



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

**MEMORIA GEOLÓGICA
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA
ESCALA 1:50.000**

**La Montería
(6171-III)**

Santo Domingo, R.D. Trimestre Abril-Junio 2017

ACTUALIZACION 2020

La presente Hoja y Memoria Geológica forma parte del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, Proyecto Pasantía Supervisada I, Ha sido realizada en el periodo Enero/Marzo 2017, modificada y actualizada por Ingenieros Geólogos del SGN y la misma ha sido coordinada y supervisada por el Servicio Geológico Nacional (SGN), como complemento al programa SYSMIN de desarrollo al sector geológico-minero (Proyecto nº 7 ACP DO 024), por Informes y Proyectos S.A. (INYPSA), formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPSA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional.

Han participado los siguientes técnicos y especialistas:

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA Y ENCARGADO DE MAPEO DEL CUADRANTE

- Dr. Bernard Wagner.

COORDINACIÓN, FOTOINTERPRETACION GEOLÓGICA Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

- Ing. Iván Tavárez y Ramírez, I.

SEDIMENTOLOGÍA Y LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS

-Ing. Idia Ramírez.

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

MICROPALEONTOLOGÍA

- Dr. Cepek, P. (1989-1994)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

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

-Ing.Vera Cedeño Pérez.

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS

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

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

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

- Ing. García, E

-Dr. Bernard Wagner.

GEOMORFOLOGÍA

- Ing. Hernández, E.

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

- Ing. Iván Tavárez.

HOMOGENEIZACIÓN CARTOGRÁFICA CON LOS CUADRANTES AZUA (6071-II) Y BANI (6170-IV)

- Ing. Jessica M. López

- Ing. Arnold I. Evangelista R.

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

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

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL

- Ing. Santiago Muñoz

- Ing. Vera Cedeño Pérez

- Ing. Jesús Rodríguez

- Ramón Emilio Estévez Reyes. Universidad Tecnológica del Cibao Oriental (UTECO) - Servicio Geológico Nacional (SGN).

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

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

- Álbum de fotos

Para la elaboración de esta memoria se han realizado otros productos cartográficos relacionados con la hoja geológica Montería (6171-III) y las demás Hojas Geológicas pertenecientes al Cuadrante San Cristóbal (6171), a escala 1:100.000 correspondiente, y Memoria adjunta.

- Mapa de Recursos Minerales del Cuadrante a escala 1:100.000 correspondiente, y Memoria adjunta - Geoquímica de Sedimentos Activos y Mineralometría del Cuadrante San Cristóbal (6171), correspondiente al Proyecto Cooperación Dominico – Alemán – II. Mapas a escala 1:100.000 y Memoria adjunta; y los siguientes Informes Complementarios - Informe Sedimentológico del Proyecto - Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas.

Resumen

La Hoja Geológica La Montería (6171- III), se sitúa a 50 km de al suroeste de la Capital, en el ámbito de la Cordillera Central de la República Dominicana. Se trata, por tanto, de una región medianamente montañosa, ocupada mayoritariamente por Caliza estratificada, en parte margosa, de colores crema y rosada, facies de plataforma (Fm. Loma Rodríguez), Rocas piroclástica de carácter básico - intermedio con lavas básicos en menor proporción (Fm. Tireo), Caliza pelágica de color blanco, rojizo y gris oscuro, con capas de margas calcáreas, presencia local de pedernal (Fm. El Manaclar), Conglomerado poligénico con intercalaciones de arenisca (Fm. Los Martínez), Alternancia de arenisca, limolita y marga con olistolitos (Fm. Rio Ocoa), Tonalita y Conglomerados con olistolitos y calcarenitas (Fm. El Limonal)

La Hoja Geológica La Montería (6171-III), ubicada aproximadamente en las coordenadas: 18° 29' 55.81"-18° 19' 55.82" y los paralelos 70° 14' 59.94"-70° 29' 59.98". La misma se ubica al sureste de la República Dominicana. La Cordillera Central ocupa la parte norte, noreste, noroeste, sur, sureste y suroeste de esta Hoja Geológica.

En ésta Hoja Geológica se destacan los siguientes sistemas orográficos: Loma de Méndez, Loma Juan De Soto, Loma de Saviñon, Loma de los Ranchos, Loma Rincón de Azua, Loma del Humo, Las Dos Lomas, Loma Juan Lebrón, Loma Los Peñones, Loma La Tachuela, Loma La Monteada, Loma El Camarón, Loma El Firme de la Puerca, Loma del Helecho, Loma de La Botija, Loma de la Piedra, Loma del Conuco, Loma de Las Yayas, Loma El Penón del Viejo Simón, Loma del Guano, Loma La Chiva, Loma de Tomasa, Loma El Nispero, Loma Los Garabatos, Loma El Oreganal, Loma La Ciénaga, Loma los Guayuyos, Loma Los Pinos, Loma Segundo Monte, Loma Los Yaguarizos, Loma de la Balbacoa (es la loma más alta 1773 m), Loma El Morro, Loma La Descubierta, Loma El Morrito, Loma Los Ramones, Loma Las Caobas, Loma La Moca, Loma Rodríguez, Loma El Mogote, Loma La Brillantina, Loma El Mogote, Loma El Cao, Loma de Benoit, Loma La Cuaba, Loma Las Yaguas, Loma de Manaclar, Loma El Montazo, Loma La Laguna, Loma de Báez, Loma Iguana, Loma de Dadi, Loma El Desecho, Loma de los Chivos, Loma Las Yeguas y Loma La Canelilla.

El área entre estos sistemas montañosos consta de varios valles pequeños: formados por los ríos Nizao, Maniel, Baní y Ocoa y sus tributarios y colinas de baja altitud. La montaña más alta en la zona es la "Loma la de Balbacoa" con 1775 metros, s.n.m.m., de altitud; se encuentra al noreste del Firme de la Cañada de la Vaca, Loma de La Botija es la segunda montaña más alta de la zona; se encuentra en la parte noroeste de la misma, con 1500 metros, s.n.m.m., de altitud y el punto más bajo es de 68 metros, s.n.m.m, se encuentra al Norte del Canal Marcos Cabral, aproximadamente a 1 km del poblado Las Barías.

ABSTRACT

La Montería Geological Sheet (6171- III), is located 50 km southwest of the Capital, in the area of the Central Cordillera of the Dominican Republic. It is, therefore, a moderately mountainous region, mostly occupied by stratified limestone, partly marly, cream and pink colors, platform facies (Fm. Loma Rodríguez), pyroclastic rocks of basic - intermediate character with basic lavas in minor proportion (Fm. Tireo), pelagic limestone of white, reddish and dark gray color, with layers of calcareous marls, local presence of flint (Fm. El Manaclar), polygenic conglomerate with sandstone intercalations (Fm. Los Martinez), alternation of sandstone, siltstone and marl with olistoliths (Fm. Rio Ocoa), Tonalite and Conglomerates with olistoliths and calcarenites (Fm. El Limonal)

The La Montería Geological Sheet (6171-III), located approximately at the coordinates: 18° 29' 55.81"-18° 19' 55.82" and the parallels 70° 14' 59.94"-70° 29' 59.98". It is located in the southeast of the Dominican Republic. The Central Mountain Range occupies the north, northeast, northwest, south, southeast and southwest part of this Geological Sheet.

In this Geological Sheet the following orographic systems stand out: Loma de Méndez, Loma Juan De Soto, Loma de Saviñon, Loma de los Ranchos, Loma Rincón de Azua, Loma del Humo, Las Dos Lomas, Loma Juan Lebrón, Loma Los Peñones, Loma La Tachuela, Loma La Monteada, Loma El Camarón, Loma El Firme de la Puerca, Loma del Helecho, Loma de La Botija, Loma de la Piedra, Loma del Conuco, Loma de Las Yayas, Loma El Penón del Viejo Simón, Loma del Guano, Loma La Chiva, Loma de Tomasa, Loma El Níspero, Loma Los Garabatos, Loma El Oreganal, Loma La Cienaga, Loma los Guayuyos, Loma Los Pinos, Loma Segundo Monte, Loma Los Yaguarizos, Loma de la Balbacoa (is the Highest hill 1773 m), Loma El Morro, Loma La Reveierta, Loma El Morrito, Loma Los Ramones, Loma Las Caobas, Loma La Moca, Loma Rodríguez, Loma El Mogote, Loma La Brillantina, Loma El Mogote, Loma El Cao, Loma de Benoit, Loma La Cuaba, Loma Las Yaguas, Loma de Manaclar, Loma El Montazo, Loma La Laguna, Loma de Báez, Loma Iguana, Loma de Dadi, Loma El Desecho, Loma de los Chivos, Loma Las Yeguas and Loma La Canelilla.

The area between these mountain systems consists of several small valleys: formed by the Nizao, Maniel, Baní and Ocoa rivers and their tributaries and low-lying hills. The highest mountain in the area is "Loma la de Balbacoa" with 1775 meters above sea level; It is located northeast of the Cañada de la Vaca Firm, Loma de La Botija is the second highest mountain in the area; It is located in the northwest part of it, with 1500 meters above sea level and the lowest point is 68 meters above sea level, it is located to the North of the Marcos Cabral Canal, approximately 1 km from Las Barias town.

Indice

1. Tabla de contenido	9
2. INTRODUCCIÓN	15
2.1. Metodología	15
2.2. Situación Geográfica Hoja Geográfica Montería (6171 - III).....	16
2.3. Marco Geológico	18
2.4. Antecedentes	20
3. Estratigrafía	22
3.1. Descripción de las unidades	22
3.1.1. CRETACICO.....	22
3.1.1.1. Cretácico Inferior.....	22
3.1.1.1.1. Fm. Arroyo Jigüey (1) Rocas volcánicas masivas de carácter ácido - intermedio – básico (3), indiferenciadas. NEOCOMIANO.	22
3.1.1.1.2. Fm. Arroyo Jigüey (2) Rocas volcánicas de carácter ultramáfica. NEOCOMIANO.....	22
3.1.1.1.3. Fm. Arroyo Jigüey (4) Rocas volcánicas masivas de carácter intermedio - ácido. NEOCOMIANO.....	23
3.1.1.1.4. Fm. Rio Duey (5) Rocas piroclásticas y tufitas de carácter intermedio acido. NEOCAMIANO.	24
3.1.1.1.5. Fm. La Lana (6) Caliza silicea de color negro. ALBINO-APTIANO.	25
3.1.1.1.6. Fm. La Lana (7) Conglomerado con clastos de riolita y chert. ALBINO-APTIANO.	25
3.1.1.1.7. Fm. La Lana. (8) Arenisca masiva, en parte gravosa y alternancias de arenisca y limolita. (9) Caliza de color crema, brechada. ALBINO-APTIANO.	26
3.1.1.2. Cretácico Superior	27

3.1.1.2.1. Fm. Tireo (10) Rocas piroclástica de carácter básico - intermedio con lavas básicas en menor proporción. CRÉTACICO SUPERIOR.	27
3.1.2. Grupo Tireo	29
3.1.2.1.1. Grupo Tireo (11). Calizas blancas y grauvacas oscuras	29
3.1.2.1.2. Fm. Tireo (12) Rocas piroclásticas, basico-intermedio, con metamorfismo de contacto. CRÉTACICO SUPERIOR.	30
3.1.2.1.3. Gabro (13). SANTINIANO-COMPANIANO INFERIOR.....	31
3.1.2.1.4. Tonalita (14). COMPANIANO INFERIOR.....	32
3.1.3. La Formación Las Palmas	35
3.1.3.1.1. Fm. Las Palmas (15). Brechas polimícticas. COMPANIANO INFERIOR	35
3.1.3.1.2. Fm. Los Martínez (16) Alternancia de arenisca gravosa, arenisca, limonita y marga. COMPANIANO-SUPERIOR.	36
3.1.3.1.3. Fm. Los Martinez (17) Marga y limo con estratos esporádicos de caliza oscura. COMPANIANO-SUPERIOR.	36
3.1.3.1.4. Fm. El Manaclar (18) Caliza pelágica de color blanco, rojizo y gris oscuro, con capas de margas calcáreas. COMPANIANO-SUPERIOR.	37
3.1.3.1.5. Fm. El Manaclar (19) - Alternancia de arenisca calcárea y marga; arenisca masiva. COMPANIANO-SUPERIOR.....	37
3.1.3.1.6. Granito, granodiorita (20). COMPANIANO SUPERIOR.	38
3.1.3.1.7. Fm. Los Martínez (21) Alternancia de arenisca, limo y marga; presencia local de olistólitos. COMPANIANO SUPERIOR.	39
3.1.3.1.8. Fm. Los Martínez (22) Marga oscura con intercalaciones de calcarenita. COMPANIANO SUPERIOR.....	41
3.1.3.1.9. Fm. Los Martínez (23). Conglomerado con predominancia de clastos de caliza, en alternancia con arenisca. (25) predominancia de clastos angulosos de margas. COMPANIANO-SUPERIOR.....	42

3.1.3.1.10. Fm. Los Martínez (24) Conglomerado poligénico con intercalaciones de arenisca. COMPANIANO-SUPERIOR.....	42
3.1.3.1.11. Fm. Las Palmas (26) Margas y areniscas marrones. COMPANIANO SUPERIOR-MAASTRICTIANO.	43
3.1.4. Terciario	44
3.1.4.1. Paleógeno	45
3.1.4.1.1. Fm. Jura (27) Marga con capas de caliza. PALEOCENO SUPERIOR	45
3.1.4.1.2. Fm. Jura (28) Caliza pelágica de color blanco con lentes de Pedernales. PALEOCENO SUPERIOR.	46
3.1.4.1.3. Bloque gigante de caliza (29). EOCENO INFERIOR.....	46
3.1.4.1.4. Fm. Loma Rodríguez (30). Caliza estratificada, en parte margosa, de colores crema y rosada, facies de plataforma. EOCENO INFERIOR-MEDIO.	46
3.1.4.1.5. Fm. El Número (31) Caliza arcillosa de color rojo-marrón en alternancia con marga. EOCENO INFERIOR-MEDIO.	47
3.1.4.1.6. Fm. Rio Ocoa (32) Marga con intercalaciones de calcarenita. EOCENO-MEDIO.....	47
3.1.4.1.7. Fm. Valdesia (33). Alternancia de arenisca, limolita y marga con capas de conglomerado; formación local de alternancias de marga y limolita en la base de esta secuencia. EOCENO-MEDIO.....	48
3.1.4.1.8. Fm. Jura (34). Calizas tableadas blancas. EOCENO-MEDIO	48
3.1.4.1.9. Fm. Ocoa (35). Arenisca estratificada con intercalaciones finas de marga arenosa. EOCENO-MEDIO	49
3.1.4.1.10. Fm. Ocoa (36) Alternancia de arenisca, limolita y marga con olistolitos. EOCENO-MEDIO.....	50
3.1.4.1.11. Capas rojas del Jura (37). Alternancia de aspecto pizarroso de lutitas rojas y calizas blancas. EOCENO MEDIO-SUPERIOR	52

3.1.4.1.12. Fm. Valdesia (38). Conglomerado poligénico en alternancia con arenisca y limolita; con olistolitos en la zona oeste Oeste del Rio Nizao. EOCENO – OLIGOCENO SUPERIOR.	54
3.1.4.1.13. Fm. El Número (39). Margas con intercalaciones rítmicas de calizas y calcarenitas. EOCENO SUPERIOR.	55
3.1.4.1.14. Fm. Ocoa (40). Alternancia de margas y areniscas turbidíticas EOCENO SUPERIOR.....	56
3.1.4.1.15. Fm. Ocoa (41). Conglomerados con bloques y olistolitos. EOCENO SUPERIOR	58
3.1.4.1.16. (41a). Olistolitos Indiferenciados. EOCENO SUPERIOR ..	59
3.1.4.1.17. (42). Olistolitos de calizas tableadas blancas con sílex. EOCENO SUPERIOR	59
3.1.4.1.18. Fm. Ocoa (43). Areniscas conglomeráticas con olistolitos. EOCENO SUPERIOR	60
3.1.4.1.19. Fm. El Limonal (44). Conglomerados y areniscas	61
3.1.4.1.20. Fm. Ocoa (45). Lutitas oscuras con frecuentes inclusiones de conglomerados y olistolitos. Niveles alternantes de lutitas y areniscas	63
3.1.4.1.21. Fm. Ocoa (46). Margas de tonos verdes	65
3.1.4.1.22. Fm. Ocoa (47). Lutitas con olistolitos de naturaleza y dimensiones variables.....	66
3.1.4.1.23. Fm. Ocoa (48). Alternancia rítmica de margas y areniscas	68
3.1.4.1.24. Fm. Ocoa (49). Conglomerados polimícticos oscuros	69
3.1.4.1.25. Fm. Ocoa (50). Alternancia de arenisca gravosa, arenisca y marga arenosa con capas de conglomerado; presencia local de olistolitos. EOCENO SUPERIOR.	69
3.1.4.1.26. Fm. Rio Ocoa (51) Conglomerado con alta frecuencia de clastos de color rojizo con capas de arenisca. EOCENO SUPERIOR.	72

3.1.4.1.27. Fm. Rio Ocoa (52) Alternancia de marga y arenisca con capas de marga arenosa rojizo y arenisca gravosa. EOCENO SUPERIOR.	75
3.1.4.1.28. Fm. Ocoa (53). Alternancia de conglomerado poligénico, arenisca y limolita con olistólitos. EOCENO SUPERIOR	76
3.1.4.1.29. Fm. El Limonal (54). Alternancia de margas, areniscas y calcarenitas. OLIGOCENO INFERIOR	76
3.1.4.1.30. Formación El Limonal (55). Conglomerados con olistólitos y calcarenitas. Oligoceno.	77
3.1.4.1.31. Fm. Iguana (56). Marga con intercalaciones de calcarenitas	79
3.1.4.1.32. Fm. Montería (57) Marga arenosa con estratificación fina. OLIGOCENO SUPERIOR.	79
3.1.4.1.33. Fm. Iguana (58). Conglomerado Poligénico con Alternancia de arenisca y marga. OLIGOCENO SUPERIOR.	81
3.1.4.1.34. Fm. Iguana (59). Alternancia de marga, limo y arenisca. OLIGOCENO SUPERIOR.	81
3.1.4.1.1. Fm. Iguana (60). Conglomerado con predominancia de clastos angulosos de caliza con alternancia con arenisca y limonita. OLIGOCENO SUPERIOR.	82
3.1.4.1.2. Fm. Iguana (61). Caliza arrecifal. OLIGOCENO SUPERIOR.	82
3.1.4.1.3. Fm. Iguana (62). Marga con intercalaciones de calcarenitas. OLIGOCENO SUPERIOR.	83
3.1.4.1.4. Fm. Majagual (63). Margas masivas con areniscas.	83
3.1.4.1.5. Fm. Majagual (64). Alternancia de margas, areniscas y calcarenitas	85
3.1.5. CUATERNARIO.	86
3.1.5.1.1. Abanicos aluviales. Gravas, arenas y limos (65 y 66). PLEISTOCENO.	86

3.1.5.1.2. Glacis. Gravas, arcillas y arenas (67).....	87
3.1.5.1.3. Terrazas medias y altas. Gravas y arenas. Gravas, arenas cantos y arcillas. (68)	88
3.1.5.1.4. Abanicos aluviales. Gravas, arenas y arcillas (69).	89
3.1.5.1.5. Terraza alta. Canto, grava, arena y limo (70). HOLOCENO	90
3.1.5.1.6. Terraza baja (71): Canto, grava, arena y limo. HOLOCENO. 91	
3.1.5.1.7. Glacis. Grava y limos (72). HOLOCENO.....	91
3.1.5.1.8. Penillanura relicto (73). HOLOCENO.	92
3.1.5.1.9. Llanura de inundación. Arcillas y Arenas con cantos (74). HOLOCENO.....	92
3.1.5.1.10. Fondo de Valle. Conglomerados, Gravas y arenas (75). HOLOCENO.....	93
3.1.5.1.11. Coluviones. Cantos, arenas y arcillas. (76). HOLOCENO.	93
3.1.5.1.12. Aluviones, depósitos de río (77): Arena, grava, canto y limo. HOLOCENO.....	93
3.1.5.1.13. Coluviones. Limos y arcillas con cantos (78). HOLOCENO. 94	
3.1.5.1.14. Cono aluvial, deslizamiento (79). HOLOCENO.	94
3.1.5.1.15. Fondos de valle. Grava, arenas y arcillas (80). HOLOCENO. 94	
4. Tectónica	95
4.1. Contexto geodinámico de la Isla La Española.	95
4.2. Marco geológico-estructural de la zona.....	99

1. INTRODUCCIÓN

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

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

1.1. Metodología

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

Como apoyo a los trabajos de campo, se interpretaron las imágenes disponibles de satélite (Landsat TM y radar SAR), los datos de la geofísica aerotransportada (magnetismo y radiometría) del Proyecto SYSMIN (1996), y las fotografías aéreas a escala 1:40.000 del Proyecto MARENA (1983-1984) ó a escala 1:60.000 (1958).

Todos los puntos de observación y recorridos fueron grabados diariamente en un GPS, descargados y documentados en una base de datos, trazados en un sistema de información geográfica (SIG) y confrontados a las informaciones

anteriormente descritas (topografía, imágenes de satélite, datos geofísicos, etc.) ya incorporadas en el SIG.

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

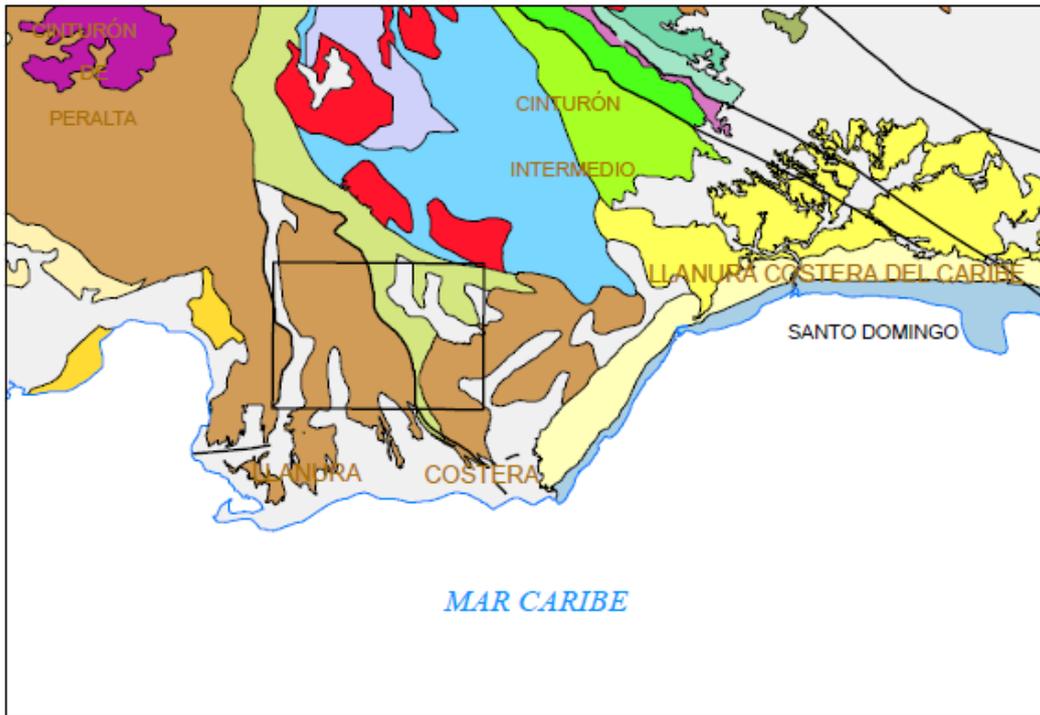
Ya que cada Hoja forma parte de un contexto geológico más amplio, el desarrollo de cada una de ellas se ha enriquecido mediante la información aportada por las restantes, con frecuentes visitas a sus territorios.

