



SERVICIO GEOLÓGICO NACIONAL
REPÚBLICA DOMINICANA

**MAPA GEOLÓGICO
DE LA REPÚBLICA DOMINICANA**

ESCALA 1: 50.000

Villa Vázquez

(5975-III)

Santo Domingo, R.D., Diciembre 2006/Diciembre 2010

La presente Hoja y Memoria forma parte del Programa de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, Proyecto 1B, financiado, en consideración de donación, por la Unión Europea a través del programa SYSMIN II de soporte al sector geológico-minero (Programa CRIS 190-604, ex No 9 ACP DO 006/01). Ha sido realizada en el periodo 2007-2010 por el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), formando parte del Consorcio IGME-BRGM-INYPSA, con normas, dirección y supervisión del Servicio Geológico Nacional, habiendo participado los siguientes técnicos y especialistas

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

Ing. Pol Urien (BRGM)

COORDINACIÓN Y REDACCIÓN DE LA MEMORIA

Ing. Pol Urien (BRGM)

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

Dr. Fernando Pérez Valera (INYPSA)

Dr. Manuel Abad De Los Santos (INYPSA)

MICROPALEONTOLOGÍA

Dr. Luís Granados (Geólogo consultor)

PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

Dra. Chantal Bourdillon (ERADATA, Le Mans, Francia)

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS ÍGNEAS

Dr. Javier Escuder Viruete (IGME)

ESTUDIOS ESTRUCTURALES Y TECTÓNICOS Y REDACCIÓN DEL CAPÍTULO CORRESPONDIENTE

Ing. Pol Urien (BRGM)

Dr. Manuel Abad De Los Santos (INYPSA)

ESTUDIOS GEOMORFOLÓGICOS Y REDACCIÓN DEL CAPÍTULO CORRESPONDIENTE

Ing. Joan Escuer (GEOCONSULTORES TÉCNICOS Y AMBIENTALES)

ESTUDIOS HIDROGEOLOGICOS Y REDACCIÓN DEL APARTADO CORRESPONDIENTE
Ing. Pol Urien (BRGM)

ESTUDIO DE MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS Y REDACCIÓN DEL
APARTADO CORRESPONDIENTE
Ing. Eusebio Lopera (IGME)

TELEDETECCIÓN
Dra. Carmen Antón Pacheco (IGME)

INTERPRETACIÓN DE LA GEOFÍSICA AEROTRANSPORTADA
Ing. José Luís García Lobón (IGME)

DIRECTOR DEL PROYECTO
Ing. Eusebio Lopera (IGME)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA
Ing. Enrique Burkhalter. Director de la Unidad Técnica de Gestión (TYPESA) del
proyecto SYSMIN

EXPERTO A CORTO PLAZO PARA LA ASESORÍA EN LA SUPERVISIÓN TÉCNICA
POR PARTE DE LA UNIÓN EUROPEA
Dr. Andrés Pérez Estaún (Instituto Jaume Almera del Consejo Superior de
Investigaciones Científicas, Barcelona, España)

SUPERVISIÓN TÉCNICA POR PARTE DEL Servicio Geológico Nacional
Ing. Santiago Muñoz
Ing. Jesús Rodríguez
Ing. María Calzadilla

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

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Fichas petrográficas y/o micropaleontológicas de cada una de las muestras
- Mapas de muestras
- Lugares de Interés Geológico
- Informe sedimentológico de formaciones arrecifales y no arrecifales

En el proyecto se han realizado otros productos cartográficos relacionados con la Hoja:

- Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos susceptibles de constituir Riesgo Geológico del Cuadrante 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 Proyecto K. Mapas a escala 1:150.000 y Memoria adjunta

Y los siguientes informes complementarios:

- Informe de Sedimentología de formaciones arrecifales y no arrecifales
- Informe de Petrología y Geoquímica de las Rocas Ígneas y Metamórficas
- Informe de interpretación de Geofísica Aerotransportada

Las fotos están incluidas en la presente memoria

RESUMEN

La Hoja a escala 1:50.000 de Villa Vázquez (6074-III) está situada en el noroeste de la República Dominicana perteneciendo a los Dominios tectono-estratigráficos de la Cordillera Septentrional y de la Cuenca del Cibao. Esta atravesada por las trazas sucesivas de la Falla Septentrional que se disponen en ramos ONO-ESE del norte hacia la parte central del mapa. Situada al Norte de la hoja, La Falla de Frente Montañoso separa los dos dominios Los tramos posteriores; Falla de Monte Cristi, Falla de Villa Vázquez y Falla Septentrional, recortan hacia el sur la serie sedimentaria de la Cuenca del Cibao dibujando fajas paralelas.

El Dominio de la Cordillera Septentrional esta representado únicamente al norte de la Falla de Frente Montañoso. Esta constituido principalmente por los depósitos turbidíticos de la Formación Grand Manglé (Mioceno inferior a superior) representados por alternancias plegadas de margas y calcarenitas con escasos intervalos de material vulcano clásticos. Discordante encima de la Fm Grand Mangle descansan los depósitos de margas y calizas micríticas y/o arrecífales de la Formación Villa Trina Haitises Mioceno Superior a Plioceno basal)

Al Sur de la falla se extienden las formaciones sedimentarias de la Cuenca de Cibao. Son litológicamente relacionables con las formaciones del Grupo Yaque mas conocido a lo largo del flanco sur de la cuenca. De la asociación de estas formaciones con la actividad y la evolución spatiotemporal de la Falla Septentrional a lo largo del norte de la cuenca , resultan contextos particulares de sedimentación con acumulación de una alta espesor de facies turbidíticas, en zonas muy inestables con figuras sintectónicas muy relevantes.

Se suceden de muro a techo:

La Unidad de Monte Cristi de edad Mioceno medio a superior, equivalente de la Fm Cercado. Esta constituida de alternancias de conglomerados, areniscas grauvacas calcáreas y margas en facies turbidíticas.

La Unidad del Morro, de edad Mioceno superior a Plioceno inferior, representa un equivalente de la parte basal de la Formación Gurabo. Esta constituida de margas y calizas arenosas laminadas en facies turbidíticas y de capas de calcareniscas coralinas y de calizas laminadas.

Las Calizas de Mao Adentro de edad Plioceno inferior a medio equivalente al miembro superior de la Formación Gurabo. Son constituidos por una secuencia marina de ambiente somero con de muro a techo: calizas coralinas, margas siltíticas laminadas, y calizas micríticas con parches coralinas

La Formación Mao (Plioceno medio a superior) representada por secuencias sucesivas conglomeráticas y lutíticas de ambiente deltaico.

La estructura más destacada de la hoja es la Zona de Falla Septentrional con las marcas de su evolución spatiotemporal desde la Zona de Falla de Frente Montañoso al norte limitando la Cordillera, pasando por la Falla de Monte Cristi y la Falla de Villa Vázquez en la zona centronorte de la hoja. La Traza actual de la Falla Septentrional cruza la hoja en su parte central. Esta escondida en gran parte por los aluviones cuaternarios del Valle el río Yaque. Unas secciones están visibles en la zona central en las formaciones plioceno superior de la formación Mao.

El cuaternario está representado principalmente por los aluviones del río Yaque y de sus tributarios en la parte meridional. En la zona norte una superficie de erosión pleistocena se desarrollada en ambos compartimentos de la Falla del Frente Montañoso testimonia de la fin de la actividad de dicha falla antes del Pleistoceno.

ABSTRACT

The 1:50.000 scale sheet of Villa Vázquez (6074-III) is located in the northwest of the Dominican Republic belonging to the two tectono-stratigraphic domains of the Northern Cordillera and the Cibao Basin. The map is striped by the successive traces of the Septentrional Fault zones arranged in successive ONO-ESE lines from the north towards the central part of the map. Located at the North of the map, the Mountain Front Fault Zone separates the two tectono-stratigraphic domains (Northern Cordillera and Cibao Basin). The later sections; Monte Cristi Fault Zone, Villa Vázquez Fault Zone and Septentrional Fault Zone, run towards the south across the sedimentary series of the River basin of the Cibao drawing ONO-ESE parallel strips.

The Northern Cordillera domain is represented solely on the northern side of the Mountain Front Fault Zone. It is represented mainly by the turbiditic deposits of the Grand Manglé Formation (Lower to middle Miocene) showing folded alternancies of marls and sandy limestones with some clastic intervals of volcanic lithologies. Unconform over the Grand Mangle Fm rest the marl deposits rest and micríticas and/or coral limestones of the Villa Trina - Haitises Formation (Upper Miocene to basal Pliocene).

The domain of the Cibao Basin is spreading to the southern side of the Mountain Front Fault Zone. The lithologies of the formations are similar to the ones the Yaque Group formations well described throughout the south flank of the Cibao Valley. From the association of these formations with the activity and the spatiotemporal evolution of Septentrional Fault Zone, result particular contexts of sedimentation with accumulation of a high thickness of turbidítica facies, in very unstable zones with remarkable syntectonic features.

The identified formations are from bottom to top:

The Monte Cristi Unit (Middle to upper Miocene), is an equivalent of the Cercado Fm formed of alternancies of conglomerates, sandy calcareous greywackes and marls in turbiditic facies.

The Unit El Morro (Upper Miocene to lower Pliocene) represents an equivalent of the basal part of the Gurabo Formation. It is formed by marls and laminated sandy limestones in turbiditic facies and of layers of coralline sandy and laminated limestones.

The "Calizas de Mao Adentro" of Lower Pliocene age to means equivalent to the superior member of the Gurabo Formation. They are constituted by a marine

sequence of coastal bioclastic limestone overlain by coralline limestones, laminated siltic marls, and micritic limestone limestones with coralline patches

The Mao Formation (Middle to upper Pliocene) is represented by successive sequences of conglomerates, sandstones siltstones of deltaic to coastal system.

The most outstanding structure of map is the Septentrional Fault Zone of Northern Fault with the successive traces its spatiotemporal evolution from the Mountain Front Fault Zone in the north limiting the Northern Cordillera, through the Monte Cristi Fault Zone and the Villa Vázquez Fault Zone in the north central zone. Present trace of Septentrional Fault Zone crosses the map in its central part. It is hidden largely by quaternary alluviums of the Yaque river Valley. Some sections a visible in the central zone across the Upper Pliocene Mao formation. The Quaternary deposits correspond to the filling of the wide valley of Yaque River and its tributaries in the southern part of the map. In the North, a Pleistocene paleosurface is developed in both compartments of the Mountain Front Fault Zone attesting the end of activity along this fault section before the Pleistocene.

INDICE

1	INTRODUCCIÓN.....	13
1.1	Metodología.....	15
1.2	Situación geográfica.....	16
1.3	Marco geológico.....	21
1.4	Marco Geodinámico regional.....	28
1.5	Antecedentes.....	34
2	LITO-ESTRATIGRAFIA.....	36
2.1	Dominio de la Cordillera Septentrional.....	36
2.1.1	Presentación y antecedentes.....	36
2.1.2	Unidad de La Jaiba (Mioceno inferior-Mioceno medio).....	40
2.1.2.1	Generalidades.....	40
2.1.2.2	Descripción en el marco de la hoja.....	41
2.1.3	Unidad de Gran Mangle (Mioceno inferior - Mioceno superior).....	42
2.1.3.1	Generalidades.....	42
2.1.3.2	Descripción en el marco de la hoja.....	43
2.1.3.2.1	Unidad Gran Mangle s.s.: Sucesión rítmica con margas y calcarenitas en facies turbidítica - Conglomerados calcáreos (02).....	44
2.1.3.2.2	Unidad Gran Mangle: brechas vulcano clásticas (03).....	45
2.1.4	Formación Villa Trina (Mioceno Superior a Plioceno basal).....	48
2.1.4.1	Generalidades.....	48
2.1.4.2	Descripción en el marco de la hoja.....	49
2.1.4.2.1	Formación Villa Trina miembro inferior: Margas laminadas con foraminíferos planctónicos con intercalaciones de calcilutitas (11).....	49
2.1.4.2.2	Formación Villa Trina - los Haitises: Calizas micríticas blancos crema a grises con esporádicos parches arrecifales (12).....	50
2.2	Dominio del Valle del Cibao.....	52
2.2.1	Introducción.....	52
2.2.2	Estratigrafía y Sedimentología del Grupo Yaque.....	53
2.2.3	Unidad de Monte Cristi equivalente Fm Cercado (Mioceno medio- Mioceno superior).....	54
2.2.3.1	Generalidades.....	54
2.2.3.2	Descripción en el marco de la hoja.....	55
2.2.3.2.1	Unidad de Monte Cristi - Miembro inferior equivalente Fm Cercado: Grauvacas y limolitas en facies turbidítica (4).....	56
2.2.3.2.2	Unidad de Monte Cristi - Miembro superior equivalente Fm Cercado: Alternancias de conglomerados, areniscas grauvacas calcáreas y margas en facies turbidíticos con estructuras de deformación sinsedimentaria (5).....	60
2.2.4	Unidad del Morro - equivalente Formación Gurabo (inferior a medio) Mioceno Superior- Plioceno Inferior (6 & 7).....	67
2.2.4.1	Generalidades.....	67
2.2.4.2	Descripción en el marco de la hoja.....	68
2.2.5	Calizas de Mao Adentro - miembro superior de la Formación Gurabo - Plioceno inferior a medio (8 a 10).....	77
2.2.5.1	Generalidades.....	77
2.2.5.2	Descripción en el marco de la hoja.....	78
2.2.5.2.1	Alternancias areniscas verdosas con margas siltsas (9).....	81
2.2.5.2.2	Calizas micríticas masivas con parches coralinas (10).....	82

2.2.6	Formación Mao (Plioceno medio – superior).....	83
2.2.6.1	Generalidades	83
2.2.6.2	Descripción en el marco de la hoja.....	84
2.2.6.2.1	Formación Mao – areniscas (13)	85
2.2.6.2.2	Formación Mao – lutitas (14):.....	89
2.2.6.3	Conclusiones	91
2.3	Formaciones cuaternarias	91
2.3.1	Introducción.....	91
2.3.2	Paleosuperficie calicheada (15) - Pleistoceno	92
2.3.3	Formas gravitacionales del Cuaternario	95
2.3.3.1	Deslizamiento de laderas: Bloques y masas de calizas con cantos arena y limos (16)	95
2.3.3.2	Eluviones residuales: Cantos, arenas limos (17)	95
2.3.3.3	Coluviones: Cantos, arenas, limos y arcillas (18).....	96
2.3.4	Formas poligénicas del Cuaternario	97
2.3.4.1	Abanicos de baja pendiente: Arenas, limos y arcillas (19)	98
2.3.4.2	Abanicos aluviales: Cantos, arenas, limos y arcillas (20)	101
2.3.5	Cuaternario Formas fluviales y de escorrentía superficial	101
2.3.5.1	Terrazas aluviales: Cantos, arenas, limos y arcillas (21).....	101
2.3.5.2	Llanura de inundación: Arcillas y limos con materias orgánicas (22) 103	
2.3.5.3	Llanura de inundación - Meandros abandonados: Arcillas y limos con materias orgánicas (23).....	104
2.3.5.4	Aluviones actuales de fondo de valle: Cantos, arenas, limos y arcillas (24)	105
2.3.6	Formas lacustres y endorreicas.....	106
2.3.6.1	Manglar - marisma baja: Limos con material orgánico (25).....	106
2.3.7	Formas coralinas.....	106
2.3.7.1	Corales actuales: Edificios coralinos (26).....	106
3	TECTONICA	107
3.1	Contexto geodinámico y estructura general de la Cordillera Septentrional	107
3.1.1	<u>Introducción</u>	107
3.1.2	<u>Antecedentes</u>	109
3.1.3	<u>La estructura del sector occidental de la Cordillera Septentrional (bloques de Altamira, La Toca y Puerto Plata)</u>	111
3.2	Tectónica y evolución tectono-sedimentaria del Dominio del Valle del Cibao	115
3.3	Estructuras de la Hoja de Villa Vázquez	118
3.3.1	Introducción.....	118
3.3.2	Descripción particular a la hoja	119
3.3.2.1	Bloque de Puerto Plata - Bloque de Altamira.....	121
3.3.2.2	Dominio de la Cordillera Septentrional.....	122
3.3.2.3	Dominio de la Cuenca neógena del Cibao	123
3.3.2.4	Eventos sísmicos	128
3.3.2.4.1	Observaciones relacionadas con la sismicidad.....	131
4	GEOMORFOLOGÍA	133
4.1	Descripción general de la hoja.....	133
4.2	Formas geomorfológicas	133
4.2.1	<i>Estructurales</i>	133
4.2.2	Fluviales y de escorrentía superficial	134

4.2.3	Formas gravitacionales	135
4.2.4	Formaciones poligénicas o de difícil adscripción.....	135
4.3	Formaciones superficiales	136
4.3.1	Formaciones fluviales y de escorrentía superficial.....	136
4.3.1.1	Abanicos aluviales. Lutitas, arenas y gravas. Holoceno	136
4.3.1.2	Llanuras de inundación y rellenos de meandro. Holoceno.....	137
4.3.1.3	Fondos de valle y terraza actual. Gravas, arenas y limos. Holoceno 137	
4.3.1.4	Gravas y arenas. Terrazas. Holoceno.....	137
4.3.2	Formaciones gravitacionales	137
4.3.2.1	Coluviones. Cantos, arenas y lutitas. Holoceno	137
4.3.2.2	Deslizamientos. Lutitas, cantos y bloques. Holoceno.....	138
4.3.3	Formaciones poligénicas o de difícil adscripción.....	138
4.3.3.1	Glacis. Limonitas, lutitas y conglomerados. Holoceno	138
4.3.3.2	Depósitos mixtos aluviales-coluviales. Limonitas, lutitas y conglomerados. Holoceno.....	138
5	HISTORIA GEOLOGICA	139
5.1	Introducción.....	¡Error! Marcador no definido.
5.2	Historia Geológica en la Hoja	¡Error! Marcador no definido.
6	GEOLOGÍA ECONÓMICA	141
6.1	Hidrogeología	141
6.1.1	Climatología	141
6.1.2	Hidrografía	141
6.1.3	Descripción hidrogeológica.....	141
6.1.3.1	Unidad La Jaiba	142
6.1.3.2	Unidad Gran Mangle	142
6.1.3.3	Unidad de Monte Cristi Miembro inferior	142
6.1.3.4	Unidad de Monte Cristi Miembro superior	142
6.1.3.5	Unidad del Morro - equivalente Fm Gurabo	143
6.1.3.6	Calizas de Mao Adentro de la Formación Gurabo	143
6.1.3.7	Formación Villa Trina - Miembro inferior	143
6.1.3.8	Formación Villa Trina - Miembro la Piedra	143
6.1.3.9	Formación Mao – areniscas.....	¡Error! Marcador no definido.
6.1.3.10	Formación Mao - lutitas	144
6.1.3.11	Paleo-superficies calicheadas (Pleistoceno).....	144
6.1.3.12	Formas gravitacionales (Cuaternario)	144
6.1.3.13	Formas poligénicas cuaternarias	144
6.1.3.14	Formas fluviales y de escorrentía superficial cuaternarias.....	145
6.1.3.15	Formas lacustres y endorreicas cuaternarias	145
6.1.3.16	La "Mountain Front Fault Zone" (MFFZ)	145
6.1.3.17	La Zona de Falla de Monte Cristi (MCFZ)	145
6.1.3.18	La Zona de Falla de Villa Vázquez (VVFZ)	146
6.1.3.19	La zona de Falla Septentrional (SFZ)	146
6.2	Procesos activos susceptibles de riesgos naturales.....	148
6.2.1	Riesgo de erosión hídrica	148
6.2.2	Riesgo de inundación	148
6.2.2.1	Riesgo de flujos lodosos.....	148
6.2.2.2	Riesgos de inundación s.s.	148
6.2.3	Riesgos de deslizamientos.....	149

6.2.4	Riesgo sísmico y asociado.....	149
6.2.5	Conclusiones.....	150
6.3	Recursos minerales.....	151
7	Bibliografía.....	157

1 INTRODUCCIÓN

Debido al carácter incompleto y no sistemático del mapeo de la República Dominicana, la Secretaría de Estado de Industria y Comercio, a través de la Dirección General de Minería (DGM), se decidió a abordar a partir de finales de la década pasada, el levantamiento geológico y minero del país mediante el Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana, incluido en el Programa SYSMIN y financiado por la Unión Europea.

El Programa SYSMIN tiene como objetivo primordial favorecer el desarrollo del sector geológico-minero y mejorar las condiciones de vida de la población frente a los fenómenos sísmicos, la contaminación de las aguas subterráneas y la degradación del medio ambiente generada por las explotaciones mineras en la República Dominicana.

Como continuación de los proyectos de Cartografía Geotemática desarrollados dentro del programa SYSMIN I, denominados C (1997-2000), K (2002-2004) y L (2002-2004), 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. (INYPESA), ha sido el responsable de la ejecución, bajo el control de la Unidad Técnica de Gestión (UTG) y la supervisión del Servicio Geológico Nacional (SGN), del presente Proyecto 1B.

El objetivo general del Proyecto 1B consiste en la producción de mapas geológicos a escala de 1: 50 000 y otros mapas geotemáticos a escala de 1: 100 000 siguiendo una normativa precisa en cuanto a su realización. Se trata de continuar la provisión de información geocientífica por el Estado en forma de mapas geológicos y temáticos (mapas geomorfológicos, mapas de recursos minerales, y mapas de procesos activos), bases de datos y otra información que sirve como base para la selección y delimitación de áreas a explorar, la selección de métodos de exploración y para la evaluación de los resultados, así como para el uso de tierras, evaluación de riesgos geológicos y prevención de desastres, entre otros.

Este Proyecto incluye, entre otros trabajos, la elaboración de 65 hojas geológicas a escala 1: 50 000 de los siguientes cuadrantes (Fig. 1) que componen la totalidad o parte de los siguientes cuadrantes a escala 1: 100 000:

La Isabela: (5975) Barrancón (5975-I), El Mamey (5975-II), Villa Vázquez (5975-III), El Cacao (5975-IV);

- **Puerto Plata (6075):** Puerto Plata (6075-II), Imbert (6075-III), Luperón (6075-IV);
- **Santiago (6074):** San Francisco Arriba (6074-I), Santiago (6074-II), San José de las Matas (6074-III), Esperanza (6074-IV);
- **La Vega (6073):** La Vega (6073-I), Jarabacoa (6073-II), Manabao (6073-III), Jánico (6073-IV);
- **Sabaneta de Yásica (6175):** Sabaneta de Yásica (6175-III);
- **Salcedo (6174):** Río San Juan (6174-I), Guayabito (6174-II), Salcedo (6174-III), Gaspar. Hernández (6174-IV);
- **San Francisco de Macorís (6173):** Pimentel (6173-I), Cotuí (6173-II), Fantino (6173-III), San Francisco de Macorís (6173-IV);
- **Nagua (6274):** Nagua (6274-III), Cabrera (6274-IV);
- **Sánchez (6273):** Sánchez (6273-I), Palmar Nuevo(6273-II), Cevicos (6273-III), Villa Riva (6273-IV);
- **Samaná (6373):** Las Galeras (6373-I), Sabana de la Mar (6373-III), Santa Bárbara (6373-IV);
- **Las Lisas (6472):** La Vacama (6472-I), El Salado (6472-II);
- **Enriquillo (5969):** Enriquillo (5969-I), Isla Beata (5969-II), Oviedo (5969-III), Arroyo Dulce (5969-IV);
- **Barahona (5970):** La Ciénaga (5970-II), Polo (5970-III);
- **Cabo Rojo (5869):** Cabo Rojo (5869-I), Punta Cimanche (5869-II);
- **Pedernales (5870):** Puerto Escondido (5870-I), Pedernales (5870-II).

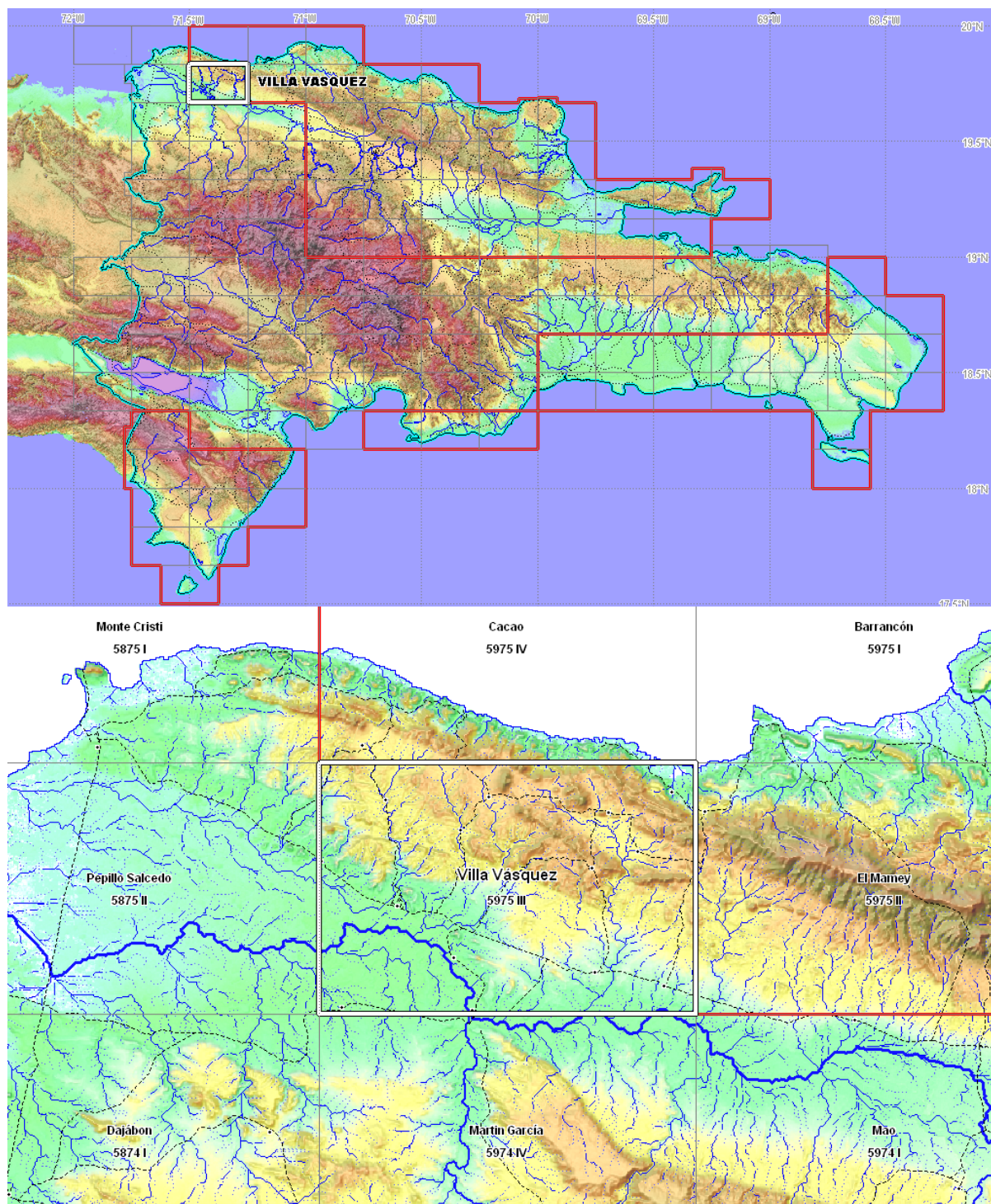


Fig. 1: Ubicación de la Hoja Villa Vásquez (5975-III) con las hojas adyacentes

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; CGG (Compagnie Generale de Geophysique), 1999), los datos y fotos disponible de la herramienta Google Earth© y las fotografías aéreas a escala 1: 40.000 del Proyecto MARENA o a escala 1: 60.000 (1966).

Todos los puntos de observación y recorridos fueron grabados diariamente vía un GPS, descargados y documentados en una base de datos, ploteados en un sistema de información geográfica (SIG) y confrontados a las informaciones ya descritas (topografía, imágenes de satélite, datos geofísicos y espectrométricos, etc.) ya incorporadas en el SIG. Cabe señalar que las coordenadas de latitud y longitud citadas en el texto están en grados decimales en el datum WGS84.

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), datos de tipo 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

La Hoja de Villa Vásquez (5975-III) está ubicada en el sector noroeste de la República Dominicana, a unos 200 Km. en línea recta al NO de la capital Santo Domingo y 250 Km. por carretera cuyos 175 Km. por la autopista Duarte hasta Navarrete. La superficie del cuadrante totaliza 485 km² (Fig. 1) cuyos 484 km² de superficie terrestre. Su territorio pertenece totalmente a la Provincia de Monte Cristi salvo unos 2km² en la esquina NE que pertenecen a la Provincia de Puerto Plata. La hoja abarca parte de los municipios de Villa Vásquez, Guayubin, La Matas de Santa Cruz y Castañuelas (Fig. 2)

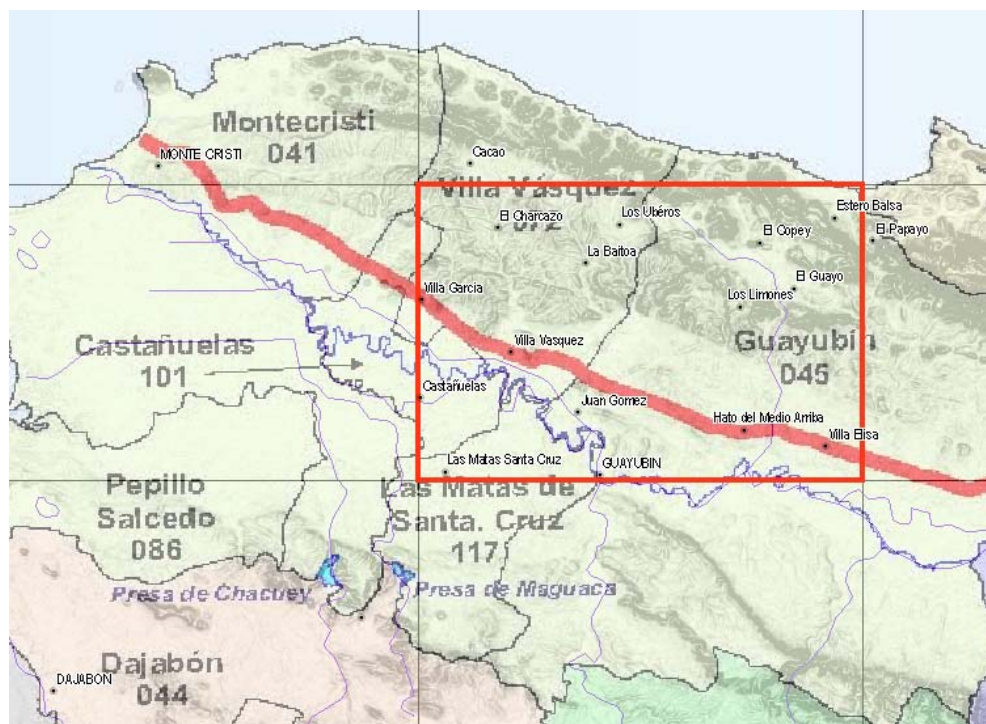


Fig. 2 - Ubicación de la Hoja Villa Vásquez (5975-III) en el marco administrativo nacional

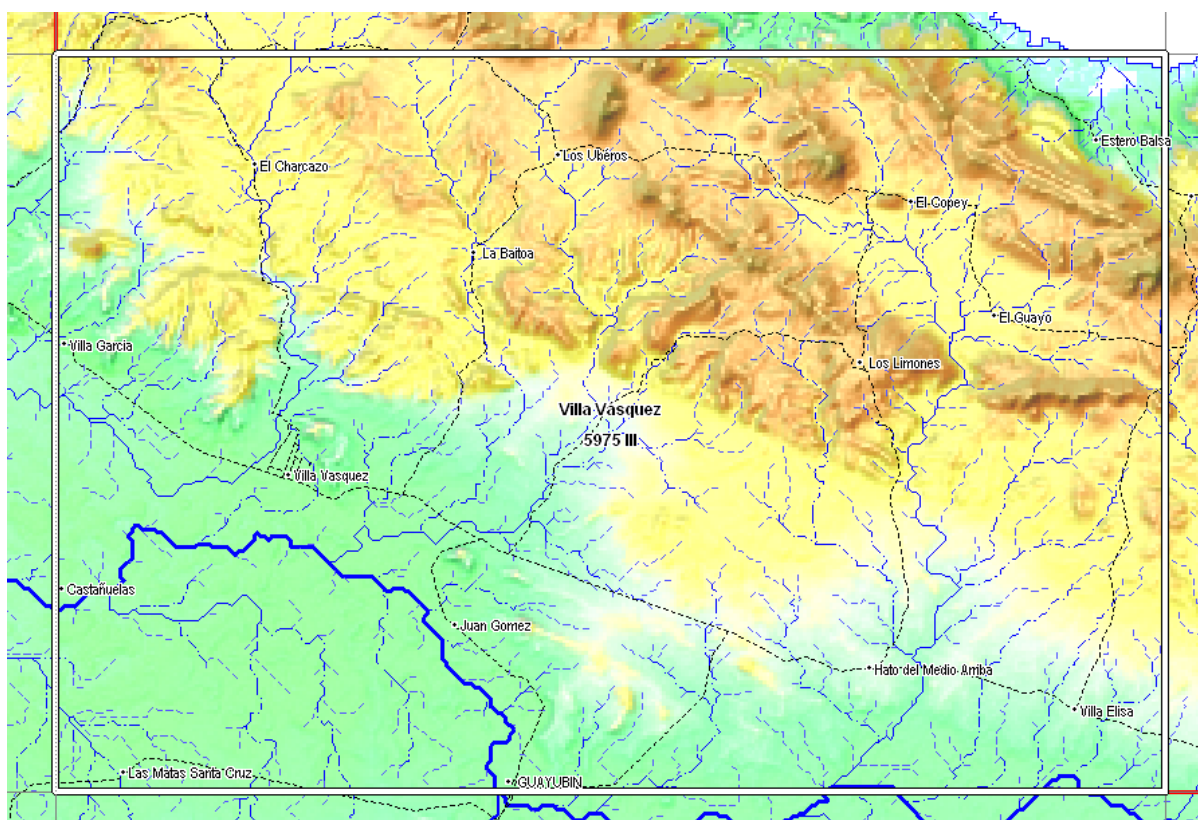


Fig. 3 - Morfología de la Hoja Villa Vásquez (5975-III) con la red de accesos y de drenajes

Desde el punto de vista fisiográfico, la Hoja se ubica en la ladera septentrional del valle del Cibao ocupada por los aluviales del Río Yaqué del Norte al Suroeste de la hoja. El límite

norte corresponde a la terminación occidental de la cordillera septentrional cuya culmina a 456m en el límite nororiental de la hoja. Las elevaciones mínimas se ubican en el litoral atlántico en la esquina noreste de la hoja y en el pueblo de Castañuelas (17m) ubicado en las orillas del Río Yaque del Norte en el límite sur occidental de la hoja.

La hoja puede dividirse en 5 fajas fisiográficas de orientación WNW-ESE que se describen a continuación del Noreste hasta el Sureste:

-La zona litoral, ocupada por los manglares de estero Balsa y el piedemonte escarpado de la Cordillera septentrional,

-La zona de meseta de Copey-Los Úberos elevada de 200m. Esta constituida de una paleo superficie de relieve suave permitiendo los accesos y la actividad agrícola en suelos.

-La faja central está constituida de alineaciones de lomas bien marcadas delimitadas por un compartimiento tectónico muy marcado,

-La zona de transición con el valle del Cibao constituida de un piedemonte de inclinación suave hacia el SSO. En su parte central, esta faja se extiende hasta el límite sur de la hoja (Ciudad de Guayubin) Las depresiones en este piedemonte permiten una valorización agrícola en ganadería ovina (chivo) y bovina. Esta faja esta limitada o cruzada en su parte central por la traza de la carretera de Santiago a Monte Cristi a lo largo del cual se establecieron los pueblos principales de la hoja.

La faja meridional corresponde al valle del Río Yaque y su llanura de inundación las cuales se disponen por una parte pequeña en el ángulo SE de la hoja y por una parte mas importante en el ángulo SO abarcando en esta zona el glacis aluvial proviniendo de la hoja de Martín García (Sector de La Matas Santa Cruz). Este valle aluvial esta valorizada por el sistema de riego del Río Yaque que permite la producción de arroz y plátanos.

La red principal de drenaje en la hoja está constituida del río Yaque del Norte que constituye el único río perenne de la Hoja. Los arroyos Charcazos, Córbanos, Barranca Blanca son los principales tributarios derechos del Río Yaque en la sección de la hoja. Estos arroyos de cauces encajonados y erosivos pueden desembocarse brutalmente a la llegada en el valle del Río Yaque provocando inundaciones frecuentes.

El clima está determinado por la influencia de la Cordillera Septentrional que protege el sector meridional de la Hoja de las depresiones llegando del norte.

Las perturbaciones de carácter ciclónico del Caribe, que tanta influencia tienen en el resto del país, manifiestan poco sus efectos en esta parte occidental del país, sino cuando se trata de huracanes de gran magnitud. Los promedios mensuales de las precipitaciones, días

húmedos, temperaturas, transparencia, insolación y velocidad de viento aparecen en la Tab.

1.

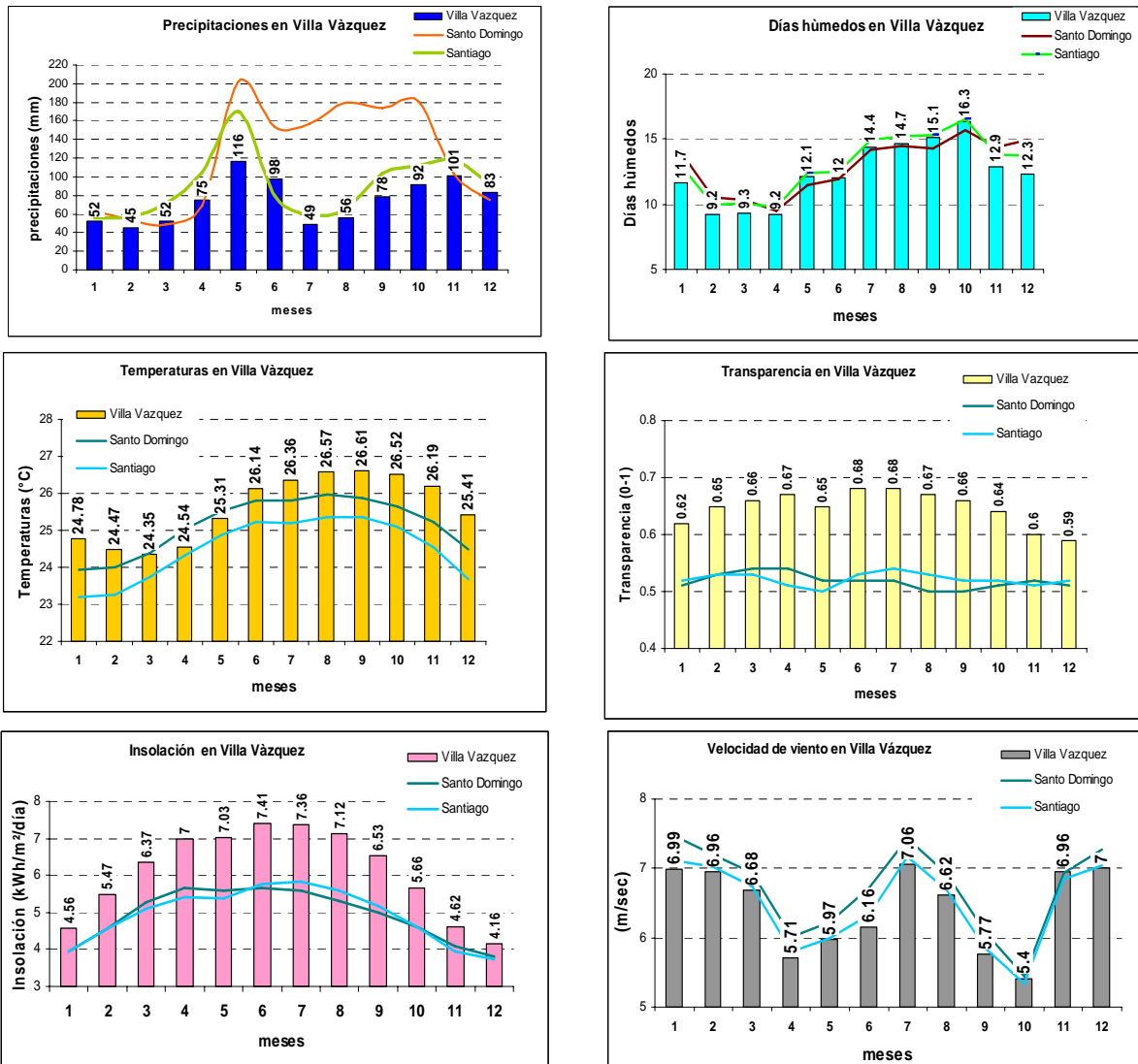


Tabla 1 - Gráficos climáticos de los promedios mensuales en Villa Vázquez.

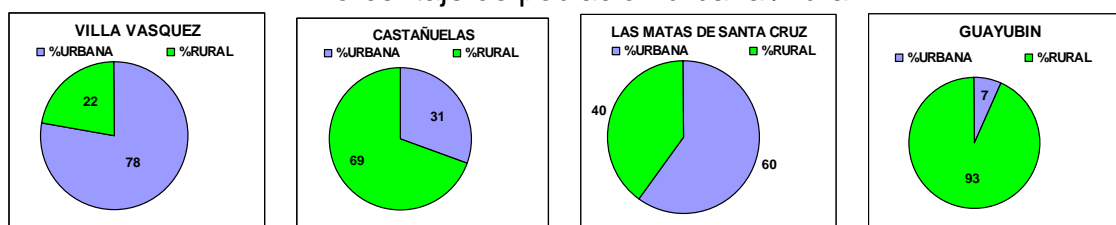
El promedio anual de pluviosidad es de 897mm en Villa Vázquez. La alta pluviosidad se reparte en dos temporadas de dos meses, mayo-junio y octubre-diciembre. Los días húmedos no exceden 10 días por mes de febrero a abril y presentan un máximo de 18.3 en octubre. Estos promedios son netamente inferiores a los de Santiago y Santo Domingo. La temperatura promedio mensual presenta variaciones moderadas a lo largo del año con temperaturas superior a 25°C de Junio a Noviembre, los promedios de temperaturas, transparencia del aire e insolación son, en Villa Vázquez, netamente superiores a los promedios de Santiago y Santo Domingo.

La vegetación de la zona es de dos tipos, nativa o antrópica. La vegetación nativa se desarrolla en las lomas calcáreas o en los suelos arenosos pobres, Consiste en matorrales de acacias espinosos muy tupidos y cactáceas de varios tipos. La vegetación antrópica presenta varias formas: en las zonas con suelos más arcillosos y relieve suave se desarrolla una vegetación herbosa de pasto con unas acacias esparcidos; en los suelos aluvionales y llanuras de inundación (valles de los ríos Guayubin y Yaque del Norte), está constituida o por plantaciones de plátanos, guineos, y arrozales. Actualmente las zonas de glacis del sector suroeste están valorizadas por cultivos industriales de áloes (Sábila)

Los datos demográficos están detallados en la continuación, con las variaciones nacionales con los datos de los censos de 1993 y 2002 y las proyecciones para los años 2007 Y 2008

	Densidad 1993 hab./km ²	Densidad 2002 hab./km ²	Densidad 2007 hab./km ²	Densidad 2008 hab./km ²
Provincia de Monte Cristi	50	58	61	64
Republica Dominicana	150	176	190	199

Porcentaje de población urbana / rural



Tabla

	Densidad 1993 hab./km ²	Densidad 2002 hab./km ²	Densidad 2007 hab./km ²	Densidad 2008 hab./km ²
Provincia de Monte Cristi	50	58	61	64
Republica Dominicana	150	176	190	199

Porcentaje de población urbana / rural

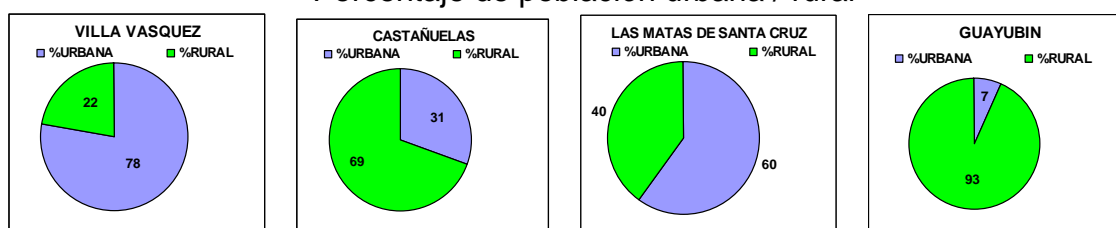


Tabla 2 - Datos demográficos

La población, en mayoría rural, es poco densa, en comparación con el promedio nacional; la densidad es más elevada en la parte sur (Villa Vázquez, Las Matas de Santa Cruz, Guayubin Castañuelas) en relación con la actividad agro-industrial en el Valle del río Yaque y la presencia de la carretera nacional.

La actividad de la zona es esencialmente agrícola con una ganadería familiar vacuna, ovina y caprina. (chivo) en los sectores de bosque espinoso. Los cultivos agro-industriales del valle del río Yaque (plátanos y arroz) se desarrollan en grandes fincas a lo largo de la llanura

de inundación o de riego del Río Yaque. La extracción de arenas proviniendo de la formación Mao empieza a desarrollarse para el uso local poco importante todavía pero también para exportación vía el puerto en aguas profundas de Pepillo Salcedo ubicado a 50km La primera cantera industrial se abrió en Juan Gómez entre Villa Vázquez y Guayubin en 2007

El pueblo de villa Vázquez se conocía antiguamente como Santa Ana pero después de los años de la hegemonía de Horacio Vázquez en la vida política dominicana, se le denominó Villa Vázquez en honor al citado caudillo. La Ley No.1055 del 14 de diciembre de 1935 le cambió el nombre por el de Demetrio Rodríguez para honor del general, flor de Juan Gómez. Dos años más tarde la ley No.1385 del 17 de septiembre de 1937 cambió la designación por el de Villa Isabel. Para el año 1960 se le designó Villa Lucas Evangelista de Peña y para el año 1962 volvió a llamársele Villa Vázquez.

Históricamente se conoce relaciones de terremotos importantes en la zona. El 7 de mayo 1842 un terremoto de grado IX en la escala MSK sacudió toda la parte occidental del Valle del Cibao provocando un tsunami con olas de 3 a 5m en toda la costa norte así como la destrucción de las ciudades de Santiago de los Caballeros y de Cabo Haitiano. El 29 de diciembre de 1897, otro sismo de grado IX en la escala MSK destruye partes de Santiago y Guayubín.

La red de carreteras pavimentadas se limite a la presencia de la carretera Santiago Monte Cristi vía los pueblos de Villa Elisa, Hato del Medio, Villa Sinda, Villa Vázquez y Villa García. Otra carretera une el pueblo de Hato del Medio a Guayubin y se prolonga en el limite sur de la Hoja hasta Pepillo Salcedo vía el pueblo de la Matas Santa Cruz en el limite SO de la hoja. En contraparte el sector norteño de la hoja no dispone de esta densidad de accesos salvo tres carreteras de ripio transversales a los relieves a lo largo de la principales valles de los arroyos Charcazo, Los Córbanos y Barranca Blanca. Otra carretera transversal existe en el límite oriental de la hoja entre Villa Elisa y El Papayo (Hoja vecina de El Mamey). La zona de Plateau de Copey-Los Úberos esta bien comunicada por el camino desde el Papayo hasta Cacao (Hoja vecina de Cacao).

1.3 Marco geológico

La geología de la Republica Dominicana se caracteriza por una gran heterogeneidad de materiales sedimentarios y volcánicos representados, a la que hay que añadir, además, la presencia de numerosos cuerpos intrusivos acompañados por importantes cortejos

filonianos. Esta diversidad de materiales puede apreciarse en el esquema geológico de la Isla que se muestra en la figura 1.2.

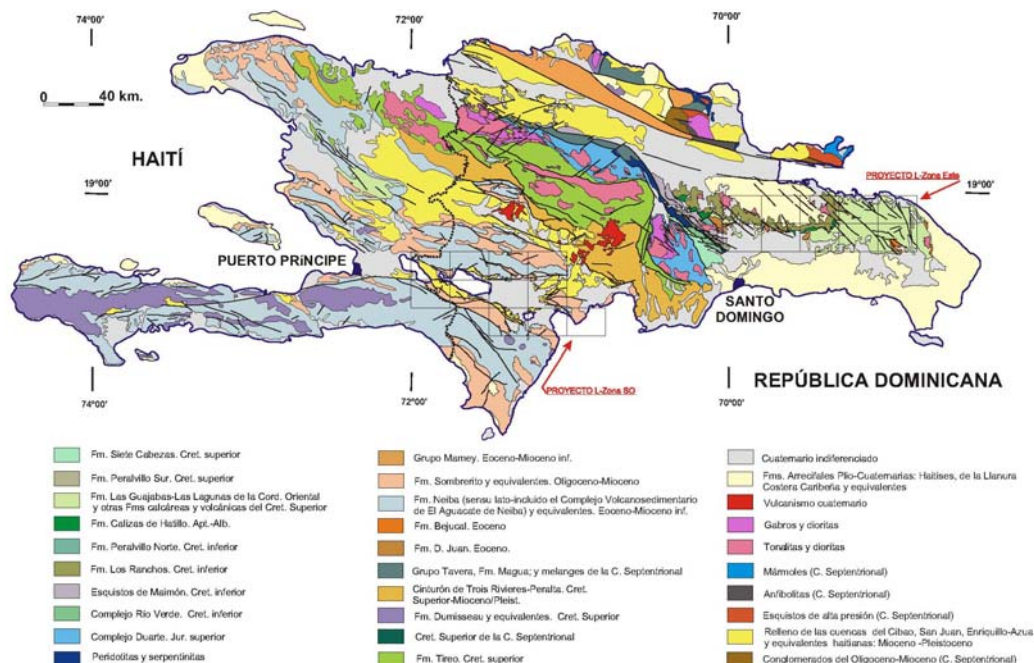


Fig. 2: Esquema geológico de la Isla de La Española

En términos generales la geología de la isla de La Española está controlada por tres factores principales:

- En primer lugar, y al menos durante el Mesozoico, por el carácter oceánico de la isla. La Española estuvo asentada desde el Jurásico hasta el Paleoceno sobre una zona muy activa de la corteza oceánica. En estas condiciones se producen distintos procesos de subducción, que provocan, 1) la presencia de un vulcanismo de arco de isla, con diversos episodios eruptivos y la consiguiente presencia de materiales vulcanosedimentarios, y 2) la abundancia de rocas ígneas intrusivas en las series volcánicas y vulcanosedimentarias. La propia naturaleza de las rocas extrusivas, unida a la escasa anchura de las plataformas marinas da lugar a frecuentes y rápidos cambios de facies.

- En segundo lugar la posición de la isla en un área de clima tropical es responsable de la alta producción biológica en las aguas circundantes, posibilitando en las plataformas someras la formación de calizas, muchas veces de tipo arrecifal y la acumulación en las aguas más profundas de potentes serie de calizas pelágicas o hemipelágicas. Este mismo factor climático es también responsable de las tasas altas de meteorización que van a

favorecer la acumulación de grandes depósitos de materiales detríticos, debido a la rápida erosión de los relieves y transporte de sedimentos hacia las cuencas.

-En tercer lugar, la intensa actividad tectónica, principalmente de desgarre transpresivo, que ha afectado a isla desde su formación, y de forma más evidente desde el Paleoceno. Esta tectónica va a dar lugar a

- 1) una elevada tasa de denudación y
- 2) a la formación de cuencas profundas y compartimentadas, donde podrán acumularse potentes series sedimentarias. Esta intensa actividad tectónica dará lugar, a su vez, a la presencia de frecuentes depósitos sintectónicos y a la yuxtaposición en el espacio de materiales originalmente depositados a distancias considerables.

La repartición espacial de este conjunto de materiales es muy desigual, pudiendo diferenciarse, dentro de la isla de La Española, una serie de dominios tectonoestratigráficos con características diferenciadas (Fig. 3 y Fig. 4). La naturaleza de estos dominios es desigual, ya que mientras unos representan dominios alóctonos emplazados a favor de grandes fallas de desgarre, otros corresponden a diferenciaciones menores dentro de un mismo terreno y otros corresponden a materiales de cobertura posteriores a las principales etapas de deformación. Las atribuciones estratigráficas de los distintos dominios aparecen en el Fig. 5.



Fig. 3: Principales dominios morfotectónicos de La Española según Lewis y Draper (1991).



Fig. 4: Mapa de los dominios tectonoestratigráficos de La Española según Mann et al. (1991):

- (1) Unidades: (1) Samaná; (2) Puerto Plata-Pedro García-Río San Juan; (3) Altamira; (4) Seibo; (5) Oro; (6) Tortue-Maimón-Amina; (7) Loma Caribe-Tavera; (8) Duarte; (9) Tireo; (10) Trois Rivières-Peralta (11) Presq'île du Nord-Ouest-Neiba; y (12) Hotte-Selle- Bahoruco.
- (2) Zonas de Falla: ZFRG, Río Grande; ZFS, Septentrional; ZFBG, Bonaó-La Guácara; ZFH, Hatillo; ZFLE, La Española; ZFEPG, Enriquillo Plantain Garden; ZFSJR, San José- Restauración ; ZFLPSJ, Los Pozos-San Juan.

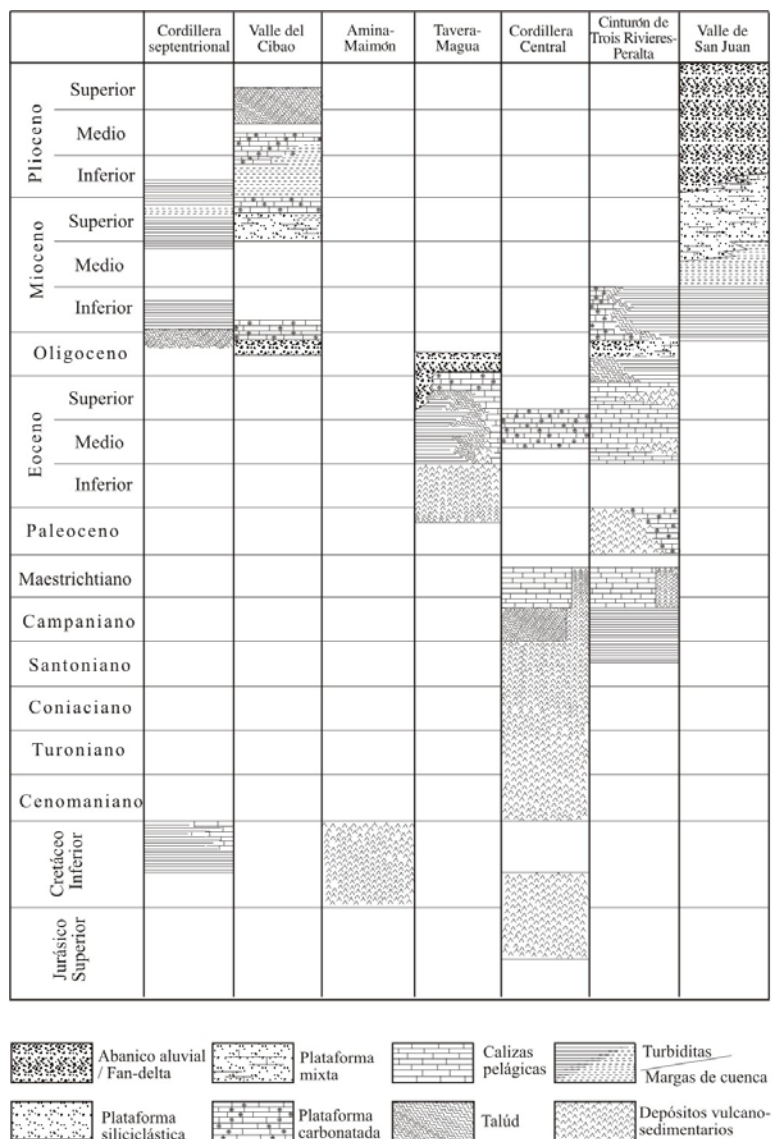


Fig. 5: Cuadro estratigráfico sintético de los distintos dominios

De Norte a Sur los dominios tectosedimentarios son los siguientes:

- Dominio de la **Cordillera Septentrional y Península de Samaná**, limitado al Norte por el Océano Atlántico y al Sur por la Falla Septentrional. Los materiales representados en la Cordillera Septentrional pertenecen a diversos dominios sedimentarios depositados sobre distintos complejos de basamento. Por un lado, en la parte más septentrional, se encuentran diversos complejos dominados por rocas que han sufrido un metamorfismo de alta presión y que pertenecían a la Placa de Norteamérica. Actualmente se encuentran desmembrados, formando diversos macizos (Samaná, Río San Juan y Puerto Plata). En la parte meridional, los complejos de basamento están dominados por rocas volcánicas y vulcanosedimentarias, con algunas intrusiones plutónicas, y pertenecían a los diferentes complejos de arco de isla desarrollados en la placa del Caribe (Complejos

de Pedro García, Palma Picada y El Cacheal). Por encima de todos estos complejos se encuentran potentes series de carácter fundamentalmente turbidítico, con episodios de margas de cuenca y facies de talud, que abarca una edad Oligoceno Superior a Plioceno Inferior.

- Dominio del **Valle del Cibao**, que abarca un conjunto de materiales de cobertera limitado al Sur por su discordancia basal. Las facies y litologías representadas son bastante variadas yendo desde conglomerados aluviales a margas de cuenca con buena representación de facies de plataforma somera y construcciones arrecifales. La potencia máxima acumulada, con un rango de edades Oligoceno Superior a Plioceno Superior, podría superar los 4000 m en su sector central, en las proximidades de la Falla Septentrional que constituye el límite Norte del dominio. En conjunto se trata de una cuenca con una historia compleja, que incluye en la parte alta del Plioceno la formación de subcuencas, dispuestas de forma escalonada, en las que se acumularon grandes espesores de sedimentos. A estos materiales hay que añadir los depósitos aluviales que rellenan en la actualidad el valle del Yaque.

- El dominio de **Amina-Maimón**, aflora bajo la discordancia basal del dominio del Valle del Cibao y probablemente constituye, en gran parte al menos, su zócalo. El límite Sur de este dominio coincide con el extremo Norte de la Zona de Falla de La Española. Los materiales representados, pertenecientes al Complejo de Amina-Maimón, son depósitos vulcanosedimentarios, de edad Cretácico Inferior. Presentan una intensa deformación y metamorfismo, y no se encuentran nunca al Sur de la Falla de La Española.

