sector septentrional de la de Sabana Quéliz, donde sufren un

- Volcanismo Cuaternario
- Basaltos generalmente oceánicos
- Tonalitas no foliadas y Dioritas
- Gabros y Gabro-Noritias de la Yautja
- Tonalitas foliadas
- Holoceno
- Abanicos aluviales del Pleistoceno-Holoceno
- Arrecifes del Plio-Pleistoceno
- Calizas de los Haitises
- Fm. Silicilásticas de las Cuencas Neógenas
- Fm. Calcares del Oligoceno-Mioceno
- Eoceno
- Cinturón de Peralta
- Fm. Los Barrios. Eoceno inf.
- Fm. D. Juan y equivalentes. Cret. superior-Paleógeno
- Fm. Tiroo. Cret. superior
- Fm. Peralvillo Sur. Cret. superior
- Fm. Siete Cabezas. Cret. superior
- Calizas de Haitillo, Las Cañas, y Fm. Las Lagunas. Albano-Cret. superior
- Fm. Peralvillo Norte. Cret. inferior
- Fm. Los Ranchos. Cret. inferior
- Esquistos de Maimón. Cret. inferior
- Complejo Rjo Verde. Cret. inferior
- Complejo Duarte. Jur. superior
- Peridotita

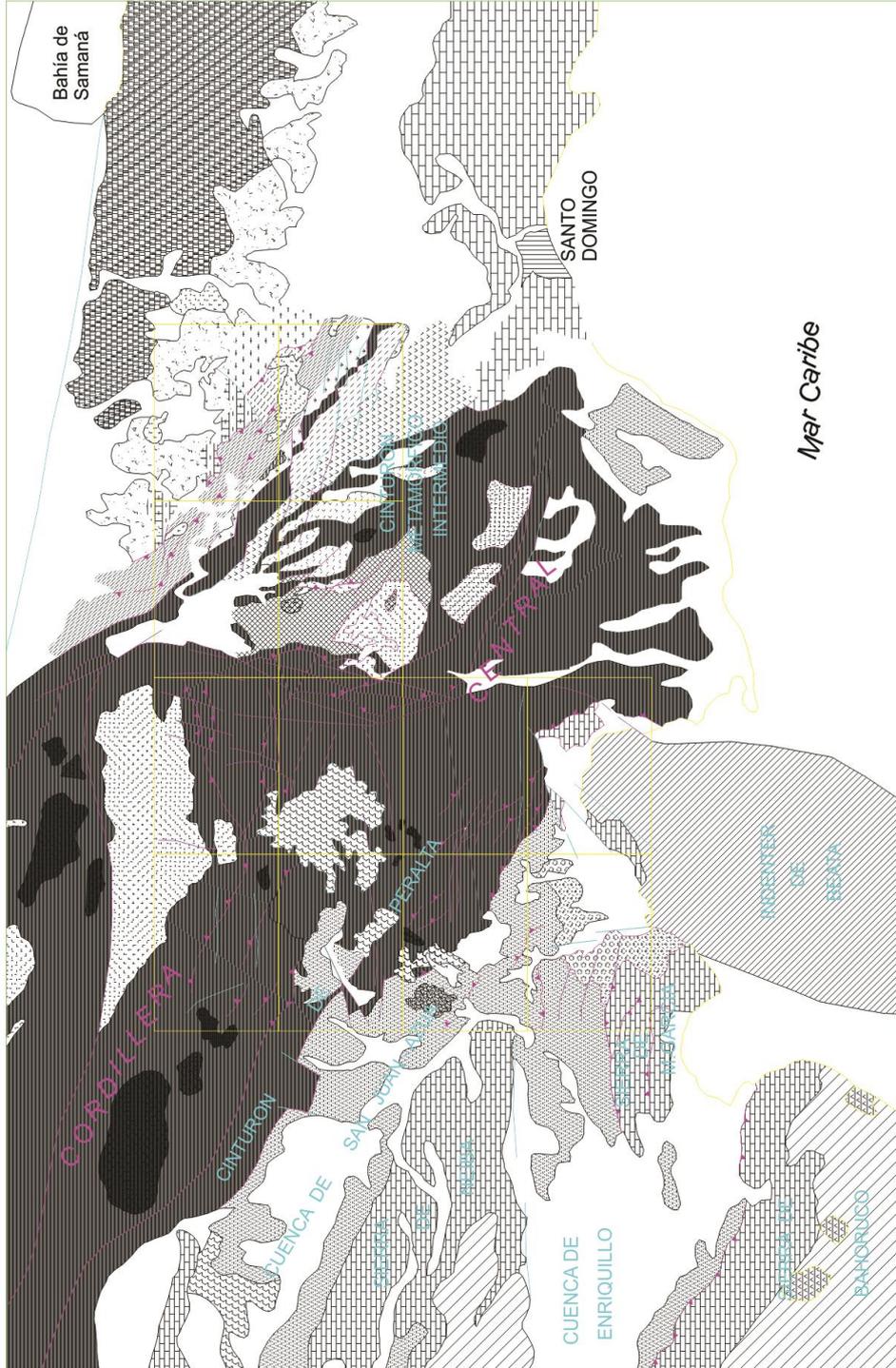


Fig.3.4. Esquema geológico regional de la zona de estudio con la localización de las 12 Hojas 1:50.000 realizadas en el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana

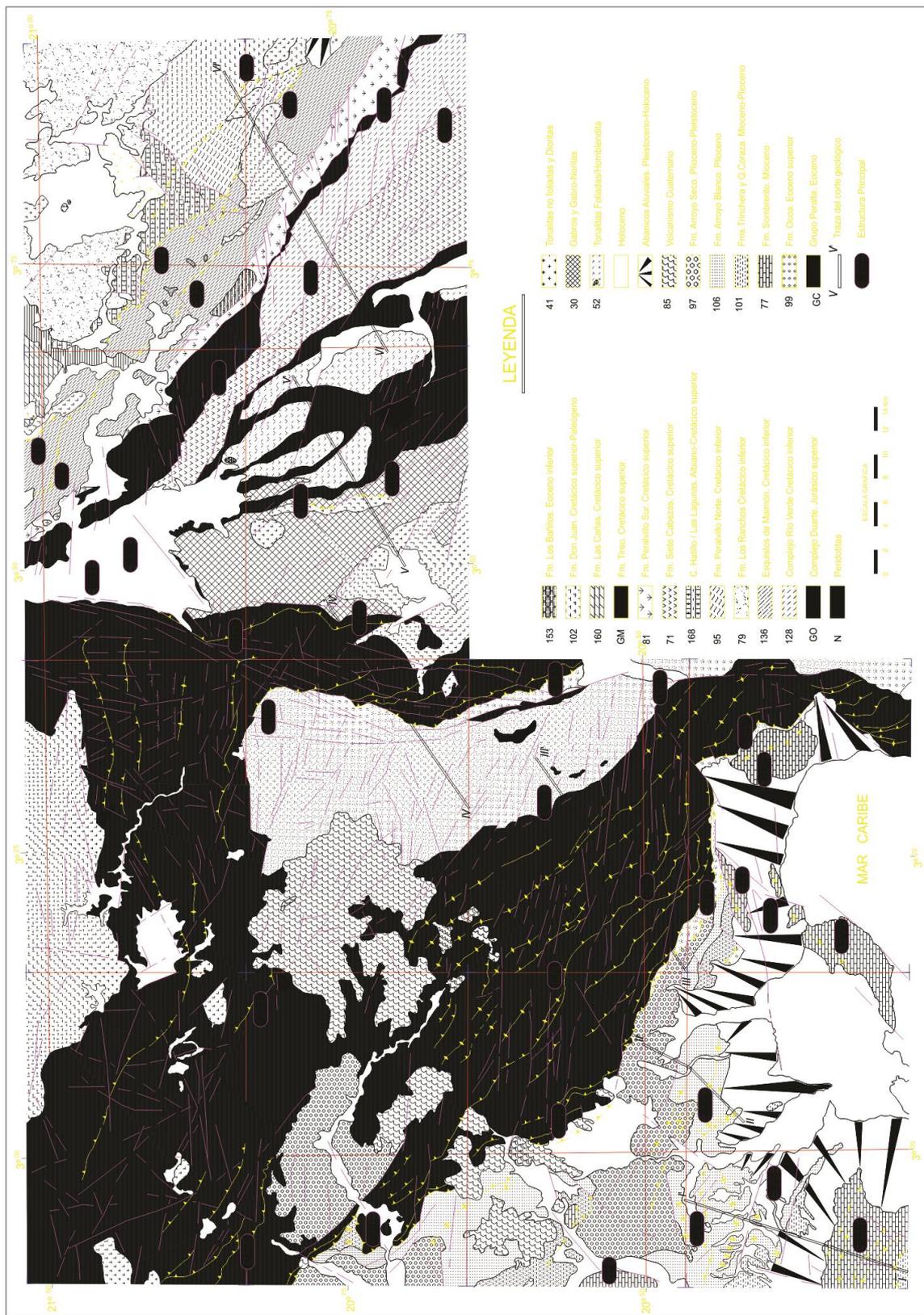


Fig. 3.5. Esquema tectónico de la zona comprendida por las 12 hojas 1:50,000 que integran el Proyecto de Cartografía Geológica de la República Dominicana. Los principales elementos estructurales son, de NE a SO, los siguientes: CH, cabalgamiento de Hatillo; CF, Cabalgamiento de Fátima; CFE, Zona de falla de La Española; CB, Falla de Bonaoc/DB, Depresión de Bonaoc; CLY, Cabalgamiento de la Yautia; CFT, Cabalgamiento frontal de la Fm. Tico; DBO, Discordancia basal de la Fm. Ocoa; CN, Cabalgamiento de los Naranjos; CFP, Cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta; SN, Sierra de Nelba; CLG, Cabalgamiento de Loma Vieja; SC, Estructura braquianticlinal de los Cachecos; SV, Estructura braquianticlinal de la Loma de la Viga; TFE, Terminación occidental de la falla de Enriquillo; SMC, Sierra de Martín García. I-I', II-II', III-III', IV-IV', V-V' y VI-VI', son cortes parciales incluidos en los mapas geológicos de cada Hoja, a partir de los cuales se ha realizado el corte geológico regional sintético de la Fig. 3.6.

brusco giro para adoptar una directriz N-S que se mantiene en el sector oriental de ésta y de la de San José de Ocoa.

- Cinturón de Peralta

El Cinturón de Peralta ha sido descrito en la literatura como el terreno (estratigráfico) de Trois-Rivières-Peralta; es 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 y el Massif du Nord de La Española. Este macrodominio forma parte de la orla de cuencas tras-arco (*back-arc*) que acompaña al Gran Arco de Islas del Caribe (Mann et al., 1991b). En su sector suroriental, diversos trabajos de Heubeck y Dolan han subdividido la estratigrafía del Cinturón en tres grandes grupos deposicionales, separados entre sí por discordancias mayores que pueden estar retocadas por fallas: Grupo Peralta (Paleoceno-Eoceno), Grupo Río Ocoa (Eoceno medio-Mioceno inferior) y Grupo Ingenio Caei (Mioceno inferior-Pleistoceno). En el ámbito de la zona de estudio, tan sólo el Grupo Peralta está representado con todas sus formaciones (Ventura, Jura y El Número), mientras que del Grupo Río Ocoa sólo aflora su formación basal (Ocoa), en tanto que sus formaciones suprayacentes (El Limonal y Majagua), así como todo el Grupo Ingenio Caei quedan circunscritas al extremo suroriental de la Cordillera Central.

La estructura interna del Cinturón de Peralta y, más concretamente, del Grupo Peralta, está definida por un sistema de pliegues y cabalgamientos genéticamente relacionados, cuyo desarrollo se ha querido correlacionar con el del prisma acrecional de la Fosa de los Muertos (Biju-Duval et al., 1983; Heubeck y Mann, 1991). Esta deformación se ha situado, a partir del Eoceno, en un contexto de subducción (*underthrusting*) del fragmento del *plateau* oceánico del Caribe que caracteriza el sector suroccidental de la isla (y el sustrato del actual mar Caribe) bajo el moribundo arco de islas; éste aparecería representado por los terrenos cretácico-eocenos de la Cordillera Central y del resto de la isla, de tal forma que el Cinturón de Peralta ocultaría una sutura entre dos fragmentos litosféricos oblicuamente convergentes (Heubeck y Mann, 1991; Dolan et al., 1991). En este contexto, las formaciones del Grupo Río Ocoa se interpretan como megasecuencias de cuenca delantera de arco (*fore arc*) depositadas sobre la parte interna del prisma acrecional, en algunos casos

con un fuerte control tectónico (Fm.Ocoa). Alternativa o adicionalmente los autores mencionados también relacionan la deformación del Cinturón de Peralta con un corto evento de colisión y/o movimiento en dirección de la plataforma carbonatada de las Bahamas con las Antillas Mayores, que pudo haber inducido una componente de retrocabalgamientos en el Cinturón de Peralta. No obstante, es preciso resaltar que la cartografía de una parte del Cinturón 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 expuestos.

- Cuenca de San Juan

La denominada Cuenca de San Juan constituye en realidad la porción central y noroccidental de una cuenca de dirección NO-SE cuyo extremo suroriental es conocido como Cuenca de Azua, que a su vez conecta hacia el Oeste con la Cuenca de Enriquillo. Estas cuencas, junto con otras similares y diversas sierras mal conocidas, todas ellas situadas en el sector suroccidental de la isla, se han integrado en el poco definido terreno de Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba (Mann et al., 1991b).

Su estructura regional es del tipo “domos y cubetas” (*dome and basin structure*), consistente en una serie de cubetas sinclinales de dirección NO-SE a ONO-ESE, separadas por domos anticlinales con inmersiones opuestas a lo largo del eje, cuyos márgenes suelen ser cabalgantes sobre las cubetas (Mann et al., 1991c). Individualmente, cada una de éstas tiene una sección del tipo “*ramp valley*”. Las cubetas están rellenas por materiales del Mioceno-Pleistoceno, de ambientes marinos en la base y continentales a techo, conformando en conjunto una macrosecuencia somerizante. Por su parte, los domos anticlinales sacan a la superficie series más antiguas, generalmente carbonatadas, del Paleoceno-Mioceno medio, parte de las cuales podrían ser, al menos parcialmente, correlacionables con el Grupo Peralta. No obstante, algunas de las sierras principales (Bahoruco, Neiba, Chaîne de Matheux en Haití) muestran en sus núcleos rocas ígneas atribuidas al intervalo Cretácico superior-Eoceno. En el ámbito de la Cuenca de Azua-San Juan estudiado en el presente proyecto, las rocas más antiguas que afloran en las estructuras anticlinales pertenecen a la Fm. Sombrerito (Mioceno), que probablemente sea la formación más antigua alcanzada en los sondeos petrolíferos realizados en la cuenca.

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

En el ámbito de la zona de estudio, los contactos entre estos tres dominios se producen por cabalgamiento, en sentido SO, de los más antiguos sobre los más modernos, si bien posteriormente los cabalgamientos han podido ser modificados a fallas con movimiento en dirección. Así, el basamento cabalga sobre el Cinturón de Peralta mediante la denominada falla de San José-Restauración (Mann et al., 1991b), que en sectores más noroccidentales posee una traza subvertical y se le suponen movimientos en dirección tardíos. No obstante, conviene recordar que en la presente Hoja de Padre Las Casas y en la Gajo de Monte se ha cartografiado, localmente, un contacto discordante por *onlap* de las Fms. Ventura y Jura sobre la Fm. Tireo, lo que regionalmente implica que ésta debe ser el sustrato de al menos una parte del Cinturón de Peralta. El contacto de este último dominio con la Cuenca de Azua-San Juan se produce mediante un cabalgamiento frontal de ángulo relativamente tendido denominado falla de San Juan-Los Pozos. Esta falla ha sido definida en sectores más noroccidentales donde se ha sugerido que, durante el intervalo Oligoceno-Mioceno, ha acomodado un desplazamiento sinistral superior a 400km entre las placas Norteamericana y Caribeña (Pindell y Barret, 1991; Dolan et al., 1991), sugerencia poco acorde con el mencionado carácter cabalgante observado en la zona de estudio.

Como se ha señalado anteriormente, la evolución tectónica de la región comenzó en el Eoceno, una vez que todos los terrenos de arco-isla que forman la Cordillera Central, así como el resto de territorios septentrionales de la isla hubieran sido amalgamados al Gran Arco de Islas del Caribe. La ausencia de afloramientos previos al Cretácico superior en la región impone serias restricciones al conocimiento de la evolución anterior a él; por ello, cualquier intento de establecer la estructura interna de los materiales del Jurásico superior-Cretácico inferior y su compleja evolución estructural debe efectuarse en base al conocimiento de regiones próximas. Por ello, en caso de interés se sugiere la consulta de las memorias de las Hojas 1:50.000 de Bonaó, Hatillo, Villa Altagracia y Arroyo Caña, integradas en el presente Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana.

3.3. Estructura de los principales dominios y de las tectónicas más recientes

A fin de sistematizar la descripción estructural de la región, a continuación se trata de forma individualizada la estructura interna de cada uno de los tres dominios citados en el apartado anterior, haciéndose hincapié en la tectónica generalizada más reciente (tectónica de desgarres del Mioceno superior-actualidad), así como en otros fenómenos más localizados (tectónica relacionada con la colisión del *ridge* de Beata y con la terminación oriental de la falla de Enriquillo).

3.3.1. Estructura del basamento

Como ya se ha señalado, hasta donde alcanzan los conocimientos actuales de la zona, el basamento de la región corresponde a la Fm. Tireo. Pese a que 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 de síntesis 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 (Fig.3.6). 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. En la Hoja de Padre Las Casas tan sólo se ha identificado el cabalgamiento frontal, tal vez debido a las deficiencias de los afloramientos, razón por la que 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.