1.2. Situación Geográfica Hoja Geográfica Montería (6171 - III)

Coordenadas: 18°29' 55.81" N 70°14' 59.94" O

Coordenadas: 18°19' 55.82" N 70°29' 59.98" O

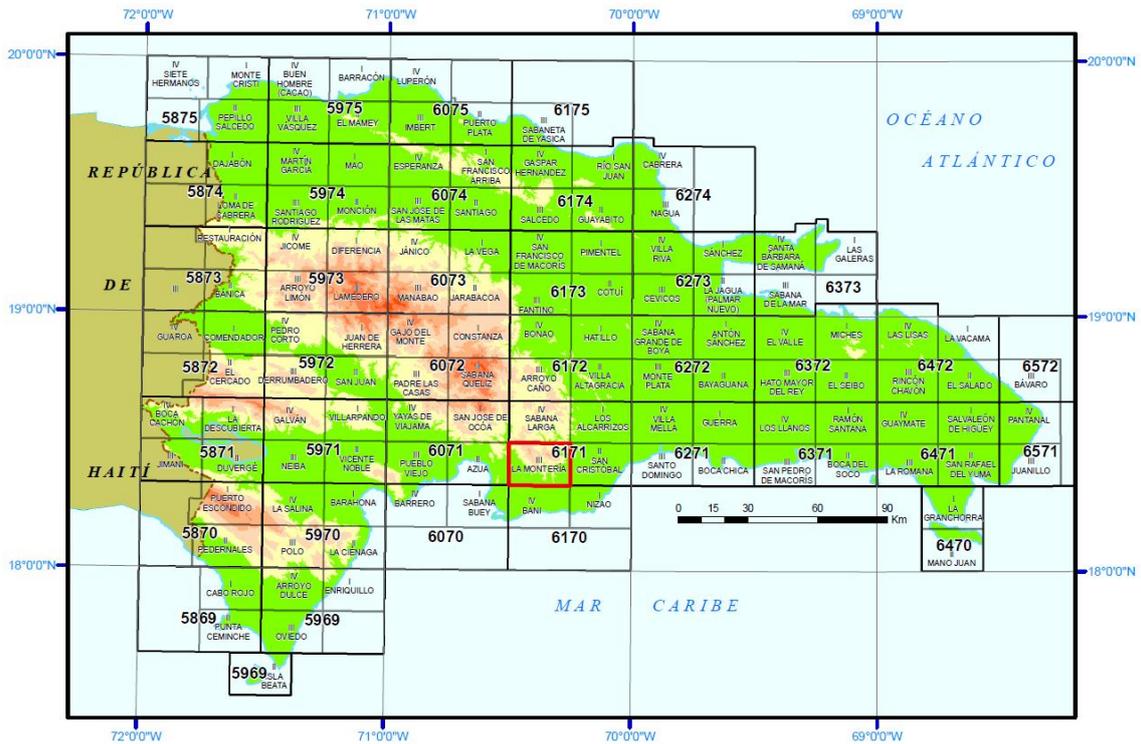
ESQUEMA REGIONAL



Escala 1:1.000.000

	Cuaternario indiferenciado. Pleistoceno-Holoceno		Fm Peralvillo Norte. Cretácico Inferior. (Cordillera Oriental)
	Vulcanismo cuaternario. Pleistoceno-Holoceno		Cinturón de Trois Rivières-Peralta. Cretácico Superior-Mioceno. (Cordillera Central)
	Fm La Isabela. Calizas arrecifales. Pleistoceno-Holoceno		Fm Tireo. Cretácico Superior. (Cordillera Central)
	Relleno de las cuencas del Cibao, San Juan, Enriquillo, Azua y equivalentes. Mioceno-Pleistoceno		Fms Siete Cabezas y Peralvillo Sur. Cretácico Superior. (Cordillera Central)
	Fms Los Haitises y equivalentes. Calizas. Mioceno-Pleistoceno		Complejo Río Verde. Cretácico Inferior. (Cordillera Central)
	Fms Yanigua, Villa Trina, Castillo y equivalentes. Mioceno-Plioceno		Complejo Duarte. Jurásico Superior. (Cord. Central)
	Fm Sombrero y equivalentes. Oligoceno- Mioceno. (Sierras de Neiba y Martín García)		Esquistos de Maimón. (Cordillera Central)
	Fm Don Juan. Conglomerados. Eoceno. (Cordillera Oriental)		Tonalitas y dioritas
	Fm Las Guayabas. Cretácico Superior. (Cordillera Oriental)		Gabros y dioritas
			Peridotitas y serpentinitas

Límites: La Hoja Geológica La Montería (6171-III), está enmarcada con las siguientes Hojas Geológicas: al Norte Sabana Larga/La Ciénaga (6171-IV), al Este San Cristóbal (6171-II), al Sur Bani (6170-IV) y al Oeste Azua (6071-II).



Geografía

La Hoja Geológica La Montería está situada en un valle irregular, rodeado por cerros y colinas de baja altura. Este pequeño valle está surcado por los ríos: Nizao, Baní, Baniel y Ocoa. Además, el relieve enmarcado en esta Hoja Geológica, es atravesado por numerosas Arroyos. Su clima es tropical con lluvias frecuentes, las temperaturas son moderadas.

Montañas: En el noreste de la sección La Montería se encuentra Loma El Morrito, al este Loma Los Ramones, al oeste Loma de Tomasa y al noroeste Los Yaguarizos.

1.3. Marco Geológico

La Hoja Geológica La Montería (6171- III), se localiza en la confluencia entre la Cordillera Central y de forma parcial la Llanura Costera del Caribe, dominios representados de forma muy parcial en ella.

La Cordillera Central presenta una notable complejidad derivada de una complicada evolución, reconociéndose en ella materiales cretácicos inferior, de ambientes geodinámicas totalmente diferentes.

Su flanco nororiental constituye un dominio con características específicas denominado Cinturón Intermedio (Bowin, 1960), en el que se encuentran incluidos afloramientos de la Hoja. Uno de sus rasgos principales es la presencia de la Zona de Falla de La Española, accidente geodinámico de primer orden que favorece la extrusión de la Peridotita de Loma Caribe (al Norte de esta Hoja), a favor de desgarres de dirección NO-SE, flanqueada en la región por materiales de arco insular, al noreste, y de meseta oceánica del Cretácico Inferior, al suroeste. Más recientemente, Escuder Viruete et al.(2008) han individualizado tres bloques tectónicos o corticales en la cordillera, en base a sus diferencias estratigráficas y geoquímicas: la Zona de Falla de La Española corresponde al Bloque de Bonaó, en tanto que los materiales situados al suroeste de ella (hasta la falla de San José- Restauración) forman parte del bloque de Jarabacoa.

La amalgama de dominios tan diferentes se produjo como consecuencia de un régimen transgresivo provocado por la colisión oblicua entre las placas Norteamericana y del Caribe, durante el Paleógeno. Flanqueando este complejo basamento mesozoico y los cortejos plutónicos instruidos en él, se depositaron potentes sucesiones sedimentarias paleógeno-miocenas, entre las que adquirieron una notable representación las de naturaleza turbidíticas. A finales del Terciario, la cordillera se había estructurado conforme al patrón reconocido hoy día, si bien no habría adquirido su envergadura actual como sistema montañoso.

Por su parte, la actual Llanura Costera del Caribe constituiría durante el Plioceno una plataforma carbonatada en la que un sistema de construcciones arrecifales (Fm Los Haitises), protegería hacia el norte un lagoón (Fm Yanigua) que eventualmente sufriría la llegada de descargas terrígenas procedentes de una incipientes cordilleras Central y Oriental. La emersión de la plataforma, con el consiguiente retroceso de los complejos arrecifales hacia el Sur hasta su posición actual y el avance en el mismo sentido de abanicos y piedemontes procedentes de los relieves montañosos, son los condicionantes fundamentales

de la morfoestructuras general de la Hoja, sobre la que han actuado con mayor o menor eficacia los agentes externos, especialmente los de origen fluvial, lacustre-endorreico, kárstico y poligénico.

1.4. Antecedentes

La Montería es una sección perteneciente al municipio de Baní, provincia Peravia en la República Dominicana.

El sector de la Cordillera Central correspondiente a la Hoja Geológica La Montería (6171-III) y su entorno ha sido objeto de diversas índoles, cuya simple enumeración implicaría un profundo estudio bibliográfico. A continuación, se señalan todos aquellos que se han considerado del máximo interés para la elaboración de la Hoja, tanto de carácter local como regional, y que engloban la mayor parte de los conocimientos existentes acerca de ella.

Es imprescindible destacar la auténtica puesta al día de los conocimientos geológicos acerca de La Española que supuso la interesante monografía de Mann et al. (1991), para la Sociedad Geológica de América, documento básico para trabajos posteriores. No obstante, en ella se echa de menos algún trabajo relativo a un dominio de la extensión de la Llanura Costera de Caribe. Igualmente, la Cordillera Central si es objeto de varios estudios, ninguno de ellos afecta específicamente al territorio de la Hoja.

El volumen anterior va acompañado de cartografías de síntesis a escala 1:150:000 de diversos dominios, observándose también una importante escasez de datos en relación con la Llanura Costera del Caribe y el área de la Cordillera Central incluida en la Hoja. Además de estas cartografías de síntesis, es preciso destacar la efectuada a escala 1:250:000 por la Dirección General de Minería y el Instituto Cartográfico Universitario en colaboración con la Misión Alemana (1991).

Entre los trabajos más recientes es preciso señalar por la ingente cantidad de información geológica aportada, los proyectos C (IGME-INYSPSA-Printec, 1997-2000) y I (IGME-BRGM-INYPSA, 2002-2004) del programa SYSMIM,

desarrollados básicamente en el ámbito de la Cordillera Central y del sector Oriental de la Isla La Española, respectivamente. Aunque destacan especialmente los aspectos relacionados con la cartografía geológica (escala 1/50:000) y geomorfológica y de procesos activos (escala 1/100:000), no deben olvidarse las memorias que acompañan a cada una de las Hojas elaboradas, ni los diversos informes complementarios, de carácter petrológico, sedimentológico y paleontológico.

En cuanto a los estudios de índole geomorfológica, son escasos, al igual que en el resto de la República Dominicana. De entre ellos, hay que resaltar el libro Geografía Dominicana (De la fuente, 1976), que además de aportar una abundante de datos geográficos e ilustraciones, apunta numerosas consideraciones de orden geomorfológico; sus denominaciones geográficas han servido de referencia durante la realización del presente trabajo.

Por último, dentro el Programa SYSMIM y con carácter general en relación al ámbito dominicano, es preciso señalar los trabajos relativos a geofísica aerotransportada (CGG, 1997) y a aspectos sísmicos (Pointec, 1999) e hidrogeológicos (Acuater, 2000; Eptisa, 2004).

Los datos geológicos de los cuatro mapas correspondientes al Cuadrante a escala 1:100000 de San Cristóbal, se produjeron a finales de 1980 y principios mediados de 1990, en el SGN en colaboración con los Servicios Geológicos de Alemania (BGR). Estos mapas no han sido publicados ni tienen memorias explicativas, al momento de la elaboración de la Memoria Geológica Los Alcarrizos (6171-I). En 1998 datos cartográficos fueron transmitidos al SGN con formato MapInfo y los mapas publicados en formato PDF se han añadido a la base de datos de los Programas SYSMIM.

2. Estratigrafía

2.1. Descripción de las unidades

2.1.1. CRETACICO

2.1.1.1. Cretácico Inferior

2.1.1.1.1. Fm. Arroyo Jigüey (1) Rocas volcánicas masivas de carácter ácido - intermedio – básico (3), indiferenciadas. NEOCOMIANO.

Como se ha mencionado anteriormente, esta unidad forma el cuerpo fundamental de la formación Tireo y generalmente se presenta como un conjunto masivo, de tonos verdosos a grises, en el que casi siempre es difícil observar la estratificación lo que contribuye negativamente en la cartografía de su estructura interna. El tipo litológico dominante, correspondiente a estos afloramientos de carácter masivo, consiste en tobas y brechas volcánicas sin ningún tipo de granoclasificación interna, en la que los fragmentos vítricos, líticos o, en menor proporción, cristales, tienen un tamaño medio que oscila entre algo menos de 2mm y 1cm. Los fragmentos son mayoritariamente de tipo no vesicular y color verdoso a gris claro, aunque también los hay, en menor proporción, vesiculares de color negro y los formados por trozos angulosos (1 a 3mm) de vidrio (palagonita) devitrificado de color marrón amarillento a verde, con algunas vesículas. Los fragmentos de cristales corresponden a feldespatos y piroxenos y su presencia no llega al 1% del total de estas tobas. Entre los fragmentos líticos, son dominantes los procedentes de basaltos y andesitas, aunque también se reconocen fragmentos de doleritas y gabros.

2.1.1.1.2. Fm. Arroyo Jigüey (2) Rocas volcánicas de carácter ultramáfica. NEOCOMIANO.

La evolución volcánica arcoinsular empezó en la Cordillera Central con la extrusión de lavas ultramáficas, de tal manera que se distinguen a menudo por altos contenidos en Magnesio, respectivamente Titanio, siendo así geoquímicamente parecidas tanto a basaltos oceánicos insulares, como a basaltos arcoinsulares. Esta serie de rocas afloran en las Hojas Geológicas de: La Montería (6171-III) y

La Ciénaga/ Sabana Larga (6171-IV), se denominan como Formación Arroyo Jigüey.

Tanto la alta cantidad en lavas picricas (cerca de 60 a 70 %), como el carácter subalcalino y el orden de cristalización $Ol > Cpx > Plag$, indican la fusión y diferenciación del material original bajo presiones H_2O que corresponden a profundidades no tan grandes. Esto indica distintamente que, petrológicamente, las vulcanitas de la Formación Duarte deben asignarse al ambiente arcoinsular. Por lo tanto, esta formación no representa una plataforma oceánica, en la que se había desarrollado más tarde un arco insular. Las vulcanitas de la Formación Arroyo Jigüey, forman indudablemente la base de la Formación Tireo. Amplias partes de estas dos unidades de rocas han sido metamorfizadas juntas, y en parte asimiladas, durante la intrusión tonalítica posterior. El grado del metamorfismo térmico varía entre facies corneana con hornblenda en el contacto de la tonalita, y rocas ligeramente o no metamorfizadas, con altos contenidos en gas, a distancias más grandes del contacto. Un metamorfismo relictos, anterior a la intrusión tonalítica, no es reconocible.

2.1.1.1.3. Fm. Arroyo Jigüey (4) Rocas volcánicas masivas de carácter intermedio - ácido. NEOCOMIANO.

Como se ha mencionado anteriormente, esta unidad forma el cuerpo fundamental de la formación Tireo y generalmente se presenta como un conjunto masivo, de tonos verdosos a grises, en el que casi siempre es difícil observar la estratificación lo que contribuye negativamente en la cartografía de su estructura interna. El tipo litológico dominante, correspondiente a estos afloramientos de carácter masivo, consiste en tobas y brechas volcánicas sin ningún tipo de granoclasificación interna, en la que los fragmentos vítricos, líticos o, en menor proporción, cristales, tienen un tamaño medio que oscila entre algo menos de 2mm y 1cm.

Los fragmentos son mayoritariamente de tipo no vesicular y color verdoso a gris claro, aunque también los hay, en menor proporción, vesiculares de color negro y los formados por trozos angulosos (1 a 3mm) de vidrio (palagonita) devitrificado

de color marrón amarillento a verde, con algunas vesículas. Los fragmentos de cristales corresponden a feldespatos y piroxenos y su presencia no llega al 1% del total de estas tobas. Entre los fragmentos líticos, son dominantes los procedentes de basaltos y andesitas, aunque también se reconocen fragmentos de doleritas y gabros.

2.1.1.1.4. Fm. Rio Duey (5) Rocas piroclásticas y tufitas de carácter intermedio ácido. NEOCAMIANO.

Como se ha señalado, la Fm. Rio Duey, se compone de rocas volcánicas, predominantemente volcanoclásticas, de quimismo ácido hacia el techo de la serie; cuerpos intrusivos, plutónicos y subvolcánicos con un quimismo que evoluciona de forma análoga a la del volcanismo, y varios niveles de rocas sedimentarias intercalados. La falta de horizontes guía, la dificultad de accesos e incluso la inaccesibilidad de numerosos lugares, y una estructura compleja, así como la falta de antecedentes en estudios publicados en esta Formación, para los objetivos de estudio y cartográficos de esta escala, han hecho que se agrupe en un término amplio en la cartografía, un conjunto de litologías, descritas en este epígrafe, diferenciando en los sitios donde han sido vistas determinadas litologías, que se describen en epígrafes sucesivos.

Las litologías más frecuentes en esta formación son:

- Tobas finas y groseras, estratificadas en capas desde unos milímetros hasta varios centímetros.
- Tobas de lapilli, de color gris-verdoso, con fragmentos líticos, fragmentos vítreos y cristales, en una matriz de grano fino. Los fragmentos son del orden de 1cm., pero pueden algunos fragmentos de rocas llegar a 5 cm.
- Cuarzoqueratófidos, se presentan generalmente en forma de pitones, son de color claro y presentan abundante cuarzo, este cuarzo se presenta en forma de cristales o con formas subredondeadas.
- Andesitas y productos aglomeráticos de composición andesítica.

Presentan abundantes amígdalas rellenas de calcita y clorita. Estas andesitas presentan abundantes cristales de clinopiroxenos.

- Términos sedimentarios, son frecuentes intercalados entre los materiales volcánicos. Pueden ser calizas de plataforma, con arenas y limolitas (Miembro Calizas de Constanza y Serie de Río Blanco). Cherts y limolitas de fondos marinos, y calizas pelágicas.

2.1.1.1.5. Fm. La Lana (6) Caliza silicea de color negro. ALBINO-APTIANO.

Litológicamente los horizontes de caliza son de color negro con tonalidades gris, de textura microcristalina silisificada, se presenta en estratos gruesos y medianos, fuertemente deformada y fracturada, también se presenta en estratos medianos en la Loma/Cerro mudstone, intercalados con bandas y horizontes de pedernal negro plegados, otra forma de presentarse es en capas gruesas brechada fracturada, marmorizada y fuertemente silisificada de color gris, textura Graistone. Estructuralmente es difícil de apreciar su estratificación, se confunde con el fracturamiento. Es afectada por vetillas de sílice, la alteración presente es silicificación, marmorización, cabe señalar que en el área hay presencia de hidrotermalismo, favorable para la mineralización.

2.1.1.1.6. Fm. La Lana (7) Conglomerado con clastos de riolita y chert. ALBINO-APTIANO.

Los conglomerados poseen colores gris claros y marrón, los clastos están compuestos mayormente por rocas volcánicas, siendo los más abundantes los de riolitas, revelando la existencia de un volcanismo ácido previo. El tamaño de los clastos es variable, hasta 30 cm de diámetro. Estos clastos provienen de cuerpos riolíticos reconocidos en la región estudiada, ya que las riolitas que afloran instruyen a la secuencia estratificada. Los clastos de andesita son similares a los de las brechas andesíticas, aunque este criterio no es suficiente para establecer su procedencia.

Los afloramientos de conglomerados son masivos, resistentes a la erosión. Los clastos son en su mayoría de riolitas y en menor proporción de chert. Son poco frecuentes otras litologías. Los clastos de riolitas varían desde frescos hasta alterados y desde masivos hasta bandeados por flujo. Las alteraciones principales consisten en minerales arcillosos, calcedonia y caledonita, por lo cual no se descarta que el origen de los conglomerados esté relacionado con esta unidad.

El tamaño de los clastos varía hasta un máximo de 0,8 m de diámetro. Se encuentran flotando en una matriz arenosa, constituida principalmente por feldespatos y en menor proporción por cuarzo, lo cual sugiere que se formaron en una cadena volcánica riolítica a dacítica, y que durante su trayecto no incorporaron clastos con otras composiciones que no sean las volcánicas. Las volcanitas de la Fm. La Lana, por su similitud, son las candidatas más cercanas para proporcionar el material de estos conglomerados.

La edad de esta Formación ha sido estimada por Bernard Wagner (1993), Cretácica Inferior, sobre la base del estudio de una microflora con buen estado de preservación.

2.1.1.1.7. Fm. La Lana. (8) Arenisca masiva, en parte gravosa y alternancias de arenisca y limolita. (9) Caliza de color crema, brechada. ALBINO-APTIANO.

La secuencia cretácica está compuesta principalmente de calizas y areniscas, depositadas en un ambiente de plataforma somera cuya edad van desde el Cretácico Inferior hasta el albino-aptiano SGN (1994). Aflora principalmente en La Cuchilla de La Lana. Es afectada por diques andesíticos, de color gris oscuro, textura afanítica, contiene plagioclasas cálcicas, en la zona de contacto hay brechamiento y oxidación. En la gran mayoría de los afloramientos estas rocas presentan deformación y fracturamiento intenso, generalmente abierto y asociado a zonas de disolución.

2.1.1.2. Cretácico Superior

2.1.1.2.1. Fm. Tireo (10) Rocas piroclástica de carácter básico - intermedio con lavas básicas en menor proporción. CRÉTACICO SUPERIOR.

En la Hoja Los Alcarrizos esta unidad cartográfica conforma la práctica totalidad de la superficie aflorante de la formación Siete Cabezas. Pese a su gran extensión no hay demasiados puntos de observación de la misma con un grado aceptable de calidad. Algunos de éstos son la carretera de acceso a Hato Viejo, El camino que une esta última localidad con Río Verde, los cauces de los ríos Higüero e Isabela, así como algunos arroyos que surcan tanto la vertiente septentrional como meridional de la Loma Siete Picos o Siete Cabezas de la que toma su nombre. Diversos intentos de realizar secciones de esta formación a través de los mencionados relieves, han resultado infructuosos debido al elevado grado de alteración de las rocas.

Esta unidad consiste esencialmente en lavas basálticas afaníticas, de carácter masivo, aunque también se reconocen, localmente, *pillow-lavas*, que generalmente contienen algunos microfenocristales de clinopiroxeno. Estos ocurren como cristales euhedrales a anhedrales que con frecuencia se agrupan formando texturas micro-glomeroporfídicas. El porcentaje de micro-fenocristales de clinopiroxeno parece depender del grado de cristalinidad de la roca. La matriz es de grano muy fino y sus texturas varían desde holovítreas a vitroporfídicas y holocristalinas. Algunas lavas muestran textura intersectoral. En las lavas holovítreas y vitroporfídicas la matriz es de color marrón y frecuentemente esferulítica. Las fracturas de tipo perlítico son típicas en lavas holovítreas. En los tipos holocristalinos las texturas variolíticas son comunes. Estas varían desde incipientes crecimientos radiales de cristales fibrosos de plagioclasa y piroxeno a cuerpos radiales de grano fino bien definidos que consisten en el intercrecimiento de cristales de plagioclasa y prismas de piroxeno. Algunos tienen vidrio intersticial.

Las diabasas corresponden a tipos holocristalinos de grano medio. Tienen texturas ofíticas e intergranulares siendo sus principales componentes

plagioclasas, piroxenos y óxidos de hierro. Estas rocas se distribuyen aparentemente de una forma regular por toda la formación en asociación con los términos lávicos y se interpretan bien como centros de los flujos de lavas, o como *sills* intruyendo en éstos.

Conviene precisar que, a tenor de la escasa variedad en la composición geoquímica de las rocas de la Fm. Siete Cabezas, las diferencias texturales que se acaban de describir corresponden a los procesos de enfriamiento propios de estas rocas más que a marcadas variaciones composicionales de los magmas de origen.

Bowin (1966) describió en varias localidades dentro de esta formación niveles masivos de cherts hematíticos rojos que, sin embargo, no se han visto in situ en los reconocimientos de campo llevados a cabo en el presente trabajo. Solamente se han reconocido rocas similares como bloques sueltos a lo largo de algunos arroyos. El origen de estos cherts es aún desconocido, aunque pudieran corresponder a flujos masivos.