-El dominio de **Tavera** tiene su área de afloramiento limitada por el sur por la Zona de Falla de La Española, y está ocupado por una serie compleja, al menos en parte sintectónica, y con espesor de difícil evaluación que incluye materiales volcánicos y vulcanosedimentarios, brechas de talud, series turbidíticas, calizas de plataforma y conglomerados deltaicos y fluviales, todo ello con un rango de edades comprendido entre el Eoceno Inferior y el Oligoceno Inferior.

- El dominio de la **Cordillera Central** se caracteriza por su gran complejidad y está limitado al Sur por la Falla de San José-Restauración. Los materiales más antiguos que afloran en este dominio son depósitos volcánicos y vulcanosedimentarios, de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior, que presentan una deformación polifásica y son los incluidos dentro del Complejo Duarte. Sobre este "zócalo" se depositó una

potente serie vulcanosedimentaria a la que siguen depósitos de talud y calizas pelágicas, todavía durante el Cretácico Superior, y finalmente calizas de plataforma de edad Eoceno. Todos estos materiales están afectados por deformaciones de carácter transpresivo de intensidad variable según zonas y, además, han experimentado numerosas intrusiones, principalmente de carácter ácido, y diversos grados y tipos de metamorfismo.

- El dominio del **Cinturón de Trois Rivières-Peralta** está limitado al norte por la Zona de Falla de San José-Restauración, y por el sur por la Falla de San Juan-Los Pozos e incluye una potente serie con un rango de edades entre el Cenomaniense y el Mioceno Inferior. Los materiales y facies representados son muy diversos, con predominio de turbiditas y calizas pelágicas, pero incluyendo también materiales vulcanosedimentarios, calizas pelágicas y de plataforma, e importantes depósitos sintectónicos.

- El dominio de la **Cuenca de San Juan** se sitúa inmediatamente al sur de la Zona de Falla de San Juan-Los Pozos. Los materiales representados, en parte sintectónicos, abarcan un rango de edades desde el Oligoceno superior al Plio-Pleistoceno. Constituyen en conjunto una serie de relleno de cuenca pasándose de facies turbidíticas gradualmente hasta depósitos fluviales.

- La **Sierra de Neiba**, al sur de la Cuenca de San Juan, forma parte del denominado terreno de Presqu'île du Nord-Ouest-Neiba, unidad definida con poca precisión y que en su descripción original también incluye la cuenca de Enriquillo (Mann et al., 1991b). Con directrices cambiantes de ONO-ESE a NO-SE o a E-O, determinadas por la sucesión, en relevo, de pliegues de gran radio y relativamente discontinuos en dirección, esta sierra está formada casi enteramente por litologías calcáreas de edad Eoceno-Mioceno Inferior y, en menor proporción, por litologías margo-calcáreas de edad Mioceno. El límite sur de la Sierra de Neiba, con la cuenca de Enriquillo, corresponde a un límite tectónico formado por una zona de cabalgamientos de relativo alto ángulo con vergencia sur, retocados o asociados a desgarres.

- La **Cuenca de Enriquillo** se extiende con una dirección ONO-ESE entre las sierras de Neiba y Bahoruco, y al sur de la sierra de Martín García. El dominio se prolonga también por el norte de esta sierra, donde conecta con la Cuenca de Azua, que a su vez conecta con la de San Juan, de tal forma que las tres comparten buena parte de su evolución. La cuenca de Enriquillo está rellena por materiales del Mioceno al Cuaternario que, en conjunto,

conforman una macrosecuencia somerizante de más de 4.000 de espesor, con ambientes marinos en la base y continentales a techo. Es destacable la presencia en esta cuenca de formaciones evaporíticas de importante espesor.

- La **Sierra de Bahoruco** constituye el dominio geológico más meridional de La Española, y forma parte del terreno Hotte-Serre-Bahoruco. Está constituido por un basamento volcánico de edad Cretácico superior, que representa una porción aflorante del plateau caribeño. Sobre estos materiales volcánicos y sedimentarios pelágicos se encuentra una secuencia principalmente carbonatada, con diversas unidades representadas por calizas de plataforma somera hasta facies de plataforma más externa, de edad Eoceno-Plioceno, que muestran una evolución sedimentaria controlada fundamentalmente por el eustatismo hasta el Plioceno, donde se registra el efecto de la falla transfer de Beata que contribuye, en parte, a la elevación de la Sierra de Bahoruco, producto de una situación geodinámica de convergencia oblicua y transpresión generalizada en toda la isla.

Dentro de la presente hoja los materiales representados y que se describen a continuación corresponden exclusivamente a los dominios de la **Cordillera Septentrional** y **Valle del Cibao**

1.4 Marco geodinámico regional

La isla de La Española forma parte del archipiélago de las Antillas Mayores, que forman el segmento septentrional de una cadena de arcos de isla que circunda la Placa del Caribe desde Cuba hasta Venezuela. Desde el punto de vista geodinámico, esta región está ubicada en el límite norte de una pequeña placa, la Placa Caribeña que desempeña el papel de una zona de convergencia entre la Placa de América del Norte, la Placa de América del Sur y las pequeñas placas del Pacífico este: las Placa Cocos y Placa Nazca (Fig. 157).

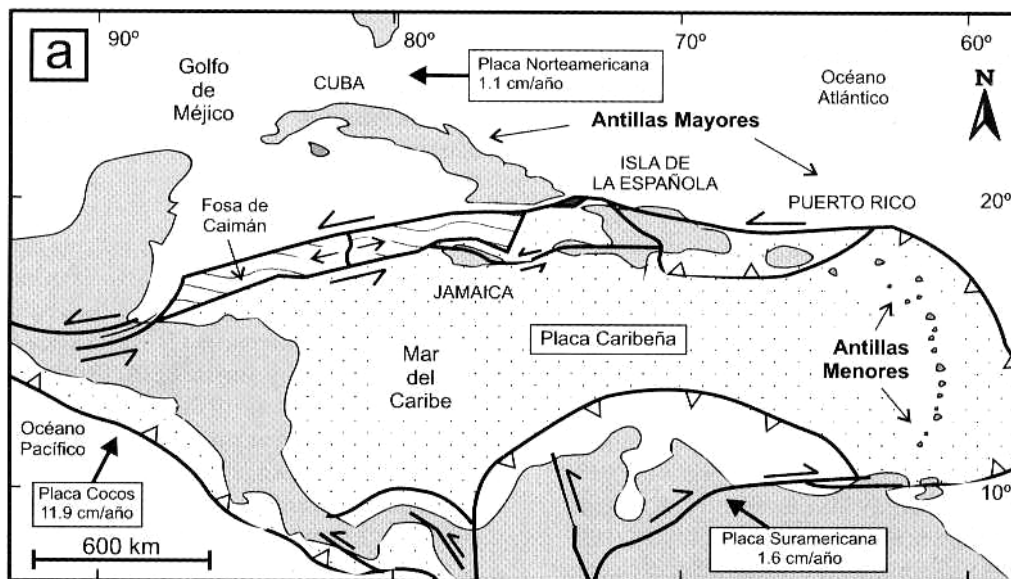


Fig. 6: Posición de la Placa Caribe. La Isla de La Española está situada sobre la zona activa de desgarre sinistral que separa las placas norteamericana y caribeña (Lewis J.F. *et al.*, 2002)

La Española es la segunda isla en extensión de las Antillas Mayores. Entre las denominaciones más habituales para referirse a esta cadena están las de Gran Arco del Caribe (Mann *et al.*, 1991b) o Arco de Isla Circum-Caribeño (Burke 1988). Existe un común acuerdo en que todos los segmentos de este Gran Arco de Islas son litológicamente similares y que todos ellos se empezaron a formar en el área del Pacífico, a partir del (Jurásico superior?)-Cretácico inferior (Mann *et al.* 1991 b), como un arco volcánico más o menos continuo, el cual migró hacia el Este durante el Cretáceo Superior y parte del Terciario, hasta alcanzar su posición actual en la región del Caribe (Pindel y Barret 1990, Pindel 1994). Los procesos relacionados con el desarrollo y evolución de este arco en el segmento de la Cordillera Septentrional de la isla de La Española y, especialmente, en sus estadios finales, son los que conforman el cuerpo fundamental de este capítulo.

La Isla de La Española, conjuntamente con Puerto Rico, constituye una unidad que puede interpretarse como una microplaca, limitada al Norte por una zona de subducción con desplazamiento oblicuo a su traza, y al Sur, por otra zona de subducción incipiente a la que se asocia la Fosa de los Muertos (Byrne *et al.*, 1985; Masson y Scanlon, 1991). El margen Norte de la Placa del Caribe ha evolucionado desde constituir un límite controlado por subducción en el Cretácico y parte del Eoceno (Fig. 7), a ser hoy, tras la colisión de esta placa con la plataforma de las Bahamas (Colisión Arco-Continente), un límite dominado en gran parte por desplazamientos en dirección de carácter senestro, que acomodan el desplazamiento hacia el Este de la Placa del Caribe en relación con Norteamérica (Mann *et al.*, 1991b).

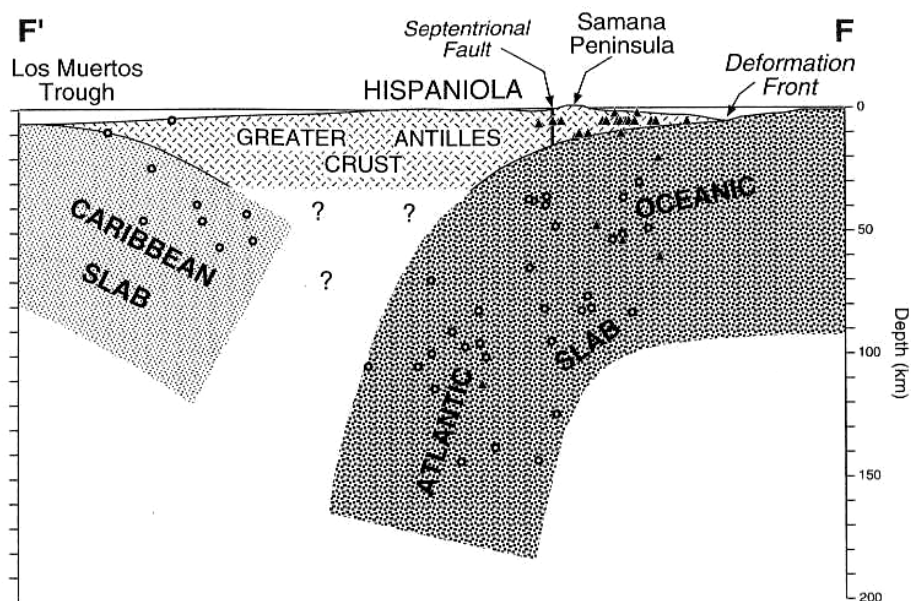


Fig. 7: Corte interpretativo que permite visualizar las relaciones entre La Isla de La Española y las placas Norteamericana y Caribeña (Dolan J.F. *et al.*, 1998).

La subducción intraoceánica durante el Cretáceo Inferior, en los dominios actualmente situados al Norte de la Falla de la Española, una gran falla de desgarre que separa los dominios de Amina-Maimón y de la Cordillera Central, daría lugar a la formación de un arco isla primitivo, durante el Apítense-Albense (Draper *et al.*, 1996), así como un cambio composicional desde series N-MORB hacia series toleíticas (Lewis *et al.*, 1995). En el Cretáceo Superior, en las unidades situadas al Sur de la Falla de la Española, la subducción hacia el Sur produce un importante magmatismo que da lugar por una parte a un nuevo arco volcánico (Arco II, representado por la Formación Tireo) y numerosas intrusiones gabro-diorítico-tonalíticas, así como un engrosamiento de la corteza oceánica y formación de una meseta oceánica con una edad equivalente a la de la Meseta Caribeña (Lewis *et al.*, 2002). Las rocas ígneas del segundo arco volcánico ("Arco II") pertenecen a series toleíticas de arco primitivo pasando en el tiempo a series calco-alcalinas, típicas de un estadio más maduro, con gran espesor de la corteza.

A partir del Eoceno Medio cesa la actividad magmática en el sector del arco correspondiente a las Antillas Mayores, pero continúa la deformación producida por importantes fallas con desgarres sinistros, principalmente, con apertura de cuencas locales e intensa fracturación hasta la actualidad. En cambio, en las Antillas Menores la actividad magmática continúa hasta la actualidad, debido a la subducción del fondo oceánico atlántico en la Fosa de Barbados (Pindell y Barret, 1990; Pindell, 1994) (Fig. 8).

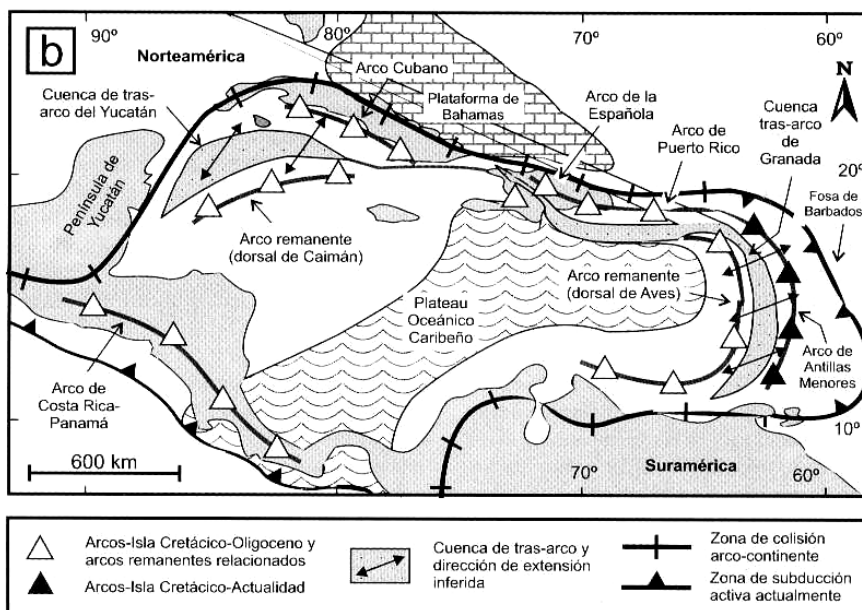


Fig. 8: Principales elementos tectónicos del sistema de arco-isla circum-caribeño de edad Cretácico Superior – Eoceno. (Lewis J.F. *et al.*, 2002).

Con tal marco geodinámico la Isla de la Española tiene una historia ligada a sismos fuertes registrados en la época histórica y lo tuvo probablemente durante épocas geológicas. (Fig. 9 a Fig. 12).

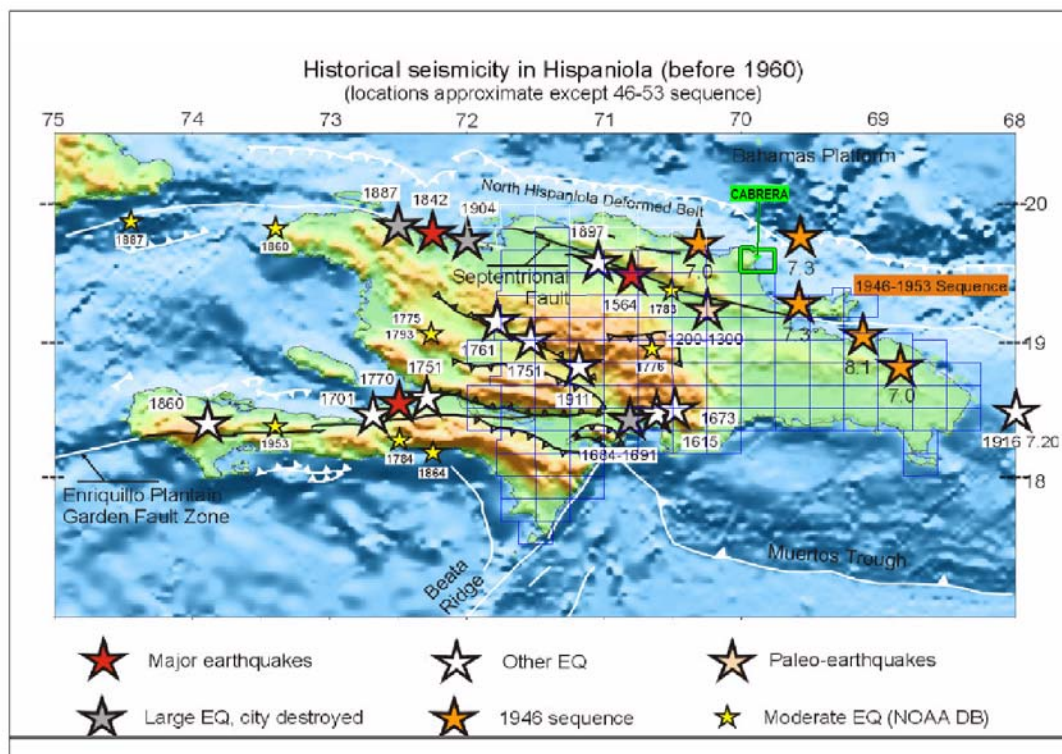
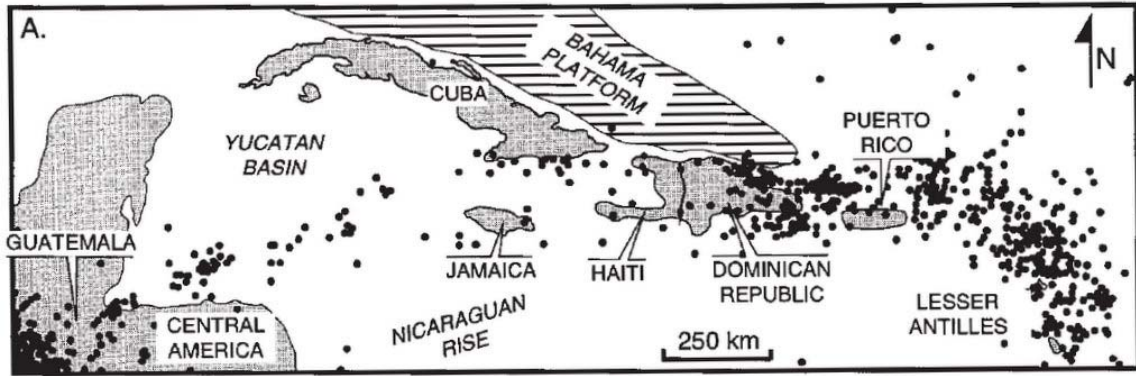
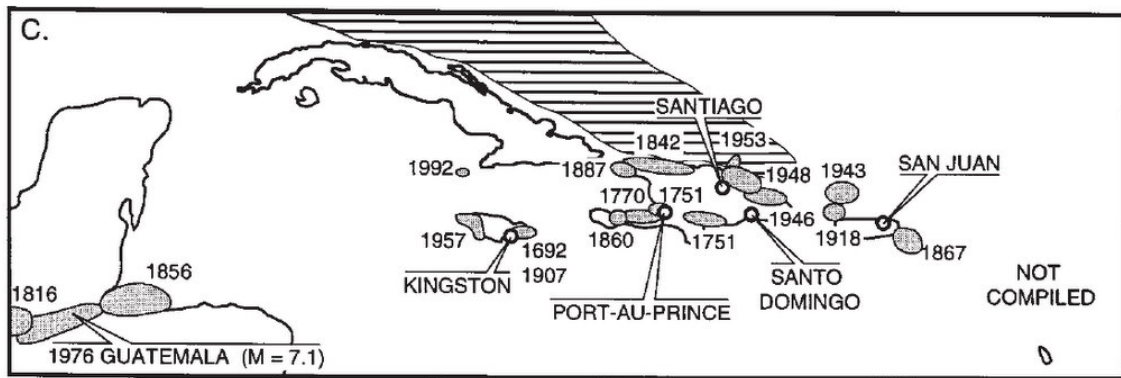


Fig. 9: Mapa de la Isla de la Española con detalle de los principales sismos históricos (Calais E, 2001)



(A) Location map and seismicity (1963–1992, $M > 4.5$, source: International Seismic Commission) of the North America–Caribbean plate boundary zone.

Fig. 10: Ubicación de sismos importantes en el limite de placas Norte America y Caribe (Manh P. 1998).



C) Felt zones of large northern Caribbean historical earthquakes modified from Kelleher et al. (1973); Robinson et al. (1958); Plafker (1976); Osiecki (1981); and White (1985). Note dual zone of historical earthquakes in the north-eastern Caribbean that corresponds to vague belts of earthquake epicentres in A.

Fig. 11: Áreas de percepción de los sismos históricos en el limite de placas Norte America y Caribe.

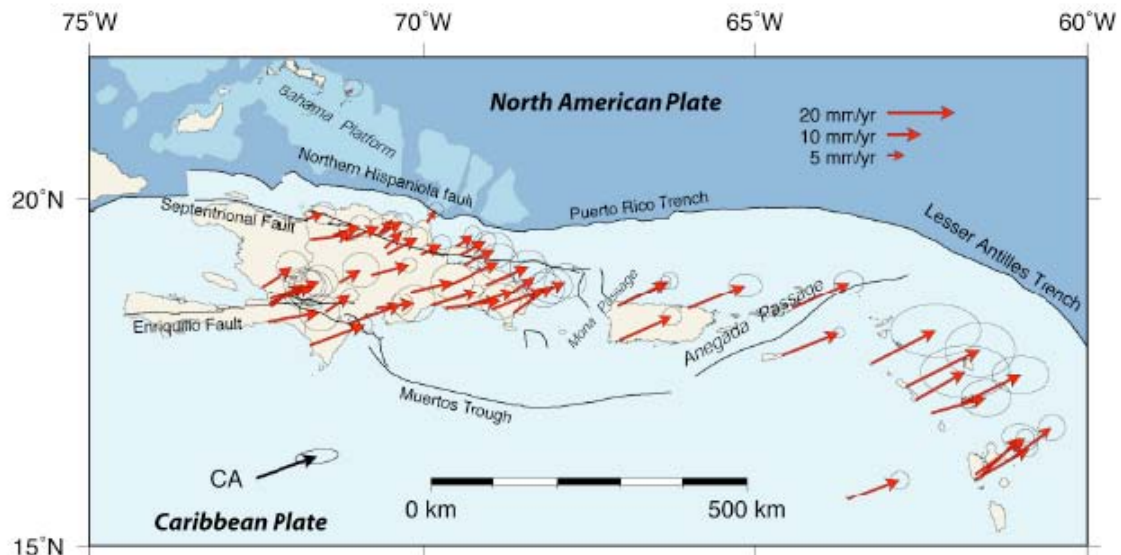


Fig. 12: Velocidades de desplazamientos medidas por GPS en la Zona Noreste del Caribe. (Calais E, 2007)

A continuación están las descripciones de los principales sismos importantes del periodo histórico reportados en varias crónicas o informes. La lista se limita a los sismos de la Parte Norte de la Isla.

P. Mann (2003) señala trazas de un sismo importante en las dataciones de tectónica activa en las trincheras abiertas en las inmediaciones del Río Licey (Hoja de Santiago) y del Río Cenoví (Hoja de Salcedo) con una ruptura importante del orden de 20km a lo largo de la falla septentrional activa (SFZ). Las dataciones por carbón le dan una edad entre 1030 y 1240. La ubicación se estima en Long.: -70°6'33" / Lat.: 19°7'77" es decir en las inmediaciones de las ciudades actuales de Moca, Salcedo y Tenares.

El 2 de diciembre de 1562 un fuerte terremoto destruye totalmente la antigua ciudad de Santiago junto a otras ciudades entre las cuales se encontraban La Vega y Puerto Plata. Las crónicas antiguas reportan el hundimiento de la ciudad durante este evento. La ciudad antigua de Santiago establecida en Jacagua al pie del Cerro Diego de Ocampo en la Cordillera Septentrional fue a esta ocasión trasladada a la orilla del Río Yaque.

El Sábado 7 de Mayo de 1842, ocurre otro sismo de grado IX en la escala MSK con el epicentro estimado en el mar frente a en Cabo Haitiano sacude toda la isla y particularmente la costa Norte. provocando un fuerte maremoto en las costas. 5000 a 6000 fallecidos en Haití, destrucción de Santiago de los Caballeros, Cabo Haitiano, Port de Paix y Mole de San Nicolás, Destrucción de muchos edificios en Santo Domingo. El maremoto inundó Monte Cristi y Cabo Manzanillo, logrando extender sus daños hasta la zona de Samaná. En el Cibao las aguas de los ríos Yaque del Norte y Masacre se reunieron, las del Yuna se esparcieron por gran parte del valle de La Vega Real.

El 29 de diciembre de 1897, otro sismo de grado IX en la escala MSK con epicentro estimado en Long.: -71.01 Lat.19.63 al Norte de Navarrete destruye partes de Santiago y Guayubín, rompe el cable submarino de puerto plata y provoca deslizamientos en las montañas al Norte de Santiago. Estos podrían corresponder a los deslizamientos antiguos conocidos en la Cordillera Septentrional así que otros en el Norte de la Hoja San José de las Matas.

El 28 de julio de 1943 un fuerte terremoto produjo daños en La Vega, Santiago, Cabrera, Jarabacoa y dejando a estos pueblos sin energía eléctrica., Era un sismo ocurrido en el canal de La Mona a 180km al Este de Santa Bárbara de Samaná y que generó un enorme

maremoto que azotó las costas este de la República Dominicana y desoló el Oeste de Puerto Rico.

El 31 de mayo de 1953 Puerto Plata fue el poblado más afectado con la ocurrencia de un fuerte terremoto cuyo epicentro estuvo ubicado 30km al Este entre Cabarete y Sabaneta de Yásica (Long.: -70,70 / Lat.: 19,80) . En San Francisco de Macorís la electricidad fue interrumpida, igual en La Vega y Santiago, quedando sin comunicación. Varios edificios fueron dañados en Loma de Cabrera, Abreu y todos los pueblos del Norte.

El 22 de septiembre 2003 el sismo de Magnitud 6.5 cuyo epicentro se ubicaba en la zona de Puerto Plata (Long.: -70°6'73 / Lat.:19°7'77) provocó daños principalmente estructurales. Las áreas de mayor impacto se localizaron hacia el oeste de la ciudad donde varios ríos intermitentes fueron depositando sus aguas y sedimentos. Estas áreas ocupan las zonas topográficas más bajas de la ciudad con lo que gran parte de las edificaciones reposaban sobre sedimentos aluvionales y suelos orgánicos compresibles. Se produjeron importantes daños en estructuras, pavimentos, líneas de servicios vitales y deslizamientos en taludes de cañadas y vías. Se reportaron 3 fallecidos y 30 heridos de diversa consideración, además de numerosos daños en infraestructura. Hubo daños estructurales menores en la ciudad de Santiago.

1.5 Antecedentes

La abundancia, diversidad y buena conservación de los fósiles terciarios, principalmente moluscos, del Valle del Cibao llamaron la atención de los geólogos ya desde mediados del siglo XIX, dando lugar a una serie de publicaciones por autores anglosajones entre las que destacan las de Sowerby (1850), Moore (1850), Lonsdale (1853), Heneken (1853), Gabb (1873), Pilsbury y Johnson (1917) y Pilsbury (1922). Mención aparte entre estos pioneros de la geología dominicana merece la figura de la Doctora Carlota Joaquín Maury, quien condujo en 1916, durante la invasión estadounidense de la isla, una expedición en el transcurso de la cual fue recolectado un abundante material sobre la base del cual fueron descritas más de 400 especies de invertebrados. Esta expedición dio lugar a una serie de publicaciones (Maury, 1917b; 1917a; 1919; 1922; 1929; 1931) en las que además de situar por primera vez los yacimientos paleontológicos, se realiza un primer esbozo de la división estratigráfica de los materiales neógenos del Valle del Cibao.

Durante los años 40 y 50 del siglo XX vieron la luz una serie de trabajos sobre la estratigrafía y paleontología del Valle del Cibao, generalmente con un carácter muy local, pero entre los cuales destaca el de Bermúdez (1949), primer trabajo micropaleontológico sobre los materiales neógenos de la isla y en el que se datan numerosos yacimientos y se revisa la estratigrafía de la zona. En la década de los 70 convergen en la región de Mao dos equipos estudiando la estratigrafía y las faunas del Neógeno; por una parte el grupo de la universidad de Tulane (USA) y por otra un equipo europeo con representantes de Francia, Inglaterra y Suiza.

A finales de los 70, ambos grupos se fusionan y dan lugar a la formación de un equipo internacional que continua sus trabajos de forma coordinada en la actualidad y que ha dado lugar a un gran número de publicaciones, en su mayor parte de carácter puramente paleontológico, pero entre las que hay que destacar la de Saunders *et al* (Saunders *et al*, 1986), en la que se revisa la estratigrafía del Neógeno y se realizan los primeros estudios sedimentológicos (Fig. 13), y la de Vokes (1989), en la que se realizan importantes precisiones sobre la estratigrafía y bioestratigrafía de la zona.

Table 1.—Stratigraphy of the Cibao Valley, northern Dominican Republic, as interpreted by authors of pertinent papers.

authors	Maury 1917 b	Maury 1919	Cooke 1920 1921	Vaughan et al. 1921	Maury 1929 1931	Weyl 1940	Bermudez 1949	Butterlin 1954	Ramirez 1956	Weyl 1966	van den Bold 1968	van den Bold 1969	van den Bold 1972	Bowin 1975	Seiglie 1978	Dorreen 1979	Vokes 1979	present paper	
age																			
Pleistocene																			
Pliocene																			
Miocene																			
Oligocene																			

Fig. 13: Comparación de las sucesivas divisiones estratigráficas del Neógeno del Valle del Cibao Saunders y *al* (1986)

Una de las principales dificultades con que se encontraron los autores precedentes a la hora de definir unidades litoestratigráficas fue la falta de cartografías geológicas con el detalle suficiente, que permitieran visualizar la extensión lateral de las unidades propuestas y comprobar su validez. El primer mapa geológico abarcando la Hoja de Mao parece ser el realizado en 1943 por la compañía petrolera Dominican Seaboard Oil Company, que permanece inédito y no ha sido posible utilizar en el presente trabajo. Eberle y Mollat (1991) publican un mapa de síntesis a escala 1: 250.000 en el que los materiales del Neógeno del Cibao se presentan agrupados en cuatro unidades; conglomerados tipo Bulla, a los que se

atribuye una edad Mioceno Medio-Superior, formaciones Cercado y Gurabo, indiferenciadas y a las que se atribuye una edad Mioceno Medio-Plioceno, una unidad carbonatada que agrupa los afloramientos de las Calizas de Ahuyamas y la formación Mao-Adentro, y una unidad conglomerática, que equivaldría a la Fm. Mao, y a la que se atribuye una edad Plioceno terminal-Pleistoceno. Draper y Lewis (1991a) publican un mapa a escala aproximada 1:150.000 en el que diferencian las formaciones Cercado y Gurabo, introduciendo además el nuevo término de Calizas de Ahuyamas.

Por lo que se refiere a estudios de carácter tectónico, los únicos son los de Edgar (1991) y el de Erikson et al.(1998), ambos con un carácter muy general y sin referencia a datos estructurales de campo.

Una contribución general sobre todos los aspectos geológicos de la isla se encuentra en el Special Paper de Mann et al., (1991), destacando los trabajos allí incluidos de Draper y Lewis, sobre cinturones metamórficos; Lewis y Jiménez, sobre el C. Duarte; Lewis et al., sobre la Fm. Tireo y Dolan et al., sobre cuencas sedimentarias.

Por último, todos los trabajos desarrollados en este Proyecto SYSMIN durante etapas anteriores (Proyectos C, K y L de Cartografía Geotemática, 1998-2000 y E de Prospección Magnética y Radiométrica Aeroportada del Territorio de la República Dominicana; CGG, 1995-96) y las publicaciones a que dieron lugar: Pérez-Estaún *et al.*, Lewis *et al.*, Escuder-Viruete *et al.*, Díaz de Neira & Solé Pont, Hernáiz Huerta *et al.*, y Locutura *et al.*, en Acta Geológica Hispánica, (2002).

2 LITO-ESTRATIGRAFIA

2.1 Dominio de la Cordillera Septentrional

2.1.1 Presentación y antecedentes

La Cordillera Septentrional está formada por unos conjuntos de rocas volcánicas y metamórficas, de edad Cretácico-Paleoceno, de diferentes características y orígenes, que constituyen el sustrato de las cuencas sedimentarias que se desarrollan discordantes a estos complejos. Se localizan, por un lado, complejos formados mayoritariamente por rocas metamórficas de alta presión, con rocas plutónicas y volcánicas en menor grado, situadas al norte de la Falla de Camú (Complejo de Puerto Plata), y de la Falla Septentrional (Complejo de Río San Juan, Nagle, 1979; Pindell y Drapper, 1991) y complejos de rocas ígneas,

volcánicas y plutónicas (El Carcheal, Palma Picada y Pedro García), situados entre la zona de falla de Camú y la Zona de falla Septentrional, sin metamorfismo y con una cierta influencia de procesos vulcanosedimentarios (Eberle et al., 1982; Muff y Hernández, 1986; Calais et al., 1992). Estas diferencias en el sustrato dieron lugar a una primera división de la Cordillera Septentrional en bloques, propuesta por de Zoeten (1988), y seguida por de Zoeten y Mann (1991, 1999), donde definen tres bloques diferentes, denominados Bloque de Altamira, Bloque de La Toca y Bloque de Puerto Plata, separados por zonas de falla (Zona de falla de Río Grande y Zona de falla de Camú).

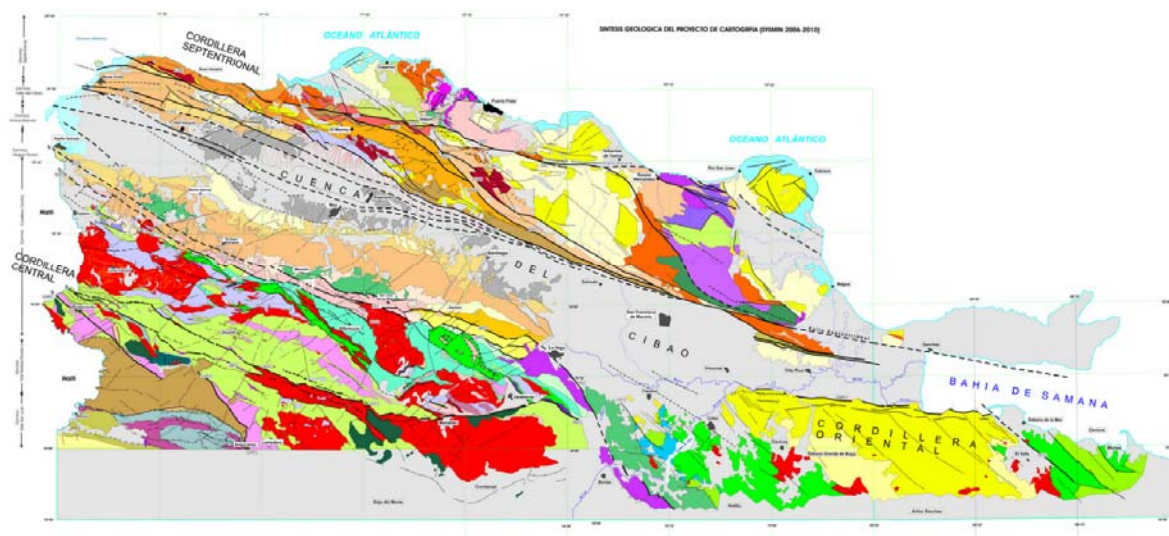


Fig. 14: Esquema geológico regional del sector noroccidental de la República Dominicana: Cuenca del Cibao y Cordilleras Septentrional, Central y Oriental.

Además de las diferencias en el sustrato de cada bloque, también argumentan diferencias estratigráficas y sedimentológicas en las unidades sedimentarias depositadas sobre los complejos ígneos y metamórficos en cada Bloque, distinguiendo diversas formaciones, que ha dado lugar a una terminología estratigráfica amplia pero que, en ocasiones, ha resultado confusa. Por todo ello, en la Cordillera Septentrional, uno de los objetivos prioritarios de este trabajo ha sido el de comprobar la nomenclatura y criterios estratigráficos existentes previamente, y su funcionalidad. A partir de los nuevos datos cartográficos, estratigráficos y sedimentológicos obtenidos, se ha intentado establecer una estratigrafía conjunta para toda la Cordillera Septentrional de manera que se pueda entender mejor la evolución geológica de la cadena.

El uso de una terminología de bloques para todos los materiales de la Cordillera Septentrional puede resultar inapropiado en determinadas ocasiones, debido principalmente a que puede entenderse una aloctonía generalizada para las rocas de toda la Cordillera. Solamente desde el punto de vista de los complejos ígneos y metamórficos existirían

diferencias sustanciales entre los materiales pertenecientes a los complejos de alta presión (Samaná, Río San Juan y Puerto Plata) y los complejos volcánicos y vulcanosedimentarios (El Cacheal, Palma Picada y Pedro García), por pertenecer a dominios suficientemente diferentes. Sin embargo, desde el punto de vista sedimentario, las diferencias no son tan notables e, incluso, existe una cierta homogeneidad estratigráfica que ha justificado la propuesta de un nuevo esquema de la estratigrafía de la Cordillera Septentrional.

En este contexto es de resaltar la no existencia de trabajos estratigráficos de detalle en la Cordillera Septentrional, al margen de algunos estudios aislados y carentes de un contexto cartográfico adecuado, y menos aún, existen descripciones sedimentológicas, por lo que no hay apenas antecedentes sobre la estratigrafía y sedimentología de las rocas sedimentarias que afloran en la Cordillera Septentrional. En este informe, para facilitar la descripción de las unidades, se han distinguido diferentes sectores a lo largo de la Cordillera Septentrional, que presentan organizaciones estratigráficas ligeramente distintas en el detalle, aunque parecidas y relacionadas de manera general.

Los sectores o dominios que se han diferenciado en este proyecto han sido, para la Zona Occidental: sector de Altamira-El Mamey y sector de Imbert-Puerto Plata, y para la Zona Oriental: sector de Tenares-Gaspar Hernández y sector de Villa Riva-Pimentel, este último encuadrado en el dominio de la Elevación de San Francisco de Macorís (San Francisco Ridge), dominio algo distinto de la Cordillera Septentrional, aunque claramente relacionado.

La presente hoja se ubica en el sector de Altamira-El Mamey que corresponde al sector delimitado por la Zona de Falla Septentrional al sur y por la Zona de Falla de Camú al norte, todo ello encuadrado en la mitad occidental de la Cordillera Septentrional. Al este de la transversal de Puerto Plata a Salcedo el límite con el sector de Salcedo-Gaspar Hernández está por debajo de los materiales del Mioceno superior-Plioceno de Villa Trina y Haitises.

Las características de este sector es que está compuesto por un conjunto volcánico, plutónico y vulcanosedimentario de edad Cretácico?-Paleogeno, que clásicamente está compuesto por tres grandes grupos, de oeste a este: *El Cacheal*, *Palma Picada* y *Pedro García* (Bowin and Nagle, 1982; de Zoeten y Mann, 1991; Calais et al., 1992). Estos tres grupos mantienen características petrológicas y sedimentológicas similares y constituyen el basamento de las rocas sedimentarias depositadas por encima. Aún con características similares, en la región de El Mamey-Imbert se encuentra la Fm Los Hídalgos, de edad Paleoceno superior-Eoceno inferior (Eberle et al., 1982; de Zoeten y Mann, 1999), no incluido

en el complejo de Palma Picada, que mantiene rasgos comparables a la parte sedimentaria de la unidad de El Cacheal (grauvacas, tufitas y calizas grises oscuras).

Por encima de estos grupos y de la Fm Los Hidalgos se encuentran discordantes diversas unidades de carácter turbidítico que se desarrollan desde el Eoceno superior al Mioceno inferior (al menos en parte). Estas unidades se han denominado de diversas formas en los trabajos previos y fundamentalmente corresponden a las *Formaciones Altamira* (Redmond, 1982), *Las Lavas* y *La Toca* (Redmond, 1982; de Zoeten y Mann, 1991; 1999).

En este informe se propone la denominación de **Unidad de Altamira-La Toca** para incluir a todos estos materiales de afinidad turbidítica, previamente encuadrados en las Fms Altamira, Las Lavas y La Toca. Las razones para la agrupación de las Fms Altamira, Las Lavas y La Toca en la misma unidad (Unidad Altamira-La Toca) han sido puramente litoestratigráficas, al tratarse todas ellas de series muy similares desde el punto de vista litológico. Los argumentos de procedencia de la composición de areniscas y conglomerados dado por de Zoeten y Mann (1999) no justifica la denominación de una nueva formación, y solamente evidencia diferentes áreas fuente dentro de la misma unidad, que corresponde al relleno de una misma cuenca sedimentaria. Los datos de edad y las relaciones con los materiales infra y suprayacentes avalan también que se trate de una misma unidad que registra una evolución lateral propia de una cuenca generada en un contexto lateral con influencia de diferentes dominios en cada sector de la cuenca.

La Unidad de Altamira-La Toca puede dividirse en diversas subunidades con rango de “miembro”, algunas de las cuales coinciden con las unidades previamente descritas, y que solamente funcionan con carácter local. Las subunidades son, de muro a techo:

- conglomerados de *Ranchete*,
- alternancia de areniscas y lutitas de *Cañada Bonita*,
- brechas y calcarenitas del *Limón*
- alternancia de areniscas y lutitas de *Pocilguita*.

De esta manera, en aquellos lugares en los que tenga sentido distinguir uno de los miembros, éstos se pueden utilizar, y de lo contrario, en los lugares donde no sea posible su diferenciación, se propone que se designen con el término general de Unidad de Altamira-La Toca. Se ha procurado mantener los nombres previamente dados a estos conjuntos de rocas por los diversos autores que los definieron (p. ej., de Zoeten y Mann, 1991; 1999).

En el extremo occidental de este sector de Altamira-El Mamey, a medida que nos desplazamos hacia el oeste de la transversal de El Mamey existen importantes diferencias

en la estratigrafía, desapareciendo por completo la Unidad de Altamira-La Toca y apareciendo una nuevas unidades, también con características turbidíticas: la **Unidad de La Jaiba** y la **Unidad de Gran Mangle** (Calais et al., 1992), discordantes por encima de la Unidad de Altamira-La Toca y de la Unidad de El Cacheal. Esta unidad Gran Mangle es de edad Mioceno inferior a superior y constituye la unidad cartográfica más representada en el extremo occidental de la Cordillera Septentrional.

Cubriendo todas estas unidades se encuentran, finalmente, sedimentos marinos de edad Mioceno superior a Plioceno, que, tras una transgresión generalizada, muestran una evolución regresiva desde materiales margosos con fauna pelágica, agrupados en la **Fm Villa Trina** hacia diversos sistemas de plataformas carbonatadas someras que se han encuadrado dentro de la **Fm Los Haitises**. Estos materiales, o sus equivalentes, cubren todos los sectores de la Cordillera Septentrional.

2.1.2 Unidad de La Jaiba (Mioceno inferior-Mioceno medio)

2.1.2.1 Generalidades

Esta unidad es de nueva definición en la zona, y nunca antes había sido descrita. Esta muy representada en las hojas al este de la zona del presente proyecto. En estas hojas se sitúa fundamentalmente por encima de la Formación Luperón y de la unidad de Agua Clara. No obstante, en algunos sectores (Hoja de Puerto Plata) parece depositarse sobre materiales de la Unidad Altamira-La Toca. En la localidad tipo (La Jaiba, Hoja de El Mamey) se compone de una sucesión de conglomerados, muy redondeados, fundamentalmente matriz-soportados, con clastos que proceden fundamentalmente del Complejo de Puerto Plata. Eventualmente muestran estratificaciones cruzadas y rellenos de canales, y el espesor puede llegar a ser de varios centenares de metros (<300 m). Alternan con areniscas muy deleznable, en bancos dm a métricos, con gran abundancia de restos de plantas y clastos cm dispersos. También se han encontrado en menor proporción clastos de calizas oligocenas-mioceno inferior y restos de corales. Eventualmente se distinguen niveles más lutíticos, también con un alto contenido de flora fósil.

En la secciones del Cerro del Burro (Hoja de Imbert) y de la Finca La Ballena (Hoja de Luperón) se observan diversas secuencias, que comienzan con conglomerados polimícticos, heterométricos, con cantos de tamaño medio cobble, redondeados o sub-redondeados, con matriz arenosa o micro-conglomerática, frecuentes cantos blandos de lutitas claras (azoicas) y restos dispersos de corales. Por encima de los niveles conglomeráticos, que suelen tener unos pocos metros de potencia, se observan arenas gruesas a medias, con escasas estructuras sedimentarias (laminación horizontal de HFR), excepcionalmente estratificación

cruzada planar (Cerro del Burro). Por encima de las arenas, que pueden tener 1-2 m de potencia, se desarrollan niveles de lutitas claras, laminadas, poco potentes (centimétricas), con frecuentes restos de vegetales.

Las facies de la Unidad de la Jaiba parecen corresponder claramente a sistemas deltaicos, instalados sobre la cuenca o plataforma externa de la Fm Luperón o de las unidades turbidíticas equivalentes.

2.1.2.2 Descripción en el marco de la hoja

Esta unidad de poca extensión (0.34km²) se observa en la esquina Noreste de la Hoja en una faja alargada WNW-ESE al Norte de una falla. El afloramiento representativo se ubica debajo de la Fortaleza ubicada en el pueblo Estero Balsa. En este punto 06PU9268 se observa de base a techo una secuencia con una mega brecha conglomerática con clastos redondos de areniscas calcáreas de grano grueso a conglomerática polimícticas poco consolidadas y clastos 1 /2dm de calizas micríticas redondeados en una matriz margosa arenosa calcáreas de grano grueso (Fig. 15). Buzan de 15 ° hacia el Noreste. Esta mega brecha esta sobre yacida por una sucesión de niveles decimétricos de areniscas calcáreas naranjas de grano medio en capas regulares onduladas poco inclinadas que ya pertenecen a la Unidad Gran Mangle (Fig. 16). El espesor estimada es de 30m en esta ubicación desconociendo la base de en este afloramiento.



Fig. 15: Unidad de La Jaiba- Vista de la mega brecha conglomerática con clastos redondos de areniscas calcáreas de grano grueso a conglomeráticos polimícticos poco consolidados y clastos de calizas micríticas redondeados (martillo) en una matriz margosa arenosa.

punto 06PU9268C Lat.: 19°8'19.44" / Long.: -71°26'24.1"
Fortaleza de Estero Balsa.



Fig. 16: Unidad de La Jaiba - Vista de los niveles estratificados de las calcarenitas de Unidad Gran Mangle (Miembro superior).

punto 06PU9268A Lat.: 19°8'19.44" / Long.: -71°26'24.1"

2.1.3 Unidad de Gran Mangle (Mioceno inferior - Mioceno superior)

2.1.3.1 Generalidades

La unidad fue originalmente definida por Calais et al. (1992) en el área de Buen Hombre (playa de Gran Mangle), e incluye gran parte de los materiales mal atribuidos anteriormente a la Fm Las Lavas por de Zoeten y Mann (1999) en las Hojas de El Mamey, Villa Vázquez y Buen Hombre, y por Bernárdez (2004) en la Hoja de Monte Cristi.

Ocupa prácticamente todo el sector más occidental de la Cordillera Septentrional, donde es la unidad pre-mioceno superior con mayor extensión cartográfica. Se extiende en la Hoja Buen Hombre al Norte donde es la unidad mejor representada. En dicha hoja se deposita sobre una amplia variedad de unidades y la naturaleza de su contacto basal es diferente según la unidad considerada. De esta forma, cuando aparece sobre los materiales cretácicos de El Cacheal su base es una discordancia angular erosiva o cuando se deposita directamente sobre los basaltos su base es una inconformidad o discordancia basal. Generalmente este contacto aparece muy tectonizado y es difícil de observar. Sobre la Unidad de Gran Mangle se encuentra la Fm Villa Trina o los diferentes materiales costeros y continentales del Cuaternario.

Desde el punto de vista litológico se compone de una alternancia de margas y areniscas calcáreas, en menor proporción siliciclásticas, que muestran una buena organización. Los tonos de las margas varían entre ocres y blancos y dan un aspecto característico a la formación. Hacia arriba en la serie y hacia el oeste van predominando mega capas calcáreas de orden métrico, compuestas por una base conglomerática, erosiva, con clastos fundamentalmente volcánicos (El Cacheal) que terminan en calcarenitas laminadas, en secuencias estrato y grano decrecientes, muy bien expuestas en la costa de Gran Mangle a Buen Hombre.

Todas las características de esta unidad indican que se ha depositado en una cuenca turbidítica, en la parte baja y media de la unidad, en condiciones de cierta distalidad y con el depósito de turbiditas de baja densidad, en ocasiones, con alto contenido carbonatado. La sedimentación autóctona es bastante frecuente, con intervalos de margas que superan ampliamente la proporción de areniscas. Hacia el oeste y hacia arriba en la serie empiezan a observarse una menor abundancia de tramos margosos, y aumentan las areniscas, junto con mega capas ligadas a la actuación de sucesivas corrientes de turbidez de alta densidad con material predominantemente vulcano-clástico, observándose una tendencia grano y estrato creciente global en la unidad. Probablemente, en la zona de Buen Hombre, la

cercanía al basamento y el ser la primera unidad depositada sobre este sustrato provoca que en este sector, el contenido clástico de la unidad sea mayor.

2.1.3.2 Descripción en el marco de la hoja

La unidad se expone en una faja oblicua en la parte noreste de la Hoja (Fig. 17). Esta limitada al Norte por el Océano y las formaciones costeras cuaternarias y al Sur por la Falla Frente de Montaña (MFFZ (Mountain Front Fault Zone Mann (1999) que constituye el ramo más septentrional y más antiguo de la zona de la Falla Septentrional (SFZ).

Ocupa 25 Km² a dentro de la hoja equivalente a 5% de la superficie total. En la hoja no se observa el contacto inferior. Este contacto inferior discordante sobre la serie de El Cacheal aparece al norte en la hoja adyacente de Cacao. Las calizas y margas de la Formación Villa Trina discordantes se sitúan sobre la unidad. La Unidad Gran Mangle da relieves bien marcados con vertientes pronunciadas y lomas alargadas. Se prolonga en La Hoja Cacao y Monte Cristi constituyendo la terminación occidental de la Cordillera septentrional. La vegetación espinosa es tupida y su zona de exposición esta poco antropizada por la actividad agrícola.

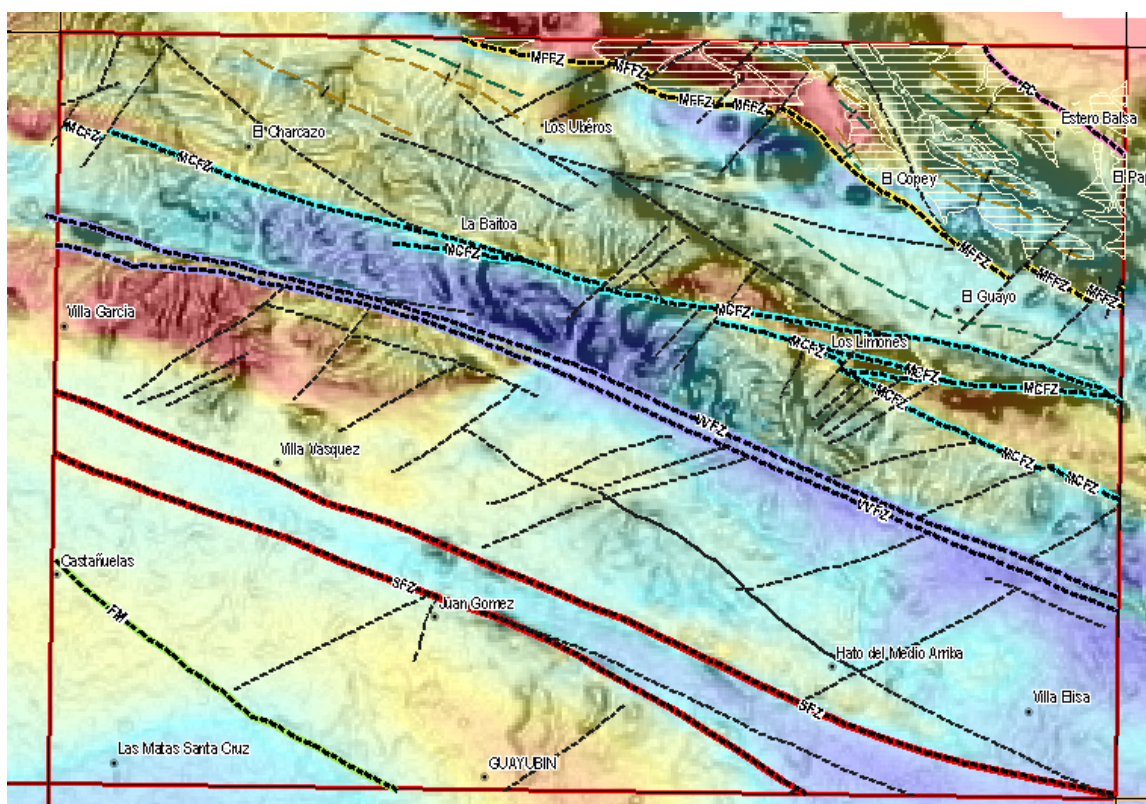


Fig. 17: Cartografía esquemática de La Unidad Grand Mangle (rayado blanco) y de sus relaciones con la Falla MFFZ (Mountain Front Fault Zone) y con la anomalía del magnetismo reducido al polo - fondo del talud deducido del modelo numérico de terreno (SRTM).

Aunque la descripción general de la unidad corresponde a las observaciones adentro de la hoja hemos distinguido en el marco de la presente, dos miembros correspondiendo a facies peculiares que tienen una expresión cartográfica al 1 /50 000. Estos son:

La Unidad Gran Mangle s.s.

Las brechas vulcano clásticas de la Unidad Gran Mangle

2.1.3.2.1 Unidad Gran Mangle s.s.: Sucesión rítmica con margas y calcarenitas en facies turbidítica - Conglomerados calcáreos (02)

Este miembro es el mas desarrollado y representativo de la unidad. Se presenta en forma de alternancias bien proporcionadas de margas y areniscas calcáreas, Los tonos de las margas varían entre naranja ocre y blanquecino amarillento que dan un aspecto característico a la formación.

Las calcareniscas son de grano grueso a medio, de clasificación decreciente y de aspecto laminado. Se presentan en niveles o capas tableadas decimétricos a métricos con fracturación en bloques paralelepípedicos (Fig. 18). En los niveles de grano grueso los clastos son frecuentemente angulosos de tamaño pluricentimétrico (Fig. 19) o hasta bloques de chert verdoso el cual constituye después del cuarzo el segundo en importancia (Fig. 19 y Fig. 21). A continuación (Fig. 22) se resume las principales conclusiones de los diferentes estudios hechos con las muestras provenientes de esta unidad. El detalle de estas se encuentra en las fichas de estudios y análisis en anexo a esta memoria.



Fig. 18: Unidad Gran Mangle - Afloramiento típico de los niveles tableados de las calcareniscas y de su fracturación en bloques.
punto 06PU9256 Lat.: 19°8203 / Long 71°2715



Fig. 19: Unidad Gran Mangle - Calcarenitas mal clasificadas de grano grueso a conglomeráticos con clastos angulosos bism de chert verdosos.
punto 06PU9212 Lat.: 19°80009 / Long.: 71°29094



Fig. 20: Unidad Gran Mangle - Nivel característico de las calcarenitas con cantos cm angulares de chert verdoso.

punto 06PU9256 Lat.: 19°8203 / Long 71°2715

de estudio

punto
06PU9736

punto
06PU9216

punto
06PU9256

punto
06PU9260

Atribución de edad

Mioceno inf. alto
(Burdigaliense) Biozona N8 en
su parte inferior

Mioceno probable

Langhiano (Mioceno sup.
medio) al Plioceno inf.
Oligoceno à Plioceno.

Condiciones de deposito

Facies turbidítico retrabando un material de plataforma
arrecifal en un medio distal (circa litoral distal a epi batial

Marino profundo en caso de autoctonía

Facies a asociación oligotípica indicando un
confinamiento importante al nivel del fondo
Facies turbidítico fino en medio batial

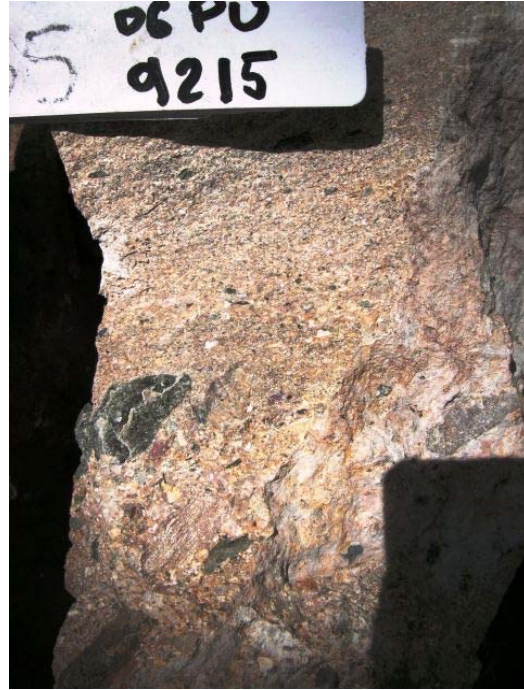


Fig. 21: Unidad Gran Mangle - Calcarenitas mal clasificadas de grano grueso a conglomerático con clastos angulosos bism de chert verdosos

punto 06PU9215 Lat.: 19°80053 / Long.: 71°28790

Fig. 22: Unidad Gran Mangle - Resumen de las conclusiones de los estudios de datación y de sedimentología de las muestras sedimentarias.

2.1.3.2.2 Unidad Gran Mangle: brechas vulcano clásticas (03)

Corresponde a intercalaciones concordantes de brechas polimícticas muy inmaduras con clastos angulosos de volcanitas presentándose en malas condiciones de afloramientos. Solamente se han encontrado dos afloramientos con las brechas en situ. En estos, la brecha aparece concordante con las margas y calizas encajantes (Fig. 23). El espesor visible máxima es de 2m y la extensión longitudinal de 10m. A parte de estos afloramientos, en la faja bordeando al norte la zona de Falla MFFZ se nota una abundancia de cantos muy angulosos de tamaño dm a semi métrico de composición litológica principalmente volcánica en diversos facies tal como andesitas, basaltos, tobas y riolitas. Los cantos angulosos de chert verdosos laminados son muy abundantes y pueden alcanzar un tamaño semimétrico (Fig. 24). Un resumen de las litologías determinadas se presenta a continuación (Fig. 25) y los datos completos en las fichas petrográficas en anexo.

Los cantos de chert verdosos a negro o rojizos predominan en la parte oriental (sector entre Estero Balsa y El Copey) y los cantos de origen volcánicas son más representados en las intercalaciones occidentales (sector Norte de El Cayal). Estos cherts son equivalentes a los descritos como clastos mm a cm en los niveles conglomeráticos de las calcarenitas de la Unidad Gran Mangle así como en los niveles de conglomerados de la Unidad de Monte Cristi descrita a continuación.