La dirección general E-O de los cabalgamientos en la Hoja de Constanza, sufre un brusco giro, pasando a ser de N-S a NNO-SSE hacia el Sur (Hojas de Sabana Quéliz y San José de Ocoa). La traza de los cabalgamientos es relativamente rectilínea, denotando buzamientos altos, generalmente superiores a 45°, siempre hacia el Este o el Norte, consecuentemente con sus vergencias generalizadas en sentido opuesto. Las geometrías más probables parecen corresponder, al menos en las Hojas de Sabana Quéliz y San José de Ocoa, a

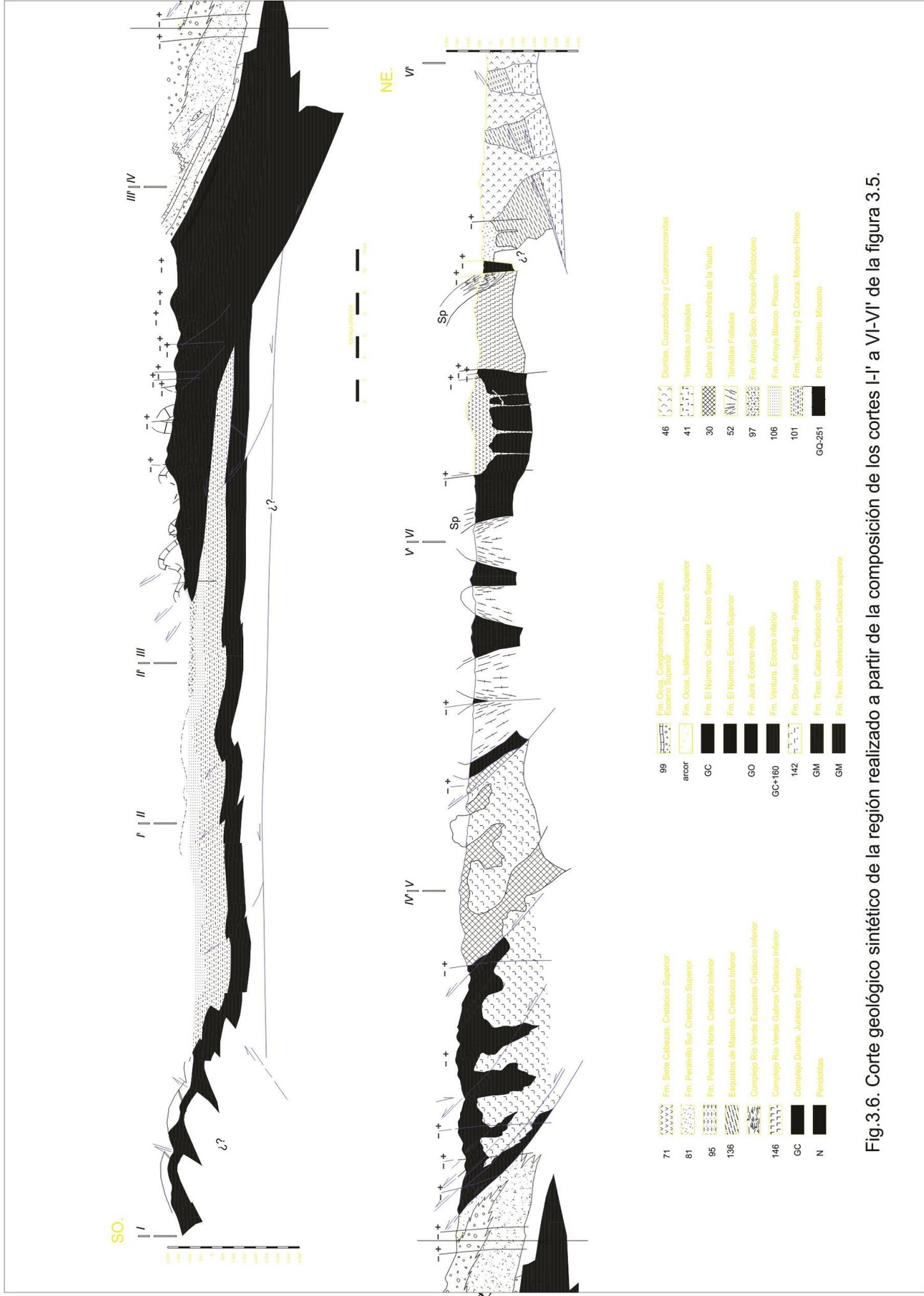


Fig.3.6. Corte geológico sintético de la región realizado a partir de la composición de los cortes I-I' a VI-VI' de la figura 3.5.

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 de calizas muy continuos 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 los de los planos de cabalgamiento. Esta geometría implica desplazamientos entre escamas relativamente altos, que en ningún caso se podrían cuantificar en un corte compensado al no haber niveles de referencia concretos. En conjunto, la disposición de las escamas parece corresponder a la de un abanico imbricado, con buzamiento monoclinal igualmente hacia el Este o el Norte, en el cual las escamas estructuralmente más altas parecen tener buzamientos progresivamente mayores (Fig.3.6), lo que 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*), 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 con 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 sobrepuestos 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 y San José de Ocoa se han podido hacer observaciones puntuales en algunos de estos planos. De ellas se deduce que la deformación asociada a los cabalgamientos, al menos al nivel estructural representado allí, 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 especialmente 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 deformación asociada al bloque cabalgante disminuye

progresivamente hacia techo, alcanzando un espesor total superior a 60m; allí, el estudio de las láminas delgadas de las rocas de falla, en este caso derivadas de la trituración de la serie volcanoclástica de la Fm. Tireo, muestran el desarrollo de un metamorfismo dinamo-térmico incipiente, de grado bajo a muy bajo, correspondiente a las facies de los subesquistos verdes.

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 localmente está 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. Como ya se ha señalado, 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 su cobertera se resuelve por medio de una discordancia de las Fms. 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 (*tear fault*) cuyo reflejo en superficie no está bien definido. Aunque dicha discordancia confirma que la Fm. Tireo es, al menos parcialmente, el basamento del Cinturón de Peralta, se desconocen, tanto su posible existencia bajo la Cuenca de Azua-San Juan, como su relación con los afloramientos de rocas basálticas y volcanoclásticas del Cretácico superior-Eoceno, que ocupan el núcleo de la sierra de Neiba (Mann et al., 1991b).

Ascendiendo estructuralmente, la Fm. Tireo y sus imbricaciones internas están delimitadas por el cabalgamiento del río Yuna. Este cabalgamiento, con una dirección subparalela a los infrayacentes, superpone el Complejo Duarte a la Fm. Tireo, con un desplazamiento desconocido. Se caracteriza por ser de tipo dúctil, y a él se asocian una hidratación y una intensa deformación retrógrada que dan lugar a la génesis de fábricas miloníticas y filoníticas dispuestas en una banda subparalela adyacente al plano de cabalgamiento, de espesor superior a 100m. Aunque la relación de este cabalgamiento con las imbricaciones internas de la Fm. Tireo no está todavía establecida, en el presente trabajo se sugiere que bien podría representar una de las primeras, y por tanto más internas y profundas, imbricaciones del basamento dentro de la secuencia de propagación "normal" o hacia el antepaís. Esta interpretación estaría de acuerdo con 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 Fm. Tireo, más externos y someros, de tipo frágil.

El aludido cambio brusco de directrices de los cabalgamientos internos de la Fm. Tireo, próximo a 90°, afecta también al cabalgamiento frontal y podría asimilarse al giro que sufre una lámina cabalgante al adaptarse a una rampa lateral. En este caso, el cabalgamiento frontal avanzaría hacia el Sureste con la dirección regional NO-SE a E-O y al llegar a la “esquina”, localizada en el sector nororiental de la Hoja de Sabana Quéliz, giraría 90° (y con él, los cabalgamientos suprayacentes), para adaptarse a la morfología de una rampa lateral, de dirección N-S, existente en el bloque cabalgado. Este mismo modelo serviría para explicar la presencia de, al menos, dos fallas normales sobreimpuestas parcialmente a las trazas de los cabalgamientos (Hojas de Sabana Quéliz y San José de Ocoa); éstas serían *drop faults*, es decir fallas normales generadas exclusivamente en el bloque cabalgante para acomodar el exceso de espacio producido en el giro.

La edad de las estructuras descritas queda acotada inferiormente por la asignación al Cretácico superior de los materiales de la Fm. Tireo a los que afecta; es decir, todas las estructuras son post-cretácicas. Por otra parte, el cabalgamiento frontal cobija los materiales de la Fm. Ocoa y por tanto su edad es, como mínimo, Oligoceno basal, aunque esta edad podría ser más moderna si los conglomerados masivos atribuidos a la Fm. Ocoa correspondieran a la Fm. El Limonal de Heubeck (1988), del Oligoceno. Aplicando el modelo de propagación de la deformación “normal” o “hacia el antepaís”, 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 una cuenca frontal de marcado carácter tectosedimentario (Cinturón de Peralta) 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. Algunos autores (Dolan et al., 1991) señalan un funcionamiento simultáneo o posterior del contacto entre el basamento y el 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). Anteriormente, destacan las primeras cartografías de Wallace (1945), así como los estudios bioestratigráficos y el primer corte sintético de la zona realizados por Bourgois et al. (1979), así como la interpretación de Biju-Duval et al. (1983), en la que a partir de datos estratigráficos y estructurales de superficie y de su correlación con la fosa de los Muertos, interpretan la región como parte integrante de un prisma acrecional con vergencia al Sur. 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). 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 del presente apartado, sin olvidar las aportaciones de Mercier de Lepinay (1987).

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 Fm. Ventura y, en todo caso, a la Fm. Jura y, por tanto, tendrían una edad eocena. Según dichos autores, estas fallas se concentran en bandas o tramos de espesores variables, que pueden alcanzar hasta 1.800m 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 dichos autores, son fallas inversas y cabalgamientos de tipo frágil y un plegamiento asociado, que parecen afectar a todo el paquete sedimentario del Cinturón, excepción hecha del Grupo Ingenio Caei, por lo que las enmarcan en el Mioceno inferior.

Basándose en esta distinción, Dolan et al. (1991) y Heubeck y Mann (1991), proponen dos fases principales de deformación. 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 con un régimen transpresivo asociado a los primeros movimientos en dirección, sinestrales, a lo largo del límite entre las placas

Norteamericana y del Caribe, o bien con un corto periodo de convergencia oblicua causada por la colisión con la plataforma de las Bahamas, la cual repercutiría en el Cinturón 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 sería en realidad una prolongación de la anterior y derivaría de la continuada convergencia con el sector meridional de la isla, que acabaría produciendo la subducción, sin magmatismo asociado, o *underthrusting* del *plateau* 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.

La cartografía del Cinturón de Peralta en la Hoja de Padre Las Casas, así como en otras áreas del presente proyecto, aporta datos que, si bien en el contexto general son coincidentes en gran medida 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. Por otra parte, en la Hoja de Padre Las Casas no se han reconocido afloramientos de la Fm. Ocoa, sin que pueda asegurarse si su ausencia se debe a falta de depósito o a su ocultamiento bajo el cabalgamiento frontal de la Fm. Tireo.

3.3.2.1. Estructura del Grupo Peralta

El desarrollo de cabalgamientos y pliegues asociados que caracteriza la estructura del Cinturón de Peralta, se concentra esencialmente en sus niveles estratigráficos inferiores, correspondientes al Grupo Peralta. Aquéllos poseen una dirección regional general NO-SE, que se ve modificada en el sector nororiental de la Hoja de Azua por un notable arqueamiento a través del cual adquieren dirección próxima a N-S en el ámbito de la sierra de El Número. Regionalmente, dentro del propio Gr. Peralta, la distribución de dichas estructuras no es uniforme sino que sigue una marcada zonación desde los niveles estructuralmente inferiores, situados al SO, en los que predominan los cabalgamientos,

pasando por los niveles estructuralmente intermedios, con predominio de los pliegues, hasta llegar, más al NE, a los niveles estructuralmente más altos, en los que el estilo estructural es el de una serie monoclinas con buzamiento general al NE, que también caracteriza a la suprayacente Fm. Ocoa (Fig.3.5). 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 de un corte regional (Fig.3.6) y de los cortes que acompañan a cada una de las Hojas.

- En la Hoja de Padre Las Casas, la serie monoclinas del sector nororiental está representada por las Fms. Jura y El Número y posiblemente marque la presencia en profundidad de una importante rampa, que delimita el sector de la Cuenca de San Juan que actúa como bloque de muro, cobijado bajo el Cinturón de Peralta.
- La zona intermedia, caracterizada por el predominio de pliegues, aparece ampliamente representada en el sector oriental de la Hoja y corresponde a aquellos sectores del Cinturón que se sitúan inmediatamente encima de la rampa o sobre la culminación de ésta; los pliegues desaparecen en el sector central bajo los conglomerados de la Fm. Arroyo Seco, siendo difíciles de determinar en el sector noroccidental debido a las deficientes condiciones de afloramiento, aunque no cabe duda de su presencia. 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, que parece delimitar una lámina mayor, más o menos bien individualizada. En la Hoja de Padre Las Casas no es tan evidente la traza del cabalgamiento, aunque podría corresponder al principal de los que alcanzan las inmediaciones de la citada localidad.
- Desde el cabalgamiento de El Naranjo hasta su límite suroccidental, 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 superior desarrollo de cabalgamientos de gran continuidad, que hacia el Noroeste de la región parece que tienden a ser sustituidos lateralmente por los pliegues genéticamente asociados a ellos. En el ámbito de la Hoja de Padre Las Casas se encuentra representada al Sureste del río Las Cuevas, constituyendo un dominio de gran complejidad, en tanto que hacia el Noroeste se acuña mediante una rampa lateral. Esta lámina se supone localizada por encima de un rellano en el bloque cabalgado (Fig.3.6), geometría que

se deduce de la alineación subhorizontal de las charnelas de las estructuras sinclinales, vistas en sección. La profundidad del rellano se ha calculado de forma estimativa, por el método del "exceso de área" en 1-2km.

La zonación descrita parece bastante continua por toda la zona de trabajo. Así, la lámina frontal es perfectamente identificable hacia el Sureste, tanto en la Hoja de Yayas de Viajama como en las de San José de Ocoa y Azua (Fig.3.7). Esta lámina tiene una anchura máxima de unos 8km en las Hojas de San José de Ocoa y Yayas de Viajama, que disminuye hacia el Noroeste y Sureste. En términos generales se puede decir que sus cabalgamientos internos pierden continuidad hacia el Noroeste al ser sustituidos lateralmente por pliegues, dentro de la Hoja de Yayas de Viajama; en el sector noroccidental de ésta última 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 a la altura del río Las Cuevas, se interpreta como una rampa lateral, aunque posteriormente aquél ha podido ser acentuado por el plegamiento continuado de la zona frontal. En la Hoja de Azua, los cabalgamientos parecen ser asintóticos, en planta, hacia una rampa oblicua, por lo que en profundidad todos deben enraizar en el cabalgamiento basal.

La zona intermedia de pliegues es la dominante en extensión, pues además de ocupar buena parte del sector oriental de la Hoja de Padre Las Casas, se continúa a través de las Hojas de Sabana Quéliz, San José de Ocoa, Yayas de Viajama y Azua. En ella, la deformación se resuelve esencialmente mediante pliegues que, sólo muy localmente y de forma discontinua, evolucionan a cabalgamientos. La distribución de los pliegues es muy similar en toda su extensión, aunque tienden a concentrarse en la zonas frontal, donde son más apretados y localmente dan lugar a cabalgamientos de escaso desarrollo lateral; por el contrario, 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 Nororiental de la Hoja de Padre las Casas. En la Hoja de Azua, tanto este dominio como el 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 de El Número; este giro está relacionado con la colisión del *indenter* de Beata durante las últimas fases del plegamiento e imbricación del Cinturón de Peralta.

En realidad, la denominada zona monoclinial forma la parte posterior de la lámina superior. A ella corresponden los niveles estructuralmente más altos del Grupo Peralta y la Fm. Ocoa,

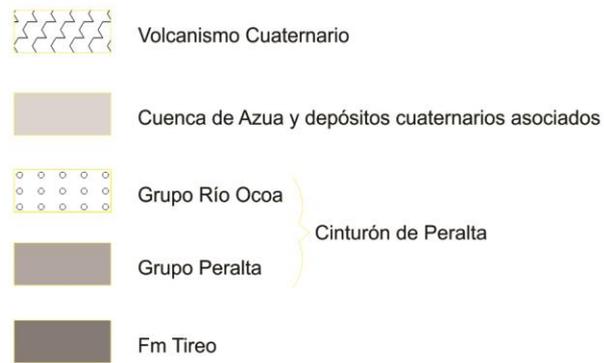
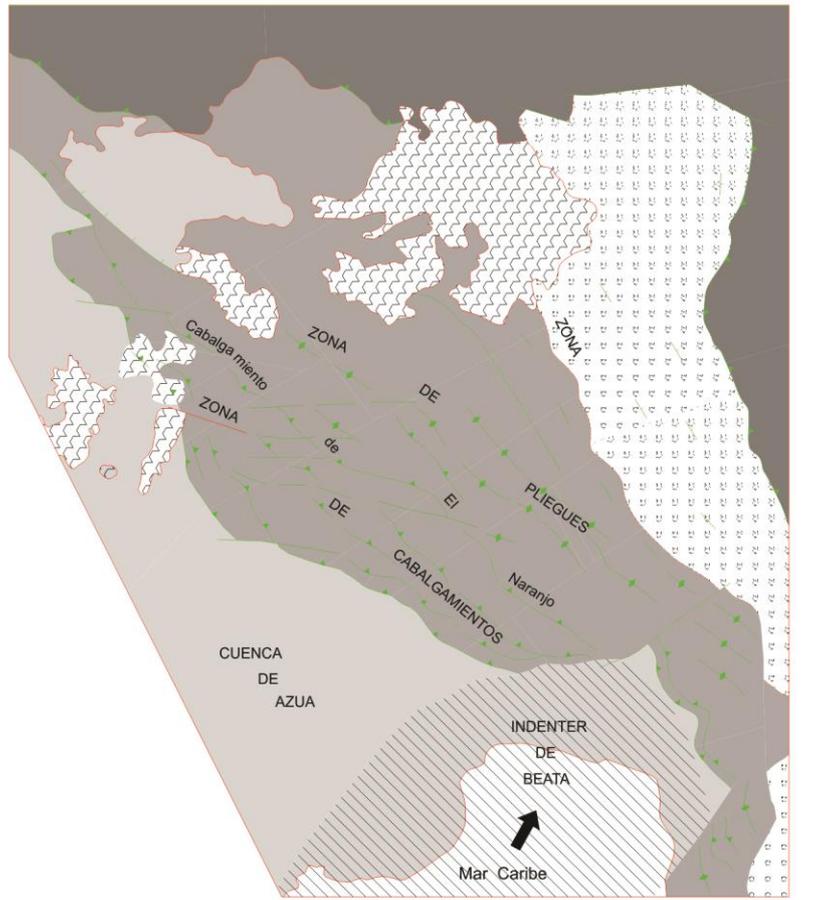


Fig. 3.7. Esquema tectónico del Cinturón de Peralta en el que se delimitan los diferentes dominios descritos en el texto

que en términos generales presentan un buzamiento bastante uniforme hacia el NE. Esta zona monoclinal ocupa el sector nororiental de las Hojas de Azua, San José de Ocoa y Padre Las Casas, así como buena parte de la de Sabana Quéliz.