Los términos volcanoclásticos correspondientes a tobas cineríticas bien estratificadas sólo se han reconocido, con cierta extensión de afloramiento, en los sectores próximos a la localidad de Villa Altagracia, aunque puntualmente también se han observado en un antiguo camino que sube a Cañada Honda desde Los Arroyones. Las características de estas rocas se describirán en el apartado siguiente. Además, en el margen septentrional de la unidad, a lo largo del camino que va a la localidad de Río Verde, se han observado varios afloramientos, sin entidad cartográfica, de rocas volcanoclásticas de tamaño lapilli muy alteradas, cuya continuidad lateral no se ha podido determinar. Afloramientos similares se han observado al norte de Santo Domingo donde términos masivos de brechas y lapillis constituyen una de las principales litologías de la formación. Estas parecen ser predominantemente multilíticas con un tamaño de grano entre 2/3cm a 1/2mm. En estos sectores también se han reconocido brechas vítreas monolíticas que se interpretan como hialoclastitas formadas en un proceso de fragmentación por enfriamiento conforme el magma entraba en contacto con el agua o bien como un producto de erupciones freatomagmáticas. Estas brechas y las lavas asociadas son facies proximales

relacionadas con centros de emisión cercanos. Contrariamente, las brechas multilíticas de grano fino, las tobas-lapilli, tobas cineríticas y cherts deben corresponder a las facies más distales.

Por último, queda citar la aparición al norte de Villa Altagracia, concretamente en el camino a Cachón, de unos diques de rocas máficas ricas en anfíboles, que nunca antes habían sido citados en esta formación. La textura de estas rocas es holocristalina inequigranular y subideomorfa de grano fino y su composición consiste en plagioclasas, como mineral dominante, algún piroxeno, y anfíboles. Estos últimos se presentan en agujas muy ideomorfas que parecen indicar un crecimiento rápido en los últimos estadios de la cristalización ígnea. La relación de estos diques con el encajante es desconocida.

2.1.2. Grupo Tireo

El Grupo Tireo es una de las unidades más ampliamente representadas en el sector central de La Española. Ocupa la mayor parte de las Hojas desarrolladas sobre la Cordillera Central (p. ej. Jicomé, Lamedero, Restauración, Constanza y Gajo del Monte), y parcialmente aparece en las de Dajabón, Santiago Rodríguez, Loma Cabrera, Diferencia, Arroyo Limón, Bonao, Arroyo Caña y Padre Las Casas. Más cerca de la zona de estudio está representada en las Hojas de San José de Ocoa y Sabana Quéliz.

El nombre del grupo se corresponde el de un pueblo y un río, próximos a Constanza. Las primeras referencias que aluden al Grupo Tireo se deben a Bowin (1966), aunque posteriormente ha sido objeto de varios estudios por parte de Mesnier (1980), JICA/MMJA (1984), Jimenez & Lewis (1987), Amarante y Garcia (1990), Lewis et al. (1991), Amarante y Lewis (1995), Joubert et al., (1998), Escuder-Viruet et al. (2004, 2007a (Lithos) y b (bol.geol.) y las hojas geológicas desarrolladas en el Proyecto SYSMIN (2004).

2.1.2.1.1. Grupo Tireo (11). Calizas blancas y grauvacas oscuras

Dentro de esta unidad se agrupan un conjunto de afloramientos que muestran una cierta heterogeneidad de rocas, pero que, debido a su intensa deformación,

no han podido diferenciarse cartográficamente. Por sus características litológicas y posición estratigráfica, se han asignado a la Formación Tireo.

Existen dos áreas en la Hoja de Baní donde aflora esta unidad, ambas ligadas a zonas de falla. La mayor extensión de afloramiento se produce en el bloque oriental de la Zona de Falla de San José-Restauración (ZFSJR), justo en la traza de la zona de falla, que ha favorecido la exhumación de las rocas más antiguas de la región, de manera que se encuentra un gran afloramiento de forma lenticular en la zona de Cerro Prieto, al noroeste de Peravia. El otro lugar donde se encuentra esta unidad es en la zona de falla de Loma Desecho, donde se localiza también un afloramiento de forma alargada, paralelo a la dirección de la falla, aunque tiene una extensión menor que el primero de ellos.

Otros conjuntos litológicos están compuestos por grauvacas grises y niveles más finos, de probable origen epiclástico. Estas litologías afloran en Cerro Prieto y también en la carretera de El Limonal a Buena Vista, aunque de manera parcial y muy tectonizadas debido

a la Falla de Loma Desecho.

2.1.2.1.2. Fm. Tireo (12) Rocas piroclásticas, basico-intermedio, con metamorfismo de contacto. CRÉTACICO SUPERIOR.

Las rocas piroclásticas de la Fm Constanza fueron emitidas y parcialmente remobilizadas (flujos de masas) o retrabajadas ya solidificadas en un medio submarino relativamente profundo. Se trata de depósitos *debris flows*, generalmente poligénicos, en capas masivas de potencia variable, constituidas por bloques heterométricos soportados por la matriz. En la carretera de Jarabacoa a Constanza se observan capas gradadas de estos depósitos con laminación cruzada de alto ángulo a techo. Sin embargo, por encima de la secuencia de tobas verdes principal, al SW de Restauración aparecen unos 30-100 m de tobas verdes y rojas-moradas alternantes, con capas decimétricas intercaladas de lapilli acrecionario (Lewis *et al.*, 1991b; Stein *et al.*, 2004). Estas facies piroclásticas evidencian procesos de la fragmentación explosiva por

expansión de los volátiles magmáticos. Los depósitos de caída resultantes, depositados en un medio de aguas someras transicional a subaéreo, forma capas relativamente bien seleccionadas y estratificadas de tobas y tobas de lapilli.

2.1.2.1.3. Gabro (13). SANTINIANO-COMPANIANO INFERIOR.

Los Granitos y Granodioritas aflorantes en estas Hoja están en contacto litológico con: las Tonalitas, Metagabro (metamorfismo de contacto) y Gabros migmatizados. Estos se encuentran en La Cuchilla Del Limón, Loma Los Privados, Arroyo Blanco y Loma La Cuchilla Del Medio. Estos granitoides pertenecen a la alineación de intrusiones ácidas que hay en la Cordillera Oriental, entre la tonalita de Zambrana y las tonalitas de Higüey en la parte oriental de la Península del Este.

Aunque el aspecto de las tonalitas de esta Hoja es similar al de las que se localizan al oeste de la peridotita, en las Hojas de Bonaó y Arroyo Caña, tanto la edad como algunos elementos químicos difieren considerablemente. Mientras la edad de las tonalitas de esta Hoja es Cretácico inferior (como lo demuestra la datación de 115 M.a.), las de la Hoja de Arroyo Caña dan edades pertenecientes al Cretácico superior. Asimismo el bajo contenido de elementos R.E.E. ligeros, en las tonalitas de Zambrana y otras diferencias geoquímicas, las separan de las tonalitas situadas al oeste, y las hacen geoquímicamente semejantes a las rocas félsicas de la Formación Maimón con las que parecen estar relacionadas genéticamente.

Las tonalitas de Zambrana presentan una intensa meteorización, como corresponde a un clima tropical, presentando en algún caso disyunción en bolos. Tienen un color claro y una textura granuda de grano medio. Los minerales más abundantes son la plagioclasa que presenta cristales idiomorfos bien desarrollados, maclados y zonados. El cuarzo, abundante, presenta cristales alotriomorfos ocupando posiciones intersticiales, y extinción ondulante. Otro mineral esencial es la horblenda que se presenta agrupada en glómérulos siendo ésta de color verde y formas prismáticas. El apatito presenta secciones

idiomórficas prismáticas. Son frecuentes también las leucotonalitas (Trondhjemita).

2.1.2.1.4. Tonalita (14). COMPANIANO INFERIOR.

A escala regional, las tonalitas foliadas se caracterizan por aflorar exclusivamente como cuerpos intercalados en la serie metamórfica del Complejo Duarte. Así es como afloran en las Hojas de Villa Altagracia, Arroyo Caña y Bonaó donde se han cartografiado un total de cinco *stocks* de tonalitas foliadas, muy próximos entre sí, todos ellos elongados subconcordantemente con la esquistosidad regional, es decir, según una dirección NNO-SSE a NO-SE. La presencia en ellos de una fábrica magmática y deformativa planar subvertical paralela al contacto y el aplastamiento de xenolitos, sugiere que la intrusión del magma estuvo condicionada por el campo de esfuerzos externo imperante en ese momento. Durante su emplazamiento, aparentemente sin a tardicinemático, se produce en las rocas encajantes del Complejo Duarte una recristalización de tipo corneánico, que da lugar a cambios texturales y mineralógicos a lo largo de una aureola de metamorfismo de contacto cuyo espesor es del orden de 1-2 km.

La litología de las tonalitas foliadas es muy favorable a la meteorización por lo que la calidad de sus afloramientos es generalmente baja. Los mejores puntos de observación en esta Hoja se localizan a lo largo de la autopista Duarte y también en los caminos a Duey y los Aguacates, aunque buena parte de su descripción se ha realizado a partir de los mejores afloramientos de la Hoja de Arroyo Caña sobre todo los de las carreteras a Rancho Arriba y el Rincón del Yuboa. Los contactos con el encajante son complejos, resolviéndose generalmente en bandas donde coexisten y se alternan las dos litologías. En estas “zonas de mezcla” son comunes los diques aplíticos y pegmatíticos y los enclaves, y en ellas, tanto las tonalitas como el encajante, suelen aparecer fuertemente cizalladas, aunque en algunos puntos se pueden observar tránsitos entre líquidos tonalíticos con diferente grado de deformación e incluso de composición.

Las intrusiones de tonalitas foliadas se caracterizan por presentar un tipo petrográfico dominante constituido por tonalitas con hornblenda. No obstante,

estas intrusiones granitoides presentan geoquímicamente un completo rango composicional, desde tipos de composición básica a ácida. Así aparecen facies, formando volúmenes significativos, de dioritas, cuarzo-dioritas y granodioritas. Los diferenciados más ácidos incluyen leucotonalitas, trondjhemitas y una amplia variedad de tipos texturales aplíticos y pegmatíticos.

Las tonalitas con hornblenda son mayoritariamente de grano medio a medio-grueso y textura granuda de equigranular a ligeramente porfídica. La asociación mineral está compuesta por plagioclasa, hornblenda, cuarzo, ortosa y, en algunas facies, flogopita, con esfena, zircón, ilmenita, magnetita y opacos, como accesorios. Las facies porfídicas están definidas por fenocristales de hornblenda y/o plagioclasas idiomorfas, que se destacan de una mesostasia constituida por un agregado granular cuarzo-feldespático. El feldespato potásico es perítico y más alotriomorfo, con disposición frecuentemente intersticial. En algunas rocas se trata de un mineral accesorio. La secuencia de cristalización probablemente se inició con la formación de la plagioclasa y la hornblenda, que en algunas rocas su contenido modal supera el 60 %, continuando con la biotita, cuando aparece, el cuarzo y el feldespato-K.

Con posterioridad a la cristalización magmática, a las tonalitas foliadas se les superpone una fábrica deformativa retrógrada. que llega a ser, en los sectores más deformados, de tipo S-C, protomiloníticas y miloníticas. Estas fábricas deformativas se caracterizan por la recristalización dinámica de los nematoblastos de hornblenda, orientados paralelamente a la lineación de estiramiento. Esta microtextura junto con la recristalización extensiva de la plagioclasa indica que la deformación tuvo lugar, al menos localmente, bajo condiciones de la facies anfibolítica.

La deformación y recristalización subsólida continúa posteriormente, con generación de minerales propios de condiciones metamórficas de la facies de los esquistos verdes. La recristalización produce la formación de actinolita en los bordes de la hornblenda ígnea y la plagioclasa aparece albitizada o reemplazada a un agregado retrógrado de grano muy fino, formado por moscovita, mica blanca sericítica y epidota. En relación con la macroestructura, conviene resaltar que las formas elongadas y cerradas de los cuerpos de tonalitas foliadas y su asociación

en la periferia con facies anfibolíticas cuya fábrica parece mimetizar el contorno de estos cuerpos, se podrían interpretar como grandes pliegues antiformales de escala cartográfica que estarían asociados a la deformación y el metamorfismo regional del Complejo Duarte y explicarían, en parte, el enorme espesor estructural de esta unidad.

En el capítulo de Tectónica se discuten los posibles modelos de emplazamiento de las tonalitas foliadas y del resto de las intrusiones granitoides dentro de la evolución geodinámica de la isla.

La edad de las tonalitas foliadas es objeto de discusión. Las dataciones más antiguas son las de Bowin (1966), 127Ma (método K/Ar) obtenida en una hornblenda de una hornblendita incluida en una tonalita foliada; Bowin (1966), 91Ma (K/Ar) obtenida en una hornblenda de unas anfibolitas próximas al contacto con las tonalitas foliadas; y la de Bellon et al. (1985) de 92Ma (K/Ar sobre roca total). Todas estas dataciones se han realizado sobre muestras recogidas dentro o en las proximidades de la Hoja de Arroyo Caña. Sin embargo, también hay otras dataciones de las tonalitas foliadas que han arrojado edades más modernas, alrededor de los 50/60 Ma p.e. Bowin, 1966; Kesler et al., 1977; Agencia de Cooperación Japonesa, 1985; Kesler et al., 1991), circunstancia que da lugar a confusión. Kesler et al., (1991 c) discuten la ambigüedad de estas dataciones y apuntan la posibilidad más simple de que las más modernas sean producto de un reequilibrio inducido por intrusiones posteriores, inclinándose por una edad de emplazamiento de las tonalitas foliadas ligeramente anterior a de las primeras tonalitas no foliadas, que estos autores cifran en torno a los 80-87 Ma.

Efectivamente, las relaciones de corte de las tonalitas foliadas con el resto de cuerpos intrusivos, parecen bastante claras en la cartografía de la vecina Hoja de Arroyo Caña. Como se ha mencionado anteriormente, las tonalitas foliadas sólo intruyen al Complejo Duarte y nunca afectan a la Fm Tireo, muy próxima al Oeste. Los Gabros y Gabro-noritas de La Yautía, regionalmente indeformadas, intruyen tanto a las tonalitas foliadas como al Complejo Duarte; siendo muy dudoso, o al menos no se observa, que también lo haga en la Fm. Tireo. Por último, las tonalitas no foliadas, intruyen a todas estas unidades quedando

datadas, a tenor de la edad Cretácico superior de la Fm. Tireo, como intrusiones postcretácicas. Concluyendo, el compendio de todos los datos arriba expuestos, tanto los referentes a las dataciones radiométricas, como los cartográficos y también los microestructurales y metamórficos parecen indicar el Cretácico inferior como el intervalo más probable para el emplazamiento de las tonalitas foliadas.

2.1.3. La Formación Las Palmas

Esta unidad fue definida por Domínguez (1987), en la localidad de Las Palmas (Hoja de La Montería), para denotar una serie de materiales de afinidad turbidítica cuya edad estaba comprendida entre el Campaniense y el Maastrichtiense. Posteriormente, Heubeck (1988) y Heubeck y Mann (1991) la incorporan en la estratigrafía de la terminación sureste de la Cordillera Central, como parte del bloque noreste de la Zona de Falla de San José Restauración y por tanto, formando parte de la Cordillera Central. Lateralmente se correlaciona con las unidades del Cretácico Superior que forman el cinturón de Trois Rivières, en la parte más central y occidental de la Cordillera Central, aunque la nomenclatura y el significado de estas cuencas todavía está por definir.

2.1.3.1.1. Fm. Las Palmas (15). Brechas polimícticas. COMPANIANO INFERIOR

Esta unidad corresponde a la parte basal de la Fm. Las Palmas y está compuesta por una serie de brechas polimícticas, heterométricas, con clastos angulosos de materiales volcánicos, vulcanoclásticos, plutónicos y sedimentarios, fundamentalmente de tipo grauváquico, con esporádicos clastos carbonatados. Los clastos carbonatados se han muestreado para intentar ver aspectos de la procedencia de la brecha, y aunque se presentan generalmente con una fuerte recristalización, se han encontrado corales y algas incrustantes, generados en medios relativamente someros, por lo que entre los componentes de la brecha se pueden encontrar todo tipo de elementos, incluyendo materiales someros.

Se dispone de manera discordante sobre los materiales de la Fm. Tireo, por medio de una superficie erosiva que marca también una cierta angularidad con las rocas de la Fm. Tireo. Este contacto se observa muy bien en la vertiente suroeste de la Loma Peravia, donde también afloran de manera importante estos materiales. Junto a esta área, el otro lugar donde se puede encontrar la unidad es en la Loma Desecho, donde se ha encontrado un pequeño afloramiento, no cartografiado a la escala del mapa, pero mucho mejor desarrollado al norte de esta hoja.

2.1.3.1.2. Fm. Los Martínez (16) Alternancia de arenisca gravosa, arenisca, limonita y marga. COMPANIANO-SUPERIOR.

Hacia el tope de la Formación los estratos son de menor espesor y la textura es más fina, pudiéndose observar capas de areniscas muy gruesas a muy finas, grises y blancas en su mayoría, con estratificación lenticular, laminación inclinada de bajo ángulo y convoluta (escapes de fluidos), seguidas de limolitas con laminación paralela. El conjunto es cubierto por conglomerados medios macizos, con rodados dispersos e imbricados. La parte superior muestra ricos niveles de megaflores en limolitas grises en capas macizas o con laminación ondulada, intercaladas con areniscas muy gruesas a muy finas con estratificación lenticular, laminación ondulítica, paralela, inclinada de bajo ángulo.

2.1.3.1.3. Fm. Los Martínez (17) Marga y limo con estratos esporádicos de caliza oscura. COMPANIANO-SUPERIOR.

Se pasa desde facies más calcáreas, que ocupan los relieves de la Loma Las Yaguas, a facies de menor contenido en carbonato mediante una disminución de la frecuencia y potencia de los bancos calizos y un aumento de las intercalaciones margosas.

Progresivamente hacia el Este, se observa cómo los tramos con predominio margoso llegan a ser claramente mayoritarios, constituyendo el término Margas. Tramos de margas y limos con estratos de calizas oscuras, alternantes y en parte, como paso lateral, se dispone un conjunto de materiales que presentan unas facies en general más margosas que la serie infrayacente; está constituida

fundamentalmente por tramos margosos que incorporan localmente finas intercalaciones de estratos "duros" de caliza. Su edad varía entre el Campaniano inferior a medio. Estas margas son ricas en fósiles, tanto macrofósiles como microfósiles.

2.1.3.1.4. Fm. El Manaclar (18) Caliza pelágica de color blanco, rojizo y gris oscuro, con capas de margas calcáreas. COMPANIANO-SUPERIOR.

Esta caliza pelágica formada por abundante matriz plagada de filamentos y grandes cantos que son fragmentos de Ammonites. Dadas las condiciones de sedimentación de estos ambientes pelágicos o altos fondos (poca profundidad, remoción de material y sobresaturación de carbonato), la concha de los Cefalópodos, se transforma en calcita conservando la textura aragonítica primaria (neomorfismo) (dentro de la hoja con orientaciones SE, SW y NW). Muchas de las superficies endurecidas o bien las conchas de organismos son colonizadas por estructuras estromatolíticas (estromatolitos pelágicos), presentes en estos afloramientos, que fijan minerales de hierro y fosfatos. Ambiente pelágico de alto fondo. Cretácico Superior de dominios de la Cordillera Central. Esta caliza pelágica de color blanco, rojizo y gris oscuro, que contrasta con la estratificación en capas centimétricas de margas calcárea de tonos más claros. Son comunes los nódulos de pedernal, aunque aparentemente no se concentran en niveles de referencia.

2.1.3.1.5. Fm. El Manaclar (19) - Alternancia de arenisca calcárea y marga; arenisca masiva. COMPANIANO-SUPERIOR.

Hacia el techo se observa una frecuencia y potencia de los estratos en alternancia de arenisca calcárea y marga con intercalaciones de arenisca masiva. De esta forma es posible diferenciar, casi a techo de este término, tramos de unos 25 metros de potencia constituidos por varios bancos de arenisca calcárea, de potencia hasta decimétrica que intercalan margas o calizas nodulosas en bancos más finos. Estos tramos cartografiados se han definido como alternancia de arenisca y margas. Son de edad Campaniano inferior.

Sin embargo, se observa una evolución clara de nuevo a facies menos calcáreas con una disminución progresiva de la frecuencia de estratos de arenisca respecto de las margas, aunque estos últimos tramos pueden presentar localmente algunos niveles de potencia decimétrica-métrica de Calcarenitas arenosas, como preludio de una importante contaminación arenosa que se inicia a partir de ese momento. Se trata de niveles discontinuos de calcarenitas bioclásticas con una contaminación terrígena de tamaño micro-conglomerático.

En esta línea evolutiva de progresivo aumento de la contaminación arenosa, los últimos metros de la serie, que son de alternancias de calizas nodulosas y margas, pasan finalmente al término definido como Margas arenosas oscuras y limolitas calcáreas. Este término marca el inicio de una importante contaminación arenosa que se acentúa progresivamente como veremos en los diferentes términos situados a techo. Presenta una potencia bastante homogénea (cerca a 150 m) formado fundamentalmente por margas arenosas oscuras y limolitas calcáreas.

2.1.3.1.6. Granito, granodiorita (20). COMPANIANO SUPERIOR.

Los Granitos y Granodioritas aflorantes en estas Hoja están en contacto litológico con: las Tonalitas, Metagabro (metamorfismo de contacto) y Gabros migmatizados. Estos se encuentran en La Cuchilla Del Limón, Loma Los Privados, Arroyo Blanco y Loma La Cuchilla Del Medio. Estos granitoides pertenecen a la alineación de intrusiones ácidas que hay en la Cordillera Oriental, entre la tonalita de Zambrana y las tonalitas de Higüey en la parte oriental de la Península del Este.

Aunque el aspecto de las tonalitas de esta Hoja es similar al de las que se localizan al oeste de la peridotita, en las Hojas de Bonaó y Arroyo Caña, tanto la edad como algunos elementos químicos difieren considerablemente. Mientras la edad de las tonalitas de esta Hoja es Cretácico inferior (como lo demuestra la datación de 115 M.a.), las de la Hoja de Arroyo Caña dan edades pertenecientes al Cretácico superior. Asimismo el bajo contenido de elementos R.E.E. ligeros, en las tonalitas de Zambrana y otras diferencias geoquímicas, las separan de las tonalitas situadas al oeste, y las hacen geoquímicamente semejantes a las rocas

félsicas de la Formación Maimón con las que parecen estar relacionadas genéticamente.

Las tonalitas de Zambrana presentan una intensa meteorización, como corresponde a un clima tropical, presentando en algún caso disyunción en bolos. Tienen un color claro y una textura granuda de grano medio. Los minerales más abundantes son la plagioclasa que presenta cristales idiomorfos bien desarrollados, maclados y zonados. El cuarzo, abundante, presenta cristales alotriomorfos ocupando posiciones intersticiales, y extinción ondulante. Otro mineral esencial es la horblenda que se presenta agrupada en glomérulos siendo ésta de color verde y formas prismáticas. El apatito presenta secciones idiomórficas prismáticas. Son frecuentes también las leucotonalitas (Trondhjemita).

2.1.3.1.7. Fm. Los Martínez (21) Alternancia de arenisca, limo y marga; presencia local de olistolitos. COMPANIANO SUPERIOR.

Esta unidad constituye la parte más típica de la Formación Ocoa, y está formada por una monótona sucesión de margas grises y ocreas, ocasionalmente verdosas, entre las que se intercalan esporádicos niveles tabulares centimétricos a decimétricos de areniscas, que muestran marcas de muro (flute y bounce cast), laminación paralela y cruzada. Este tipo de facies de la Fm Ocoa corresponde a la expresión más característica de la Fm. Ocoa, y sobre ella es donde se producen las intercalaciones de las diferentes unidades litológicas que se desarrollan intercaladas dentro de esta unidad.