Fig. 23: Unidad Gran Mangle - Intercalación concordante de mega brecha con clastos o elementos volcánicos verdosos (riodacitas porfíricas, pórfidos, basaltos con poca mineralización de óxidos de Cu, andesitas porfíricas y chert rojizo

Punto 06PU9735 Lat.: 19°82757 / Long.: -71°33812



Fig. 24: Unidad Gran Mangle - Detalle del un bloque semimétrico de chert verdoso en el sector Estero Balsa – El Copey.

Punto 06PU9244 Lat.: 19°81063 / Long.: -71°27964

# de estudio punto	Atribución de edad	Determinación en laminas delgadas
06PU9697	Evento de fusión a 91 MA y edades de otro evento magmático de 122 MA.	Riolita / plagiuriolita porfídica – (Flujo Riolítico Porfídico)
punto 06PU9735 A	Sin minerales favorables	Basalto con plagioclasa, orto y clinopyroxeno microporfídico.
punto 06PU9735B	Sin minerales favorables	Toba cristal vítrea andesítica o arenisca tufácea de grano fino
punto 06PU9735C	Sin minerales favorables	Andesita con plagioclasa y hornblenda porfídica (Flujo andesítico porfídico)
punto 06PU9735D	Sin minerales favorables	Micro brecha basáltica monomíctica espilitizada

Fig. 25: Unidad Gran Mangle - Resumen de las litologías observadas en las brechas vulcano clásticas.

La muestra punto 06PU9697 cuya descripción y datación se detalla a continuación (Fig. 25 a Fig. 27) fue colectada en cantos sueltos.

La riolita 5975IIIPU9697 ha proporcionado dos edades por el método de U-Pb en zircones. Tres fracciones de xenocristales dan una edad promedio $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $122,7 \pm 0,3$ Ma y dos fracciones de zircón magmático primario dan lugar a una edad promedio $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $90,9 \pm 0,5$ Ma. Probablemente, el evento de 122 Ma registra en zircones heredados el magmatismo de arco Cretácico Inferior, análogo al de la Formación Los Ranchos, y el evento de 91 Ma da cuenta de la edad de enfriamiento de los magmas félsicos.

Las secciones de dos muestras de tobas cristal-líticas gradadas (PU9735B) y de riolitas y plagiuriolitas porfídicas están ilustradas en la Fig. 28



Fig. 26: Unidad Gran Mangle - Detalle del bloque angulosos de riolita verdosa cloríticas con alto % de cuarzo riolíticos mm y feldespatos blancos mm

muestra punto 06PU9697 Lat.: $19^{\circ}82236$ / Long.: $-71^{\circ}31518$

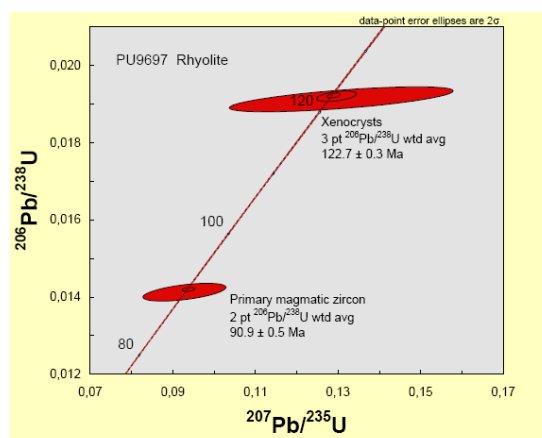


Fig. 27: Unidad Gran Mangle - Diagrama de datación por el método U / Pb de La muestra punto 06PU9697

muestra punto 06PU9697 Lat.: $19^{\circ}82236$ / Long.: $-71^{\circ}31518$

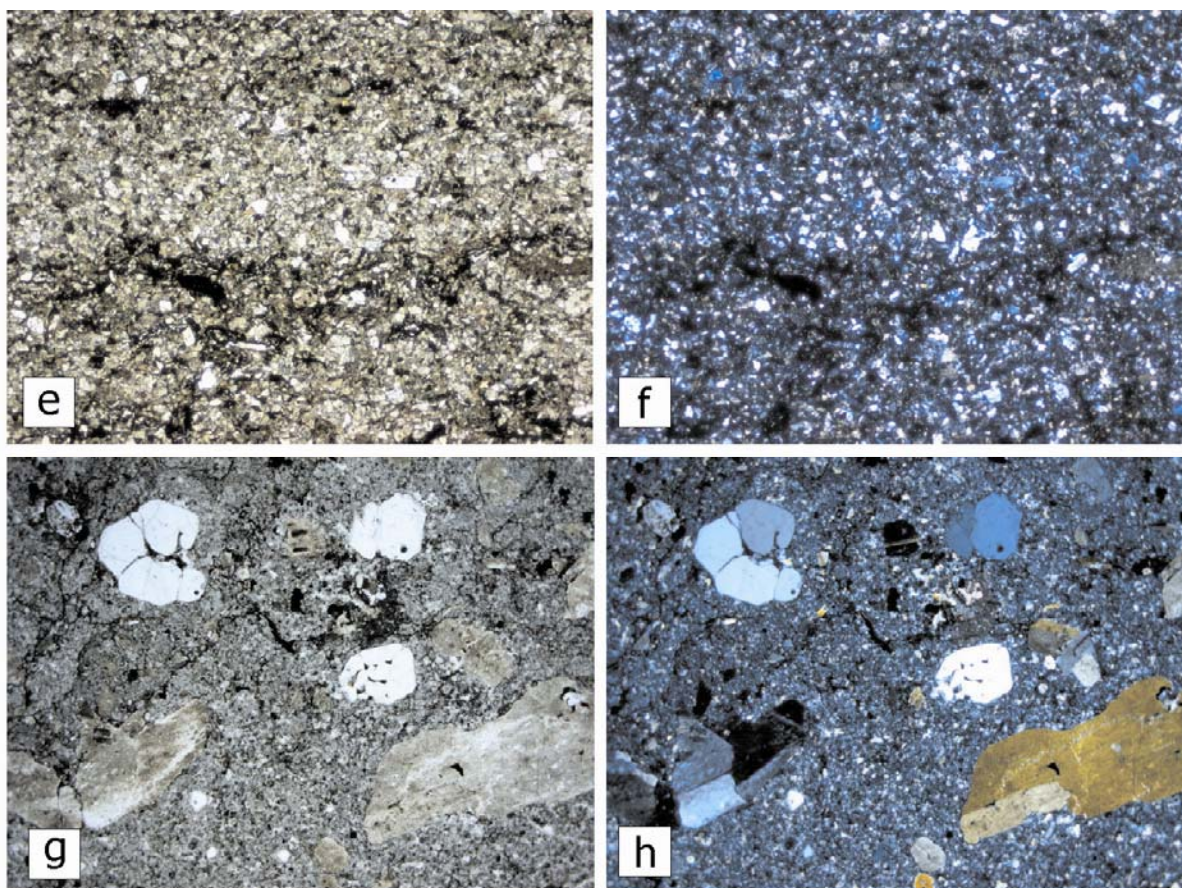


Fig. 28: Fotos de las secciones de rocas volcánicas en luz natural (LN) y luz polarizadas (LP)

(e) (PU9735B) Tobas cristal-líticas gradadas, LN y (f) LP

(g) (PU9697) Riolitas y plagioclitas porfídicas, LN y (h) LP

2.1.4 Formación Villa Trina (Mioceno Superior a Plioceno basal)

2.1.4.1 Generalidades

La Fm Villa Trina unidad es descrita por primera vez por Vaughan et al. (1921), como una serie de materiales fundamentalmente margosos, con intercalaciones de calcarenitas bioclásticas, coronados por una sucesión de calizas masivas que muestran un relieve kárstico maduro tropical muy bien desarrollado en el área de José Contreras (Hoja de Salcedo). Esta denominación la siguen los autores posteriores, como Eberle et al., (1982), Bourgeois et al. (1983) y de Zoeten y Mann (1991, 1999). Por su parte, Calais et al., (1992) describen materiales de características similares y edad equivalente al noroeste de Navarrete (Hoja de Esperanza), denominándolos serie de Barrero, aunque ponen de manifiesto que presentan niveles de yeso y muestran en general un carácter más detrítico, por lo que ellos mismos definen una nueva unidad, aunque su correlacionan con la Fm Villa Trina es inequívoca.

Las unidades litoestratigráficas pertenecientes al intervalo Mioceno superior-Plioceno que se han descrito en la Cordillera Septentrional han sido la Fm Villa Trina, y la Unidad Los Haitises. Ambas se han desarrollado en ambientes de sedimentación marina y costera, con sedimentos depositados en un abanico de medios costeros y marinos. Todas ellas se relacionan tanto de forma lateral como verticalmente durante gran parte del Mioceno superior y Plioceno inferior. A pesar de ser unidades con una gran extensión cartográfica, algunos detalles sobre la evolución paleogeográfica, la relaciones verticales entre las dos formaciones y parte de su significado sedimentario, permanece como hipótesis de trabajo. Esto es principalmente debido a limitaciones de observación y a la acción de la tectónica de desgarre, que con toda seguridad ha modificado y desplazado el escenario original donde estas formaciones se desarrollaron, encontrándose a una cierta distancia de su zona de depósito y dificultando su correlación.

2.1.4.2 Descripción en el marco de la hoja.

La Formación Villa Trina aflora en la parte nororiental de la hoja únicamente en la parte correspondiendo al bloque de la Cordillera Septentrional. No se observa al Sur de la traza de la Falla de Frente de Montaña que corresponde al ramo norte de la falla Septentrional que separa los dos dominios en esta parte de la Isla.

Se distinguen el miembro inferior margoso poco representado y el miembro superior de calizas micríticas coralinas más representado. Se considera como discordante encima de la Unidad Gran Mangle por la presencia de brechas en la base de unos niveles de calizas tal como su disposición tabular poco undulada encima de la Unidad Gran Mangle plegada. El espesor es variable y puede ser estimada a 50m máximo. A techo no se observa depósitos cuaternarios salvo unos rellenos de arcillas de descalcificación rojizos en muy escasas dolinas no cartografiables de la superficie carstificada.

2.1.4.2.1 Formación Villa Trina miembro inferior: Margas laminadas con foraminíferos planctónicos con intercalaciones de calcilutitas (11).

Debido al relieve y la vegetación este miembro aflora poco salvo en unos zanjones de arroyos en la esquina Noreste de la hoja entre la loma El Balatal al norte y la Loma el Guanillo Al Sur. Ocupa solamente 0.5km². Se presenta en alternancias decimétricas de lutitas marrón a caqui y niveles (5cm) mas consolidados de margas beige amarillentas

Estas margas laminadas afloran en el flanco sur de un eje anticlinal de la unidad Grand Mangle (Calcarencias) el contacto siendo no visible. La potencia deducida oscila entre 10 y 50m. La presentación del Miembro superior en mesetas tabulares horizontales al Sur (Loma

del Guanillo) permite suponer un contacto discordante de la Formación con la Unidad Grand Mangle y una fase plicativa de esta ante Mioceno superior.

2.1.4.2.2 Formación Villa Trina - los Haitises: Calizas micríticas blancos crema a grises con esporádicos parches arrecifales (12).

El miembro Los Haitises (antiguamente La Piedra) aflora en la parte Nororiental de la Hoja donde ocupa 6.5 Km² o 1.3% de la superficie de la hoja. Forma mesetas tabulares horizontales e inclinadas u ocupa las cumbres de los relieves en crestones alargados ESE-ONO. La vegetación es muy tupida constituida de bosque espinoso y cactáceo.

La litología observada son calizas micríticas masivas blancas a crema o rosado muy carstificadas (Fig. 29) Son brechosas con un alto contenido de cantos coralinos (Fig. 30 & Fig. 31). Localmente se observan cantos blandos polidecimétricos de lutitas naranjas (Fig. 32). Se presentan en capas métricas a polimétricas mal definidas frecuentemente en superficies estructurales horizontales o inclinadas.

En la zona entre Estero Balsa y Copey se presenta diferenciaciones de calizas micríticas mas tableadas de grano fino lutítico (Fig. 33) con alteración càrstica en lapiaz con en la base brechas monomícticas de las calizas ante descritas en una matriz de margas gris blanquecinas Fig. 34)



Fig. 29: Formación Villa Trina Aspecto despedazado de las calizas carstificadas



Fig. 30: Formación Villa Trina - Corales coloniales en las calizas

punto 06PU9717 Lat.: 19°79547 / Long.: -71°28585

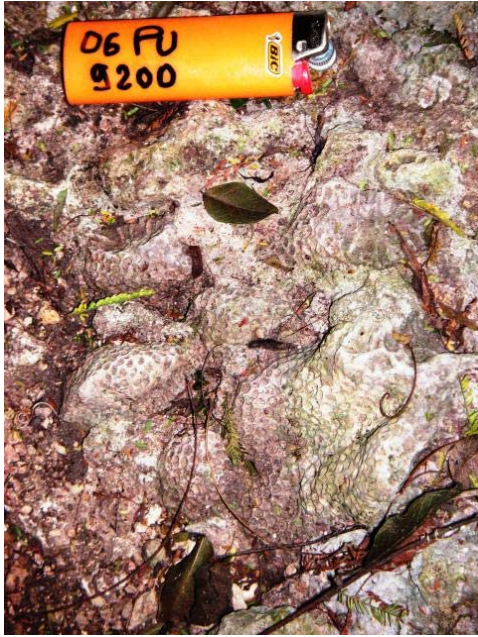


Fig. 31: Formación Villa Trina Corales coloniales en las calizas

punto 06PU9716 Lat.: 19°79595 / Long.: -71°28551



Fig. 32: Formación Villa Trina Calizas brechoides con cantos blandos de lutitas

punto 06PU9200 Lat.: 19°78488 / Long.: -71°26466



Fig. 33: Formación Villa Trina - calizas micríticas tableadas de grano fino lutítico con alteración càrstica

punto 06PU9238 Lat.: 19°81345 / Long.: 71°2741

punto 06PU9200 Lat.: 19°78488 / Long.: -71°26466



Fig. 34: Formación Villa Trina - Brecha monomíctica con clastos angulosos de calizas micríticas gris beige intercaladas en margas blanquecinas

punto 06PU9236 Lat.: 19°81282 / Long.: 71°27191

Los resultados de las dataciones realizadas en esta unidad se detallan en la figura (Fig. 35) a continuación

# de estudio punto	Tipo de muestras	Atribución de edad	Fauna	Condiciones de depósito
06PU9201 Lat.: 19°78528 / Long.: 71°26374	Levigado	Mioceno superior a Plioceno basal.	<i>Orbulina universa</i> d'ORBIGNY <i>Orbulina bilobata</i> (d'ORBIGNY) <i>Globorotalia menardii</i> « A » BOLLI <i>Globorotalia</i> cf. <i>menardii</i> « B » BOLLI <i>Neogloboquadrina acostaensis</i> (BLOW) <i>Sphaeroidinellopsis seminulus</i> (SCHWAGER) <i>Hastigerina siphonifera</i> (d'ORBIGNY) <i>Hastigerina pelagica</i> (d'ORBIGNY) <i>Cibicoides</i> sp. Nodosariidae	Marino, batial)
punto 06PU9239 Lat.: 19°81324 / Long.: 71°27673	Lamina delgada	Mioceno a Plioceno basal.	<i>Globigerina</i> spp. <i>Globigerinoides</i> cf. <i>ruber</i> (d'ORBIGNY) <i>Globigerinoides</i> cf. <i>trilobus</i> (REUSS) <i>Globoquadrina</i> cf. <i>altispira</i> (CUSHMAN & JARVIS) ? <i>Globorotalia</i> cf. gr. <i>menardii</i> (PARKER, JONES & BRADY) ? <i>Cibicoides</i> ? sp. <i>Bulimina</i> sp. Nodosariidae	Facies turbidítico en medio batial

Fig. 35: Formación Villa Trina – Datos principales de micro paleontología y sedimentología.

2.2 Dominio del Valle del Cibao

2.2.1 Introducción

La Cuenca del Cibao posee unos 230 Km. de longitud y aproximadamente 30 km. de ancho. Se extiende entre la Cordillera Central y la Cordillera Septentrional, en el Norte de la República Dominicana, finalizando hacia el Este en la Bahía de Samaná y al Oeste en el Océano Atlántico. Su límite Norte está definido por la Zona de Falla Septentrional, mientras que al Sur se encuentra delimitada por la Zona de Falla de la Española y los propios materiales de la Cordillera central sobre los cuales se apoya en discordancia.

La Cuenca del Cibao configura, de forma conjunta con la Cordillera Septentrional, una gran estructura sinforme. De la geofísica se observa que la estructura esta formada por pliegues de gran radio y fallas generalmente oblicuas al valle del Cibao. Entre las provincias de Monte Cristi y Santiago de los Caballeros, la cuenca es atravesada por el Río Yaque del Norte, alimentado por cuatro afluentes (Río Gurabo, Río Cana, Río Mao y Río Amina), dejando expuestos varios centenares de metros de materiales neógenos. La potencia estimada de la serie sedimentaria son 5-6 km., integrada por las Formaciones Cercado, Gurabo y Mao, depositadas en un intervalo de tiempo de 5 a 10 MA según el autor considerado (Mioceno inferior-Pleistoceno?). De forma conjunta, estas formaciones han sido agrupadas dentro del denominado Grupo del Yaque (Erikson et al., 1998), que define una importante cuña de sedimentos, de gran continuidad lateral y geometría progradante hacia el Norte (hacia el mar). Los diferentes depósitos registran profundidades variables entre 0 m y >300 m, con una gran heterogeneidad de facies siliciclásticas, mixtas y carbonatadas, originadas en ambientes sedimentarios que van desde llanuras deltaicas a plataformas

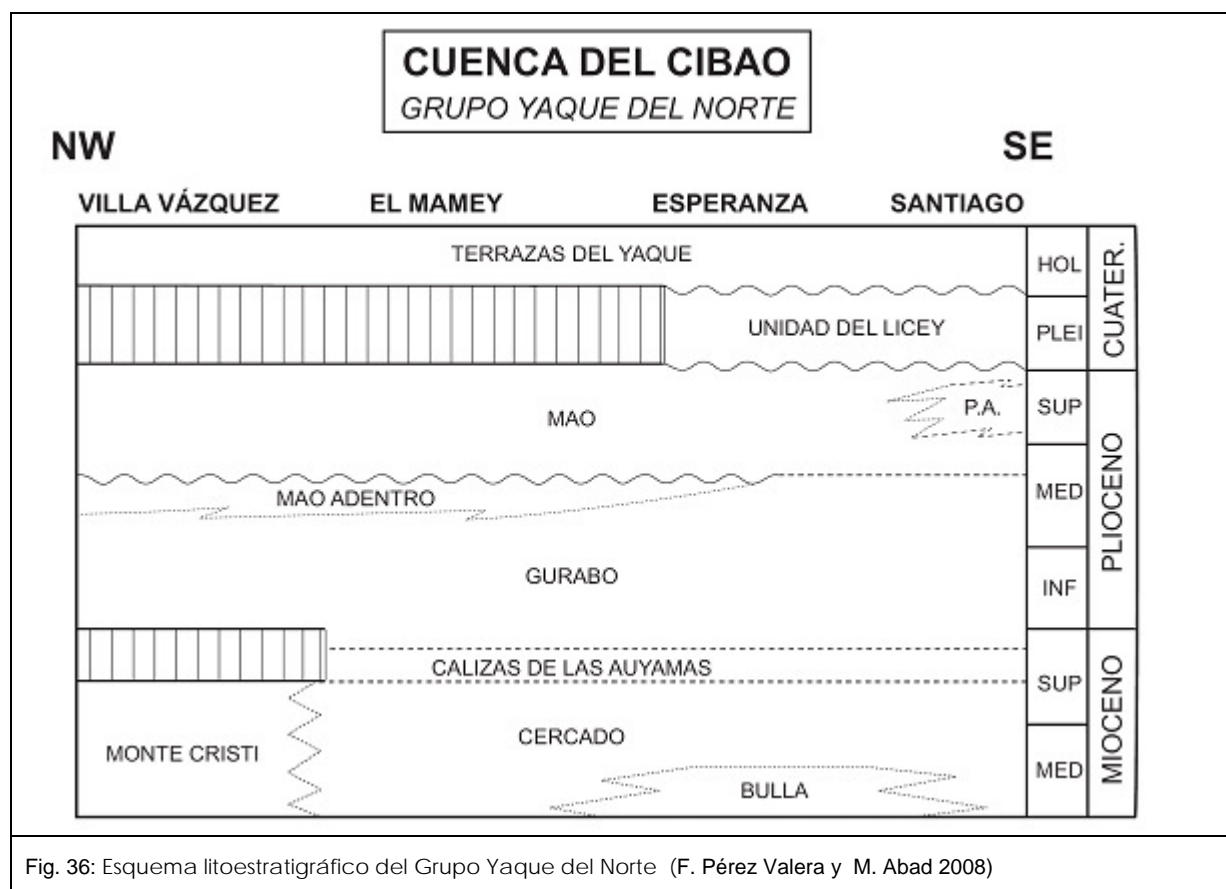
marinas o sistemas arrecifales. En conjunto, hasta el inicio de la Formación Mao, el Grupo del Yaque registra una subsidencia continuada, acompañada por un proceso transgresivo, que se registra mediante secuencias grano decreciente y de profundización, sólo interrumpidas por algunos episodios conglomeráticos y arrecifales de potencia variable (Erikson et al., 1991). Los estudios paleontológicos avalan que la profundidad de la cuenca aumenta casi constantemente durante el depósito de este Grupo, a excepción de la parte superior del mismo, donde tiene lugar la somerización brusca de la cuenca (colmatación y retirada del mar) antes de su exposición subárea. Particular a la presente hoja se ha descrito un miembro informal de calizas arcillosas con corales a techo de la Formación Mao que corresponde a la somerización final de la cuenca de Cibao (Miembro de las calizas de Palo Amarillo)

Aunque existen numerosos trabajos destinados a estudiar aspectos parciales de la Cuenca del Cibao, son muy escasos los estudios donde se analice su evolución en conjunto. Un análisis integrado y estratigráfico completo puede ser encontrado en Erikson et al. (1998). En este último trabajo se analiza la historia sedimentaria de la cuenca y se relaciona con la formación y evolución de las Cordilleras Central y Septentrional. Los dos estudios bio/cronoestratigráficos más completos (Saunders et al., 1986; Volkes, 1989) poseen diferencias importantes en los modelos de edades propuestos. Recientemente, el trabajo de varios grupos de investigación norte-americanos han permitido ajustar de forma mucho más precisa las edades de las formaciones del Grupo del Yaque, principalmente en base a dataciones isotópica en corales y asociaciones de foraminíferos planctónicos (p.e. Maier et al., 2007; Lutz et al., 2008; Denniston et al., 2008)

2.2.2 Estratigrafía y Sedimentología del Grupo Yaque

El Grupo Yaque está constituido, de muro a techo, por el Conglomerado Bulla, la Formación Cercado, la Formación Gurabo y la Formación Mao (Fig. 36), que abarcan una edad del Mioceno medio superior al Plioceno (p.e. Palmer, 1979; Evans, 1986; Sanders et al., 1986, Dolan et al., 1991). Existe debate aún si el techo de la Formación Mao llega a alcanzar el Pleistoceno. A su vez, en la base de la Formación Cercado se ha definido una unidad conglomerática, denominada Conglomerado Bulla, y entre las formaciones de Cercado y Gurabo, así como entre las formaciones de Gurabo y de Mao, se han descrito sendas transiciones sedimentarias constituidas por calizas arrecifales. Estas calizas han sido agrupadas dentro de las unidades llamadas Calizas de las Ahuyamas y de Mao Adentro, respectivamente (Ardèvol, 2004). En nuestra opinión, estas unidades, por su potencia y afinidad ambiental, deberían ser consideradas como miembros de la Formación Cercado y

Formación Gurabo que definen transiciones a otros ambientes sedimentarios por cambios en la batimetría y/o en las condiciones paleo ecológicas del medio de sedimentación.



A continuación se describen las formaciones del dominio propias a la hoja de Villa Vázquez, con la cronología y la equivalencia siguientes:

- **Unidad de Monte Cristi equivalente Fm Cercado** (Mioceno medio - Mioceno superior)
- **Unidad del Morro - equivalente de la Formación Gurabo inferior a medio** (Mioceno Superior - Plioceno Inferior).
- **Calizas de Mao Adentro - miembro superior de la Formación Gurabo - Plioceno inferior a medio**
- **Formación Mao**, reducida al miembro superior de la formación anteriormente definida

2.2.3 Unidad de Monte Cristi equivalente Fm Cercado (Mioceno medio-Mioceno superior)

2.2.3.1 Generalidades

Esta unidad fue definida en las hojas vecinas de Pepillo Salcedo y Monte Cristi durante el proyecto K anterior. Los materiales pertenecientes a esta unidad habían sido incluidos por

Zoeten et al. (1991), en su cartografía, como pertenecientes a la Formación Las Lavas, con la que presenta netas diferencias tanto litológicas y faciales como de edad.

Eberle y Mollat (1991) cartografían estos materiales como pertenecientes a su unidad "Tmis-TpID", a la que atribuyen una edad Mioceno superior-Plioceno en facies deltaicas. Calais *et al.* (1992), Zoeten y Mann (1999) la incluyen en su "Serie de Villa Vázquez", en realidad un conjunto heterogéneo de varias unidades lito-estratigráficas, las cuales pertenecen en realidad al dominio estratigráfico del Valle del Cibao equivalente a las formaciones conocidas de Formación Cercado, Formación Gurabo y Formación Mao. definidas en el contexto de la plataforma meridional del Cibao. En la parte septentrional del Valle del Cibao la actuación y la evolución espacial de la zona de Falla Septentrional contemporánea de la sedimentación dichas formaciones conducen a litologías y condiciones de sedimentaciones diferentes tal como de cuenca, profunda, de talud y en contexto sintectónico.

2.2.3.2 Descripción en el marco de la hoja

La Unidad de Monte Cristi está representada únicamente al Sur de la MFFZ (Mountain Front Fault Zone) que limita al Norte el dominio tectoestratigráfico del Valle del Cibao. Ocupa 70Km² correspondiendo a 14% de la superficie de la hoja. Tal como aparece en la cartografía, la Unidad se dispone en el ramo de fallas mayores que por sus trazas subrayan la evolución de la Falla Septentrional desde su trazado en el corredor de la MFFZ al Norte hasta el rasgo activo actual SFZ (Septentrional Fault Zone) ubicada al Sur de la ciudad de Villa Vázquez. Este ramo esta constituido por la Falla de Monte Cristi (MCFZ) y la Falla de Villa Vázquez (VVFZ). De la asociación de esta unidad con el contexto de evolución de la zona de falla Septentrional resultan contexto de sedimentación específicos con acumulación de una alta espesor de facies turbidíticos, en zonas muy inestable con figuras sintectónicas muy relevantes.

Este contexto sintectónico y las facies sedimentológicas resultantes nos hace distinguir esta unidad de la Formación Cercado bien representada más al Sur de la cuenca del Cibao en las Hojas Dajabón, Martín García, San José de las Matas, Monción y Santiago. En estas La formación Cercado corresponde a depósitos deltaicos o proximales con alta influencia marina a techo. Sin embargo las edades miocenas y la litología nos permiten considerar la unidad como un equivalente lateral de La Fm Cercado.

La unidad tiene una potencia mínima de unos 3.000 m, no siendo visible su muro. Los afloramientos, siempre incompletos, son en general mediocres y no permiten observar mas allá de unos 20-30 m de

serie continua. Son además muy meteorizados.

Se ha dividido esta unidad en dos miembros inferior y superior debido a la firma muy peculiar que presenta el miembro inferior de punto de vista magnético y geomorfológico. Esta distinción se confirma litológicamente en las observaciones de campo

2.2.3.2.1 Unidad de Monte Cristi - Miembro inferior equivalente Fm Cercado: Grauvacas y limolitas en facies turbidítica (4)

Este Miembro es individualizado por su firma muy peculiar en la cartografía del magnetismo (Fig. 37) así como en su fisiografía (Fig. 38). Se dispone en la parte medio occidental de la hoja y esta limitado al norte por la Falla de Villa Vázquez en un contraste magnético muy fuerte con la Unidad del Morro. El magnetismo alto de esta unidad corresponde a presencia de minerales detríticos magnéticos que pueden resultar de la erosión de los gabros, tonalitas y basaltos magnéticos del batolito de Loma de Cabrera ubicado a 30km al SE en la Hoja de Dajabón o de los basaltos de la unidad del Cacheal ubicada a 10km mas al norte en la hoja Cacao.

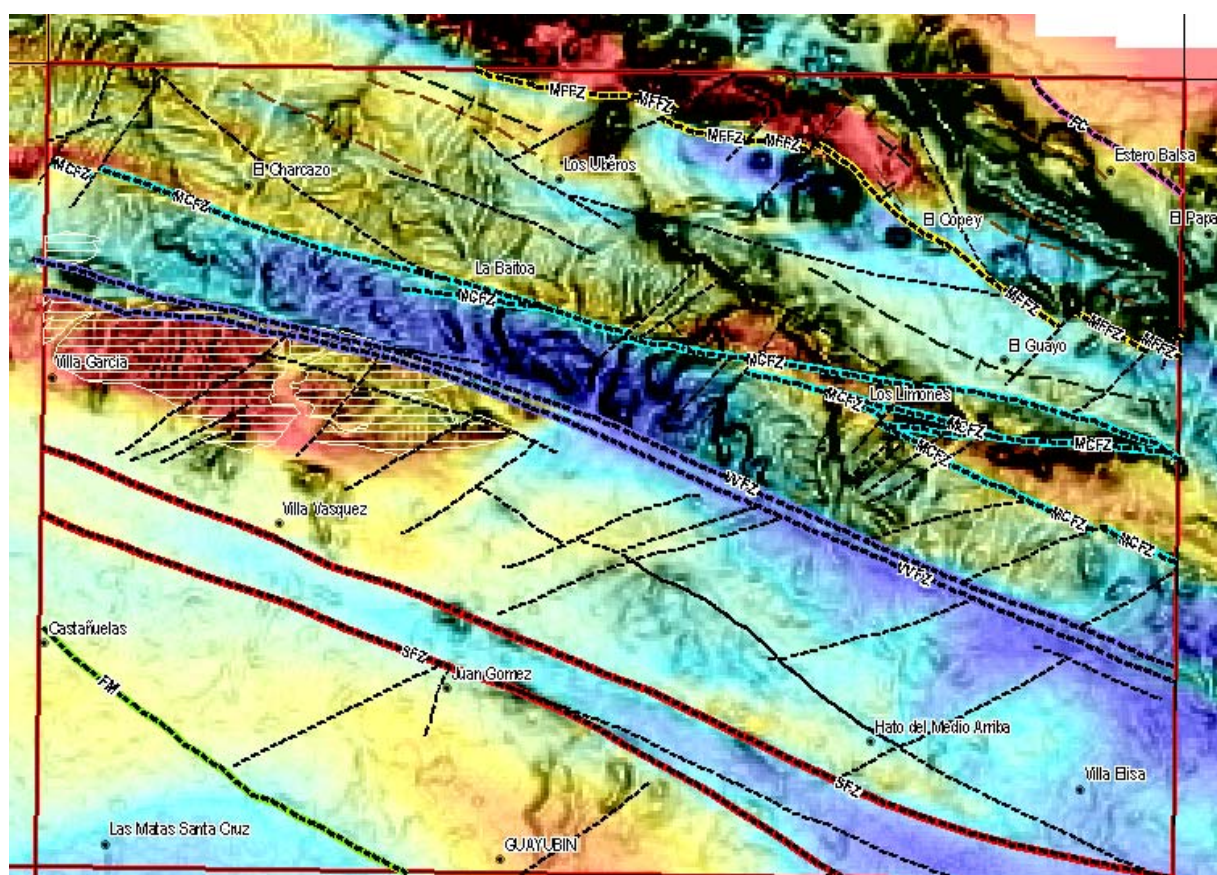


Fig. 37: Unidad de Monte Cristi - Cartografía esquemática del miembro inferior (rayado blanco) y de sus relaciones con la Falla de Villa Vázquez (VVFZ) con la anomalía del magnetismo reducido al polo - fondo del talud deducido del modelo numérico de terreno (SRTM)

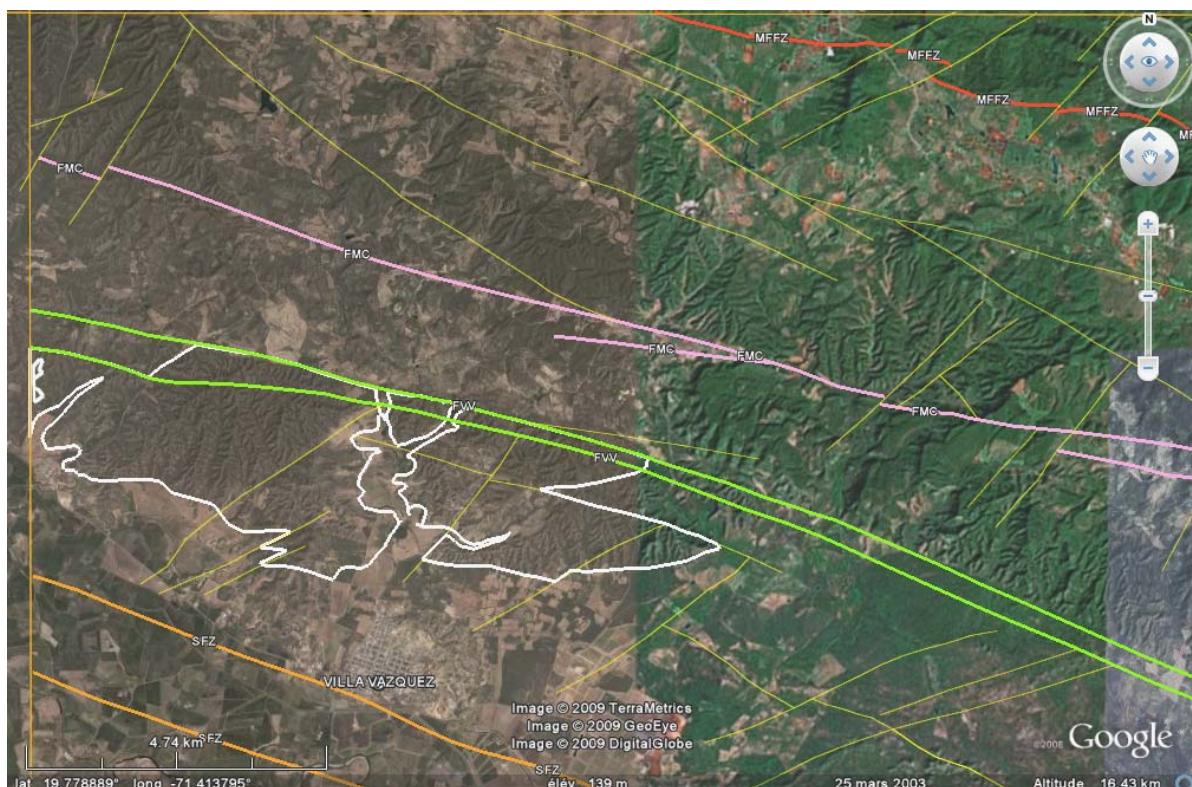


Fig. 38: Unidad de Monte Cristi - Cartografía esquemática en Google Earth de la geomorfología del miembro inferior (blanco) y de sus relaciones con la Falla de Villa Vázquez (VVFZ) en el contexto estructural de la parte noroeste de la hoja;

Este miembro se presenta en lomas bien marcadas de poca elevación 40m con una red hidrográfica esporádica bien marcada. El relieve es de tipo “bad lands” y la vegetación compuesta de bosque espinoso poco denso.

La litología dominante de este miembro son grauvacas de grano medio a fino alternando con limolitas. El color gris claro a caqui se meteoriza en beige marrón a ocre. Se presentan en alternancias repetitivas de niveles métricos a decimétricos de areniscas feldespáticas de grano medio a fino (Fig. 39 & Fig. 40) poco carbonatadas; Son localmente laminadas con minerales negros magnéticos (Fig. 41) Los ciclos son grano decrecientes. Estos niveles se intercalan con limolitas o arcillas poco carbonatadas. Se observa a menudo, niveles cm de yeso a techo de unas secuencias (Fig. 42) tal como el indicio señalado en la Hoja de Pepillo Salcedo (Presa de Jaiqui) donde se encuentra concentrado en cantidad importante por la Zona de Falla de Monte Cristi 10km mas al ONO. La base de esta unidad no se observa y el contacto con la unidad superior es erosivo.

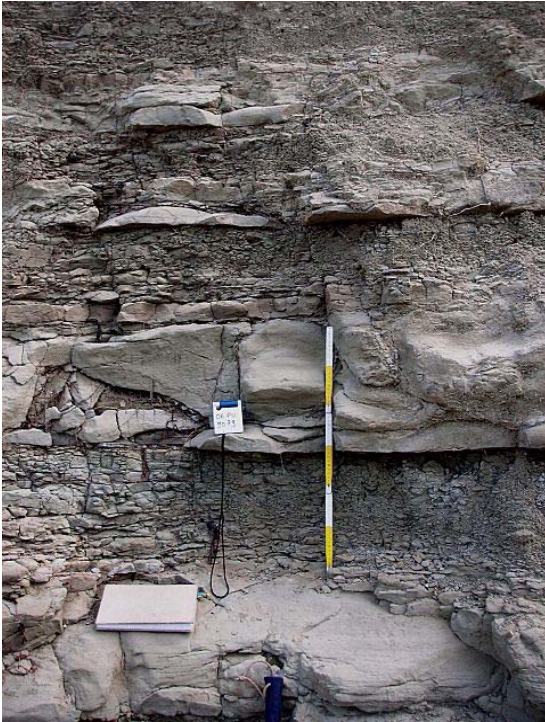


Fig. 39: Unidad de Monte Cristi – miembro inferior - Aspecto de la alternancias de las grauvascas y limolitas.

Punto 06PU9079 Lat.: 19°7626 / Long.: 71°4476.



Fig. 40: Unidad de Monte Cristi - miembro inferior – Detalle del aspecto de la alternancias de las grauvascas y limolitas.

Punto 06PU9079 Lat.: 19°7626 / Long.: 71°4476.

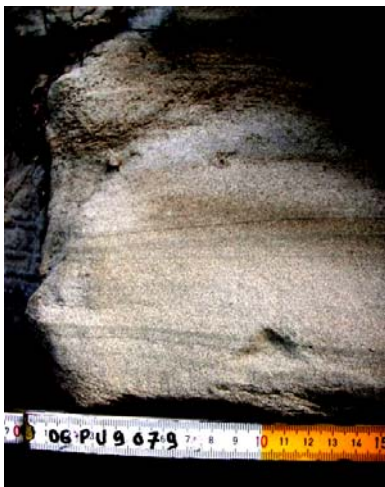


Fig. 41: Unidad de Monte Cristi - miembro inferior - Detalle de los niveles de minerales negros magnéticos en las grauvascas.

Punto 06PU9079 Lat.: 19°7626 / Long.: 71°4476.



Fig. 42: Unidad de Monte Cristi - miembro inferior - detalle de los niveles centimétricos de yeso.

Punto 06PU9079 Lat.: 19°7626 / Long.: 71°4476.

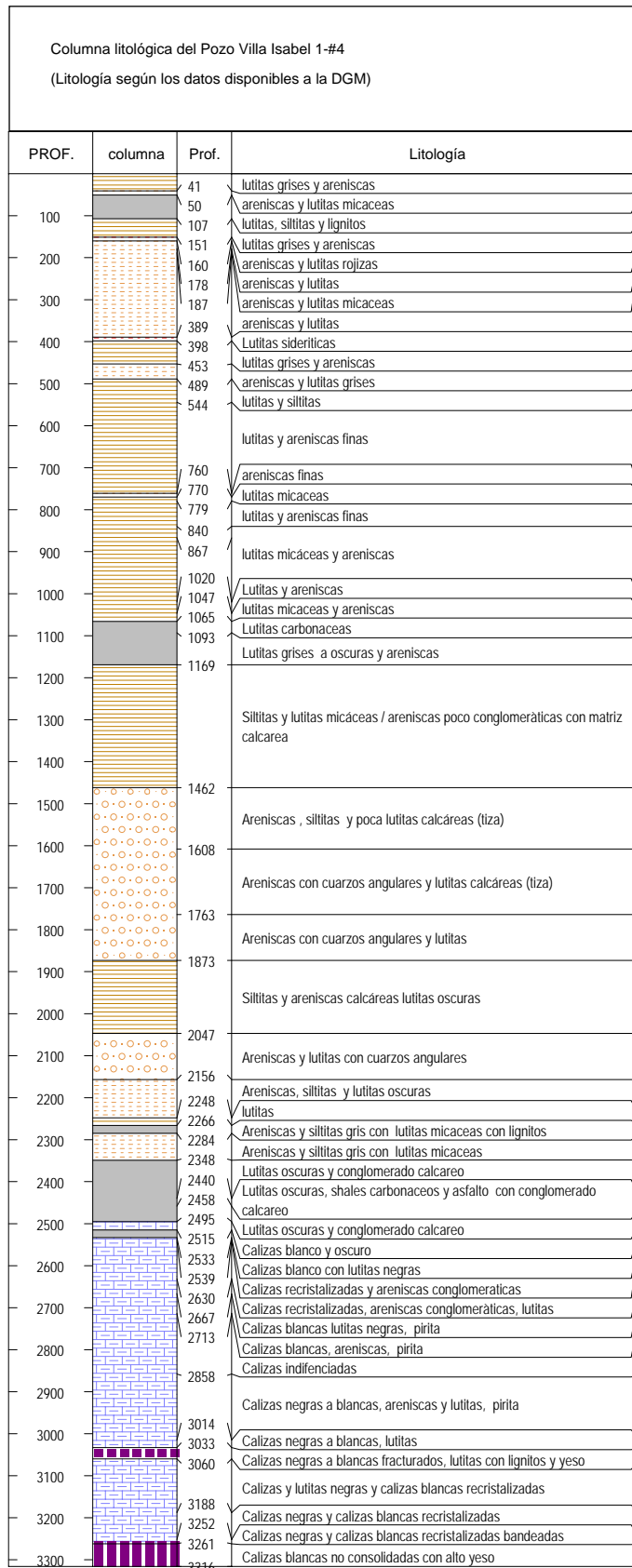


Fig. 43: Unidad de Monte Cristi - sección litológica simplificada del Pozo Villa Isabel 1-#4.

La meteorización fuerte de los afloramientos en la zona de exposición de la unidad no permitieron un muestreo de facies de levigados por datación por micro fauna así, para este miembro inferior se supone una edad Mioceno medio-Mioceno superior deducida de las hojas vecinas de Monte Cristi y Pepillo Salcedo y coherente con la edad Mioceno superior final entregada por una datación del miembro superior de la Unidad de Monte Cristi.

La potencia de este miembro se considera como superior a 2400m por los datos del Pozo Isabel (Pozo Villa Isabel 1-#4) perforado en la zona de Villa Vázquez en los años sesenta. Los datos disponibles figuran en el corte de la Fig. 43.

En los datos litológicos disponibles de este pozo, se atribuye toda la serie perforada a la Formación Mao. La definición de la geología regional de la formación es ahora más conocida y esta atribución no nos parece adecuada.

La presencia de niveles conglomeráticos y lignitosos permiten atribuir estas litologías a la Unidad de Monte Cristi de 0 hasta 2500m.

Las calizas infrayacentes (2500-3316m) corresponderían a otra unidad más antigua no aflorante en la hoja. De la descripción disponible podrían corresponder a las calizas eocenas de la Formación Magua presente en superficie en la hoja Dajabón al SE.

2.2.3.2.2 *Unidad de Monte Cristi - Miembro superior equivalente Fm Cercado: Alternancias de conglomerados, areniscas grauvacas calcáreas y margas en facies turbidíticas con estructuras de deformación sinsedimentaria (5)*

Este miembro aflora en la parte Noroeste y central de la hoja para ocupar 58 Km² (12% de la superficie de la Hoja). Sus límites están controlados por las fallas principales (Falla de Villa Vázquez, Falla de Monte Cristi) y sus fallas conjugadas. Aflora en una franja bordeando el miembro inferior al sur de la Falla de Villa Vázquez. La topografía correspondiente son lomas suaves con arroyos fuertemente encajonados en barrancas verticales de hasta 50m (Fig. 44 y Fig. 45).

El miembro presenta litologías muy diversas que se organizan en secuencias granos decrecientes de areniscas conglomeráticas, areniscas gruesas a medias de color gris, areniscas finas lutitas y margas.

Las arenas se organizan en bancos tabulares de potencia métrica a decimétrica que pueden aparecer amalgamados o separados por nivelitos de arenas finas y limos (Fig. 46 y Fig. 47). Hacia la base de la unidad son frecuentes los depósitos conglomeráticos, masivos, con geometría lenticular y base erosiva (Fig. 48 y Fig. 49).

Los cantos de estos conglomerados son sub-angulosos a redondeados según sus litologías respectivas. La composición es diversa. Predominan los cantos de tamaño centimétrico sub-angulosos de chert verdosos. Los cantos redondeados son de origen ígneo principalmente de tonalitas de grano grueso (Fig. 50 y Fig. 51). Se observan frecuentemente cantos blandos de lutitas y margas generalmente de tamaño decimétrico hasta métrico localmente (Fig. 59). Estos presentan estructuras de doblamiento.

La litología de los clastos puede indicar una doble procedencia de los mismos. Si la presencia de las tonalitas, gabros, en cantos redondos indican un origen de la Cordillera Central. Los cantos subangulosos de chert verdosos muy frecuente (Fig. 52 y Fig. 53) podrían indicar una procedencia más proximal (10km). La muestra punto 06PU9634 ubicada en la base del miembro estudiada en lamina delgada es determinada como feldsparenita en facies de turbidita proximal (epibatial parte superior del talud o circalitoral) con granos de angulosos de feldespatos y fragmentos muy abundante de lava microlítica. La área fuente de estos depósitos podría ubicarse en los niveles volcanoclásticos identificados en la

formación El Cacheal que existe mas al Noreste en la hojas vecinas de Cacao y Monte Cristi. Estos clastos de chert y volcanitas existen también en lentejones en la calcareniscas de la Unidad Grand Mangle ya descrita.

Al contrario en la parte Sur de la zona de exposición de la unidad en la cercanías de Villa Vázquez se observa las secuencias areno conglomeráticas con cantos exclusivamente redondeados de procedencia de la cordillera central con cantos redondos muy polimicticos con cantos de chert, metabasaltos y intrusivos y cantos de calizas micríticas y coralinas, (Fig. 54) . Estas facies son muy similares a las facies conocidas de la Formación Cercado en las hojas de Martín García, Mao y San José de las Matas. Los cantos de calizas podrían corresponder a elementos erosionados de la Calizas eocenos de La Fm Magua infrayacentes evocados en el capitulo anterior.

Los paquetes de arenas muestran gradación positiva y suelen iniciarse con una superficie erosiva, tapizada por arenas conglomeráticas con cantos blandos, que pasan hacia arriba a arenas medias, laminadas, finalizando en limos, margas y lutitas con restos carbonosos (Fig. 56 y Fig. 57). Estos depósitos de arenas micro conglomeráticas y conglomerados se han interpretado como flujos gravitacionales de alta densidad y baja cohesividad en el informe estratigráfico y sedimentológico en anexo a esta memoria por las dos columnas realizadas (5975-III-01 y 5975-III-02) en este miembro.

Son muy frecuentes las estructuras de deformación sinsedimentaria (estructuras de carga y de escape de fluidos), de grandes dimensiones en ocasiones, que parecen evidenciar tasas de sedimentación muy altas y /o una tectónica especialmente activa en el momento de la formación de estas facies (Fig. 55). También son muy frecuentes las estructuras de slumps en las intercalaciones de lutitas y margas a techo de las secuencias (Fig. 45, Fig. 56 y Fig. 57). La frecuencia de estos fenómenos indicaría la actividad de la serie de falla principales (MFFZ y MCFZ y VVFZ) al mínimo durante la sedimentación de esta unidad.

A techo de esta unidad, anunciando la Unidad siguiente, aparecen niveles métricos a decamétricos bioclasticos conglomeráticos con restos centimétricos a decimétricos de bivalvos, corales y moluscos (Fig. 60, Fig. 61 y Fig. 62). Estos niveles se intercalan en la secuencias turbidíticas ya descritas y están sobre yacidos por secuencias arenoso-conglomeráticas

Así que se puede considerar el contacto superior de la unidad como sedimentario. Este indica un cambio a un medio de sedimentación mas marino con desaparición de las facies

arenosos conglomeráticos dejando espacio a una sedimentación carbonatada más marina. La aparición de fauna marina somera (corales, ostreidos, pectínidos, etc.) en los bancos de arenas y conglomerados puede asociarse a la acción erosiva de tormentas y huracanes sobre los sistemas arrecifales y otros depósitos costeros en las zonas litorales. De forma simultánea a este descenso del nivel del mar, tuvo lugar la llegada de los depósitos de brechas de corales, muy desorganizadas, que pueden interpretarse como flujos gravitacionales que rellenan cañones submarinos.

Otra interpretación posible de las facies de las brechas coralinas es la existencia de eventos de alta energía (huracanes, tsunamis) que erosionasen grandes volúmenes de sedimentos en la costa y los transportaran hacia la cuenca a través del talud arrecifal, erosionándolo.



Fig. 44: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Vista de la orilla izquierda del Arroyo Barranca Blanca con los flujos turbidíticos del miembro superior.

punto 06PU9345 Lat.: 19°72678 / Long.: 71°31082.



Fig. 45: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Orilla derecha del Arroyo Barranca Blanca con las sucesiones de secuencias areno lutíticas y las figuras de Slumps turbidíticos.

punto 06PU9373 Lat.: 19°74743 / Long.: -71°30485.



Fig. 46: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Presentación común de los niveles de las areniscas conglomeráticas en lentes elipsoides métricas.

punto 06PU9488 Lat.: 19°79474 / Long.: -71°40745.



Fig. 47: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Areniscas finas a conglomeráticas bien clasificadas en secuencias repetitivas con base conglomeráticas evolucionando a areniscas de grano medio y lutitas y margas. (punto de muestreo de levigado al martillo)

punto 06PU9312 Lat.: 19°8162 / Long.: -71°4537



Fig. 48: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Niveles de areniscas calcáreas de grano grueso amalgamados o separados por nivelitos de arenas finas y limos

punto 06PU9339 Lat.: 19°7345 / Long.: -71°30698



Fig. 49: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Secuencia erosiva de areniscas de grano grueso a microconglomeráticos mal clasificado carbonatadas en la base erosionando las lutitas y siltitas de color beige de la unidad inferior.

punto 06PU9018 Lat.: 19°76401 / Long.: -71°49548



Fig. 50: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Conglomerado con cantos policm redondeados de tonalita clara, volcanitas y gabros y clastos sub angulosos de chert oscuro, conglomeráticos sub redondos a sub angulares.

punto 06PU9345 Lat.: 19°76401 / Long.: -71°3069



Fig. 51: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Areniscas masivas de grano medio y mal marcada con lentes mal definida de areniscas de grano grueso con clastos cm a mm angulosos a redondos polimicticos de cuarzo mayor y chert verdoso secundario.

punto 06PU9084 Lat.: 19°77743 / Long.: -71°44717



Fig. 52: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Conglomerado con cantos polimicticos redondeados de tonalita clara, volcanitas y gabros y clastos sub angulosos de chert oscuro, conglomeráticos sub redondos a sub angulares.

punto 06PU9339 Lat.: 19°7345 / Long.: -71°30698



Fig. 53: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Areniscas masivas de grano medio y mal marcada con lentes mal definida de areniscas de grano grueso con clastos cm a mm angulosos a redondos polimicticos de cuarzo mayor y chert verdoso secundario.

punto 06PU9487 Lat.: 19°79275 / Long.: -71°40516



Fig. 54: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - aspecto de las alternancias arenoso-conglomeráticas de la unidad superior en las cercanías de la ciudad de Villa Vázquez con cantos <20cm muy polimicticos con cantos redondos de calizas micríticas y coralinas y cantos angulosos de chert, metabasaltos y intrusivos

punto 06PU9580 Lat.: 19°73882 / Long.: -71°43344



Fig. 55: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Estructuras de deformación sinsedimentaria (estructuras de carga y de escape de fluidos) en las areniscas calcáreas con base conglomerática gradada.

punto 06PU9351 Lat.: 19°74471 / Long.: -71°30888



Fig. 56: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Estructuras de slumps en las intercalaciones de lutitas y margas

punto 06PU9354 Lat.: 19°74497 / Long.: -71°30726



Fig. 57: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Estructuras de slumps en las intercalaciones de lutitas y margas a techo de una secuencia laminada sobre yacida por una secuencia erosiva de calcarenitas laminada.

punto 06PU9356 Lat.: 19°74455 / Long.: -71°30656



Fig. 58: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Nivel de lutitas o margas estratificadas con lentes de material carbonoso sobre yacido por la base de una secuencia erosiva de areniscas calcáreas conglomeráticas

punto 06PU9351 Lat.: 19°74471 / Long.: -71°30888



Fig. 59: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Nivel brechoso turbidítico con cantos blandos dm de lutitas oscuras onduladas y plegadas y cantos alargados de lutitas gris.

Fig. 60: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Posición intercalada de la brecha arenosa coralina infrayaciendo a calcareniscas laminadas

punto 06PU9381 Lat.: 19°74511 / Long.: -71°30354

punto 06PU9368 Lat.: 19°74845 / Long.: -71°31182



Fig. 61: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Detalle de la brecha arenosa coralina a techo de la unidad superior.

Fig. 62: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Detalle de la base de la brecha arenosa coralina a techo de la unidad superior de la Unidad de Monte Cristo con cantos de corales y cantos redondos de anfíbolitas de la Cordillera Central.

Punto 06PU9368 Lat.: 19°74845 / Long.: - 71°31182.

Punto 06PU9368 Lat.: 19°74845 / Long.: - 71°31182.

Parte de los resultados de estudios de dataciones, están detallados en la Fig. 63 a continuación Estos permiten atribuir una edad Mioceno superior a este miembro.

# de estudio	Tipo de muestras	Atribución de edad	Fauna	Condiciones de depósito
punto 06PU9312 (Sector del Charcazo)	levigado	Desde el Mioceno medio (desde la biozona N9 = M16) al Plioceno inferior (PL1 = M19).	<i>Orbulina universa</i> d'ORBIGNY <i>Orbulina bilobata</i> (d'ORBIGNY) <i>Globoquadrina altispira</i> (CUSHMAN & JARVIS)	probable probablemente marino profundo, batial.
punto 06PU9512a (Sector noroccidental)	levigado	desde el Mioceno medio alto (= Langhiense pro parte) hasta el Messiniense De la biozona M16 (= N19) a la biozona M14 (= N 17)	<i>Orbulina universa</i> d'ORBIGNY <i>Orbulina suturalis</i> BRÖNNIMANN <i>Globigerinoides trilobus</i> (REUSS) <i>Orbulina suturalis</i> BRÖNNIMANN <i>Globorotalia</i> sp. <i>Globigerinoides trilobus</i> (REUSS) <i>Sphaeroidinellopsis</i> ?	batial
punto 06PU9512b Sector noroccidental)	Lamina delgada	Eoceno superior a Plioceno	<i>Globigerina</i> sp.	batial
punto 06PU9575 (Sector de Villa Vázquez)	levigado	Mioceno superior terminal o Messiniense terminal techo de la biozona N18 = base de PL1	<i>Globoquadrina altispira</i> (CUSHMAN & JARVIS) <i>Orbulina universa</i> d'ORBIGNY <i>Orbulina suturalis</i> BRÖNNIMANN <i>Orbulina bilobata</i> (d'ORBIGNY) <i>Globorotalia tumida tumida</i> (BRADY) <i>Globorotalia menardii</i> , « A » BOLLI <i>Globorotalia menardii</i> , « B » BOLLI <i>Globorotalia margaritae</i> BOLLI & BERMUDEZ <i>Neogloboquadrina acostaensis acostaensis</i> (BLOW) <i>Globigerinoides trilobus sacculifer</i> (BRADY) <i>Globigerinoides obliquus obliquus</i> BOLLI <i>Globigerinoides conglobatus</i> (BRADY) <i>Globigerinoides trilobus</i> (REUSS) <i>Hastigerina siphonifera</i> (d'ORBIGNY) <i>Hastigerina pelagica</i> (d'ORBIGNY) <i>Sphaeroidinellopsis seminula</i> (SCHWAGER) <i>Bulimina mexicana</i> (CUSHMAN)	Facies turbidítico retrabando un material de plataforma arrecifal en un medio distal (circalitoral distal a epibatial)

			<i>Uvigerina</i> sp. Nodosariidae	
06PU634	Lamina delgada	Cenozoico, del Eoceno al Neógeno	<i>Acarinina</i> ? sp. <i>Subbotina</i> ? sp. <i>Globigerina</i> ? sp.	Facies de turbidita proximal (epibatial – parte superior de la vertiente o circalitoral).

Fig. 63: Unidad de Monte Cristi - miembro superior –resumen de los datos paleontológicos y sedimentológicos.

2.2.4 Unidad del Morro - Mioceno Superior- Plioceno Inferior - equivalente Formación Gurabo (inferior a medio) (6 & 7)

2.2.4.1 Generalidades

Esta unidad del Morro fue definida en el marco del proyecto K anterior, Tal como la Unidad de Monte Cristi, había sido incluida en la “Serie de “Villa Vázquez” por Calais *et al.*(1992), y estaba cartografiada como el Miembro Pocilguita de la Formación Las Lavas por Zoeten *et al.* (1991). Aparece cartografiada únicamente en las hojas vecinas de Monte Cristi y Pepillo Salcedo.

Las observaciones de terreno, las facies y edades nos permiten asociar esta unidad a la formación Gurabo cuyas características principales están descritas a continuación.

La base de la Fm. Gurabo se ha datado en el Mioceno superior, mientras que su techo se ha situado en el Plioceno inferior (Saunders *et al.*, 1986). Estas dataciones han sido confirmados más recientemente a través del estudio de asociaciones de foraminíferos planctónicos (Lutz *et al.*, 2008), donde se le asigna a las margas de Gurabo un rango temporal de 5,9-4,5 MA (Messiniense-Plioceno inferior). La potencia de la formación Gurabo es variable, pero se estimada aproximadamente entre 300 y 400 m. Saunders *et al.* (1986) describen, para la Fm Gurabo, facies conglomeráticas y arenosas básicas, en concordancia con la Fm Cercado, seguidas de varios cientos de metros de limolitas con foraminíferos, en las que se intercalan areniscas con estratificación cruzada, colonias de corales en slumps, parches arrecifales y niveles de moluscos. Erikson *et al.* (1998) describe la base de la Fm. Gurabo como un contacto neto sobre la Fm Cercado. En su mayor parte, la Fm. Gurabo está formada por margas y limos calcáreos, con abundantes microfósiles y, en menor medida, corales solitarios, moluscos y restos de corales coloniales. En general, las facies se hacen más masivas y finas hacia el techo de la unidad.