En cuanto a la descripción de los principales elementos estructurales, éstos son los comunes a los de cualquier cinturón de pliegues y cabalgamientos:

- 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 20km de longitud antes de ser sustituidos lateralmente por pliegues. En la lámina superior, sin embargo, los cabalgamientos rara vez alcanzan 5-6km de longitud. Esta longitud es función de los desplazamientos, de tal forma que los cabalgamientos con mayor desarrollo lateral tienen desplazamientos relativamente importantes en el sentido del transporte tectónico, en algunos casos superiores a 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 cual es la superficie de despegue de los cabalgamientos, aunque por el contraste reológico, muy bien podría ser el contacto entre las Fms. Tireo y Ventura, sin que se descarte que dentro de esta última pueda haber varias superficies de despegue. En el corte regional (Fig.3.6), 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 trasera, el rellano pasa a una rampa que se introduce en el basamento y forma una cuña de la Fm. Tireo que se sitúa sobre la rampa de bloque de muro. En su conjunto, la lámina frontal se pueden 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, tratándose en este caso de un sistema de cabalgamientos ciegos. Estos últimos cabalgamientos se enraízan en el basamento (Fig.3.6), pero también lo podrían hacer en una superficie de despegue que existiera en el contacto entre las Fms. Ventura y Tireo.

- Los pliegues son el otro elemento estructural relevante en el Cinturón, con una obvia relación genética con los cabalgamientos. En términos generales se pueden clasificar como pliegues de propagación de falla (*fault propagation folds*) desarrollados en el frente de un cabalgamiento (*tip point*) como consecuencia del avance de éste. Así lo confirma la común asociación anticlinal-sinclinal, con este último frecuentemente roto por su flanco subvertical o inverso y parcialmente cobijado por el primero. Los ejes son subhorizontales y tanto su dirección, NO-SE, como su vergencia, hacia el SO, son consecuentes con las de los cabalgamientos (Fig.3.6). El plegamiento es concéntrico y está controlado por un mecanismo de *flexural slip* o deslizamiento “capa a capa”, como pone 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 marcada esquistosidad de plano axial producida por un mecanismo de presión-disolución.

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 compresión máxima 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 es coincidente con la de compresión máxima, esto es NE-SO y viene determinada por la regla del “arco y las flechas” junto con otros elementos como las fallas de transferencia del movimiento (*tear faults*) 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, parecen 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 y que puede estar en relación con la rampa oblicua que rompe la continuidad de la lámina frontal al Norte de Las Charcas, en la Hoja de Azua. En el interior del Cinturón se pueden identificar otras posibles rampas laterales/oblicuas de las que quizá la más clara 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” (*corner fold*), 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, ha permitido deducir un acortamiento interno de 10km (38%), cifra a la que hay que sumar un mínimo de 16km correspondientes al desplazamiento del Cinturón sobre la Cuenca de Azua-San Juan.

3.3.2.2. Estructura de la Formación Ocoa

En la región, la Fm. Ocoa forma una pila de sedimentos superior a 4.000m de espesor, cuyo aspecto uniforme y en ocasiones caótico, muy distinto de la configuración multicapa que caracteriza al Grupo Peralta, dificulta el estudio de su estructura interna. No obstante, la presencia de intercalaciones calcáreas y conglomeráticas sirve de marcador cartográfico, y pone de manifiesto una estructura esencialmente monoclinal, con buzamientos de 30-60° hacia el NE, que es prolongación de la observada en los niveles estructuralmente más altos del Grupo Peralta. En el sector suroriental de la Cordillera Central, Heubeck y Mann (1991) describen en esta formación una serie de 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 que, 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 tanto en la Hoja de Azua como en la de San José de Ocoa, observándose cómo los términos basales de la formación inciden hacia el SE sobre términos progresivamente más bajos de la Fm. El Número, formando una acusada cicatriz erosiva que elimina más de 3.000m 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 discrepan de las expuestas por Heubeck y Mann (1991), para quienes 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 el 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 Witschard y Dolan (1990) y Heubeck y Mann (1991). Sin embargo, la mayoría de las estructuras descritas por Witschard y Dolan (1990) 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, con olistolitos incluidos, circunscritas a tramos de espesores decamétricos o hectométricos 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.
- 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.
- 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; 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 olistostrómico y, sobre todo, al entorno de olistolitos de grandes dimensiones. 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, como sugieren tanto el pequeño radio de sus pliegues en relación al gran espesor de conglomerados, como su localización en bandas que desaparecen lateralmente, limitadas a techo y muro por series monoclinales.

3.3.2.3. Relación tectónica-sedimentación y edad de la deformación

De acuerdo con los datos señalados previamente, la deformación de tipo "*stratal disruption*" que aparentemente afectó al 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 Fms. Jura y El 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). Sólomente 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 anteriormente. Por otra parte, estas observaciones cuestionan el funcionamiento del Cinturón de Peralta como un prisma acrecional durante el periodo mencionado.

En el depósito de la Fm Ocoa se han 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 carbonatada pelágica; 3) etapa principal de inestabilidad, con desarrollo máximo de facies clásticas de origen *fan*-deltaico, así como de depósitos olistostrómicos y desorganizadas; y 4) etapa final de estabilidad relativa, con depósito de facies heterolíticas más someras.

En la zona de estudio, la falta de registro estratigráfico por encima de la Fm. Ocoa, impide aquilatar con más precisión la edad de la deformación. La posibilidad de que los conglomerados masivos de la Fm. Ocoa pertenezcan en realidad a la Fm. El Limonal de Heubeck (1988), implicaría que su edad sería más moderna (Oligoceno) que la asignada en el presente trabajo (Eoceno superior). Según Dolan et al. (1991) y Heubeck y Mann (1991), tanto esta formación como 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 el Grupo Ingenio Caei (Mioceno medio) lo fosiliza; estas relaciones estratigráficas sugieren una edad del Mioceno inferior para el funcionamiento de esta estructura (Heubeck y Mann, 1991). El avance del Cinturón de Peralta hacia el SO ha condicionado la estructura de la Cuenca de Azua-San Juan desde, al menos, el Mioceno medio, y su cabalgamiento frontal cobija todas las formaciones de la cuenca, incluyendo a la Fm. Arroyo Seco atribuida al Plioceno-Pleistoceno.

Consecuentemente, la deformación en el Cinturón de Peralta comprende un amplio intervalo temporal 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. El Número, hasta su emplazamiento final sobre el margen septentrional de la Cuenca de Azua en el 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 SO. 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 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 San Juan

La estructura de la Cuenca de Azua-San Juan ha sido objeto de algunos estudios significativos, entre los que destacan los derivados de la exploración de hidrocarburos, recopilados y complementados con aportaciones propias en los trabajos de Norconsult (1983) y Mann y Lawrence (1991). Algunos aspectos de la relación tectónica-sedimentación en esta cuenca y en la de Enriquillo, han sido tratados en los estudios de Cooper (1983), Biju-Duval et al. (1983) y sobre todo de McLaughlin (1989), McLaughlin y Sen Gupta (1991) y McLaughlin et al. (1991), fundamentalmente estratigráficos. Sin embargo, la principal

revisión de la estructura de las cuencas de Azua y Enriquillo se debe al trabajo de Mann et al. (1991c), que ha sido el punto de partida para la elaboración del presente apartado. También tiene un gran interés la posterior tesis de Ramírez (1995), no sólo 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 que, junto con las líneas sísmicas recogidas en el informe de Norconsult (1983), han sido las únicas que han podido ser consultadas durante la realización del presente trabajo.

Se denomina Cuenca de San Juan a la depresión que con dirección NO-SE se dispone entre la Cordillera Central (al NE) y la sierra de Neiba (al SO) prolongándose hacia el Sureste por la denominada Cuenca de Azua, que constituye su enlace con la Cuenca de Enriquillo, que con dirección E-O se extiende hacia el Oeste. Ocupa el sector suroccidental de las Hojas de Padre Las Casas y Yayas de Viajama. Su estructura es relativamente sencilla, a diferencia de la Cuenca de Azua, donde a la tectónica propia de la cuenca como antepaís del Cinturón de Peralta, se superpone, en sus estadios finales, la tectónica relacionada con la colisión del *ridge* de Beata, por un lado, y el funcionamiento de la falla de Enriquillo-Plantain Garden como desgarre sinistral, por otro.

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

3.3.3.1. Estructura general de la cuenca

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

Dentro de esta geometría regional, la Cuenca de San Juan ocupa la posición más noroccidental, estando delimitada al Noreste por el Cinturón de Peralta y al Suroeste por la sierra de Neiba, que la separa de la cuenca de Enriquillo. En la Cuenca de Azua, diversas lomas forman un arco que orla la bahía de Ocoa, cuya génesis está relacionada con la colisión del *ridge* de Beata. Tanto estas elevaciones como las sierras de Martín García y Neiba, corresponden a las estructuras anticlinales de la geometría de “domos y cubetas” y en ellas aflora el conjunto neógeno más antiguo, la Fm. Sombrero. Internamente, la Cuenca de Azua-San Juan también presenta una estructura de plegamiento, con anticlinales y sinclinales de menor rango cartográfico, en ocasiones delimitados por cabalgamientos, que afectan, aunque desigualmente, a toda su serie neógena.

En la Hoja de Padre Las Casas, el territorio correspondiente a la Cuenca de San Juan está ocupado por un sinclinal que con dirección NO-SE se extiende a lo largo de la Hoja de San Juan, con la Fm. Arroyo Seco en su núcleo. Se trata de un sinclinal asimétrico, con buzamientos moderados en su flanco suroccidental y elevados, con tendencia a la verticalización, en el nororiental, como consecuencia del avance del frente del Cinturón de Peralta.

La estructura general de “domos y cubetas” 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. Sombrero en la Cuenca de Azua, las variaciones de facies y espesores de las formaciones suprayacentes, con presencia de frecuentes discontinuidades, así como la tendencia somerizante general de la cuenca, forman un cuadro sintomático de una estrecha relación tectónica-sedimentación. En este sentido, la Cuenca de Azua-San Juan representa la cuenca de antepaís del Cinturón de Peralta, de tal forma que su estructura y relleno han sido controlados, fundamentalmente, por el avance de

la deformación del Cinturón hacia el Suroeste. Sin embargo, este control no es exclusivo del Cinturón de Peralta puesto que en la deformación también interviene la convergencia con el *plateau* oceánico del Caribe, representado por la sierra de Bahoruco. En sectores al Suroeste de la zona de estudio, esta sierra es cabalgante sobre el flanco meridional 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 a la región.

En los perfiles acompañantes a cada Hoja de la zona de estudio, así como en el perfil general de la misma (Fig.3.6), se puede observar la estructura en profundidad. Esta se contempla, en sentido amplio, como una “zona triangular” a gran escala, dentro de la cual la Cuenca de Azua-San Juan está delimitada al Noreste, por el cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta y al Suroeste, por los cabalgamientos de las sierras de Neiba y Martín García. El cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta enraíza a escasa profundidad (1,5 a 2km) en un cabalgamiento basal, que produce un desplazamiento del Cinturón de 10 a 15km sobre la cuenca. Los cabalgamientos de las sierras de Neiba y 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., 1991c). Individualmente, estas sierras recuerdan a las estructuras *pop up*, dentro de una vergencia general del cinturón de pliegues y cabalgamientos hacia el Suroeste. No obstante, el plegamiento de gran radio que caracteriza a dichas sierras y las fuertes anomalías aeromagnéticas asociadas a los núcleos de estas estructuras (CGG, 1997), sugieren 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* del basamento.

En el interior de la cuenca, los pliegues y cabalgamientos tienen una vergencia dominante hacia el Suroeste. Su dirección es cambiante desde la NO-SE del sector noroccidental, a la aproximadamente E-O del extremo suroriental. Esta circunstancia parece impuesta por la proximidad a las estructuras periféricas, es decir, al cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta o a las sierras de Neiba y Martín García, aunque es posible que la confrontación de las directrices señalada pueda significar una cierta estructuración del extremo suroriental de la cuenca, previa al emplazamiento del Cinturón. Los cabalgamientos emergentes, es decir, los que llegan a aflorar en superficie, son escasos, y 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 profundamente 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 la serie estratigráfica existente en el interior de la Cuenca. Entre los cabalgamientos emergentes, cabe destacar los de Los Güiros, la loma del Gobierno, cerro de la Surza y loma de los Chivos, localizados en las Hojas de Yayas de Viajama y Pueblo Viejo.

Los pliegues del interior de la cuenca están genéticamente relacionados con los cabalgamientos y 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 cambio de espesor sedimentario simultáneo a su desarrollo, por lo que también se pueden definir como pliegues de crecimiento (*growth folds*). Dentro de la tendencia general paraconforme de las unidades que rellenan la cuenca, este hecho justifica la presencia local de discordancias, sobre todo en el interior de la Fm. Arroyo Blanco y en el contacto de ésta con la suprayacente Fm. Arroyo Seco.

En el margen oriental de la cuenca, que incluye parte tanto de la Hoja de Azua como de las de Yayas de Viajama y San José de Ocoa, llama la atención el fuerte buzamiento de la serie, generalmente superior a 60° y monoclinal hacia el NE, inmediatamente por debajo del cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta; este cabalgamiento cobija ampliamente a la Fm. Arroyo Seco (Vía), la más moderna de la cuenca, poniendo de manifiesto que el funcionamiento de esta estructura se ha prolongado hasta fechas muy recientes. No obstante, en la Hoja de Padre Las Casas esta formación llegó a depositarse de forma discordante sobre la parte frontal del Cinturón de Peralta, formando una pequeña cuenca sinforme 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 Suroeste sobre el citado frente del Cinturón, simultáneamente a su desarrollo, correspondiendo por tanto a una pequeña cuenca de *piggy back*.

Otros elementos a considerar dentro de la estructura de la Cuenca de Azua-San Juan son las fallas transversales, de dirección NE-SO. Como en el caso del Cinturón de Peralta,

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 de los ríos Las Cuevas y Jura y los arroyos Tábara y Viajama.

El acortamiento estimado en el interior de la cuenca es escaso en comparación con el calculado para el Cinturón de Peralta, cifrado 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), es un promontorio alargado con forma de cuña hacia el Norte, que se dispone en el centro del *plateau* oceánico del Caribe, con una dirección NNE-SSO, transversalmente a los límites meridional de La Española y septentrional de la placa Sudamericana (Mauffret y Leroy, 1997). Según Heubeck y Mann (1991) y Mann et al. (1991c), el *ridge de Beata* funcionó a partir del Plioceno medio como un *indenter* 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, por lo que su influencia es máxima en la Hoja de Azua. Previamente y en contraste con esta interpretación, el *ridge* de Beata se había considerado como un desgarre o falla transformante dextral que acomodaba el movimiento relativo entre una zona 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 y Holcombe, 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 provocaría el desarrollo de los retrocabalgamientos en la bahía de Ocoa o a subducir bajo la isla, originando una actuación de su borde oriental como transformante desde el comienzo de la subducción que dio lugar a la fosa de los Muertos.

Como ya describieran Heubeck y Mann (1991) y Mann et al. (1991c), 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; éstas 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 suroriental del Cinturón de Peralta. 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 (Fig. 3.8).

Los citados anticlinales, 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 fuera así, el arco que dibujan 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. (1991a y c), 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 fallas 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 de la Cuenca de Azua por el Este, de tal forma que al Norte de la bahía de Ocoa, el Cinturón de Peralta cabalga directamente sobre los anticlinales de los Cacheos y loma Vieja, configurando una “zona triangular” (en sentido amplio) prácticamente cerrada. Hay varios indicios que permiten suponer que este cierre se produjo durante el relleno de la cuenca, pero no estrictamente en sus estadios finales como proponen Mann et al. (1991c), y de forma simultánea al emplazamiento del Cinturón de Peralta sobre ella.