En esta unidad, las alternancias son variables en la proporción de areniscas y margas, aunque en general muestran un aspecto rítmico siempre con mayor proporción de margas frente a las areniscas. La serie se compone mayoritariamente de una alternancia de areniscas (cm a dm) y margas grises-verdosas, bastante arenosas. Las areniscas presentan granoclasificación positiva, laminación paralela y, en ocasiones, laminación cruzada a techo, que constituyen secuencias de Bouma, la mayor parte de ellas incompletas. También se pueden encontrar frecuentes restos de materia orgánica acumulada en el

techo de los niveles de areniscas. La organización secuencial de las series rítmicas de areniscas/margas es mayoritariamente thickening upward, observándose varias de estas secuencias apiladas en la vertical.

Aflora en todo el sector central de la Hoja, encontrándose especialmente desarrollada en los valles que se encuentran entre las alineaciones montañosas de la unidad infrayacente, debido a su carácter más blando. Por esta razón, los mejores afloramientos se encuentran en cortes producidos por ríos y arroyos, y en especial son interesantes las observaciones en el sector de Villa Güera, a lo largo del Arroyo Güera, y en las cercanías de Baní, en el Río Baní. También existen varios cortes de calidad a lo largo de la carretera de Baní a Azua, especialmente en las inmediaciones de los Cerros de Guazuma o al norte de los Cerros de Baní.

Es interesante el hecho de observar algunos niveles de composición carbonática dentro de una serie esencialmente siliciclástica. En concreto, se han observado esporádicas intercalaciones de niveles centimétricos carbonatados muy finos (calcilutitas), que corresponden a fangos carbonatados producidos por decantación, y que cuando aparecen, dan un fuerte contraste con la serie parduzca. También se han encontrado niveles calcareníticos esporádicos, intercalados en la serie, pero con una muy baja proporción frente a las areniscas más siliciclásticas. Cuando aparecen, muestran fauna somera retrabajada, que en ocasiones contienen macroforaminíferos con valor bioestratigráfico y que se ha usado como criterio bioestratigráfico adicional cuando se ha encontrado.

Desde el punto de vista petrográfico, las areniscas se clasifican texturalmente dentro del campo de las grauvacas, debido a los altos contenidos en matriz (próximos al 50%), y contienen cuarzos mono y policristalinos, fragmentos de rocas volcánicas, metamórficas y carbonáticas, junto con abundantes minerales opacos.

Las características de los materiales de esta unidad indican ambientes de depósito en una cuenca turbidítica, con diversas facies que corresponden a diferentes ambientes dentro de la cuenca turbidítica. Las facies más finas de alternancia de areniscas cm a dm son facies de abanicos submarinos medios-

distales, donde las diferentes secuencias thickening upward nos indican pequeñas progradaciones de los lóbulos del abanico. Las facies de las areniscas, y la presencia de secuencias de Bouma permiten interpretar estos depósitos como producidos por corrientes de turbidez de baja densidad. Los niveles de naturaleza carbonatada corresponden a eventos de mayor productividad carbonática (calcilitas) o a llegadas de material desde una plataforma carbonatada, en cualquier caso, menos frecuente que el material vulcanoclástico.

La edad de esta unidad ha sido difícil de obtener por criterios directos, puesto que la totalidad de las muestras recogidas para la datación por medio de fauna planctónica han resultado prácticamente azoicos, presentando la mayoría de las muestras de margas un residuo formado por fragmentos de marga de aspecto limoso-arenoso, con restos de micas y algún grano de óxidos de hierro, junto a escasísimos restos mal conservados e inclasificables. Sin embargo, se ha encontrado la siguiente fauna en los pocos niveles calcareníticos intercalados en la serie: *Lepidocyclina* sp., *Discocyclina* sp., *Nummulites* sp., *Cushmania* sp., *Fallotella*?, que podrían indicar una edad Eoceno medio-superior. Además, por criterios regionales y por su posición estratigráfica relativa, esta unidad se desarrolla fundamentalmente en el Eoceno superior, aunque no se descarta que las partes más altas de la serie (p. ej. Loma de Matatongo, sector occidental de la Hoja) pudieran corresponder al Oligoceno.

2.1.3.1.8. Fm. Los Martínez (22) Marga oscura con intercalaciones de calcarenita. COMPANIANO SUPERIOR.

Se observa un aumento de la frecuencia y potencia de los niveles margosos de calizas nodulosas y una disminución de las intercalaciones de calizas-margosas. De esta forma es posible diferenciar, casi a techo de este término, tramos de unos 15 metros de potencia constituidos por varios bancos de margas nodulosas de potencia hasta decimétrica que intercalan con calcarenitas. Estos tramos cartografiados se han definido como Marga oscura con intercalaciones de calcarenita (Fm. Los Martínez). Son de edad Campaniano Superior.

Por encima de este tramo, se sitúan aún varios metros de serie considerados anteriormente como Alternancias de calizas nodulosas y margas. Sin embargo, se observa una evolución clara de nuevo a facies menos calcáreas con una disminución progresiva de la frecuencia de estratos de calizas nodulosas respecto de las margas, aunque estos últimos tramos pueden presentar localmente algunos niveles de potencia decimétrica de Calcarenitas arenosas, como preludio de una importante contaminación arenosa que se inicia a partir de ese momento. Se trata de niveles discontinuos de calcarenitas bioclásticas con una contaminación terrígena de tamaño microconglomerático.

2.1.3.1.9. Fm. Los Martínez (23). Conglomerado con predominancia de clastos de caliza, en alternancia con arenisca. (25) predominancia de clastos angulosos de margas. COMPANIANO-SUPERIOR

Están formados por conglomerados de cantos subangulosos a subredondeados o en menor medida redondeados, heterogéneos, donde se observan clastos de calizas, areniscas y margas. Presentan tamaños medios de entre 5 a 10 cm, no se observa ningún tipo de estructura con claridad, la matriz es arenosa, de grano medio a grueso, con una textura granosoportada y una fuerte cementación.

Los clastos de los conglomerados se encuentran flotando en una matriz detrítica arenosa, de tamaño de grano medio, relativamente bien seleccionada y de naturaleza principalmente cuarcítica. Presentan granoclasificación inversa y se encuentran mal organizados, aunque en ocasiones se han descrito estratificaciones inclinadas muy difusas. La base de estos paquetes es plana y poco erosiva. Pueden contener restos de moluscos, sobre todo de gasterópodos. Las areniscas se encuentran pobremente cementadas por carbonatos y óxidos de hierro.

2.1.3.1.10. Fm. Los Martínez (24) Conglomerado poligénico con intercalaciones de arenisca. COMPANIANO-SUPERIOR.

Dentro de los materiales terciarios que constituyen parte de la Cuenca de San Cristóbal, están los conglomerados poligénicos de matriz margo-arenosa, a

veces sin cementar y otras fuertemente cementados, con cantos de filitas, cuarcitas, calizas y areniscas, forman el cerro de margen derecha de aguas abajo de la cerrada. Sus características geotécnicas presentan fuerte dispersión, desde un material escollable hasta uno granular impermeable, o una arena o calcarenita ocre.

Este conglomerado pasa en transición a depósitos margoso-arenosos, marinos con estratificación cruzada de bajo ángulo y continúa hacia arriba con un conglomerado gravoso, lenticular con estratificación poco marcada.

2.1.3.1.11. Fm. Las Palmas (26) Margas y areniscas marrones. COMPANIANO SUPERIOR-MAASTRICTIANO.

Por medio de una rápida transición de la unidad infrayacente, se encuentra una serie de alternancia de areniscas de característicos tonos marrones (el color recuerda a un tono tabaco-ocre) con margas del mismo tono, formando una secuencia que puede tener espesores mínimos superiores a los 500 metros. Las areniscas son de tipo turbidítico, mostrando la secuencia clásica de Bouma, con laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo a techo, y donde un rasgo frecuente son las bases erosivas con gran cantidad de cantos blandos. La potencia de las capas de areniscas oscila entre unos pocos centímetros y algunos decímetros, encontrándose algunos niveles de espesores cercanos al metro.

La unidad aflora solamente en el bloque nororiental de la ZFSJR y su techo es la discordancia basal del Grupo Río Ocoa, en este caso, constituido por la Formación Limonal, por lo que no se ha podido estimar la potencia total de la unidad. El área donde se encuentra esta unidad mejor representada es en la Loma Peravia, donde puede verse también el techo de la unidad y la discordancia basal de la Formación Limonal. Un buen sector para realizar observaciones es la carretera de Peravia a El Limonal, donde se puede realizar un corte de toda la unidad hasta llegar a los niveles conglomeráticos discordantes de la Fm Limonal. El otro lugar donde aflora esta unidad es al norte de la Loma Desecho, en la carretera que va desde el Limonal a Buena Vista,

aunque se encuentra mucho mejor desarrollada ya en la Hoja de La Montería, al norte. También se han reconocido materiales de esta unidad en la propia ZFSJR, concretamente en el sector de los Cerros del Ojo del Agua y en los cortes de la autopista de San Cristóbal-Baní.

Las areniscas corresponden a litoarenitas, de tipo arenáceas, con más de la mitad de constituyentes debidos a la presencia de granos de cuarzo, con muy pequeñas proporciones de feldespatos potásicos, fragmentos de chert y de rocas metamórficas y volcánicas, con la presencia de glauconita y algunos minerales opacos, lo cual concuerda muy bien con un ambiente sedimentario de tipo turbidítico.

¿En cuanto a la edad, existen bastantes dataciones realizadas por “alemanes????” que dan edades de la Formación Las Palmas comprendidas entre el Campaniense y el Maastrichtiense, que concuerdan muy bien con las obtenidas en el presente proyecto. En particular, en el sector de la Loma Peravia se ha encontrado la siguiente asociación: *Globotruncana* sp., *Globotruncana* (Rosita) *fornicata* Plummer, *Marssonella*? sp. que da una edad Campaniense-Maastrichtiense medio, sin poder precisar más.

En conjunto, La Formación Las Palmas sería una unidad correlacionable con las cuencas que se generan después del cese de la actividad del arco volcánico (p. ej. Fm Trois Rivières), que aparece representado por el Grupo Tireo. El hecho de que la Fm. Las Palmas se encuentre por encima del Grupo Tireo por medio de una discordancia angular y erosiva indica una fase tectónica entre ambas formaciones, similar a las descritas en otras áreas de la Cordillera Central (p. ej, Contreras et al., 2004). Por otra parte, las características estratigráficas y sedimentológicas de la unidad indican la instalación de una cuenca relativamente profunda con desarrollo de corrientes de turbidez con gran cantidad de material volcánico y metamórfico retrabajado del arco, que acontece después de una gran entrada de sedimentos de tipo brechoide muy inmaduros desde el punto de vista textural.

2.1.4. Terciario

2.1.4.1. Paleógeno

2.1.4.1.1. Fm. Jura (27) Marga con capas de caliza. PALEOCENO SUPERIOR

Se encuentran dos tipos de sucesiones, por un lado, afloramientos en los cuales la capa de margas presenta una homogeneidad de facies, o una regular alternancia, de tal modo, que es posible deducir una polaridad vertical. En otros casos, que son la mayoría, hay una tendencia en la distribución de las facies, y así: hacia los bordes de la cuenca, las facies terrígenas (arcillas/arenas), se sitúan hacia la base de la capa; hacia las zonas más centrales de la plataforma, las facies más carbonáticas, se localizan también hacia la base de la capa de margas.

Las capas de calizas del Paleógeno Superior de la zona central de Los Rincones y Loma Dulce de Leche: su significado en la evolución de la Plataforma Levantina.

RELACIONES CON LOS MATERIALES SUPRAYACENTES Los materiales suprayacentes, por el contrario, varían relativamente muy poco sus facies de unos puntos a otros, por lo general, son calizas bioturbadas con intercalaciones, más o menos abundantes y potentes, de estromatolitos o/y de bancos con ripples. Nunca se han encontrado costras ferruginosas ni ninguna otra marca que permita sospechar la presencia de una discontinuidad sedimentaria entre estos depósitos y las margas infrayacentes.

EVOLUCIÓN VERTICAL. En la evolución vertical, las capas de margas, representan los episodios menos marinos de toda la sucesión. Son las únicas facies del Paleógeno Superior y medio en las que se han encontrado paleosuelos y calcáreos. También deben de ser las facies con una menor tasa de sedimentación. En la sucesión vertical, desde una capa de margas, hacia las partes centrales de los litosomas carbonáticos infra y suprayacentes, hay una disminución de la bioturbación y los niveles ferruginosos, así como un aumento

de la energía y batimetría de los depósitos. Por todo ello, parece lógico atribuir a las margas, la menor tasa de sedimentación.

2.1.4.1.2. Fm. Jura (28) Caliza pelágica de color blanco con lentes de Pedernales. PALEOCENO SUPERIOR.

Esta caliza pelágica formada por abundante matriz plagada de filamentos y grandes cantos que son fragmentos de Ammonites. Dadas las condiciones de sedimentación de estos ambientes pelágicos o altos fondos (poca profundidad, remoción de material y sobresaturación de carbonato), la concha de los Cefalópodos, se transforma en calcita conservando la textura aragonítica primaria (neomorfismo) (dentro de la hoja con orientaciones Sureste (SE), Suroeste (SW) y Noroeste (NW)).

Muchas de las superficies endurecidas o bien las conchas de organismos son colonizadas por estructuras estromatolíticas (estromatolitos pelágicos), presentes en estos afloramientos, que fijan minerales de hierro y fosfatos. Ambiente pelágico de alto fondo. Esta caliza pelágica de color blanco, que contrasta con la estratificación en capas centimétricas de margas calcárea de tonos más claros. Son comunes los nódulos de pedernal, aunque aparentemente no se concentran en niveles de referencia.

2.1.4.1.3. Bloque gigante de caliza (29). EOCENO INFERIOR.

2.1.4.1.4. Fm. Loma Rodríguez (30). Caliza estratificada, en parte margosa, de colores crema y rosada, facies de plataforma. EOCENO INFERIOR-MEDIO.

Caliza estratificada de color crema rosáceo y presenta ciertas tonalidades amarillentas; son rocas de resistencia media, compactas, de grano fino, en los planos de estratificación a veces se observa un material arcilloso carbonatado de color gris verdoso. Constituye la secuencia inferior del corte estratigráfico del afloramiento. En algunos intervalos se alterna con una caliza margosa, al parecer, estratificada.

Los fenómenos físico geológicos presentes en el área de interés son: 1-) Intemperismo: Se presenta muy extendido, como resultado de la meteorización se forman los suelos finos de colores crema y rojizos y 2-) Carso: Su manifestación es extensa tanto superficial como subterránea.

2.1.4.1.5. Fm. El Número (31) Caliza arcillosa de color rojo-marrón en alternancia con margas. EOCENO INFERIOR-MEDIO.

Paquete heterogéneo de caliza delgada y mediana que alternan con estratos medianos de margas y lutita calcárea; de color rojo-marrón en muestra fresca y que intemperizan en color rojizo. Esta unidad tiene un espesor aproximado de 3 a 5 metros, y se observa aflorando en el paraje El Hoyo, los paquetes de margas contienen nódulos calcáreos en cuyo interior con frecuencia se encuentran amonites bien preservados. Litocorrelación: Esta unidad es muy similar a la unidad KI'cb Caliza de color crema, brechada (Fm. La Lana), descrita por el Dr. Bernard Wagner y el Geólogo Iván Tavarez C.(1993), los cuales dividieron la formación en tres unidades líticas, estos autores a la vez la cronocorrelacionaron con la parte media de la Formación La Lana en su área tipo en la localidad de Monte de la Guardia.

2.1.4.1.6. Fm. Río Ocoa (32) Margas con intercalaciones de calcarenita. EOCENO-MEDIO.

Por medio de una rápida transición de la unidad infrayacente, se encuentra una serie de alternancia de areniscas de característicos tonos marrones (el color recuerda a un tono tabaco-ocre) con margas del mismo tono, formando una secuencia que puede tener espesores mínimos superiores a los 500 metros. Las areniscas son de tipo turbidítico, mostrando la secuencia clásica de Bouma, con laminaciones paralelas y cruzadas de bajo ángulo a techo, y donde un rasgo frecuente son las bases erosivas con gran cantidad de cantos blandos. La potencia de las capas de areniscas oscila entre unos pocos centímetros y algunos decímetros, encontrándose algunos niveles de espesores cercanos al metro.

La unidad aflora solamente en el bloque nororiental de la ZFSJR y su techo es la discordancia basal del Grupo Río Ocoa, en este caso, constituido por la

Formación Limonal, por lo que no se ha podido estimar la potencia total de la unidad. El área donde se encuentra esta unidad mejor representada es en la Loma Peravia, donde puede verse también el techo de la unidad y la discordancia basal de la Formación Limonal. Un buen sector para realizar observaciones es la carretera de Peravia a El Limonal, donde se puede realizar un corte de toda la unidad hasta llegar a los niveles conglomeráticos discordantes de la Fm Limonal. El otro lugar donde aflora esta unidad es al norte de la Loma Desecho, en la carretera que va desde el Limonal a Buena Vista, aunque se encuentra mucho mejor desarrollada ya en la Hoja de La Montería, al norte. También se han reconocido materiales de esta unidad en la propia ZFSJR, concretamente en el sector de los Cerros del Ojo del Agua y en los cortes de la autopista de San Cristóbal-Baní.

2.1.4.1.7. Fm. Valdesia (33). Alternancia de arenisca, limolita y marga con capas de conglomerado; formación local de alternancias de marga y limolita en la base de esta secuencia. EOCENO-MEDIO

Hacia el tope de la Formación los estratos son de menor espesor y la textura es más fina, pudiéndose observar capas de areniscas muy gruesas a muy finas, grises y blancas en su mayoría, con estratificación lenticular, laminación inclinada de bajo ángulo y convoluta (escapes de fluidos), seguidas de limolitas con laminación paralela. El conjunto es cubierto por conglomerados medios macizos, con rodados disperso e imbricado. La parte superior muestra ricos niveles de megaflores en limolitas grises en capas macizas o con laminación ondulada, intercaladas con areniscas muy gruesas a muy finas con estratificación lenticular, laminación ondulítica, paralela, inclinada de bajo ángulo.

2.1.4.1.8. Fm. Jura (34). Calizas tableadas blancas. EOCENO-MEDIO

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, pese a que

con frecuencia son bastante parciales; entre ellos cabe destacar los del río Grande, en el que se observa la base de la unidad, cañada Cimarrona, arroyo Hatillo, cañada del Jobo y los numerosos existentes en la sierra de El Número, incluyendo el de la carretera Azua-Baní, en el que aparece su techo.

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

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 nororiental, donde el nivel de erosión permanece alto, es la Fm. Jura la que constituye el núcleo de los anticlinales, a diferencia del sector suroriental donde el nivel de erosión, más profundo, hace que dicha posición la ocupe la Fm. Ventura; en este sector, la Fm. Jura se preserva en el núcleo de los sinclinales o en los flancos largos de los anticlinales, con frecuencia cobijados bajo los cabalgamientos, en disposición similar a la observada en el sector septentrional.

2.1.4.1.9. Fm. Ocoa (35). Arenisca estratificada con intercalaciones finas de marga arenosa. EOCENO-MEDIO

Esta unidad constituye en parte la formación Ocoa, se encuentra enmarcada en la parte Sur-Oeste de la hoja La Montería, estas unidades precedentes a las estructuras sedimentarias se concentran en los niveles detríticos, habiéndose

reconocido huellas de carga, estratificación paralela y cruzada. En base a observaciones efectuadas en toda la región, su depósito se ha interpretado en relación con sistemas de terrazas al pie de talud.

No se han encontrado restos fósiles en el seno de la unidad, habiéndose incluido en el Eoceno de acuerdo con la atribución de Dolan et al. (1991) para la Fm. Ocoa, cabe destacar que en la estratificación de la arenisca se pudieron observar una serie de betillas de calcita incrustadas en los estratos de arenisca.

La presente unidad se encuentra descrita por los Alemanes como Arenisca estratificada con intercalaciones finas de margas arenosa de la formación Ocoa de edad Eoceno Medio.

2.1.4.1.10. Fm. Ocoa (36) Alternancia de arenisca, limolita y margas con olistolitos. EOCENO-MEDIO.

Esta unidad constituye la parte más típica de la Formación Ocoa, y está formada por una monótona sucesión de margas grises y ocres, ocasionalmente verdosas, entre las que se intercalan esporádicos niveles tabulares centimétricos a decimétricos de areniscas, que muestran marcas de muro (flute y bounce cast), laminación paralela y cruzada. Este tipo de facies de la Fm Ocoa corresponde a la expresión más característica de la Fm. Ocoa, y sobre ella es donde se producen las intercalaciones de las diferentes unidades litológicas que se desarrollan intercaladas dentro de esta unidad.

En esta unidad, las alternancias son variables en la proporción de areniscas y margas, aunque en general muestran un aspecto rítmico siempre con mayor proporción de margas frente a las areniscas. La serie se compone mayoritariamente de una alternancia de areniscas (cm a dm) y margas grises-verdosas, bastante arenosas. Las areniscas presentan granoclasificación positiva, laminación paralela y, en ocasiones, laminación cruzada a techo, que constituyen secuencias de Bouma, la mayor parte de ellas incompletas. También se pueden encontrar frecuentes restos de materia orgánica acumulada en el techo de los niveles de areniscas. La organización secuencial de las series rítmicas de areniscas/margas es mayoritariamente thickening upward, observándose varias de estas secuencias apiladas en la vertical.

Aflora en todo el sector central de la Hoja, encontrándose especialmente desarrollada en los valles que se encuentran entre las alineaciones montañosas de la unidad infrayacente, debido a su carácter más blando. Por esta razón, los mejores afloramientos se encuentran en cortes producidos por ríos y arroyos, y en especial son interesantes las observaciones en el sector de Villa Güera, a lo largo del Arroyo Güera, y en las cercanías de Baní, en el Río Baní. También existen varios cortes de calidad a lo largo de la carretera de Baní a Azua, especialmente en las inmediaciones de los Cerros de Guazuma o al norte de los Cerros de Baní.

Es interesante el hecho de observar algunos niveles de composición carbonática dentro de una serie esencialmente siliciclástica. En concreto, se han observado esporádicas intercalaciones de niveles centimétricos carbonatados muy finos (calcilutitas), que corresponden a fangos carbonatados producidos por decantación, y que cuando aparecen, dan un fuerte contraste con la serie parduzca. También se han encontrado niveles calcareníticos esporádicos, intercalados en la serie, pero con una muy baja proporción frente a las areniscas más siliciclásticas. Cuando aparecen, muestran fauna somera retrabajada, que en ocasiones contienen macroforaminíferos con valor bioestratigráfico y que se ha usado como criterio bioestratigráfico adicional cuando se ha encontrado.

Desde el punto de vista petrográfico, las areniscas se clasifican texturalmente dentro del campo de las grauvacas, debido a los altos contenidos en matriz (próximos al 50%), y contienen cuarzos mono y policristalinos, fragmentos de rocas volcánicas, metamórficas y carbonáticas, junto con abundantes minerales opacos.

Las características de los materiales de esta unidad indican ambientes de depósito en una cuenca turbidítica, con diversas facies que corresponden a diferentes ambientes dentro de la cuenca turbidítica. Las facies más finas de alternancia de areniscas cm a dm son facies de abanicos submarinos medios-distales, donde las diferentes secuencias thickening upward nos indican pequeñas progradaciones de los lóbulos del abanico. Las facies de las areniscas, y la presencia de secuencias de Bouma permiten interpretar estos depósitos como producidos por corrientes de turbidez de baja densidad. Los niveles de

naturaleza carbonatada corresponden a eventos de mayor productividad carbonática (calcilutitas) o a llegadas de material desde una plataforma carbonatada, en cualquier caso, menos frecuente que el material vulcanoclástico.