Dentro de los trabajos desarrollados en el proyecto SYSMIN, la Fm. Gurabo se describe como una serie homogénea de margas azuladas que intercalan, en su parte superior, niveles de arenas y debris flows conglomeráticos seguidos de niveles de génesis similar,

con fragmentos de corales y otros bioclastos. La Formación Gurabo se apoya en contacto paraconforme, o con ligera discordancia cartográfica, sobre la Formación Cercado. Al Oeste de Río Gurabo Bernárdez (2004) describe una discontinuidad entre la Fm. Cercado y Gurabo.

Aunque en el grueso de la formación la macro fauna suele ser inexistente, cerca de su techo los niveles margosos contienen abundante fauna de carácter marino somero, como pectínidos, ostreidos, gasterópodos, equinodermos, algas calcáreas y fragmentos de corales. La unidad parece pasar gradualmente a las Calizas de Mao Adentro, ya que se intercalan progresivamente estratos de calizas bioclásticas en la serie margosa en secuencia estrato creciente. En la parte alta de la formación, Ardévol (2004) describe también areniscas con estratificación cruzada, así como la existencia de numerosos biohermos de corales en posición de vida y niveles de corales ramosos retrabajados. Es destacable también la mención de rizolitos y evidencias de exposición subaérea a techo de la unidad.

2.2.4.2 Descripción en el marco de la hoja

Esta unidad agrupa las alternancias de dos facies: las margas y calizas arenosas laminadas en facies turbidítica (6) y las capas de calcareniscas coralinas o /y de calizas arenosas laminadas (7).

Estas últimas se han distinguido por la relevancia que tienen unas intercalaciones más potentes en la topografía particularmente en la parte centro oriental de la zona de exposición.

La unidad del Morro ocupa 59Km² correspondiendo a 12% de la superficie de la Hoja Se extiende en un corredor ESE ONO en la parte central de la hoja . Esta limitada estrictamente por la falla de Villa Vázquez (VVFZ) al Sur y localmente por la falla de Monte Cristi (MCFZ) al Norte con unas extensiones al norte de esta falla en las zonas occidentales y orientales. El mapa del magnetismo reducido al polo se caracteriza por una depresión muy marcada entre las dos fallas VVFZ y MCFZ (Fig. 64)

De hecho, la topografía en esta unidad esta controlada por la presencia de capas de calcareniscas poco inclinados hacia el Este (10°) que forman un relieve de cuevas muy visibles en el paisaje. Los intervalos de margas se traducen en un relieve de “bad lands” con una vegetación arbustiva tupida.

El espesor y la frecuencia de las capas de calcarenitas aumentan hacia el este y llegan a formar relieves de plateau tabulares (Fig. 64)

Las margas son de color gris claro azulado. Son generalmente masivas o con laminación paralela o intercalaciones cm a dm de niveles de calcarenitas finas (Fig. 65). No presentan macro fauna.

Las calcarenitas se presentan en capas de potencia generalmente métrica con variaciones a desde el decímetro al decámetro. Los límites de capas son muy planares y nítidos. (Fig. 66 a Fig. 68). Son de color amarillento beige., Presentan laminaciones paralelas y gradación positiva, por lo general de tamaño de grano arena media a fina. A techo las calcarenitas presentan generalmente figuras laminadas unduladas de tipo "Slumps" (Fig. 69 & Fig. 70). En la base algunas capas pueden ser de arena gruesa o conglomeráticas con cantos blandos de margas o lutitas frecuentemente con clastos coralinos (Fig. 71). A dentro de estas características generales, localmente las calcarenitas de la base de la unidad pueden presentar a techo, unos niveles fósiles vegetales de tamaño centimétricos (Fig. 72).

En varios sitios los tramos margosos presentan a techo brechas con cantos margosos blandos de tamaño dm hasta métrico. Estas brechas de tipo "debris-flows" o brechas de talud están sistemáticamente sobre yacidas por niveles métricos o polimétricos de calcarenitas laminada (Fig. 73). Si la naturaleza de los cantos es únicamente margosa o lutítica, el color de los clastos varía del gris blanco a gris oscuro (Fig. 74), traduciendo una diversidad de la área fuente. Tal como en la Unidad de Monte Cristi la frecuencia de estos fenómenos indica la actividad sinsedimentaria de la serie de fallas principales (MCFZ, VVFZ) al mínimo durante la sedimentación de esta unidad.

A techo de la unidad hacia el Noreste , las intercalaciones de calizas aumentan en frecuencia y potencia hasta llegar a potencia decamétricas. Forman mesetas bien marcadas en la topografía en el sector de La Pendiente o Los Limones en un farallón de 40m de calizas muy resistente Se distingue de techo a base:

Calcarenitas coralinas muy resistente con aspecto tableado (Fig. 75) o brechoide con clastos cm a dm de corales , gasterópodos y bivalvos,

Calizas arcillosas laminadas con fragmentos cm de corales enteros esparcidos en niveles de brechas

Brecha calcárea con bloques métricos en areniscas y arenas calcáreas con bioclastos cm de corales (Fig. 76).

Cabe señalar la presencia a techo de la unidad la presencia de facies brechoide de calizas de rodolitos, en un afloramiento nombrado Piedra Generosa al 1.5km al Sureste del Pueblo

de Los Limones. Constituye una intercalación de 2m en biocalcarenitas laminadas (Fig. 77 y Fig. 78). Se presenta en una acumulación de cantos esféricos (redondeados de diámetro semi dm incluyendo bloques de chert verdosos y cantos blandos de lutitas (Fig. 79). En esta parte nororiental de la hoja los niveles de calcarenitas suelen presentar figuras muy peculiares de bioturbación a techo de los niveles (Fig. 80).

Otras características de la unidad son las formas de deformación dúctil sin a post sedimentarias de las capas ligada a la actividad tectónica en el corredor de las fallas VVFZ y MCFZ con doblamientos apretados de los niveles de calcareniscas (Fig. 81) o verticalización de unos niveles (Fig. 82). Las fallas de deformación frágil posteriores son frecuentes en toda esta serie en forma de falla normal (Fig. 83) y en forma de red de diaclases con relleno de yeso (Fig. 84)

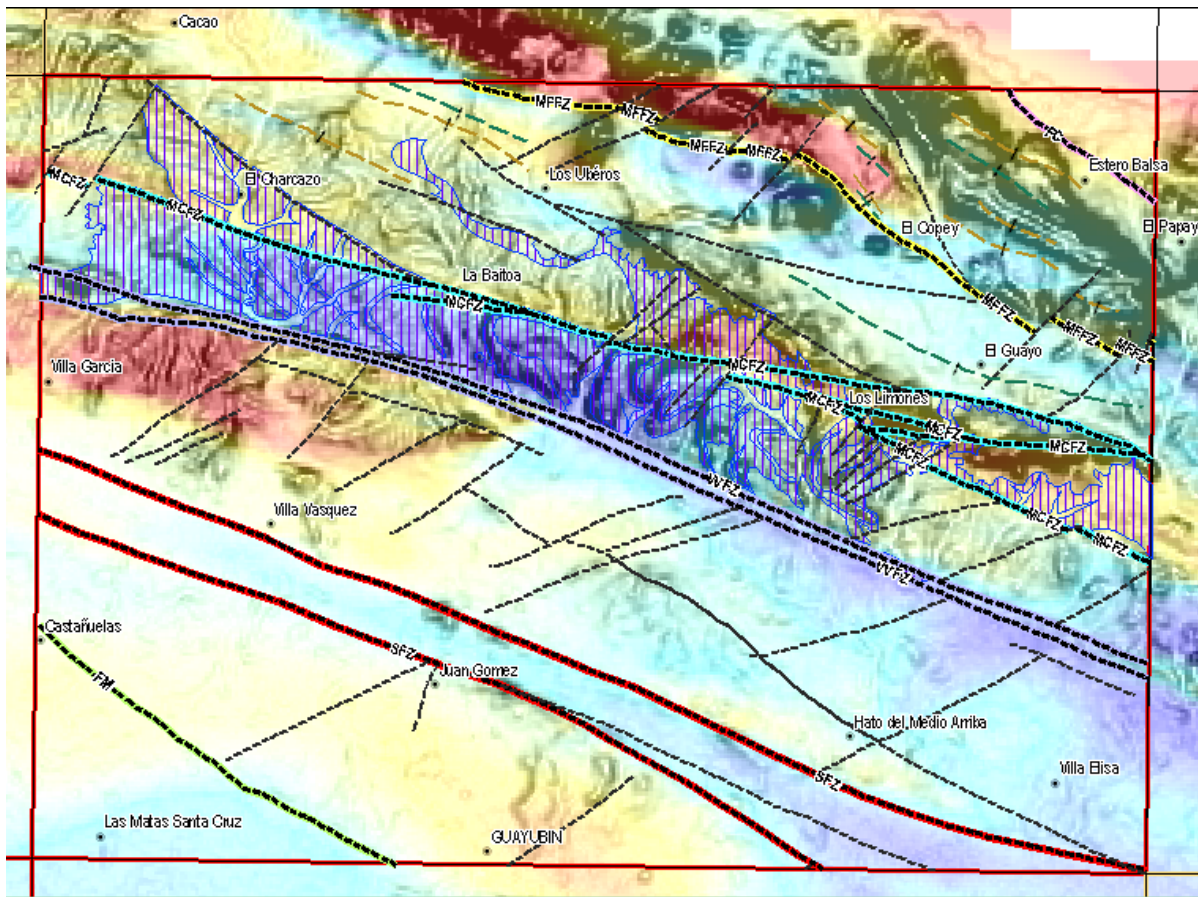


Fig. 64: Unidad del Morro - Cartografía esquemática (rayado azul) y de sus relaciones con las Fallas de Villa Vázquez (VVFZ) y de Monte Cristi (MCFZ) y con la anomalía del magnetismo reducido al polo - fondo del talud deducido del modelo numérico de terreno (SRTM).



Fig. 65: Unidad del Morro - Sección en la carretera Villa-Sinda a los Papayos con predominancia de Margas con escasos niveles decimétricos de calcareniscas laminadas.

punto 06PU9185 Lat.: 19°7462 / Long.: --71°25795.



Fig. 66: Unidad del Morro - detalle de un nivel decimétrico de calizas arenosas intercalado en las margas.

punto 06PU9109 Lat.: 19°77341 / Long.: -71°40464.



Fig. 67: Unidad del Morro - Sección representativa de las alternancias turbidíticas de margas y calizas arenosas

punto 06PU9419 Lat.: 19°76013 / Long.: -71°29494.



Fig. 68: Unidad del Morro - detalle de un nivel métrico de calizas arenosas laminadas intercalado en las margas (Los Córbanos)

punto 06PU9483 Lat.: 19°78503 / Long.: -71°40721.



Fig. 69: Unidad del Morro - detalle de un nivel métrico de calizas arenosas laminadas .

punto 06PU9092 Lat.: 19°78554 / Long.: -71°44216.



Fig. 70: Unidad del Morro - detalle de un nivel métrico de calizas arenosas laminadas con figuras de escape de fluidos.

punto 06PU9482 Lat.: 19°78346 / Long.: -71°40924.



Fig. 71: Unidad del Morro - detalle de un nivel métrico de brechas conglomerática sobre yacido por calizas arenosas laminadas con laminaciones unduladas (Sector del Charcazo)

punto 06PU9065 Lat.: 19°7946 / Long.: -71°45363

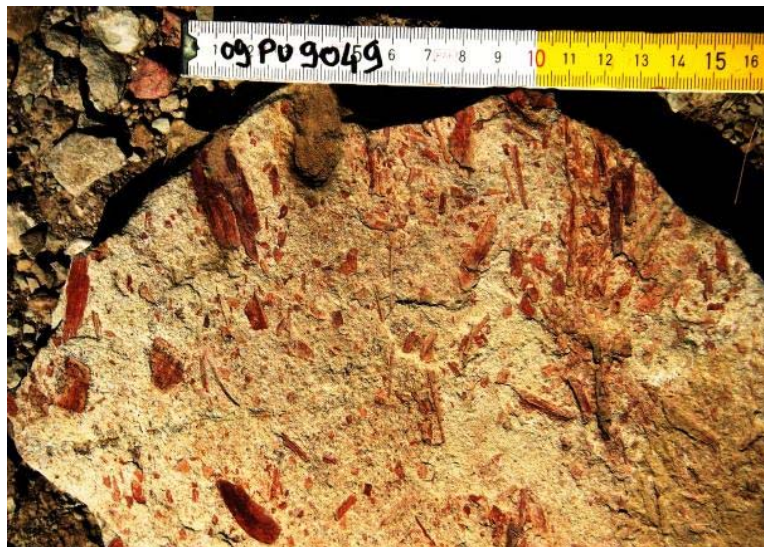


Fig. 72: Unidad del Morro - Fósiles de hojas en niveles de calcarenitas

punto 06PU9049 Lat.: 19°79075 / Long.: -71°46674



Fig. 73: Unidad del Morro - Nivel de calcareniscas laminadas sobre yaciendo a brecha de talud con mega clastos blandos de margas (miembro inferior).

punto 06PU9600 Lat.: 19°7826 / Long.: -71°38679



Fig. 74: Unidad del Morro – Nivel de calcareniscas laminadas sobre yaciendo a brecha de talud con mega-clastos blandos de margas (miembro inferior).

punto 06PU9600 Lat.: 19°7826 / Long.: -71°38679



Fig. 75: Unidad del Morro – Nivel de calizas laminados coralinos a techo de la unidad

punto 06PU9449 Lat.: 19°76653 / Long.: -71°36111



Fig. 76: Unidad del Morro – detalle de brecha con corales a techo de la unidad de calizas a techo de la unidad

punto 06PU9450 Lat.: 19°76665 / Long.: -71°3614



Fig. 77: Unidad del Morro – Nivel de calizas brechosos con rodolitos a techo de la unidad (Piedra Generosa)

punto 06PU9370 Lat.: 19°75265 / Long.: -71°31219



Fig. 78: Unidad del Morro – Detalle de los rodolitos al afloramiento de la Piedra Generosa

punto 06PU9370 Lat.: 19°75265 / Long.: -71°31219



Fig. 79: Unidad del Morro – Presencia de mega clastos blandos de lutitas gris (brújula) y de clastos dm de chert verdoso en los calizas de rodolitos

punto 06PU9370 Lat.: 19°75265 / Long.: -71°31219



Fig. 80: Unidad del Morro – figuras de bioturbaciones de thalasinoides a techo de los niveles de calcareniscas laminadas en el Arroyo de Barranca Blanca

punto 06PU9414 Lat.: 19°76036 / Long.: -71°29315



Fig. 81: Unidad del Morro – deformación sinsedimentaria de un nivel de calcareniscas en la zona de la falla VVFZ (sector de Córbanos).

punto 06PU9117 Lat.: 19°77090 / Long.: -71°40412



Fig. 82: Unidad del Morro – Nivel de calcareniscas verticalizado en la zona de la falla VVFZ (sector de Córbanos).

punto 06PU9113 Lat.: 19°77222 / Long.: -71°40426



Fig. 83: Unidad del Morro – Falla normal en las alternancias de calcareniscas laminadas y margas del Arroyo de Barranca Blanca.

punto 06PU9414 Lat.: 19°76036 / Long.: -71°29315

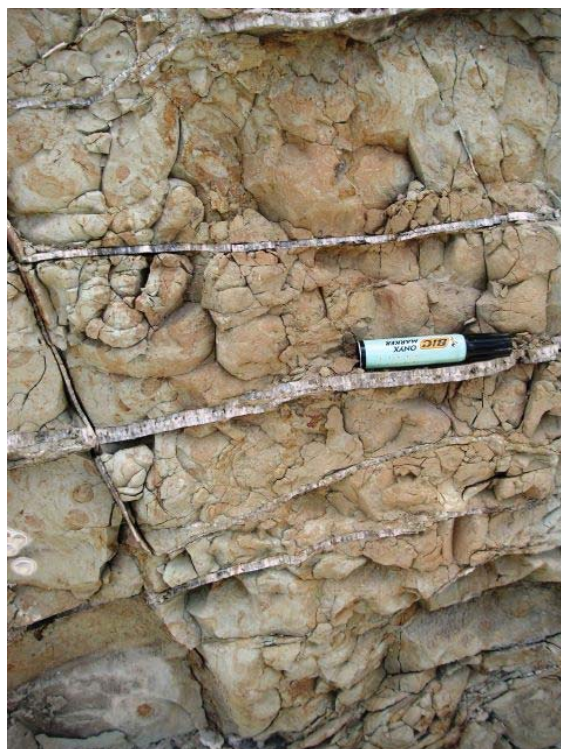


Fig. 84: Unidad del Morro – Red subortogonal de diaclases con relleno de yeso en las cercanías de la falla de Monte Cristi.

punto 06PU9599 Lat.: 19°78258 / Long.: -71°3866

Esta unidad tiene una potencia estimada a 750m , su contacto con la Unidad de Monte Cristi subyacente es sedimentario concordante tal como el contacto con la Formación Gurabo suprayacente El carácter turbidítico es común con la Unidad de Monte Cristi. Pero el carácter bioclastico marino de los sedimentos lo diferencia de esta última que presenta una sedimentación marina más somera.

El rango de edad Mioceno superior a Plioceno inferior atribuida a esta unidad en el proyecto anterior esta confirmada por las dataciones hechas en el marco del presente las cuales se entregan a continuación (Fig. 85). Analizándolos el rango de edad corresponde a la Formación Gurabo. Además el carácter bioclastico marino de los sedimentos y la evolución hacia techo a facies mas someros con brechas coralinas y niveles coralinos retrabajados llevan a considerar esta unidad como equivalente a la Formación Gurabo particularmente en su parte alta mas representada en el sector Nororiental de la Hoja.

# de estudio	Tipo de muestras	Atribución de edad	Fauna	Condiciones de depósito
punto 06PU9042 (limite occidental)	Lamina delgada	Del Mioceno medio desde la biozona N9, al Mioceno superior, biozona N17	Orbulina universa d'ORBIGNY Globigerina spp. Globigerinoides cf. extremus BOLLI & BERMUDEZ ? Globigerinoides cf. obliquus BOLLI ? Globigerinoides cf. sacculiferus (BRADY) Globigerinoides cf. trilobus (REUSS) ? Globoquadrina cf. altispira (CUSHMAN &	Facies turbidítico en medio batial.

			JARVIS) ? Globorotalia ? sp. Globoquadrina dehiscens (CHAPMAN, PARR & COLLINS) Buliminidae Cibicoides sp. Amphistegina sp.	
punto 06PU9184 (limite oriental)	levigado	Mioceno medio desde el Langhiense superior à Mioceno superior.	<i>Orbulina universa</i> d'ORBIGNY <i>Orbulina bilobata</i> (d'ORBIGNY) <i>Globigerinoides</i> cf. <i>obliquus</i> BOLLI <i>Globoquadrina altispira</i> (CUSHMAN & JARVIS) <i>Cibicoides</i> sp.	probablemente marino profundo, batial.
punto 06PU9187 (limite oriental)	levigado	Mioceno medio alto a superior = Tortoniense - Messiniense Intervalo de las biozonas M13 à PL1 basal: N17 superior à N18	<i>Orbulina universa</i> d'ORBIGNY <i>Orbulina bilobata</i> (d'ORBIGNY) <i>Globorotalia menardii</i> « A » BOLLI <i>Globorotalia</i> cf. <i>menardii</i> « B » BOLLI <i>Neogloboquadrina acostaensis acostaensis</i> (BLOW) <i>Sphaeroidinellopsis seminulus</i> (SCHWAGER) <i>Hastigerina siphonifera</i> (d'ORBIGNY) <i>Hastigerina pelagica</i> (d'ORBIGNY) Nodosariidae <i>Dentalina</i> sp. <i>Bulimina mexicana</i> (CUSHMAN) <i>Planulina</i> sp. <i>Pyrgo</i> sp.	probablemente marino profundo, batial.
punto 06PU9188 (limite oriental)	levigado	Mioceno superior Tortoniense a Messiniense Intervalo de las biozonas N17= biozona M13b pro parte a M14	« <i>Globigerina</i> » <i>venezuelana</i> (HEDBERG) <i>Orbulina bilobata</i> (d'ORBIGNY) (frecuentes) <i>Orbulina universa</i> d'ORBIGNY <i>Hastigerina siphonifera</i> (d'ORBIGNY) <i>Globorotalia menardii</i> « A » (BOLLI) <i>Globoquadrina altispira altispira</i> (CUSHMAN & JARVIS) <i>Neogloboquadrina acostaensis acostaensis</i> (BLOW) <i>Sphaeroidinellopsis</i> cf. <i>disjuncta</i> (FINLAY) <i>Globigerinoides trilobus</i> (REUSS) <i>Globigerinoides</i> sp. <i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i> (SILVESTRI) <i>Cancris nuttalli</i> (PALMER & BERMUDEZ) <i>Sphaeroidina bulloides</i> d'ORBIGNY <i>Laticarinina pauperata</i> (PARKER & JONES) <i>Lenticulina peregrina</i> (SCHWAGER) <i>Hoeglundina elegans</i> (d'ORBIGNY)	marino profundo, batial.
punto 06PU9386	Lamina delgada	Eoceno superior a Plioceno.	Globigerinidae ? <i>Globigerina</i> sp. <i>Amphistegina</i> spp. Cibicidae Discorbidae Rotaliidae de medio arrecifal Miliolidae de plataforma interna	facies turbidítico en medio de talud continental retrabajando material de plataforma
punto 06PU9397	Lamina delgada	Eoceno à Neógeno	<i>Globigerina</i> sp. <i>Amphistegina</i> sp. Textulariidae	facies turbidítico en medio de plataforma externa circalitoral o de techo de talud batial
punto 06PU9499	levigado	Mioceno superior a Plioceno basal, del Tortoniense superior al Ránclense basal (biozona N17 a N19, =M13b pro parte à PL1)	« <i>Globigerina</i> » <i>venezuelana</i> (HEDBERG) <i>Orbulina bilobata</i> (d'ORBIGNY) (frecuentes) <i>Orbulina universa</i> d'ORBIGNY <i>Hastigerina siphonifera</i> (d'ORBIGNY) <i>Globorotalia menardii</i> « A » (BOLLI) <i>Globoquadrina altispira altispira</i> (CUSHMAN & JARVIS) <i>Neogloboquadrina acostaensis acostaensis</i> (BLOW) <i>Sphaeroidinellopsis</i> cf. <i>disjuncta</i> (FINLAY) <i>Globigerinoides trilobus</i> (REUSS) <i>Globigerinoides</i> sp. <i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i> (SILVESTRI) <i>Cancris nuttalli</i> (PALMER & BERMUDEZ) <i>Sphaeroidina bulloides</i> d'ORBIGNY <i>Laticarinina pauperata</i> (PARKER & JONES) <i>Lenticulina peregrina</i> (SCHWAGER) <i>Hoeglundina elegans</i> (d'ORBIGNY)	marino profundo, batial.

Fig. 85: Unidad del Morro – Resumen de las principales datos de microfauna y de sedimentología

2.2.5 Calizas de Mao Adentro - miembro superior de la Formación Gurabo - Plioceno medio (8 a 10)

2.2.5.1 Generalidades

Anteriormente las calizas de Mao Adentro fueron consideradas como la parte basal de la Formación Mao. Dicha formación es conocida exclusivamente en la parte occidental del Valle del Cibao.

Esta formación Mao esta compuesta por un conjunto de facies muy heterogéneas que reflejan un amplio abanico de medios sedimentarios, en su mayor parte de naturaleza costera. Erikson et al. (1998) describe la base de la Fm. Mao como un contacto neto y erosivo, desarrollado sobre las margas y limos de la Fm. Gurabo, que se encuentra tapizado por conglomerados y arenas de talud. Por otro lado, los trabajos realizados dentro del proyecto SYSMIN anterior han demostrado que el límite entre ambas formaciones es complejo y de naturaleza muy variable según la zona de la cuenca considerada.

De está forma, algunos investigadores han definido un tramo de calizas arrecifales entre las formaciones Gurabo y Mao, denominadas Calizas de Mao Adentro, atribuidas al Plioceno inferior-medio. Estas calizas han sido interpretadas como de armazón y talud arrecifal. Estas, cuando afloran, constituyen el miembro superior de la Fm. Gurabo y esto supone la finalización de una secuencia de isomerización que se inicia aproximadamente a la mitad de la Fm. Gurabo y que culmina, en la parte alta de la serie, con el desarrollo de sistemas costeros o incluso con la emersión del techo de la unidad en algunos sectores occidentales de la Cuenca.

En este sentido, este mismo grupo de trabajo (p.e. Urien y Bernárdez, 2004) ha descrito otras unidades siliciclásticas, de pequeña potencia y naturaleza deltaica, que reflejan esta somerización, situadas sobre el techo de las margas de la Fm. Gurabo y bajo estas Calizas de Mao Adentro (p.e.) las Areniscas y margas de las Caobas).

Saunders et al. (1986) y Erikson et al. (1998) describen en la Fm. Mao un término basal terrígeno grosero, mal clasificado, al que sigue un intervalo predominantemente limoso pero con pequeñas intercalaciones clásticas y calcareníticas. Dentro de las intercalaciones de la parte alta de la serie, más finas, son muy frecuentes las calizas con bloques de corales arrecifales. El conglomerado y las arenas básicas, de unos 100 metros, presentan

morfologías canaliformes y estratificaciones cruzadas de gran escala y alta inclinación sedimentaria. Hacia la parte media de la Fm. Mao aparece un tramo muy potente, formado por calizas con restos de corales coloniales en bolos, que se alternan con los limos y margas grises pliocenos. Hacia techo, los limos de la parte superior de la unidad se hacen progresivamente más arenosos, a la vez que comienzan a aparecer grandes bloques de calizas arrecifales aislados en la matriz detrítica fina.

Esta descripción de la Fm. Mao s.s. es bastante coherente con la realizada por Ardévol (2004) y Bernárdez (2004). Para estos últimos la Formación Mao está constituida fundamentalmente por un conjunto siliciclástico heterogéneo, en que las litologías predominantes son areniscas, conglomerados y limolitas con algunas intercalaciones de arcillas y de limos calcáreos.

2.2.5.2 Descripción en el marco de la hoja

A dentro de la denominación Calizas de Mao Adentro en la hoja se han distinguido tres miembros o facies que se organizan en una secuencia grosera de base a techo:

- Biocalcareniscas coralinas - ruditas coralinas - calizas arcillosas (8)
- Margas siltíticas laminadas con intercalaciones de calcarenitas (9)
- Calizas micríticas masivas con parches coralinas (10)

2.2.5.2.1 *Biocalcareniscas coralinas - ruditas coralinas - calizas arcillosas (8)*

La extensión de esta entidad es de 8.8Km² correspondiendo a 0.8% de la superficie de la Hoja. Se dispone en una faja orientada ONO-ESE en la parte nororiental de la Hoja. Constituye planadas en cumbre de mesetas bien marcadas en la topografía (Fig. 86) y rodeadas por coluviones que no permiten visualizar el contacto con la unidad subyacente. Su disposición horizontal permite considerar el contacto como sedimentario y concordante. El espesor probable es de 50m máxima.

Las litologías constituyentes son biocalcareniscas y calcorudistas, calizas arcillosas, coralinas en alternancias y intercalaciones de potencia plurimétrica. Estas litologías están asociadas al relieve de plateau se meteorizan en suelos de caliche en las facies mas arcillosas y de tipo lapiaz en los parches de calizas mas masivas

Las calizas o biocalcarenitas son de color blanquecino a amarillento de aspecto. Se presentan en niveles dm a semimétricos indurados laminados alternando con niveles menos consolidados de aspecto harinosos Fig. 87)

En la Zona de la Loma de La Maboá se presentan alternancias de calizas arcillosas bioclásticas con moldes de gasterópodos y margas gris a marrón (Fig. 88) subyaciendo a margas masivas grises más típicas de la formación Gurabo.

Frecuentemente, en las alternancias aparecen parches de mega-brecha con bloques diversos como de calizas brechosos coralinos con clastos de corales silíceos (Fig. 89) y localmente bloques de corales de 60cm de diámetro (Fig. 90).

La atribución a la entidad de las Calizas de Mao Adentro se debe por la importancia de los cantos y mega bloque coralinos. Además esta unidad presenta frecuentemente facies bioclásticas más someras que la unidad del Morro infrayacente. El contacto con esta unidad es sedimentario y se hace por la aumentación de los niveles bioclasticos y de los parches coralinos asociada a la disminución de la frecuencia y potencia de los intervalos margosos. La presencia de estos parches coralinos anuncia el desarrollo de la unidad de calizas coralinas del miembro 10



Fig. 86: Calizas de Mao Adentro - Vista hacia el Sur este del sector de los Limones con la meseta tabular de la Loma de Severino a la derecha y la alteración a caliche blanco en los bajos.

punto 06PU9399 Lat.: 19°76484 / Long.: -71°31478.



Fig. 87: Calizas de Mao Adentro - Calizas de grano fino micríticas tableadas o nodulosas intercaladas en margas gris beige .

punto 06PU9460 Lat.: 19°7685 / Long.: -71°32825.



Fig. 88: Calizas de Mao Adentro - Niveles dm de calcilutitas arcillosas beige muy fosilíferas intercalados en margas fosilíferas gris blanquecinas.

punto 06PU9747 Lat.: 19°79513 / Long.: -71°35709.



Fig. 89: Calizas de Mao Adentro - Calizas coralinas con bioclastos en facies muy tableadas carstificadas .

punto 06PU9401 Lat.: 19°76577 / Long.: -71°31819°

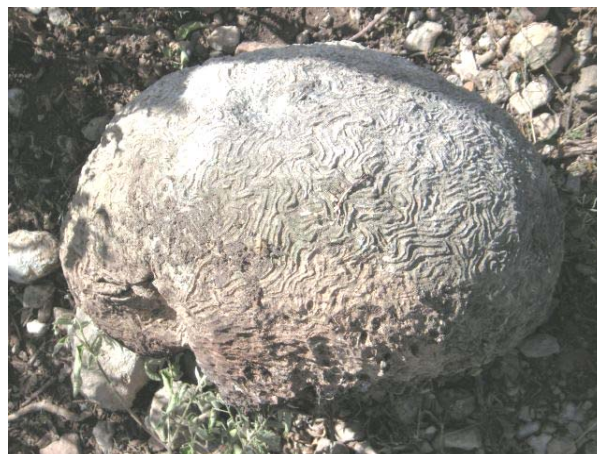


Fig. 90: Calizas de Mao Adentro - Bloque de coral de 60cm de diámetro.

punto 06PU9401 Lat.: 19°76577 / Long.: -71°31819°

La meteorización a caliche de las facies no facilita la toma de muestras inalteradas para estudios de dataciones. Una muestra tomada en el sector de la loma de Severino entrego resultados que se presentan a continuación (Fig. 91).

# de estudio	Tipo de muestras	Atribución de edad	Fauna	Condiciones de depósito
punto 06PU9747	Lamina delgada	Del Mioceno medio al Plioceno inferior en el intervalo de seguridad de las biozonas N9 (= M6) à PL1 (= N19).	Globigerina spp. Globigerinoides trilobus (REUSS) Globorotalia cf. gr. menardii (PARKER, JONES & BRADY) Orbulina bilobata (d'ORBIGNY) Orbulina universa d'ORBIGNY Globoquadrina altispira (CUSHMAN & JARVIS)	Facies turbidítico de tope de talud batial retrabajando material de plataforma

Amphistegina sp.
miliolidae
Discorbidae
Planorbulinidae
Bulimina sp.
Bolivinidae

Fig. 91: Calizas de Mao Adentro – Datos principales de micro paleontología y Sedimentología.

2.2.5.2.2 *Alternancias areniscas verdosas con margas siltosas (9)*

Esta facies aflora al Norte y Noroeste del anterior y ocupas las zonas de relieve suave del Valle de El Guayo hasta las Brígidas. Constituye por parte la superficie calicheada (15) descrita a continuación. Son alternancias decimétricas (Fig. 92) de margas gris claro a blanquecinas (80%) y areniscas (20%). Las areniscas de color caqui verdoso a beige son de grano medio a fino y poco consolidadas. La composición de los granos es esencialmente cuarzosa poco feldespática. Las areniscas son frecuentemente laminadas. Las margas, localmente siltosas a arenosas, son de color verde caqui a crema blanquecinas cuando meteorizadas (Fig. 93).

Los contactos con las biocalcareniscas coralinas infrayacentes (8) y las calizas micríticas masivas subyacentes (9) no se observan debido a la calichificación fuerte de los afloramientos. No se observa tampoco el contacto con las areniscas de la Formación Mao (11) que suceden cronológicamente a estas alternancias en la zona oriental.

Por su color verdoso, su presentación no consolidadas y su posición a techo de la formación Gurabo, debajo de las calizas micríticas masivas estas areniscas verdes tienen una similitud fuerte con las areniscas de las Caobas descritas en las hojas Mao y Martín García en el curso del proyecto anterior (2004).



Fig. 92: Calizas de Mao Adentro -- Alternancias decimétricas de margas gris claro a blanquecinas con niveles decimétricos de areniscas.

punto 06PU9713 Lat.: 19°80541 / Long.: -71°33826.



Fig. 93: Calizas de Mao Adentro - Nivel bidecimétricos de areniscas laminadas sobreyaciendo un nivel de margas.

punto 06PU9707 Lat.: 19°7996 / Long.: -

71°30'25.4.

2.2.5.2.3 Calizas micríticas masivas con parches coralinas (10)

Estas calizas constituyen la litología más relevante en esta unidad. Constituyen lomas muy marcadas bien individualizadas (Loma del Buey, Loma El Peñón) que culminan a más de 400m encima del Valle de Copey las Brígidas la cual se desarrolla entre 150 y 200m (Fig. 94).

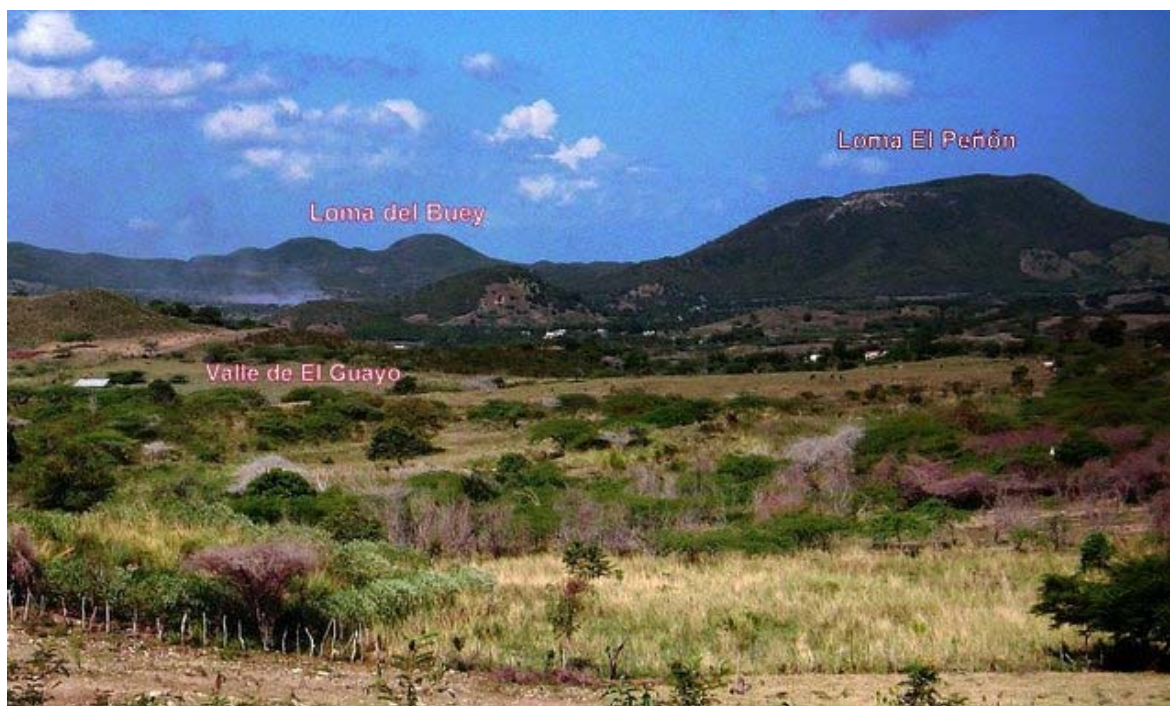


Fig. 94: Calizas de Mao Adentro - Vista hacia el Oeste de las lomas de El Peñón y del Buey desde la Tina

Son calizas micríticas masivas con parches y bloques coralinos. El color es gris claro a blanquecino o amarillento cuando son arcillosas y tienen aspecto a tiza. La meteorización provoca en estas calizas una carstificación y recristalización muy fuerte.

Las lomas están cubiertas de cobertura vegetal de bosque espinoso muy tupido. En los piedemontes de las lomas se observa una acumulación de caliche de 2 a 3m de espesor máxima. Este caliche enmascara las relaciones con las facies de margas y areniscas infrayacentes. Salvo el desarrollo de caliche en las zonas de piedemonte de las lomas, no se observa depósitos posteriores, subyaciendo a la superficie carstificada.

Un estudio de lámina delgada determina una facies de estas como biodoloesparita. Unos detalles figuran en la tabla a continuación. El rango de edades no es muy preciso debido a la recristalización muy fuerte (Fig. 95)

# de estudio	Tipo de muestras	Atribución de edad	Fauna	Condiciones de depósito
06PU9408	Lamina delgada	Del Eoceno superior al Plioceno	<i>Globigerina</i> sp. <i>Gaudryina</i> sp unos bioclastos de erizos (placas y radiolas) moluscos , corales y gasterópodos posible	Facies probablemente turbidítico originalmente de plataforma externa o de talud batial reabajando material litorales conjunto Esta alterado en medio supra litoral vadose o aéreo (dolomitización secundaria)

Fig. 95: Calizas de Mao Adentro – Datos principales de micro paleontología y sedimentología.

2.2.6 Formación Mao (Plioceno medio – superior)

2.2.6.1 Generalidades

La Formación Mao está constituida fundamentalmente por un conjunto silici-clástico heterogéneo en que las litologías predominantes son areniscas conglomerados y limolitas con algunas intercalaciones de arcillas y de limos calcáreos. Aflora desde el sector de Santiago hasta los sectores de Villa Vázquez y Mao Valverde en ambas laderas del Valle del Río Yaque del Norte. En el curso de este proyecto se han integrado a techo de esta formación una nueva unidad la Unidad de Palo Amarillo, Esta unidad nueva no se ha descrito anteriormente Esta constituida de las calizas explotados por Cementos Cibao actualmente en al Sur de Santiago y también de las calizas identificadas por Batlle y Peña en la zona urbana y peri urbana de Santiago en 2003 (Batlle y Peña 2003) Corresponde a intercalaciones de facies mixtas: bioclasticos y coralinos en parches.

El contacto con la formación Gurabo es discordante o progresivo según la ubicación. El techo es siempre la discordancia basal de los materiales cuaternarios. La potencia de la formación es imposible de evaluar únicamente en base a los datos de campo, pero en base a los cortes geológicos y datos regionales supera ampliamente los 1000 m. La atribución a la Formación Mao de varios cortes litológicos de pozos petroleros en los años sesenta contribuye a atribuir a esta formación espesores exageradas tal como 3600 m en el Pozo Villa Isabel ya citado. Estos datos litológicos deben ser revisados para considerar las atribuciones mas adecuadas con los datos existentes al día de hoy.

En campo, los afloramientos de la unidad presentan colores beige naranja y están intensamente afectados por figuras sin-sedimentarias. En buenos afloramientos es posible observar la presencia de frecuentes niveles de aspecto caótico, “slumps” y cicatrices de deslizamientos, así como fallas normales sin-sedimentarias con estructuras de “roll-over” asociadas.

Los conglomerados y areniscas son en general bastante inmaduros y mal calibrados con abundantes fragmentos de rocas volcánicas, metamórficas e incluso de calizas. Los limos

suelen tener una participación arenosa importante y, en ocasiones, presentan fauna marina, siendo más general la presencia de abundantes restos vegetales. Los niveles de limos y lutitas calcáreas ocasionalmente contienen una fauna marina bentónica abundante que parece haber sido reelaborada o re-sedimentada desde zonas más someras. Es frecuente la presencia de yeso en relleno de fracturas o en cristales diseminados

Saunders et al (1986) han interpretado la unidad como formada por aportes turbidíticos y de talud, en ambiente marino relativamente profundo. En conjunto la formación puede interpretarse como un talud de "fan delta" con aportes procedentes del sur y que crecería a favor de un sistema de fallas sin-sedimentarias.

El alto porcentaje de fósiles reelaborados dentro de la formación hace problemática la datación de la unidad. Así, Saunders et al (1986) datan una muestra dentro de la unidad como Plioceno Inferior (NN15) en base a fósiles y como Plioceno Medio en base a foraminíferos. Las muestras de foraminíferos tomadas en la Hoja de Mao han proporcionado edades imprecisas Plioceno o Plioceno Inferior-Medio,. Dada la edad Plioceno Medio, aceptada para la Fm. Mao Adentro, cabe suponer que las asociaciones indicativas de edades Plioceno Inferior son reelaboradas y que se puede atribuir para la Fm. Mao una edad Plioceno Medio- Superior.

2.2.6.2 Descripción en el marco de la hoja

Se ha distinguido dos miembros por sus litologías diferentes que se traducen con modelado topográfico y las pedologías diferentes.

- Las areniscas constituidas de alternancias de areniscas y grauvacas calcáreas con lentes de conglomerados y de limolitas calcáreas en facies turbidíticas y mega-estratificaciones cruzadas (13)
- Las lutitas constituidas de alternancias de limolitas y margas con escasos niveles de areniscas conglomeráticas calcáreas en facies de turbiditas (14)

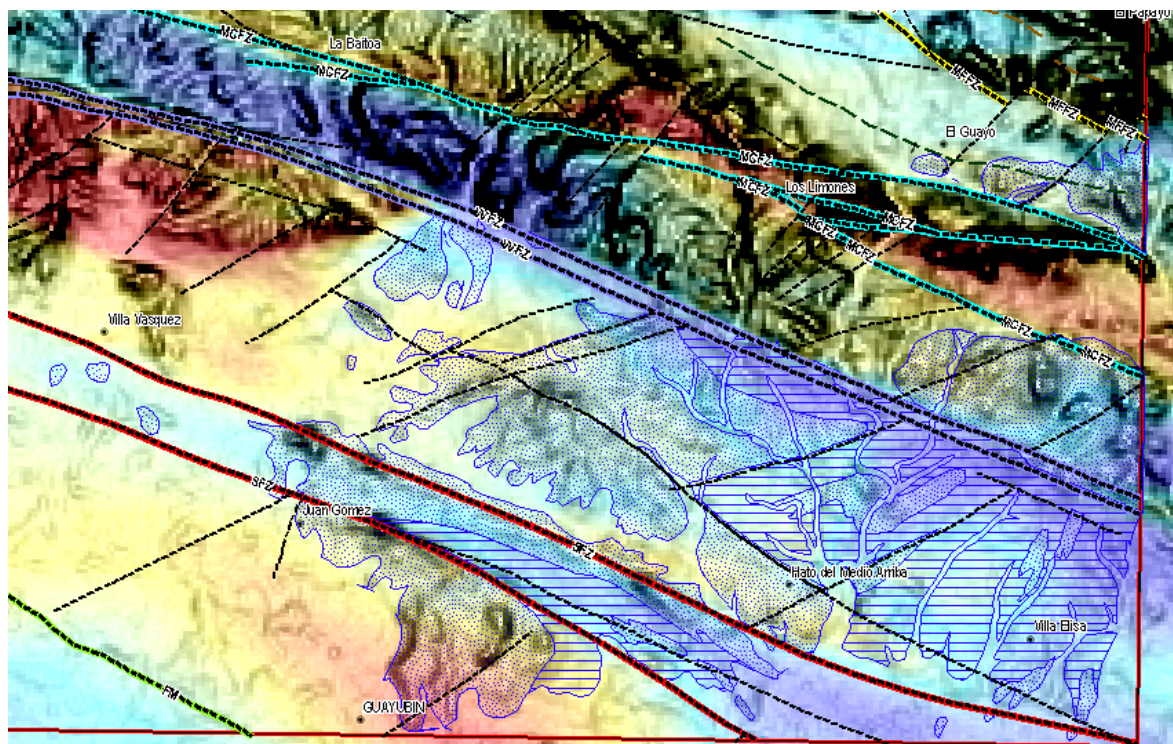


Fig. 96: Formación Mao - Cartografía esquemática de los dos miembros (areniscas: puntos y lutitas: rayas) y de sus relaciones con la Falla SFZ (Septentrional Fault Zone) y con la anomalía del magnetismo reducido al polo - fondo del talud deducido del modelo numérico de terreno (SRTM).

2.2.6.2.1 Formación Mao – areniscas (13)

Esta entidad ocupa 65Km² o 13% de la superficie de la hoja. Esta ubicada en los sectores Este a Sureste de la hoja.

Su disposición en la parte centro meridional está muy controlada por el surco de la Falla Septentrional (Fig. 96). De hecho los niveles areno-conglomeráticos forman en la topografía crestones alineados ESE-ONO en la zona de Juan Gómez, Villa Sinda hasta Hato del Medio Arriba (Fig. 97). Al Norte de La SFZ, estos crestones conglomeráticos se alinean paralelamente a fallas conjugadas de rumbo OSO-ENE el cual aparece en el mapa magnético de forma más discreta. Al sur de la SFZ, los crestones forman un arco de concavidad hacia el Oeste sub paralelo a la SFZ en su extremidad Norte.

Las facies se organizan en alternancias o secuencias de extensión reducidas y de potencia métrica. La base de la secuencias es erosiva generalmente constituida de conglomerados evolucionando a arenas gruesa y media hacia techo.

En el sector de Juan Gómez Villa Sinda predominan las facies conglomeráticos. Estos son de color beige a naranja, clastosoportados. Los cantos son muy redondos generalmente homométricos y poligénicos con cantos de tonalita, chert, gabro, proviniendo de

desmantelamiento directo de la Cordillera Central o indirecto (erosión de otros depósitos conglomeráticos anteriores) (Fig. 98 & Fig. 99). Se observan unos cantos de calizas bioclásticas coralinas y unos bioclastos de tipo Arca (punto 06PU9426 Lat. 19°7296; long.: -71°3929) indicando es desmantelamiento de unos niveles de calizas bioclasticos proximales. La fuente de estas calizas corresponde a las calizas de Mao Adentro ubicados a 8km al sur en la Loma de Zamba en la hoja adyacente de Martín García o los de del sector del Copey a 10km al noroeste en la presente hoja.

En las secuencias los conglomerados evolucionan a areniscas conglomeráticas matrizsoportado y a areniscas gruesas con estratificaciones cruzadas de ángulo fuerte (Fig. 100). Suelen contener cantos blandos polidecimétricos del facies lutíticos (14) descrito a continuación (Fig. 101). Esta facies es muy frecuente a en la misma Formación Mao en la parte limítrofe en la Hoja Martín García. En esta hoja este facies brechoso esta muy proximal a la Falla de Mao sinsedimentaria que limita la Fm Mao hacia el Sur. Las secuencias presentan a menudo figuras de escape de fluidos tal como unos diques clásticos.

A techo de estas secuencias se presenta localmente lutitas grises con cristalizaciones esparcidas cm de yeso. Estos niveles de lutitas son frecuentemente erosionadas por las secuencias siguiente y no tienen una grande extensión. Estas facies de lutitas son características de la entidad 14 descrita a continuación.

Cabe señalar en el sector de Cerro de Juan Gómez unos niveles de conglomerados polimícticos con matriz arenosa carbonatada. Afloran en la cantera recién abierta por Bermuda Agregate Dominicana S.A. al este del Camino Villa-Sinda Guayubin. También en la parte oeste de la cantera aparecen unos niveles mal definidos de siltitas lignitosas intercaladas en lutitas (punto 06PU9153 Lat. 19°6879; long.: -71°3905)

Al Norte de la falla SFZ al Norte de Villa Sinda tal como en el oeste de Juan Gómez predominan las areniscas de grano grueso a medio en intercalaciones decimétricas en lutitas arenosas. Las facies conglomeráticos se quedan subordinados en la base de unas secuencias. Estas secuencias son de potencia métrica y pueden presentar estratificaciones paralelas localmente (Fig. 102). Unos niveles de arenas gruesas presentan a techo acumulaciones de yeso en cristales policentimétricos (Fig. 103) asociados a una alteración rojiza de dolomitización o sideritización de las misma areniscas.

En La carretera De Villa-Sinda a Los Papayos, en el límite oriental de la Hoja, estas alternancias presentan figuras sin-sedimentarias de slumps muy características. Una columna sedimentológica (5975-II-01) esta establecida en este tipo de facies. La descripción detallada figura en anexo a este informe y las conclusiones al final de este capitulo

En la misma zona se observa la intersección de la falla de Villa Vázquez VVFZ con las alternancias arenosas lo que nos permite datar este tramo de falla como post plioceno.

En la parte nororiental, las areniscas de la Formación Mao afloran en facies poco consolidadas de areniscas blancas de grano medio con láminas cm de minerales negros (Fig. 104). Son frecuentes las estratificaciones cruzadas de fuerte ángulo. Las intercalaciones lutíticas son muy escasas a ausentes. Las areniscas presentan localmente fósiles de hojas pluricentimetricas muy bien conservadas (Fig. 104)



Fig. 97: Formación Mao – Areniscas / Vista hacia el ESE desde el punto 9005 con las lomas de litología conglomeráticas alargadas en el surco de la zona de Falla Septentrional (SFZ)

punto 06PU9005 Lat.: 19°70213 / Long.: -71°35026



Fig. 98: Formación Mao – Areniscas Afloramiento de intercalaciones o canales conglomeráticos polimícticos con clastos dm a cm redondeados intercalado en lutitas calcáreas naranjas

punto 06PU9001 Lat.: 19°72003 / Long.: 71°40761



Fig. 99: Formación Mao – Areniscas Detalle de las intercalaciones o canales conglomeráticos polimícticos con clastos dm a cm redondeados intercalado en lutitas calcáreas naranjas

punto 06PU9001 Lat.: 19°72003 / Long.: 71°40761



Fig. 100: Formación Mao – Areniscas / niveles de areniscas de grano medio a fino con estratificaciones oblicuas

punto 06PU9157 Lat.: 19°67927 / Long.: 71°3641



Fig. 101: Formación Mao – Areniscas / Alternancias semi dm de limolitas micáceas y areniscas bien estratificadas con cantos dm de lutitas erosionadas con una superficie naranja con estratificaciones oblicuas (Libreta).

punto 06PU9004 Lat.: 19°70231 / Long.: 71°35026



Fig. 102: Formación Mao – Areniscas Afloramiento típico de con niveles métricos de areniscas intercalaciones de lutitas laminadas - figuras turbidíticas de slumps

punto 06PU9167A Lat.: 19°76213 / Long.: 71°24881



Fig. 103: Formación Mao – Areniscas /Areniscas gruesas en capas dm intercaladas en lutitas y margas beige con niveles carbonatados rojizo naranja con yeso.

punto 06PU9179c Lat.: 19°70848 / Long.: 71°26166

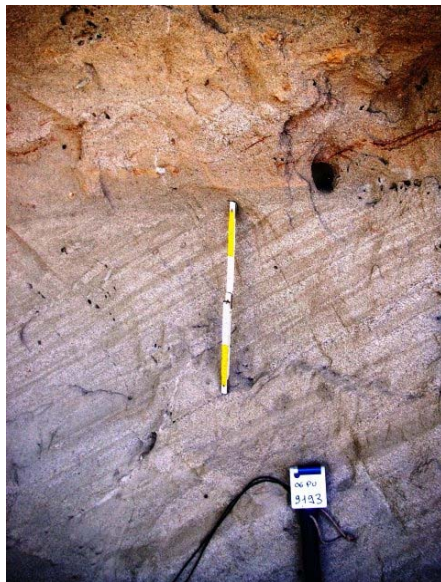


Fig. 104: Formación Mao – Areniscas / Talud de carretera en areniscas de grano medio bien laminada con S0 oblicuas en la parte inferior sobreyacido por areniscas en lentejones dolomitizados

punto 06PU9193 Lat.: 19°76767 / Long.: 71°25201

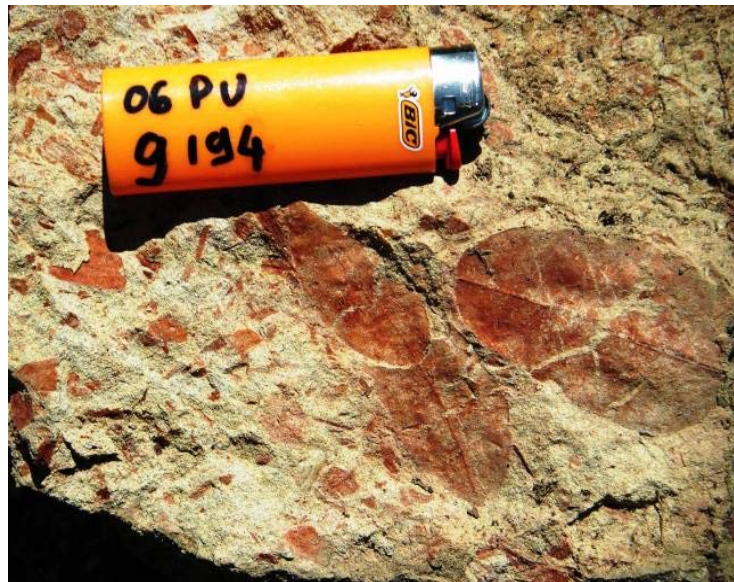


Fig. 105: Formación Mao – Areniscas / Fósiles de hojas policentimétricas en niveles de areniscas)

punto 06PU9193 Lat.: 19°76848 / Long.: 71°2542

2.2.6.2.2 Formación Mao – lutitas (14):

Esta entidad ocupa 33Km² o 7% de la superficie de la hoja. Esta ubicada en el sector Sureste de la hoja. Debido a su litología la entidad aflora poco a fuera de los afloramientos artificiales como taludes de carretera o de canales. Por esta razón su limites están interpoladas en la zonas de topografía plana (Fig. 106).

Son lutitas siltosas localmente margosas de color gris claro a beige meteorizadas a amarillento a naranja. Afloran en paquetes finamente laminados (Fig. 107 & Fig. 108) con

intercalaciones decimétricas muy amalgamadas de areniscas finas (Fig. 109). Localmente se observan diques clásticos probando de la actividad tectónica sin-sedimentaria. Se nota también en las zonas de fracturación presencia de yeso en rosetas o en vetillas centimétricas de yeso en relleno de diaclases (Fig. 110).

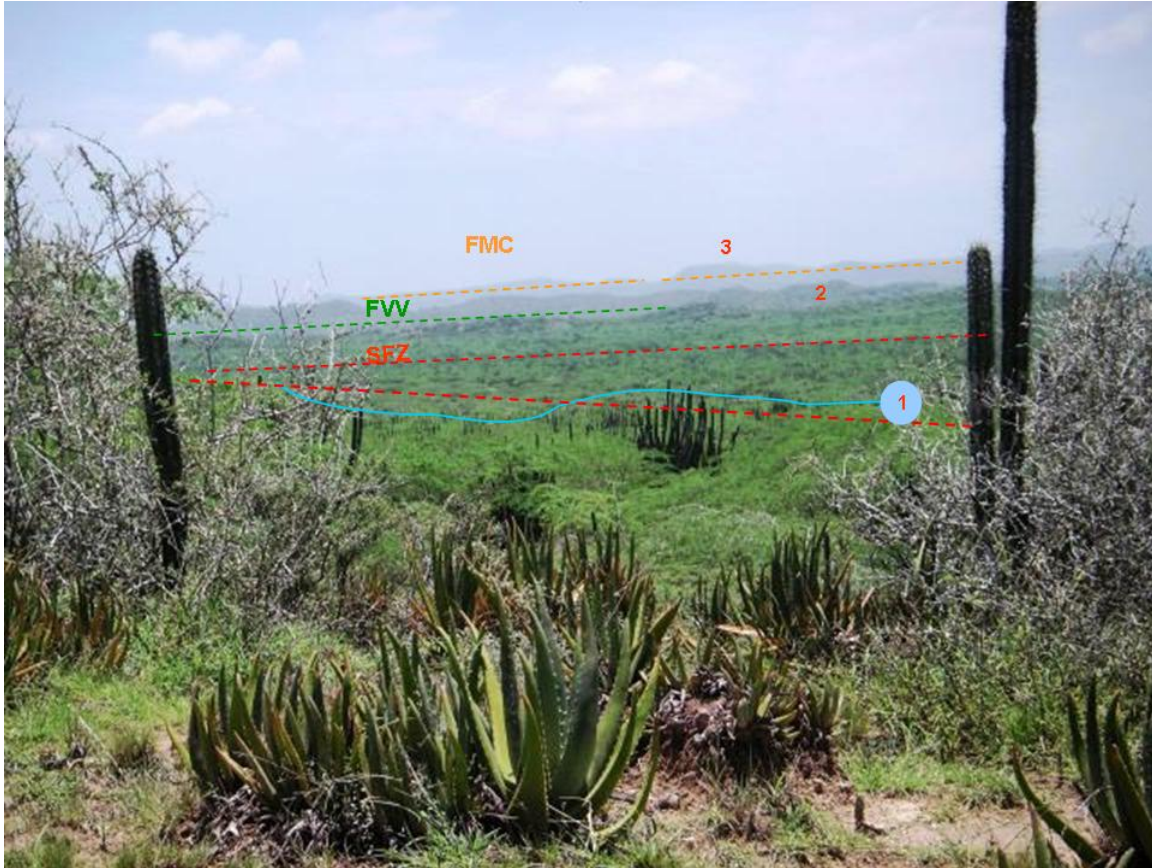


Fig. 106: Formación Mao – lutitas / Vista Hacia el Norte con las depresiones topográficas en la lutitas en la Cañada de Charco Hondo (1), y las fajas de lomas separadas por las zonas de fallas SFZ, VVZ y MCFZ, La Loma del Pendiente (2) la Loma de La Maboá (3) al ultimo plano.

punto 06PU9011 Lat.: 19°69334 / Long.: 71°37063



Fig. 107: Formación Mao – lutitas / Presentación de las lutitas laminadas escasas niveles amalgamados de areniscas de grano medio.

punto 06PU9011 Lat.: 19°68313 / Long.: 71°26204



Fig. 108: Formación Mao – lutitas / Presentación de las lutitas con escasos niveles amalgamados de areniscas de grano medio

punto 06PU9562 Lat.: 19°68303 / Long.: -71°28368



Fig. 109: Formación Mao – lutitas / detalle de un nivel de areniscas en las lutitas

punto 06PU9562 Lat.: 19°68303 / Long.: - 71°28368



Fig. 110: Formación Mao – lutitas: Presentaciones del yeso en las lutitas o en rosetas o rellenos de diaclasses

punto 06PU9011 Lat.: 19°68313 / Long.: 71°26204

2.2.6.3 Conclusiones

La distinción de estas dos unidades en la Formación Mao conviene para subrayar sus influencias respectivas en el modelado topográfico. Sin embargo la presencia de clastos, de niveles de lutitas en las areniscas, tal como las intercalaciones de areniscas en las lutitas evidencian de la contemporaneidad de estas entidades. Las figuras de flujos sucesivos atestatan de una fuerte actividad tectónica durante su depósito. Esta actividad tectónica que se perpetúa después del depósito, como lo demuestra el recorte de esta formación por las fallas principales.