- En primer lugar, 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 suroriental del Cinturón fue, al menos en parte, una adaptación durante su avance, a la oposición efectuada por el mismo.
- En segundo lugar, al Norte de Azua, las Fms. Trinchera, Quita Coraza, Arroyo Blanco y Vía aparecen cobijadas bajo el cabalgamiento frontal del Cinturón de Peralta y en contacto por falla con la Fm. Sombrerito en la estructura anticlinal del cerro de los

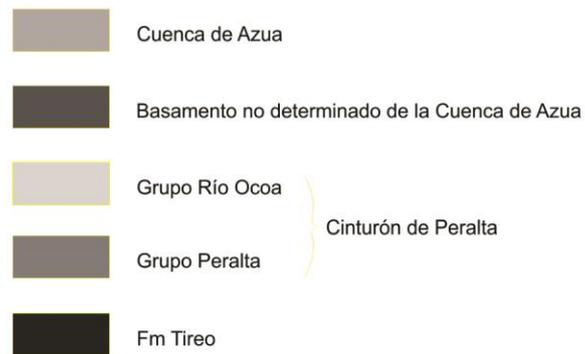
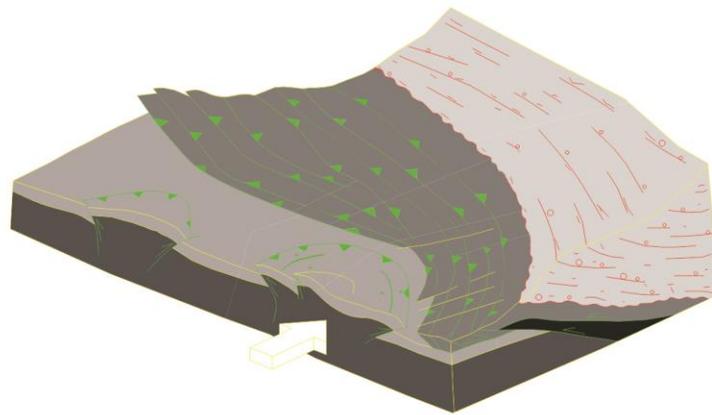


Fig. 3.8. Esquema de rotación de las escamas del Cinturón de Peralta simultáneamente y como consecuencia del desplazamiento hacia el Norte del indenter de Beata

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 el depósito de 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 la loma Vieja (Hoja de Azua), en el que la Fm. Vía aflora 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 al Oeste, indicando un alto paleogeográfico hacia el Este. Todos estos datos parecen indicar que el funcionamiento del *indenter* debió comenzar antes del Plioceno medio, siendo muy probablemente activo ya en el Mioceno.

Los efectos de la colisión del *ridge* de Beata rebasan ampliamente el ámbito de la bahía de Ocoa. Mann et al. (1991c) asocian el volcanismo cuaternario de la región a este proceso, aunque esta asociación se hace con reservas puesto que el citado volcanismo no se encuentra estrictamente alineado con la zona de influencia del *indenter*, sino que tiene un desplazamiento de 20 a 40 km al Oeste con respecto a ella. No obstante, la distribución del volcanismo 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, Arroyo Caña, Sabana Quéliz, 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. Las fallas tienen gran continuidad, con longitudes que superan 20km, y un espaciado de 1 a 2km. 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

Los estudios sedimentológicos realizados en el presente trabajo han puesto de manifiesto que las facies sedimentarias de las unidades que rellenan el sector oriental de la Cuenca de Azua-San Juan son, en términos generales, un tanto más someras que las señaladas por McLaughlin et al. (1991). Así, en la Fm. Sombrerito se han reconocido carbonatos de

ambientes someros que contrastan con la afinidad pelágica señalada en áreas más occidentales; igualmente, en la Fm. Trinchera se han identificado ambientes deltaicos frente a las turbiditas de abanicos profundos existentes hacia el Oeste. Mayor uniformidad parece existir en la interpretación de los materiales más recientes, proponiéndose en todos los casos un origen deltaico para la Fm. Arroyo Blanco y aluvial para la Fm. Arroyo Seco.

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

A partir del Mioceno medio o superior, según las zonas, comenzó una sedimentación de tipo turbidítico en la Cuenca de San Juan, aunque probablemente de carácter menos profundo que el propuesto por McLaughlin et al. (1991). En la Hoja de Azua, las turbiditas de la Fm. Trinchera parecen corresponder a medios prodeltaicos más que a abanicos submarinos profundos, evolucionando con el paso del tiempo a contextos deltaicos someros. En base a los conocimientos regionales existentes, parece evidente que el área fuente estaría constituido por la Cordillera Central, y que los aparatos sedimentarios se canalizarían a favor de un corredor aproximadamente paralelo al frente del Cinturón de Peralta, limitado al Suroeste por un relieve positivo, muy posiblemente la incipiente sierra de Neiba (Mann et al., 1991); con esta configuración, las facies serían progresivamente más distales hacia el Sureste, con lo que la aparición de facies más someras en el entorno de la bahía de Ocoa indican la presencia en esa zona de un alto paleogeográfico, posiblemente relacionado con el comienzo de la aproximación 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 sobre los anteriores, completando el relleno de la cuenca bajo un régimen completamente continental. Durante este último periodo, (y muy probablemente también antes), la colisión del *ridge* de Beata era plenamente efectiva, configurando un alto estructural sobre el que, aparentemente, nunca se llegó a depositar la Fm. Arroyo Blanco, en tanto que la Fm. Arroyo Seco lo hizo de forma muy adelgazada, tal como ocurriría con la Fm. Trinchera.

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

3.3.4. La tectónica de desgarres del Mioceno superior-Actualidad

La tectónica de desgarres tiene como principales elementos las fallas Septentrional y de Enriquillo-Plantain Garden que, en sectores occidentales de la región, forman los límites de la fosa del Caimán, desde donde penetran en la isla e individualizan la microplaca de Gonave (Fig.3.9). Según Mann et al. (1995) y Dolan y Mann (1998), esta microplaca está, desde el Mioceno medio, en un proceso de escisión de la placa Caribeña y de acreción a la placa Norteamericana por cizallamiento a favor de ellas. La apertura del surco del Caimán se inició a partir del Eoceno medio, en un contexto transtensivo, como consecuencia de la prolongada convergencia oblicua entre la plataforma de las Bahamas y el Gran Arco de Islas del Caribe. Este proceso culminó a partir del Mioceno superior, en un contexto transpresivo para todo el conjunto de la isla, generalizándose dentro de ella la tectónica de desgarres, una vez que todos los elementos integrantes de la misma estuvieran soldados.

Los últimos estudios sobre el contexto neotectónico de la isla, han determinado el movimiento relativo de la placa del Caribe hacia el Este en relación a las placas Norte y Sudamericana (Dolan y Mann, 1998). Este movimiento relativo es acomodado, en el margen septentrional de la isla, por el cabalgamiento frontal de la fosa de Puerto Rico (*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.3.10). 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.3.11). En el presente trabajo se especula con la posibilidad de que esta terminación produzca una tectónica localizada, aparentemente sobrepuesta a todas las demás, que controla el depósito de las formaciones cuaternarias más recientes.

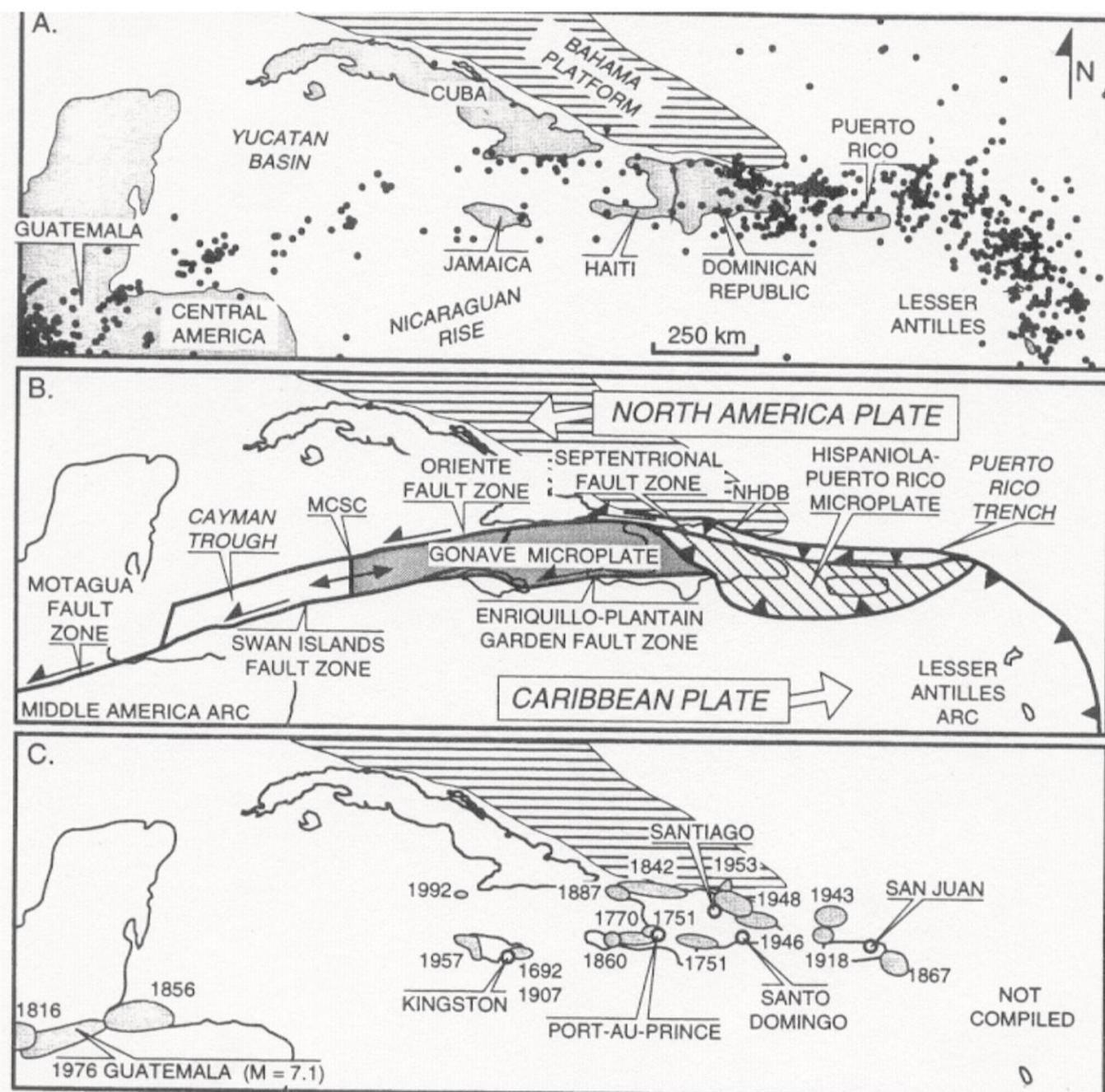


Fig. 3.9. (A) Sismicidad (1963-1992, $M > 4,5$; fuente: Comisión Sísmica Internacional) asociada al límite entre las placas Norteamericana y Caribeña. (B) Mapa tectónico (modificado de Mann et al 1995) del sector septentrional de la región del Caribe mostrando las microplacas, las principales zonas de desgarre y los sentidos de movimiento de las placas Norteamericana y Caribeña; MCSC= Centro de expansión (C) Lugares y fechas donde se sintieron los principales terremotos históricos de la región del Caribe. Figura tomada de Mann et al (1998)

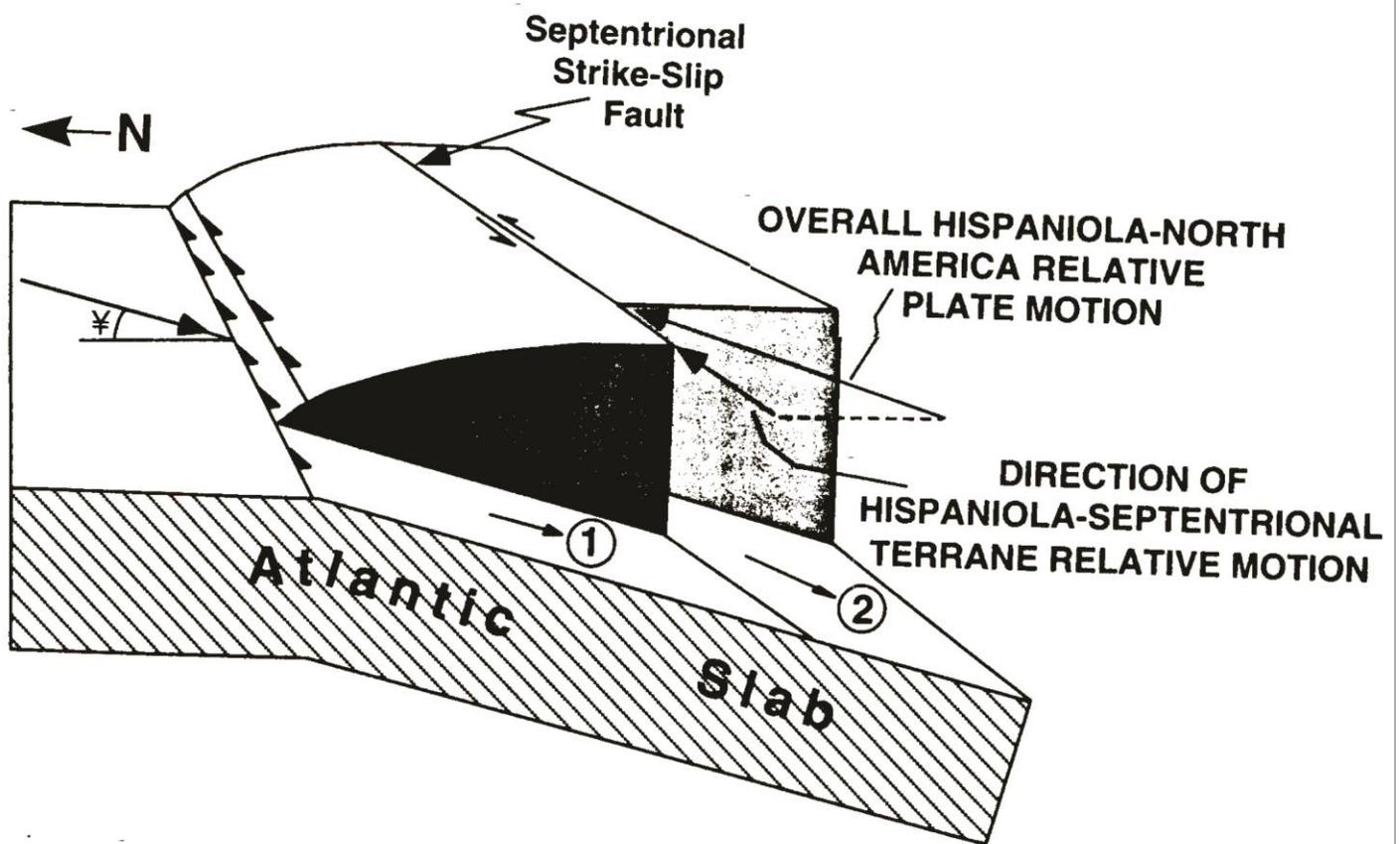


Figure 4. Schematic of the proposed

Fig. 3.10. Bloque diagrama esquemático propuesto en Dolan y Mann (1998) para explicar las relaciones de movimiento de desgarres sinestrales y cabalgamientos paralelos dentro de un contexto de convergencia oblicua distribuida en el límite septentrional de la placa Caribeña

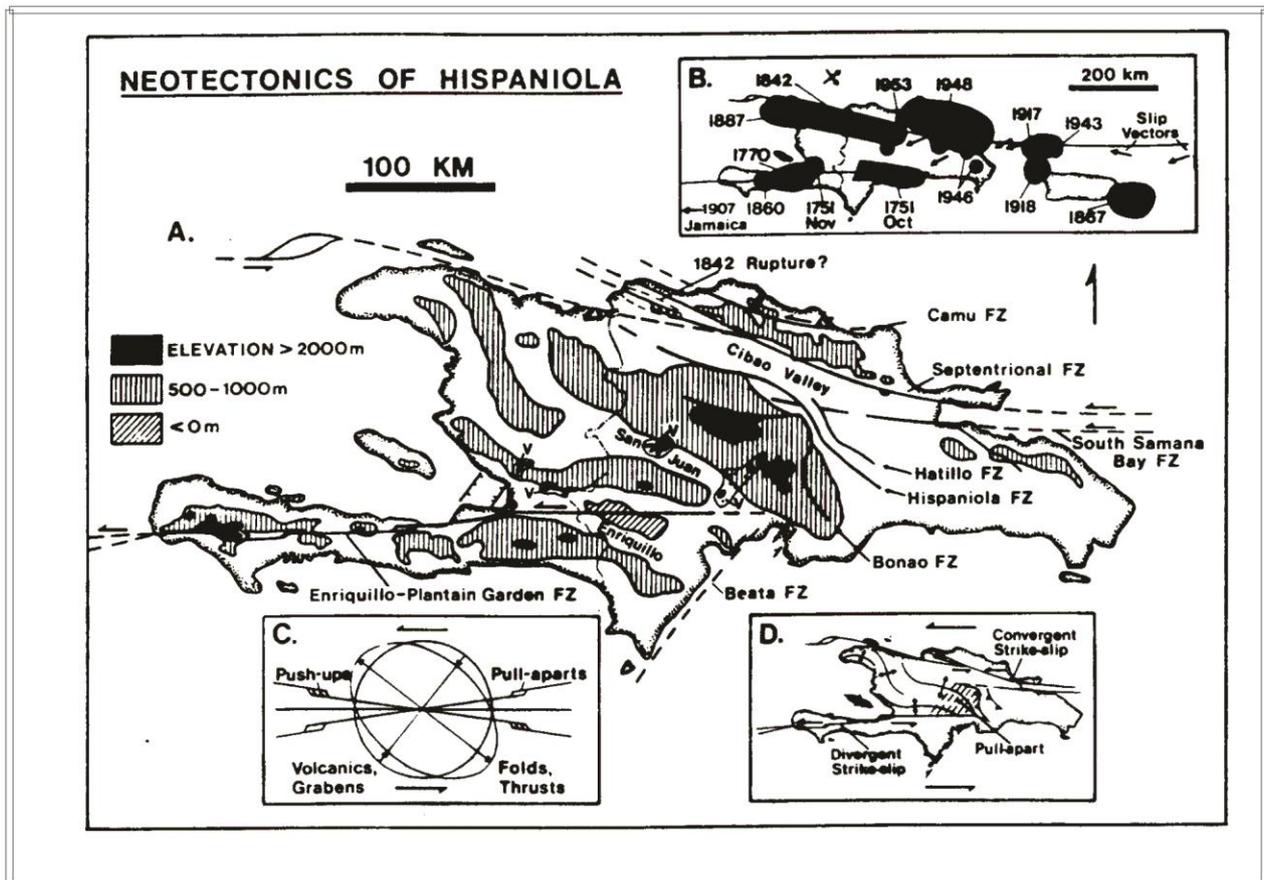


Fig. 3.11. Resumen de estructuras neotectónicas de La Española (con funcionamiento desde el Eoceno) y su relación con la sismicidad histórica según Mann et al (1984). (A) Topografía, fallas recientes y centros volcánicos recientes. (B) Sismicidad histórica. (C) Elipse de deformación mostrando el desarrollo previsible de estructuras en un límite de placas con movimiento sinistral y un movimiento entre placas E-O. (D) Mapa esquemático de las principales estructuras producidas desde el Mioceno como consecuencia del movimiento relativo de las placas Caribeña y Norteamericana

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: fallas de dirección ONO-ESE a OSO-ENE, entre las que la dirección media E-O es predominante; y 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 grandes rasgos, estas fallas siguen las mismas pautas que las fallas Septentrional y de Enriquillo-Plantain Garden, pudiendo definirse en términos generales como desgarres sinestrales. Más en detalle, y siguiendo la interpretación de Mann et al. (1985), las de dirección E-O corresponden a fallas sinestrales en sentido estricto mientras que las ONO-ESE, subparalelas a la falla Septentrional, pueden tener cierta componente inversa, y las OSO-ENE, subparalelas a la falla de Enriquillo-Plantain Garden, cierta componente normal. Por otro lado, en términos del modelo *Riedel* de fracturación, 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.3.11). 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, 1999), indicando una zonación 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 en el sector nororiental de la zona de estudio, concretamente en el cuadrante 1:100.000 de Bonaó, 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 inversa o sinistral inversa durante la transpresión de finales del Neógeno (Mann et al., 1984). Siguiendo esta interpretación, Mann et al. (1991b) 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, con frecuencia 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. La presencia de estas fallas se observa bien, tanto en foto aérea como en el 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 región del Llano de Azua. Esta estructura 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, hasta el punto de que muy probablemente sigan activas en la actualidad.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. Descripción fisiográfica

La Hoja de Padre Las Casas (6072-III) se sitúa en la vertiente suroccidental de la Cordillera Central, en su confluencia con el valle de San Juan. La orientación generalizada de los elementos fisiográficos de ambos dominios conforme a las directrices NO-SE es manifiesta en líneas generales, si bien la sobreimposición de los materiales detríticos de la Cuenca de Guayabal y del episodio volcánico cuaternario sobre la estructura del sustrato cretácico-terciario enmascara dicha orientación en algunos sectores.