La edad de esta unidad ha sido difícil de obtener por criterios directos, puesto que la totalidad de las muestras recogidas para la datación por medio de fauna planctónica han resultado prácticamente azoicos, presentando la mayoría de las muestras de margas un residuo formado por fragmentos de marga de aspecto limoso-arenoso, con restos de micas y algún grano de óxidos de hierro, junto a escasísimos restos mal conservados e inclasificables. Sin embargo, se ha encontrado la siguiente fauna en los pocos niveles calcareníticos intercalados en la serie: *Lepidocyclina* sp., *Discocyclina* sp., *Nummulites* sp., *Cushmania* sp., *Fallotella*?, que podrían indicar una edad Eoceno medio-superior. Además, por criterios regionales y por su posición estratigráfica relativa, esta unidad se desarrolla fundamentalmente en el Eoceno superior, aunque no se descarta que las partes más altas de la serie (p. ej. Loma de Matatongo, sector occidental de la Hoja) pudieran corresponder al Oligoceno.

2.1.4.1.11. Capas rojas del Jura (37). Alternancia de aspecto pizarroso de lutitas rojas y calizas blancas. 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). Aflora en una extensa región, limitada al Norte por el valle del río Las Cuevas, hecho que unido a su fácil identificación, ha aconsejado su representación cartográfica, en la que aparece a modo de nivel guía del Cinturón de Peralta. Sus excelentes afloramientos en el valle del río Jura han sugerido la denominación propuesta.

Posee numerosos cortes de excelente calidad dentro de los límites de la Hoja, entre los que cabe destacar los de los ríos Baní y Banilejo, donde aparece intensamente deformada, el de la carretera Azua-Baní y los de las numerosas cañadas de la sierra de El Número.

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

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 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 feruginosas. 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 de la concentración de óxidos de hierro y de sulfuros metálicos oxidados. Caracterizan el tránsito de ambientes de rampa carbonatada distal a contextos de cuenca pelágica con sedimentación turbidítica, característicos de la sedimentación de la Fm. El Número.

2.1.4.1.12. Fm. Valdesia (38). Conglomerado poligénico en alternancia con arenisca y limolita; con olistolitos en la zona oeste Oeste del Río Nizao. EOCENO – OLIGOCENO SUPERIOR.

El análisis de la Formación Río Nizao ha sido muy difícil de llevar a cabo debido a lo escasamente cementado que aparecen sus depósitos, lo que favorece su alteración y rápida erosión. Su potencia, deducida por medios cartográficos, es de unos 1000 metros, mucho mayor que la asignada inicialmente en la descripción original de la unidad. Como se ha mencionado su base es una discordancia angular erosiva, de escala regional, que la separa los materiales plegados de la Formación Majagua (Mioceno inferior) del Grupo Ocoa. Su techo está marcado por una discontinuidad erosiva de orden menor, que define su paso a la unidad suprayacente, la Fm Ingenio Caei. Vila y Feinberg (1982) datan la base de la unidad en el Mioceno medio a partir de la asociación de foraminíferos planctónicos. Más tarde, Heubeck y Mann (1991) también proponen una edad del Mioceno medio para la Fm Río Nizao a partir de muestras tomadas cerca del pueblo de Santana, en la Hoja de Nizao. Aunque Vilas y Feinberg (1982) citan varias muestras de edad Mioceno inferior tomadas cerca de la base de la Fm Ingenio Caei, tanto Heubeck y Mann (1991) como Heubeck et al. (1991) consideran que esta fauna es retrabajada y procede de los materiales infrayacentes del Grupo Río Ocoa, más concretamente de la Fm Majagua.

Aunque su base y parte media afloran muy mal, en la Loma de Juan Calvo y en Loma Tubito ha sido posible describir algunas características de esta sucesión. En su mayor parte está formada por paquetes métricos de arenas medias y conglomerados muy arenosos con cantos de pequeño diámetro (longitud media de 5 cm), de redondeados a muy redondeados, y naturaleza diversa (calizas con macroforaminíferos, tonalitas, basaltos, areniscas). Son frecuentes también los tramos decimétricos formados por margas arenosas.

Los clastos de los conglomerados se encuentran flotando en una matriz detrítica arenosa, de tamaño de grano medio, relativamente bien seleccionada y de naturaleza principalmente cuarcítica. Presentan granoclasificación inversa y se

encuentran mal organizados, aunque en ocasiones se han descrito estratificaciones inclinadas muy difusas. La base de estos paquetes es plana y poco erosiva. Pueden contener restos de moluscos, sobre todo de gasterópodos. Las areniscas se encuentran pobremente cementadas por carbonatos y óxidos de hierro.

2.1.4.1.13. Fm. El Número (39). 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 Fm. Ventura y Ocoa (en su acepción actual) ha provocado que, en el pasado, materiales pertenecientes a la Fm. El Número hayan sido atribuidos a alguna de éstas. En cualquier caso, equivale, al menos en parte, a las Fms. Plaisance de Vaughan et al. (1921), Ocoa de Arick (1941) y Las Cuevas de Wallace (1945). Por otra parte, al Suroeste de la Cuenca de Azua-San Juan no existen facies margosas que se puedan correlacionar con la Fm. El Número, cuyos equivalentes parecen encontrarse en facies calcáreas dentro de la Fm. Neiba.

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

La Fm. El Número aparece en el núcleo de los sinclinales del sector nororiental 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. En cualquier caso, su grado de deformación resulta muy superior al observable sobre la discordancia de base del suprayacente Grupo Río Ocoa, denunciando un importante periodo deformativo inmediatamente posterior a su depósito.

2.1.4.1.14. Fm. Ocoa (40). Alternancia de margas y areniscas turbidíticas EOCENO SUPERIOR

Esta unidad constituye la parte más típica de la Formación Ocoa, y está formada por una monótona sucesión de margas grises y ocres, ocasionalmente verdosas, entre las que se intercalan esporádicos niveles tabulares centimétricos a decimétricos de areniscas, que muestran marcas de muro (flute y bounce cast), laminación paralela y cruzada. Este tipo de facies de la Fm Ocoa corresponde a la expresión más característica de la Fm. Ocoa, y sobre ella es donde se producen las intercalaciones de las diferentes unidades litológicas que se desarrollan intercaladas dentro de esta unidad.

En esta unidad, las alternancias son variables en la proporción de areniscas y margas, aunque en general muestran un aspecto rítmico siempre con mayor proporción de margas frente a las areniscas. La serie se compone mayoritariamente de una alternancia de areniscas (cm a dm) y margas grises-verdosas, bastante arenosas. Las areniscas presentan granoclasificación positiva, laminación paralela y, en ocasiones, laminación cruzada a techo, que constituyen secuencias de Bouma, la mayor parte de ellas incompletas. También se pueden encontrar frecuentes restos de materia orgánica acumulada en el techo de los niveles de areniscas. La organización secuencial de las series rítmicas de areniscas/margas es mayoritariamente thickening upward, observándose varias de estas secuencias apiladas en la vertical.

Aflora en todo el sector central de la Hoja, encontrándose especialmente desarrollada en los valles que se encuentran entre las alineaciones montañosas de la unidad infrayacente, debido a su carácter más blando. Por esta razón, los mejores afloramientos se encuentran en cortes producidos por ríos y arroyos, y en especial son interesantes las observaciones en el sector de Villa Güera, a lo largo del Arroyo Güera, y en las cercanías de Baní, en el Río Baní. También existen varios cortes de calidad a lo largo de la carretera de Baní a Azua,

especialmente en las inmediaciones de los Cerros de Guazuma o al norte de los Cerros de Baní.

Es interesante el hecho de observar algunos niveles de composición carbonática dentro de una serie esencialmente siliciclástica. En concreto, se han observado esporádicas intercalaciones de niveles centimétricos carbonatados muy finos (calcilutitas), que corresponden a fangos carbonatados producidos por decantación, y que cuando aparecen, dan un fuerte contraste con la serie parduzca. También se han encontrado niveles calcareníticos esporádicos, intercalados en la serie, pero con una muy baja proporción frente a las areniscas más siliciclásticas. Cuando aparecen, muestran fauna somera retrabajada, que en ocasiones contienen macroforaminíferos con valor bioestratigráfico y que se ha usado como criterio bioestratigráfico adicional cuando se ha encontrado.

Desde el punto de vista petrográfico, las areniscas se clasifican texturalmente dentro del campo de las grauvacas, debido a los altos contenidos en matriz (próximos al 50%), y contienen cuarzos mono y policristalinos, fragmentos de rocas volcánicas, metamórficas y carbonáticas, junto con abundantes minerales opacos.

Las características de los materiales de esta unidad indican ambientes de depósito en una cuenca turbidítica, con diversas facies que corresponden a diferentes ambientes dentro de la cuenca turbidítica. Las facies más finas de alternancia de areniscas cm adm son facies de abanicos submarinos medios-distales, donde las diferentes secuencias thickening upward nos indican pequeñas progradaciones de los lóbulos del abanico. Las facies de las areniscas, y la presencia de secuencias de Bouma permiten interpretar estos depósitos como producidos por corrientes de turbidez de baja densidad. Los niveles de naturaleza carbonatada corresponden a eventos de mayor productividad carbonática (calcilutitas) o a llegadas de material desde una plataforma

carbonatada, en cualquier caso, menos frecuente que el material vulcanoclástico.

La edad de esta unidad ha sido difícil de obtener por criterios directos, puesto que la totalidad de las muestras recogidas para la datación por medio de fauna planctónica han resultado prácticamente azoicos, presentando la mayoría de las muestras de margas un residuo formado por fragmentos de marga de aspecto limoso-arenoso, con restos de micas y algún grano de óxidos de hierro, junto a escasísimos restos mal conservados e inclasificables. Sin embargo, se ha encontrado la siguiente fauna en los pocos niveles calcareníticos intercalados en la serie: *Lepidocyclina* sp., *Discocyclina* sp., *Nummulites* sp., *Cushmania* sp., *Fallotella*?, que podrían indicar una edad Eoceno medio-superior.

Además, por criterios regionales y por su posición estratigráfica relativa, esta unidad se desarrolla fundamentalmente en el Eoceno superior, aunque no se descarta que las partes más altas de la serie (p. ej. Loma de Matatongo, sector occidental de la Hoja) pudieran corresponder al Oligoceno.

2.1.4.1.15. Fm. Ocoa (41). Conglomerados con bloques y olistólitos. EOCENO SUPERIOR

Esta unidad corresponde a la unidad basal de la Formación Ocoa. Está constituida por una sucesión de conglomerados y brechas con olistolitos de composición y dimensiones variables, y tiene una potencia mínima de unos 750 metros. No se ha observado la base, debido a que no aflora y a la acción de la ZFSJR, que produce el contacto mecánico con los materiales de la Formación Tireo.

Esta unidad tiene un amplio desarrollo en la Hoja de Baní y en parte también en la hoja de la Montería, encontrándose muy bien representada en la zona de borde de la ZFSJR, en el bloque suroriental, constituyendo relieves alargados en

sentido noroeste-sureste que muestran una mayor resistencia a la erosión diferencial y permanecen formando crestas, intensificadas por la presencia de grandes olistolitos que se disponen la mayor parte de los casos paralelos a las superficies de estratificación. En este sentido, la presencia de los olistolitos es la característica más particular de la unidad, puesto que de esta manera es fácil de reconocer en el campo.

En conjunto, esta unidad muestra una organización aparentemente caótica, con la presencia de grandes volúmenes de conglomerados y brechas, generalmente de textura matriz-soportada, donde además existe una gran proporción de matriz arcillosa. Los clastos son mayormente redondeados, de dimensiones variables y de naturaleza volcánica, vulcanoclástica, metamórfica, plutónica o sedimentaria, procedentes de la Fm Tireo y de unidades sedimentarias depositadas sobre ella.

Esporádicamente se encuentran pequeños niveles más arenosos que cuando aparecen indican la superficie de estratificación, raramente visible en los tramos de conglomerados masivos.

2.1.4.1.16. (41a). Olistolitos Indiferenciados. EOCENO SUPERIOR

Los olistolitos son los indiferenciados porque son los cuales existen todo tipo de material volcánico, vulcanoclásticos, grauváquico, e incluso se han encontrado bloques de la Fm. Las Palmas. En estos casos se ha preferido por incluirlos en un apartado que pudiera incluir estas tipologías, menos frecuentes y más complejas de visualizar. También se han incluido en esta clase los olistolitos que se han reconocido en fotografía aérea, pero que por condiciones de inaccesibilidad ha sido imposible llegar a ellos.

2.1.4.1.17. (42). Olistolitos de calizas tableadas blancas con sílex. EOCENO SUPERIOR

En esta cartografía también se han distinguido los olistolitos en función de su naturaleza, cuando ha sido posible. En este sentido, y por orden de abundancia, se encuentran

olistolitos de calizas blancas con sílex, mayoritarios en el seno de la unidad conglomerática. Están constituidos por calizas tableadas, de tonos claros, predominantemente blancos en alteración, y que presentan en gran parte de los olistolitos reconocidos, niveles y nódulos de sílex. Este tipo de olistolitos son los que alcanzan mayores dimensiones, y se pueden encontrar también en la parte inferior del miembro basal de la Fm Limonal. De hecho, constituyen verdaderas alineaciones montañosas desde el Pico del Ojo del Agua, en la Autopista de Baní, hasta la Loma de Guerra y el Cerro de Los Ramones, cerca ya de la Hoja de La Montería. Uno de los olistolitos que mejor aflora es que se encuentra entre Cerro Gordo y Cerro Peravia, atravesado por el Río Baní en la carretera de Peravia de Limonal, donde se observa muy bien las características litológicas de este conjunto. Desde el punto de vista de la microfacies, son en su mayoría packstone de globigerínidos, correspondiendo a materiales depositados en una plataforma externa. La edad de estos olistolitos viene dada por la siguiente asociación de foraminíferos planctónicos, presentes en lámina delgada: *Acarinina* af. *bullbrookii* Bolli, *Globigerapsis* sp. *Globigerina* sp., *Morozowella* sp., *Truncorotaloides*?, que data el Eoceno medio. Por las características de las facies y por la edad, estos olistolitos equivalen a una serie de formaciones carbonatadas discordantes sobre la Fm. Tireo, presentes al noreste de la Hoja de Baní, que por otra parte también serían correlacionables con las calizas tableadas blancas de la Fm. Jura, en la región de la Sierra del Número.

2.1.4.1.18. Fm. Ocoa (43). Areniscas conglomeráticas con olistolitos. EOCENO SUPERIOR

Directamente sobre la unidad anterior, se observa una formación de areniscas, organizadas en bancos métricos a decamétricos que pueden llegar a tener una potencia máxima de unos 800 m, y que incluyen algunos olistolitos de tamaños decamétricos. Esta unidad tiene un gran desarrollo en la Hoja de Baní y continúa hasta la Hoja de Sabana Buey y La Montería.

El conjunto está compuesto por areniscas gruesas, con niveles microconglomeráticos, cementados, con bloques y olistolitos de tamaños

métricos a decamétricos excepcionalmente. No se observa ninguna organización secuencial en el detalle. Entre los bancos de areniscas se observan esporádicamente niveles de margas ocres intercalados, pero en mucha menos proporción. Los bancos de areniscas se encuentran frecuentemente amalgamados, con superficies netas entre ellos.

Los mejores afloramientos de esta unidad se pueden encontrar formando parte de la Loma de Arroyo Mingo y son especialmente importantes en la Loma de las Tablas. En ambos relieves, la litología de esta unidad controla el relieve, y se pueden observar los bancos potentes de areniscas en el paisaje, que, además, dibujan perfectamente la estructura. Otros sectores donde aflora la unidad son en el extremo noroeste, en la Loma de Moreta, como continuación de los relieves de la Hoja de Sabana Buey, y en La Piedra de Amolar, al este de Las Calabazas. Sin embargo, pese a la relativa extensión cartográfica de la unidad, ha sido muy difícil la realización de una serie estratigráfica completa, debido fundamentalmente a las condiciones de inaccesibilidad del terreno y a lo escarpado del mismo.

En esta unidad tampoco se ha encontrado un contenido fósil que nos dé una edad, pero parece coherente que corresponda ya a un Oligoceno, por posición estratigráfica relativa y por correlación con las curvas eustáticas. Por otro lado, desde el punto de vista sedimentario, puede corresponder a la instalación de sistemas de turbiditas de alta densidad, provenientes del desmantelamiento del área fuente, que podría deberse a una reactivación del relieve, debido a que la estructuración de la cuenca es coetánea al depósito de esta unidad, o a que se dan condiciones favorables desde el punto de vista climático, para la entrada masiva de material desde las áreas fuente.

2.1.4.1.19. Fm. El Limonal (44). Conglomerados y areniscas

Esta unidad corresponde al miembro basal de la Fm. El Limonal. La Fm. El Limonal fue descrita por primera vez por Heubeck (1988), quien la diferenció de la Fm. Ocoa por encontrarse representada fundamentalmente al este de la Zona de Falla San José- Restauración, y desde el punto de vista litológico, por

presentar bancos calcareníticos frecuentes, muy escasos en la Fm. Ocoa. En particular, en Dolan et al. (1991), basados en datos de Heubeck (1988), se puede encontrar una primera definición de la Formación El Limonal, donde ya reconocen que en la base existe una unidad conglomerática basal que se dispone discordante sobre rocas de la Fm. Tireo, y que equivale esta unidad basal de la Fm. Limonal. Se dispone discordante sobre la Fm. Las Palmas (Cretácico Superior) y está formada por un conjunto de conglomerados y areniscas, medias-gruesas, con esporádicas intercalaciones lutíticas muy ricas en materia orgánica y restos vegetales. La unidad puede llegar a tener una potencia en torno a los 300 metros y hacia el techo transiciona gradualmente a areniscas laminadas, lutitas y margas que forman la unidad suprayacente.

Existen muy buenas exposiciones de esta unidad, en particular, en La Vereda, en la carretera de Peravia a El Limonal, en la Loma de La Joya, al noroeste de El Limonal, entrando por en Arroyo del Agua se observa muy bien el contacto superior, pero, sobre todo, existe un magnífico corte en el Arroyo Paya, a la altura del Cerro La Fuente. En la sección levantada en este lugar (Arroyo Paya II) se puede ver la sucesión vertical de este tipo de facies, que muestran organizaciones secuenciales básicamente estratocrecientes. La serie comienza con tramos de conglomerados, matrizsoportados, sobre un olistolito de calizas tableadas margosas blancas, parcialmente silicificadas (Cerro de la Fuente, columna Arroyo Paya I), algo desorganizados.

Rápidamente, empiezan a aparecer arenas, masivas, en ocasiones con estratificaciones cruzadas y clastos dispersos, que alternan con paquetes

conglomeráticos con granoclasificación normal y en ocasiones hileras de cantos cm entre las arenas, que esporádicamente muestran niveles delgados de arenas finas y limos con restos de plantas. Hacia arriba vuelven a dominar los conglomerados, que incluyen bloques métricos de calizas de plataforma y de series margosas, pero siguen manteniendo la misma organización en hileras de cantos o niveles dm de conglomerados.

2.1.4.1.20. Fm. Ocoa (45). Lutitas oscuras con frecuentes inclusiones de conglomerados y olistolitos. Niveles alternantes de lutitas y areniscas

Constituye la unidad más representativa de la Fm. Ocoa, según su acepción moderna (Heubeck, 1988), equivaliendo tan sólo parcialmente a la misma en su acepción antigua (Arick, 1941); también está incluida en el “Eoceno con bloques de Ocoa” (Bourgois et al., 1979). Sus afloramientos se distribuyen por el sector septentrional de la Hoja, destacando por su calidad los del río Ocoa y, en menor medida, los del arroyo San Francisco.

Siendo la unidad más representativa es a la vez la de estratigrafía más compleja, reconociéndose en ella todas las litologías del sector suroriental, pero sin que se pueda establecer orden estratigráfico alguno entre ellas. Junto a los tramos de lutitas, olistolitos y alternancia de margas y areniscas, se han reconocido niveles de conglomerados y calizas que han sido individualizados en la cartografía cuando sus dimensiones lo han permitido (unidades 10 y 11, respectivamente); otro tanto puede decirse de los olistolitos, destacándose en este caso los de composición tonalítica, únicos representantes ígneos de la Hoja (unidad 9a), aflorantes en el río Grande y en las proximidades del arroyo San Francisco.

Su constituyente mayoritario es una monótona sucesión de lutitas oscuras que intercalan niveles de areniscas siliciclásticas de orden centimétrico a decimétrico, con claro predominio de las primeras, mostrando un aspecto de alternancia diluida; en ausencia de cortes de calidad resulta difícil distinguir estos tramos de los de alternancias de las Fms. Ventura y El Número, aunque los tonos negruzcos y el menor espesor de los niveles de areniscas parecen indicativos de la Fm. Ocoa. En las areniscas predominan los tamaños finos a medios, siendo los fragmentos de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias su componente principal. También son características de la Fm. Ocoa las masas lutíticas de tonalidades rojizas y formas poco definidas, que no deben confundirse con las Capas rojas del Jura.

Regionalmente, hacia el N-NE se observa un progresivo incremento en la proporción de conglomerados y olistolitos, así como en sus dimensiones; esta

tendencia, confirmada en la Hoja, se pone de manifiesto espectacularmente en las Hojas de Sabana Quéliz y San José de Ocoa, donde afloran extensas y potentes masas conglomeráticas, así como olistolitos de dimensiones kilométricas. Los conglomerados, constituidos por cantos redondeados de rocas volcano-sedimentarias, tonalitas y calizas cretácicas, pueden presentarse en bancos bien estratificados de orden métrico o en cuerpos masivos. En cuanto a los olistolitos, poseen dimensiones de orden métrico a decamétrico, correspondiendo a cualquier litología integrante de la Fm. Tireo y el Grupo Peralta e incluso a fragmentos de la propio Fm. Ocoa; de cualquier forma, los de composición carbonatada son los más fácilmente reconocibles por sus colores blancos.

La base de la unidad es visible únicamente en el río Ocoa, inmediatamente al Norte del monte de Méndez, manifestándose como una discordancia bajo la que se encuentra la Fm. El Número, cuyo reducido espesor en este punto parece confirmar una notable incisión del Grupo Río Ocoa en el Grupo Peralta. No es posible calcular el espesor de la unidad ya que no aflora su techo, ni tampoco el de la serie aflorante debido a la fuerte distorsión que muestran los tramos arcillosos; como valor orientativo se puede estimar un valor inferior a 1.000m, muy modesto comparado con los aproximadamente 10.000m propuestos en la Hoja de San José de Ocoa, que tampoco deben considerarse el valor máximo de la unidad, al aparecer cabalgada por la Fm. Tireo.

Es muy típica la presencia de slumps, habiéndose observado también huellas de carga, ripples de oleaje y estratificación paralela, ondulada y cruzada planar de gran escala, que señalan un ambiente turbidítico para su depósito, con facies de talud y relleno de canal submarino. Las paleocorrientes medidas (Dolan et al., 1991) permiten sugerir su depósito en el contexto de un profundo surco, muy subsidente, de orientación semejante al relacionado con el Grupo Peralta, es decir, al Suroeste del arco de islas precursor de la actual Cordillera Central. Por otra parte, la distribución de los niveles conglomeráticos y olistostrómicos.

Intercalados denuncian aportes laterales al surco, procedentes del arco insular ya extinguido; entre este tipo de aportes es preciso resaltar la relevancia de las masas de conglomerados aflorantes en la región de Valle Nuevo (Hojas de

Sabana Quéliz y Constanza), cuya distribución de litofacies sugiere la existencia de aparatos deltaicos de gran envergadura (Fig.2.8).

No se ha hallado resto fosilífero alguno que permita precisar la edad de la unidad, ni tampoco en las unidades intercaladas en ella. La escasa fauna hallada en el seno de la unidad, no ha permitido su datación, habiendo evidenciado procesos de resedimentación al igual que las restantes unidades turbidíticas del Cinturón de Peralta. No obstante, en las proximidades del límite de la Hoja, Bourgois et al. (1979), han señalado la presencia de *Lepidocyclina pustulosa* (DOUV.), *Fabiana cubensis* (CUSH. y BERM.), *Pliolepidina* (*Eulinderina*) sp., *Heterostegina* sp., *Asterocyclina* sp., *Discocyclina* sp. y *Heterodictyoconus cookei* (MOBERG.), asociación atribuida al Eoceno superior, al igual que la presente unidad.