De hecho la Formación Mao presenta características sedimentarias propias de medios deltaicos progradantes, principalmente en zonas próximas a su desembocadura, en cuencas con creación continua del espacio de acomodación y altas tasas de acumulación sedimentaria, muy especialmente en su parte basal. En conjunto la Formación. Mao parece registrar una progresiva somerización hacia su techo, que finalizaría en el Plioceno superior.

2.3 Formaciones cuaternarias

2.3.1 Introducción

En la hoja se observa una diversidad de formas de depósitos cuaternarios debido a la variedad de dominios abarcados por el perímetro de la hoja. Las formas gravitacionales son más frecuentes en el dominio norte de la terminación de la cordillera central o en el dominio central. Las formas de escorrentía superficial se desarrollan en la zona de transición con el dominio de Valle del Yaque. Las formas fluviales predominan en todo el valle del

Yaque. A parte de estas facies clásicas de formas de depósitos cuaternarios cabe señalar la presencia de una paleosuperficie en el sector centro norte de la hoja

2.3.2 Paleosuperficie calicheada (15) - Pleistoceno

Esta paleo superficie ocupa una depresión suave, globalmente alargada en el corredor entre la Falla MFFZ y la falla de Monte Cristi (Fig. 111). Excepción de unas digitaciones hacia el Norte, la superficie esta claramente limitada por la Falla MFFZ. Esta superficie cubre las zonas de exposición de la Unidad de Monte Cristi tal como las zonas de exposición de las margas de la Unidad Mao Adentro. Las relaciones con la Formación Mao no son fácilmente identificables.

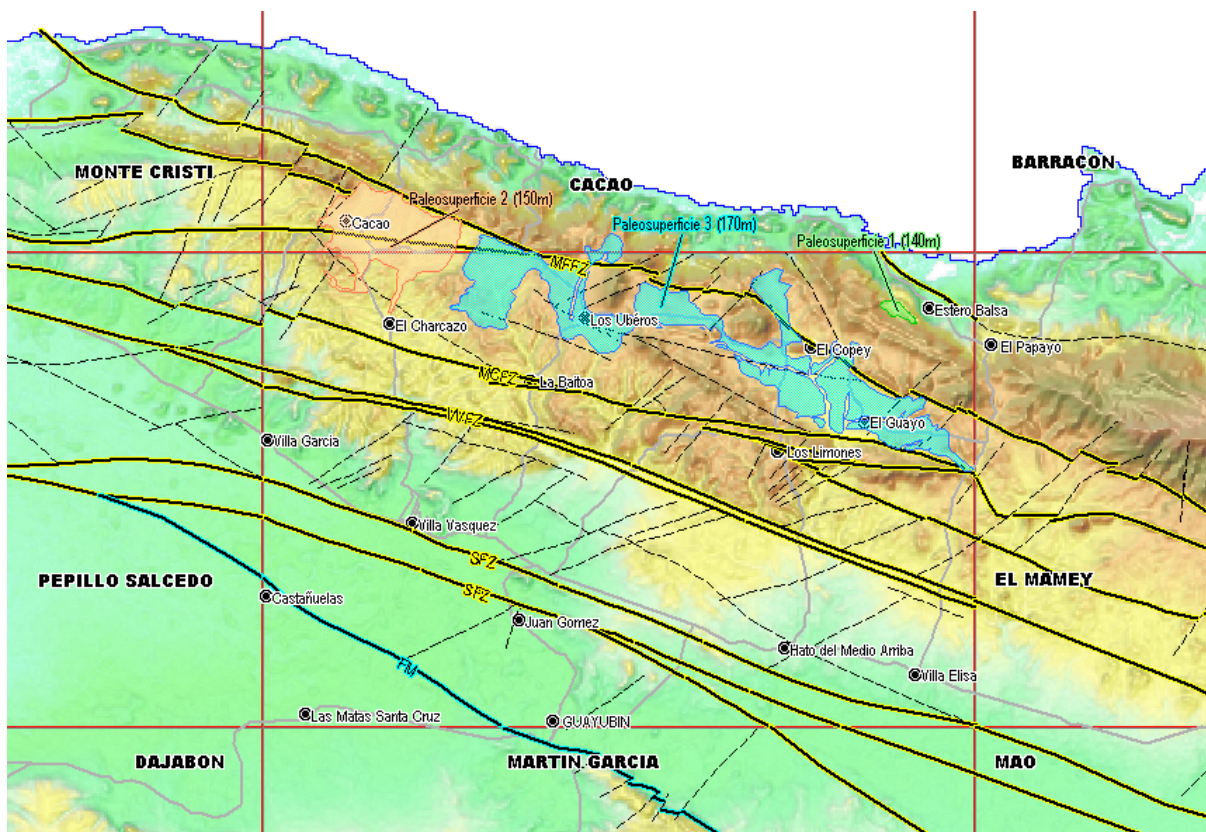


Fig. 111: Cartografía esquemática de las paleosuperficies calicheadas en la zona nororiental de la hoja en relación con las principales zonas de falla con fondo del talud deducido del modelo numérico de terreno (SRTM)

Esta paleo superficie se observa claramente en las imágenes de Google Earth (Fig. 112). La zona aparece como una llanura poco undulada de color beige claro con campos de pastos (Fig. 113 & Fig. 114)..

Se individualizan tres sub superficies de elevación poco diferentes

una sub-superficie 1 muy restringida al noreste de la hoja a una elevación de 140m

una sub-superficie 2 al límite septentrional de la hoja a 150m de promedio de elevación

una subsuperficie 3 a 170m de elevación en la parte nororiental de la Hoja

Esta superficie se extiende ambos lados de la Falla MFFZ indicando el paro pre-pleistoceno de este accidente principal tal como lo confirma la segmentación de su traza por fallas mas recientes. Esta superficie podría corresponder a superficie de erosión marinas de edad pleistocenas conocidas en otra parte de la Isla

Las lomas de calizas carstificadas de las Calizas de Mao Adentro (lomas del Buey y del Pedón) sobresalen encima de esta superficie y los piedemontes de estas están cubiertos de capas de caliche polvoroso blanco que pueden alcanzar espesores de 3 m. Mas abajo la calichificación se caracteriza por un suelo blanquecino a beige marrón muy calcáreo con cantos de rocas subyacentes (areniscas muy calcáreas o cantos angulosos residuales de volcanitas de la Fm Grand Mangle). La pequeña sub-superficie 1 ubicada al Sur de Estero balsa esta constituida de una superficie carstificada sin desarrollo de caliche a su entorno. La red actual erosiona liviamente esta superficie debido a la alta porosidad de los suelos que disminuyen el chorreo de las aguas superficiales. Cabe señalar que este valle de El Copey constituye una zona agrícola activa en ganadería lechera contrastando con la vegetación sub desértica de las lomas vecinas

La formación de caliche esta ligada a fenómenos combinados de carstificación, capilaridad, porosidad y evaporación en ambiente climático sub desértico .

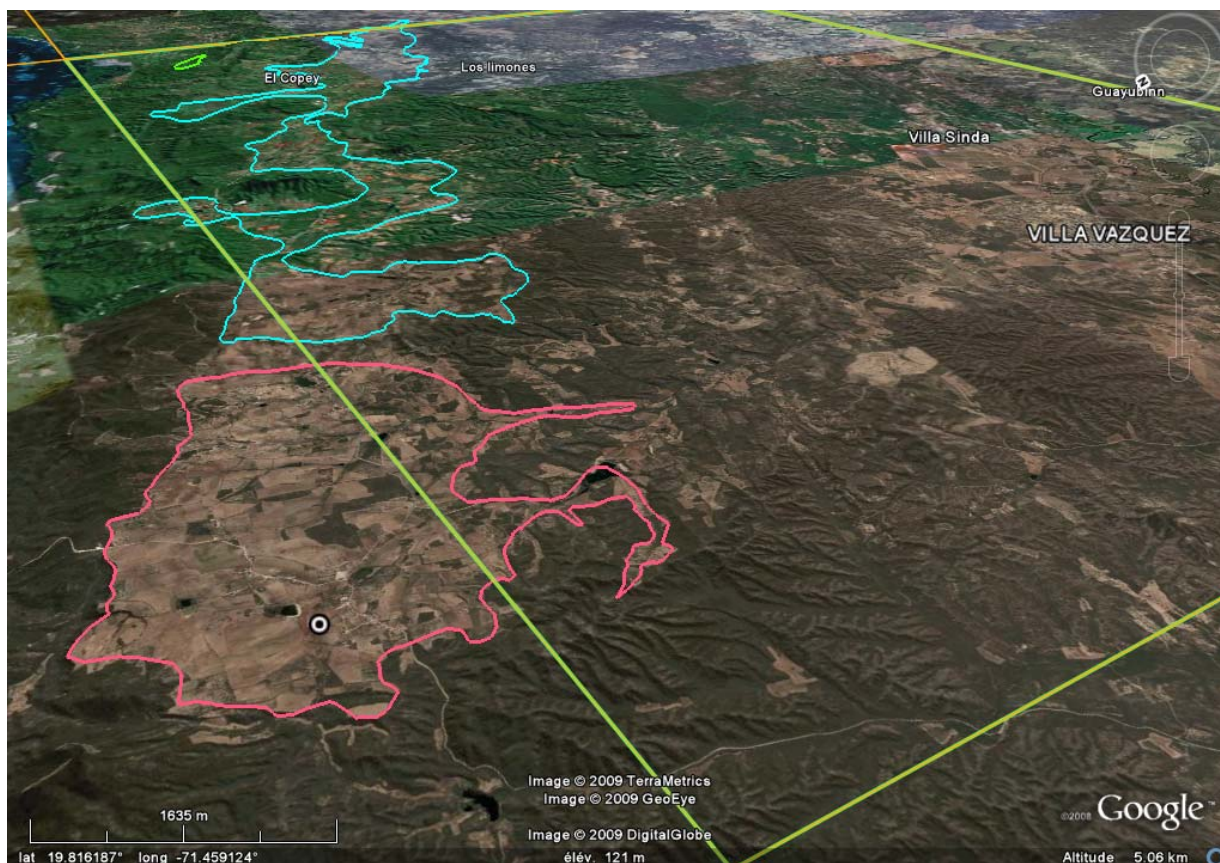


Fig. 112: Cartografía esquemática en Google Earth de las paleosuperficies calicheadas en la zona norte de la hoja
verde: subsuperficie 1 a +/-140m
rosado: subsuperficie 2 a +/-150m,
azul subsuperficie 3 a +/-170m



Fig. 113: Vista parcial hacia el Norte de la paleo superficie en el sector de los Úberos
punto 06PU9520 Lat.: 19°82633 / Long.: 71°4648



Fig. 114: vista parcial hacia el Suroeste de la paleo superficie en el sector de Las Brigidas
punto 06PU9496 Lat.: 19°81071 / Long.: 71°41488

2.3.3 Formas gravitacionales del Cuaternario

Se ha distinguido tres tipos de formas gravitacionales en la hoja que corresponden a los términos siguientes

- Deslizamiento de laderas
- Eluviones residuales
- Coluviones

2.3.3.1 Deslizamiento de laderas: Bloques y masas de calizas con cantos arena y limos (16)

Esta forma de deslizamiento se observa únicamente al sur de Estero Balsa. Se Ubica entre la loma del Guanillo al sureste y la loma de Balatal al Noroeste (Fig. 115). Esta probablemente ligado al contacto de las margas con las calizas carstificadas de La Fm Villa Trina. Este deslizamiento se extiende hacia abajo para cubrir una superficie de 1.6Km² y sus escombros llegan hasta el camino de El Papayo hasta Estero Balsa. En este camino se observan mega bloques plurimétrico de calizas micríticas en una megabrecha con estratificaciones de rumbo erráticas (Fig. 116).



Fig. 115: Vista hacia el Sur este del deslizamiento en masa de Estero Balsa con la loma del Guanillo a la izquierda y la loma de Balatal a la derecha

punto 06PU9268 Lat.: 19°81944 / Long.: -71°26241



Fig. 116: Vista de los bloques en la brecha del Camino de Los Papayos a Estero Balsa con las estratificaciones erráticas S0a y S0b

punto 06PU9226 Lat.: 19°81185 / Long.: -71°26021

2.3.3.2 Eluviones residuales: Cantos, arenas limos (17)

Los eluviones residuales corresponden a los residuos de rocas acumulados en su sitio después de la meteorización. No son transportados y son constituidos de las fracciones más gruesas de la roca original después del lavado por lluvias o por disolución. Ocupan 13Km² o 3.0 % de la superficie de la hoja en zonas de poco relieve o depresiones correspondiendo al sector centro sur de la hoja (Fig. 117). Están constituidas de relictos de cantos

conglomeráticos, arenas o limos de baja cohesión concentrados en zona llana sin red hidrográfica marcada (Fig. 118 y Fig. 119).

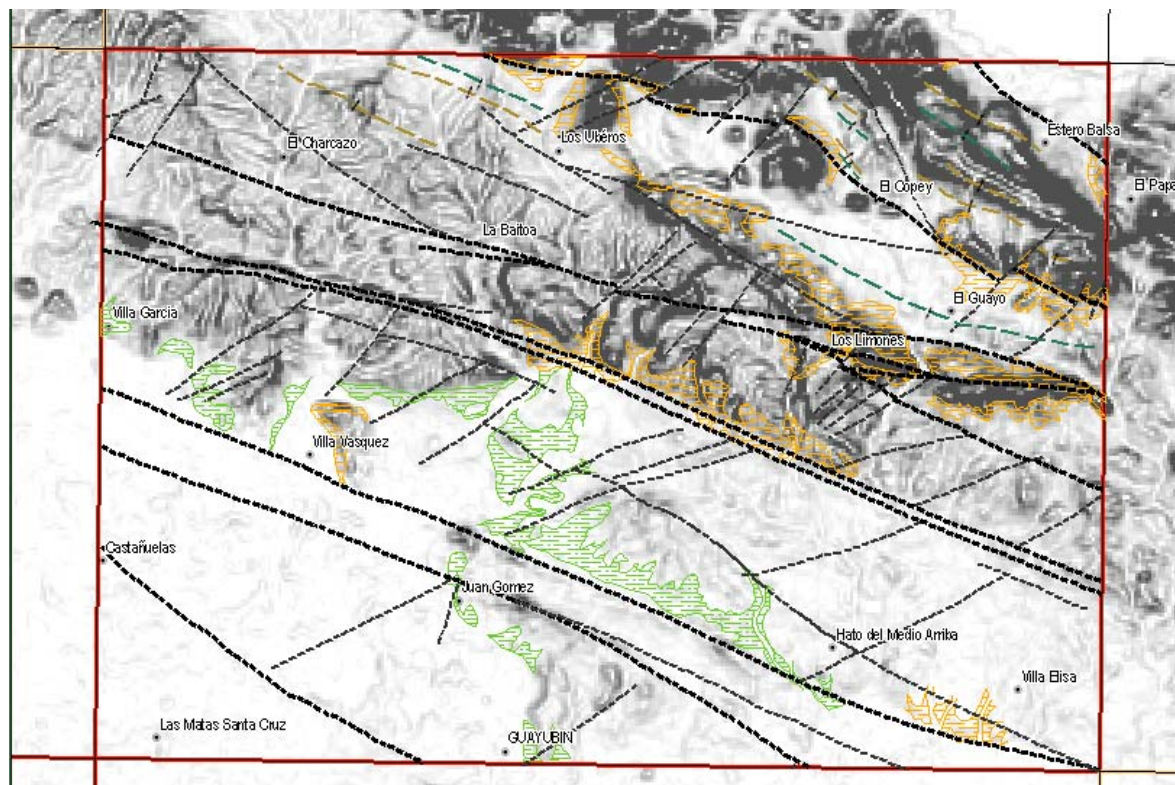


Fig. 117: Cartografía esquemática de los eluviones residuales 17 (verde) y de los coluviones 18 (naranja) sobre en fondo del talud deducido del modelo numérico de terreno (SRTM)



Fig. 118: Vista de la cobertura eluvial en el sector de los Joboanes (Villa Sinda).

punto 06PU9431 Lat.: 19°7375 / Long.: -71°37882



Fig. 119: Vista del llano la cobertura eluvial en el sector de los Joboanes (Villa Sinda);

punto 06PU9425 Lat.: 19°72573 / Long.: -71°39367

2.3.3.3 Coluviones: Cantos, arenas, limos y arcillas (18)

A la diferencia de los eluviones, los coluviones constituyen mezclas de bloques y gravas con arenas y limos subordinados acumuladas en las faldas de relieves. El color es variable de rojizo a beige. Ocupan 23Km² o 4.7% de la superficie de la hoja.

Se reparten geográficamente al piedemonte de los relieves de mas sobresalientes constituidos de las alternancias calizas y margas de la Unidad del Morro (Sector de los Limones) o de las calcareniscas de la Unidad Grand Mangle (Sector del Copey) y localmente en el piedemonte de unos niveles conglomeráticos de La Unidad de Monte Cristi en el sector de Villa Vázquez.

Son poco clasificados y monomícticas constituidos de bloques angulosos de rocas mas resistente a la meteorización que pueden aflorar en las zonas mas altas (Fig. 120). En caso de conglomerados los coluviones resultantes se distinguen de las terrazas por el carácter caótico de la organización de los clastos y la superficie de depósito inclinada y ondulada (Fig. 121).



Fig. 120: Vista de la capa de coluviones de calizas encima de las alternancias de calizas y margas de la Unidad del Morro en el Arroyo Barranca Blanca

punto 06PU9420 Lat.: 19°76017 / Long.: -71°29636



Fig. 121: Vista de una capas de coluviones de conglomerado desmantelado sobre yaciendo areniscas de la Unidad de Monte Cristi en Villa Vázquez

punto 06PU9074 Lat.: 19°74978 / Long.: -71°44733

2.3.4 Formas poligénicas del Cuaternario

Se incluyen en este grupo las formas cuya morfogénesis puede atribuirse a la acción simultánea o sucesiva de más de un proceso morfogenético. En este grupo se incluyen los piedemontes que aparecen en la Hoja.

Los piedemontes constituyen la transición entre zonas elevadas, donde la erosión es el proceso predominante, y las áreas de bajo relieve en las que imperan el transporte y sedimentación. Por tanto las morfologías que se generan en los pedimentos son de carácter erosivo o mixto como los *glacis*.

Los glacis aluviales

Los abanicos aluviales

2.3.4.1 Abanicos de baja pendiente: Arenas, limos y arcillas (19)

Los abanicos de baja pendiente o glaciais aluviales cubren 62 Km² (13%) de la Hoja de Villa Vázquez (Fig. 122). Se ubican principalmente

- en el sector de Las Matas Santa Cruz Castañuelas al Suroeste de la hoja,
- en el piedemonte de los relieves de la Pendiente y los Corralitos en la zona de Villa Sinda Villa Vázquez
- en la depresión El Guayo - El Copey - Los Úberos donde rellenan la parte baja de la paleo superficie descrita anteriormente

Corresponden a acumulaciones poco y mal estratificadas de siltitas, limos y arenas de color naranja no consolidada con suelos drenantes (Fig. 123). Son constituidos de alternancias centimétricas a decimétricas de arenas finas a medias y arcillas mal clasificadas, resultan de la sucesión de eventos erosivos y de sedimentación, ligados a los flujos laminares de aguas sobre una superficie casi plana, poco inclinada y ondulada.

La potencia se estima a unos centímetros en los bordes, hasta 3m en las zonas de relleno máximo El color oscila entre marrón rojo para las facies con mucha materia orgánica (Fig. 124) a naranja amarillento para las facies arenosas. Una característica de estos glaciais es la ausencia de red hidrográfica perenne bien marcada salvo en la zona de la paleo-superficie (15) donde la red actual erosiona el glacis preexistente

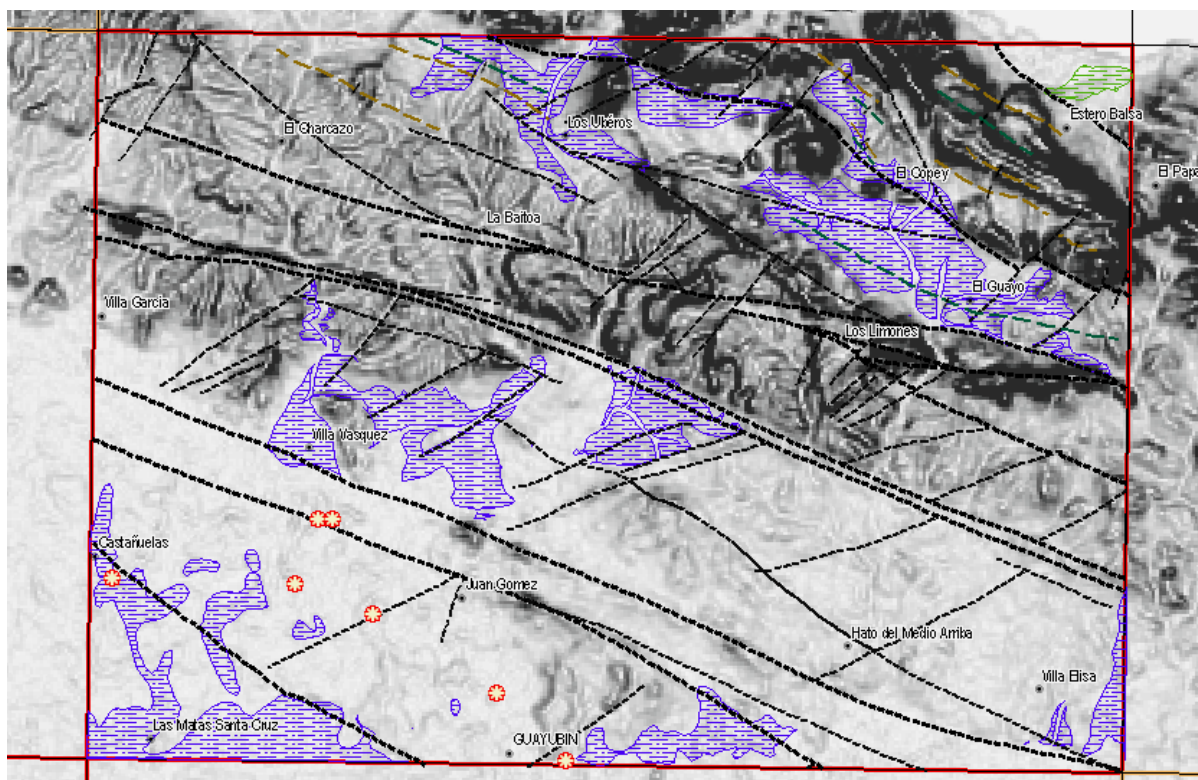


Fig. 122: Cartografía esquemática de los glaciais (19 azul) sobre el fondo del talud deducido del modelo numérico de terreno (SRTM)

En el **sector de Las Matas Santa Cruz Castañuelas**, estos glacis constituyen la prolongación de los glacis aluviales descritos en las Hojas de Martín García al Sur y de Dajabón al Suroeste. Las formas esta muy interdigitadas con la llanura de inundación del Río Yaque del Norte. Forman islas elevadas de 1 a 3m encima de la llanura de inundación del Río Yaque lo que permite su colonización con viviendas localmente con alta densidad de población (Ciudad de Castañuelas, Poblados de Jobo Corcobado y Bohío Viejo).

En el **pedemonte de los relieves de la Pendiente y los Corralitos** en la zona de Villa Sinda Villa Vázquez son depósitos más limosos o siltosos debido al carácter más calcáreo del área fuente que corresponde mayormente a las alternancias de margas y calcareniscas de la Unidad del Morro. En este sector el color es más pardo por la presencia más abundante de materias orgánicas (Fig. 125 y Fig. 126). El limite con la llanura de inundación mas progresivo es poco distinguible. Este glacis se encuentra parcialmente entallado por la red hidrográfica actual (Arroyos Los Córbanos y Bocororó)

En la **depresión El Guayo - El Copey - Los Úberos** el glacis aluvial corresponde al relleno de esta depresión con material siltoso o arenoso proviniendo de las laderas sin relación con una red hidrográfica marcada. La red actual se encajona en el glacis, exponiendo la roca subyacente. El material constituyendo este glacis es un suelo arenoso amarillento a beige con alto contenido de material polvoroso carbonatado. No se observa estratificaciones. En los partes más septentrionales (Sector del Peñón) se encuentran unos bloques esparcidos angulosos de rocas volcánicas como eluviones residuales de las brechas volcánicas intercaladas en la Formación Grand Mangle constituyendo la roca infrayacente del glacis y aflorando al Este.

Cabe señalar la presencia de este tipo de forma al limite oriental de la hoja (sector de La Guajaca Sector al Este de Guayubin) donde debido a la pendiente de la topografía mas fuerte la forma de glacis se acerca a las características de abanico aluvial. De hecho corresponde a zonas de topografía alomada alargadas entre canales hidrográficos temporales. El material es arenoso limoso de color naranja poco clasificado



Fig. 123: Vista de los depósitos arenosos drenantes del glacis aluvial en el poblado de Jobo Corcobado.

punto 06PU9536 Lat.: 19°70179 / Long.: -71°46331



Fig. 124: Vista de los campos arenolimosos del glacis aluvial en el sector de Jobo Corcobado.

punto 06PU9537 Lat.: 19°69731 / Long.: -71°46728



Fig. 125: Vista de la superficie de glacis aluvial con depósitos arenosos al norte de la carretera Duarte entre Villa Sinda y Villa Vázquez con las capas de calcarenitas de la Unidad del Morro formando mesetas en el ultimo plano

punto 06PU9652.Lat.: 19°72870 / Long.: -71°41277



Fig. 126: Vista de la superficie de glacis aluvial con depósitos arenosos al noreste de los Joboanes con una laguna antrópica en primer plano y las capas de calcarenitas de la Unidad del Morro formando mesetas en el ultimo plano

punto 06PU9652.Lat.: 19°73836 / Long.: -71°38306

2.3.4.2 Abanicos aluviales: Cantos, arenas, limos y arcillas (20)



Fig. 127: Vista del abanico aluvial de Estero Balsa (derecha) invadiendo la zona de manglar (izquierda)

Punto 06PU9237 Lat.: 19°81294 Long.: -71°27275

Se ha identificado una sola forma de este tipo de acumulación en la esquina Noreste de la hoja en el sector de Estero Balsa. Corresponde a un derrame de 1Km² de arenas y cantos en el piedemonte de la Cordillera Septentrional a la salida de Arroyo Balatal. El material son arenas bloques poco estratificados no consolidados de color amarillento. Esta sobre yaciendo a las arcillas palustre del manglar de Estero Balsa (Fig. 127). El área fuente del material es probablemente la zona del deslizamiento en masa al pie de la Loma El Guanillo ya descrito en el capítulo de las formas gravitacionales.

2.3.5 Cuaternario Formas fluviales y de escorrentía superficial

En estas formas se ha distinguido cinco tipos de depósitos tal como:

Las terrazas aluviales

La llanura de inundación

Los meandros abandonados en la llanura de inundación

Los aluviones actuales de fondo de valle

2.3.5.1 Terrazas aluviales: Cantos, arenas, limos y arcillas (21)

Las terrazas aluviales ocupas poca superficie (2km²) en la hoja. Se disponen en dos sectores:

La zona de Villa Lobo – Villa Elisa al sureste y la zona de Guayubin al sur de la hoja.

En la zona de Villa Lobo – Villa Elisa son terrazas depositadas por dos arroyos proviniendo del norte: el Arroyo Salado y la Cañada Calabazo. Los depósitos se ubican en ribera izquierda al límite del curso de estos ríos con la llanura de inundación del Río Yaque del Norte cuyo curso actual está muy proximal (1km). Estos depósitos son ligados a la bajada de energía en estos arroyos acercándose a la confluencia. Las terrazas están constituidas por alternancias decimétricas poco consolidadas de arenas de grano medio a fino poco conglomeráticas y limos (Fig.16-12). El color es amarillenta beige.

Los niveles conglomeráticos son más frecuentes en la zona de la Cañada Calabazo (Fig.16-13) y los cantos son de misma composición que los cantos de los niveles conglomeráticos de la Formación Mao erosionados por la cañada en su curso superior.



Fig. 128: Vista de las alternancias en las terrazas aluviales del Arroyo Salado con niveles conglomeráticos sobre yacidos por coluviones (zona de Villa Lobo – Villa Elisa).

Punto 06PU9565 Lat.: 19°69364 / Long.: -71°3077



Fig. 129: Vista del material de las terrazas aluviales con niveles conglomeráticos de la Cañada Calabazo (zona de Villa Lobo – Villa Elisa)

punto 06PU9553

Lat.: 19°67456 / Long.: -71°2687

En la zona de Guayubin al sur de la hoja las terrazas prolongan las terrazas aluviales descritas en la hoja limítrofe de Martín García (proyecto Sysmin K). Los depósitos son tabulares, horizontales, constituidos por cantos redondeados polimícticos heterométricos con una matriz arenosa mueble, de color gris a beige localmente (Fig. 130). Los cantos provienen de meta-vulcanitas, anfíbolitas e intrusivos dioríticos y gabroicos de la cordillera central. La potencia variable, oscila en general entre 1 y 5 m. Estas terrazas domina la llanura de inundación del Río Yaque de 3 a 4m (Fig. 131). Corresponden a cantos del cauce

del Río Guayubin depositados al nivel de su confluencia con el Río Yaque, depósitos ligados a la bajada de energía al nivel de la confluencia.



Fig. 130: Vista del material de las terrazas aluviales con niveles conglomeráticos en Villa Nueva (sector de Guayubin)

punto 06PU9547 Lat.: 19°68435 / Long.: -71°42668



Fig. 131: Vista de un nivel de terrazas aluviales dominando la llanura de inundación del Río Yaque en Bohío Viejo (sector de Guayubin)

Punto 06PU9543 Lat.: 19°69513 / Long.: -71°45221

2.3.5.2 Llanura de inundación: Arcillas y limos con materias orgánicas (22)

La llanura de inundación del Río Yaque constituye una entidad importante en el Valle del Cibao, de hecho, ella concentra una gran parte de la actividad agrícola de la zona. Las inundaciones de esta llanura quedan frecuentes en temporadas lluviosa y ciclónica.

Ocupa 73 Km² en el sector sureste de la hoja y una franja limítrofe al sur cubriendo así 12% de la superficie de la hoja (Fig. 132). El material constituyente es fino, siltítico a lutítico, poco consolidado, de color marrón-gris oscuro, rico en materias orgánicas. La llanura esta completa mente antropizada con sistema de canales de riego (Fig. 133 y Fig. 134). Cabe señalar que ninguna vivienda se encuentra en esta llanura. En tiempo de crecidas fuertes (huracanes) los pueblos o ciudades de Castañuelas, Villa Vázquez, Guayubin y Juan Gómez llegan a ser inundados temporalmente. Tuttle et al (1991) describen figuras de liquefacción cuaternarias en los depósitos de la llanura erosionados actualmente por el Río Yaque. Estas figuras de neo-tectónica están descritas en el capítulo tectónica a continuación.

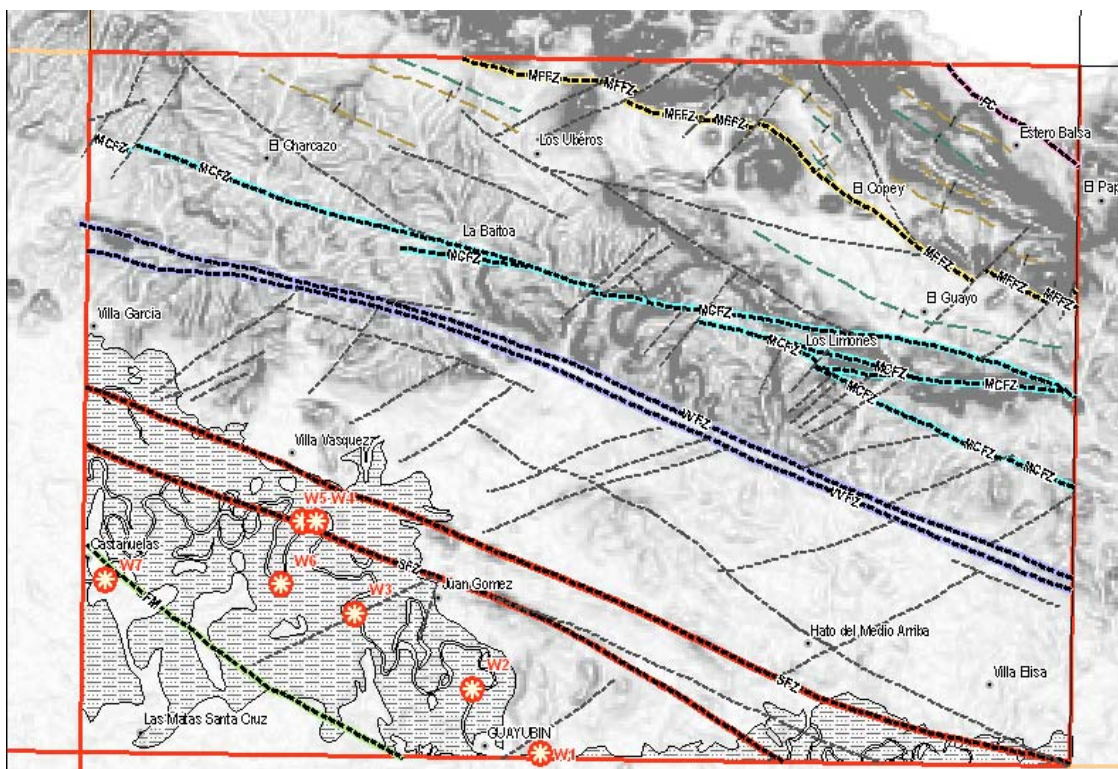


Fig. 132: Cartografía esquemática de la llanura de inundación del Río Yaque (rayado) y de observaciones de licuefacción (W1 a W7) sobre el fondo del talud deducido del modelo numérico de terreno (SRTM)



Fig. 133: Aspecto de la llanura de inundación del Río Yaque en el margen sur de la hoja (zona de Villa Lobo)

Punto 06PU9559 Lat.: 19°67389 / Long.: -71°27421



Fig. 134: Aspecto de la llanura de inundación del Río Yaque Al Norte de Las Matas de Santa Cruz

Punto 06PU9281 Lat.: 19°68518 / Long.: -71°47846

2.3.5.3 Llanura de inundación - Meandros abandonados: Arcillas y limos con materias orgánicas (23)

Esta forma corresponde al relleno de unos meandros abandonados del Río Yaque. Son arcillas limosas negras son alto proporción de materias orgánicas frecuentemente inundadas. El trazado de los meandros indican un paleo cauce del Río Yaque al Norte de la ciudad de Castañuelas. El cauce actual tal como el paleo cauce se limitan siempre al sur de la zona de Falla Septentrional.

2.3.5.4 Aluviones actuales de fondo de valle: Cantos, arenas, limos y arcillas (24)

Los aluviones de fondos de valle están constituidos por depósitos actualmente en tránsito a lo largo la red de drenaje. Debido a las configuraciones diferentes de los ríos y de sus cuencas, los depósitos presentan características diferentes descritas a continuación.

Los aluviones del río Yaque corresponden a limos y arenas muy finas, de color beige a marrón, con un alto porcentaje de arcillas (Fig. 135).

Los Arroyos Charcazo, Córbanos, Barranca Blanca, Pendiente, Los Úberos son los principales tributarios que drenan la hoja desde el límite Norte hacia el Río Yaque. Tienen una dinámica diferente según el dominio atravesado. Están en fase de sedimentación en la zona de la Planicie de El Guayo Los Úberos hasta el corredor entre las fallas de Monte Cristi y Villa Vázquez. Los depósitos son de arenas medias a gruesa con limos y arcillas esporádicos

En el corredor los cursos de los arroyos son más erosivos y los depósitos son discontinuos a lo largo del cauce, constituidos de bloques y cantos derrumbados de las laderas, de arenas gruesas o en caso de margas de relleno arcillosos de charcos (Fig. 136).

Al sur de la falla de Villa Vázquez los depósitos son mas organizados con cantos redondeados proviniendo de los niveles conglomeráticos de la rocas erosionada, con arenas gruesas a finas y un porcentaje de limos y arcillas importante.



Fig. 135: Aspecto de los aluviones del Río Yaque del Norte en el Puente de Castañuelas.

Punto 06PU9285 Lat.: 19°70708 / Long.: -71°49770



Fig. 136: Aspecto de los aluviones del Arroyo Barranca Blanca en la zona de Fallas de Villa Vázquez.

Punto 06PU9334 Lat.: 19°73213 / Long.: -71°30603

2.3.6 Formas lacustres y endorreicas

2.3.6.1 Manglar - marisma baja: Limos con material orgánico (25)

Estos depósitos se ubican a lo largo de la costa en el sector nororiental de la Hoja al norte de Estero Balsa. En la parte alta están constituidos de arcillas y limos muy bioturbadas (cangrejos) de color beige a gris marrón con alto contenido de materias orgánicas (Fig. 137). En la parte baja los depósitos se organizan en relleno de canales (Fig. 138) con depósitos sub acuáticos de arenas finas gris a blancas.



Fig. 137: Vista de las arcillas palustres del Manglar de Estero Balsa.

Punto 06PU9261b Lat.: 19°8'12.94 Long.: -71°27'59.6



Fig. 138: Vista del canal del Manglar de Estero Balsa con en último plano la Loma del Guanillo y la incisión del deslizamiento.

Lat.: 19°8'29.38 Long.: -71°26'53.8

2.3.7 Formas coralinas

2.3.7.1 Corales actuales: Edificios coralinos (26)

Esta forma de depósito corresponde a unos edificios coralinos recientes que aparecen emergidos al largo de la costa. Son biohermos de corales coloniales muertos de color blanco.

3 TECTONICA

3.1 *Contexto geodinámico y estructura general de la Cordillera Septentrional*

3.1.1 Introducción

La Cordillera Septentrional está formada por una cadena de montañas con una anchura entre 15 y 40 Km. y altitudes que pueden superar los 1000 m en su parte central (pico Diego de Ocampo, 1249 m). Se extiende con dirección OSO-ESE subparalela a la costa atlántica dominicana por más de 200 kms, desde Monte Cristi a Nagua (Fig. 139). Junto con la península de Samaná conforma un dominio geológico bien diferenciado del resto de los considerados en la isla de La Española por cuanto en él concurren procesos directamente relacionados con la evolución del límite propiamente dicho entre las placas Caribeña y Norteamericana. Su borde meridional queda bien definido por la traza más o menos rectilínea de la falla Septentrional (sensu lato) que pone en contacto los materiales terciarios que constituyen la cordillera, con los depósitos cuaternarios de la Cuenca del Cibao. Esta cuenca, que coincide aproximadamente con el valle que le da nombre, discurre contigua al sur encajada entre los relieves de la Cordillera Septentrional y los de la Cordillera Central si bien el límite con estos últimos no es tan brusco y se resuelve mediante una prolongada pendiente que coincide aproximadamente con la discordancia de base de los materiales neógenos que mayoritariamente rellenan la cuenca.

El dominio geológico de la Cordillera Septentrional incluye tres conjuntos de rocas de naturaleza y origen muy diferente ya descritos en el marco geológico (Fig. 140):

- 1) Los **complejos de rocas con metamorfismo de alta presión, rocas ultra básicas (generalmente asociadas a melanges) y neises** de diversa naturaleza,
- 2) Los pequeños afloramientos de rocas volcánicas y volcanoderivadas de edad cretácica a paleocena representados por los complejos de El Cacheal, El Paradero y Pedro García.
- 3) Las rocas cenozoicas constituidas por potentes secuencias sedimentarias mayoritariamente depositadas en medios marinos.

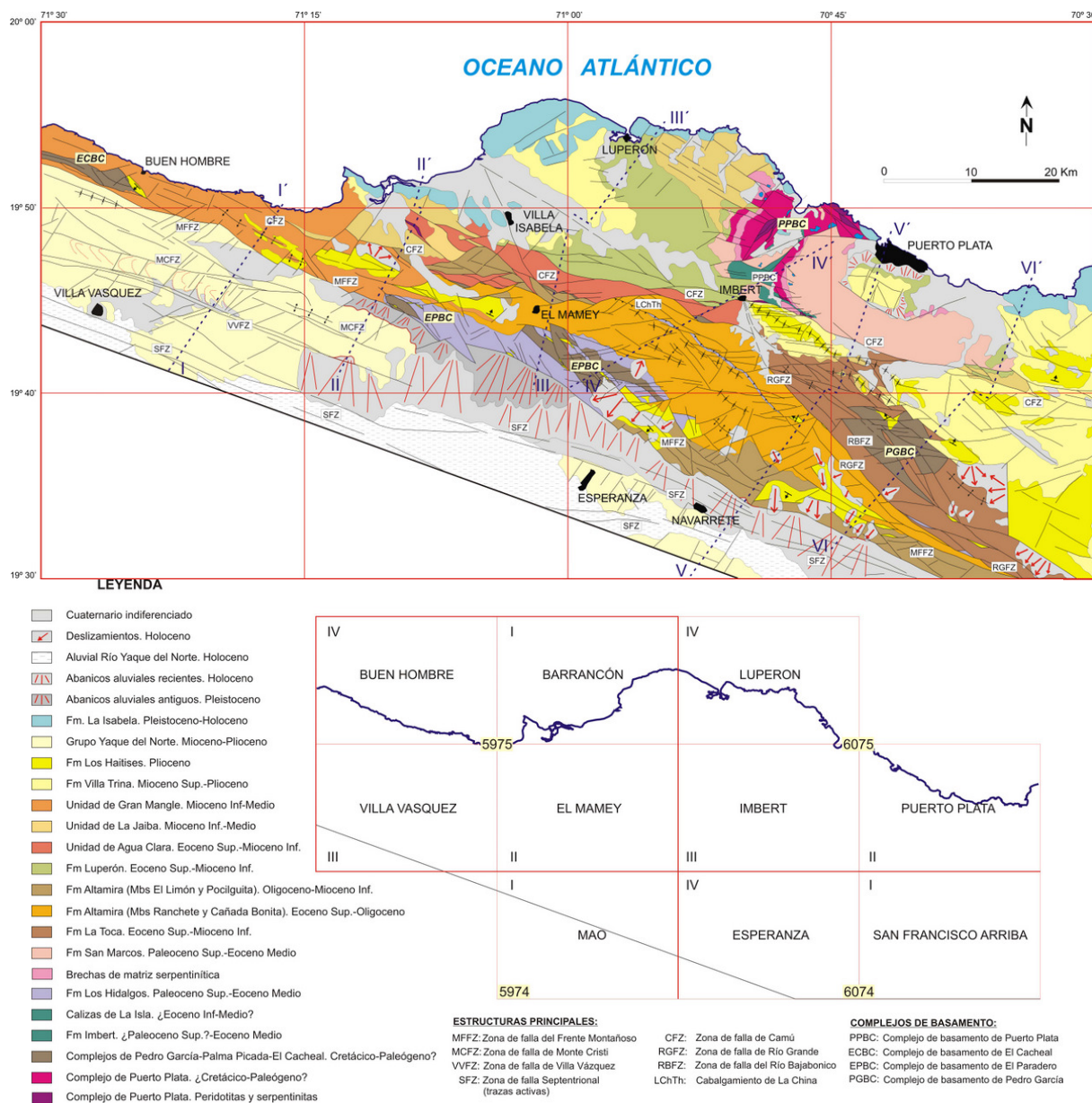


Fig. 139: Esquema geológico del sector occidental de la Cordillera Septentrional.

Los tres conjuntos de rocas han sido deformados en condiciones fuertemente transpresivas producidas como consecuencia de la colisión y convergencia oblicua continuada de las placas caribeña y norteamericana desde el Paleógeno hasta la actualidad. La deformación está muy particionada en grandes fallas de desgarre bien localizadas (Septentrional, Camú, Río Grande, entre otras) y un plegamiento singenético que afecta a todo el dominio, dando lugar a grandes relieves que tienen control tectónico. Los complejos de basamento de rocas metamórficas y de rocas volcánicas y volcanoderivadas afloran con direcciones NO-SE ligeramente oblicuas a las directrices de la cordillera. (Fig. 140).

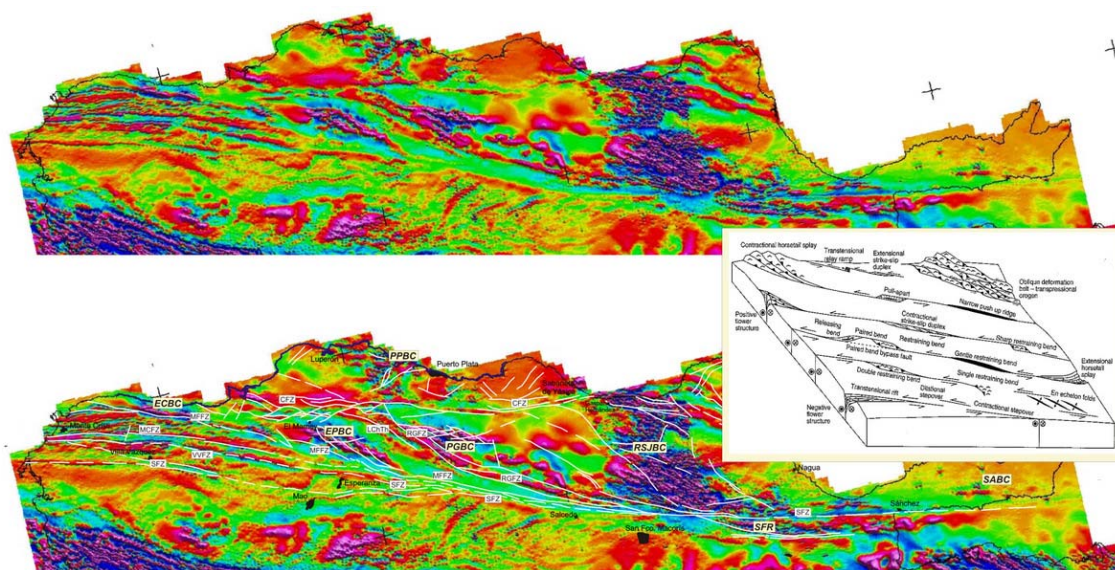


Fig. 140: Correlación de las estructuras principales de la Cordillera Septentrional con el mapa aeromagnético de gradiente vertical.

En el recuadro se incluyen ejemplos de estructuras típicas de zonas transpresivas y transtensivas, con la nomenclatura propuesta por Mann (2004)

3.1.2 Antecedentes

La estructura de la Cordillera Septentrional es relativamente poco conocida con estudios muy parciales de la misma. Aparte de los trabajos pioneros de Vaughan (1921), y de los primeros reconocimientos relacionados con la exploración petrolífera (Dohm, 1943; Beall, 1943; Bermúdez, 1949), los más destacables son la tesis de Nagle (1966) sobre la petrología y estructura de los complejos de basamento de Puerto Plata, Río San Juan y Samaná (y trabajos derivados: Nagle, 1974; 1979; Bowin y Nagle, 1982), y las de Redmond (1982) y De Zoeten (1988), enfocadas a la estratigrafía y estructura de las series terciarias del sector central de la cordillera.

Más o menos coetáneas con estas últimas son: las breves referencias de Bourgois *et al.* (1982; 1983) a la estratigrafía y evolución estructural de la región de Puerto Plata; el trabajo de Eberle *et al.* (1982), que en su momento supuso una notable revisión de los conocimientos de la estratigrafía y estructura del conjunto de la cordillera con una atención especial a los complejos de basamento; y la parte de la tesis de Pindel (1985) realizada en el complejo de Puerto Plata encaminada a su posible correlación con complejos similares en Cuba. La tesis de Joyce (1985) sobre el complejo de rocas de alta presión de Samaná corresponde también a esta época.

Con la base de los estudios anteriores, el conocimiento de la geología de la Cordillera Septentrional tuvo un notable impulso con la publicación de los trabajos recopilados en el

Volumen Especial 262 de la Sociedad Geológica Americana (Mann *et al.*, 1991) que incluye una síntesis cartográfica actualizada para esa fecha (De Zoeten *et al.*, 1991). Entre ellos, la estructura de la parte central de la cordillera y su división en bloques separados por grandes fallas (bloques de Altamira y La Toca) se trata en De Zoeten y Mann (1991), la estructura del ridge de San Francisco, en Winslow *et al.* (1991) y la estructura de la cuenca del Cibao y sus relaciones con la evolución de la Cordillera Septentrional, en Edgar (1991). Pindel y Draper (1991) aportan una revisión cartográfica de zona de Puerto Plata situada al norte de la falla de Camú y a partir de ella proceden a la actualización de su estratigrafía y estructura; Draper y Nagle (1991) hacen lo mismo en la región de Río San Juan; en ambos casos hay referencias de interés sobre la posible correlación de unidades de estos dos complejos. También Joyce (1991) incluye en el citado Volumen Especial una actualización de los conocimientos del complejo de rocas metamórficas de Samaná. En esta época se publican varios trabajos de Calais y colaboradores (1989; 1990; 1991; Calais y Mercier de Lepinay 1995) sobre la estructura del límite de placas entre Cuba y La Española. Uno de ellos (Calais *et al.* 1992) incluye una nueva propuesta estratigráfica para el sector occidental de la Cordillera Septentrional y correlaciona las principales discordancias regionales con fases de deformación. Trabajos más recientes a considerar son los de Eriksson *et al.* (1998), sobre la estructura e historia deposicional de la cuenca del Cibao y la influencia del levantamiento de la Cordillera Septentrional en su relleno, que incluye como principal novedad un análisis de la subsidencia de esta cuenca; y la última revisión de De Zoeten y Mann (1999) que amplían y refinan sus trabajos previos sobre la estratigrafía y estructura de la parte central de la cordillera.

La tectónica activa y la sismicidad de la Cordillera Septentrional y del Valle del Cibao tienen su primera referencia importante dentro del contexto del límite de placas, en el trabajo de Mann *et al.* (1984), y posteriormente, en algunos de los trabajos ya citados de Calais y colaboradores. Más recientemente, el Volumen Especial (Nº 326) editado en 1998 por la Sociedad Geológica Americana (Dolan y Mann 1998) y la *Penrose Conference* de 1999 en Puerto Plata (Mann, 1999), suponen una completa puesta al día en esta materia. Estos estudios se han visto reforzados por datos concretos del desplazamiento relativo entre las placas Caribeña y Norteamericana obtenidos mediante GPS (De Mets, 2000) los cuales, por otra parte han permitido constatar el movimiento diferencial de bloques o "microplacas" dentro de la propia isla, entre ellos el correspondiente a la propia Cordillera Septentrional (Mann *et al.*, 2002).

En contraste con esta dispersión de trabajos y datos, los estudios realizados en el contexto del Proyecto de Cartografía Geotemática de la República Dominicana han permitido tener

una visión de la estructura de toda la Cordillera Septentrional en su conjunto a partir de una nueva cartografía a escala 1.50.000 de todo el dominio.

3.1.3 La estructura del sector occidental de la Cordillera Septentrional (bloques de Altamira, La Toca y Puerto Plata)

La estructura del sector occidental de la Cordillera Septentrional se sintetiza en los esquemas de la figuras Fig. 139, Fig. 141 y Fig. 142. El esquema estructural muestra la traza de las fallas principales, la disposición escalonada de los complejos de arco de isla situados al sur de la falla de Camú y la alineación transversal del complejo de basamento de Puerto Plata al norte de ésta. La mayoría de estos elementos tienen buena correlación con anomalías del mapa de gradiente vertical de la región.

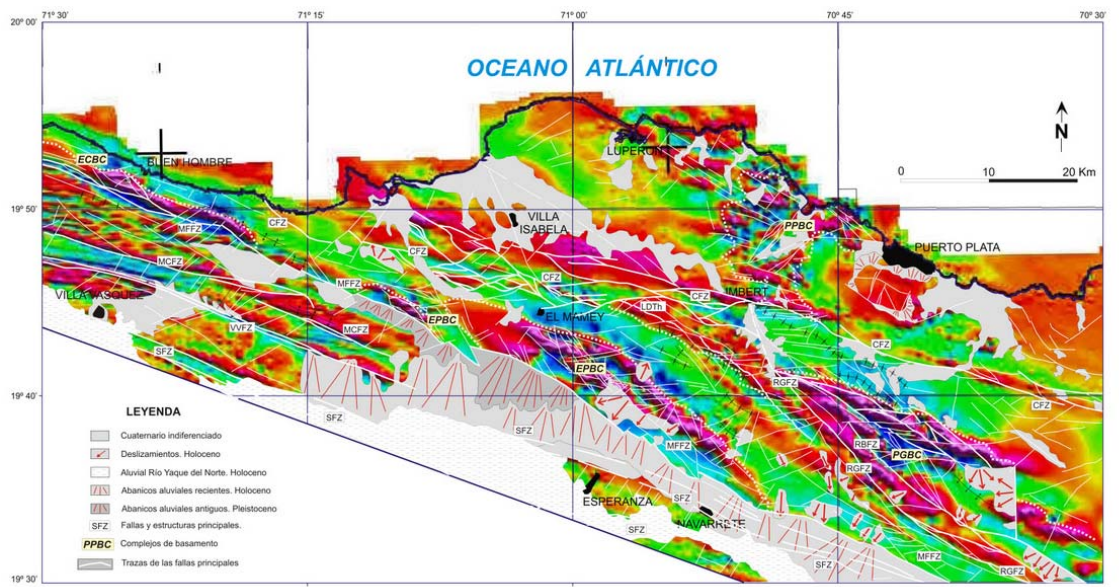


Fig. 141: Correlación de las estructuras principales del sector occidental de la Cordillera Septentrional con el mapa aeromagnético de gradiente vertical.

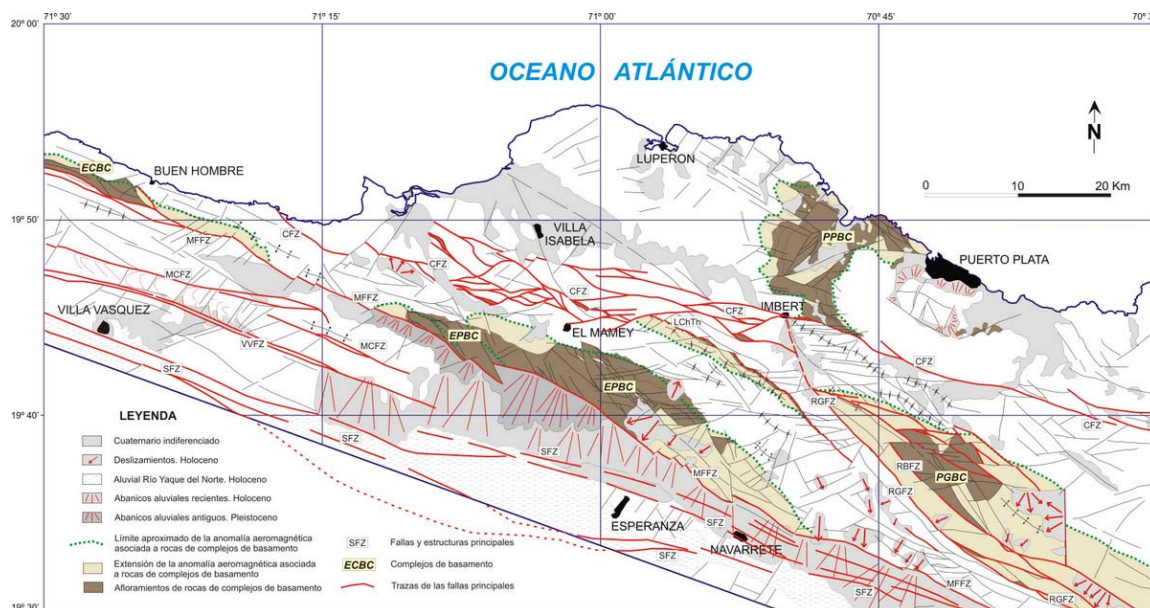


Fig. 142: Esquema estructural del sector occidental de la Cordillera Septentrional

La nomenclatura de las estructuras es idéntica a la de la Fig. 139

La estructura de los bloques de Altamira y La Toca está condicionada por el desarrollo de inflexiones contractivas a las que se asocian sendos afloramientos de los complejos de rocas de arco de isla, de oeste a este, complejos de El Cacheal, El Paradero y Pedro García.

En estos dos bloques la fracturación es dominante sobre el plegamiento. No obstante, como los dos bloques albergan series sedimentarias potentes y tienen dimensiones suficientes, la deformación asociada a los *restraining bends* produce pequeños cinturones de pliegues y cabalgamientos de geometría transpresiva, es decir, oblicuos a las fallas principales que los delimitan.

La estructura en sección de los bloques de Altamira y La Toca se muestra en los cortes geológicos de la figura Fig. 143. Los afloramientos de los complejos de arco de isla coinciden con estructuras anticlinales o anticlinoriales más o menos apretadas limitadas por fallas subverticales, o más bien, ligeramente vergentes hacia el exterior de cada estructura, que reproducen las geometrías “en flor (positiva)” características de zonas transpresivas o de desgarre.