La altitud media desciende de forma acusada en sentido NE-SO. De este modo, las cotas más altas se encuentran en el extremo nororiental de la Hoja donde sobresalen las elevaciones del alto de Pinar Parejo (2.137m) y la loma de los Siete Pozos (2.022m); la influencia del volcanismo cuaternario en la construcción del relieve es evidente al observar, entre otras, las cumbres de Peynado (2.024m) y del cerro el Cocuyo (1.905m) en el extremo oriental de la Hoja, así como la loma de Los Piquitos (1.760m) en el sector de Monte Bonito. Las cotas mínimas, inferiores a los 400m, se registran en el extremo suroccidental, en el valle del arroyo Salado y de los ríos Grande y Las Cuevas.

El clima general imperante es tropical, con temperaturas medias veraniegas en torno a los 24°C e invernales cercanas a 20°C, aumentando los registros de forma ostensible (a más de 26°C y 22°C, respectivamente) en el sector meridional, donde la media de temperaturas máximas anuales supera los 30°C y la de las mínimas, los 18°C. Por el contrario, hacia el Noreste se aprecia una disminución térmica, típica de zonas de alta montaña, observándose además allí los máximos pluviométricos, de forma que únicamente se superan los 1.000mm en los extremos septentrional y oriental de la Hoja. El promedio de días de lluvia anual es superior a 100.

La red hidrográfica pertenece en su totalidad a la cuenca del río Yaque del Sur, que desagua en la bahía de Neiba. Se articula a partir de las dos vías fluviales más importantes, los ríos Grande y Las Cuevas, y afluentes principales, los arroyos Guarico y Guayabal,

respectivamente. En el sector suroccidental es preciso destacar el arroyo Salado, que constituye un curso independiente de los dos anteriores.

La distribución de la red de drenaje, y en consecuencia la de los principales elementos orográficos lineales (grandes aristas e interfluvios), sigue en términos generales las directrices de la cadena (NO-SE), rasgo que no resulta evidente en la totalidad de la Hoja por las razones señaladas anteriormente.

4.2. Análisis morfológico

El análisis del relieve puede enfocarse considerándolo como una consecuencia de la naturaleza y estructura del sustrato, o bien teniendo en cuenta las características y los efectos de los procesos exógenos sobre dicho sustrato; ambos enfoques se complementan, conociéndose respectivamente como estudio morfoestructural y estudio del modelado.

4.2.1. Estudio morfoestructural

La naturaleza del sustrato ejerce una influencia evidente sobre la configuración del relieve, de modo que en la Hoja de Padre Las Casas se distinguen dos grandes unidades del paisaje íntimamente ligadas a la litología y estructura de aquél; estas dos grandes unidades son la Cordillera Central y el valle de San Juan.

A grandes rasgos, el sustrato geológico de la Cordillera Central está constituido por una serie de rocas sedimentarias del Eoceno (Cinturón de Peralta) y, en menor medida, volcano-sedimentarias del Cretácico superior (Fm. Tireo), series características del flanco suroccidental de la Cordillera Central. El relieve en este dominio se estructura, a grandes rasgos, conforme a la dirección NO-SE generalizada en la cadena, siendo más accidentado en el sector oriental debido tanto a la mayor representación de los niveles calcáreos de la Fm. Jura, como a los efectos del volcanismo cuaternario de la provincia volcánica de Constanza-Yayas de Viajama. Sus principales manifestaciones se localizan en los sectores de Monte Bonito, cerro Cocuyo y loma de Peinado, donde destacan una serie de centros de emisión, que conservan en muchos casos una morfología cónica muy abrupta. Por otra parte, estas manifestaciones volcánicas ocultan en cierto modo la estructuración del sustrato al que se superponen, propiciando una distribución más desordenada de la red, que tiende a disponerse de forma radial a partir de los focos efusivos principales.

Por su parte, el sustrato del valle de San Juan, coincidente con la cuenca del mismo nombre, está integrado por una serie sedimentaria neógena, cuyos términos más modernos encuentran equivalente en la cuenca intramontañosa de Guayabal, donde se apoyan directamente sobre la serie eocena. La porción del valle incluida en la Hoja se caracteriza por sus relieves suaves y alomados, al menos en contraste con los de la Cordillera Central, que desciende suavemente hacia el SO desde cotas de 600m hasta cerca de 300m. Los términos más competentes de la serie, conforman crestas y escarpes de dirección general NO-SE, subparalela al margen de la cuenca.

La cuenca de Guayabal es una cuenca intramontañosa de unos 90km² rellena por materiales aluviales pliocuaternarios, deformados en las zonas más bajas y dispuestos horizontalmente por encima. La eficacia del modelado más reciente ha ocasionado que en el paisaje no aparezca como una depresión morfológica, sino más bien como una plataforma que supera los 1.000m de altitud profundamente disectada; este hecho es especialmente patente en los valles de los ríos Grande y Las Cuevas, cuya red subsidiaria además, adopta un marcado patrón dendrítico en este sector.

Además de las relacionadas con el volcanismo, son muy abundantes las formas de origen endógeno, entre las que las estructurales juegan un papel destacado en el relieve, especialmente en la articulación de la red hidrográfica.

4.2.1.1. Formas estructurales

Las formas estructurales más abundantes 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., 1991b). Se distinguen tres familias principales de fracturas de acuerdo con las siguientes direcciones: 1) NNO-SSE a N-S, 2) ONO-ESE a NO-SE y 3) ENE-OSO a E-O. Se evidencian morfológicamente por el trazado rectilíneo de algunos cursos hidrográficos, fenómeno muy acusado en el río Las Cuevas, y localmente por cambios de pendiente en las laderas. Con frecuencia no se observa fotogeológicamente el trazado de las fallas debido al recubrimiento por depósitos fluviales en los fondos de valle, pero el recorrido rectilíneo de éstos evidencia la existencia de un accidente estructural, habiéndose diferenciado como fallas supuestas. En el sector de Las Lagunas se conserva un pequeño *graben*, superior a 1km² de extensión, limitado a ambos lados por fallas con indicación de hundimiento que

siguen un trazado NNE-SSE; no obstante, este *graben* es difícilmente reconocible en el paisaje por la acción erosiva del río Las Cuevas y el arroyo Guarico en sus bordes meridional y septentrional, respectivamente.

Las aristas son formas relativamente frecuentes en el sector meridional de la Hoja. Constituyen crestas más o menos continuas que coinciden con la dirección de capa de algunos niveles competentes de la serie neógena del valle de San Juan o de la Fm Jura. En algunos casos análogos, la expresión morfológica es menor y se forman pequeños resaltes diferenciables como trazas de capas.

4.2.1.2. Formas volcánicas

Las manifestaciones volcánicas existentes en la Hoja de Padre Las Casas ocupan buena parte de su mitad suroriental y están relacionadas con la denominada región volcánica de Constanza-Yayas de Viajama. La distribución de los afloramientos de rocas volcánicas en la región y las dataciones radiométricas realizadas (2.7-0.5 m.a.) parecen señalar que el volcanismo 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: Yayas de Viajama-Padre Las Casas, al SO, y Valle Nuevo, al NE, ambas representadas en la Hoja.

Las formas más destacadas corresponden a los centros de emisión que se distinguen morfológicamente como relieves destacados, con frecuentes formas cónicas muy pronunciadas, a partir de los cuales parten radialmente las coladas. En éstas se preservan desarrollos longitudinales de hasta 10km y se deducen las líneas de flujo a partir de su posición respecto al punto de emisión. Localmente se preservan formas atribuibles a calderas, si bien se encuentran bastante desmanteladas, en cuyo caso se han considerado calderas supuestas.

La mayoría de la manifestaciones volcánicas en la Hoja pertenecen a la provincia de Las Yayas de Viajama-Padre Las Casas, distinguiéndose tres afloramientos principales. Dos de ellos, localizados en los extremos meridional y suroriental, corresponden principalmente a rocas de naturaleza basáltica y presentan focos de emisión abundantes y bien diferenciados en el relieve (cerros El Cocuyo y Bohucal, entre otros) de los que parten coladas de alta fluidez dirigidas en su mayor parte hacia el NO. El otro afloramiento mayor constituye los

destacados relieves del sector de Monte Bonito, donde predominan los materiales de carácter traquiandesítico, allí, las formas están bastante degradadas, si bien se preservan algunos centros de emisión muy llamativos (cerro de los Higos y los Patios de Dios). Por el contrario, en el ámbito de la loma de Los Piquitos, se distingue una posible caldera, muy extensa y desmantelada, a partir de la cual fluyeron hacia el ONO, coladas de moderada viscosidad.

En la franja central de la Hoja y principalmente a lo largo del valle del río las Cuevas, se reconocen numerosos afloramientos pequeños diseminados, de rocas de carácter andesítico predominante, que representan las manifestaciones más nororientales de la provincia de Yayas de Viajama-Padre Las Casas. Corresponden esencialmente a centros de emisión (loma del Yayalito, El Mogote, cerro de los Corsinos). y coladas de viscosidad moderada de escasa extensión (cerro de la Colmena). Aunque predominan los depósitos de coladas, son relativamente frecuentes los productos de nube ardiente.

Por su parte, las manifestaciones volcánicas correspondientes a la provincia de Valle Nuevo se limitan al sector nororiental de la Hoja y forman parte del extenso y potente episodio traquiandesítico de aquélla. La mayoría de los centros de emisión se encuentran localizados en la Hoja de Sabana Quéliz, de modo que aquí sólo se han distinguido dos puntos emisores, destacando por su espectacularidad el denominado Peynado, con su morfología cónica muy marcada y sus más de 700m de altitud con respecto al arroyo de Guayabal. Los depósitos más extendidos corresponden a potentes coladas de viscosidad moderada que presentan líneas de flujo dirigidas predominantemente hacia el Oeste, alcanzando recorridos superiores a 10km; no es rara la aparición de productos piroclásticos bajo las coladas. Se cuenta con una única datación de este episodio por el método de K/Ar (Vespucci, 1986) que indica, de forma poco precisa, una edad inferior a 1 m.a.

4.2.2. Estudio del modelado

La acción de los procesos externos genera formas erosivas y de acumulación, cuya descripción debe abordarse en función de su génesis. En el caso de los depósitos, su caracterización ha de tener en cuenta sus principales rasgos geométricos y litológicos.

4.2.2.1. Formas de ladera y remoción en masa

Los depósitos desarrollados en las laderas corresponden a deslizamientos y coluviones.

Los deslizamientos se distribuyen de forma dispersa por la Hoja y aparecen principalmente en las laderas bajas de algunos valles importantes. Constituyen formas de dimensiones moderadas con extensión deca a hectométrica y su espesor oscila entre escasos metros y varias decenas de metros. Normalmente se generan en terrenos de pendientes elevadas y con alta proporción de términos lutíticos. En consecuencia están representados litológicamente por depósitos arcillosos que engloban cantos y bloques de diversa naturaleza, lo que facilita una notable rapidez de desplazamiento. Corresponden por lo tanto a deslizamientos por gravedad y sus límites resultan de fácil definición, reconociéndose en muchos casos la cicatriz de deslizamiento correspondiente. Al Sur de Las Lagunas se encuentra la concentración de deslizamientos más destacada en la Hoja, movilizándose materiales de la Fm. Arroyo Seco cuya inestabilidad está motivada probablemente, además de por las elevadas pendientes, por las deficiencias en el drenaje registradas en el sector de Las Lagunas. En numerosos casos poseen dimensiones mucho menores, correspondiendo a deslizamientos puntuales sin posibilidad de expresión cartográfica a la escala de trabajo.

Los coluviones son poco abundantes y se encuentran de forma dispersa y aislada. Normalmente aparecen en las laderas medias y bajas de los valles de los cursos principales y red subsidiaria. Poseen una extensión hectométrica y su potencia es del orden de varios metros, desarrollándose en pendientes medias a pronunciadas. La litología depende de los relieves circundantes, consistiendo generalmente en lutitas con bloques y cantos de rocas volcánicas, calizas y areniscas. Constituyen depósitos de baja organización debido a su escaso transporte.

Los cambios bruscos de pendiente se han diferenciado de forma puntual en la parte suroccidental de la Hoja, donde presentan una orientación ONO-ESE. Son de origen claramente estructural, pudiendo estar en relación con fallas de actividad reciente o deberse simplemente a contrastes litológicos.

4.2.2.2. Formas fluviales

Dentro de este grupo se han reconocido fondos de valle, terrazas y conos de deyección. Litológicamente son todos muy semejantes, correspondiendo a gravas, arenas y, en menor proporción, lutitas. La litología de los clastos depende directamente de la naturaleza del sustrato en las cabeceras y relieves circundantes. De este modo, en la cuenca del río Grande predominan los cantos de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias de la Fm. Tireo,

así como de tonalitas intruidas en ésta, en tanto que en la del río Las Cuevas coexisten los de calizas y areniscas del Gr. Peralta y la Fm. Ocoa con los de rocas volcánicas cuaternarias; por otra parte, en la cuenca del arroyo Salado, buena parte de los elementos clásticos proceden directamente de las formaciones neógenas.

A excepción de los conos de deyección, que muestran una organización menor que el resto de materiales fluviales, los depósitos clásticos presentan gradación positiva grosera, estratificación cruzada e imbricación de cantos y, en ocasiones, bases canalizadas y cicatrices erosivas internas. Los diámetros de los clastos son bastante variables, oscilando generalmente entre 5 y 25cm; el grado de rodamiento es alto-muy alto en general y medio en el caso de los conos de deyección.

Los fondos de valle constituyen los depósitos que presentan una relación más directa con los cauces actuales. Los principales afloramientos se concentran en los valles de los ríos Grande y Las Cuevas, así como en el arroyo Guayabal. En otros cursos menores muestran una mayor irregularidad, con tramos que no han podido diferenciarse por sus reducidas dimensiones. Litológicamente, los depósitos están formados por gravas con frecuentes bloques de dimensiones métricas y por arenas; el diámetro de los cantos oscila por lo general entre 5 y 25cm, en tanto que el espesor de los depósitos está comprendido entre 1 y 5m.

Las terrazas se reconocen principalmente en los valles de los ríos Grande y Las Cuevas, así como en el arroyo Salado, donde poseen un desarrollo destacable; con menor representación se han reconocido en los arroyos Ocoa, La Savila y Guarico. Litológicamente están constituidas por gravas y arenas, con cantos muy redondeados de naturaleza y tamaño variable, así como arenas de composición arcósica y litarenítica. 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 han hallado buenos cortes, estimándose una potencia variable, inferior en cualquier caso a 10m. 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 +1-3m sobre el curso actual, y terrazas medias-altas, que incluyen todas aquellas que se encuentran colgadas respecto a los cauces, alcanzando cotas relativas que pueden superar +40m.

Los conos de deyección son bastante frecuentes en la Hoja, concentrándose en la salida de numerosos arroyos a los valles de los ríos Las Cuevas y Grande, así como en el ámbito de Los Pozos. Normalmente constituyen formas de reducida extensión, (decamétrica-hectométrica) aunque en algunos casos presentan un mayor desarrollo, en ocasiones debido a la coalescencia de varios aparatos. 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 ocasionalmente gradación clástica muy grosera e imbricación incipiente de cantos; su potencia oscila entre 5 y 20m. Se han distinguido dos generaciones de conos en función de su posición con respecto a la red fluvial actual: conos de deyección modernos, directamente relacionados con la dinámica fluvial actual, y conos de deyección antiguos, en los casos en que aparecen colgados con respecto a la red actual.

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 y genera laderas muy pronunciadas con predominio de pendientes superiores al 30%, produciendo encajamientos espectaculares, en muchos casos del orden de varios cientos de metros. La red es de tipo dendrítico y muestra una cierta estructuración sobre materiales de origen sedimentario. Sobre sustratos formados por rocas volcánicas se establece una disposición del drenaje de tendencia más radial. Los interfluvios presentan formas consecuentes con el comportamiento de la red, correspondiendo en su mayor parte a aristas, más pronunciadas y estrechas cuanto mayor es el grado de incisión. Buena parte de los cauces muestran escarpes importantes en sus márgenes, denotando la celeridad de los procesos de encajamiento.