Estructuralmente, sus afloramientos aparecen bajo dos contextos netamente diferentes. La mayor parte de ellos forman parte de una escama estrecha y de gran continuidad lateral imbricada entre los materiales neógenos de la Cuenca de Azua-San Juan (sobre los que cabalga) y la serie paleógena del Grupo Peralta (por la que es cabalgada); constituye, pues, el frente del cabalgamiento de la Cordillera Central sobre la Cuenca de Azua. Por el contrario, el afloramiento del ángulo nororiental forma parte de la lámina principal del Cinturón de Peralta, cabalgante sobre la anterior, disponiéndose hacia el Noreste a modo de rampa hasta sumergirse bajo el cabalgamiento frontal de la Fm. Tireo.

2.1.4.1.21. Fm. Ocoa (46). Margas de tonos verdes

Aflora exclusivamente en el flanco oriental de la sierra de El Número, donde constituye la base del Grupo Río Ocoa. Su constitución litológica, muy similar a la de la Fm. El Número, unida a la deficiencia de los afloramientos, ha dificultado notablemente su representación cartográfica. Sus mejores puntos de observación se localizan en la cañada Gajo de Agua de los Caimonices y en el corte de la carretera Azua-Baní al paso por la Cuchilla de la Tumba de Antonio María.

Se trata de una monótona sucesión de margas grises y ocre, ocasionalmente rojizas, entre las que se intercalan esporádicos niveles tabulares decimétricos de areniscas y calizas, siendo este uno de los escasos criterios de diferenciación con respecto a las margas de la Fm. El Número, en la que las intercalaciones tienen una mayor ritmicidad. Aunque su base no es visible en ningún punto, consideraciones apuntadas anteriormente apoyan su carácter discordante.

Son escasas las precisiones sedimentológicas que pueden efectuarse acerca de la unidad, en la que tan sólo se han reconocido esporádicos *slumps* y *ripples*, junto con estratificación paralela en las alternancias diluidas que, de cualquier forma, permiten señalar un ambiente turbidítico para su depósito.

El contenido fosilífero, además de escaso, parece mostrar un elevado grado de resedimentación. Entre los restos hallados se encuentran Rotaliformes, Globigerínidos, Melobesias y Gypsínidos, en su mayor parte de dudosa atribución y que sugieren vagamente su pertenencia al Eoceno-Oligoceno, sin más precisiones; no obstante, de acuerdo con la edad atribuida a las restantes unidades de la Fm. Ocoa, se ha enmarcado en el Eoceno superior, edad acorde con la propuesta en trabajos previos (Dolan et al., 1991).

La Fm. Ocoa aflorante en el sector suroriental de la Hoja constituye el flanco occidental del sinclinal de la loma de Los Ranchos (Hoja a escala 1:50.000 de La Montería), pliegue laxo al Noreste del cual la serie paleógena parece sumergirse a modo de rampa bajo el cabalgamiento de la Fm. Tireo (Cretácico superior).

2.1.4.1.22. Fm. Ocoa (47). Lutitas con olistolitos de naturaleza y dimensiones variables

Se trata de un conjunto muy característico en la región, de aspecto caótico debido a los llamativos olistolitos que intercala, y especialmente conocido por su

espectacular afloramiento en la trinchera de la carretera Azua-Baní, al pie de la Cuchilla de la Tumba de Antonio María. Es el tramo más peculiar de la Fm. Ocoa, tanto en su acepción original (Arick, 1941), como en la moderna (Heubeck, 1988), basándose en él la definición de la unidad “Eoceno con bloques de Ocoa” (Bourgeois et al., 1979).

Dentro de la Hoja, la unidad se ha diferenciado exclusivamente en el sector suroriental, donde se dispone como una estrecha banda de orientación N-S, manifestada topográficamente como una alineación de relieves de escasa entidad. Al Norte también se reconocen masas olistostrómicas englobadas en la Fm. Ocoa, pero su distribución en ella no ha permitido la individualización cartográfica.

La matriz de la unidad es una monótona sucesión de pelitas grises, con evidencias de deformación sinsedimentaria, ordenadas en niveles centimétricos, que intercalan finos niveles de areniscas a modo de alternancia diluida. Los olistolitos muestran una gran variedad de tamaño, con diámetros de orden métrico y decamétrico, sin llegar en ningún caso a las dimensiones kilométricas observadas en la Hoja de San José de Ocoa. También poseen una notable variación composicional, con predominio de los bloques calcáreos pertenecientes a las Fms. Tireo y Jura, sobre los de lutitas de las Capas rojas del Jura; más esporádicamente también se observan niveles volcanoclásticos de la Fm. Tireo y areniscosos de la Fm. Ventura, así como conglomerados de la propio Fm. Ocoa

Las dimensiones de los olistolitos, de orden métrico a decamétrico, permiten su fácil reconocimiento en el terreno y su individualización tanto del conjunto margoso infrayacente, sobre el que se apoya en disconformidad, como de la alternancia de margas y areniscas suprayacente, a la que pasa concordantemente. El espesor de la unidad supera ligeramente 100m.

En los niveles de areniscas se han reconocido estratificaciones cruzadas y paralelas, *ripples* y acuñamientos laterales que, junto con los típicos *slumps* observados, apoyan el depósito de la unidad en relación con un talud. La

concentración de bloques en una estrecha franja sugiere un breve evento tectónico como causante de la inestabilidad gravitatoria relacionada con dicho depósito.

Al igual que las restantes unidades de la Fm. Ocoa, posee un reducido contenido fosilífero en el que son evidentes las resedimentaciones. Se han reconocido Rotaliformes y posibles Radiolarios, Moluscos, Equínidos y Globigerínidos de escaso interés bioestratigráfico. Por consideraciones regionales se ha incluido en el Eoceno superior, edad acorde con las propuestas por Bourgois et al. (1979) y Dolan et al. (1991).

2.1.4.1.23. Fm. Ocoa (48). Alternancia rítmica de margas y areniscas

Constituye los términos superiores de la Fm. Ocoa en el sector suroriental de la Hoja, presentando dos excelentes cortes parciales en las trincheras de la carretera Azua-Baní, en los que su alto grado de organización contrasta claramente con el aspecto caótico de la unidad anterior. El paso entre ambas implica la desaparición, aparentemente brusca, de los olistolitos, adquiriendo la serie un acusado carácter rítmico por intercalación de niveles de areniscas de orden decimétrico entre la sucesión margosa dominante, apareciendo como una alternancia de carácter diluido. El techo no aflora dentro de los límites de la Hoja, estimándose en ella un espesor de 400m.

Las areniscas corresponden a litarenitas y poseen una granulometría variable, presentando una gran semejanza con las de las Fms. Ventura y El Número, al igual que las margas; éstas son de tonos grises, verdes y ocre. Ocasionalmente aparecen conglomerados de escasa entidad en la base de los niveles de areniscas.

2.1.4.1.24. Fm. Ocoa (49). Conglomerados polimícticos oscuros

Constituyen una de las litologías características del Grupo Río Ocoa en la región (Heubeck, 1988), en el cual aparecen a modo de intercalaciones de espesor y continuidad muy variables. Así, se encuentran bien representados en las Hojas de San José de Ocoa y, especialmente, Sabana Quéliz, en la que poseen una notable superficie de afloramiento.

Se trata de conglomerados polimícticos agrupados en bancos gruesos que confieren aspecto masivo a la unidad, cuyo espesor se aproxima a 50m. Los cantos, de subredondeados a subangulosos, poseen diámetros de orden centimétrico a decimétrico; sus integrantes principales derivan de rocas volcano-sedimentarias y carbonatadas de la Fm. Tireo, así como de las intrusiones tonalíticas encajadas en ella. Se encuentran incluidos en una matriz arcillo-arenosa, en ocasiones fuertemente cementada, que confiere tonalidades muy oscuras a la unidad.

Son muy pocos los rasgos de tipo sedimentológico hallados, apareciendo como un depósito muy desordenado, de tipo *debris flow*, interpretándose como depósitos de talud dentro del contexto general de la Fm. Ocoa. Por su relación con ésta, el presente tramo conglomerático se ha asignado al Eoceno superior.

2.1.4.1.25. Fm. Ocoa (50). Alternancia de arenisca gravosa, arenisca y marga arenosa con capas de conglomerado; presencia local de olistolitos. EOCENO SUPERIOR.

Esta unidad constituye la parte más típica de la Formación Ocoa, y está formada por una monótona sucesión de margas grises y ocre, ocasionalmente verdosas, entre las que se intercalan esporádicos niveles tabulares centimétricos a

decimétricos de areniscas, que muestran marcas de muro (flute y bounce cast), laminación paralela y cruzada. Este tipo de facies de la Fm Ocoa corresponde a la expresión más característica de la Fm. Ocoa, y sobre ella es donde se producen las intercalaciones de las diferentes unidades litológicas que se desarrollan intercaladas dentro de esta unidad.

En esta unidad, las alternancias son variables en la proporción de areniscas y margas, aunque en general muestran un aspecto rítmico siempre con mayor proporción de margas frente a las areniscas. La serie se compone mayoritariamente de una alternancia de areniscas (cm a dm) y margas grises-verdosas, bastante arenosas. Las areniscas presentan granoclasificación positiva, laminación paralela y, en ocasiones, laminación cruzada a techo, que constituyen secuencias de Bouma, la mayor parte de ellas incompletas. También se pueden encontrar frecuentes restos de materia orgánica acumulada en el techo de los niveles de areniscas. La organización secuencial de las series rítmicas de areniscas/margas es mayoritariamente thickening upward, observándose varias de estas secuencias apiladas en la vertical.

Aflora en todo el sector central de la Hoja, encontrándose especialmente desarrollada en los valles que se encuentran entre las alineaciones montañosas de la unidad infrayacente, debido a su carácter más blando. Por esta razón, los mejores afloramientos se encuentran en cortes producidos por ríos y arroyos, y en especial son interesantes las observaciones en el sector de Villa Güera, a lo largo del Arroyo Güera, y en las cercanías de Baní, en el Río Baní. También existen varios cortes de calidad a lo largo de la carretera de Baní a Azua, especialmente en las inmediaciones de los Cerros de Guazuma o al norte de los Cerros de Baní.

Es interesante el hecho de observar algunos niveles de composición carbonática dentro de una serie esencialmente siliciclástica. En concreto, se han observado esporádicas intercalaciones de niveles centimétricos carbonatados muy finos (calcilutitas), que corresponden a fangos carbonatados producidos por decantación, y que cuando aparecen, dan un fuerte contraste con la serie parduzca. También se han encontrado niveles calcareníticos esporádicos, intercalados en la serie, pero con una muy baja proporción frente a las areniscas

más siliciclásticas. Cuando aparecen, muestran fauna somera retrabajada, que en ocasiones contienen macroforaminíferos con valor bioestratigráfico y que se ha usado como criterio bioestratigráfico adicional cuando se ha encontrado.

Desde el punto de vista petrográfico, las areniscas se clasifican texturalmente dentro del campo de las grauvacas, debido a los altos contenidos en matriz (próximos al 50%), y contienen cuarzos mono y policristalinos, fragmentos de rocas volcánicas, metamórficas y carbonáticas, junto con abundantes minerales opacos.

Las características de los materiales de esta unidad indican ambientes de depósito en una cuenca turbidítica, con diversas facies que corresponden a diferentes ambientes dentro de la cuenca turbidítica. Las facies más finas de alternancia de areniscas cm a dm son facies de abanicos submarinos medios-distales, donde las diferentes secuencias thickening upward nos indican pequeñas progradaciones de los lóbulos del abanico. Las facies de las areniscas, y la presencia de secuencias de Bouma permiten interpretar estos depósitos como producidos por corrientes de turbidez de baja densidad. Los niveles de naturaleza carbonatada corresponden a eventos de mayor productividad carbonática (calcilitas) o a llegadas de material desde una plataforma carbonatada, en cualquier caso, menos frecuente que el material vulcanoclástico.

La edad de esta unidad ha sido difícil de obtener por criterios directos, puesto que la totalidad de las muestras recogidas para la datación por medio de fauna planctónica han resultado prácticamente azoicos, presentando la mayoría de las muestras de margas un residuo formado por fragmentos de marga de aspecto limoso-arenoso, con restos de micas y algún grano de óxidos de hierro, junto a escasísimos restos mal conservados e inclasificables. Sin embargo, se ha encontrado la siguiente fauna en los pocos niveles calcareníticos intercalados en la serie: *Lepidocyclina* sp., *Discocyclina* sp., *Nummulites* sp., *Cushmania* sp., *Fallotella*?, que podrían indicar una edad Eoceno medio-superior. Además, por criterios regionales y por su posición estratigráfica relativa, esta unidad se desarrolla fundamentalmente en el Eoceno superior, aunque no se descarta que

las partes más altas de la serie (p. ej. Loma de Matatongo, sector occidental de la Hoja) pudieran corresponder al Oligoceno.

2.1.4.1.26. Fm. Rio Ocoa (51) Conglomerado con alta frecuencia de clastos de color rojizo con capas de arenisca. EOCENO SUPERIOR.

Esta unidad corresponde a la unidad basal de la Formación Ocoa. Está constituida por una sucesión de conglomerados y brechas con olistolitos de composición y dimensiones variables, y tiene una potencia mínima de unos 750 metros. No se ha observado la base, debido a que no aflora y a la acción de la ZFSJR, que produce el contacto mecánico con los materiales de la Formación Tireo.

Esta unidad tiene un amplio desarrollo en la Hoja de Baní, encontrándose muy bien representada en la zona de borde de la ZFSJR, en el bloque suroriental, constituyendo relieves alargados en sentido noroeste-sureste que muestran una mayor resistencia a la erosión diferencial y permanecen formando crestas, intensificadas por la presencia de grandes olistolitos que se disponen la mayor parte de los casos paralelos a las superficies de estratificación. En este sentido, la presencia de los olistolitos es la

característica más particular de la unidad, puesto que de esta manera es fácil de reconocer en el campo.

En conjunto, esta unidad muestra una organización aparentemente caótica, con la presencia de grandes volúmenes de conglomerados y brechas, generalmente de textura matriz-soportada, donde además existe una gran proporción de matriz arcillosa. Los clastos son mayormente redondeados, de dimensiones variables y de naturaleza volcánica, vulcanoclástica, metamórfica, plutónica o sedimentaria, procedentes de la Fm Tireo y de unidades sedimentarias depositadas sobre ella.

Esporádicamente se encuentran pequeños niveles más arenosos que cuando aparecen indican la superficie de estratificación, raramente visible en los tramos de conglomerados masivos. Esta unidad corresponde a la unidad basal de la Formación Ocoa. Está constituida por una sucesión de conglomerados y brechas

con olistolitos de composición y dimensiones variables, y tiene una potencia mínima de unos 750 metros. No se ha observado la base, debido a que no aflora y a la acción de la ZFSJR, que produce el contacto mecánico con los materiales de la Formación Tireo.

Esta unidad tiene un amplio desarrollo en la Hoja de Baní, encontrándose muy bien representada en la zona de borde de la ZFSJR, en el bloque suroriental, constituyendo relieves alargados en sentido noroeste-sureste que muestran una mayor resistencia a la erosión diferencial y permanecen formando crestas, intensificadas por la presencia de grandes olistolitos que se disponen la mayor parte de los casos paralelos a las superficies de estratificación. En este sentido, la presencia de los olistolitos es la característica más particular de la unidad, puesto que de esta manera es fácil de reconocer en el campo.

En conjunto, esta unidad muestra una organización aparentemente caótica, con la presencia de grandes volúmenes de conglomerados y brechas, generalmente de textura matriz-soportada, donde además existe una gran proporción de matriz arcillosa. Los clastos son mayormente redondeados, de dimensiones variables y de naturaleza volcánica, vulcanoclástica, metamórfica, plutónica o sedimentaria, procedentes de la Fm Tireo y de unidades sedimentarias depositadas sobre ella. Esporádicamente se encuentran pequeños niveles más arenosos que cuando aparecen indican la superficie de estratificación, raramente visible en los tramos de conglomerados masivos.

En la cartografía esta unidad pasa lateralmente por cambio de facies a la unidad basal de la Fm Limonal en la zona de los Cerros de la Vereda. Se distingue de esta por presentar en conjunto facies más desorganizadas y masivas, mientras que el miembro inferior de la Fm Limonal tiene características diferentes de organización estratigráfica y sedimentológica. También una característica que se visualiza en la cartografía de la unidad es la presencia de olistolitos de mayor tamaño en la parte oriental y como disminuyen en tamaño hacia la parte más occidental. Este hecho ya fue puesto de manifiesto por Heubeck (1992), quien lo interpretó como producido por la lejanía paulatina al área fuente de los olistolitos, situado en el bloque nororiental de la ZFSJR.

También se han distinguido en la cartografía los olistolitos en función de su naturaleza, cuando ha sido posible. En este sentido, y por orden de abundancia, se encuentran olistolitos de calizas blancas, mayoritarios en el seno de la unidad conglomerática. Están constituidos por calizas tableadas, de tonos claros, predominantemente blancos en alteración, y que presentan en gran parte de los olistolitos reconocidos, niveles y nódulos de sílex. Este tipo de olistolitos son los que alcanzan mayores dimensiones, y se pueden encontrar también en la parte inferior del miembro basal de la Fm Limonal. De hecho, constituyen verdaderas alineaciones montañosas desde el Pico del Ojo del Agua, en la Autopista de Baní, hasta la Loma de Guerra y el Cerro de Los Ramones, cerca ya de la Hoja de La Montería. Uno de los olistolitos que mejor aflora es que se encuentra entre Cerro Gordo y Cerro Peravia, atravesado por el Río Baní en la carretera de Peravia de Limonal, donde se observa muy bien las características litológicas de este conjunto. Desde el punto de vista de la microfacies, son en su mayoría packstone de globigerínidos, correspondiendo a materiales depositados en una plataforma externa. La edad de estos olistolitos viene dada por la siguiente asociación de foraminíferos planctónicos, presentes en lámina delgada: *Acarinina* af. *bullbrooki* Bolli, *Globigerapsis* sp. *Globigerina* sp., *Morozowella* sp., *Truncorotaloides*?, que data el Eoceno medio. Por las características de las facies y por la edad, estos olistolitos equivalen a una serie de formaciones carbonatadas discordantes sobre la Fm. Tireo, presentes al noreste de la Hoja de Baní, que por otra parte también serían correlacionables con las calizas tableadas blancas de la Fm. Jura, en la región de la Sierra del Número.

En menor proporción, se encuentran olistolitos de calizas margosas rosadas, que serían correlacionables con las Capas Rojas del Jura (miembro superior de la Fm. Jura). Son de menor tamaño que los anteriores y generalmente pueden pasar más desapercibidos debido a que son de naturaleza relativamente blanda. Uno de ellos es bien visible en la carretera de Baní a Azua, a la altura de Galeón. Otro tipo de olistolitos que alcanzan un cierto desarrollo, sobre todo en las partes más distales, es el que corresponde a calizas bioclásticas, con rodolitos y corales, pero que en general, muestran facies de plataforma marina somera. Suelen ser de pequeñas dimensiones, inferior al centenar de metros, pero conservan unas facies interesantes para deducir las plataformas que existían y

que han sido generalmente destruidas. En particular se trata de packstone a wackestone bioclásticos, con fragmentos de corales, algas rojas, macroforaminíferos, miliólidos, etc, incluso algunos presentan sílex. Todo ello es indicativo de facies de plataforma abierta somera, con energía moderada a baja. La edad de estos olistolitos viene dada también en función de foraminíferos planctónicos que aparecen en algunos de ellos: Globigerina sp., Truncorotalia sp., Acarinina sp., Morozowella sp., Discocyclina sp. (Eoceno medio-superior) y de algunos de los macroforaminíferos: Cushmania sp., Discocyclina sp. (Eoceno).

2.1.4.1.27. Fm. Rio Ocoa (52) Alternancia de marga y arenisca con capas de marga arenosa rojizo y arenisca gravosa. EOCENO SUPERIOR.

Constituye los términos superiores de la Fm. Ocoa en el sector suroriental de la Hoja, presentando dos excelentes cortes parciales en las trincheras de la carretera Azua-Baní, en los que su alto grado de organización contrasta claramente con el aspecto caótico de la unidad anterior. El paso entre ambas implica la desaparición, aparentemente brusca, de los olistolitos, adquiriendo la serie un acusado carácter rítmico por intercalación de niveles de areniscas de orden decimétrico entre la sucesión margosa dominante, apareciendo como una alternancia de carácter diluido. El techo no aflora dentro de los límites de la Hoja, estimándose en ella un espesor de 400m.

Las areniscas corresponden a litarenitas y poseen una granulometría variable, presentando una gran semejanza con las de las Fms. Ventura y El Número, al igual que las margas; éstas son de tonos grises, verdes y ocre. Ocasionalmente aparecen conglomerados de escasa entidad en la base de los niveles de areniscas.

Como en las unidades precedentes, las estructuras sedimentarias se concentran en los niveles detríticos, habiéndose reconocido huellas de carga, estratificación paralela y cruzada, acuñamientos laterales, ripples y flute casts. En base a observaciones efectuadas en toda la región, su depósito se ha interpretado en relación con sistemas de abanicos profundos de pie de talud y de relleno de cañones submarinos. No se han encontrado restos fósiles en el seno de la

unidad, habiéndose incluido en el Eoceno superior de acuerdo con la atribución de Dolan et al. (1991) para la Fm. Ocoa. La presente unidad no juega un papel destacado en la estructuración de la región, formando parte del flanco occidental del sinclinal de Los Ranchos (Hoja a escala 1:50.000 de La Montería).

2.1.4.1.28. Fm. Ocoa (53). Alternancia de conglomerado poligénico, arenisca y limolita con olistolitos. EOCENO SUPERIOR

Esta litología de la Fm. Ocoa presenta unos depósitos de sedimentos clásticos con conglomerados potentes al principio del Eoceno Superior se inició, en los bordes meridional y septentrional de la Cordillera Central, la sucesión comienza con conglomerados, en general, de matriz soporte sabulítica, compuestos por rodados de rocas volcánicas (rodados de hasta 7 cm de diámetro), en algunas capas aisladas la fábrica es clasto soporte. Presentan estratificaciones tabulares y cruzadas, imbricación y estructuras de corte y relleno macizas. Las capas de arenisca son grises en la base y hacia arriba presentan una alternancia con limolitas con olistolitos.

2.1.4.1.29. Fm. El Limonal (54). Alternancia de margas, areniscas y calcarenitas. OLIGOCENO INFERIOR

Esta unidad corresponde a una alternancia de margas, ocre-amarillentas, con areniscas laminadas, de tipo turbidítico organizadas en niveles centimétricos a decimétricos que se sitúan de manera transicional sobre la unidad inferior de conglomerados.

Los mejores afloramientos de esta unidad se pueden observar en las cercanías de El Limonal, y, sobre todo, en la pista que va de La Vereda a Sabana Larga, donde existen buenos cortes de toda la formación en general, y de esta unidad, en particular. Lo más característico es la alternancia de margas y areniscas, generalmente en niveles delgados, con una proporción variable entre las dos litologías, pero que en ocasiones es próxima a la igualdad, dando un aspecto “tableado” muy fácil de reconocer. Sin embargo, su carácter eminentemente margoso no permite la observación de grandes tramos para estudiar su

organización secuencial. Las características litológicas y las estructuras sedimentarias observadas en las arenicas permiten interpretar una sedimentación en ambientes más distales de la cuenca, con la

influencia de corrientes de turbidez de baja densidad, interrumpida esporádicamente con la llegada de grandes depósitos de capas con contenido carbonatado y olistostrómico.