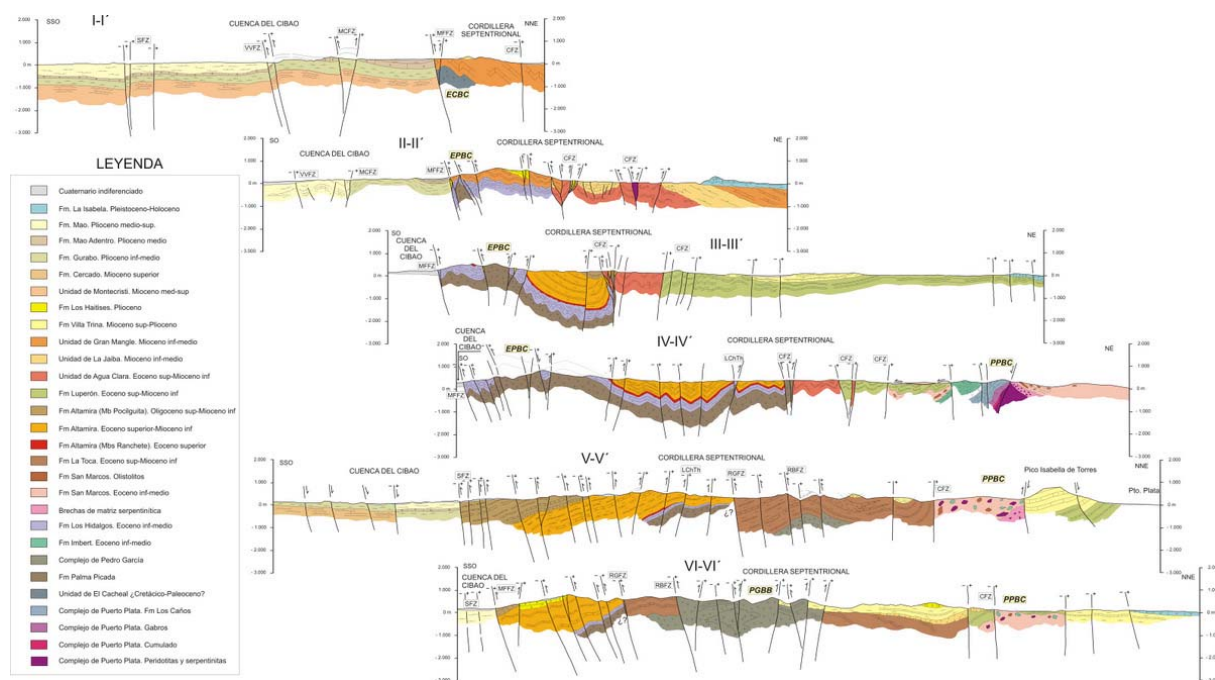


Fig. 143: Cortes geológicos del sector occidental de la Cordillera Septentrional

Los cortes geológicos muestran: la ligera vergencia al sur de de la traza de la falla Septentrional correspondiente al Frente Montañoso que forma el límite meridional de los complejos de El Cacheal y El Paradero (Fig. 143; cortes II-II' a IV-IV'); la posición de la traza activa de la falla Septentrional en el interior de la Cuenca del Cibao (Fig. 143; cortes I-I', V-V' y VI-VI'); y el pequeño levantamiento (de las series Cercado y Gurabo) asociado al puente contractivo (*contractional stepover*) que se forma por la transferencia del movimiento sinistral entre las fallas de Villa Vázquez y Monte Cristi (Fig. 143; cortes I-I'). Por otra parte el corte V-V' de la misma figura, muestra un esbozo de la tectónica extensional que caracteriza la estructura interna de la cuenca del Cibao y que ha sido bien descrita por Edgar (1991).

La geometría romboidal alargada de los bloques de Altamira y La Toca se acentúa en las proximidades de la falla de Camú por el efecto de cizallamiento y giro que produce en las estructuras contiguas, con un inequívoco sentido de movimiento sinistral, que afecta también a las series más recientes de Villa Trina y los Haitises. Desde la localidad de Imbert hacia el este, la falla de Camú tiene una traza relativamente neta, con escasas bifurcaciones, que coincide en términos generales con la propuesta en trabajos previos. En este tramo se trata de una falla vertical a lo largo de la cual afloran diversos fragmentos de peridotitas de tamaño kilométrico. Sin embargo desde Imbert hacia el oeste, la cartografía realizada en el contexto del presente proyecto ha revelado una traza distinta, más compleja y en posición notablemente más meridional que la cartografiada en trabajos previos. En

realidad se trata de una zona de falla con una anchura de 3 a casi 10 Km. que afecta tanto a formaciones del bloque meridional de Altamira. El resultado es una amplia zona de mezcla en la que coexisten fragmentos o bloques de las mencionadas unidades (y otras relacionadas) de tamaño kilométrico y menores (desde hectométricos a métricos) y formas romboidales, limitados por fallas que en su mayoría.

Los cortes II-II´ a IV-IV´ de la Fig. 143 muestran la estructura interna de la zona de falla. La máxima deformación se concentra en corredores de hasta 1 Km. de anchura con geometría “en flor positiva” donde la mezcla tectónica de unidades es extrema, los cuales limitan bloques deprimidos de mayor extensión con márgenes cobijados (subverticales o invertidos) y geometrías internas anticlinales o sinclinales relativamente simples.

Al norte de la falla de Camú, la estructura del bloque de Puerto Plata es relativamente sencilla en las formaciones paleógenas y neógenas de cobertera y complicada en el complejo de basamento (de Puerto Plata) que constituye su sustrato. Exceptuando aquellos sectores próximos a la zona de falla de Camú donde la fracturación y el plegamiento relacionados con esta falla son más intensos y producen alguna inversión local de la estratificación, la Fm La Jaiba reposa en posición subhorizontal discordante sobre ella.

Principales discordancias y edad de la deformación

En el sector occidental de la Cordillera Septentrional existe una serie de discordancias de ámbito regional cuyas implicaciones geodinámicas y acotaciones respecto a la edad de la deformación se describen a continuación.

La exhumación del complejo de basamento de Puerto Plata se puede relacionar con los últimos estadios del proceso de subducción oblicua de la placa Norteamericana bajo la placa Caribeña y su posterior colisión. La historia tectonometamórfica y las dataciones absolutas obtenidas en eclogitas de la península de Samaná derivadas del proceso de subducción, sugieren que éste ocurrió fundamentalmente entre el Cretácico Superior y el Paleógeno Inferior (Joyce, 1991; Escuder Viruete *et al.*, 2004; Escuder Viruete y Pérez Están, 2006).

La subsiguiente colisión de la placa Caribeña con la plataforma de las Bahamas se supone que marca el inicio de los procesos de exhumación propiamente dichos, los cuales, de acuerdo con la edad principal de la Fm Imbert (y de las unidades caóticas asociadas), se debieron desarrollar durante el Eoceno Inferior y Medio. No obstante, las dataciones de las fábricas retrometamórficas sugieren que el proceso se pudo prolongar hasta el Eoceno

superior o incluso el Oligoceno (Joyce y Aronson, 1987; Catlos y Sorensen, 2003; Escuder Viruete *et al.*, 2004, 2006).

La siguiente discordancia de ámbito regional se sitúa a la base de la Fm La Jaiba en el Mioceno Inferior y es común para los tres bloques involucrados en este sector de la Cordillera Septentrional. Es decir, la Fm La Jaiba aflora discordante sobre formaciones precedentes en el bloque de Puerto Plata, también en los bloques de Altamira y La Toca y de forma característica a lo largo de la zona de falla de Camú,

Mención aparte por sus implicaciones en la evolución tectónica de la cadena es la estructura de la Fm Los Haitises y su infrayacente y en parte equivalente lateral, la Fm Villa Trina. El contacto basal de estas formaciones es siempre una discontinuidad (discordancia angular o paraconformidad) de ámbito regional que marca el comienzo de un nuevo ciclo sedimentario de carácter regresivo (margas de cuenca en la base y depósitos arrecifales y asociados a techo) de edad Plioceno Inferior (o Mioceno Superior)-Pleistoceno Inferior.

Por último, la discontinuidad de ámbito regional más moderna (aparte de la que corresponde a los depósitos holocenos) se sitúa en el Pleistoceno Inferior (o límite Plioceno-Pleistoceno) a la base de la Fm La Isabela y consiste en una discordancia angular cuando esta formación descansa sobre formaciones paleógenas o miocenas, o en una paraconformidad difícil de apreciar y cartografiar cuando lo hace sobre la Fm Villa Trina o sobre las calizas de Los Haitises de idéntico origen arrecifal.

3.2 Tectónica y evolución tectono-sedimentaria del Dominio del Valle del Cibao

El depósito de la Fm. Bulla a partir del Mioceno medio, con relleno valles excavados en dirección N-S y aportes procedentes del Sur, podría ser coincidente o inmediatamente posterior a los episodios transpresivos que dieron lugar a la elevación y emersión definitiva de la Cordillera Central. Es de destacar la aparente coincidencia en edad de estos depósitos con los materiales y discordancias internas sintectónicas de la Fm. Sombrerito en el borde Sur de la Cordillera (Hojas de Banca y Arroyo Limón).

La ausencia en el área estudiada de materiales pertenecientes a la parte alta del Mioceno Inferior podría indicar el inicio de un cambio de sedimentación. Los depósitos pasarían de ser depósitos continentales proviniendo del sur a depósitos proximales a marinos en una cuenca de direccionalidad predominantemente E-O. Esta direccionalidad de la cuenca, con aportes procedentes del oeste, parece ya clara durante el depósito de la Fm. Cercado, como

viene indicado por los cambios de facies y potencia en relación con la falla o zona de falla del accidente extensional de Gurabo-Cana. La actividad tectónica en este momento no se limita a este accidente sino que, al menos al oeste de este hubo una actividad tectónica de cierta importancia como atestiguan numerosas evidencias de campo ("*slumps*", diques clásticos, pequeñas fallas sinsedimentarias) y cartográficas (afloramientos del "zócalo" en la Fm. Cercado).

La máxima profundización de la cuenca, dentro de la Fm. Cercado, se produciría en su tercio superior, tras la cual tiene lugar una relativa somerización, especialmente importante al Este del accidente Cana- Gurabo, que da lugar al depósito de las calizas de Ahuyamas y culmina con una discontinuidad que provoca su erosión al este de dicho accidente durante la parte alta del Mioceno Superior. En el Mioceno terminal tiene lugar una nueva profundización de la cuenca que posibilita el depósito de la Fm. Gurabo. Aunque las evidencias de campo indicativas de actividad tectónica sinsedimentaria son escasas (algunos "*slumps*" y depósitos de "*debris flows*" en la sección del río Gurabo) el accidente de Cana-Gurabo sigue controlando la sedimentación y estructuración de la cuenca tal como pone de manifiesto la distribución de facies y potencias. Si bien el cambio de potencia puede a primera vista parecer pequeño, hay que tener en cuenta la muy diferente tasa de compactación de los materiales a un lado y otro del accidente, presentando las margas hemipelágicas, dominantes hacia el este, una tasa de compactación, y por tanto una potencia original, mucho mayor. En la parte final del Plioceno Inferior tiene lugar una nueva caída relativa del nivel del mar que da lugar a discontinuidad basal de la Fm. Mao Adentro y al depósito de los miembros de las Caobas. Esta caída relativa no parece afectar a los materiales situados al este del Accidente Cana-Gurabo, lo que indicaría que, o bien su origen es puramente tectónico, con elevación relativa de el bloque oeste, o bien se trata de un fenómeno eustático de baja intensidad que en el bloque este ha sido totalmente compensado por la tasa de subsidencia tectónica. Durante el depósito de la Fm. Mao Adentro la estructuración E-O de la cuenca se mantiene en líneas generales tal como indica la distribución de facies, si bien en las proximidades del límite Plioceno Inferior Medio parece iniciarse una tendencia al cambio de estructuración de la cuenca, al menos en las proximidades de la falla de Mao, con desarrollo de canales y clinofomas dirigidas hacia el Norte.

El inicio de la sedimentación de la Fm. Mao, probablemente en la parte alta del Plioceno Medio, marca un cambio radical en la estructuración de la cuenca, que pasa a tener una direccionalidad N-S controlada por la actuación sinsedimentaria de la Falla de Mao, al Sur de la Cual se desarrollarían probablemente facies marinas someras, de tipo estuarino o de

llanura deltaica, de las que no ha quedado registro. La falla de Mao recorre la hoja del mismo nombre con un trazado cartográfico de dirección aproximada entre E-O y N110°E, penetra en la de Villa Vázquez manteniendo esta última dirección hasta las inmediaciones del río Cana, donde gira hacia el norte adoptando un trazado de dirección aproximada N150°E, y alcanzando la llanura del Yaque donde es cortada por otra falla de dirección aproximada N110°E.

Esta geometría y su carácter sinsedimentario permiten asimilar la falla de Mao al sistema de fallas, probablemente enraizado con la zona de falla de la Falla Septentrional que habría dado lugar durante el Plioceno Superior y parte alta del Medio a un sistema de sub-cuencas en relevo en las que se produciría el depósito de la Fm. Mao. La disposición en relevo de estas cuencas puede deducirse de los mapas aeromagnéticos del valle del Yaque, los cuales muestran una serie de anomalías negativas de formas groseramente romboidales, cuyos mínimos coincidirían con los depocentros de las cuencas o subcuencas. En relación con esta tectónica sinsedimentaria parece estar el gran sinclinal que puede deducirse de la distribución de buzamientos en la hoja de Mao y que podría representar un gran sinclinal de “*roll-over*” extensional.

Otra falla de cierta importancia, y con un recorrido groseramente paralelo al de la falla de Mao, se sitúa en el límite norte de la Hoja de Monción llegando a penetrar en la hoja de Mao en su extremo Oeste donde desaparece en las proximidades del río Gurabo. Esta terminación lateral de la falla podría estar en relación con una transferencia de desplazamiento al accidente de Cana-Gurabo, aunque no cabe descartar otras posibilidades. La falla, con un recorrido muy dislocado, pone en contacto las formaciones Gurabo y Cercado con un desplazamiento normal del orden de los 100 m, siendo el bloque hundido el bloque norte. Dada la traza más o menos paralela a la de la falla de Mao es posible que este genéticamente relacionada con ella y su edad sea similar, aunque podría haber tenido rejuegos más tardíos durante el Cuaternario.

Con posterioridad a los movimientos de carácter sinsedimentario respecto a la Fm. Mao, los materiales neógenos del Valle del Cibao están afectados por una densa red de fallas cuya actividad ha continuado al menos hasta el Pleistoceno Superior, ya que llegan a afectar con seguridad a las terrazas medias y posiblemente a las terrazas bajas del Río Yaque, como parece deducirse de la interpretación de los lineamientos de las fotos de satélite en la Hoja de Mao. Todas estas fallas, con planos subverticales y de desplazamientos entre métricos y decamétricos, parecen tener un carácter normal, o al menos lo tienen en todos los casos en

que se han podido observar criterios cinemáticos de campo (arrastres y estrías de falla). Esta tupida red de fallas parece organizarse según cinco sistemas principales:

- Un sistema de dirección aproximada N120°E, coincidente con la dirección de las principales fallas de desgarre en el "zócalo", de las que probablemente representa un rejuego tardío.
- Un sistema de dirección aproximada N60°E, que por lo general corta a las fallas del sistema anterior.
- Un sistema de dirección aproximada N30°E que, al menos en ocasiones, conecta fallas del sistema anterior.
- Un sistema de dirección aproximada N150°E. La dirección de este sistema, junto con las anteriores parece compatible con la de los desgarres asociados a los principales del "zócalo", y es posible interpretar estos sistemas como rejuegos normales tardíos de las fracturas de desgarre del "zócalo".
- Un sistema de dirección variable entre N170°E y N20°E, frecuentemente N-S, sin relación geométrica evidente con los anteriores y que parece haber condicionado el recorrido de la mayor parte de los valles de la zona.

3.3 Estructuras de la Hoja de Villa Vázquez

3.3.1 Introducción

Regionalmente toda la parte Norte del Valle Río Yaque estuvo atribuida anteriormente al dominio de la Cordillera Septentrional. Este dominio estaba limitado al Sur por la Falla Septentrional, La traza de la zona de falla Septentrional en su sector occidental no había sido cartografiada en detalle y los diferentes autores que la han estudiado publican esquemas tectónicos en los que esta ocupa posiciones claramente distintas; así, para Zoeten y Mann (1991) y Mann *et al.* (1998) la falla pasaría por la bahía de Manzanillo al Sur del Valle del Yaque, para Zoeten y Mann (1999) inmediatamente al Sur de la ciudad de Monte Cristi, y para Edgar (1991) y Calais *et al.* (1992) al Norte de El Morro. En el marco del proyecto K, en la vecina hoja de Pepillo Salcedo, Bernárdez (2004) cartografía la falla abajo del cauce actual del Río Yaque ligeramente al Sur de la posición supuesta por Zoeten y Mann (1999).

El análisis de los datos geofísicos y topográficos de esta fase del proyecto Sysmin permite establecer una cronología así como una evolución de las trazas exactas del conjunto de fallas septentrionales. Estas fallas por su mayoría fueron denominadas por MANN en 1991 (MANN, P. in 1991). Son del Norte al Sur:

la Falla de Frente de Montaña o “Mountain Front Fault Zone” (MFFZ) localmente llamada Falla de los Cayucos)

la Falla de Monte Cristi (MCFZ),

la Falla de Villa Vázquez (VVFZ),

la Falla Septentrional actual o Septentrional Fault Zone (SFZ)

I la Falla extensional de Mao (FM) definida en el marco del proyecto K

La MCFZ y La VVFZ no tienen extensiones regionales hacia el este y desaparecen en el Corredor de la SFZ en la parte central de la zona (sectores de Esperanza Santiago). La Falla extensional de Mao FM tiene una larga extensión y se prolonga hasta la Hoja de San José de las Matas.

Zoeten y Mann (1991) en la parte central de la Cordillera Septentrional distinguen tres etapas de deformación.

La primera, durante el Eoceno Medio-Superior estaría relacionada con el movimiento de desgarre senestre de la zona de Falla de Río Grande. (RGFZ)

La segunda, durante el Mioceno medio estaría relacionada según estos autores con el inicio de los movimientos transpresivos la Falla de de Frente de Montaña (MFFZ o Mountain Front Fault Zone) correspondiendo al paro de la zona de la falla Española al sur

La tercera etapa se iniciaría con posterioridad al Plioceno Inferior y continuaría hasta la actualidad con un carácter transpresivo a lo largo de la zona de Falla Septentrional (SFZ)

3.3.2 Descripción particular a la hoja

La Hoja de Villa Vázquez abarca cuatro dominios o dominios estructurales:

El Bloque de Puerto Plata

El Bloque de Altamira del dominio de la Cordillera Septentrional

La Cuenca neógena del Cibao

La Cobertura cuaternaria

Estos dominios o bloques están separados o cortados por las fallas de importancia regionales descritas anteriormente (MFFZ, MCFZ, VVFZ, SFZ, FM).

Las principales estructuras y unidades tectónicas del mapa de Villa Vázquez están definidas en el esquema estructural y los cortes asociados al mapa así como en el esquema del

Contexto tectono-estructural (Fig. 144) y el mapa del gradiente vertical de los valores magnéticos de la geofísica aeroportada (Fig. 145)

Históricamente esta zona ha conocido varios sismos que marcan una actividad tectónica histórica y actual.

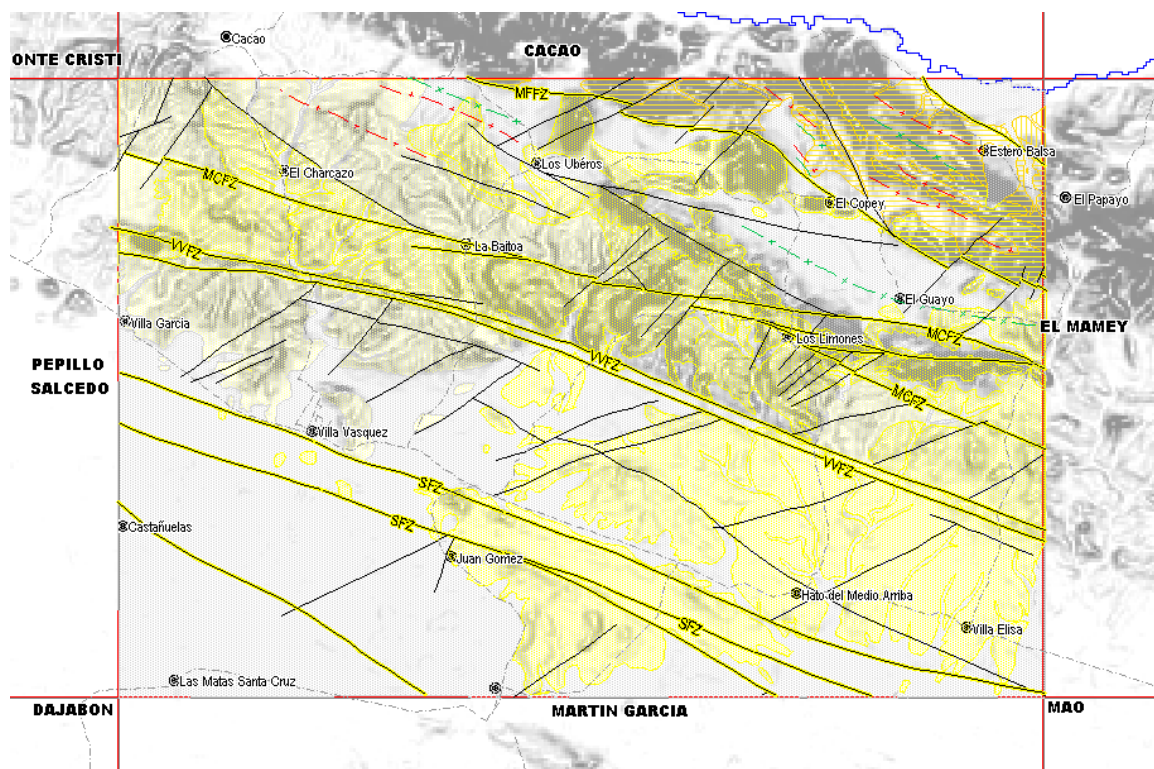


Fig. 144: Contexto tectono-estructural de la hoja con los principios dominios y las principales fallas sobre el fondo del talud del modelo numérico de terreno.



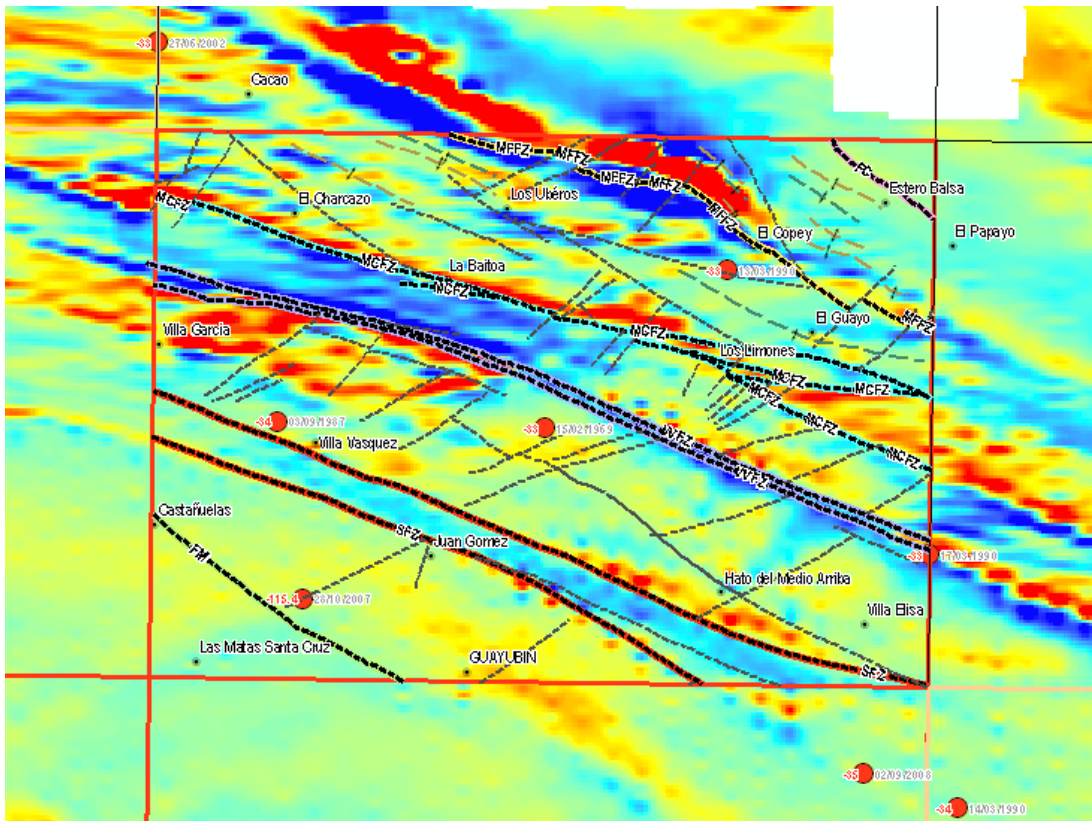


Fig. 145: Cartografía esquemática de las estructuras tectónicas sobre el gradiente vertical de los valores magnéticos con los terremotos registrados con profundidad y fecha (según USGS)

A continuación, se describen las principales macro-estructuras y observaciones relacionadas a las características estructurales de cada dominio de la hoja. El trazado de las fallas y lineamientos del mapa se deducen del análisis de las fotos aéreas, de las imágenes de satélite (Google Earth, LandSat TM y Radar), de los contrastes de anomalías magnéticas, del análisis topográfico y de las observaciones de campo.

3.3.2.1 Bloque de Puerto Plata - Bloque de Altamira

Este dominio se limita al sector Noreste de la hoja al norte de la falla poniendo en contacto la Unidad de La Jaiba (Mioceno inferior-Mioceno medio) al Norte con la Unidad de Grand Mangle (Mioceno inferior -Mioceno superior) al sur. Esta exposición de la Unidad La Jaiba es la mas occidental conocida y su espesor es muy reducida en comparación de lo conocido en la parte oriental. Esta falla limita un dominio de cordillera bien marcado al sur con un bloque de relieve mas suave al sur y se relaciona probablemente con la zona de Falla de Camú que limita el Bloque de Puerto Plata y la Cordillera septentrional en la zona al oeste de la presente hoja.

En este dominio se suceden del Sur a norte las Unidad de La Jaiba y la Unidad de Grand Mangle en una disposición monoclinale poco inclinada (10 a 15°) hacia el Norte -Noreste.

3.3.2.2 Dominio de la Cordillera Septentrional

Este Dominio se limita al Norte por la Zona de Falla de Camú (FC) y al Sur por la falla "Mountain Front Fault Zone" (MFFZ) (Fig. 144 y Fig. 145).

La Zona de Falla de Camú (FC) o falla asociada no aflora en la hoja. Su trazado esta deducido por el contacto anormal de la Unidad de La Jaiba con la formación Grand Mangle en la esquina Nororiental de la hoja

La Mountain Front Fault Zone" (MFFZ) constituye la traza mas antigua y la mas destacada del sistema de la zona de la Falla Septentrional. De hecho su traza constituye el límite nítido entre la zona de relieve de la cordillera y el valle del Cibao (Fig. 144). Esta traza aparece desplazada por fallas transversales generalmente orientadas SO-NE traduciendo la anterioridad de la zona de falla MFFZ con las siguientes. Son fallas conjugadas ligadas a las fallas MCFZ, VVZ o SFZ (Fig. 145). Estos desplazamientos posteriores se observan a lo largo de todo el piedemonte de la Cordillera desde Monte Cristi hasta el sector Oriental (Zona de Sánchez Samaná). En el campo, la zona de falla no aparece en afloramiento. Su trazado es deducido del análisis de los datos geofísicos y de modelo numérico de terreno (Fig. 144 y Fig. 145). En profundidad se supone que la red de fallas constituyendo la Zona de Falla Septentrional se interconecta y que la profundidad de estas fallas superan los cientos kilómetros así como su extensión longitudinal. Su posición como limite entre el Dominio de la Cordillera Septentrional y el Dominio de la Cuenca del Cibao, como su posición entre un dominio con deformación dúctil marcada y otro poco deformado al sur, la presencia en el dominio norte, de facies volcánicos del Cretácico superior similares a los descritos en la Cordillera Oriental del país indican una resultante senestral muy larga asociada con un hundimiento relativo del dominio sur.

En el intervalo entre las fallas FC y MFFZ afloran la Unidad de Grand Mangle (Mioceno inferior -Mioceno superior) y la Formación Villa Trina (Mioceno superior - Plioceno superior). Ambas son deformadas en pliegues de ejes orientados ONO ESE a NO-SE paralelos a las crestas de la cordillera y al trazado de la falla MFFZ. En las cercanías de la MFFZ la deformación de la Ud Gran Mangle parece más fuerte así como la densidad de los pliegues y sus alabeos. El buzamiento puede llegar a valores de 45° a 50° en ambos flancos. Localmente los pliegues son acostados con inversión de la serie en las cercanías de la zona de Falla MFFZ (Punto 06PU9217 Lat.: 1979963 / Long.: -71°2855).

A techo La Formación Villa Trina discordante presenta undulaciones mucho mas suaves deducido de lo observado en los escasos puntos que permiten observaciones y medidas estructurales.

La presencia de formaciones del Mioceno medio al norte, La presencia en ambos lados de la MFFZ de facies de calizas coralinas muy similares de edad Plioceno Medio (Calizas de Mao Adentro) al sur , y Mioceno superior - Plioceno superior al Norte (Fm Villa Trina) indicarían una parada del la actividad de la MFFZ después del Plioceno medio.

El desplazamiento de la traza por fallas conjugadas asociadas a la MCFZ y VVFZ así como la presencia de una paleo superficie pleistocena plana y uniforme indican una fosilización de la falla antes del Pleistoceno.

3.3.2.3 Dominio de la Cuenca neógena del Cibao

Todas las unidades o formaciones representadas en esta parte septentrional de la cuenca (Ud de Monte Cristi, Ud del Morro, Calizas de Mao Adentro, Fm Mao) presentan figuras de sedimentación sintectónicas como eslumps, diques clásticos, depósitos de debris flows, avalanchas, brechas con cantos blandos, corrientes de turbidez de alta densidad, figuras de escape de fluidos. Estas observaciones testimonian de una intensa y prolongada actividad tectónica durante desde el mioceno al Plioceno. La firma marcada de las fallas en el modelado actual indica una prolongación de esta actividad hasta la actualidad

El Dominio esta limitado al Norte por la Falla MFFZ.

Al Sur esta atravesado sucesivamente por cuatro corredores de fallas mayores paralelos según un rumbo N110°

- la Falla de Monte Cristi (MCFZ)
- la Falla de Villa Vázquez (VVFZ)
- la Falla Septentrional actual (SFZ)
- la Falla extensional de Mao (FM)

La Falla de Monte Cristi (MCFZ) es muy bien marcada en el mapa magnético (Fig. 144 y Fig. 145) y menos marcada en la morfología topográfica. Su traza deducida del mapa magnético se confirma en el campo en particular en el sector de Córbanos donde la caja de falla tiene 300m de potencia en margas gris azules completa mente destrutturadas y unos

niveles métricos de calcareniscas ultra deformadas (Fig. 146) o ultra triturados. Las alternancias areno-lutíticas de la Unidad del Morro, al norte de la caja de falla, no presentan figuras de deformación dúctil o frágil salvo una inclinación acentuada del buzamiento de 25° a 45° hacia el Sur.

Más al este, en el sector de Barranca Blanca, entre el Guayo y Piedra Gorda, no se observa una caja de falla bien individualizada, pero se nota una alta densidad de fallas normales paralelas con hundimiento al Sur (Fig. 147). Entre Los Limones y el límite oriental la falla se diverticula hacia el este para formar un ramo de de mas de 2km de ancho al límite de la hoja. La traza meridional se traduce por unos alineamientos de crestones conglomeráticos de la Fm Mao (Plioceno inferior a medio) orientados N120°. Las fallas normales asociadas son muy frecuentes en este sector con un rumbo mas oblicuo a N50° y unos cambios de rumbo de buzamientos entre la parte Norte (Fm Gurabo) y la parte Sur (Fm. Mao). Así como en el caso de la MMFZ, se supone una interconexión con las fallas MMFZ y VVFZ dando al conjunto una extensión vertical superior a 100km.

En la parte central, en el cauce de Caño Salado aparecen, en las cercanías de la caja de falla, bloques polimétricos de travertinos concrecionados a partir de debris vegetales (Fig. 148). Las areniscas del miembro superior de la Unidad de monte Cristi al Norte de la Falla tienen un sabor muy salado en esta zona.

En las extremidades orientales y occidentales, la MCFZ se encuentra desplazada en movimiento dextral por fallas oblicuas orientadas N40° conjugada con la falla de Villa Vázquez (VVFZ) mostrando así la anterioridad de la MCFZ a la VVFZ.

La Falla de Villa Vázquez (VVFZ) constituye el rasgo topográfico mas impresionante de las figuras tectónicas de la hoja. Aparece como una cicatriz abierta en la topografía y en los mapas magnéticos. Pone en contacto formas topográficas, dominios geofísicos y litologías diferentes. Su traza es muy recta (N110°) y posee una caja de espesor media de 300m oscilando entre 150m en el los Alpargaticos y 500m en el límite occidental de la Hoja. En el campo su traza es visible en varios lugares y el buzamiento observado es vertical con variaciones de 10° de ambos lados. A continuación están breves descripciones de las diferentes ocurrencias de la falla observadas del Oeste hacia el Este.

En el arroyo Córbanos (Fig. 149 y Fig. 150) se puede observar un ramo central en la caja de falla la VVFZ poniendo en contacto la Unidad del Morro al norte y la Unidad de Monte Cristi al Sur La falla tiene un buzamiento de 80° hacia el Sur.

En el arroyo Barranca Blanca aparece la caja de falla con las alternancias de calcarenitas y margas de la Unidad del Morro completamente verticalizadas paralelas al buzamiento de la falla (Fig. 151 y Fig. 152).

En la Carretera de Villa Elisa a Los Papayos, el ramo norte de la falla se expone en el talud de la carretera (Fig. 153) en una caja reducida de 3m a 8m constituida de areniscas y limolitas de la Fm Mao completamente trituradas con cristalizaciones de yeso (Fig. 154 y Fig. 155). Al Norte de este ramo dentro de la zona de falla se observan fallas conjugadas N50° de jugo dextral normal.

De estas observaciones se puede considerar un movimiento de falla normal para la VVFZ aunque el mapa magnético indica un desplazamiento senestral aparente de 17km correspondiendo a un cuerpo de litología magnética similar al miembro inferior de la unidad de Monte Cristi. Este criterio deber ser considerado con precauciones debido a la inclinación muy baja de las estratificaciones y los cambios rápidos de facies en esta parte tectónicamente activa de la cuenca.

Tal como la MCFZ la VVFZ no induce desplazamientos laterales horizontales significativos de los cauces de arroyos que podrían sugerir un movimiento senestral salvo en su intersección con el arroyo Charcazo. Se observa una desviación de 650m hacia el oeste de la parte norte del curso actual del Arroyo. Los demás arroyos interceptados por la VVFZ no presentan desviación comparable. Se observa solamente una erosión activa actual del relleno aluvial meandricos de los arroyos Charcazo, Baitoa y Barranca Blanca en el en la faja ubicada entre MCFZ Y VVFZ que puede sugerir.



Fig. 146: Falla de Monte Cristi - Vista de un nivel de calcarenita contorsionado en la caja de MCFZ en el Arroyo Córbanos punto 06PU9484

Lat.: 19°78629 / Long.: -71°40725 La Baitoa en el Arroyo Córbanos



Fig. 148: Falla de Monte Cristi / bloque de travertino con debris vegetales carbonatados en un manantial calcáreo en la zona de falla

punto 06PU9637 Lat.: 19° 78063 / Long.: 71° 36922

Fig. 147: Falla de Monte Cristi – Foto de una de las fallas normales asociadas en las alternancias de calcareniscas laminadas y margas.

punto 06PU9420 Lat.: 19°76008 / Long.: -71°29313 Arroyo de Barranca Blanca.(El sur a derecha)



Fig. 149: Falla de Villa Vázquez / Nivel de areniscas de la Unidad de monte Cristi en verticalizado en la caja de falla VVFZ

punto 06PU9126 Lat.: 19°76881 / Long.: 71°40442 Arroyo los Córbanos en Los Córbanos.

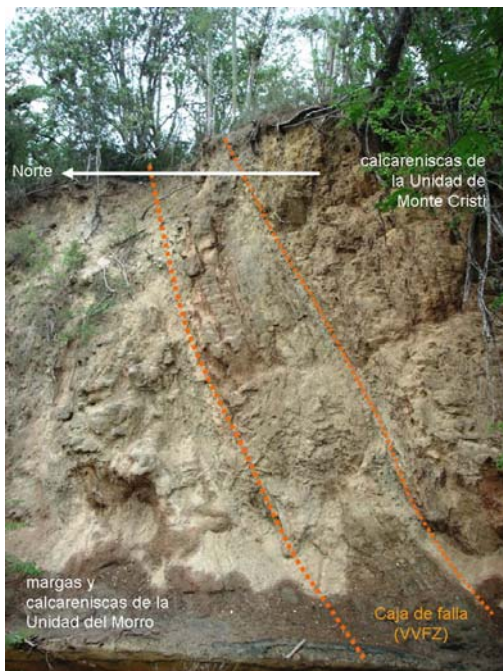


Fig. 150: Falla de Villa Vázquez / Vista hacia el Este de un ramo de la VVZ haciendo contacto entre las margas y calcareniscas de la Unidad del Morro con las calcareniscas de la unidad de Monte Cristi y el aumento de la capilaridad en la caja de falla en la base

punto 06PU9124 Lat.: 19°76913 / Long.: 71°40432 Arroyo los Córbanos en Los Córbanos.

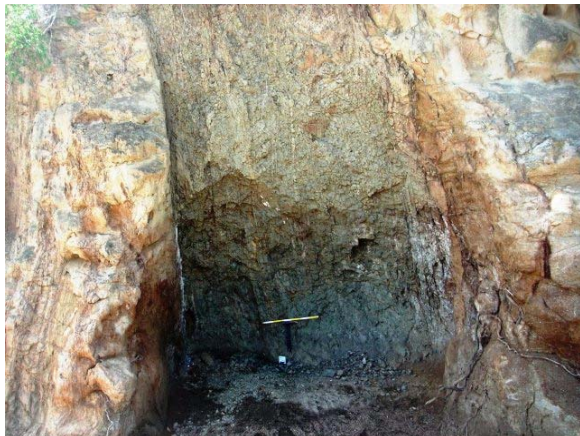


Fig. 151: Falla de Villa Vázquez / Traza del ramo Sur de la VVZ con transposición de las alternancias margas calcareniscas en la caja de falla

punto 06PU9327 Lat.: 19°73048 / Long.: 71°3067 Arroyo Barranca Blanca



Fig. 152: Falla de Villa Vázquez / Traza del ramo Sur de la VVZ con transposición de las alternancias margas calcareniscas en la caja de falla.

punto 06PU9326d Lat.: 19°73100 / Long.: 71°30598 Arroyo Barranca Blanca.



Fig. 153: Falla de Villa Vázquez / Traza del ramo Sur de la VVZ en areniscas de la Fm Mao

punto 06PU9180a Lat.: 19°70848 / Long.: 71°26166 en el talud de la carretera Villa Elisa a los Papayos (Cerro las Abejas).



Fig. 154: Falla de Villa Vázquez / Niveles de areniscas con yeso al sur de la zona de falla FFV (Sabana Bonita)

punto 06PU9179d Lat.: 19°70848 / Long.: 71°26166

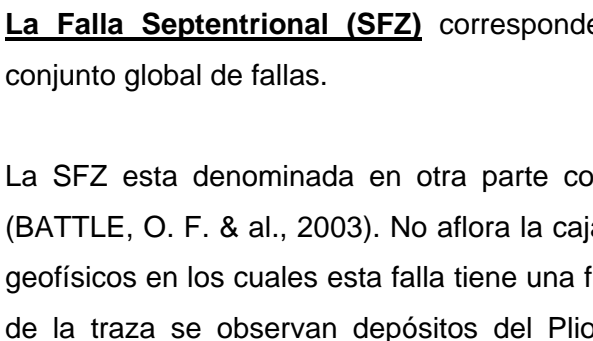
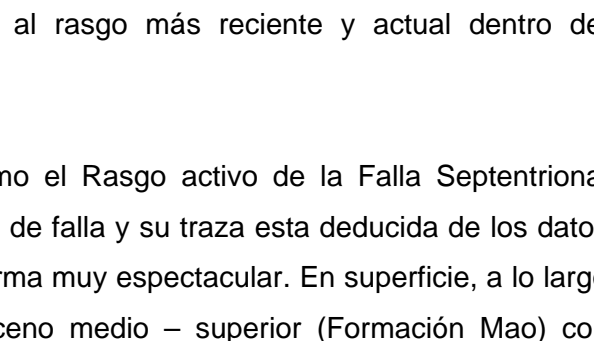


Fig. 155: Falla de Villa Vázquez / muestras de los cristales de yeso en los niveles arenosos al sur de la zona de falla FFV (Sabana Bonita)

punto 06PU9179d Lat.: 19°70848 / Long.: 71°26166



La Falla Septentrional (SFZ) corresponde al rasgo más reciente y actual dentro del conjunto global de fallas.

La SFZ esta denominada en otra parte como el Rasgo activo de la Falla Septentrional (BATTLE, O. F. & al., 2003). No aflora la caja de falla y su traza esta deducida de los datos geofísicos en los cuales esta falla tiene una firma muy espectacular. En superficie, a lo largo de la traza se observan depósitos del Plioceno medio – superior (Formación Mao) con

figuras de sedimentación sintectónicas frecuentes, y facies de sedimentación profunda y somera, rellenos conglomeráticos de surcos alargados paralelos a la falla con buzamientos muy fuertes indicando una actividad sin a post pliocena. También se observan localmente rellenos de siltitas lignitosas (cantera de Juan Gómez).

La traza esta constituida de varios ramos dibujando una zona de falla mas estrecha al este y diverticulada al este sin que se pueda seleccionar el tramo mas activo actualmente

La concentración de epicentros de terremotos históricos o actuales a lo largo de su traza así como la presencia de observaciones de licuefacción de arenas en los sedimentos cuaternarios de la llanura de inundación del Río Yaque traducen una actividad histórica y reciente de la SFZ que se averigua en diversas observaciones a lo largo de su trazado en todo el Valle del Cibao. Cabe señalar la uniformidad de la profundidad deducida de los epicentros de los terremotos a 33 o 35km a la excepción del sismo del 28 /10 /2007 entre Castañuelas y Guayubin que se ubica una profundidad de 115km.

La Falla extensional de Mao (FM) fue definida en el curso del proyecto anterior. Se extiende hacia el Sur Este en las hojas de Martín García y Mao. Limita las calizas de Mao Adentro constituyentes de la loma de Zamba al Sur con el relleno conglomerático de la Formación Mao Al Norte.

En la hoja presente su trazado esta deducido de su firma geofísica. Esta falla no tiene la relevancia que tiene en las hojas vecinas y desaparece juntándose a la SFZ al Noroeste de Castañuelas. De observado en las hojas san José de las Matas, Mao y Martín García su actividad principal tuvo lugar al Plioceno medio al final de la sedimentación de las calizas de Mao Adentro antes y durante del depósito de la Formación Mao ubicado la parte Noroccidental de la Hoja Mao y alargado según un rumbo N120 paralelo a la traza de la SFZ.

3.3.2.4 Eventos sísmicos

En las últimas décadas, diversos terremotos de magnitudes equivalentes o inferiores a 5 grados Richter tuvieron lugar en esta zona occidental de la isla. Sus características están en la Fig. 156 a continuación. Están cartografiados en la Fig. 157 los epicentros sismos principales registrados en la hoja y en sus cercanías.

Cabe señalar la uniformidad de la profundidad deducida de los epicentros de los terremotos a 33 o 35km con excepción del sismo del 28 /10 /2007 entre Castañuelas y Guayubin que se ubica a una profundidad de 115km. Se observa una densidad de epicentros en la faja ubicada entre las Fallas de Villa Vásquez (VVFZ) y el tramo activo de la Falla Septentrional (SFZ). Los dos sismos mas meridionales se ubican en la traza inferida de la Falla extensional de Mao que aparece mas al Sureste.

LONG(WGS84)	LAT(WGS84)	MAG	Profundidad estimada en Km.	fecha	fuelle
-71°374	19°744	4.3	33.0	15 /02 /1969	USGS NEIC
-71°460	19°745	5.0	34.0	03 /09 /1987	USGS NEIC
-71°316	19°793	4.3	33.0	13 /03 /1990	USGS NEIC
-71°250	19°707	4.3	33.0	17 /03 /1990	USGS NEIC
-71°451	19°691	4.6	115.4	28 /10 /2007	USGS NEIC
-71°405	19°671	3.6	45.7	25 /07 /2009	USGS NEIC

Fig. 156: Características de los sismos recientes registrados en el perímetro de la hoja.

De los sismos históricos ante descritos en el capítulo Marco geodinámico, cabe señalar los sismos de los 7 de mayo de 1842, 29 de diciembre de 1897 y del 2 de septiembre 1987 cuyos efectos se registraron en la hoja.

Una descripción del terremoto del 7 de mayo de 1842 figura a continuación extraída de un reportaje del Diario Hoy Digital del 17 de enero 2010:

“El sismo que sacudió isla La Española el 7 de mayo de 1842 es considerado el más funesto. Arrasó las ciudades de Port-De Paix, el Mole, Fort Liberté y se sintió en Puerto Príncipe, Santo Domingo y Puerto Plata

“A eso de las cinco y 25 minutos de la tarde se oyó un ruido espantoso que se asemejaba a un trueno sordo, al que siguió un terremoto fuertísimo que principió por algunas oscilaciones tenues, luego por pequeñas palpitations y en seguida por violentas y redobladas ondulaciones, semejantes a las enfurecidas olas del mar cuando está agitado, embravecido. Su duración se calcula de 80 a 90 segundos, más o menos”.

Así describe el capitán J. R. Márquez el terrible cataclismo del 7 de mayo de 1842 que sacudió la isla de Santo Domingo y que ha sido considerado “uno de los más funestos”. Destruyó más de la mitad de la población existente en Cabo Haitiano, arrasando sus casas, edificios, palacios y templos más representativos.

“De las ciudades del Cabo, Port-De Paix, el Mole, Fort Liberté y Santiago de los Caballeros no quedó piedra sobre piedra. Los pocos edificios de mampostería de La Vega y de Gonaives se vinieron al suelo. En Puerto Príncipe, Puerto Plata y Saint Marc hubo algunos derrumbamientos de casas”, escribió Carlos Nouel.

Entre los muchos cronistas que refieren el hecho, el del religioso es uno de los más pormenorizados. Narra los efectos del desastre en Haití y en esta parte del territorio que aún “yacía a oscuras bajo la nube haitiana”, al decir de Emilio Rodríguez Demorizi.

Márquez dedicó un folleto para relatar esta experiencia que vivió. Lo publicó el 30 de mayo de 1842. Pero además de ellos y de Rodríguez Demorizi, la tremenda catástrofe fue reseñada por Dante Bellegarde en “La Nación Haitiana”, José Gabriel García, E. Hathurst, autor de “La Española-Haití-Santo Domingo”, Félix María Pérez Sánchez, Tomás Bobadilla, Remigio del Castillo, Manuel Joaquín y Félix María Delmonte, José María Serra, Alejandro Llenas, Rafael C. Castellanos y otros. Numerosos poetas lo describieron en coplas y versos. Juan José Illas, venezolano que residió en Santo Domingo, compuso una histórica “Elegía”.

“En Port-De Paix el mar se retiró a gran distancia de la orilla y volviendo luego con terrible oleaje entró a la población. Sus aguas subieron a más de 615 pies de altura y envolvieron en sombras de muerte a los que huyendo de la caída de los edificios se habían refugiado en la playa”, consignó Nouel.

Agregó que “en Monte Cristi y Fort Liberté las aguas del mar se unieron a los ríos Yaque y Masacre, devastando las comarcas circunvecinas, y con tal violencia inundaron la tierra que el Cabo Manzanillo o Punta Icacó quedó sumergido en las profundidades del océano”.

Aunque se afirma que en Santiago, donde Alejandro Llenas escribió que perecieron 100 personas y otros aseguran que 200, hubo saqueos que atribuyen a que el presbítero Domingo Antonio Solano abandonó el sitio porque iba a hundirse y el que no lo siguiera sería víctima de su temeridad, En la Capital, según Nouel, ocurrió lo contrario. “La ciudad quedó casi abandonada y desierta, pero a pesar de eso reinó el orden. La propiedad se respetó”. Como José Gabriel García, Nouel también registró las repeticiones del temblor que se prolongaron, según algunos, por 13 días, y “las exhalaciones sulfurosas que infestaban el aire y dificultaban la respiración”.

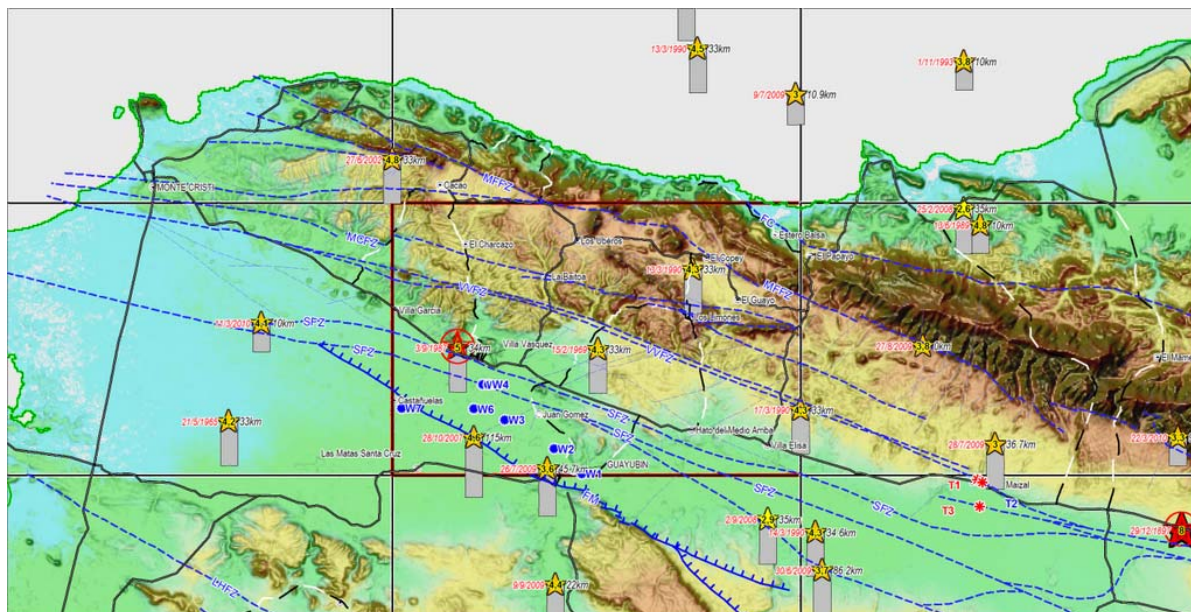
Bellegarde manifiesta que de Cabo Haitiano, “cuyas casas eran todas de mampostería, no quedó más que un montón de escombros bajo los cuales fueron sepultadas cerca de 10 mil personas”. E. Hathurst comunica que una fuerte sequía assolaba los valles y secó las corrientes de agua y agrega que el 7 de mayo de 1842, “después de una tarde serena pero bochornosa y pesada, toda la isla empezó a temblar y a balancearse como un ebrio. Hasta las montañas enhiestas se sacudían y temblaban como simples cristianos asustados”.

“Pero fue en Cabo Haitiano, la antigua capital del Santo Domingo francés, donde el terremoto produjo los efectos más desastrosos. Era sábado y la ciudad estaba llena de gente que había venido a comprar y vender en el mercado”. Añade que en el instante mismo en que se sintieron las enormes y terribles sacudidas las casas empezaron a temblar y desplomarse sobre las cabezas de sus 12 mil habitantes de los que más de la mitad quedaron sepultados bajo las ruinas. “Durante 40 minutos hubo un ruido continuo, ensordecedor, aterrador, producido por las casas al desplomarse. Todos los edificios, fuesen grandes o pequeños, fueron derribados. Ni siquiera una pared quedó en pie. El cielo se tornó súbitamente oscuro y numerosas nubes de polvo cegador, que se levantaban al través del aire caliente, aumentaron los horrores del cuadro. Es más fácil imaginarse que describir los gritos y lamentos y la lucha y el forcejeo...”.

El 29 de diciembre de 1897, otro sismo de grado IX en la escala MSK con epicentro estimado en Long.: -71.01 Lat.19.63 al Norte de Navarrete destruye partes de Santiago y Guayubín, rompe el cable submarino de Puerto Plata y provoca deslizamientos en las montañas al Norte de Santiago. Estos podrían corresponder a los deslizamientos antiguos conocidos en la Cordillera Septentrional así que otros en el Norte de Hoja San José de las Matas.

Ramón A. Delanoy (2010) en “Aspectos de Sismología Dominicana” da una descripción realista del terremoto del 2 de septiembre 1987:

“Villa Vázquez y Monte Cristi, no se acordaban de qué era un sismo, hasta que el 2 de septiembre de 1987 a las ocho de la noche la tierra rugiera, y un sismo de magnitud de 5 grados Richter a solo unos kilómetros al noroeste, estremeciera a todas las estructuras. Grietas notables en diferentes edificaciones, tal como el hospital de Villa Vázquez y el edificio del ayuntamiento. Los moradores observaron relámpagos, oyeron quebradura y sintieron la tierra removerse cuando la actividad sísmica se hizo muy notable en la región. Muchos de los pobladores frente a las especulaciones optaron por irse de los poblados de Villa Vázquez, Monte Cristi y Castañuela, que eran los lugares donde se sentían con mayor intensidad los sismos que se generaron en la región durante los primeros días del mes de septiembre de 1987.”



Estrellas Círculos: Sismos registrados con fecha magnitud Richter ,y profundidad/ Círculos Rojos Sismos históricos o Magn.>5

Puntos azules: Observaciones de licuefacción: (W1 a W7)

Puntos rojas: Observaciones de neotectónica en abanicos aluviales (T1 a T3)

Fig. 157: Cartografía esquemática de las estructuras tectónicas, de los datos sísmicos y de las observaciones de neotectónica observadas en la zona de Villa Vázquez sobre el fondo del talud deducido del modelo numérico de terreno (SRTM)

3.3.2.4.1 Observaciones relacionadas con la sismicidad

Varias estructuras de licuefacción, de escape de fluidos, y diques clásticos aparecen en los sedimentos cuaternarios del Valle del Río Yaque. Este valle esta controlado en su cauce inferior por el tramo activo de la Falla septentrional (SFZ). En las descripciones históricas de los terremotos de 1642, 1842, 1897 y 1946 se describen fenómenos de grietas o fisuras de suelos, hundimiento de edificios, subsidencias de suelos. Scherer (1912) señala apariciones de manantiales en las cercanías de Santiago durante el terremoto de 1842 y subsidencias de superficie y grietas cerca de Guayubin durante el terremoto de 1897. En el valle central del Cibao, Martitia P. Tuttle. et Al (2003).señalan figuras de tectónica activa cuaternaria en una trinchera en la SFZ (sector de Jaibón en la Hoja del Mamey) con a un dique clástico arenoso a lo largo de un plano de falla. Las dataciones con carbón revelan la formación de estas figuras de licuefacción durante una ruptura de la SFZ circa A.D. 1200 en depósitos Holocenos

Martitia P. Tuttle,et Al. en 2003 pusieron en evidencias varias figuras de licuefacción con diques clásticos relacionados en los aluviones cuaternarios de la Llanura del Río Yaque entre Guayubin y Castañuelas. Los puntos de observaciones están mapeados en la Fig. 157 e ilustrados en la Fig. 158. En el Punto W7 cerca de Castañuelas se observan dos a tres generaciones de figuras de licuefacción con diques clásticos (Fig. 159). El último dique

podría ser correlacionado con el sismo de 1897. Las relaciones estructurales y estratigráficas combinadas con las dataciones de radio carbón indican tres generaciones de figuras de licuefacción desde A.D 390 Las edades medidas en el substrato se ubican entre 6490 y 5930 años B.P.. Los diques clásicos superiores (2) se produjeron probablemente durante el terremoto de 1842.

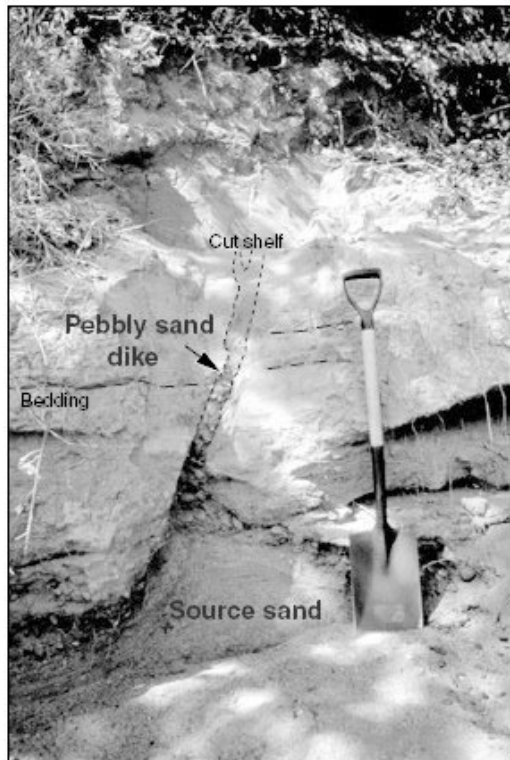


Figure 7. Photograph of pebbly sand dike and source bed at site W3 on Rio Yaque. Shovel for scale. Entrainment of pebbles within venting water may occur as a result of $M \geq 7$ earthquakes.

Fig. 158: Foto de una sección de depósitos aluviales cuaternarios del Río Yaque del Norte en el punto W3 de Martitia P. Tuttle. et Al (2003).

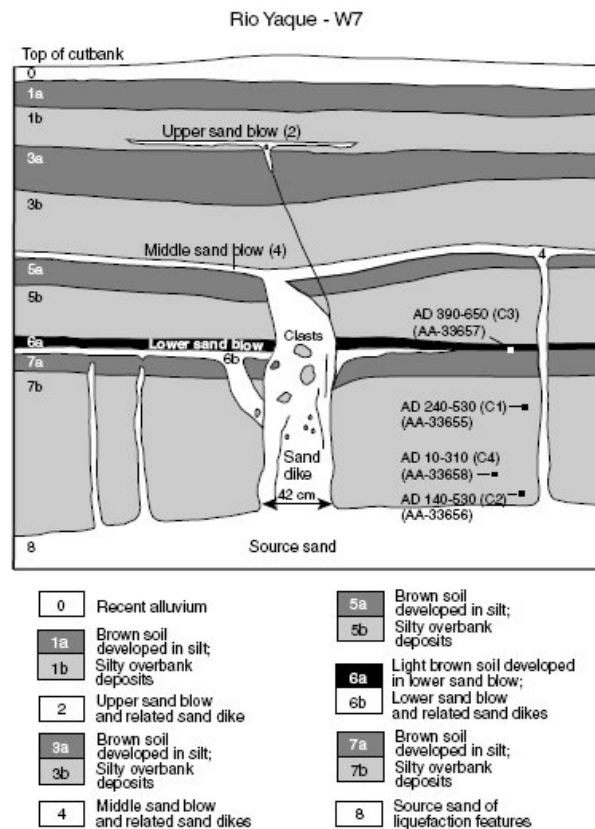


Figure 11. Sketch (not to scale) of cutbank at site W7 near Castanuelas along Rio Yaque. Structural and stratigraphic relations combined with radiocarbon dating indicates that three generations of liquefaction features formed since A.D. 390. Upper sand blow probably formed during May 1842 earthquake.

Fig. 159: Esquema de una sección de depósitos aluviales cuaternarios del Río Yaque del Norte en el punto W7 de Martitia P. Tuttle. et Al (2003).