Los fenómenos de arroyada en regueros o sin cauce definido son muy poco frecuentes y reflejan fases iniciales de incisión de la red. En cuanto a los procesos de erosión lateral del cauce, se registran en los tramos donde los ríos principales muestran una configuración de elevada sinuosidad, en los que a veces se observan meandros abandonados, concentrándose sobre sustratos formados por rocas lutíticas. Constituyen un fenómeno bastante frecuente en los ríos Grande y Las Cuevas.

Las cabeceras de cárcavas se encuentran principalmente en las partes altas de laderas con pendientes pronunciadas y se desarrollan sobre litologías margosas, predominantemente de la Fm. Ventura.

En las partes más bajas de los cursos, especialmente en el río Las Cuevas, se desarrollan fondos de valle bastante amplios, producto de la articulación de una red trezada de canales, con numerosos brazos inactivos en periodos de aguas bajas.

Finalmente, se han reconocido algunos saltos de agua que aparecen en zonas donde se registran desniveles importantes, principalmente en los sectores septentrional y oriental.

4.2.2.3. Formas poligénicas

Las formas de acumulación de origen poligénico están representadas por glacis, desarrollados de forma dispersa en la parte central de la Hoja; presentan sus mejores afloramientos en la vertiente septentrional del valle del río Las Cuevas. Son de reducida extensión aunque en ocasiones registran un desarrollo longitudinal, subparalelo al cauce, de 2-3km; forman pequeños rellanos elevados entre 10 y 80m sobre los cursos actuales. Litológicamente, muestran un marcado predominio de gravas, cuya naturaleza varía en función del área fuente. Los cantos presentan un grado de rodamiento medio a alto y su tamaño es muy variable, alcanzando con frecuencia dimensiones métricas, si bien disminuye notablemente con la distancia a los relieves. Los términos arenosos constituyen una litología minoritaria y poseen una composición litarenítica. Los fangos pueden alcanzar proporciones destacadas; forman parte de la matriz de los depósitos clásticos o alternan con ellos, constituyendo capas fangosas de tonos rojos y ocreos con algunos cantos dispersos. Los niveles clásticos poseen organización incipiente, evidenciada por gradación grosera y la aparición eventual de estructuras sedimentarias de origen trectivo, consistentes en imbricación de cantos y bases erosivas. La potencia de los depósitos es bastante discreta y raramente supera los 10m.

Una de las formas no deposicionales más comunes en la región corresponde a las superficies de erosión, si bien en la Hoja no alcanzan una entidad destacable. Las superficies más altas están muy desmanteladas y se conservan únicamente en las líneas de cumbres del extremo nororiental, sentido en el que continúan hacia la Hoja de Constanza; se reconocen como rellanos estrechos desarrollados a 1.600 y 1.900m de altitud. Al Suroeste aparece otra superficie semejante más baja (1.000m), preservada en una de las principales aristas, en tanto que en las inmediaciones de Palomino se distingue la superficie de erosión más baja, desarrollada alrededor de la cota de 500m y que abarca un área próxima a 1.5 km².

Los inselbergs constituyen una forma de erosión de origen poligénico bastante frecuente y característica en la región, aunque en la Hoja únicamente se ha reconocido un ejemplo situado en su vértice nororiental. Corresponden a cerros aislados de formas cónicas o subpiramidales que destacan como relieves relictos en las aristas principales.

Las grandes aristas se distinguen en la mitad septentrional de la Hoja como crestas de mayor continuidad, a favor de las cuales se desarrollan normalmente las principales líneas de cumbres. Llama la atención en el sector suroccidental la presencia del cerro de Los Pozos como un cerro cónico aislado entre los relieves característicos de la zona.

4.2.2.4. Formas lacustres-endorreicas

Corresponden a fondos endorreicos, que se encuentran asociados en ocasiones con los relieves volcánicos. No es este el caso de los fenómenos de endorreísmo de Las Lagunas, cuyo origen parece ligado a causas estructurales. En cualquier caso, los depósitos se acumulan en el fondo de las depresiones y están constituidos por arcillas y limos grises de tono oscuro, derivado de su notable contenido en materia orgánica. No se observa su potencia, si bien debe ser de escasos metros.

Los fondos endorreicos ligados al volcanismo se concentran principalmente en el entorno de la loma los Piquitos. Se distinguen como pequeñas depresiones de extensión hectométrica y decamétrica, aisladas de la red de drenaje por la propia creación de relieves volcánicos o por el hundimiento del edificio.

En el sector de Las Lagunas se reconoce alrededor de media docena de depresiones (lagunas de Salvador, Castilla, Clara...) instaladas sobre materiales de la Fm. Arroyo Seco. Son de dimensiones pequeñas a moderadas, presentando una longitud comprendida entre 50 y 500m. Se originan por deficiencias en el drenaje derivadas de una red muy difusa, cuya génesis parece obedecer a causas estructurales, puesto que la zona conforma un pequeño *graben* limitado por fallas de dirección NNE-SSE cuya reciente actividad subsidente puede haber interferido en la incisión normal de la red y haber propiciado en consecuencia el desarrollo de zona encharcadas.

4.2.2.5. Formas kársticas

Las formas de origen cárstico corresponden a dolinas y depósitos de relleno de las mismas, careciendo de relevancia en el ámbito de la Hoja.

Las dolinas se desarrollan exclusivamente en los parajes de Gajo del Caballo y Gajo de Cabrera. Se instalan sobre calizas de la Fm. Jura y presentan formas elípticas. Constituyen depresiones muy poco pronunciadas, de escasa profundidad y fondo plano que se encuentran disectadas por la red fluvial. Sus depósitos alcanzan una entidad destacable, correspondiendo a arcillas de descalcificación de las calizas eocenas, caracterizándose por su tono rojizo-vinoso muy vivo. Su espesor se desconoce debido a las limitaciones de observación, si bien debe ser de orden métrico.

4.3. Evolución dinámica

A escala regional, puede considerarse que la configuración del relieve actual se inicia en el Neógeno, durante el cual la isla adquirió una configuración paleogeográfica semejante a la observable hoy día, habiéndose mantenido activos los procesos que influyen en la creación y modelado del relieve desde entonces.

En relación con la creación del relieve hay que destacar la importancia de la estructuración del sustrato, puesta de manifiesto en los sectores constituidos por series sedimentarias, donde los principales elementos fisiográficos siguen, a grandes rasgos, las directrices generales de la Cordillera Central. Por el contrario, en los sectores surorientales en los que el relieve está condicionado por la actividad volcánica cuaternaria, se aprecia una estructuración menos evidente y de características morfológicas particulares.

La actividad volcánica moderna se ha desarrollado a lo largo del Pleistoceno, pudiendo diferenciarse dos episodios efusivos principales en la Hoja. El primero se relaciona con la provincia volcánica de Yayas de Viajama-Padre Las Casas, caracterizándose por la emisión de basaltos, andesitas y traquiandesitas. El segundo episodio, de carácter traquiandesítico, es el de mayor envergadura de la provincia de Valle Nuevo, registrándose en el sector nororiental de la Hoja. Esta actividad volcánica, originó una destacada reactivación del relieve, desencadenante a su vez de una acusada incisión de la red de drenaje, con una disposición radial a partir de los focos principales de emisión.

Los procesos de mayor incidencia sobre el modelado derivan directamente del establecimiento de la red de drenaje. La permanente tendencia de la isla a su elevación, unida al régimen torrencial de lluvias bajo un clima tropical, han propiciado 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, saltos de agua y escarpes en los márgenes de los cursos. Las formas fluviales de acumulación son menos abundantes en las zonas de cabecera, pero alcanzan gran desarrollo en el curso medio-bajo de los principales ríos, Grande y Las Cuevas.

Las terrazas altas y medias se encuentran muy desmanteladas y apareciendo hasta 40m sobre el cauce. Las terrazas bajas se disponen a cotas relativas de +1-3m, y los fondos de valle representan los depósitos ligados a la actual dinámica fluvial. En este sentido, hay que hacer notar que los actuales cauces y fondos de valle de los tramos medios y bajos de los ríos Grande y, especialmente, Las Cuevas, configuran un intrincada red de canales trenzados, denotando su gran capacidad energética, puesta de manifiesto recientemente con el paso del huracán Georges. Los conos aluviales se desarrollan a la salida de numerosos arroyos constituyendo, en muchos casos, sistemas de pequeños abanicos coalescentes; presentan una evidente correlación cronológica con las fases más modernas de encajamiento, permaneciendo activos en numerosos casos.

Los depósitos de ladera y remoción en masa observados consisten en coluviones y deslizamientos y constituyen fenómenos recientes que se mantienen activos.

Las formas poligénicas se encuentran en relación con procesos de gran desarrollo temporal, preservándose restos de diversas superficies de erosión de cierta entidad, la más alta a los 1.900m de altitud y la más baja en torno a los 1.000m; otra superficie, de menor entidad, se desarrolla en el sector noroccidental a la cota de 500m y a diferencia de las anteriores, no presenta ninguna relación con las aristas. No se conservan en la Hoja depósitos correlativos con las superficies de erosión.. En las aristas principales destacan localmente los inselbergs, constituyendo elevaciones aisladas que representan relieves relictos preservados de distintas fases erosivas.

El endorreísmo constituye un fenómeno bastante localizado y se limita a depresiones de pequeña extensión. En el sector de Monte Bonito principalmente, se relacionan con la creación y destrucción del relieve volcánico, en tanto que en el entorno de Las lagunas se deben a una red de drenaje poco definida, posiblemente favorecida por una subsidencia reciente a favor de un pequeño *graben* alargado en dirección NNE-SSO.

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

La evolución actual y futura del relieve está condicionada de forma decisiva por el continuado rejuvenecimiento orográfico provocado por la elevación constante de la isla. Por ello, 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 erosivo y de transporte de sedimentos.

La tendencia futura es a una mayor jerarquización de la red, fenómeno propicio para una mayor disección de las “plataformas” del sector nororiental de la Hoja. Lógicamente, la intensa acción erosiva propiciará la desaparición de las formas poligénicas antiguas, especialmente los vestigios de las superficies de erosión más antiguas.

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

Las áreas con riesgo más elevado de avenidas corresponden a los fondos de valle y llanuras de inundación. En estos casos, los riesgos se acentúan debido a la espectacular incisión de la red, puesta de manifiesto con la generación de fondos de valle estrechos y encajados. En este sentido, hay que hacer notar los espectaculares efectos apreciados tras el paso huracán Georges en toda la red y, de forma especial, en el río Las Cuevas, movilizándolo, en condiciones de muy alta energía, un enorme volumen de materiales a lo largo del valle. Las terrazas bajas y los conos aluviales registran un riesgo de inundación algo menor, si bien este fenómeno es frecuente en avenidas estacionales.

Igualmente hay que resaltar la actividad registrada en muchos conos de deyección en periodos de lluvias, lo que representa un riesgo destacable. Se ha constatado la gran capacidad de carga de estos aparatos en la propia localidad de Padre Las Casas, donde un episodio de lluvia torrencial es capaz de generar un avance espectacular de algunos conos debido a la sedimentación de un volumen de materiales del orden de 25.000-50.000m³.

Los procesos de erosión del suelo son acusados en todas las áreas con pendientes pronunciadas debido a la gran velocidad de encajamiento de la red, generándose importantes formas de vaciado 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 las laderas están motivadas por las altas pendientes existentes. El proceso más común y consecuentemente el de riesgo más elevado, corresponde a la generación de deslizamientos, que se producen especialmente sobre sustratos lutíticos, constituyendo un mayor riesgo los de origen gravitacional que los debidos a reptación, por su mayor velocidad de desplazamiento. Un riesgo geológico menor es el representado por los coluviones, que suponen formas activas de acúmulo de materiales inestables en las laderas.

Finalmente, cabe señalar que el riesgo sísmico es moderado en la zona, con depósitos cuaternarios claramente condicionados por procesos tectónicos; no obstante, no se han apreciado signos de actividad actual, pese a la proximidad de evidencias dentro de la región.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La comprensión de la historia geológica de la Hoja de Padre Las Casas no es posible sin su integración en un contexto geológico y temporal más amplio; su situación en el límite entre dos grandes dominios, la Cordillera Central y la Cuenca de San Juan, hace obligatorias las referencias a ambos, por lo que en el presente capítulo serán especialmente frecuentes las alusiones al territorio incluido 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 Bonaó, realizados 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 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.

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 (Aptiano-Albiano) 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 el aporte de flujos volcanoclásticos masivos (Fm. Tiro), 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) y Yaque del Sur (Hoja de Gajo de Monte).

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, Bonao, 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, llevado a cabo con una elevada tasa erosiva como sugiere la potente acumulación sedimentaria registrada, que ocasionó que sus últimos depósitos se acumularan en condiciones más someras.

Durante el Eoceno medio, coincidiendo con éstas, tuvo lugar un episodio de sedimentación pelágica en un ambiente de rampa carbonatada, característico del depósito de la Fm. Jura. Pese a lo que pueda parecer en primera instancia, la cuenca manifestaba signos de inestabilidad como reflejan las acumulaciones de brechas correspondientes a *debris flow*y,

especialmente, las emisiones basálticas reconocidas en algunos puntos de la región (Hojas de San José de Ocoa y Padre Las Casas).

La elevada tasa de sedimentación característica del Paleógeno en la región, sufrió una considerable disminución en el paso al Eoceno superior, registrándose un episodio de condensación en ambientes pelágicos cuyo resultado son las Capas rojas de Jura. El posterior depósito de la Fm. El Número supuso un nuevo incremento de la tasa sedimentaria, con una potente acumulación de depósitos pelíticos en condiciones pelágicas no abisales, con intercalaciones turbidíticas de posible origen prodeltaico, reflejando condiciones más someras que las correspondientes a la Fm. Ventura. La estabilidad del depósito de la Fm. El Número se vio interrumpida por la presencia 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 la Hoja de Padre Las Casas; de cualquier forma, sus afloramientos en 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 acumularon 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 abundancia de datos relativos a los materiales neógenos y cuaternarios 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 relativa 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); entre ésta y una también incipiente sierra de Martín García, el abanico encontró una vía de escape secundaria hacia el Suroeste. Completando este dispositivo principal, los relieves de la Cordillera Central constituirían el área fuente de sistemas deltaicos transversales al surco principal, uno de los cuales se reconoce en las

inmediaciones de Azua. La elevación del extremo suroriental de la cuenca sugerida durante el depósito de la Fm. Sombrerito, sería ya un hecho e incluso parece probable que en ella no se depositara la Fm. Trinchera.

Las potentes acumulaciones de la Fm. Trinchera 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 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 reciente de la región, siendo más evidente en su sector meridional.

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. En la recién individualizada Cuenca de Azua-San Juan la sedimentación pliocena prosiguió a través de la Fm. Arroyo Blanco, en la que se reconocen diversos ambientes que evocan el dispositivo sedimentario del actual Llano de Azua y su litoral.

La Cordillera Central actuaría nuevamente como área fuente de sistemas aluviales que, procedentes del sector septentrional de la cuenca fundamentalmente, avanzarían hacia el sector meridional, a través de una extensa llanura; algunos de los cursos fluviales asociados desembocarían en la costa en forma de deltas. Uno de los rasgos más característicos del medio costero fue el desarrollo de construcciones arrecifales que actuarían como barreras, en buena parte desmanteladas y acumuladas por corrientes litorales. Las barreras favorecieron la creación de ambientes restringidos, con incipientes y ocasionales evidencias

evaporíticas. En algunas áreas tuvo lugar un persistente intento de colonización del fondo marino por Corales, abortado en casi todos los casos por la invasión de aportes terrígenos.

Con el paso del tiempo, los abanicos progradaron ocasionando el retroceso de la línea de costa, hasta el punto de que a finales del Plioceno tan sólo se reconocen facies aluviales, correspondientes 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 presente 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 en primera instancia provocaría la insinuación de irregularidades en la cuenca y posteriormente, ya en el Cuaternario, el arqueamiento de todas las estructuras del borde suroriental de la cuenca, 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 NE, concentrándose temporalmente en el sector de Monte Bonito, 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 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 Padre Las Casas, la actividad sedimentaria más reciente se ha producido en relación con la dinámica de los principales cursos fluviales (ríos Las Cuevas y Grande), y de sus vertientes. En cualquier caso, el paso de los huracanes más recientes (David, Georges) ha dejado patente la envergadura de los procesos sedimentarios actuales, especialmente en los valles citados.

6.GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. Hidrogeología

6.1.1. Hidrología y climatología

La Hoja de Padre Las Casas presenta una red hidrográfica integrada por una gran cantidad de cursos superficiales (ríos, arroyos y cañadas), generalmente de carácter caudaloso en las épocas lluviosas, fuertemente encajados en las áreas de cabecera y articulados fundamentalmente en torno a los ríos Las Cuevas y Grande.

Destaca la bimodalidad en la distribución espacial y temporal de las precipitaciones, frecuentemente tormentosas, siendo los meses de julio a octubre los más lluviosos, y los de diciembre a marzo los más secos. 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 800mm, variando en dirección SO-NE desde 700mm en el extremo suroccidental a 900mm en el nororiental, los cuales se distribuyen de la siguiente forma: en los meses menos lluviosos, valores de precipitación media mensual en torno a 25mm; en los meses medios (abril y noviembre) una precipitación media mensual comprendida entre 50 y 75mm; y en los meses más lluviosos, precipitaciones superiores a 100mm, destacando los meses de octubre y agosto en los que se alcanzan valores de precipitación media mensual en torno a 150mm.

Además de los ríos Las Cuevas y Grande, que vierten sus aguas en última instancia a la presa de Sabana Yegua, es preciso destacar sus afluentes respectivos, los arroyos Guayabal y Guarico. También conviene recordar la naturaleza muy tormentosa de las precipitaciones en las áreas de cabecera, especialmente en las regiones de Valle Nuevo (en la Hoja de Sabana Quéliz) y Monte Bonito, que imprime un carácter fuertemente torrencial, así como una gran peligrosidad a la red.