La edad de esta unidad ha podido ser determinada por asociaciones de foraminíferos planctónicos, aunque generalmente aparecen muy mal conservados y tampoco permiten una gran precisión. No obstante, junto a los datos anteriormente dados por Proyecto Alemanes (1988??) se puede asignar a esta unidad una edad Eoceno superior en la base (Sector de la Vereda-El Limonal), y en los tramos más altos de la serie (Sabana Larga) aparece ya representado el Oligoceno.

2.1.4.1.30. Formación El Limonal (55). Conglomerados con olistólitos y calcarenitas. Oligoceno.

Esta unidad cartográfica se encuentra también intercalada entre las facies más finas de la Fm El Limonal (13), y constituye un nivel guía, de referencia en el seguimiento de la estructura de la región de El Limonal y también a lo largo de la Zonas de Falla de San José-Restauración y de Loma Desecho.

Corresponde a un tramo de unos 100 metros de espesor aproximadamente, que está constituido por una gran megacapa, probablemente construida en varios eventos de depósitos superpuestos.

Existen buenos afloramientos de la unidad, que pueden mostrar ligeros cambios de facies en sentido sureste-noroeste. Al norte de El Limonal, en la carretera que va hacia Buena Vista, se atraviesa esta unidad, mostrando un aspecto bastante desorganizado y caótico, y donde se se pueden observar también bloques métricos de calizas arrecifales y de materiales detríticos englobados en una facies conglomerática que hacia techo evoluciona a calcarenitas con macroforaminíferos. En este sector, y en la continuación por el Río El Limonal, la unidad dibuja el núcleo del Sinclinal de El

Limal. En la cartografía también se han incluido dentro de esta unidad los materiales que forman la alineación montañosa que existe al oeste de El Carretón (Cerros La Cuesta de la Madera) y que llegan hasta Loma Desecho. En este último sector, la sección de la carretera de Sabana Larga muestra un magnífico corte de este tramo, que por características litológicas y de organización es perfectamente correlacionable con el sector del Río El Limal. A partir de esta correlación, este tramo constituye un excelente nivel guía hasta las inmediaciones de la autopista de Baní (Hoja de Nizao) que ha ayudado a entender la estructura de este sector, fundamentalmente porque se puede interpretar que la Zona de Falla de Loma Desecho corresponden a un splay de la Zona de Falla de San José-Restauración, que muestra también otros a más pequeña escala.

Desde el punto de vista sedimentológico, este tramo está constituido por una megasecuencia positiva, producida por el apilamiento de varias megacapas, que comienzan con un tramo métrico a decamétrico de conglomerados con olistolitos métricos de calizas de plataforma (con frecuentes restos de arrecifes de coral), e incluso de rocas volcánicas, que terminan en niveles calcareníticos con acumulación de lepidocyclinas. Paulatinamente, los niveles son menos potentes, mostrando todavía estructuras de deceleración de la energía (laminaciones paralelas e incluso cruzadas a techo), pasando nuevamente de manera transicional a una alternancia fina de areniscas siliciclásticas con lutitas. La interpretación sedimentaria que se puede realizar para esta la unidad es que se produce debida a la llegada a la cuenca de grandes cantidades de sedimento que transportan bloques u olistolitos de orden decamétrico (probablemente en el sentido de megacapas), que se produce por desplomes en la plataforma probablemente originadas por mecanismos tectónicos con gran cantidad de material retrabajado de la plataforma contigua, formando auténticos depósitos de tipo slope-apron.

En cuanto a la edad, se puede decir que esta unidad también corresponde al Oligoceno, por estar entre niveles bien datados de esa edad, y por contener macroforaminíferos bentónicos congruentes con una edad Oligoceno. Es imposible llegar a ellos.

2.1.4.1.31. Fm. Iguana (56). Marga con intercalaciones de calcarenitas

La serie de las margas arenosas es bastante uniforme, hasta alcanzar la zona de Loma de Dadi, La Rinconda, Rinconcito y Los Corvanos, destacándose en el borde de aguas abajo de Arroyo Lugo, tanto la margen derecha como izquierda, la existencia de un contacto anormal entre margas arcillosas y el conglomerado poligénico que se produce por un cambio brusco de buzamiento en una distancia muy corta, apreciándose la existencia de una estructura flexural fallada.

2.1.4.1.32. Fm. Montería (57) Marga arenosa con estratificación fina. OLIGOCENO SUPERIOR.

Es el conjunto litoestratigráfico de peor y más escasa representación de entre todos los que poseen rango de formación en la región; además la literatura regional muestra poco acuerdo en torno a él. Así, el término fue utilizado por primera vez por Beall (1945), en referencia a un miembro del Grupo Yaque del Sur establecido previamente por Vaughan et al. (1921) y redefinido posteriormente por Bermúdez (1949) como Fm. Bao. Entre los trabajos más recientes, Cooper (1983) adopta ésta última denominación, en tanto que McLaughlin et al. (1991) recuperan el término Fm. Quita Coraza. Localmente, en posición estratigráfica equivalente a ésta, aparece un tramo carbonatado conocido en la literatura regional como Fm. Florentino (Hoja de Yayas de Viajama).

Como puede apreciarse en su área tipo localizada en el sector meridional del valle del río Yaque del Sur, se trata de un tramo que guarda ciertas semejanzas con la infrayacente Fm. Trinchera, diferenciándose de ésta por un mayor contenido margoso en relación al de areniscas. No se ha reconocido en la Hojas a escala 1:50.000 de Padre Las Casas y Yayas de Viajama ni en la Hoja a escala 1:100.000 de San Juan (García y Harms, 1988); esto, unido a la existencia de tramos semejantes en el seno de la Fm. Trinchera, sugiere que se trata de una

facies peculiar relacionada con ésta y que el rango de formación tal vez sea excesivo para ella.

En el terreno aparece como una banda deprimida de tonalidades amarillentas, dispuesta entre los resaltes morfológicos producidos por las Fms. Trinchera y Arroyo Blanco. Las mejores exposiciones de la unidad en la Hoja de Azua se encuentran en el río Vía y el arroyo San Francisco. Su aspecto es el de una monótona sucesión de margas grises y azuladas que intercalan niveles de areniscas y calizas margosas de orden decimétrico; puntualmente, resulta difícil su diferenciación de la Fm. Trinchera.

Su límite con ésta coincide con una superficie neta marcada por una costra ferruginosa, pero en ausencia de corte el contacto parece de carácter gradual, estando indicado por la progresiva disminución en la proporción de los niveles de areniscas a favor de los de margas. Su techo está mejor definido y coincide con la aparición del primer nivel de conglomerados o calizas arrecifales de la Fm. Arroyo Blanco. Su espesor varía considerablemente en la región, habiéndose medido 420m en el corte del río Vía.

La composición de las areniscas es semejante a la de la Fm. Trinchera, clasificándose como arcosas y litarenitas. Entre los rasgos sedimentarios observados cabe señalar laminación paralela, ripples de oleaje y estructuras de carga y colapso de pequeña envergadura. Su depósito se interpreta en un contexto de plataforma abierta de tipo bahía que, con el paso del tiempo, evolucionaría hacia ambientes más someros, probablemente durante uno de los escasos periodos de estabilidad tectónica de la región, abortado por el impulso que provocó el comienzo de la sedimentación de la Fm. Arroyo Blanco.

Su contenido faunístico es relativamente escaso y aparece mal conservado. La asociación de *Sphaeroidinellopsis* sp., *Globorotalia* af. *tumida* (BRADY), *G.* sp., *Globigerinoides* sp. y *Sphaeroidinella* *dehiscens* (PARKER y JONES) hallada en el arroyo San Francisco sugiere su depósito durante el Plioceno inferior, no debiendo descartarse que comenzase en el Mioceno superior, reflejando las diacronías aludidas para el registro sedimentario de la Cuenca de Azua-San Juan, de tal forma que simultáneamente con el depósito de la Fm. Quita Coraza,

aún se produciría la sedimentación de la Fm. Trinchera y, en áreas más cercanas al litoral, habría comenzado la de la Fm. Arroyo Blanco.

Carece de interés el papel de la Fm. Quita Coraza dentro de la estructura de la región, aflorando exclusivamente en el flanco septentrional del anticlinal de Bichi.

2.1.4.1.33. Fm. Iguana (58). Conglomerado Poligénico con Alternancia de arenisca y marga. OLIGOCENO SUPERIOR.

Dentro de los materiales terciarios que constituyen parte de la Cuenca de San Cristóbal, están los conglomerados poligénicos de matriz marga-arenosa, a veces sin cementar y otras fuertemente cementados, con cantos de filitas, cuarcitas, calizas y areniscas, forman el cerro de margen derecha de aguas abajo de la cerrada. Sus características geotécnicas presentan fuerte dispersión, desde un material escollerable hasta uno granular impermeable, o una arena o calcarenita ocre.

Este conglomerado pasa en transición a depósitos margoso-arenosos, marinos con estratificación cruzada de bajo ángulo y continúa hacia arriba con un conglomerado gravoso, lenticular con estratificación poco marcada.

2.1.4.1.34. Fm. Iguana (59). Alternancia de marga, limo y arenisca. OLIGOCENO SUPERIOR.

Solo se ha identificado un depósito con estas características, situado al noroeste de Ingenio, en el límite septentrional de la hoja. Sus extremos más distales enlazan hacia el este con los depósitos aluviales-coluviales del Arroyo Pajarito, y hacia el sur con la terraza baja del río Nizao, la cual actúa como nivel de base local para ambos y además condiciona el área de endorreica del primero. Apenas se han observado cortes o naturales o excavaciones que permitan observar su

composición y espesor. En superficie aparece como un depósito areno-arcillosos con cantos dispersos. En cortes aislados de la carretera hacia Baní y en el cruce de la Jagua ha sido posible describir depósitos de arenas laminadas con algunas intercalaciones, de escasa potencia, de conglomerados arenosos con morfologías canaliformes y base erosiva. Su espesor puede ser muy variable, puesto que parece cubrir un sustrato irregular.

2.1.4.1.1. Fm. Iguana (60). Conglomerado con predominancia de clastos angulosos de caliza con alternancia con arenisca y limonita. OLIGOCENO SUPERIOR.

Esta unidad geológica perteneciente a la formación geológica Los Martines, está constituida de conglomerados de canto angulosos a subangulosos heterogéneos, donde se observan clastos de calizas, areniscas y también se observa en parte la limonita. Presentan tamaños medios de entre 5 a 10 cm, no se observa ningún tipo de estructura con claridad, la matriz es arenosa, de grano medio a grueso, con una textura soportada.

Los clastos de los conglomerados se encuentran flotando en una matriz detrítica arenosa, de tamaño de grano medio, relativamente bien seleccionada y de naturaleza principalmente cuarcítica. Presentan granoclasificación inversa y se encuentran mal organizados, aunque en ocasiones se han descrito estratificaciones inclinadas muy difusas.

2.1.4.1.2. Fm. Iguana (61). Caliza arrecifal. OLIGOCENO SUPERIOR.

En el Oligoceno Superior seguían existiendo los mismos dominios de facies que se habían desarrollado en el Eoceno. La facie litoral al Suroeste de Doña Ana está constituida predominantemente por margas y conglomerados. En el límite del Mioceno Inferior se encuentran interestratificaciones de calizas de derrubios arrecifales. Estas rocas calizas arrecifal, su origen orgánico formada por la compactación de materiales procedentes de algas, corales y rudistas (es un bivalvo). Las podemos encontrar en las proximidades Boca De Mana: avanzando unos metros por la carretera que se dirige a El Hatillo a unos 1.3 Km., podremos ver algunos afloramientos.

2.1.4.1.3. Fm. Iguana (62). Marga con intercalaciones de calcarenitas. OLIGOCENO SUPERIOR.

En esta unidad geológica de la formación Iguana aflora en la parte SE de esta hoja geológica, aquí se observa una secuencia intercaladas de margas con calcarenitas,

Esporádicamente se encuentran niveles centimétricos de calcirruditas y calcarenitas, con granoclasificación positiva y bioturbaciones en el muro. La tendencia secuencial es estratodecreciente en los primeros tramos de la sección y estratocreciente en el segundo tercio.

En esta parte se observa un aumento de la frecuencia y potencia de los niveles margosos, de esta forma es posible diferenciar, casi a techo de este término, tramos de potencia constituidos por varios bancos de margas nodulosas de potencia hasta decimétrica que intercalan con calcarenitas. Estos tramos cartografiados se han definido como Marga oscura con intercalaciones de calcarenita (Fm. Iguana). Son de edad oligoceno superior.

2.1.4.1.4. Fm. Majagua (63). Margas masivas con areniscas.

La presente unidad corresponde a la denominada Formación Majagua (Heubeck, 1988), que muestra características muy similares a la parte alta de la Formación El Limonal. El contacto entre ambas formaciones es gradual y concordante, y en gran parte de las ocasiones sumamente arbitrario, por lo que el criterio que se ha seguido en la presente cartografía ha sido considerar la Fm Majagua a partir de la presencia de un tramo margoso, potente, muy característico y que supone un criterio cartográfico que contrasta con la alternancia de margas con areniscas de la Fm. El Limonal. Debido a las características litológicas de esta unidad, eminentemente margosa, existen muy pocos afloramientos buenos donde se pueda observar la litología, aunque lo que sirve de guía en el campo es la ausencia de niveles consistentes en un buen tramo, y la alteración a tonos tabaco-ocre, que son muy típicos de las margas masivas. Aunque este criterio no corresponde al original de Heubeck (1988) para diferenciar la Fm. Majagua, es más práctico a la hora de distinguirlas, puesto que ambas formaciones (El Limonal y Majagua) se componen de alternancias de materiales margosos y

niveles de areniscas, en mayor o menor grado carbonáticas. Desde este punto de vista, la Fm. Majagua podría corresponder a un miembro de la Fm. El

Limal, en todo caso, puesto que tampoco existe un límite inferior que marque una discontinuidad o discordancia. Sin embargo, se ha preferido en este punto mantener la jerarquía original porque también debido a las mismas dificultades de afloramiento, no ha permitido una mejor caracterización litoestratigráfica de detalle. Esta unidad forma los primeros 300 o 400 metros de la Fm. Majagua, pasa gradualmente hacia arriba y se interdigita con facies más arenosas y calcarenitas de la propia formación, que constituyen la unidad suprayacente, mejor desarrollada en el campo. Está compuesta por margas ocreas en alteración, amarillentas a grisáceas en corte fresco, con gran cantidad de fauna planctónica y bentónica, y con pequeñas intercalaciones arenosas y esporádicamente calcareníticas finas.

La mejor exposición de esta unidad se tiene en las cercanías de Sabana Larga, en el camino que va hacia la Loma del Guano y Loma Sabana Larga, que desemboca en el Río Nizao después de la Loma La Majagua. También en la cartografía, entre esta unidad, se ha distinguido un tramo arenoso importante que se ha incluido dentro de la unidad suprayacente, que da un resalte topográfico en el terreno, al oeste de Sabana Larga y Los Mameyes.

Las características sedimentarias de la unidad indican que se trate probablemente de una unidad depositada en un contexto de profundización, debido a la menor proporción de aportes de grano grueso comparativamente con los materiales inferiores y a la cantidad de fauna planctónica encontrada. No obstante, tampoco hay que descartar etapas con menor actividad en el área fuente que posibilitaría una mayor denudación y su posterior depósito en áreas de plataforma externa o cuenca pelágica.

Desde el punto de vista bioestratigráfico se ha encontrado al oeste de la Loma del Guano la siguiente fauna: *Globigerina* af. *gortanii* (Borsetti), *Globigerina* af. *venezuelana* Hedberg, *Globorotalia* af. *gr. opima* Bolli, *Catapsydrax dissimilis* (Cushman y Bermúdez), *Gyroidina* sp., que dan una edad Oligoceno superior-

Mioceno inferior, más probablemente perteneciente al Mioceno inferior, congruente con la posición estratigráfica de la unidad.

2.1.4.1.5. Fm. Majagua (64). Alternancia de margas, areniscas y calcarenitas

La presente unidad constituye la mayor parte de la Fm. Majagua, y corresponde íntegramente a la acepción original de Heubeck (1988). Aflora a lo largo de la alineación NO-SE que da la Loma de La Majagua, de donde toma el nombre la formación. El muro de esta unidad es gradual con la unidad infrayacente, incluso con una intercalación que adelanta la instalación de las facies de esta unidad de forma permanente. El techo no se observa en la Hoja de Baní, puesto que se realiza hacia el este, ya en la Hoja de Nizao, y corresponde a la discordancia basal de la Formación Río Nizao.

En la Hoja de Baní, se tienen buenos afloramientos en la carretera de Sabana Larga al Río Nizao, aunque generalmente, la tupida vegetación de la loma impide ver bien las características estratigráficas de la unidad en su conjunto y tampoco permite apreciar dispositivos laterales, inferidos a partir de las observaciones parciales.

Se ha realizado una columna estratigráfica en la parte media-alta de la formación, donde se observa una alternancia de areniscas, margas, conglomerados y calcarenitas. Las areniscas son de base plana y presentan estructuras de muro (groove cast y flute cast). Tienen laminación horizontal de alto régimen de flujo (HFR) y laminación cruzada, frecuentemente convolutada (convoluted lamination), y restos frecuentes de plantas en la parte superior. Se han localizado dos niveles decamétricos de brechas intraformacionales, con extraclastos, olistolitos y restos de la misma serie deslizados, que terminan con niveles calcareníticos compuestos por fauna somera re TRABAJADA. También se presenta un tramo slumpizado, con estrías en la base, pero sin existencia de conglomerados o brechas, solamente partes de la serie deslizadas.

Esporádicamente se encuentran niveles centimétricos de calcirruditas y calcarenitas, con granoclasificación positiva y bioturbaciones en el muro. La

tendencia secuencial es estratodecreciente en los primeros tramos de la sección y estratocreciente en el segundo tercio.

El conjunto de características sedimentarias de la Fm Majagua permite interpretar la unidad como depositada en un contexto de cuenca turbidítica, con llegadas de corrientes de turbidez de baja densidad, en ocasiones con gran cantidad de material carbonatado retrabajado. La existencia de megacapas indica una también una cierta inestabilidad en la cuenca, con llegada de material procedente de zonas más someras, posiblemente depositadas en forma de corrientes de alta densidad (slope-apron). La existencia, además, de tramos slumpizados, indica posiblemente desestabilizaciones de la cuenca que podrían deberse a procesos sísmicos o a una fuerte inclinación de la cuenca. Debido a las características más arenosas de esta parte de la formación, aparecen pocos restos fósiles bien conservados, siendo la mayor parte de ellos retrabajados, por lo que no dan una edad fiable. Sin embargo, la posición estratigráfica entre niveles del Mioceno inferior y la Fm. Río Nizao (Mioceno medio) permiten asignar una edad de Mioceno inferior a esta unidad.

2.1.5. CUATERNARIO

2.1.5.1.1. Abanicos aluviales. Gravas, arenas y limos (65 y 66). PLEISTOCENO.

En la mitad occidental de la hoja (estribaciones de la Cordillera Central) se han desarrollado tres generaciones de abanicos. Al sur del río Ocoa, los retazos dejados por la erosión en los abanicos más antiguos (65) forman escarpes que permiten observar su litología y espesor. Son conglomerados con matriz arenosa y cantos de hasta 40 cm de diámetro, de tonalitas, rocas vulcanoclásticas, grauvacas y calizas. En su mayoría, dichos componentes proceden de la formación Ocoa, de carácter turbidítico y en la que los mismos materiales aparecen ya como clastos u olistolitos, lo que implica dos etapas de transporte y retrabajamiento. El espesor de dicha formación alcanza 10 m en las inmediaciones de la Loma de Matetongo.

También al sur del río Ocoa, la segunda generación de abanicos (66) está constituida por paleocanales superpuestos de conglomerados con cantos de tonalitas, basaltos, calizas y dolomías, y matriz arenosa con escasa o nula cementación. En su base el sustrato aparece sin alteración. Su espesor oscila entre 6 y 8 m. en las inmediaciones de la costa, aunque puede variar notablemente, dada la erosión y remodelado posterior de estos materiales después de su compartimentación y movimientos en la vertical producidos por las fallas mencionadas más arriba.

En el resto de la hoja ambas generaciones de abanicos aparecen como gravas polimícticas de cantos bien redondeados, cuyo tamaño disminuye hacia los extremos distales de estas formaciones. Presentan matriz arenosa y granoselección positiva. En los acantilados del litoral de Matanzas puede observarse una sección muy completa de los abanicos de la 2ª generación. En la base de dicho afloramiento y en las inmediaciones de la playa, aparece un tramo limo arcilloso de 2 m de espesor, cuyo techo presenta rizocreaciones de caliche y cierta rubefacción. Sobre este nivel aparece un paleocanal de base erosiva, con gravas granodecipientes hacia techo, con laminaciones cruzadas propias de barras de canal. Esta secuencia finaliza en la base erosiva de una última secuencia, la cual presenta cierto encostramiento en su techo. El conjunto aflorante de las tres secuencias alcanza una decena de metros de potencia.

En lo referente a las edades, los abanicos de la segunda generación podrían alcanzar el límite Pleistoceno-Holoceno, y los más antiguos quedarían enteramente comprendidos en el Pleistoceno.

2.1.5.1.2. Glacis. Gravas, arcillas y arenas (67)

Poseen especial desarrollo en los sectores noroccidental y suroriental, configurando pequeñas plataformas elevadas entre 5 y 40m con respecto a los cauces adyacentes. Poseen una buena representación en el ámbito del Ojo de Agua de la Ceiba, donde aparecen a modo de formas de enlace entre los relieves orientales de la sierra de El Número y el valle del río Ocoa. En el ámbito de Bichi también se disponen como piedemontes de relieves de entidad moderada.

Predominan las gravas, de composición variable en función de su área madre, observándose fundamentalmente rocas calcáreas, volcánicas y volcanoclásticas; 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, también aparecen en menor proporción, confiriendo tonalidades rojas al conjunto. Son escasas las estructuras sedimentarias halladas, destacando las bases erosivas y los cuerpos canalizados. Su espesor, aunque variable, se puede cifrar entre 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.

2.1.5.1.3. Terrazas medias y altas. Gravas y arenas. Gravas, arenas cantos y arcillas. (68)

Pese a que no existe ningún sistema de aterrazamientos bien desarrollado, poseen representación en los principales cursos fluviales. Su mejor exposición se encuentra en los valles del río Ocoa y su afluente Banilejo. Ante la variedad altimétrica de los 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 alcanzar +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. 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, aunque en algunos casos alcanza 10m.

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

2.1.5.1.4. Abanicos aluviales. Gravas, arenas y arcillas (69).

Constituyen los depósitos más extensos de la Hoja, aflorando a lo largo del Llano de Azua entre los diversos relieves existentes y la línea de costa. Sus dimensiones son extraordinariamente variables, con ejemplares que alcanzan 8km, frente a otros prácticamente incartografiados, algunos de ellos fuera del ámbito del Llano. Muestran una compleja distribución temporal, con sucesivos encajamientos entre sí que pueden responder a variaciones del nivel de base, deformación tectónica o causas climáticas; ante la compleja sucesión de encajamientos se han agrupado en un único conjunto, observándose que sobre los más antiguos ha actuado una fuerte incisión por parte de los cauces actuales, y que los 47 más modernos se encajan en aquéllos. No obstante, no se han apreciado diferencias composicionales o texturales en función de su antigüedad, existiendo numerosos cortes a lo largo de las cañadas y arroyos cercanos a Estebanía, Las Charcas y Hatillo, pudiendo destacarse entre ellos el de Barranca, en el arroyo Guazábara, donde el abanico muestra un espesor cercano a 40m.

En la mayor parte de los casos, su depósito se produce por la dispersión de los aportes concentrados en los valles estrechos que surcan la Cordillera Central al salir al Llano de Azua; con frecuencia, la proximidad entre fuentes de aporte da lugar a coalescencia de varios conos. A grandes rasgos se trata de depósitos de gravas heterométricas con cantos que pueden alcanzar 1m de diámetro, de composición muy variable en función del área madre, entre los que se intercala

una matriz areno-arcillosa. Su espesor es muy variable, tanto entre diversos abanicos 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 más modernos al Holoceno, siendo menos evidente la de los antiguos, aunque algunos de ellos parecen claramente pleistocenos.