4 GEOMORFOLOGÍA

4.1 Descripción general de la hoja

La topografía de la Hoja de Villa Vásquez queda definida por dos unidades geológicas bien diferentes. En la mitad NE se sitúa la Cordillera Septentrional, que cruza de NW a SE toda la isla y que confiere un relieve abrupto con una red fluvial densa y muy desarrollada y, en la mitad SW se extienden las planicies de la llanura de inundación del Yaque del Norte, o Valle del Cibao.

La zona de menor altura topográfica la encontramos en la pequeña franja de línea de costa que abarca la Hoja, en Puerto Juanita. Otra planicie, con carácter importante en la Hoja, está constituida por el valle del Yaque del Norte, donde el suave relieve ha propiciado un curso del río principal con carácter muy sinuoso. Las partes más altas las encontramos en el firme de la cordillera. En la Loma el Guantillo, por ejemplo, se alcanzan los 456 msnm.

La acción de los agentes externos sobre dominios tan contrastados como la Cordillera Septentrional y la llanura aluvial del río Yaque del Norte tiene como resultado una expresión geomorfológica sensiblemente diferente. Así, el modelado de la sierra es el producto de una larga evolución presidida por los procesos geodinámicos internos, predominantemente tectónicos, acaecidos a lo largo de los periodos Cretácico y Terciario, generadores de relieves positivos, sobre los que han actuado, con mayor o menor efectividad, diversos agentes morfogenéticos encaminados a la destrucción o modelado de dichos relieves, destacando los de carácter fluvial y gravitacional.

4.2 Formas geomorfológicas

4.2.1 Estructurales

La influencia tectónica en el origen y configuración del relieve queda reflejada en las denominadas formas estructurales. La alternancia de capas de roca con diferente respuesta al ataque de los agentes externos propicia la erosión diferencial reflejando en la morfología caracteres geológicos estructurales. Es, por tanto, la estructura geológica la que controla el relieve. Los agentes externos solo descubren y modelan sobre un patrón preestablecido.

Las formas estructurales adquieren notable importancia morfogenética. Su origen se debe a la transpresión por colisión arco-continente, que ha dado lugar a asociaciones de fallas separadas por grandes zonas de desgarre, por lo que las fallas tienen una expresión morfológica clara. Aparecen en la Cordillera Septentrional, tomando direcciones SE-NE y separando el límite entre la Cordillera y el Valle del Cibao. Quedan representadas en la Hoja de Villa Vásquez de forma supuesta, donde su efecto se observa, sobre todo, en la

alineación topográfica de la Loma el Cerrazo, Los Alpargátales, y La Sierresita. En algunas de las zonas donde ha quedado el bloque hundido se encuentran asociadas formas de acumulación de sedimentos recientes, como glacis de acumulación y abanicos aluviales. Estas fallas son los ramales de la Zona de la Falla Septentrional y muestran las características geomórficas típicas de fallas con actividad reciente, pese a la elevada velocidad con la que la meteorización elimina o enmascara algunas formas, como desplazamientos o saltos de los cursos fluviales y ejes de drenaje que cruzan la fractura (offsets).

En algunas zonas, la distinta respuesta de los materiales a la erosión, o los saltos de las fallas de desgarre, han originado crestas en la Cordillera y en sus ramales, como es el caso de la alineación Loma Severino y Loma de Maboá.

4.2.2 Fluviales y de escorrentía superficial

Ocupan una gran superficie en la Hoja, con una amplia distribución. Su cartografía permite una detallada caracterización de la red de drenaje. Constituyen la práctica totalidad de la superficie de la llanura aluvial del río Yaque del Norte, donde encontramos: llanura de inundación, cauces y terrazas asociadas y destaca la orla de meandros abandonados. Los fondos de valle aparecen bien representados en la Cordillera Septentrional y en el enlace de esta con la llanura del Yaque del Norte, aunque también se han desarrollado en los arroyos de la esquina NE, que vierten sus aguas directamente al Atlántico. Estas formas suelen quedar delimitadas por rupturas de pendiente, más o menos pronunciadas, cóncavas, en ambas orillas a lo largo de su curso. Pueden presentar drenaje en su parte media o no. Cuando el drenaje incide el fondo de valle se ha cartografiado como incisión lineal. Es frecuente que los fondos de valle hayan sido habilitados para el cultivo, por lo que muestran cierta antropización que se traduce en márgenes que protegen los campos. Esta forma implica por sí misma un cierto depósito. A pesar de su aparente falta de funcionalidad forman parte de la red de drenaje concentrando, en caso de fuertes precipitaciones, la arroyada. Son el principal testimonio de la actividad sedimentaria de los principales elementos de la red fluvial actual.

Se han identificado niveles de terrazas, en la cuenca del río Yaque del Norte y sus arroyos asociados, formadas por el cambio de nivel de base de los cursos fluviales.

En el extremo SE, con escasa representación, se han formado conos de deyección o abanicos aluviales dispuestos al pie de los relieves de la vertiente norte de la Cordillera Septentrional. Su depósito se produce en la confluencia de los elementos de la red fluvial con áreas menos encajadas, en las cuales la carga transportada por aquéllos pierde su confinamiento, expandiéndose. Aunque en esta Hoja no sea observable, las dimensiones de

estos conos son acusadas, alcanzando una extensión de más de 5 Km. En el extremo NE, el arroyo del Balatal ha formado un abanico deltaico en su desembocadura.

Entre las formas erosivas, se han representado los barrancos de incisión lineal, que ocupan toda la extensión de la Hoja, como consecuencia del fuerte desnivel entre las elevaciones de la Cordillera Septentrional y los valles asociados, así como de la llanura costera Atlántica.

4.2.3 Formas gravitacionales

Pese a los desniveles existentes en el ámbito de la Cordillera Septentrional y a pesar de ser muy significativas, no se trata de formas excesivamente extendidas ni de grandes dimensiones, en buena parte como consecuencia de la propia dinámica de retroceso de las vertientes, que provoca su permanente evolución. Las más frecuentes son los coluviones, formados como respuesta al desequilibrio provocado en las laderas por la erosión fluvial. Los encontramos a lo largo de las vertientes de la Cordillera Septentrional.

También encontramos pequeños deslizamientos que no llegan a tener dimensiones considerables, consecuencia de inestabilidades por las pendientes, materiales susceptibles y las constantes precipitaciones, así como la ocurrencia de eventos sísmicos. Sólo uno merece ser citado, debido a su carácter complejo, en la vertiente norte de la Loma el Guantillo.

4.2.4 Formaciones poligénicas o de difícil adscripción

Se incluyen en este grupo las formas cuya morfogénesis puede atribuirse a la acción simultánea o sucesiva de más de un proceso morfogenético. En este grupo se incluyen los piedemontes que aparecen en el SW y el NE de la Hoja.

Los piedemontes constituyen la transición entre zonas elevadas, donde la erosión es el proceso predominante, y las áreas de bajo relieve en las que imperan el transporte y sedimentación. Por tanto las morfologías que se generan en los pedimentos pueden ser de carácter erosivo o mixto como los glacis o claramente deposicional como los abanicos aluviales.

Los glacis y los abanicos aluviales pueden estar íntimamente relacionados, por lo que a veces surge un problema para diferenciarlos aunque desde un punto de vista morfogenético los abanicos se incluyen claramente en el sistema fluvial. Un abanico puede convertirse en un glacis como consecuencia del descenso del nivel de base y un aumento de la erosión que provoca su degradación y, a su vez, este puede quedar fosilizado por aportes posteriores formando un claro abanico. Se ha preferido describir el piedemonte que aparece en la Hoja como glacis por diversas razones: en primer lugar para remarcar su origen poligénico; asimismo se ha tenido en cuenta que los glacis son propios de áreas con relieve

poco contrastado, como es el caso, a diferencia de los abanicos, que son más abundantes en relieves enérgicos; el espesor del depósito es inferior a 1/100 de la longitud de la forma y presenta las mayores potencias, al menos aparentemente, en las zonas más distales, características más propias de los glaciares; por último el considerar la peculiaridad climática de esta zona semiárida y seca, entorno más típico de los glaciares que de los abanicos aluviales. De todas formas la adscripción de estas formas a abanicos aluviales de baja pendiente degradados también podría ser posible, aunque por su descripción habría que incluirlos necesariamente en las formas poligénicas.

Otro tipo de depósitos poligénicos de la Hoja se denominan depósitos mixtos de origen aluvial-coluvial. Éstos recubren vertientes menos regularizadas que los glaciares. Se trata de depósitos con una extensión generalmente inferior a la de éstos. Pueden situarse en el fondo de valles amplios y suaves recubriendo ambas vertientes o en vertientes onduladas formando depósitos discontinuos. En ocasiones, puede considerarse estos depósitos como la suma de pequeños glaciares adyacentes no representados como tales por cuestiones de escala.

Presentan facies de gravas de origen local, con granulometrías centimétricas, morfologías subangulosas que denotan poco transporte, alternando con facies más finas. Los rellenos son multiepisódicos y con arquitecturas internas caóticas con bases erosivas y heterometrías muy marcadas.

En la Hoja su representación es escasa, sin alcanzar grandes dimensiones. Los encontramos asociados al Arroyo de los Córbanos, en las inmediaciones de La Baitoa y en el SE de la Hoja, asociados al Arroyo Salado, en el Barranco Blanco.

4.3 Formaciones superficiales

Las formaciones superficiales son conjuntos litoestratigráficos formados por materiales frecuentemente no coherentes o secundariamente consolidados, relacionados con la evolución reciente del relieve, y con un espesor máximo de orden decamétrico y edad cuaternaria o pliocuaternaria. Estas formaciones pueden ser cartografiadas y definidas atendiendo a atributos como geometría, textura, potencia, tamaño, génesis y cronología.

A continuación, se relacionan las unidades cartografiadas y sus principales características.

4.3.1 Formaciones fluviales y de escorrentía superficial

4.3.1.1 Abanicos aluviales. Lutitas, arenas y gravas. Holoceno

Aunque su espesor no es visible en punto alguno, su valor máximo, de orden decamétrico, debe registrarse en la zona apical, disminuyendo progresivamente hacia las zonas distales. Se encuentran constituidos por materiales arrastrados en un curso torrencial, riera o barranco intermitente, con una distribución granulométrica decreciente desde el ápice hasta la base.

4.3.1.2 Llanuras de inundación y rellenos de meandro. Holoceno

El aspecto más frecuente de las llanuras de inundación es el de una banda de anchura hecto a kilométrica constituida por limos entre los que se intercalan niveles de arenas. En el caso del río Yaque; en su seno se reconocen estrechas bandas alargadas serpenteantes temporalmente inundadas, correspondientes a cauces y meandros abandonados, que muestran un cierto contenido lutítico. Su espesor es difícil de determinar ante la ausencia de cortes, pero se estima que es de orden métrico a decamétrico. Se incluyen en el Holoceno.

4.3.1.3 Fondos de valle y terraza actual. Gravas, arenas y limos. Holoceno

Los fondos de valle están constituidos fundamentalmente por gravas y arenas. Las gravas contienen cantos redondeados heterométricos, pudiendo señalarse orientativamente un diámetro de 10-20 cm. Aunque no existen cortes que permitan determinar su espesor, sin duda éste puede variar notablemente en función del curso en cuestión; en los de mayor envergadura podría alcanzar 5 m.

4.3.1.4 Gravas y arenas. Terrazas. Holoceno

Las gravas de las terrazas contienen cantos redondeados heterométricos, con diámetros que pueden superar los 50 cm. Sus espesores, aunque muy variables, pueden aproximarse a 10 m. Principalmente son de composición calcárea.

4.3.2 Formaciones gravitacionales

4.3.2.1 Coluviones. Cantos, arenas y lutitas. Holoceno

En general, se trata de depósitos muy heterométricos, con acumulación caótica de bloques y gravas con abundante matriz limosa. La forma de los cantos es angulosa, excepto cuando ya están rodados en el área fuente. La litología de estos depósitos es muy variada en función del tipo de substrato de cada zona. Su potencia y características internas también son variables, no pudiendo precisarse aquélla por ausencia de cortes de detalle, aunque se deducen potencias de orden métrico. En cuanto a su edad, se asignan al Holoceno. Aparecen asociados a las vertientes de la Cordillera y en las inmediaciones de Villa Vázquez

4.3.2.2 Deslizamientos. Lutitas, cantos y bloques. Holoceno

Depósitos heterométricos que constituyen un conjunto de aspecto desordenado de arcillas que engloban cantos y bloques. La forma de los cantos es variable, dependiendo de la formación de la que procedan. Debido a la propia naturaleza del depósito, su espesor puede variar considerablemente según las zonas. Su génesis obedece a la existencia de elevadas pendientes, favorecida además por la presencia de agua y la actividad sísmica. Constituyen una de las principales manifestaciones de la dinámica actual, por lo que se asignan al Holoceno.

4.3.3 Formaciones poligénicas o de difícil adscripción

4.3.3.1 Glacis. Limonitas, lutitas y conglomerados. Holoceno

Estas formaciones superficiales cubren extensas áreas con suave pendiente. Su clasificación resulta compleja en función de la gran variabilidad de tamaños y combinación de procesos sedimentarios. En general, en las zonas más proximales dominan los materiales gruesos y angulosos de evolución coluvial o gravitacional pudiendo haberse formado por coalescencia de conos de deyección cercanos entre sí, pasando, en las zonas medias y distales, a materiales más finos y rodados de ambiente aluvial o incluso fluvial. La composición litológica es variada.

4.3.3.2 Depósitos mixtos aluviales-coluviales. Limonitas, lutitas y conglomerados. Holoceno

Los depósitos mixtos de origen aluvial-coluvial recubren vertientes menos regularizadas que los glacis. Se trata de depósitos con una extensión generalmente inferior a la de éstos. Pueden situarse en el fondo de valles amplios y suaves recubriendo ambas vertientes o en vertientes onduladas formando depósitos discontinuos. En ocasiones, puede considerarse estos depósitos como la suma de pequeños glacis adyacentes no representados como tales por cuestiones de escala.

Presentan facies de gravas de origen local, con granulometrías centimétricas, morfologías subangulosas que denotan poco transporte, alternando con facies más finas. Los rellenos son multiepisódicos y con arquitecturas internas caóticas con bases erosivas y heterometrías muy marcadas.

5 HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos conocidos en la hoja corresponden a los cantos de riolitas cretácicas medio intercalados en niveles brechas formación Grand Mangle del Mioceno miocenas inferior. Son el resultado del desmantelamiento de macizos subvolcánicos similares a los de la Unidad de El Cacheal.

Calais *et al* (1992) han relacionado estos materiales volcánicos con la formación Tireo, pero a la vista de la edad real de los materiales, este vulcanismo debería relacionarse con el arco de isla primitivo intraoceánico, probablemente con la Formación Los Ranchos. Dado el contexto tectónico transcurrente senestro de la Cordillera Septentrional, parece posible que los materiales de la unidad de El Cacheal se hubieran depositado originalmente en un área próxima a la del afloramiento actual de la Formación Los Ranchos, tal vez ocupando una posición cercana a la que ocupa ahora la península de Samaná (Bernárdez, 2004). El Cretácico superior y la mayor parte del Paleógeno no están registrados en la Hoja,

Durante el Mioceno inferior al superior tiene lugar, al Norte de la Falla de Frente de Montaña, el depósito de una serie turbidítica, la Und Gran Manglé, equivalente lateral y distal de Und La Jaiba, que cubre sobre los materiales de las cuencas turbidíticas de edad Eoceno superior-Mioceno inferior de la Cordillera.

A finales del Mioceno inferior, o ya en el Mioceno medio, tiene lugar una reactivación tectónica de la Cordillera Septentrional, que produce una elevación generalizada y el fin de la sedimentación en las cuencas turbidíticas previas, salvo en la región más occidental, hacia donde se produce en esta etapa la migración de las áreas subsidentes y donde se albergan sucesiones turbidíticas para esta edad. En los sectores más occidentales se registra la sedimentación de unidades deltaicas (Ud. La Jaiba), con potentes sucesiones de conglomerados y arenas, concentradas en dos cuencas que muestran morfologías de cuencas *pull-apart*, denotando la existencia del régimen transtensivo siniestro. Más hacia el oeste, estas facies deltaicas pasan a facies de carácter turbidítico, desarrollándose fundamentalmente en la región entre Punta Rusia y Monte Cristi (Und Gran Mangle), significando que la migración lateral de las cuencas turbidíticas continúa hacia la región occidental de la Cordillera Septentrional. Las brechas y conglomerados que cubren la discordancia basal con los materiales cretácicos registran la llegada de los aportes procedentes de diferentes áreas de erosión y el retrabajo de las unidades anteriormente estructuradas.

En el Mioceno superior se produce una nueva discontinuidad, en este caso, parece responder a una discontinuidad eustática, puesto que se registra la instalación de materiales marinos y costeros, inicialmente de cierta profundidad (margas de la Fm Villa Trina), sobre las unidades anteriores, o incluso sobre paleo relieves que se encontraban emergidos, tratándose por tanto una transgresión regional de gran importancia. Parece que la inundación fue continuada en todo el sector occidental de la Cordillera Septentrional. Por otro lado, considerando el escaso relieve en la Hoja, su posición alejada y periférica con respecto a la cordillera o que esta unidad se encuentra pinzada entre fallas en la Hoja y que su lugar de procedencia debe situarse varios kilómetros hacia el sureste, no es descartable que en esta zona se depositaran exclusivamente margas de plataforma externa y que fuesen erosionadas posteriormente en el cuaternario tras la emersión de la cordillera.

Al sur de la Falla de Frente de Montaña en la Cuenca del Cibao al mismo tiempo, durante el Mioceno medio y superior, tiene lugar el depósito de otra potente serie turbidítica siliciclástica con aportes procedentes de ambas cordilleras (Central y Septentrional), la Und de Monte Cristi. En algún momento del Mioceno superior los aportes turbidíticos cesan y se depositan margas de cuenca de la Und El Morro equivalente a la Fm Gurabo bien reconocida en el resto de la Cuenca del Cibao, registrando la pulsación transgresiva antes mencionada en la Cordillera Septentrional.

Al Norte de la Falla de Frente de Montaña durante la parte final del Mioceno y, hasta el Plioceno basal, tiene lugar el depósito de sistemas arrecifales integrados dentro de la Und Villa Trina Los Haitises. Al Sur de la misma falla durante el plioceno inferior a medio también se depositan facies someros costeros y arrecifales correspondiendo a las calizas de Mao Adentro muy desarrollados en toda la franja sur de la valle del Cibao (Loma de Zamba)

Entre el Plioceno superior y el Pleistoceno se produce otra etapa de fuerte elevación de la Cordillera Septentrional incluyendo particularmente el flanco norte del Valle de Cibao, que. Esta elevación da lugar a la actuación de las fallas de Monte Cristi (MCFZ), y de Villa Vázquez (VVFZ), La Falla de Frente de Montaña (MFFZ) parece inactiva con un desarrollo de paleosuperficie cubriendo ambos lados de la falla durante el pleistoceno.

Al Norte las facies marinas se restringen a una orla litoral subparalela a la línea de costas actual y, al mismo tiempo, en la otra vertiente (sector meridional de la Cordillera Septentrional) se produce la continentalización de la Cuenca del Cibao, a la que le llegan los

aportes aluviales de los abanicos producidos por los relieves recién creados en las Cordillera Septentrional y Central. Estos aportes constituyen los depósitos siliciclásticos de la Formación Mao (Plioceno Medio a superior)

La actividad tectónica de la zona continuó de forma interrumpida desde el Mioceno hasta el Plioceno a lo largo de la MFFZ. Esta actividad es mas intensa en las zonas de fallas MCFZ y VVFZ durante el Plioceno terminal y el Pleistoceno. Actualmente la actividad parece concentrarse a lo largo de la Falla Septentrional que transcurre principalmente debajo de la cobertura cuaternaria del Valle del Río Yaque con producción de terremotos en épocas históricas.

6 GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1 Hidrogeología

6.1.1 Climatología

La Hoja de Villa Vázquez se ubica principalmente en el piedemonte meridional de la Cordillera Septentrional. Dicha cordillera se encuentra muy erosionada en su terminación occidental. Los principales datos climáticos de la zona ya han sido citados en el capítulo 1.2 detallando el contexto. La situación geográfica y el tipo de clima predominante es el tropical semi árido con un déficit hídrico alrededor de 900mm anual. La presencia del Río Yaque y de su llanura de inundación temperan este déficit hídrico en la parte central y meridional de la hoja sin embargo este déficit hídrico se queda importante en la zona al Norte de la Falla SFZ.

6.1.2 Hidrografía

El marco hidrográfico de la zona ya ha sido descrito en el capítulo 1.2 sobre la situación geográfica. En cuanto a los valores de caudales, la cuenca está bien representada por los datos de la estación Rincón, ubicada en el río Guayubin, a unos 5 Km. río abajo del límite septentrional de la hoja. El promedio anual calculado es de 9.40 m³ /s correspondiendo a una cuenca de 520 Km².

6.1.3 Descripción hidrogeológica

A continuación están las principales características hidrogeológicas de las unidades cartografiadas tal como los acuíferos vinculados a las zonas de fallas principales

6.1.3.1 Unidad La Jaiba

Esta unidad constituida de conglomerados con clastos de areniscas calcáreas, calizas y rocas volcánicas (1) presenta alta permeabilidad por alta porosidad inter-granular abierta acentuada por una alta permeabilidad de fractura en su límite meridional por la zona de falla. Su ubicación costera en el marco de la hoja puede que su acuífero tenga una cierta salinidad

6.1.3.2 Unidad Gran Mangle

Esta unidad constituida de una sucesión rítmica con margas, areniscas con presencia de niveles de conglomerados calcáreos presenta una permeabilidad media por porosidad inter-granular en los niveles de calcarenitas. Esta permeabilidad es discontinua separada por niveles de margas. Las intercalaciones de brechas con cantos de chert y volcanitas (3) poseen una permeabilidad muy alta por porosidad inter-bloques. Sin embargo la discontinuidad y la extensión muy reducida de estas intercalaciones no permiten el mapeo de esta última entidad hidrogeológica. Del plegamiento de esta unidad resulta una heterogeneidad del acuífero. A su límite sur, este acuífero está conectado con el de la Zona de Falla de Frente de Montana (MFFZ) del sistema de Falla Septentrional. De esta conexión, resulta una permeabilidad muy alta a lo largo de la zona de falla. Cabe señalar a presencia de capas de caliche a lo largo de este contacto probablemente ligado a la evaporación fuerte consecuente del déficit hídrico caracterizando el clima en la zona.

6.1.3.3 Unidad de Monte Cristi Miembro inferior

Este miembro posee una permeabilidad baja. Esta permeabilidad baja se debe a la abundancia de limolitas y al carácter arcilloso de la matriz de las grauvacas. La presentación en relieve de tipo "bad-lands" indica una predominancia del chorreo sobre la infiltración. La Unidad está bordeando la Falla de Villa Vázquez al sur y constituye una pantalla por las aguas de los acuíferos superficiales

6.1.3.4 Unidad de Monte Cristi Miembro superior

Este miembro presenta una permeabilidad alta por porosidad inter-granular en las alternancias de conglomerados, areniscas y grauvacas calcáreas. Esta permeabilidad es heterogénea por las variaciones de facies muy contrastadas ligadas a estructuras de sedimentación y deformaciones sin-sedimentarias muy frecuentes (slumps, fallas sin-sedimentarias, figuras de escape de fluidos). Estas variaciones fuertes permiten definir estas alternancias como un acuífero conectado en su globalidad.

6.1.3.5 Unidad del Morro - equivalente Fm Gurabo

Este conjunto de margas (6) y calcarenitas (7) donde predominan las facies margosas presenta una permeabilidad heterogénea baja a media por porosidad inter-granular. La permeabilidad baja pasa a media en las facies de calcarenitas intercaladas o por fracturación de las facies de calcarenitas fracturadas por las fallas MCFZ o VVFZ entre las cuales se dispone la unidad. La presencia de yeso en la red de fracturas principales o asociadas revela esta permeabilidad de fracturación.

6.1.3.6 Calizas de Mao Adentro de la Formación Gurabo

Este miembro heterogéneo en su litología (Biocalcareniscas coralinas - ruditas coralinas - calizas arcillosas **(8)** Margas siltosas laminadas con intercalaciones de calcarenitas (9), Calizas micríticas masivas con parches coralinas (10) posee una permeabilidad alta por porosidad inter-granular y fisuración càrstica en las calizas superiores. Esta permeabilidad es heterogénea debido a las variaciones de litología. Esta unidad corresponde al desarrollo de la paleo-superficie calicheada (15) descrita anteriormente con un desarrollo de caliche superficial. En esta zona climática con un déficit hídrico fuerte, el desarrollo de caliche traduce el potencial fuerte de evaporación ligado a la permeabilidad alta del subsuelo asociada a la permeabilidad càrstica alta de los mogotes carstificados.

6.1.3.7 Formación Villa Trina - Miembro inferior

Este miembro constituido de margas se caracteriza por una permeabilidad muy baja. Tiene pocas extensiones laterales y verticales. Su peculiaridad es de actuar como pantalla impermeable debajo de formaciones muy permeables con efectos de manantiales frecuentes o base de deslizamientos significativos tal como el deslizamiento de Estero Balsa.

6.1.3.8 Formación Villa Trina - Miembro la Piedra

Este miembro de la Formación Villa Trina, constituido de calizas micríticas con esporádicos parches arrecifales, posee una permeabilidad muy alta por carstificación principalmente y porosidad inter-granular accesoria.

6.1.3.9 Formación Mao – arenisca

Las areniscas se caracterizan por una permeabilidad muy alta por porosidad inter-granular. Están constituidos de alternancias de areniscas y grauvacas calcáreas con lentes de conglomerados y de limolitas calcáreas (13) tal como el Miembro superior de la Unidad de

Monte Cristi su permeabilidad es heterogénea por las variaciones de facies muy contrastadas ligadas a estructuras de sedimentación y deformaciones sin-sedimentarias muy frecuentes (Slumps, fallas sin-sedimentarias, figuras de escape de fluidos). La presencia de yeso en concentraciones estrato-concordantes indica una fuerte permeabilidad. Constituye un acuífero importante en volumen que esta conectado al sur y a techo con las formaciones cuaternarias de la valle aluvial del Río Yaque Al Norte esta conectado con el acuífero ligado a la Falla de Villa Vázquez VVFZ que lo recorta en su borde Norte y el rasgo activo de la Falla septentrional (SFZ) que la cruza en la zona central.

6.1.3.10 Formación Mao - lutitas

Las alternancias de limolitas y margas con escasos niveles de areniscas conglomeráticas poseen una permeabilidad baja por la predominancia de lutitas. Sin embargo la presencia de niveles de areniscas conglomeráticas puede aumentar esta permeabilidad así como la presencia de facturación directamente o indirectamente ligada a las zonas de fallas SFZ y VVFZ que recortan la unidad. Unas cristalizaciones de yeso existen en relleno de unas fracturas en estas lutitas en el sector de Hato del Medio.

6.1.3.11 Paleo-superficies calicheadas (Pleistoceno)

Esta paleo-superficie (15) no constituye un acuífero en si mismo sin embargo los suelos desarrollados en esta, por su porosidad asociada a la pendiente muy suave, permiten una infiltración de las aguas superficiales en temporadas de lluvias. Constituye una superficie de alimentación de los acuíferos profundos.

6.1.3.12 Formas gravitacionales (Cuaternario)

Estas formas agrupan los deslizamientos de laderas (16) los coluviones (17) y los eluviones residuales (18). Están constituidas de la yuxtaposición de cantos, bloques arenas y limos con arcillas y bloques subordinados. Presentan una a permeabilidad alta por porosidad inter-granular

6.1.3.13 Formas poligénicas cuaternarias

Los abanicos de baja pendiente y aluviales (19 y 21), las terrazas aluviales (20) están constituidas principalmente de cantos conglomeráticos (20 y 21) arenas, limos con una fracción arcillosa mas importante en los abanicos. Presentan un permeabilidad alta por porosidad inter-granular mas heterogénea en los abanicos por la presencia de niveles mas arcillosos

6.1.3.14 Formas fluviales y de escorrentía superficial cuaternarias

Estas formas agrupan la llanura de inundación (22) los meandros abandonados de la llanura de inundación (23) y los aluviones actuales de fondo de valle (24). Están constituidas de cantos, arenas, limos y arcillas y materias orgánicas, las arcillas siendo más abundantes en los meandros y en la llanura. Por sus composiciones considera una permeabilidad alta por el conjunto de estas formas cuaternarias. En la presente hoja la disposición original de estos depósitos se ha modificado por la acción de los eventos tectónicos y sísmicos relacionados. Las evidencias de diques clásticos recientes, las figuras de licuefacción, las observaciones de subsidencias en el sector de Guayubin. Así la permeabilidad puede llegar a muy alta por las conexiones provocadas entre los niveles más permeables por la actividad tectónica reciente a actual.

6.1.3.15 Formas lacustres y endorreicas cuaternarias

Estas formas corresponden a limos con material orgánico de los depósitos asociados a los manglares costeros. La permeabilidad es baja por la predominancia de las arcillas. La ubicación costera de estos depósitos implica una salinidad del acuífero.

6.1.3.16 La "Mountain Front Fault Zone" (MFFZ)

Esta falla constituye un límite de dominio tectono estructural que dibuja el primer trayecto de la Zona de Falla Septentrional. Esta zona de falla se caracteriza como de permeabilidad muy alta. Esta falla conecta en la superficie dos acuíferos uno de permeabilidad media al Norte (Unidad de Gran Mangle) y otro de permeabilidad alta al Sur (calizas de Mao Adentro). El acuífero se extiende a la profundidad de esta zona de falla que puede alcanzar unas decenas de kilómetros y se conecta probablemente en profundidad a las fallas más recientes del conjunto de falla (MCFZ, VVFZ, SFZ) así como a varios otros acuíferos en profundidad.

6.1.3.17 La Zona de Falla de Monte Cristi (MCFZ)

La traza MCFZ dibuja el segundo trayecto de la Zona de Falla Septentrional. Tuvo un juego normal desde probablemente Mioceno medio hasta el Plioceno Medio. De hecho la sección de caja de falla observada en la hoja indica una caja de falla fracturada triturada donde predominan las margas y arcillas de la Unidad de Monte Cristi de permeabilidad media. Contiene localmente unos lentejones de calcarenitas trituradas de alta permeabilidad. Al

contrario las zonas fracturadas del miembro superior de la Unidad de Monte Cristi ubicados al norte de la Falla en su parte oriental tienen una permeabilidad muy alta. En la parte oriental de la falla esta se diverticula para ocupar una sección de 2km de ancho donde la densidad de fracturación disminuye. En la parte occidental la traza de la falla es muy linear y la caja de falla puede ocupar una sección inferior a 100m Con estos elementos caracterizamos el acuífero de esta zona de falla como de permeabilidad alta a media por fracturación.

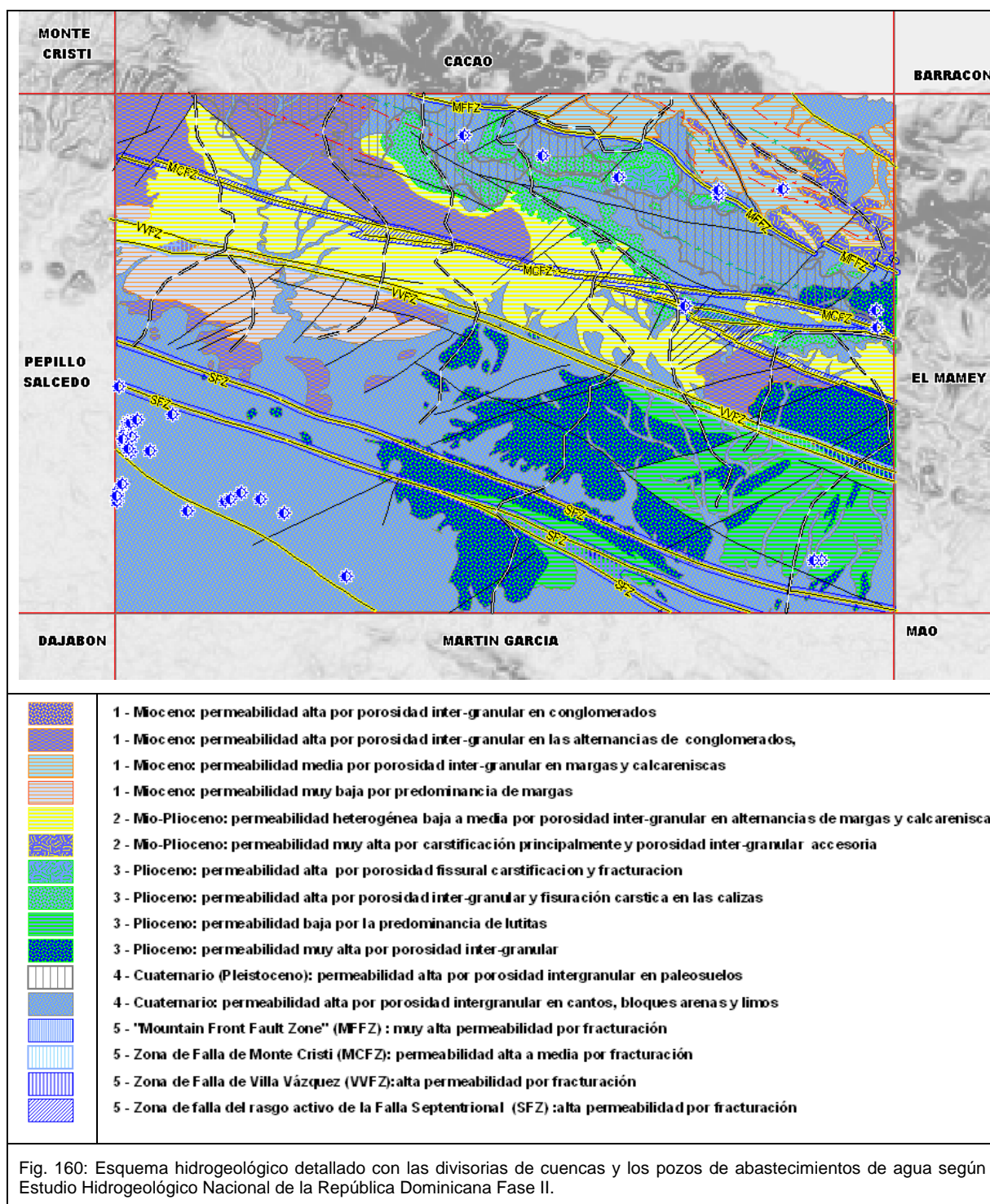
Como lo sugiere la presencia de bloques de travertinos en el Caño Salado al nivel de la Falla no se puede descartar la presencia de manantiales a lo largo del contacto de la unidad de Monte Cristi al norte y con las margas de la Unidad del Morro al Sur de la falla. Tal como la MMFZ, esta zona de falla conecta acuíferos superficiales y probablemente profundos tal como se conecta con los otros tramos de la Falla Septentrional para alcanzar una profundidad de una decena de kilómetros.

6.1.3.18 La Zona de Falla de Villa Vázquez (VVFZ)

Esta falla se caracteriza por su rectitud y la homogeneidad de caja de falla. Recorta casi todas las) formaciones mió-pliocenas del Grupo Yaque a parte de las calizas de Mao Adentro. Constituye un drenaje importante y con alta porosidad de fracturación y se puede observar l en el campo la aumentación de capilaridad en la caja de falla . La presencia de cristalizaciones de yeso en su caja de falla o en las formaciones proximales a su traza indica circulaciones importantes tal como la presencia de aguas sulfatadas. Se considera el acuífero como de alta permeabilidad por fracturación. Tal como las otras fallas, la VVFZ conecta acuíferos superficiales y probablemente profundos tal como se conecta con los otros tramos de la zona de Falla Septentrional para alcanzar una profundidad de una decena de kilómetros.

6.1.3.19 La Zona de Falla Septentrional (SFZ)

Esta falla no se observa directamente en superficie Las trazas identificadas fueron deducidas indirectamente de los datos geofísicos (gradiente vertical) y por los alineamientos de surcos conglomeráticos en la formación Mao (Plioceno medio superior). Además del acuífero de la Formación Mao, el acuífero de la falla SFZ de alta permeabilidad por fracturación esta conectado con los acuíferos del cuaternarios del valle del Rió Yaque. Esta falla se conecta al sistema global de la Falla Septentrional dando al acuífero relacionado una profundidad estimada superior a 10km.



6.2 Procesos activos susceptibles de riesgos naturales

En este capítulo se evoca brevemente los riesgos geológicos potenciales presente en la hoja. Son de 4 tipos principales

- el riesgo de erosión hídrica
- el riesgo de inundación
- el riesgo de deslizamientos y de aludes
- el riesgo sísmico y asociado

6.2.1 Riesgo de erosión hídrica

Debido al clima sub desértico de la zona, y de la escasez de vegetación unas zonas de la zona presentan una erosión intensa particularmente el sector donde aflora el miembro inferior de la Unidad de Monte Cristi al Norte y Noroeste de la ciudad de Villa Vázquez. Esta zona presenta un relieve de Tipo “bad lands” Esta erosión esta favorecida por el rejuvenecimiento del relieve por la tectónica reciente entre las fallas SFZ, VVFZ y MCFZ. Este rejuvenecimiento provoca también un encajonamiento de los arroyos en toda la zona central de la hoja a lo largo de los Arroyos Charcazo, Córbanos, Barranca Blanca provocando una erosión importante de las laderas con farallones de más de 50m. Existe un riesgo de derrumbe a lo largo de estos arroyos en la zona central de la hoja.

6.2.2 Riesgo de inundación

En el marco de la hoja este riesgo es de dos tipos: el riesgo de inundación por la crecida de los arroyos de los tributarios derechos del Río Yaque (Arroyos Charcazo, Córbanos, Barranca Blanca) y el riesgo de inundación por las crecidas del Río Yaque.

6.2.2.1 Riesgo de flujos lodosos

De lo considerado en el capítulo anterior el riesgo de inundación por los tributarios del Río Yaque se extiende a toda las zonas de glaciais aluvial que se ubican a la desembocadura de estos ríos al Sur de la falla VVFZ que constituye la zona de transición con la llanura del valle Río Yaque. Este riesgo de flujo lodoso corresponde a llegadas brutales de materiales erosionado en las partes superiores de los arroyos. Seria ligado este riesgo a pluviosidades brutales y abundantes en la zona norte de la hoja.

6.2.2.2 Riesgos de inundación s.s.

Este riesgo se extiende a todas la zonas mapeadas en aluviones actuales (24), meandros (23) abandonados y llanura de inundación (22). Corresponde a desbordamiento del Río Yaque y la invasión de su llanura de inundación. Este riesgo es ligado a pluviosidades

intensas y prolongadas en la cuenca superior del Río Yaque. Esta inundación ocurrió en el curso de este proyecto después de la Tormenta Olga que azotó al Cibao y particularmente a la cuenca alta del Río Yaque el 11 de diciembre 2007.

6.2.3 Riesgos de deslizamientos

En el sector de Estero Balsa en las lomas costeras existe una forma de deslizamiento en masa (15) (Fig. 161) Esta ligado al contacto por un nivel de margas de la base de la Fm Villa Trina de las calizas carstificadas de Villa Trina encima de las calcarenitas y margas de la formación Gran Mangle. Esta configuración de las calizas y margas de Villa Trina en discordancias en sectores de fuertes pendientes es una situación de riesgo muy común en la cordillera septentrional (La Cumbre en la Hoja Santiago, Carlos Díaz en La Hoja San Francisco Arriba, Villa Trina en la Hoja Salcedo etc.). Esta forma de deslizamiento se observa únicamente al sur de Estero Balsa. Proviene del intervalo entre la Loma del Balatal y a loma del Guanillo. Esta probablemente ligado al contacto de las margas con las calizas carstificadas de La Fm Villa Trina. Este deslizamiento se extiende abajo para cubrir una superficie de sobre 1.6Km² y sus escombros llegan hasta el camino de El Papayo hasta Estero Balsa. En este camino se observan mega bloques polimétricos de calizas micríticas en una megabrecha con estratificaciones de rumbo erráticas (Fig. 162)



Fig. 161: Vista hacia el Sur este del Deslizamiento en masa de Estero Balsa.
punto 06PU9268 Lat.: 19°81944 / Long.: -71°26241



Fig. 162: Vista de los bloques en la brecha del Camino de Los Papayos a Estero Balsa con las estratificaciones erráticas S0a y S0b.
punto 06PU9226 Lat.: 19°81185 / Long.: -71°26021

6.2.4 Riesgo sísmico y asociado

De lo relacionado en el capítulo tectónica a cerca de la cobertura cuaternaria se considera un riesgo sísmico importante en toda la zona. Por la propensión a favorecer fenómenos de licuefacción y subsidencias, los sedimentos de la llanura de inundación del río Yaque

constituyen la zona de riesgo mas alto. En el sector costero no se puede descartar el riesgo de tsunami ligado a un sismo proximal o distal. Cabe señalar que el sismo de 1842 provoco una ola estimada a 5m en toda la costa norte de la Isla.

6.2.5 Conclusiones

A conclusiones se presenta un esquema cartográfico de repartición de diferentes tipos de riesgos geológicos en la hoja (Fig. 163).

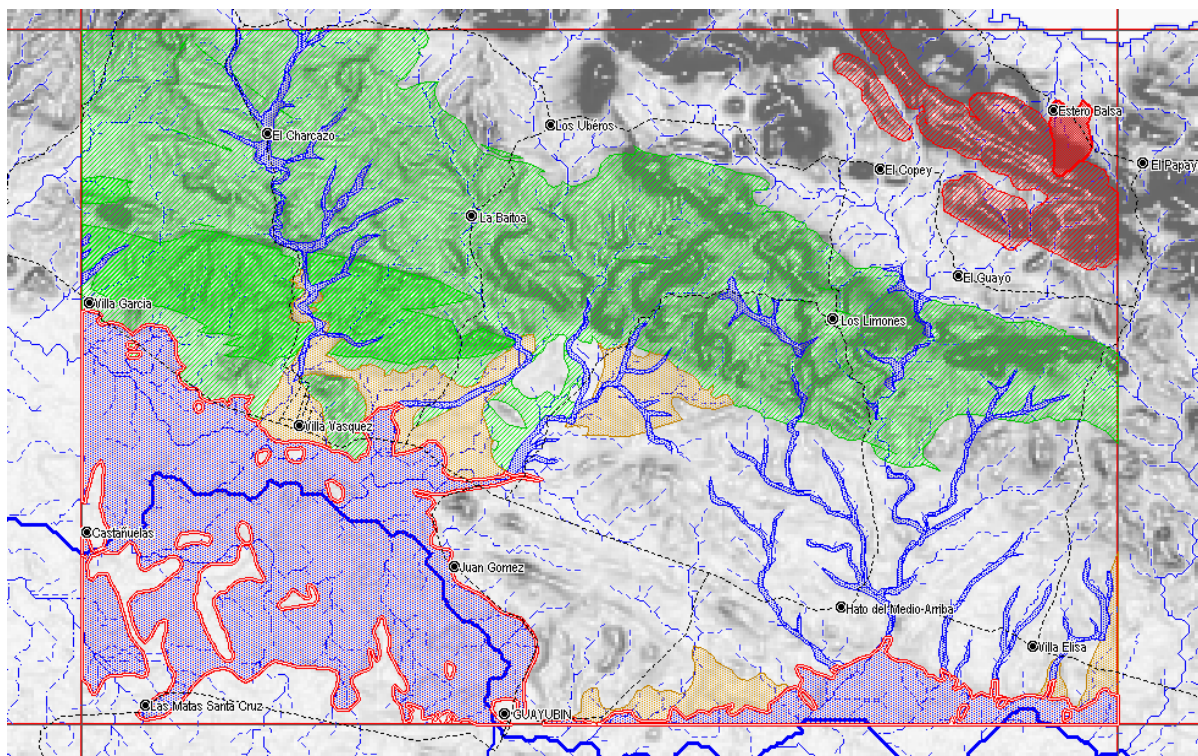









Fig. 163: Mapa de repartición de diferentes tipos de riesgos geológicos en la Hoja Villa Vázquez

Repartición de la zonas de riesgos naturales

-  Deslizamiento
-  Riesgo de deslizamiento
-  Riesgo de flujo lodoso
-  Riesgo de inundación
-  Riesgo de licuefacción sísmica
-  Riesgo erosivo alto
-  Riesgo erosivo medio

6.3 Recursos minerales

En la hoja no se observan indicios de recursos económicos metálicas. Las volcanitas observadas en bloques en las brechas intercaladas en la Unidad Grand Mangle al Norte de la hoja revelan colores verdosas de alteraciones de cobre y el mapa espectrométrico del potasio indican una anomalía fuerte hacia el ONO en las volcanitas asociadas a lo largo de la Falla MFFZ

Las sustancias no metálicas existentes comprenden rocas ornamentales en bloques, áridos, arcillas y margas, yeso, sal y travertino.

Los materiales de áridos están explotados en canteras artesanales en las capas de calcarenitas laminadas de la Unidad de Monte Cristi. Estos bloques están utilizados para adornos en construcciones por la formas paralelepipedica que presentan

Los materiales sueltos de los conglomerados de la Formación Mao en el sector de Juan Gómez donde agregados Bermuda SA los explotan de forma sub-industrial. Cabe señalar en el marco de esta cantera la presencia de arenas lignitosa entre las capas conglomeráticas.

Por su proximidad a la zona agrícola de la llanura de inundación del Rió Yaque el material margoso de la Unidad de Monte Cristi constituye un material localmente utilizado para la construcción de muro en caso de inundaciones.

El yeso se encuentra frecuentemente en las Unidades de Monte Cristi y en la formación Mao, Estuvo señalado en la hoja vecina de Pepillo Salcedo, en la zona de Falla Villa Vázquez. Los indicios encontrado en la presente hoja corresponden a yeso de neo formación mas frecuente en las facies de alternancias areno lutíticas en las zonas de fallas Puede localmente presentarse en roseta pluricm cristales o relleno de diaclases en zonas de fallas.

Un indicio puntual de travertino se encuentra en el Arroyo Caño Salado probablemente ligado a un manantial relacionado con la Falla de Monte Cristi.

Varias ocurrencias de rocas arenosas presentan un sabor salada estas ocurrencias se ha ploteadas en la figura a continuación aun que no se observan minerales salíferos.

Un pozo petrolero fue perforado en 1958 en el sector de Villa Vázquez (Pozo Isabel #4) por la compañía "H.S. Cole Jr. & sons" sin dar resultados interesantes. Los datos disponibles señalan la presencia de rocas lignitosas a lo largo de los 3300 metros perforados.

La ubicación de los indicios esta presentada en la Fig. 164 a continuación y detalladas en las tablas de descripciones (Fig. 165).

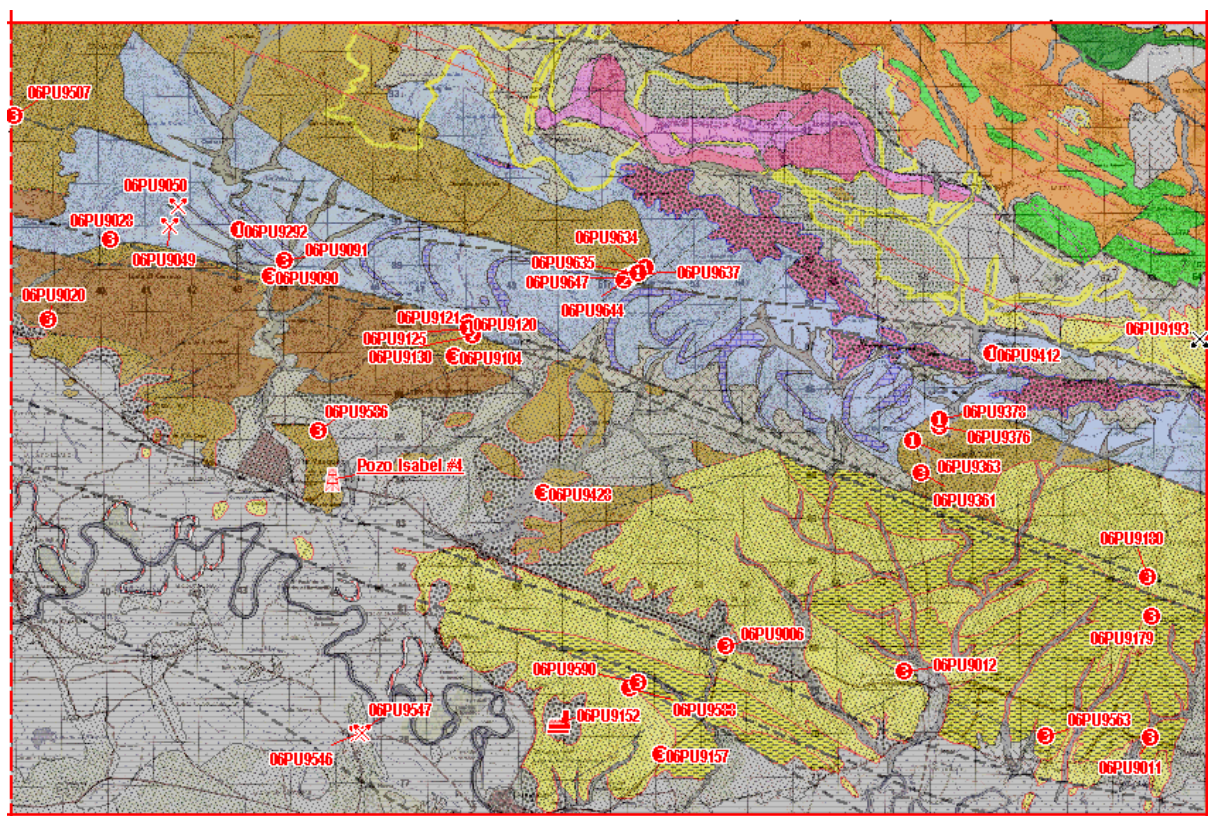


Fig. 164: Mapa de repartición de los diferentes tipos indicios no metálicos en la Hoja Villa Vázquez

INDICIOS Y SUSTANCIAS

- ✂ Cantera artesanal
- ✂ Cantera inactiva
- ▬ Cantera industrial

- ① Sal
- ② Travertino
- ③ yeso
- ⚙ Petroleo y gaz

PUNTO	Lat. WGS84	Long. WGS84	Z	XUTMNA27	YUTMNA27	Descripción	tipo
06PU9193	19.7677	-71.25200	204	263990	2187148	Talud de carretera con cantera puntual en areniscas de color blanco gris de grano medio bien laminada con S0 oblicua en la parte inferior sobreyacido por areniscas de grano grueso a medio en lentejones dolomitizados.	Cantera inactiva
06PU9049	19.79070	-71.46670	105	241521	2190008	Areniscas poca calcáreas bien estratificadas masivas en capas semi métricas de grano medio con S0 bien plana y diaclases marcadas (cantera) unos niveles con clastos de corales , clastos de limolitas y debris vegetales >cm .	Cantera artesanal
06PU9050	19.7949	-71.46510	135	241695	2190471	Areniscas poca calcáreas bien estratificadas masivas Ídem PU9049 en bloques sueltos.	Cantera artesanal
06PU9546	19.6838	-71.42740	37	245471	2178111	Pequeña cantera intermitente con escaso cantos redondeados decimétrico a cm en una matriz arenosa marrón naranja en paleo terrazas del Río Guayubín o coluviones.	Cantera artesanal
06PU9547	19.68430	-71.42660	37	245555	2178166	Pequeña cantera intermitente con frecuentes cantos redondeados decimétrico a cm presencia de tonalitas en los cantos	Cantera artesanal
06PU9151	19.6856	-71.38560	74	249858	2178249	Presencia de bloques conglomeráticos con matriz arenosa de grano grueso calcárea infrayaciendo a coluviones en cantos cm a polidecimétrico redondos polimícticos de meta basaltos, tonalitas, cherts, anfíbolitas en la zona basal y arenas finas al tope.	Cantera industrial
06PU9152	19.68640	-71.38520	78	249901	2178337	Coluviones en bloques redondos polimícticos de meta basaltos, tonalitas , cherts, anfíbolitas en la zona basal y arenas finas al tope.	Cantera industrial
06PU9637	19.7806	-71.36920	128	251725	2188744	Bloques de concreciones rojizas calcáreas con petrificaciones de debris vegetales. Areniscas de grano grueso en secuencias positivas con dolomitización de la base en lentejones aplastados o elipsoides intercalados en margas arenosas beige muy saladas.	Travertino
06PU9644	19.77910	-71.37190	121	251439	2188582	Induración calcárea fósil de los 50 cm de aluviones cuaternarios horizontales	Travertino
06PU9120	19.77020	-71.40430	96	248029	2187644	Zona de caja de falla con deformación de la S0 de las rocas adyacentes Falla normal en alternancias de areniscas de gr. grueso (grauvacas) naranja a rojizo con intercalaciones del mismo color. Presencia de Sal en la caja de falla y en los niveles rojizos	Sal
06PU9121	19.77020	-71.40430	99	248029	2187644	Alternancias semi métricas de areniscas de grano grueso (grauvacas) naranja a rojizo con intercalaciones de siltitas del mismo color. Sal en la caja de falla y en los niveles rojizos	Sal
06PU9125	19.76900	-71.40430	92	248027	2187511	Alternancias de niveles métricos de areniscas de grano medio a grueso de color marrón y salado intercalado en niveles de 30 cm de lutitas beige laminadas.	Sal

PUNTO	Lat. WGS84	Long. WGS84	Z	XUTMAD27	YUTMAD27	Descripción	tipo
06PU9130	19.76750	-71.40350	90	248109	2187344	Alternancias decimétrico de areniscas de grano medio con diferenciaciones nodulosas dolomíticas y lutitas beige a naranjas saladas.	Sal
06PU9292	19.78990	-71.45230	85	243029	2189898	Secuencias decimétricas de calcarenitas de gr. medio laminadas bien estratificadas y calcarenitas de grano fino verdosas laminadas con slumps y poco saladas.	Sal
06PU9363	19.74530	-71.31160	131	257709	2184752	Sucesión de secuencias de areniscas de grano medio a conglomerático, y lutitas arenosas saladas marrón.	Sal
06PU9376	19.74850	-71.30580	103	258322	2185098	Nivel de areniscas de grano medio de color chocolate salada con laminas semi decimétricas conglomeráticas con clastos redondos de rocas ígneas en alternancias con lutitas.	Sal
06PU9378	19.74990	-71.30580	107	258324	2185253	Alternancias regulares bien planas de areniscas calcáreas dolomíticas de grano medio con intervalos de areniscas finas rojizas con sabor a sal.	Sal
06PU9412	19.76380	-71.29490	152	259487	2186776	Margas beige a verdosas claras con grietas a alteración marrón y presencia de sal. S0 poco definida.	Sal
06PU9634	19.78190	-71.36740	133	251915	2188885	Afloramiento en el cauce del arroyo los Úberos con S0 muy regular con secuencias de areniscas de grano medio a grueso con diferenciaciones calco dolomíticas en lentejones aplastados y areniscas calcáreas de grano medio laminadas saladas.	Sal
06PU9635	19.78070	-71.36900	130	251746	2188755	Areniscas de grano grueso en secuencias positivas con dolomitización de la base en lentejones aplastados o elipsoides intercalados en margas arenosas beige muy saladas según unos niveles rojizos.	Sal
06PU9647	19.77970	-71.37100	121	251535	2188647	Zona de falla con margas estructuradas con una S0 marcada inclinada y con red de diaclases mas marcada paralela y ortogonal a la S0 y con sal diseminado concentrado en la red de diaclases.	Sal
06PU9006	19.70220	-71.35050	99	253564	2180036	Bolsa polimétrica de arcillas caqui con cristales de yeso de neo formación intercalada en areniscas de grano medio - contacto rojizo.	Yeso
06PU9011	19.68310	-71.26200	40	262817	2177795	Sucesión naranja de niveles decimétrico a semi decimétrico de siltitas y limolitas calcáreas con exudaciones rojizas de yeso de neo formación unas diaclases con yeso centimétrico.	Yeso
06PU9012	19.69680	-71.31340	70	257447	2179384	Falla o dique clástico con vetillas milimétricas de yeso de caja métrica encajonado en alternancias decimétricas de areniscas de grano medio a conglomerático poca calcáreas color naranja meteorizado a beige.	Yeso

PUNTO	Lat. WGS84	Long. WGS84	Z	XUTMAD27	YUTMAD27	Descripción	tipo
06PU9020	19.77090	-71.49240	41	238795	2187855	Alternancias de niveles métricos de calcarenitas de grano fino a medio beige bien laminadas (cm) con base de calizas dolomíticas de aspecto noduloso más indurado de lutitas beige calcáreas presencia de yeso de neoformación.	Yeso
06PU9028	19.78780	-71.47920	67	240206	2189706	Pared de cerrito con 10m de alternancias bi-métricas de areniscas beige de grano grueso a medio bien estratificadas y clasificadas con niveles polimétricos de lutitas calcáreas beige naranja SO esta homogénea y regular bastante ondulada.	Yeso
06PU9090	19.78000	-71.44590	77	243684	2188792	Sucesión de secuencias cizalladas por tectónica con areniscas verde marrón a beige masivas de grano grueso poca clasificadas diaclasadas y areniscas de grano fino a medio arcillosas de color rojizo (oxidación y yeso) muy cizalladas.	Yeso
06PU9091	19.78340	-71.44290	95	244004	2189164	Siltitas y lutitas grises calcáreas beige a gris con dos 50 cm intercalaciones de areniscas de grano fino con facies noduloso dolomítico - presencia de yeso en la base de estas intercalaciones.	Yeso
06PU9104	19.76320	-71.40730	112	247704	2186874	Areniscas de color beige de grano medio en alternancias poca marcadas con siltitas y lutitas beige con unas fallas pequeñas rojizas cm con yeso - unos niveles rojizos naranja con yeso concordante.	Yeso
06PU9157	19.67930	-71.36410	76	252103	2177520	Alternancias decimétricas a polidecimétricas de siltitas y lutitas naranjas con unos niveles 2cm rojizos con cristalización de yeso.	Yeso
06PU9179	19.70850	-71.26170	111	262886	2180607	Areniscas gruesas en capas decimétricas intercaladas en lutitas y margas beige con niveles carbonatados rojizo naranja con yeso.	Yeso
06PU9180	19.71680	-71.26250	125	262814	2181527	Traza de la Falla de Villa Vázquez en con red de vetillas cm de yeso en areniscas de la Fm Mao (areniscas de grano grueso a conglomerático con cantos cuarzosos) y unos lentejones nodulosos dolomíticos.	Yeso
06PU9361	19.73860	-71.30990	115	257877	2184008	Diaclases con yeso en turbiditas calcáreas con areniscas conglomeráticas no clasificadas.	Yeso
06PU9428	19.73440	-71.38880	54	249598	2183657	Diseminación de yeso en margas caqui verdosas	Yeso
06PU9507	19.81380	-71.49950	61	238121	2192617	Presencia de yeso en alternancias de niveles semi métricos de areniscas verdosa caqui no clasificadas con nódulos y lentejones calcáreos decimétricos a semi-métricos intercalados en lutitas grises -	Yeso
06PU9563	19.68320	-71.28370	55	260541	2177836	Presencia de una falla o fisura con yeso en niveles discontinuos mal clasificados de areniscas de grano grueso localmente conglomeráticas con evolución lateral muy rápida a areniscas finas erosionando las margas marrón infrayacentes -	Yeso

PUNTO	Lat. WGS84	Long. WGS84	Z	XUTMAD27	YUTMAD27	Descripción	tipo
06PU9586	19.74740	-71.43580	56	244691	2185167	Zona de falla al limite norte del cerro la Trinchera entre al sur margas arenosas con diferenciaciones de calizas arcillosas beige y al norte los mismos facies con diferenciaciones conglomeráticas con yeso en diaclases en la parte sur	Yeso
06PU9588	19.69320	-71.37080	95	251422	2179069	Laminación tectónica en areniscas muy fracturadas con red irregular en red de vetillas de yeso y margas inyectadas	Yeso
06PU9590	19.69450	-71.36900	28	251612	2179210	Margas poco aflorantes con niveles biodetríticos y yeso	Yeso
Pozo Isabel #1	19.73330	-71.45000	20	245014	2184041	Pozo de 3300 m realizado por H.S. Cole Jr. & Sons en 1958	Petróleo y gas

Fig. 165: Planilla de ubicación y características de los indicios de la Hoja

7 LUGARES DE INTERÉS GEOLÓGICO (L.I.G.)

Son todos aquellos lugares o puntos concretos con características peculiares relacionadas con la geología, especialmente los más útiles para reconocer, estudiar e interpretar la historia geológica de la región, como formaciones rocosas, estructuras, yacimientos de minerales o fósiles; pero también paisajes y expresiones o datos de interés cultural, educativo o recreativo, en relación con el medio natural. En la hoja de Villa Vázquez no existen Lugares de Interés Geológicos en si mismo. El principal interés geologico en la hoja seria las trazas y marcas de la evolución hacia el Sur de la Zona de Falla Septentrional visibles a grande escala así que las trazas de liquefacción de los rellenos cuaternarios en las riberas difícilmente accesibles del Río Yaque.