La temperatura media anual es de 22-24°C, más o menos constante durante todo el año, con mínimos en las zonas de mayor altitud, donde se alcanzan temperaturas medias mensuales en torno a 18°C en el mes medio menos caluroso del año (enero).

6.1.2. Descripción hidrogeológica

En general, la Hoja de Padre Las Casas presenta un predominio de materiales sedimentarios terciarios de baja permeabilidad (en torno a 10^{-6} m/s) que localmente puede ser elevada, en determinadas zonas de los extensos afloramientos calcáreos de las Fms. Jura y Arroyo Blanco; en otros casos, alcanza valores medios coincidiendo con niveles conglomeráticos y areniscosos permeables. Por lo que respecta a los afloramientos de depósitos volcanoclásticos de la Fm. Tireo, presentan permeabilidades bajas o muy bajas (prácticamente impermeables), pudiendo ser puntualmente elevadas en el caso de sus intercalaciones calcáreas; no debe despreciarse tampoco la permeabilidad de ciertas franjas de alteración, fracturación e intrusión filoniana.

Los materiales volcánicos cuaternarios, basaltos, andesitas y traquiandesitas, pueden encuadrarse dentro del grupo de permeabilidad baja-muy baja ($< 10^{-6}$ m/s), pero localmente pueden presentar zonas de mayor permeabilidad por alteración o fisuración, susceptibles de explotación.

En cuanto a los sedimentos cuaternarios, no poseen excesiva representación, aunque sí cierta variedad, con depósitos de origen fluvial, de ladera, lacustre, cárstico y poligénico. Aunque se encuentran ampliamente repartidos por todo el territorio, se concentran fundamentalmente en los valles de los ríos Las Cuevas y Grande, así como en el ámbito del valle de San Juan.

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

De acuerdo con lo anterior pueden establecerse cuatro grupos principales en función de su estratigrafía y parámetros hidrogeológicos: Fm. Tireo, Grupo Peralta, materiales neógenos y materiales cuaternarios, apreciándose una gran heterogeneidad en los dos últimos grupos (Fig.6.1).

LEYENDA

CUATERNARIO



Permeabilidad alta por porosidad intergranular. Terrazas y aluviales



Permeabilidad media por porosidad intergranular. Glacis y depósitos de laderas



Permeabilidad baja. Deslizamientos y fondos endorréicos



Permeabilidad baja. Rocas volcánicas

PLIO-CUATERNARIO



Permeabilidad alta por porosidad intergranular. Conglomerados

MIOCENO-EOCENO



Permeabilidad muy baja. Margas



Permeabilidad media. Alternancia de calizas, margocalizas y margas



Permeabilidad media-alta. Conglomerados, areniscas y margas



Permeabilidad alta por carstificación. Calizas

EOCENO



Permeabilidad baja-muy baja. Alternancia rítmica de margas/areniscas y lutitas y areniscas



Permeabilidad media-baja. Conglomerados muy cementados



Permeabilidad alta por carstificación y fracturación. Calizas

CRETÁCICO SUPERIOR-



Permeabilidad media-baja por porosidad intergranular. Alternancia de niveles volcanoclásticos y limolitas



Permeabilidad baja por fracturación. Rocas ígneas

CRETÁCICO



Permeabilidad baja. Rocas volcanoclásticas, lávicas e intrusivas



Permeabilidad baja-muy baja por fisuración y fracturación. Basaltos masivos y ocasionales niveles volcanoclásticos

CRETÁCICO



Permeabilidad alta por carstificación. Calizas

CRETÁCICO INFERIOR



Permeabilidad baja por fisuración. Rocas volcánicas: Coladas basálticas, brechas, espilitas y conglomerados

JURÁSICO SUPERIOR-



Permeabilidad baja-muy baja. Rocas ígneas y metamórficas

6.1.2.1. Fm. Tireo

Como ya se ha señalado, la Fm. Tireo está constituida por una potente sucesión de rocas volcanoclásticas masivas o estratificadas entre las que se intercalan niveles sedimentarios. También se incluyen en este conjunto las manifestaciones constituidas por intrusiones dacíticas que intruyen en la formación en sector nororiental.

En estos materiales la porosidad suele ser relativamente baja, inferior al 5 %, debido al alto grado de compactación que presentan, a la vez que la permeabilidad suele ser baja o muy baja ($<10^{-7}$ m/s). Debido al predominio de materiales finos, esta unidad se comporta, en términos generales, como prácticamente impermeable. No obstante, el valor de la permeabilidad se incrementa por porosidad intergranular en aquellos casos en que aumenta la granulometría o disminuye la compactación.

El mayor interés hidrogeológico dentro de este grupo está relacionado con las intercalaciones calcáreas existentes en el seno del conjunto volcanoclástico, cuyo espesor puede aproximarse a 200m. Predominan las calizas tableadas en niveles de orden decimétrico, generalmente fuertemente replegadas y fracturadas como consecuencia de procesos tectónicos. Estas barras calcáreas aparecen sobre el terreno como largas y estrechas bandas y se encuentran desconectadas hidráulicamente entre sí.

Pese a que se estima una permeabilidad alta por fracturación, fisuración y carstificación para estos niveles calcáreos, su escaso desarrollo vertical y su desconexión disminuyen su potencialidad hidráulica, que desde un punto de vista de explotación, queda restringida a acuíferos con cierto volumen de almacenamiento.

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 niveles calcáreos existentes, el situado en el afloramiento del sector central. Siendo probablemente el de mayor potencialidad hidráulica.

Por último se deben mencionar las manifestaciones dacíticas, de aspecto masivo o brechoide, que intruyen en la formación. Aunque la permeabilidad es muy baja ($<10^{-7}$ m/s),

pueden estar afectadas por franjas superficiales de alteración, por procesos de meteorización, fisuraciones y fracturaciones debidas a esfuerzos tectónicos, o por intrusiones y segregaciones filonianas, que confieren cierta permeabilidad puntual a estos materiales.

6.1.2.2. Cinturón de Peralta

Este grupo incluye los depósitos sedimentarios del Grupo Peralta, que posee una considerable superficie de afloramiento, lo que le confiere un destacado papel en el funcionamiento hidrogeológico de la zona. Pese a sus evidentes diferencias litológicas con relación al grupo anterior, muestra importantes rasgos hidrogeológicos comunes con él. Así, el Grupo Peralta aparece como una potente sucesión de muy baja permeabilidad en la que se intercalan esporádicos niveles de cierto interés hidráulico. En cualquier caso, dentro de este patrón de comportamiento general, la estratigrafía del grupo permite diferenciar diversos tramos con peculiaridades propias.

Así, dentro del Grupo Peralta, la potente sucesión rítmica (superior a 1.000m) de areniscas y margas de naturaleza turbidítica correspondientes a la Fm. Ventura se caracteriza por una permeabilidad muy baja (prácticamente impermeable) que puntualmente puede aumentar por un incremento en la proporción y espesor de los niveles de areniscas.

Las calizas tableadas de la Fm. Jura, cuyo espesor se aproxima a 200m, constituyen un nivel acuífero de interés, al presentar una permeabilidad alta debido a su elevado grado de fracturación y carstificación. Posee cierta continuidad lateral, si bien como consecuencia de la tectónica puede estructurarse en acuíferos compartimentados.

La alternancia entre limolitas rojizas y calizas blancas de las Capas rojas del Jura presentan una permeabilidad muy baja ($<10^{-7}$ m/s) debido a la presencia de las primeras.

En cuanto a la Fm. El Número, es prácticamente impermeable debido al predominio de material margoso, careciendo de interés desde el punto de vista de su explotación. Sus afloramientos confinan los niveles acuíferos de la Fm. Jura, a considerable profundidad en el caso del sector nororiental debido a su importante espesor.

6.1.2.3. Materiales neógenos

El registro neógeno de la Hoja se encuentra representado en las cuencas de San Juan y Guayabal, estando integrado por las formaciones Trinchera, Arroyo Blanco y Arroyo Seco.

La Fm. Trinchera es una potente sucesión rítmica de areniscas y margas (1.000-2.700m) para la que se estima una permeabilidad baja-muy baja ($<10^{-7}$ m/s) debido al predominio de los niveles margosos, que desconectan entre sí los de areniscas. En zonas muy localizadas podría aumentar el valor de la permeabilidad por conexión de niveles permeables como consecuencia de la fracturación.

La Fm. Arroyo Blanco es una unidad heterogénea de espesor próximo a 700m, presentando un predominio de conglomerados polimícticos oscuros, que intercalan tramos de arcillas y areniscas, pasando lateralmente a masas de calizas arrecifales; en el sector suroccidental, la formación culmina con un nivel de margas. En conjunto, los términos conglomeráticos presentan una permeabilidad media (en torno a 10^{-5} m/s) por porosidad intergranular, que puntualmente puede aumentar o disminuir en función de la granulometría de la matriz. Las calizas arrecifales presentan permeabilidades elevadas por fracturación, fisuración y carstificación, pudiendo dar lugar a zonas acuíferas de carácter local debido al escaso desarrollo vertical. En cuanto a las margas del techo, presentan una permeabilidad muy baja (prácticamente impermeables).

La Fm. Arroyo Seco muestra una amplia extensión de afloramiento y un espesor muy variable, pudiendo alcanzar 700m. Se trata esencialmente de un monótono conjunto conglomerático de matriz areno-arcillosa con intercalaciones esporádicas de niveles de lutitas y areniscas, dispuesto sobre diversos términos de la Fm. Arroyo Blanco en la cuenca de San Juan, en tanto que en la de Guayabal lo hace sobre materiales del Grupo Peralta. En conjunto, los términos conglomeráticos presentan una permeabilidad media (en torno a 10^{-5} m/s) por porosidad intergranular, pudiendo variar puntualmente en función de la granulometría de la matriz. La presencia de niveles lutíticos puede desconectar los niveles permeables y reducir la permeabilidad del conjunto.

6.1.2.4. Materiales cuaternarios

Se trata sin duda del grupo de mayor heterogeneidad en cuanto a sus características hidrogeológicas. De cualquier forma, su registro más notable corresponde con mucho a los

extensos afloramientos de naturaleza volcánica distribuidos por la mitad suroriental. Menor relevancia poseen los depósitos sedimentarios, con una mayor variedad en cuanto a su comportamiento hidrogeológico y una superficie de afloramiento inferior.

Entre los materiales volcánicos, la mayor extensión corresponde a coladas basálticas y traquiandesíticas, que pese a su escasa permeabilidad original pueden albergar zonas acuíferas muy localizadas susceptibles de explotación en relación con contactos basales de coladas, brechas de flujo, zonas alteradas y planos de disyunción y de fracturación. Por su parte, las formaciones no consolidadas, correspondientes a productos de proyección aérea, son generalmente porosas, aunque no muy permeables debido a la abundancia de material fino, pudiendo constituir también acuíferos de forma localizada, aunque en general su permeabilidad varía en función del tamaño de sus componentes y del grado de cementación. En términos generales, se estima una permeabilidad baja-muy baja ($<10^{-6}$ m/s) para el conjunto volcánico cuaternario, que aumenta de forma puntual en los casos señalados.

Entre los depósitos sedimentarios, los fondos de dolina se encuentran mínimamente representados, habiéndose desarrollado a partir de los materiales calcáreos de la Fm. Jura. Están constituidos por arcillas rojas, producto de la descalcificación de las calizas, tratándose de depósitos prácticamente impermeables, lo que no quiere decir que la dolina lo sea, sino el fondo únicamente. En general, los niveles carbonatados de las paredes son de permeabilidad media-alta (10^{-2} - 10^{-4} m/s).

Los fondos endorreicos constituyen el depósito de pequeñas depresiones que muestran una acusada tendencia al encharcamiento, de forma groseramente redondeada o elipsoidal, encontrándose distribuidos principalmente en el entorno de Laguna Prieta y Las Lagunas. Litológicamente están integrados por limos y arcillas con restos de materia orgánica, cuyo espesor resulta desconocido, si bien en este tipo de depósitos suele oscilar entre 1 y 3m. En términos generales se estima una permeabilidad muy baja ($<10^{-7}$ m/s) para estos depósitos, siendo prácticamente impermeables, dado el predominio de materiales finos.

Los glaciares poseen un escaso desarrollo en general, disponiéndose a modo de piedemontes y localizándose en las vertientes de los principales valles, donde configuran pequeñas plataformas elevadas entre 10 y 80m sobre el cauce actual. Poseen una buena representación en La Meseta, pese a que se encuentran parcialmente ocultos bajo conos de deyección. Litológicamente predominan las gravas, apareciendo las arenas en menor

proporción, en tanto que las arcillas pueden ser la litología dominante en algunos casos; su espesor, aunque variable, puede sobrepasar 50m. Presentan una permeabilidad media-baja (10^{-5} - 10^{-7} m/s) por porosidad intergranular que se incrementa o decrece en función del tamaño de grano del depósito, de modo que el aumento en la proporción de gravas la incrementa y el mayor contenido arcilloso, la disminuye

Los depósitos de terraza adquieren una representación considerable en el caso de los ríos Las Cuevas y Grande, así como del arroyo Salado y sus respectivos afluentes. Están constituidos 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. El grado de permeabilidad es medio-alto (10^{-2} - 10^{-4} m/s) debido a la elevada porosidad intergranular que presentan; en general, la permeabilidad decrece con la antigüedad de la terraza, siendo la más altas las de menor permeabilidad. Su utilización conjunta con los cursos superficiales resulta altamente interesante.

Los conos de deyección son depósitos frecuentes en el ámbito de los principales valles, aunque no adquieren un gran desarrollo superficial, pudiendo observarse buenos ejemplos en Padre Las Casas y La Finca. A grandes rasgos se trata de depósitos de gravas heterométricas englobadas en una matriz areno-arcillosa. Su espesor es muy variable, tanto entre diversos conos como dentro del mismo, debido a su geometría; en cualquier caso, no suelen superar los 10-15m. Para ellos se estima una permeabilidad media-baja (10^{-5} - 10^{-7} m/s) por porosidad intergranular, decreciendo con el aumento de finos en la matriz y con el grado de compactación del depósito.

Los coluviones son uno de los depósitos cuaternarios con menor representación, sin que se haya observado ningún representante digno de mención. Su morfología, litología y lugar de desarrollo dentro de las laderas son variables. Son depósitos de reducido espesor en los que predominan los cantos subangulosos heterométricos incluidos en una matriz areno-arcillosa. Poseen una permeabilidad media-baja (10^{-5} - 10^{-7} m/s) por porosidad intergranular, variando en función del grado de consolidación y del contenido arcilloso de la matriz.

Los deslizamientos tienen escasos representantes pero pueden presentar una extensión considerable. Están concentrados en el valle del río Las Cuevas y sus afluentes, los arroyos de Guayabal y Corozo, llamando la atención la concentración existente al Sur de Las Lagunas. Predominan las litologías arcilloso-margosas que pueden englobar cantos y

bloques de naturaleza variada, que es función de la existente sobre el deslizamiento; su espesor es muy variable, pudiendo estimarse valores de orden decamétrico. En general, pese a estar poco consolidados, tienen una permeabilidad baja (en torno a 10^{-6} m/s) debido al predominio de material arcilloso en la matriz, si bien los compuestos por materiales volcánicos alcanzan permeabilidades medias (en torno a 10^{-5} m/s).

Los depósitos de fondo de valle se encuentran ampliamente representados, especialmente en los valles de los ríos Las Cuevas y Grande. Están constituidos por gravas, con predominio de los tamaños comprendidos entre 5 y 25cm, pero no son extraños los bloques superiores a 1m, ni tampoco las arenas. 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. Poseen permeabilidad media-alta (10^{-2} - 10^{-4} m/s) por porosidad intergranular favorecida por su granulometría y bajo grado de compactación.

6.2. Recursos minerales

La región de Padre Las Casas no ha despertado excesivo interés en relación con el aprovechamiento de recursos minerales, situándose en una especie de “tierra de nadie” entre áreas de expectativas muy superiores. Así, al Norte, la región de Las Cañitas ha sido objeto de diversos trabajos relacionados con minerales metálicos; al Este y al Sur, las regiones de Valle Nuevo y Yayas de Viajama llamaron la atención por su potencialidad geotérmica; y también, al Sur y al Oeste, el Llano de Azua y el Valle de San Juan han sido objeto de exploraciones petrolíferas.

Tanto los estudios relativos a minerales metálicos como a geotermia han afectado de forma marginal al territorio de la Hoja, en la que tan sólo se han encontrado evidencias de explotación dentro del campo de las rocas industriales, si bien corresponden a canteras de muy escasa entidad y actualmente abandonadas.

6.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

Aunque la actividad minera en la región de Las Cañitas se remonta a comienzos de siglo, no es sino hasta la década de los 70 cuando comienzan los estudios sistemáticos de la misma. Así, en 1974 Falconbridge Nickel Mines Limited evaluó el potencial minero de la zona, llamando la atención las anomalías de cobre en los cauces de arroyos.

Sus conclusiones dieron pie, a instancias del Servicio Geológico Nacional, a un estudio más detallado de la zona por parte del Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) en 1980. Entre los trabajos efectuados se encuentra una cartografía geológica a escala 1:50.000 que incluye parte del sector septentrional de la Hoja de Padre Las Casas. Aunque no se cumplieron las expectativas iniciales, la presencia de niveles ácidos en la Fm. Tireo invitó a la realización de nuevos estudios relativos a Cu, Pb, Zn, Au y Ag. Las conclusiones desaconsejaron la continuidad de la exploración en todo el área de Las Cañitas, señalando únicamente una serie de recomendaciones para zona de El Corbano, en caso de que continuase la exploración.

En 1984, el Servicio Geológico Nacional, a través de la Agencia de Cooperación Japonesa (JICA) y la Agencia de Minerales Metálicos de Japón (MMAJ) efectuó una nueva exploración del área de Las Cañitas, acompañada de una cartografía geológica a escala 1: 50.000 que cubre la franja septentrional de la Hoja de Padre Las Casas. El interés del estudio se centró nuevamente en la potencialidad relativa a Cu, Ag, Au, Pb y Zn, basada en su presencia en las asociaciones de pirita, calcopirita, bornita, cuarzo, epidota, covellina, malaquita, limonita, calcocita y hematites especular. Al no llegarse a conclusiones optimistas en relación con el aprovechamiento de cualquiera de las sustancias citadas, el desinterés se tradujo en un total abandono de la zona.