2.1.5.1.5. Terraza alta. Canto, grava, arena y limo (70). HOLOCENO

Las llanuras de inundación se encuentran ampliamente representadas, apareciendo como bandas planas adyacentes al cauce de numerosos ríos y arroyos, destacando en cualquier caso las correspondientes a los ríos Ozama, Isabela y Yabacao, alcanzando la del primero 3 km de anchura. Dentro de estas llanuras se reconocen cauces y meandros abandonados, que denotan una continua deriva de los cauces.

La llanura de inundación de los ríos principales está constituida por gravas polimícticas en matriz arenosa, si bien son frecuentes las pasadas de arenas y lutitas. Su espesor es difícil de determinar al no observarse el sustrato, pero debe sobrepasar 5 m. En el caso de la llanura de inundación de algunos cursos menores, se observa un claro predominio lutítico. En cuanto a los cauces y meandros abandonados, a su composición en estado activo, con predominio de gravas y arenas, se superpone un contenido lutítico derivado de procesos de decantación ligados a su actual dinámica de encharcamiento.

Por su dinámica actual se asignan al Holoceno, sin que deba descartarse que su actividad se iniciase a finales del Pleistoceno.

2.1.5.1.6. Terraza baja (71): Canto, grava, arena y limo. HOLOCENO.

Estos materiales aparecen relacionados con los sistemas aluviales de los ríos: Tireo, Grande, La Descubierta y Pinar Bonito. Los depósitos se sitúan a apenas 0,5-1,5 m. de altura, sobre el cauce actual del río. Este término “cauce actual del río” resulta un tanto efímero y sujeto a variaciones, como se ha comprobado durante los meses de septiembre a noviembre de 1998. Así, durante el paso del Huracán Georges y las lluvias que le sucedieron, se produjeron notables cambios en la red de drenaje, desbordamientos y deposiciones en régimen de avenidas, que pueden ser equivalentes a estos depósitos que se describen aquí. Por tanto, la edad de los mismos puede ser perfectamente holocena.

La potencia de estos depósitos es muy reducida, rara vez superan 1-1,5 m., y están constituidos por gravas y arenas de diversa granulometría y composición. En general, predominan los fragmentos comprendidos entre 5 y 25 cm. de diámetro, si bien, ocasionalmente, se han llegado a medir alguno de orden métrico. Además, hay que señalar la existencia de una fracción de granulometría más fina, tamaño arena, y composición arcósica y litarenita.

2.1.5.1.7. Glacis. Grava y limos (72). HOLOCENO.

Los glacis de vertiente incluyen tanto depósito de origen gravitacional, en sus zonas más elevadas, como los debidos a arroyada, en su parte inferior y contigua a los cauces actuales. Su composición varía de forma notable, presentando cantos subangulosos de calizas, dolomías, rocas volcánicas y areniscas. El espesor observado en los escarpes con los que finalizan sobre los cauces actuales, oscila entre dos y cinco metros. Se les asigna una edad holocena, por situarse en relación con los cauces actuales en una posición similar a las terrazas bajas.

2.1.5.1.8. Penillanura relicto (73). HOLOCENO.

Sobre el Macizo tonalítico, y rocas volcánicas ultramáficas- máficas, con preponderancia de ultramafitas, con metamorfismo de contacto (Fm. Duarte) y arena, limo y arcilla (Fm. Llanura Costera), se desarrollan arrasamientos generalizados. Su paisaje presenta una disposición que se aproxima en la mayoría de los casos a lo que se considera una penillanura. Ejemplos existen en todas sus regiones, especialmente en las meridionales.

Además, son características extensibles a aquellos lugares considerados montañosos (RIBEIRO, 1941), como puede ser el caso de los lugares Los Montones y Los Montones Arriba, pues están constituidas por superficies de erosión. El estudio de los aplanamientos que afectan al Macizo Los Montones y Los Montones Arriba, tiene su mayor dificultad en su datación, siempre muy difícil de determinar debido a la falta de referencias estratigráficas. Se sabe que los viejos arrasamientos posthercínicos (preterciario) sufren distintos retoques durante el Cretácico, un período de condiciones geotectónicas especialmente distensivas, que favorecerían el desarrollo de superficies de erosión (BIROT, 1949; BRUM FERREIRA, 1978). En el Terciario, donde la situación geotectónica cambia a compresiva, se modifica sustancialmente el relieve de Los Montones y Los Montones Arriba, pues queda rota la continuidad de los grandes arrasamientos antiguos (SOLE, 1952). Es entonces cuando el paisaje adquiere la fisonomía actual. El elemento morfológico principal de Los Montones y Los Montones Arriba, las superficies de erosión originales, quedan interferidas por otros tipos de procesos erosivos.

2.1.5.1.9. Llanura de inundación. Arcillas y Arenas con cantos (74). HOLOCENO.

Algunos de los reducidos escarpes que el lecho menor del río Ocoa forma en su llanura de inundación muestran un material formado por gravas de cantos de calizas, dolomías y rocas volcánicas, en el seno de una matriz arenosa con la misma composición. En el arroyo La Fuente, correspondiente al valle abandonado por el río Ocoa, la llanura de inundación presenta una reducida

extensión y sin afloramientos que permitan su observación. Su espesor puede alcanzar 2 a 3 metros.

2.1.5.1.10. Fondo de Valle. Conglomerados, Gravas y arenas (75). HOLOCENO.

Los fondos de valle se encuentran distribuidos en toda la hoja, casi siempre como cauces levemente encajados en los abanicos de 2ª generación. Están constituidos por gravas polimícticas con matriz arenosa, cuya litología varía según el área fuente de cada lugar. Gran parte de sus materiales corresponden al retrabajamiento de los procedentes de los abanicos. El tamaño de los cantos varía notablemente, predominando diámetros de 5 a 10 cm. Su potencia oscila entre 2 y 5 m.

2.1.5.1.11. Coluviones. Cantos, arenas y arcillas. (76). HOLOCENO.

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

Son depósitos de reducido espesor y de litología muy variable, 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.

2.1.5.1.12. Aluviones, depósitos de río (77): Arena, grava, canto y limo. HOLOCENO.

Presentan un reducido desarrollo, exceptuando el situado al sur de la Loma Las Lanchas, que aparece encajado entre abanicos de 2ª generación y en su superficie se produce una pérdida de drenaje. En su extremo distal enlaza con el manto eólico de la costa. El resto de los abanicos son de reducida extensión y pueden ser considerados como conos de deyección que enlazan valles

tributarios con valles principales. Son materiales detríticos constituidos por gravas polimícticas, bien redondeadas y de tamaño moderado. Su espesor puede alcanzar 3 o 4 metros.

2.1.5.1.13. Coluviones. Limos y arcillas con cantos (78). HOLOCENO.

Como se menciona en el apartado dedicado al Estudio del Modelado, no es posible representar a esta escala de trabajo la mayor parte de los coluviones, debido a su reducida extensión. Tan sólo se ha consignado uno más extenso, que se localiza en la ladera meridional de la Loma de Peravia. Aparece constituido por arcillas y limos con bloques y cantos de calizas margosas y areniscas y calcarenitas derivados de la Formación Limonal. En su base puede alcanzar un espesor de varios metros.

2.1.5.1.14. Cono aluvial, deslizamiento (79). HOLOCENO.

Al sur del río Ocoa, la segunda generación de abanicos está constituida por paleocanales superpuestos de conglomerados con cantos de tonalitas, basaltos, calizas y dolomías, y matriz arenosa con escasa o nula cementación. En su base el sustrato aparece sin alteración. Su espesor oscila entre 6 y 8 m. en las inmediaciones de la costa, aunque puede variar notablemente, dada la erosión y remodelado posterior de estos materiales después de su compartimentación y movimientos en la vertical producidos por las fallas mencionadas más arriba.

2.1.5.1.15. Fondos de valle. Grava, arenas y arcillas (80). HOLOCENO.

Se encuentran ampliamente representados en los numerosos ríos, arroyos y cañadas de la Hoja, no pudiendo destacarse ninguno de ellos por su envergadura, pese a lo cual algunos han constituido un espectacular ejemplo de la dinámica fluvial bajo condiciones de muy alta energía con el paso del huracán Georges, tanto en lo que se refiere a los procesos de tipo erosivo como sedimentario. 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 del Cinturón de Peralta en la región de San José de Ocoa: rocas volcano-sedimentarias de la Fm. Tireo, rocas volcánicas cuaternarias, conglomerados polimícticos eocenos, areniscas y calcarenitas eocenas, tonalitas 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

3.1. Contexto geodinámico de la Isla La Española.

La isla La Española forma parte del denominado Gran Arco del Caribe, una cadena de arcos de isla que, desde Cuba hasta el Norte de Colombia y Venezuela, circunda marginalmente la placa del Caribe (Mann et al., 1991 b). El sector septentrional de este arco, correspondiente a las Antillas Mayores, ha permanecido inactivo desde su colisión con la plataforma de las Bahamas.

Esta colisión, muy posiblemente oblicua, fue diacrónica, ya que comenzó en el Eoceno medio en Cuba (Pardo et al., 1975) y terminó en el Oligoceno inferior en Puerto Rico (Dolan et al., 1991). Entre estas dos islas, en el segmento correspondiente a La Española, la colisión ocurrió en el intervalo Eoceno Medio-Superior, produciendo el amalgamamiento o soldadura definitiva de todas las unidades de arco de isla.

Existe un común acuerdo en que todos los segmentos del Gran Arco de Islas del Caribe son litológicamente similares y que todos ellos se empezaron a formar en el Pacífico, a partir del (Jurásico Superior)-Cretácico Inferior (Mann et al. 1991), 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, 1991, Pindel, 1994).

Los procesos relacionados con el desarrollo y evolución de este arco, son los que conforman el cuerpo fundamental de este capítulo. Como se verá más adelante, la presencia de una importante discordancia regional en el Aptiano-Albiano y el contraste en el estilo de la deformación por encima y por debajo de la misma, permite separar estos procesos en dos partes, los relacionados con la tectónica pre-Albiana, y los relacionados con la tectónica del Cretácico Superior-Eoceno. A partir del Eoceno, en sectores más meridionales, fuera de la zona de estudio (p.e. Hojas Geológicas a escala 1:50,000, de: Villa Altagracia, Arroyo Caño, Villa Mella, Sabana Quéliz, San José de Ocoa, Azua, Sabana Larga/La Ciénaga, Padre Las Casas y Yayas de Viajama), la convergencia continuada del arco de islas con el margen meridional de la placa norteamericana produjo la deformación del cinturón de Peralta. Esta deformación se contempla en un contexto de subducción (underthrusting) del fragmento del Plateaux Oceánico del Caribe, que caracteriza el sector meridional de la isla (y el sustrato del actual Mar del Caribe), bajo el moribundo arco de islas (Heubeck y Mann, 1991; Dolan et al., 1991). En la zona de estudio, son escasas las estructuras asociadas a este proceso, aunque es muy posible que el cabalgamiento de Hatillo (Hoja de Villa Altagracia), y los cabalgamientos de La Yautía, del río Yuna y las imbricaciones internas de la Formación Tireo (Hoja de Arroyo Caña), estén relacionados con él.

Adicionalmente hay que tener en cuenta 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, estuvieran soldados. A escala regional, esta tectónica de desgarres se inició con anterioridad, como consecuencia de la colisión 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. Esta produjo, a partir del Eoceno medio, la apertura del Surco del Caimán en un régimen transgresivo (Mann et al., 1991 b) y culminó a partir del Mioceno superior, en un contexto transgresivo para todo el conjunto de la isla. Los últimos estudios sobre el contexto neotectónico de la isla, han determinado el movimiento relativo de la placa del Caribe hacia el Este en relación a las placas Norte y Sudamericanas (Dolan y Mann, 1998) (Fig.

3.1.3). Este movimiento relativo es acomodado, en el margen septentrional de la isla por el cabalgamiento frontal de la fosa de Puerto Rico, offshore, y por la falla Septentrional, onshore, en un tipo de articulación en el que se conjugan la convergencia oblicua, en la primera y los movimientos sinestrales, en la segunda (Dolan y Mann, 1998; Dolan et al., 1998).

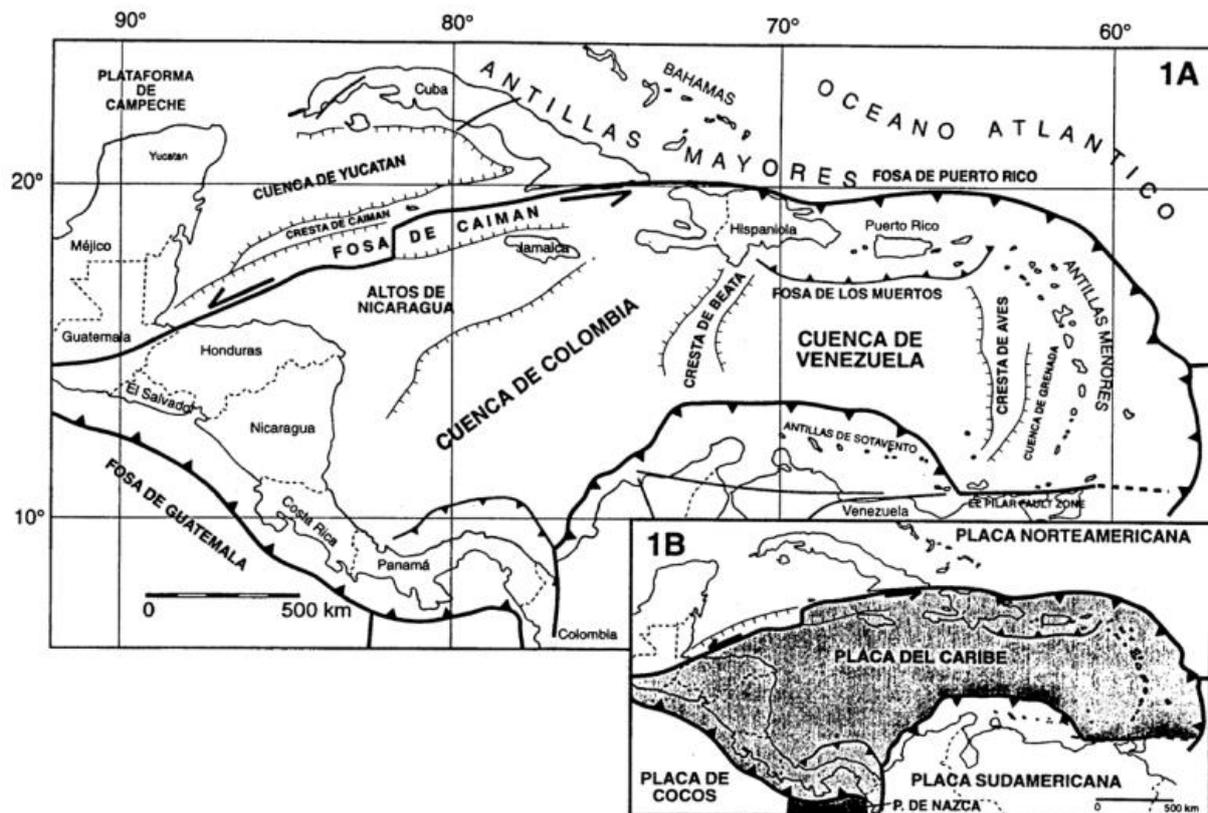


Fig. principales elementos estructurales de la placa tectónica. Figura tomada de Draper y Gutierrez (1997).

La tectónica de desgarres es la responsable de casi todos los contactos entre las unidades y formaciones de la zona de estudio, los cuales se resuelven mediante fallas de dirección NO-SE y componente inversa o sinistral inversa, a las que se superpone otro sistema de fallas de dirección E-O y componente esencialmente sinistral. Esta tectónica introduce en la zona de estudio una complejidad adicional al reactivar, transponer y, por tanto, enmascarar los contactos originales, de tal forma que en muchos casos es difícil saber si estamos ante la presencia de formaciones originalmente contiguas o al menos próximas, o si por el contrario se trata de fragmentos litosféricos desplazados muchos kilómetros unos de otros a favor de las citadas fallas de dirección NO-

SE. Esta circunstancia, que de alguna forma justifica el uso del término “terreno” para designar a algunas unidades de esta región (Mann et al 1991 b) (Fig. 3.1.4), es especialmente acusada en el caso del ridge peridotítico y de sus relaciones de contacto con las formaciones adyacentes mediante lo que se conoce como “zona de falla de La Española” (Mann et al., 1991b).

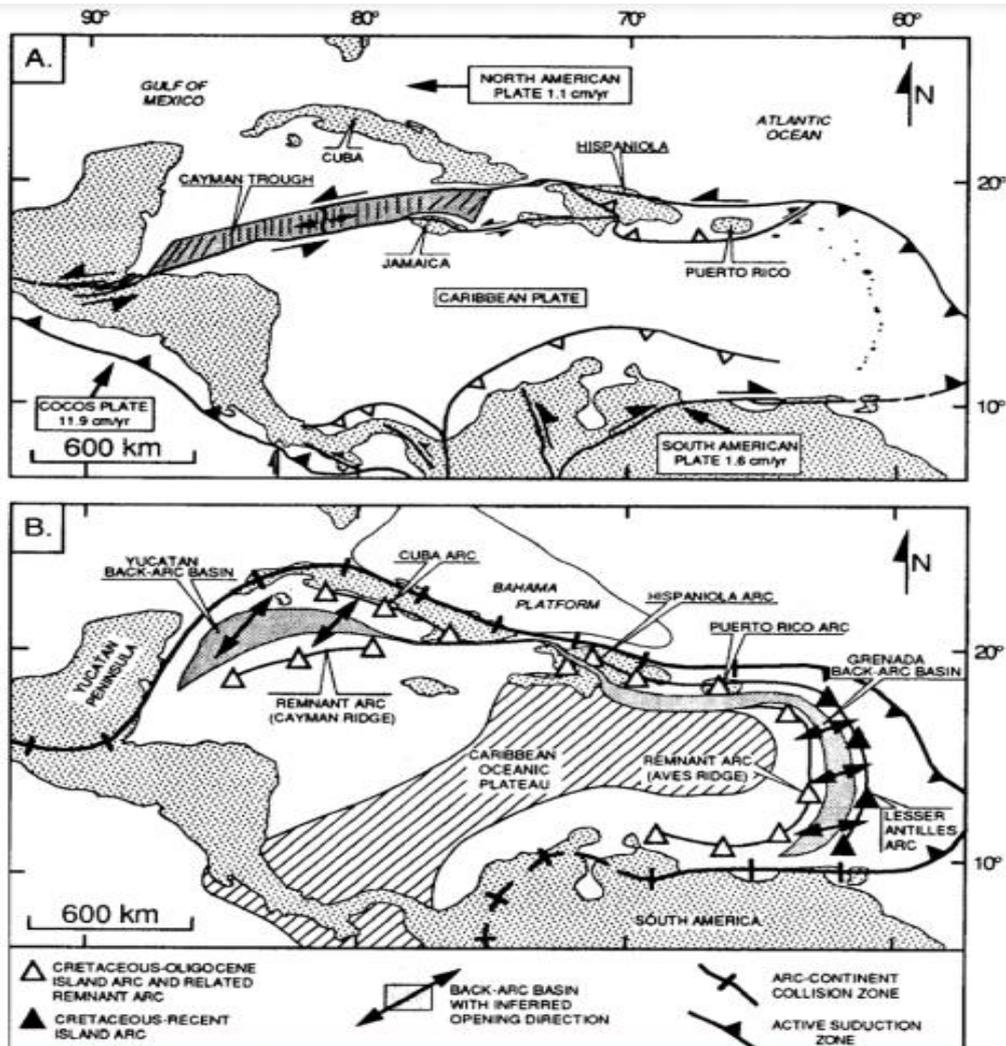
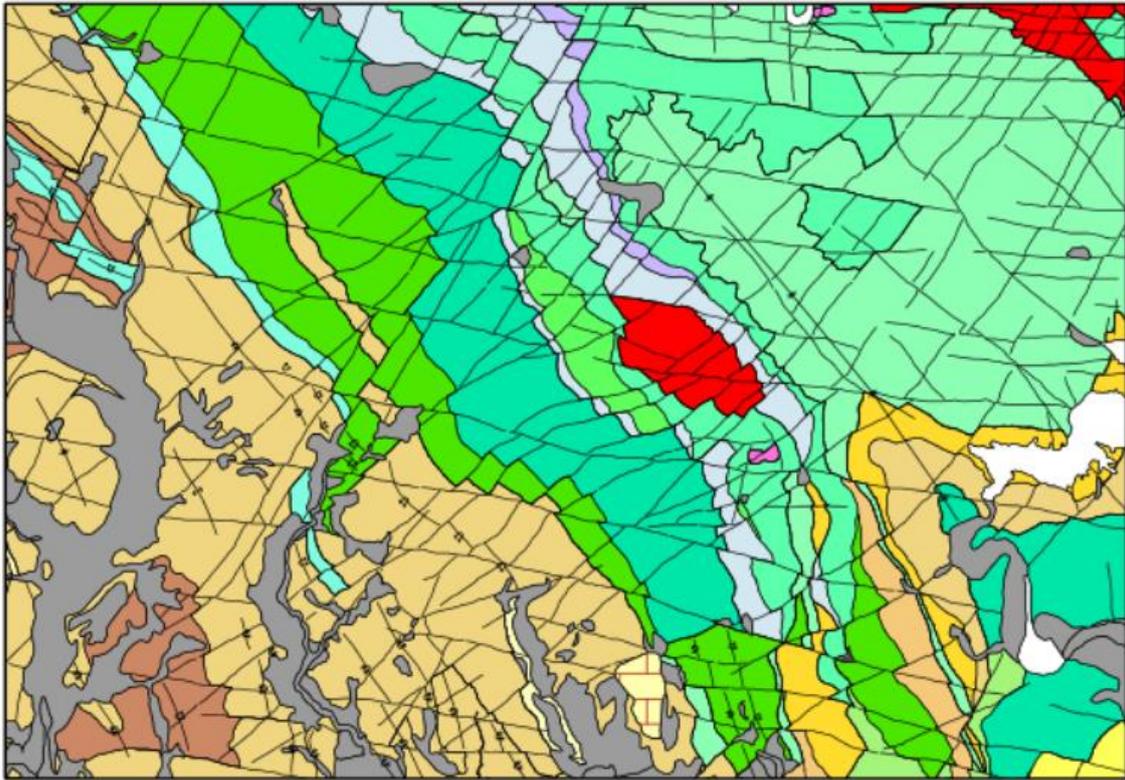


Fig. A) estructura actual de la región del Caribe, modificada de Jordan (1975); direcciones y velocidades de movimiento de las placas en relación a la del Caribe, según Stein et al (1988). La isla de La Española es el punto de partida de la zona de desgarre sinistral que separa las placas norteamericanas y caribeña. B) Los cuatro elementos tectónicos principales que intervienen en el límite colisional del arco de islas del Cretácico superior-Eoceno, separando las placas proto-caribeña, norteamericana y Sudamericana, son: el plateau oceánico del cretácico superior; el 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).

3.2. Marco geológico-estructural de la zona

Esquema tectónico



Escala 1:200,000

	Cuaternario		Fm. Jura		Fm. Montería		Bloque gigante de caliza
	Fm. Arroyo Jigüey		Fm. La Lana		Fm. Ocoa		Gabro
	Fm. El Limonal		Fm. Las Palmas		Fm. Río Duey		Grupo Tíreo
	Fm. El Manáclar		Fm. Loma Rodríguez		Fm. Río Ocoa		Margas
	Fm. El Número		Fm. Los Martínez		Fm. Tíreo		Olistolitos
	Fm. Iguana		Fm. Majagual		Fm. Valdesia		Tonalita