6.2.2. Sustancias energéticas

Como se ha señalado anteriormente, no se tiene constancia de trabajos desarrollados dentro de los límites de la Hoja relativos a este grupo de sustancias, 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. También se incluyen en el presente apartado, de forma sucinta, una serie de referencias relacionadas con las campañas geotérmicas desarrolladas en el sector Constanza-Yayas de Viajama y que afectan al sector suroriental de la Hoja.

6.2.2.1. Aspectos generales e historia minera

- Exploración petrolífera

Una interesante puesta al día sobre la exploración petrolífera en la República Dominicana es la elaborada por Mann y Lawrence (1991), resumiéndose a

continuación los rasgos más relevantes relativos a las regiones del Llano de Azua y el Valle de San Juan exclusivamente, sin que deba olvidarse que sus exploraciones están relacionadas con las de la Cuenca de Enriquillo. En el cuadro 6.1 se resumen por orden cronológico las campañas petrolíferas efectuadas en todo el territorio dominicano.

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

CUADRO 6.1. RESUMEN DE LA EXPLORACIÓN PETROLÍFERA EN LA REPÚBLICA DOMINICANA

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 Higuierito, 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 Higuierito, llevándose a cabo por parte de la Texas Company.

Los trabajos fueron interrumpidos entre 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 Higuierito y se desarrollaron campañas geofísicas entre 1944 y 1946 (gravimetría, sísmica), así como tres nuevas perforaciones en el Llano de Azua (Quita Coraza-1, El Mogote-1 y Las Hormigas-1) y otra en la del Valle de San Juan (Comendador-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 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 una campaña sísmica, seguida por una serie de perforaciones que en su mayor parte encontraron petróleo y gas, que no fueron objeto de explotación. Simultáneamente, Tenneco desarrolló diversas campañas sísmicas en la plataforma marina, entre ellas una en la bahía de Ocoa.

Tras diversas cesiones de derechos sobre concesiones, en 1981 Anschutz Corporation desarrolló una serie de líneas sísmicas en el Valle de San Juan,

culminando su prospección con el sondeo Candelón-1, en el que no se obtuvieron restos de hidrocarburos.

La información disponible de las labores efectuadas por la Mobil Oil Company desde 1991 comprende diversas líneas sísmicas de la bahía de Ocoa. Por último, durante la realización de la Hoja se ha tenido constancia del desarrollo de nuevas líneas sísmicas en la región de Azua por parte de Murphin Dominicana, si bien debido a la confidencialidad de la información no ha podido disponerse de ella.

- Exploración geotérmica

Tras los estudios de investigación geotérmica de la República Dominicana llevados a cabo en 1980 por el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) bajo la financiación de la Organización Latinoamericana de Energía (OLADE), la región de Yayas de Viajama-Constanza fue señalada como favorable en base a su posible potencial geotérmico.

La exploración geotérmica de dicha región fue acometida en 1983 por Electroconsult, con financiación del Gobierno de Italia. Tras un reconocimiento general de tipo geológico y geoquímico, el interés se centró en el sector de Valle Nuevo, con recomendación de estudios geofísicos que incluirían la perforación de dos pozos profundos de gradiente.

El primero de los pozos fue financiado por el Servicio Geológico Nacional (SGN) y los restantes estudios posteriores, por el Banco Interamericano de Desarrollo (BID), organismo que encargó una evaluación de los estudios previos, efectuada por el SGN (1984a). Estos hacen referencia a una fuente termal dentro de la Hoja de Padre Las Casas, localizada en el arroyo Guayabal, concretamente en el paraje conocido como La Tina. Su temperatura de salida es de 34°C, estimándose entre 70 y 80°C la de su reservorio, relativamente baja para los fines perseguidos, desaconsejándose en cualquier caso nuevas acciones encaminadas al aprovechamiento geotérmico de la zona.

6.2.2.2. 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 de petróleo de 20° API (Seaboard Oil Company, 1939); 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. Las 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 lo anterior, la zona más favorable para la búsqueda de hidrocarburos en la Hoja se situaría en el sector suroccidental, bajo el frente del Cinturón de Peralta. En cualquier caso, una futura campaña de prospección debería incluir 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).

6.2.3. 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.

6.2.3.1. Aspectos generales e 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 seis canteras, tan sólo una de las cuales se encontraba activa; su total abandono en la actualidad, hasta el punto de que varias son prácticamente irreconocibles, así como el de las canteras de nueva recopilación, confirman la escasa importancia de este sector en la región. Durante la realización del presente trabajo se han inventariado cinco canteras, cuyas principales características se resumen en el cuadro 6.2.

CUADRO 6.2. RESUMEN DE LA EXPLOTACIÓN DE ROCAS INDUSTRIALES EN LA HOJA DE PADRE LAS CASAS

NÚMERO	COORDENADAS	SUSTANCIA	PROVINCIA	ACTIVIDAD	RESERVAS
1	290.500 2078.000	Conglomerado	San Juan	Abandonada	Grandes
2	292.350 2075.100	Grava	Azua	Abandonada	Pequeñas
3(*)	296.300 2073.500	Caliza	Azua	Abandonada	Medias
4 (*)	304.300 2075.300	Caliza	Azua	Abandonada	Pequeñas
5	296.450 2067.600	Conglomerado	Azua	Abandonada	Grandes

(*) Canteras incluidas en el "Inventario Nacional de Aridos y Rocas de Construcción" (INYPSA, 1985)

Se trata en todos los casos de materiales encaminados al campo de los áridos naturales, ya que los niveles de conglomerado poseen un grado de cementación bajo, siendo disgregados con facilidad. Otro tanto puede decirse de las calizas, que aparecen fragmentadas por tratarse de coluvionamientos o de niveles intensamente fracturados. Todas las canteras respondían a un ámbito local y en su mayor parte, a pequeñas demandas circunstanciales que, por su ubicación parecen relacionadas con la reparación de caminos o la construcción de carreteras.

6.2.3.2. Descripción de las sustancias

- Caliza

Pertencen a este grupo dos pequeñas canteras de fácil acceso, ubicadas en un afloramiento de la Fm. Ventura (3) y en un coluvionamiento de la Fm. Jura (4), actualmente abandonadas. La primera de ellas se localizaba en las inmediaciones de Los Indios, habiéndose convertido en un vertedero. 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, siendo probablemente empleada en la construcción de la carretera Padre Las Casas-Guayabal.

- Grava

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. Pese a todo lo expresado, en la Hoja tan sólo se ha inventariado una pequeña cantera (2), lo que confirma el patente desinterés en la zona en cuanto a la actividad minera.

La cantera aludida, de pequeñas dimensiones, aprovechaba un coluvión cuyo área madre es la Fm. Arroyo Blanco. Su ubicación sugiere que su producto, al igual que en el caso de los restantes usos como áridos, se ha encaminado a la construcción de las vías de comunicación cercanas, concretamente la carretera Padre Las Casas-Bohechio.

- Conglomerado

Se han reconocido dos canteras de reducidas dimensiones y fácil accesibilidad que aprovechaban niveles conglomeráticos de la Fm. Arroyo Blanco. Una de ellas (1) evidencia un largo periodo de abandono y sin duda fue empleada en la construcción del tramo de carretera comprendido entre Bohechio y Arroyo Cano, en tanto que la otra (5) presenta signos de explotación intermitente, relacionada con las inacabables reparaciones de la carretera Padre Las Casas-Yayas de Viajama. Su aprovechamiento como áridos naturales se vería favorecido por su grado bajo de cementación.

6.2.3.3. Potencial minero

La acusada situación de abandono del sector minero en la zona refleja, de paso, sombrías 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 poseen un notable desarrollo y una gran facilidad extractiva, lo que, por otra parte las condena a su rápido abandono una vez cubiertas las necesidades de las áreas próximas. En cuanto a los materiales susceptibles de empleo como áridos de trituración, su potencialidad es también extraordinaria, pero su localización en áreas montañosas, generalmente alejadas de núcleos de población, junto con unos procesos de transformación más complejos que en el caso de

los naturales, los hacen menos sugerentes; en respuesta a posibles demandas podrían incluirse en este grupo las calizas de las Fms. Tireo y Jura, así como los niveles volcanoclásticos de la primera, los materiales volcánicos cuaternarios y las areniscas de la Fm. Ventura.

Por otra parte, los materiales margosos de las Fms. Ventura, El Número, Trinchera y Arroyo Blanco 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.

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 ponen 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 Padre Las Casas se han inventariado cinco Lugares de Interés Geológico: depresión de Los Cercadillos, serie pliocena de la carretera de Yayas de Viajama, discordancia del arroyo Guarico, centro volcánico de Monte Bonito y valle del río Las Cuevas en La Finca, destacando por su accesibilidad, aunque no por su interés, los dos primeros.

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).

- Depresión de Los Cercadillos

Se localiza en la carretera de Padre Las Casas a Bohechio, entre los ríos Las Cuevas y Grande. Aunque poco espectaculares, se pueden realizar observaciones muy interesantes de diversa índole. Su interés principal es de tipo geomorfológico, con un interés subordinado de tipo estratigráfico; por su potencial utilización se puede catalogar como científico y por su influencia, local.

Junto al río Las Cuevas, el corte de la carretera expone la típica facies turbidítica de la Fm. Ventura (unidad 4), coronada por gravas cuaternarias. Avanzando hacia La Frontera, además de un pequeño corte de las calizas blancas de la Fm. Jura (unidad 6), se pueden efectuar observaciones de tipo geomorfológico. Hacia el Este, el amplio valle del río Las Cuevas disecta las estribaciones de la Cordillera Central, ofreciendo un variado muestrario de la dinámica fluvial; en la vertiente oriental del valle puede apreciarse la ubicación de Padre Las Casas sobre un extenso cono de deyección y, algo más al Norte, la coronación del relieve por pequeños resaltes correspondientes a coladas volcánicas cuaternarias. Hacia el Oeste aparece la depresión de Los Cercadillos a modo de pequeña cuenca intramontañosa.

Las diversas cañadas de la depresión permiten reconstruir su historia más reciente, iniciada por un depósito arcilloso oscuro de carácter endorreico, observable en el fondo de aquéllas. La captura de la cuenca por el arroyo de Los Cercadillos provocó su desagüe hacia el río Grande, produciéndose el relleno de la cuenca mediante depósitos de carácter aluvial. El episodio más reciente corresponde a una incisión de varios metros, pudiendo fecharse en tan sólo algunos años por su relación con un tramo de carretera (y sus desagües complementarios), actualmente abandonado, al pie del cerro de Gerineldo. Como complemento a este Lugar de Interés, el citado arroyo y sus cañadas afluentes permiten observar el aspecto de la Fm. Trinchera (unidad 9) como una alternancia rítmica de areniscas y margas de tonos amarillentos, y de la Fm. Arroyo Blanco (unidad 10), bajo un aspecto heterogéneo con margas, areniscas, calizas arrecifales y conglomerados.

- Serie pliocena de la carretera de Yayas de Viajama

Consiste en un itinerario que permite la observación del cabalgamiento del Cinturón de Peralta sobre la Cuenca de San Juan, así como de diversas facies de la Fm. Arroyo Blanco, que forma parte del relleno sedimentario de ésta. Su interés principal es de tipo estratigráfico y tectónico, con un interés subordinado de tipo sedimentológico; por su posible utilización puede catalogarse como de interés científico y, por su ámbito de influencia, de interés regional.

El acceso es bueno y se realiza por carretera desde Yayas de Viajama, estando comprendido entre el camino de entrada al Jovo y el paraje de La Concha. A fin de mantener un cierto orden estratigráfico se recomienda iniciar las observaciones al pie del cerro de Quiterio donde afloran los materiales más antiguos de la Fm. Arroyo Blanco, a favor de un anticlinal fallado por la charnela. Se trata de conglomerados polimícticos oscuros, agrupados en bancos de orden métrico y que intercalan niveles arcillosos de espesor muy variable (unidad 10).

Se recomienda continuar las observaciones hacia el Sur, donde se aprecian nuevos aspectos del conjunto conglomerático, hasta alcanzar el borde meridional de la Hoja, donde aflora un buen corte del techo de la Fm. Arroyo Blanco. Se trata de un aspecto poco frecuente en la región, consistente en una sucesión de margas y areniscas en niveles de orden decimétrico (unidad 12), cuyo rasgo más peculiar es la abundancia de restos fosilíferos consistentes en intentos coralinos por colonizar el fondo marino, abortados por la irrupción de episodios terrígenos en la cuenca.

Al Norte del anticlinal, la serie margosa aflora peor y posee contactos por falla. En el paraje de La Concha se puede observar el cabalgamiento citado, mediante la superposición de las calizas tableadas blancas de la Fm. Jura (unidad 6) sobre la unidad conglomerática, con mejor exposición en el talud occidental que en el oriental, que muestra una compleja tectonización. Desde este punto, hacia el Oeste se aprecia el reflejo morfológico del cabalgamiento, con un pronunciado resalte del cerro San Ramón, integrado por las calizas paleógenas, con respecto a las elevaciones menores del Valle de San Juan.

- Discordancia del arroyo Guarico

Es un punto de difícil acceso, tanto desde Las Lagunas como desde La Siembra, a pie en cualquier caso. A pesar de no ser de excesiva calidad, posee un extraordinario interés al ser el único punto de la región en el que se ha señalado el contacto original entre la Fm. Tireo y el Grupo Peralta, sin modificaciones tectónicas. Su interés principal es de tipo estratigráfico, pudiendo catalogarse en función de su utilización como de interés científico, así como de interés regional por su ámbito de influencia.

El punto en cuestión se localiza en el arroyo Guarico, al pie del paraje de El Portezuelo. Allí, avanzando aguas arriba se atraviesan los típicos materiales volcano-sedimentarios de la Fm. Tireo, apareciendo un tramo de calizas tableadas negras en un apretado meandro. Sobre ellas, pese a la ausencia de un buen corte, se observa un brusco cambio litológico, con margas, calizas y areniscas de tonos ocres, característicos de la sedimentación turbidítica del Grupo Peralta. El contacto no parece de naturaleza tectónica y mucho menos al ser prolongado cartográficamente hacia el Norte, donde denuncia una marcada disposición en *onlap*.

- Centro volcánico de Monte Bonito

Constituye el principal centro emisor del episodio efusivo cuaternario en la Hoja, por lo que su interés principal es de tipo petrológico, con un interés subordinado de tipo geomorfológico; por su posible utilización se puede catalogar como científico y por su ámbito de influencia, como regional.

Se trata de una amplia zona abrupta, de acceso mediante vehículos todoterreno. Pese a la intensa acción de los agentes externos durante el Cuaternario, aún es posible reconocer una cierta variedad de formas y texturas, con un predominio de los componentes traquiandesíticos. Dignos de mención son los centros de emisión de los cerros de los Higos y los Patios de Dios, dispuestos a modo de montes gemelos, visibles a cierta distancia. En la entrada de Monte Bonito existe un pequeño asomo de productos piroclásticos de tonos blanquecinos, reconocido en otros puntos de la región en la base de la secuencia traquiandesítica.

En dirección a Laguna Prieta afloran deficientemente diversos tipos texturales, e inmediatamente al Oeste de la loma de los Piquitos aparecen pequeñas lagunas cuyo

origen está relacionado con la construcción y, tal vez, la destrucción del relieve volcánico. En efecto, se trata de una zona prácticamente rodeada por elevaciones, que evoca un antiguo cráter o una caldera, actualmente capturada por el arroyo La Vaca, que permite su drenaje parcial hacia el Noroeste.

- Valle del río Las Cuevas en La Finca

Es un área de gran variedad geológica, localizada en el valle del río Las Cuevas, al Este de Naranjito; su acceso es muy difícil tras el paso del huracán Georges, debiendo efectuarse a pie desde Guayabal. Su interés principal es de tipo estratigráfico y geomorfológico, pudiendo catalogarse como de interés científico y didáctico por su posible utilización, así como de interés regional por su ámbito de influencia.

Partiendo de La Finca, se puede llevar a cabo una primera observación en el arroyo Miguel Martín, donde además de aflorar las lutitas rojas de aspecto pizarroso de las Capas rojas de Jura (unidad 7), existe una excelente panorámica del notable cono de deyección sobre el que se asienta La Finca.

Retomando el río Las Cuevas, afloran las típicas calizas blancas de la Fm. Jura (unidad 6) con espectaculares pliegues y, posteriormente, un gran talud deja al descubierto el aspecto de las margas con intercalaciones rítmicas de areniscas de la Fm. El Número (unidad 8). El serpenteante tránsito a lo largo del valle se debe a su configuración meandriforme, apreciándose diversos niveles de terrazas, así como nuevos detalles del conjunto paleógeno. Finalmente, en el límite de la Hoja, la loma de los Hijos está coronada por una potente colada basáltica con una espectacular disyunción columnar.

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. Tesis Doctoral inédita. Université Pierre et Curie, Paris, 200 p.
- **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).

- **CEPEK, P. (1980-1990):** Catálogo Paleontológico de la República Dominicana. Servicio Geológico Nacional. (Inédito).
- **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) (1984a):** Proyecto geotérmico Yayas-Constanza (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 FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR); COOPERACIÓN MINERA DOMINICO-ALEMANA (1991):** Mapa geológico de la República Dominicana Escala 1:250.000.
- **DOHM, C.F. (1941):** The geology of the Azua-Enriquillo Basin areas covered by Aerial Mosaics nº 7,14 and 15. Dominican Republic. Santo Domingo Office nº 15, 17p. (Inédito).
- **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.

- **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.
- **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.
- **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., 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.

- **McLAUGHLIN, P.P. (1989):** Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy of the SW Dominican Republic: A foraminiferal study. *Journal Foraminiferal Research.*, 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. 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.
- **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).
- **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. Volumen 3.
- **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* (DENG, 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).

- **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.

- **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.