8 Bibliografía

Altamimi, Z., Sillard, P. & Boucher, C., 2002. ITRF2000: a new release of the international terrestrial reference frame for earth science applications, *J. geophys. Res.*, **107**, 2214, doi: 10.1029/2001JB000561.

Ave Lallemant, H.G. & Oldow, J.S., 2000. Active displacement partitioning and arc-parallel extension of the Aleutian volcanic arc based on Global Positioning System geodesy and kinematic analysis, *Geology*, **28**, 739–742.

BARRETT, T.J. & MACLEAN, W.H., 1999. Volcanic sequences, lithogeochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. En: Barrie C. T. and Hannington M. D. eds. Volcanic-associated massive sulfide deposits; processes and examples in modern and ancient settings. p. 101-131.

BATTLE, O. F. & PENA L. R., 2003. Recopilación - Evaluación de los Datos Geológicos-Geotécnicos y Reconocimiento Geológico Superficial de la Zona Urbana de Santiago de los Caballeros Para La Preparación de Mapas de Amenazas Geológicas Sísmicas. *Ayuntamiento Municipal de Santiago*, 52, p. 1-52.

Beck, M.E., 1983. On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction, *Tectonophysics*, **93**, 1–11.

BERMÚDEZ, P. J., 1949. Tertiary smaller Foraminifera of the Dominican Republic. *Cushman Laborator of Foraminiferal Research, Special Publication*, 25, p. 1-322.

Bernard, P. & Lambert, J., 1988. Subduction and seismic hazard in the northern Lesser Antilles: revision of the historical seismicity, *Bull. seism. Soc. Am.*, **78**, 1965–1983.

BOISSEAU, M., 1987. Le Flanc Nord-Est De La Cordillere Centrale Dominicaine (Española, Grandes Antilles): Un Edifice De Nappes Cretace Polyphase. Doctorat d'Etat. Université de Paris VI. p. -214.

BOWIN, C. O., 1960. Geology of central Dominican Republic. *Geological Society of America Bulletin*, 71, p. 18-31.

BOWIN, C. O., 1966. Geology of central Dominican Republic; a case history of part of an island arc; Caribbean geological investigations. *Memoir - Geological Society of America*, p. 11-84.

Bowman, D., King, G. & Tapponnier, P., 2003. Slip partitioning by elastoplastic propagation of oblique slip at depth, *Science*, **300**, 1121–1123.

BURKE, K., 1988. Tectonic evolution of the Caribbean. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, p. 201-230.

BURKE, K., FOX, P. J. & SENGOR, A. M. C., 1978. Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean. *Journal of Geophysical Research, A, Space Physics*, 83, p. 3949-3954.

BYRNE, D. B., SUAREZ, G. & MCCANN, W. R., 1985. Muertos Trough subduction; microplate tectonics in the northern Caribbean? *Nature (London)*, 317, p. 420-421.

Byrne, D.B., Suarez, G. & McCann, W.R., 1985. Muertos Trough subduction–microplate tectonics in the northern Caribbean? *Nature*, **317**, 420–421.

Calais, E. & Mercier de Lepinay, B., 1991. From transtension to transpression along the northern margin of the Caribbean plate off Cuba: implications for the recent motion of the Caribbean plate, *Tectonophysics*, **186**, 329–350.

CALAIS, E. & MERCIER DE LEPINAY, B., 1995. Strike-slip tectonic processes in the northern Caribbean between Cuba and Española (Windward Passage). *Marine Geophysical Researches*, **17**, p. 63-95.

Calais, E., Bethoux, N. & Mercier de Lepinay, B., 1992. From transcurrent faulting to frontal subduction: a seismotectonic study of the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Puerto Rico, *Tectonics*, **11**, 114– 123.

Calais, E., Han, J.Y., DeMets, C. & Nocquet, J.M., 2006. Deformation of the North American plate interior from a decade of continuous GPS measurements, *J. geophys. Res.*, **111**, B06402, doi:10.1029/2005JB004253.

Calais, E., Mazabraud, Y., Mercier de Lepinay, B. & Mann, P., 2002. Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1856–1859.

Calais, E., Perrot, J. & Mercier de Lepinay, B., 1998. Strike-slip tectonics and seismicity along the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Española, in *Active Strike-slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*, Vol. 326, pp. 125–142, eds Dolan, J.F. & Mann, P., Geol. Soc. Am. Spec. Paper.

Capítulo de Riesgo CODIA- Regional Norte Santiago., Octubre 16 2003 Evaluación post sismo Magnitud de 6.5 Escala de Richter ocurrido en la Republica Dominicana el 22 de Septiembre del 2003 – Lecciones aprendidas 71, p. 1-71.

CGG (COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE), 1999. Informe final sobre la prospección magnética y radiométrica aereoportada del territorio de la República Dominicana. Programa SYSMIN, Proyecto E (7-ACP-DO-074), Servicio Geológico Nacional. Santo Domingo.

Chemenda, A., Lallemand, S. & Bokun, A., 2000. Strain partitioning and interplate friction in oblique subduction zones: constraints provided by experimental modeling, *J. geophys. Res.*, **105**, 5567–5581.

Christeson, G.L., Bangs, N.L. & Shipley, T.H., 2003. Deep structure of an island arc backstop, Lesser Antilles subduction zone, *J. geophys. Res.*, **104**, doi:10.1029/2002JB002243.

Cloos, M., 1992. Thrust-type subduction-zone earthquakes and seamount asperities - A physical model for seismic rupture, *Geology*, **20**, 601–604.

COLEMAN, A. J. & WINSLOW, M. A., 2002. Tertiary tectonics of the Española fault zone in the Northwestern Piedmont of the Cordillera Central, Dominican Republic. *Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geologica del Caribe*, **15**, p. 73-86.

CRAWFORD, A.J., FALLOON, T.J. & GREEN, D.H., 1989. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. En: Crawford A. J. ed. *Boninites*, Unwin Hyman, London, United Kingdom (GBR), United Kingdom (GBR)

DE ZOETEN, R. & MANN, P., 1991. Structural geology and Cenozoic tectonic history of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. In: *Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Española. Special Paper - Geological Society of America*, 262, p. 265-279.

DE ZOETEN, R. & MANN, P., 1999. Cenozoic El Mamey Group of northern Española; a sedimentary record of subduction, collisional and strike-slip events within the North America-Caribbean Plate boundary zone; Caribbean basins. *Sedimentary Basins of the World*, 4, p. 247-286.

DE ZOETEN, R., 1988. Structure and stratigraphy of the central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. Dissertation

DEFANT, M. J. & DRUMMOND, M. S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature (London)*, 347, 6294, p. 662-665.

DeMets, C. & Wiggins-Grandison, M., 2007. Deformation of Jamaica and motion of the Gonave microplate from GPS and seismic data, *Geophys. J. Int.*, **168**, 362–378.

DeMets, C., 2001. A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: implications for slip along the Central American volcanic arc, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4043–4046.

DeMets, C., Jansma, P.E., Mattioli, G.S., Dixon, T.H., Farina, F., Bilham, R., Calais, E. & Mann, P., 2000. GPS geodetic constraints on Caribbean- North America plate motion, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 437–440.

DÍAZ DE NEIRA, J. A. & SOLÉ PONT, F. J., 2002. Precisiones estratigráficas sobre el Neógeno de la cuenca de Azua (República Dominicana) - Stratigraphic precisions about the Neogene of the Azua basin (Dominican Republic). *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 163-181.

Dieterich, J.H., 1978. Time-dependent friction and the mechanics of stickslip, *Pure appl. Geophys.*, **116**, 4–5.

Dillon, W.P., Austin, J.A., Scanlon, K.M., Edgar, N.T. & Parson, L.M., 1992. Accretionary margin of north-western Española: morphology, structure, and development of the northern Caribbean plate boundary, *Mar. Petrol. Geol.*, **9**, 70–92.

DOLAN, J. F. & MANN, P., 1998. Preface; Active strike-slip and collisional tectonics of the northern Caribbean Plate boundary zone. *Special Paper - Geological Society of America*, 326, p. v-xvi.

DOLAN, J. F., MULLINS, H. T. & WALD, D. J., 1998. Active tectonics of the north-central Caribbean; oblique collision, strain partitioning, and opposing subducted slabs; Active strike-slip and collisional tectonics of the northern Caribbean Plate boundary zone. *Special Paper - Geological Society of America*, 326, p. 1-61.

DOLAN, J., MANN, P., DE ZOETEN, R., HEUBECK, C., SHIROMA, J. & MONECHI, S., 1991. Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Española and Puerto Rico. *Special Paper Geological Society of America*, 262, p. 217-263.

Dolan, J.F. & Bowman, D.D., 2004. Tectonic and seismologic setting of the 22 September 2003, Puerto Plata, Dominican Republic earthquake: implications for earthquake hazard in northern Española, *Seism. Res. Lett.*, **75**, 587–597.

Dolan, J.F. & Wald, D.J., 1998. The 1943–1953 north-central Caribbean earthquakes: active tectonic setting, seismic hazards, and implications for Caribbean-North America plate motions, in *Active Strike-slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*, Vol. 326, pp. 143–170, eds Dolan, J.F. & Mann, P., Geol. Soc. Am. Spec. Paper.

Dolan, J.F., Mullins, H.T. & Wald, D.J., 1998. Active tectonics of the northcentral Caribbean: oblique collision, strain partitioning, and opposing subducted slabs, in *Active Strike-slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone*, Vol. 326, pp. 1–62, eds Dolan, J.F. & Mann, P., Geol. Soc. Am. Spec. Paper.

DRAPER, G. & GUTIERREZ, G., 1997. La estructura del Cinturón de Maimón en la isla de Española y sus implicaciones geodinámicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **10**, p. 299.

DRAPER, G. & LEWIS, J. F., 1980. Petrology, deformation and tectonic significance of the Ámina Schist, northern Dominican Republic. *Transactions of the Caribbean Geological Conference = Memorias - Conferencia Geologica del Caribe*, **9**, p. 53-64.

DRAPER, G. & LEWIS, J. F., 1991a. Geologic map of the central Dominican Republic. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Española. *Special Paper - Geological Society of America*, **262**,

DRAPER, G. & LEWIS, J. F., 1991b. Metamorphic belts in central Española. *Special Paper Geological Society of America*, **262**, p. 29-45.

DRAPER, G., GUTIERREZ, G. & LEWIS, J. F., 1996. Thrust emplacement of the Española peridotite belt; orogenic expression of the Mid-Cretaceous Caribbean arc polarity reversal? *Geology (Boulder)*, **24**, p. 1143-1146.

DRAPER, G., GUTIERREZ, G., & LEWIS, J., 1995. Thrust Deformation in the Maimón and Los Ranchos formations. Central Española: Evidence for early Cretaceous ophiolites emplacement. Port of Spain, Trinidad Tobago. *Transactions, 14th Caribbean Geological Conference*.

Ducoudray, Félix Servio, 1924 -1989 La naturaleza dominicana : artículos publicados en el suplemento sabatino del periódico El Caribe, 1978-1989 / Félix Servio Ducoudray; editores Arístides Incháustegui, Blanca Colección Centenario Grupo León Jimenes, 2006.

EBERLE, W. & MOLLAT, H., 1991. Mapa geológico de la Republica Dominicana a escala 1: 250.000. Santo Domingo, Republica Dominicana, Dirección General De La Minería.

EDGAR, N. T., 1991. Structure and geologic development of the Cibao Valley, northern Española. *Special Paper Geological Society of America*, **262**, p. 281-299.

ERIKSON, J. P., PINDELL, J. L., KARNER, G. D., SONDER, L. J., FULLER, E. Y. & DENT, L., 1998. Neogene Sedimentation and Tectonics in the Cibao Basin and Northern Española: An Example of Basin Evolution near a Strike-Slip-Dominated Plate Boundary. *Journal of Geology*, **106**, p. 473-494.

ESCUDER VIRUETE, J., 2004. Petrología y geoquímica de rocas ígneas y metamórficas del bloque K (zonas este y suroeste) - Hojas de Dajabón, Martín García, Loma De Cabrera, Santiago Rodríguez, Monción, Restauración, Jicomé, Bánica, Arroyo Limón y Lamedero. Programa Sysmin, Santo Domingo, Servicio Geológico Nacional.

ESCUDER VIRUETE, J., HERNAIZ HUERTA, P. P., DRAPER, G., GUTIERREZ, G., LEWIS, J. F. & PÉREZ-ESTAÚN, A., 2002. Metamorfismo y estructura de la Formación Maimón y los Complejos Duarte y Río Verde, Cordillera Central Dominicana: implicaciones en la estructura y la evolución del primitivo Arco Isla Caribeño - The metamorphism and structure of the Maimón Formation and Duarte and Rio Verde Complexes, Dominican Central Cordillera: implications for the structure and evolution of the primitive Caribbean Island Arc. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 123-162.

EVANS, B. W., 1990. Phase relations of epidote-blueschists. *Lithos*, 25, p. 3-23.

Fitch, T.J., 1972. Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific, *J. geophys. Res.*, **77**, 4432-4460.

GABB, W. M., 1873. On the topography and geology of Santo Domingo. *American Philosophical Society Transactions, new ser.*, 15, p. 49-259.

GONZALES DE VALLEJO, L., 1980. Fallas activas y sus implicaciones en la ingeniería. Active faults and their implications for engineering; Anales del IV congreso peruano de geología; Parte VI. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 65, p. 99-103.

Grindlay, N.R., Abrams, L.J., Del Greco, L. & Mann, P., 2005a. Toward an integrated understanding of Holocene fault activity in western Puerto Rico: constraints from high-resolution seismic and sidescan sonar data, in *Active Tectonics and Seismic Hazards of Puerto Rico, the Virgin Islands, and Offshore Areas*, Vol. 385, pp. 139-160, ed. Mann, P., Geol. Soc. Am. Spec. Paper.

Grindlay, N.R., Mann, P., Dolan, J.F. & van Gestel, J.P., 2005b. Neotectonics and subsidence of the northern Puerto Rico-Virgin Islands margin in response to the oblique subduction of high-standing ridges, in *Active Tectonics and Seismic Hazards of Puerto Rico, the Virgin Islands, and Offshore Areas*, Vol. 385, pp. 31-60, ed. Mann, P., Geol. Soc. Am. Spec. Paper.

Grindlay, N.R., Mann, P.s. & Dolan, J., 1997. Researchers investigate submarine faults north of Puerto Rico, *Eos (Transactions)*, **78**, 404p.

HANMER, S. & PASSCHIER, C., 1991. Shear-sense indicators: a review. *Geological Survey of Canada*, 90-17, p. 1-72.

Harper E.M. and Morton B 2004 Tube construction in the watering pot shell *Brechites Vaginiferus* (Bivalvia; Anomalodesmata; Clavagelloidea) *Acta Zoologica* (Stockholm) 85: 149-161 (July 2004)

HENEKEN, J. S., 1853. On some Tertiary deposits in San Domingo with notes on the fossil shells by J.C. Moore, Esq. F.G.S.; and on the fossil corals, by Lonsdale, Esq., F.G.S. *Geological Society of London, Quarterly Journal*, 9, p. 115-134.

HERNAIZ HUERTA, P. P. & PÉREZ-ESTAÚN, A., 2002. Estructura del cinturón de pliegues y cabalgamientos de Peralta, República Dominicana - Structure of the Peralta thrust and fold belt, Dominican Republic. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 183-205.

HORAN, S., 1995. The geochemistry and tectonic significance of the Maimon-Ámina schists, Cordillera Central, Dominican Republic. Unpublished MsC Thesis. Univ. of Florida, Gainesville. p. 1-172.

Huerfano, V., von Hillebrandt-Andrade, C. & Bez-Sanchez, G., 2005. Microseismic activity reveals two stress regimes in southwestern Puerto Rico, in *Active Tectonics and Seismic Hazards of Puerto Rico, the Virgin Islands, and Offshore Areas*, Vol. 385, pp. 81–101, ed. Mann, P., Geol. Soc. Am. Spec. Paper.

HUGHES, C. J., 1973. Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. *Geological Magazine*, 109, p. 513-527.

HUMPHRIS, S. E. & THOMPSON, G., 1978. Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, p. 127-136.

Hyndman, R.D. & Wang, K.J., 1993. Thermal constraints on the zone of major thrust earthquake failure: The Cascadia subduction zone, *J. geophys. Res.*, **98**, 2039–2060.

Jansma, P.E. & Mattioli, G.S., 2005. GPS results from Puerto Rico and the Virgin Islands: constraints on tectonic setting and rates of active faulting, in *Active Tectonics and Seismic Hazards of Puerto Rico, the Virgin Islands, and Offshore Areas*, Vol. 385, pp. 13–30, ed. Mann, P., Geol. Soc. Am. Spec. Paper.

Jansma, P.E., Mattioli, G.S., Lopez, A., DeMets, C., Dixon, T.H., Mann, P. & Calais, E., 2000. Neotectonics of Puerto Rico and the Virgin Islands, northeastern Caribbean, from GPS geodesy, *Tectonics*, **19**, 1021– 1037.

Jany, I., Mauffret, A., Bouysse, P., Mascle, A., Mercier de Lepinay, B., Renard, V. & Stephan, J.F., 1987. Relevé bathymétrique Seabeam et tectonique en décrochement au sud des Iles Vierges [Nord-Est Caraïbes], *C.R. Acad. Sci. Paris*, **304**(Ser. II), 527–532.

Jany, I., Scanlon, K.M. & Mauffret, A., 1990. Geological interpretation of combined Seabeam, GLORIA and seismic data from Anegada Passage (Virgin Islands, North Caribbean), *Mar. Geophys. Res.*, **12**, 173– 196.

Jarrard, R.D., 1986. Relations among subduction parameters, *J. geophys. Res.*, **24**, 217– 284.

JENSEN, L. S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper*, p. 22.

Kanamori, H., 1983. Global Seismicity, in *Earthquakes: Observation, theory and interpretation*, eds Kanamori, H. & Bosch, E., pp. 597, North Holland, New York.

KESLER, S. E., RUSSELL, N., REYES, C., SANTOS, L., RODRIGUEZ, A. & FONDEUR, L., 1991. Geology of the Maimon Formation, Dominican Republic. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Española. *Special Paper - Geological Society of America*, 262, p. 173-185.

La Femina, P.C., Dixon, T.H. & Strauch, W., 2002. Bookshelf faulting in Nicaragua, *Geology*, **30**, 751–754.

LaForge, R.C. & McCann, W.R., 2005. A seismic source model for Puerto Rico, for use in probabilistic ground motion hazard analyses, in *Active Tectonics and Seismic Hazards of*

Puerto Rico, the Virgin Islands, and Offshore Areas, Vol. 385, pp. 223–248, ed. Mann, P., Geol. Soc. Am. Spec. Paper.

LEWIS, J. F., ESCUDER VIRUETE, J., HERNAIZ HUERTA, P. P., GUTIERREZ, DRAPER, G. & PÉREZ-ESTAÚN, A., 2002. Subdivisión geoquímica del Arco Isla Circum-Caribeño, Cordillera Central Dominicana: Implicaciones para la formación, acreción y crecimiento cortical en un ambiente intraoceánico - Geochemical subdivision of the Circum-Caribbean Island Arc, Dominican Cordillera Central: Implications for crustal formation, accretion and growth within an intra-oceanic setting. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 81-122.

LEWIS, J. F., PERFIT, M., HORAN, S. & DIAZ DE VILLALVILLA, L., 1995. Geochemistry and petrotectonic significance of early island arc bimodal volcanism in the Greater Antilles arc; Geological Society of America, 1995 annual meeting. *Abstracts with Programs - Geological Society of America*, 27, p. 227.

LEWIS, J.F., ASTACIO, V.A., ESPAILLAT, J. & JIMENEZ, G., 2000. The occurrence of volcanogenic massive sulfide deposits in the Maimón Formation, Dominican Republic: The Cerro de Maimón, Loma Pesada and Loma Barbuico deposits. En: Sherlock R., Barsch R. and Logan A. eds. VMS deposits of Latin America, Geological Society of Canada Special Publication. p. 223-249.

LOCUTURA, J., BEL-LAN, A. & LOPERA, E., 2002. Cartografía geoquímica multielemental en sedimentos de corriente en un contexto de arco isla volcánico. Aplicación al análisis de potencialidad metalogénica en un área de la República Dominicana - Stream sediment geochemical mapping in an island arc context. Application to assessment of mineral resources potentiality in an area of the Dominican Republic. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 229-272.

LONSDALE, W., 1853. Notes on the fossil corals of San Domingo. En: Heneken, J.S. On some Tertiary deposits in San Domingo. *Geological Society of London, Quarterly Journal*, 9, p. 132-134.

Lopez, A.M., Stein, S., Dixon, T., Sella, G., Calais, E., Jansma, P., Weber, J. & LaFemina, P., 2006. Is there a northern Lesser Antilles forearc block? *Geophys. Res. Lett.*, 33, doi:10.1029/2005GL025293. Mann, P. & Burke, K., 1984. Neotectonics of the Caribbean, *Rev. Geophys.*, 22, 309–362.

LUDDEN, J., GELINAS, L. & TRUDEL, P., 1982. Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda District, Abitibi greenstone belt, Quebec; 2, Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Canadian Journal of Earth Sciences = Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 19, p. 2276-2287.

Mann, P., Calais, E., Ruegg, J.C., DeMets, C., Jansma, P.E. & Mattioli, G.S., 2002. Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations, *Tectonics*, 21, 1057–1082.

MANN, P., DRAPER, G. & LEWIS, J. F., 1991a. Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Española; preface. *Special Paper Geological Society of America*, 262, p. vii-xvii.

Mann, P., Grindlay, N.R. & Dolan, J.F., 1999. Penrose conference report: subduction to strike-slip transition on plate boundaries, *GSA Today*, 9, 14–16.

Mann, P., Hippolyte, J.C., Grindlay, N.R. & Abrams, L.J., 2005a. Neotectonics of southern Puerto Rico and its offshore margin, in *Active Tectonics and Seismic Hazards of Puerto Rico*,

the Virgin Islands, and Offshore Areas, Vol. 385, pp. 173–214, ed. Mann, P., Geol. Soc. Am. Spec. Paper.

MANN, P., MCLAUGHLIN, P. P. & COOPER, C., 1991b. Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic; 2, Structure and tectonics. In: Geologic and tectonic development of the North America-Caribbean Plate boundary in Española. *Special Paper - Geological Society of America*, 262, p. 367-389.

Mann, P., Prentice, C.S., Burr, G., Pea, L.R. & Taylor, F.W., 1998. Tectonic geomorphology and paleoseismology of the Septentrional fault system, *Bull. seism. Soc. Am.*, **103**, 144–154.

Mann, P., Prentice, C.S., Hippolyte, J.C., Grindlay, N.R., Abrams, L.J. & La-Davila, D., 2005b. Reconnaissance study of Late Quaternary faulting along Cerro Goden fault zone, western Puerto Rico, in *Active Tectonics and Seismic Hazards of Puerto Rico, the Virgin Islands, and Offshore Areas*, Vol. 385, pp. 115–138, ed. Mann, P., Geol. Soc. Am. Spec. Paper.

MANN, P., TAYLOR, F. W., EDWARDS, R. L. & KU, T. L., 1995. Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults; an example from the northeastern Caribbean Plate margin. *Tectonophysics*, 246, p. 1-69.

Mann, P., Taylor, F.W., Edwards, R.L. & Ku, T.L., 1995. Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: an example from the northeastern Caribbean plate margin, *Tectonophysics*, **246**, 1–69.

Marone, C., Vidale, J.E. & Ellsworth, W.L., 1995. Fault healing inferred from time dependent variations in source properties of repeating earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 3095–3098.

Masson, D. & Scanlon, K., 1991. The Neotectonic setting of Puerto Rico, Feuillet, N., Manighetti, I., Tapponnier, P. & Jacques, E., 2002. Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles, *J. geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/001JB000308.

MASSON, D. G. & SCANLON, K. M., 1991. The neotectonic setting of Puerto Rico. *Geological Society of America Bulletin*, 103, p. 144-154.

Mauffret, A. & Leroy, S., 1999. Neogene intraplate deformation of the Caribbean plate at the Beata Ridge, in *Caribbean Basins*, Vol. 4: Sedimentary Basins of the World, pp. 667–669, ed. Mann, P., Elsevier Science, Amsterdam, The Netherlands.

MAURY, C. J., 1917a. Santo Domingo type sections and fossils Pt.1. *Bulletins of American Paleontology*, 5, p. 1-251.

MAURY, C. J., 1917b. Santo Domingo type sections and fossils Pt.1. *Bulletins of American Paleontology*, 30, p. 1-43.

MAURY, C. J., 1919. A proposal of two new Miocene formational names. *Science (N.S.)*, 50, p. 591.

MAURY, C. J., 1922. The recent Arcas of the Panamic Province. *Paeontographica Americana*, 4, p. 163-208.

MAURY, C. J., 1929. Porto Rican and Dominican stratigraphy. *Science (N.S.)*, 70, p. 609.

MAURY, C. J., 1931. Two new Dominican formational names. *Science (N.S.)*, 73, p. 42-43.

McCaffrey, R., 1991. Slip vectors and stretching of the Sumatra fore arc, *Geology*, **19**, 881–884.

McCaffrey, R., 1992. Oblique plate convergence, slip vectors, and forearc deformation, *J. geophys. Res.*, **97**, 11 953–11 966.

McCaffrey, R., 1993. On the role of the upper plate in great subduction zone earthquakes, *J. geophys. Res.*, **98**, 11953–11966.

McCaffrey, R., 2002. Crustal block rotations and plate coupling, in *Plate Boundary Zones*, Vol. 30: Geodynamics series, pp. 101–122, eds Stein, S. & Freymueller, J.T., American Geophysical Union.

McCaffrey, R., 2005. Block kinematics of the Pacific-North America plate boundary in the southwestern United States from inversion of GPS, seismological, and geologic data, *J. geophys. Res.*, **110**, doi:10.1029/ 2004JB003307.

McCann, W.R. & Sykes, L.R., 1984. Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean plate: implications for the tectonics and seismic potential of the northeastern Caribbean, *J. geophys. Res.*, **89**, 4493–4519.

MCCLAY, K.R., 1992. Glossary of thrust tectonics terms. En: McClay K. R. ed. Thrust tectonics, Chapman and Hall. p. 419-434.

MERCIER DE LEPINAY, B., 1987. L'évolution géologique de la bordure Nord-Caraïbe: L'exemple de la transversale de l'île d'Española (Grandes Antilles). Thèse de doctorat. Université Pierre et Marie Curie. p. 1-378.

Molnar, P. & Sykes, L.R., 1969. Tectonics of the Caribbean and middle America regions from focal mechanisms and seismicity, *Bull. seism. Soc. Am.*, **80**, 1639–1684.

NAGLE, F., PACHER, H.C. & ANTONINI, G.A., 1979. Española Tectonic Focal Point of the Northern Caribbean. Three tectonic studies in the Dominican Republic. En B. Lidz, F. Nagle, (Eds.), Miami Geological Society,

Okada, Y., 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. seism. Soc. Am.*, **82**, 1018–1040.

PALMER, H.C., 1979. Geology of the Moncion-Jarabacoa area, Dominican Republic. En: Lidz B. and Nagle F. eds. Española; tectonic focal point of the northern Caribbean; three geologic studies in the Dominican Republic, Miami Geol. Soc., Miami, Fla., United States (USA), United States (USA)

PARDO, G., 1975. Geology of Cuba. En: Nairn and Stehli F. eds. The Ocean Basins and Margins,

PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J., 1996. Microtectonics. Springer-Verlag, Berlin, Federal Republic of Germany (DEU), Federal Republic of Germany (DEU).

PEARCE, J. A., 1975. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, **25**, p. 41-67.

PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W. & TINDLE, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**, p. 956-983.

PÉREZ-ESTAÚN, A., TAVARES, I., GARCÍA CORTÉS, A. & HERNAIZ HUERTA, P. P., 2002. Geologic evolution of the Northern margin of the Caribbean Plate, Dominican Republic - Evolución geológica del margen Norte de la Placa del Caribe, República Dominicana. *Acta Geologica Hispanica*, 37, p. 77-78.

PILSBURY, H. A. & JOHNSON, C. W., 1917. New Mollusca of the Santo Domingan Oligocene. *Academy Natural Science Philadelphia, Proceedings*, 69, p. 150-202.

PILSBURY, H. A., 1922. Revision of W.M. Gabb's Tertiary Mollusca of Santo Domingo. *Academy Natural Science Philadelphia, Proceedings*, 73, p. 305-435.

PINDELL, J.L. & BARRET, S.F., 1990. Geology of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. En: Dengo G. and Case J. E. eds. *The Geology of North America, Volumen H, The Caribbean region*, Geological Society of America, Boulder, Colorado. p. 404-432.

PINDELL, J.L. & BARRETT, S.F., 1990. Caribbean plate tectonic history. En: Dengo G. and Case J. E. eds. *The Caribbean region*, Geol. Soc. Am., Boulder, CO, United States (USA), United States (USA)

PINDELL, J.L., 1994. Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. En: Donovan S. K. and Jackson T. eds. *Caribbean geology: An introduction*, University of the West Indies, Kingston, Jamaica. p. 13-39.

PLATT, J. P. & VISSERS, R. L. M., 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*, 2, p. 397-410.

Pollitz, F.F. & Dixon, T.H., 1998. GPS measurements across the northern Caribbean plate boundary zone: impact of postseismic relaxation following historic earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 2233–2236.

Prawirodirdjo, L. et al., 1997. Geodetic observations of interseismic strain segmentation at the Sumatra subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2601–2604.

Prentice, C.S., Mann, P., Pea, L.R. & Burr, G., 2003. Slip rate and earthquake recurrence along the central Septentrional fault, North American-Caribbean plate boundary, Dominican Republic, *J. geophys. Res.*, 108, doi:10.129/ 2001JB000442.

Prentice, C.S., Mann, P., Taylor, F.W., Burr, G. & Valastro, S., 1993. Paleoseismicity of the North American-Caribbean plate boundary (Septentrional fault), Dominican Republic, *Geology*, **21**, 49–52.

Rabinowicz, E., 1951. The nature of the static and kinetic coefficients of friction, *J. appl. Phys.*, **22**, 131–135.

Rabinowicz, E., 1958. The intrinsic variables affecting the stick-slip process, in *Proceedings of the Physical Society*, **71**, 668–675, doi: 10.1088/0370- 1328/71/4/316.

Ramirez W.R, Johnson C.C, Martinez M, Torres M.C, Ortiz V. Strontium isotope stratigraphy from *Kuphus incrassatus*, Cretaceous limestones, Puerto Rico. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.* 2006;38:90.

RAMÍREZ, Wilson R.1, et al STRONTIUM ISOTOPE STRATIGRAPHY FROM KUPHUS INCRASSATUS, CENOZOIC LIMESTONES, PUERTO RICO ., University of Puerto Rico, Mayaguez, P.O. Box 9017, Mayaguez, PR 0068

- Rice, J.R.**, 1992. Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the San Andreas Fault, in *Fault mechanics and transport properties of rocks; a festschrift in honor of W.F. Brace*, eds Evans, B. & Wong, T., Academic Press, San Diego, CA, USA, pp. 475–503.
- Ruff, L. & Kanamori, H.**, 1980. Seismicity and the subduction process, *Phys. Earth planet. Inter.*, **23**, 240–252.
- Ruff, L. & Kanamori, H.**, 1983. Seismic coupling and uncoupling at subduction zones, *Tectonophysics*, **99**, 99–117.
- Ruff, L.J.**, 1989. Do trench sediments affect great earthquake occurrence in subduction zones?, *Pure appl. Geophys.*, **129**, 263–282.
- Russo, R.M. & Villasenor, A.**, 1995. The 1946 Española earthquakes and the tectonics of the North America-Caribbean plate boundary zone, northeastern Española, *J. geophys. Res.*, **100**, 6265–6280.
- SAUNDERS, J.B., JUNG, P., & BIJU-DUVAL, B.**, 1986. Neogene paleontology in the northern Dominican Republic; 1, Field surveys, lithology, environment, and age. *Bulletins of American Paleontology*, vol.89, no.323, 79 pp. 89[323]. United States (USA), Paleontological Research Institution, Ithaca, NY, United States (USA). 1925.
- Savage, J.C.**, 1983. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *J. geophys. Res.*, **88**, 4984–4996.
- SAVAZZI ENRICO Adaptations to tube dwelling in the Bivalvia Lethaia**
Volume 15, Issue 3 , Pages275 - 2971982 The Lethaia Foundation
- Scholz, C.H. & Campos, J.**, 1995. On the mechanism of seismic decoupling and back arc spreading at subduction zones, *J. geophys. Res.*, **100**, 22 103– 22 115.
- Scholz, C.H. & Small, C.**, 1997. The effect of seamount subduction on seismic coupling, *Geology*, **25**, 487–490.
- Scholz, C.H.**, 1990. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, 439 pp, Cambridge Univ. Press, New York.
- Scholz, C.H.**, 2002. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, 2nd edn, p. 496, Cambridge University Press, Cambridge.
- Speed, R.C. & Larue, D.K.**, 1991. Extension and transtension in the plate boundary zone of the northeastern Caribbean, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 573–576.
- Stein, S., Engeln, J.F. & Wiens, D.A.**, 1982. Subduction seismicity and tectonics in the Lesser Antilles arc, *J. geophys. Res.*, **87**, 8642–8664.
- Tanner, J.G. & Shepherd, J.B.**, 1997. Project catalogue and Seismic hazard maps, seismic hazard in Latin America and the Caribbean, *Panamerican Inst. Geographys. History*, **1**, 143p.
- Ten Brink, U. & Lin, J.**, 2004. Stress interaction between subduction earthquakes and forearc strike-slip faults: modeling and application to the northern Caribbean plate boundary, *J. geophys. Res.*, **109**, 12 310–12 324, doi:10.1029/2004JB003031.

Ten Brink, U., Danforth, W., Pollonini, C., Andrews, B., Llanes, P., Smith, S., Parker, E. & Uozumi, T., 2004. New seafloor map of the Puerto Rico Trench helps assess earthquake and tsunami hazards, *Eos (Transactions)*, **85**, 349–360.

Van Gestel, J.P., Mann, P., Dolan, J.F. & Grindlay, N.R., 1998. Structure and tectonics of the upper Cenozoic Puerto Rico-Virgin Islands carbonate platform as determined from seismic reflection studies, *J. geophys. Res.*, **103**, 30,505–30,530.

Wallace, L.M., McCaffrey, R., Beavan, J. & Ellis, S., 2005. Rapid microplate rotations and backarc rifting at the transition between collision and subduction, *Geology*, **33**, 857–860.

Wells, D.L. & Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. seism. Soc. Am.*, **84**, 974–1002.

9 Lista de figuras

Fig. 1: Ubicación de la Hoja Villa Vázquez (5975-III) con las hojas adyacentes	15
Fig. 2: Esquema geológico de la Isla de La Española	22
Fig. 3: Principales dominios morfotectónicos de La Española según Lewis y Draper (1991).	23
Fig. 4: Mapa de los dominios tectonoestratigráficos de La Española según Mann et al. (1991):	24
Fig. 5: Cuadro estratigráfico sintético de los distintos dominios	25
Fig. 6: Posición de la Placa Caribe. La Isla de La Española está situada sobre la zona activa de desgarre sinistral que separa las placas norteamericana y caribeña (Lewis J.F. et al., 2002)	29
Fig. 7: Corte interpretativo que permite visualizar las relaciones entre La Isla de La Española y las placas Norteamericana y Caribeña (Dolan J.F. et al., 1998).	30
Fig. 8: Principales elementos tectónicos del sistema de arco-isla circum-caribeño de edad Cretácico Superior – Eoceno. (Lewis J.F. et al., 2002).	31
Fig. 9: Mapa de la Isla de la Española con detalle de los principales sismos históricos (Calais E, 2001)	31
Fig. 10: Ubicación de sismos importantes en el límite de placas Norte America y Caribe (Manh P. 1998).	32
Fig. 11: Áreas de percepción de los sismos históricos en el límite de placas Norte America y Caribe.	32
Fig. 12: Velocidades de desplazamientos medidas por GPS en la Zona Noreste del Caribe. (Calais E, 2007)	32
Fig. 13: Comparación de las sucesivas divisiones estratigráficas del Neógeno del Valle del Cibao Saunders y al (1986)	35
Fig. 14: Esquema geológico regional del sector noroccidental de la República Dominicana: Cuenca del Cibao y Cordilleras Septentrional, Central y Oriental.	37
Fig. 15: Unidad de La Jaiba- Vista de la mega brecha conglomerática con clastos redondos de areniscas calcáreas de grano grueso a conglomeráticos polimícticos poco consolidados y clastos de calizas micríticas redondeados (martillo) en una matriz margosa arenosa.	41
Fig. 16: Unidad de La Jaiba - Vista de los niveles estratificados de las calcarenitas de Unidad Gran Mangle (Miembro superior).	41
Fig. 17: Cartografía esquemática de La Unidad Grand Mangle (rayado blanco) y de sus relaciones con la Falla MFFZ (Mountain Front Fault Zone) y con la anomalía del magnetismo reducido al polo - fondo del talud deducido del modelo numérico de terreno (SRTM).	43
Fig. 18: Unidad Gran Mangle - Afloramiento típico de los niveles tableados de las calcareniscas y de su fracturación en bloques.	44
Fig. 19: Unidad Gran Mangle - Calcarenitas mal clasificadas de grano grueso a conglomeráticos con clastos angulosos bicm de chert verdosos.	44
Fig. 20: Unidad Gran Mangle - Nivel característico de las calcarenitas con cantos cm angulares de chert verdoso.	45
Fig. 21: Unidad Gran Mangle - Calcarenitas mal clasificadas de grano grueso a conglomerático con clastos angulosos bicm de chert verdosos	45
Fig. 22: Unidad Gran Mangle - Resumen de las conclusiones de los estudios de datación y de sedimentología de las muestras sedimentarias.	45
Fig. 23: Unidad Gran Mangle - Intercalación concordante de mega brecha con clastos o elementos volcánicos verdosos (riodacitas porfíricas, pórfidos, basaltos con poca mineralización de óxidos de Cu, andesitas porfíricas y chert rojizo	46
Fig. 24: Unidad Gran Mangle - Detalle del un bloque semimétrico de chert verdoso en el sector Estero Balsa – El Copey.	46

<i>Fig. 25: Unidad Gran Mangle - Resumen de las litologías observadas en las brechas vulcano clásticas.</i>	46
<i>Fig. 26: Unidad Gran Mangle - Detalle del bloque angulosos de riolita verdosa cloríticas con alto % de cuarzo riolíticos mm y feldspatos blancos mm</i>	47
<i>Fig. 27: Unidad Gran Mangle - Diagrama de datación por el método U / Pb de La muestra punto 06PU9697</i>	47
<i>Fig. 28: Fotos de las secciones de rocas volcánicas en luz natural (LN) y luz polarizadas (LP)</i>	48
<i>Fig. 29: Formación Villa Trina Aspecto despedazado de las calizas carstificadas</i>	50
<i>Fig. 30: Formación Villa Trina - Corales coloniales en las calizas</i>	50
<i>Fig. 31: Formación Villa Trina Corales coloniales en las calizas</i>	51
<i>Fig. 32: Formación Villa Trina Calizas brechoides con cantos blandos de lutitas</i>	51
<i>Fig. 33: Formación Villa Trina - calizas micríticas tableadas de grano fino lutítico con alteración càrstica</i>	51
<i>Fig. 34: Formación Villa Trina - Brecha monomítica con clastos angulosos de calizas micríticas gris beige intercaladas en margas blanquecinas</i>	51
<i>Fig. 35: Formación Villa Trina – Datos principales de micro paleontología y sedimentología.</i>	52
<i>Fig. 36: Esquema litoestratigráfico del Grupo Yaque del Norte (F. Pérez Valera y M. Abad 2008)</i>	54
<i>Fig. 37: Unidad de Monte Cristi - Cartografía esquemática del miembro inferior (rayado blanco) y de sus relaciones con la Falla de Villa Vázquez (VVFZ) con la anomalía del magnetismo reducido al polo - fondo del talud deducido del modelo numérico de terreno (SRTM)</i>	56
<i>Fig. 38: Unidad de Monte Cristi - Cartografía esquemática en Google Earth de la geomorfología del miembro inferior (blanco) y de sus relaciones con la Falla de Villa Vázquez (VVFZ) en el contexto estructural de la parte noroeste de la hoja;</i>	57
<i>Fig. 39: Unidad de Monte Cristi – miembro inferior - Aspecto de la alternancias de las grauvacas y limolitas.</i>	58
<i>Fig. 40: Unidad de Monte Cristi - miembro inferior – Detalle del aspecto de la alternancias de las grauvacas y limolitas.</i>	58
<i>Fig. 41: Unidad de Monte Cristi - miembro inferior - Detalle de los niveles de minerales negros magnéticos en las grauvacas.</i>	58
<i>Fig. 42: Unidad de Monte Cristi - miembro inferior - detalle de los niveles centimétricos de yeso.</i>	58
<i>Fig. 43: Unidad de Monte Cristi - sección litológica simplificada del Pozo Villa Isabel 1-#4.</i>	59
<i>Fig. 44: Unidad de Monte Cristi - miembro superior -Vista de la orilla izquierda del Arroyo Barranca Blanca con los flujos turbidíticos del miembro superior.</i>	62
<i>Fig. 45: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Orilla derecha del Arroyo Barranca Blanca con las sucesiones de secuencias areno lutíticas y las figuras de Slumps turbidíticos.</i>	62
<i>Fig. 46: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Presentación común de los niveles de las areniscas conglomeráticas en lentes elipsoides métricas.</i>	62
<i>Fig. 47: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Areniscas finas a conglomeráticas bien clasificadas en secuencias repetitivas con base conglomeráticas evolucionando a areniscas de grano medio y lutitas y margas. (punto de muestreo de levigado al martillo)</i>	63
<i>Fig. 48: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Niveles de areniscas calcáreas de grano grueso amalgamados o separados por nivelitos de arenas finas y limos</i>	63
<i>Fig. 49: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Secuencia erosiva de areniscas de grano grueso a microconglomeráticos mal clasificado carbonatadas en la base erosionando las lutitas y siltitas de color beige de la unidad inferior.</i>	63
<i>Fig. 50: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Conglomerado con cantos policm redondeados de tonalita clara, volcanitas y gabros y clastos sub angulosos de chert oscuro , conglomeráticos sub redondos a sub angulares.</i>	63

<i>Fig. 51: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Areniscas masivas de grano medio y mal marcada con lentes mal definida de areniscas de grano grueso con clastos cm a mm angulosos a redondos polimícticos de cuarzo mayor y chert verdoso secundario.</i>	64
<i>Fig. 52: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Conglomerado con cantos policm redondeados de tonalita clara, volcanitas y gabros y clastos sub angulosos de chert oscuro , conglomeráticos sub redondos a sub angulares.</i>	64
<i>Fig. 53: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Areniscas masivas de grano medio y mal marcada con lentes mal definida de areniscas de grano grueso con clastos cm a mm angulosos a redondos polimícticos de cuarzo mayor y chert verdoso secundario.</i>	64
<i>Fig. 54: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - aspecto de las alternancias arenoso-conglomeráticas de la unidad superior en las cercanías de la ciudad de Villa Vázquez con cantos <20cm muy polimicticos con cantos redondos de calizas micríticas y coralinas y cantos angulosos de chert, metabasaltos y intrusivos</i>	64
<i>Fig. 55: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Estructuras de deformación sinsedimentaria (estructuras de carga y de escape de fluidos) en las areniscas calcáreas con base conglomerática gradada.</i>	65
<i>Fig. 56: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Estructuras de slumps en las intercalaciones de lutitas y margas</i>	65
<i>Fig. 57: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Estructuras de slumps en las intercalaciones de lutitas y margas a techo de una secuencia sobre yacida por una secuencia erosiva de calcarenitas laminada.</i>	65
<i>Fig. 58: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Nivel de lutitas o margas estratificadas con lentes de material carbonoso sobre yacido por la base de una secuencia erosiva de areniscas calcáreas conglomeráticas</i>	65
<i>Fig. 59: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Nivel brechoso turbidítico con cantos blandos dm de lutitas oscuras onduladas y plegadas y cantos alargados de lutitas gris.</i>	66
<i>Fig. 60: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Posición intercalada de la brecha arenosa coralina infrayaciendo a calcareniscas laminadas</i>	66
<i>Fig. 61: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Detalle de la brecha arenosa coralina a techo de la unidad superior.</i>	66
<i>Fig. 62: Unidad de Monte Cristi - miembro superior - Detalle de la base de la brecha arenosa coralina a techo de la unidad superior de la Unidad de Monte Cristo con cantos de corales y cantos redondos de anfibolitas de la Cordillera Central.</i>	66
<i>Fig. 63: Unidad de Monte Cristi - miembro superior –resumen de los datos paleontológicos y sedimentológicos.</i>	67
<i>Fig. 64: Unidad del Morro - Cartografía esquemática (rayado azul) y de sus relaciones con las Fallas de Villa Vázquez (VVFZ) y de Monte Cristi (MCFZ) y con la anomalía del magnetismo reducido al polo - fondo del talud deducido del modelo numérico de terreno (SRTM).</i>	70
<i>Fig. 65: Unidad del Morro - Sección en la carretera Villa-Sinda a los Papayos con predominancia de Margas cos escasos niveles decimétricos de calcareniscas laminadas.</i>	71
<i>Fig. 66: Unidad del Morro - detalle de un nivel decimétrico de calizas arenosas intercalado en las margas.</i>	71
<i>Fig. 67: Unidad del Morro - Sección representativa de las alternancias turbidíticas de margas y calizas arenosas</i>	71
<i>Fig. 68: Unidad del Morro - detalle de un nivel métrico de calizas arenosas laminadas intercalado en las margas (Los Córbanos)</i>	71
<i>Fig. 69: Unidad del Morro - detalle de un nivel métrico de calizas arenosas laminadas .</i>	71
<i>Fig. 70: Unidad del Morro - detalle de un nivel métrico de calizas arenosas laminadas con figuras de escape de fluidos.</i>	71
<i>Fig. 71: Unidad del Morro - detalle de un nivel métrico de brechas conglomerática sobre yacido por calizas arenosas laminadas con laminaciones onduladas (Sector del Charcazo)</i>	72
<i>Fig. 72: Unidad del Morro - Fósiles de hojas en niveles de calcarenitas</i>	72

<i>Fig. 73: Unidad del Morro - Nivel de calcareniscas laminadas sobre yaciendo a brecha de talud con mega clastos blandos de margas (miembro inferior).</i>	72
<i>Fig. 74: Unidad del Morro – Nivel de calcareniscas laminadas sobre yaciendo a brecha de talud con mega-clastos blandos de margas (miembro inferior).</i>	72
<i>Fig. 75: Unidad del Morro – Nivel de calizas laminados coralinos a techo de la unidad</i>	73
<i>Fig. 76: Unidad del Morro – detalle de brecha con corales a techo de la unidad de calizas a techo de la unidad</i>	73
<i>Fig. 77: Unidad del Morro – Nivel de calizas brechosos con rodolitos a techo de la unidad (Piedra Generosa)</i>	73
<i>Fig. 78: Unidad del Morro – Detalle de los rodolitos al afloramiento de la Piedra Generosa</i>	73
<i>Fig. 79: Unidad del Morro – Presencia de mega clastos blandos de lutitas gris (brújula) y de clastos dm de chert verdoso en los calizas de rodolitos</i>	74
<i>Fig. 80: Unidad del Morro – figuras de bioturbaciones de thalasinoides a techo de los niveles de calcareniscas laminadas en el Arroyo de Barranca Blanca</i>	74
<i>Fig. 81: Unidad del Morro – deformación sinsedimentaria de un nivel de calcareniscas en la zona de la falla VVFZ (sector de Córbanos).</i>	74
<i>Fig. 82: Unidad del Morro – Nivel de calcareniscas verticalizado en la zona de la falla VVFZ (sector de Córbanos).</i>	74
<i>Fig. 83: Unidad del Morro – Falla normal en las alternancias de calcareniscas laminadas y margas del Arroyo de Barranca Blanca.</i>	75
<i>Fig. 84: Unidad del Morro – Red subortogonal de diaclases con relleno de yeso en las cercanías de la falla de Monte Cristi.</i>	75
<i>Fig. 85: Unidad del Morro – Resumen de las principales datos de microfauna y de sedimentología</i>	77
<i>Fig. 86: Calizas de Mao Adentro - Vista hacia el Sur este del sector de los Limones con la meseta tabular de la Loma de Severino a la derecha y la alteración a caliche blanco en los bajos.</i>	79
<i>Fig. 87: Calizas de Mao Adentro - Calizas de grano fino micríticas tableadas o nodulosas intercaladas en margas gris beige .</i>	80
<i>Fig. 88: Calizas de Mao Adentro - Niveles dm de calcilutitas arcillosas beige muy fosilíferas intercalados en margas fosilíferas gris blanquecinas.</i>	80
<i>Fig. 89: Calizas de Mao Adentro - Calizas coralinas con bioclastos en facies muy tableadas carstificadas .</i>	80
<i>Fig. 90: Calizas de Mao Adentro - Bloque de coral de 60cm de diámetro.</i>	80
<i>Fig. 91: Calizas de Mao Adentro – Datos principales de micro paleontología y Sedimentología.</i>	81
<i>Fig. 92: Calizas de Mao Adentro -- Alternancias decimétricas de margas gris claro a blanquecinas con niveles decimétricas de areniscas.</i>	81
<i>Fig. 93: Calizas de Mao Adentro - Nivel bidecimétricos de areniscas laminadas sobreyaciendo un nivel de margas.</i>	81
<i>Fig. 94: Calizas de Mao Adentro - Vista hacia el Oeste de las lomas de El Peñón y del Buey desde la Tina</i>	82
<i>Fig. 95: Calizas de Mao Adentro – Datos principales de micro paleontología y sedimentología.</i>	83
<i>Fig. 96: Formación Mao - Cartografía esquemática de los dos miembros (areniscas: puntos y lutitas: rayas) y de sus relaciones con la Falla SFZ (Septentrional Fault Zone) y con la anomalía del magnetismo reducido al polo - fondo del talud deducido del modelo numérico de terreno (SRTM).</i>	85
<i>Fig. 97: Formación Mao – Areniscas / Vista hacia el ESE desde el punto 9005 con las lomas de litología conglomeráticas alargadas en el surco de la zona de Falla Septentrional (SFZ)</i>	87
<i>Fig. 98: Formación Mao – Areniscas Afloramiento de intercalaciones o canales conglomeráticos polimícticos con clastos dm a cm redondeados intercalado en lutitas calcáreas naranjas</i>	88

<i>Fig. 99: Formación Mao – Areniscas Detalle de las intercalaciones o canales conglomeráticos polimícticos con clastos dm a cm redondeados intercalado en lutitas calcáreas naranjas</i>	88
<i>Fig. 100: Formación Mao – Areniscas / niveles de areniscas de grano medio a fino con estratificaciones oblicuas</i>	88
<i>Fig. 101: Formación Mao – Areniscas / Alternancias semi dm de limolitas micáceas y areniscas bien estratificadas con cantos dm de lutitas erosionadas con una superficie naranja con estratificaciones oblicuas (Libreta).</i>	88
<i>Fig. 102: Formación Mao – Areniscas Afloramiento típico de con niveles métricos de areniscas intercalaciones de lutitas laminadas - figuras turbidíticas de slumps</i>	89
<i>Fig. 103: Formación Mao – Areniscas /Areniscas gruesas en capas dm intercaladas en lutitas y margas beige con niveles carbonatados rojizo naranja con yeso.</i>	89
<i>Fig. 104: Formación Mao – Areniscas / Talud de carretera en areniscas de grano medio bien laminada con S0 oblicuas en la parte inferior sobreyacido por areniscas en lentejones dolomitizados</i>	89
<i>Fig. 105: Formación Mao – Areniscas / Fósiles de hojas policentimétricas en niveles de areniscas)</i>	89
<i>Fig. 106: Formación Mao – lutitas / Vista Hacia el Norte con las depresiones topográficas en la lutitas en la Cañada de Charco Hondo (1), y las fajas de lomas separadas por las zonas de fallas SFZ, VVFZ y MCFZ, La Loma del Pendiente (2) la Loma de La Maboá (3) al ultimo plano.</i>	90
<i>Fig. 107: Formación Mao – lutitas / Presentación de las lutitas laminadas escasos niveles amalgamados de areniscas de grano medio.</i>	90
<i>Fig. 108: Formación Mao – lutitas / Presentación de las lutitas con escasos niveles amalgamados de areniscas de grano medio</i>	90
<i>Fig. 109: Formación Mao – lutitas / detalle de un nivel de areniscas en las lutitas</i>	91
<i>Fig. 110: Formación Mao – lutitas: Presentaciones del yeso en las lutitas o en rosetas o rellenos de diaclases</i>	91
<i>Fig. 111: Cartografía esquemática de las paleosuperficies calicheadas en la zona nororiental de la hoja en relación con las principales zonas de falla con fondo del talud deducido del modelo numérico de terreno (SRTM)</i>	92
<i>Fig. 112: Cartografía esquemática en Google Earth de las paleosuperficies calicheadas en la zona norte de la hoja</i>	94
<i>Fig. 113: Vista parcial hacia el Norte de la paleo superficie en el sector de los Úberos</i>	94
<i>Fig. 114: vista parcial hacia el Suroeste de la paleo superficie en el sector de Las Brígidas</i>	94
<i>Fig. 115: Vista hacia el Sur este del deslizamiento en masa de Estero Balsa con la loma del Guanillo a la izquierda y la loma de Balatal a la derecha</i>	95
<i>Fig. 116: Vista de los bloques en la brecha del Camino de Los Papayos a Estero Balsa con las estratificaciones erráticas S0a y S0b</i>	95
<i>Fig. 117: Cartografía esquemática de los eluviones residuales 17 (verde) y de los coluviones 18 (naranja) sobre en fondo del talud deducido del modelo numérico de terreno (SRTM)</i>	96
<i>Fig. 118: Vista de la cobertura eluvial en el sector de los Joboanes (Villa Sinda).</i>	96
<i>Fig. 119: Vista del llano la cobertura eluvial en el sector de los Joboanes (Villa Sinda);</i>	96
<i>Fig. 120: Vista de la capa de coluviones de calizas encima de las alternancias de calizas y margas de la Unidad del Morro en el Arroyo Barranca Blanca</i>	97
<i>Fig. 121: Vista de una capas de coluviones de conglomerado desmantelado sobre yaciendo areniscas de la Unidad de Monte Cristi en Villa Vázquez</i>	97
<i>Fig. 122: Cartografía esquemática de los glacis (19 azul) sobre el fondo del talud deducido del modelo numérico de terreno (SRTM)</i>	98
<i>Fig. 123: Vista de los depósitos arenosos drenantes del glacis aluvial en el poblado de Jobo Corcobado.</i>	100
<i>Fig. 124: Vista de los campos areno limosos del glacis aluvial en el sector de Jobo Corcobado.</i>	100

<i>Fig. 125: Vista de la superficie de glacis aluvial con depósitos arenosos al norte de la carretera Duarte entre Villa Sinda y Villa Vázquez con las capas de calcarenitas de la Unidad del Morro formando mesetas en el ultimo plano</i>	100
<i>Fig. 126: Vista de la superficie de glacis aluvial con depósitos arenosos al noreste de los Joboanes con una laguna antrópica en primer plano y las capas de calcarenitas de la Unidad del Morro formando mesetas en el ultimo plano</i>	100
<i>Fig. 127: Vista del abanico aluvial de Estero Balsa (derecha) invadiendo la zona de manglar (izquierda)</i>	101
<i>Fig. 128: Vista de las alternancias en las terrazas aluviales del Arroyo Salado con niveles conglomeráticos sobre yacidos por coluviones (zona de Villa Lobo – Villa Elisa).</i>	102
<i>Fig. 129: Vista del material de las terrazas aluviales con niveles conglomeráticos de la Cañada Calabazo (zona de Villa Lobo – Villa Elisa)</i>	102
<i>Fig. 130: Vista del material de las terrazas aluviales con niveles conglomeráticos en Villa Nueva (sector de Guayubin)</i>	103
<i>Fig. 131: Vista de un nivel de terrazas aluviales dominando la llanura de inundación del Río Yaque en Bohío Viejo (sector de Guayubin)</i>	103
<i>Fig. 132: Cartografía esquemática de la llanura de inundación del Río Yaque (rayado) y de observaciones de licuefacción (W1 a W7) sobre el fondo del talud deducido del modelo numérico de terreno (SRTM)</i>	104
<i>Fig. 133: Aspecto de la llanura de inundación del Río Yaque en el margen sur de la hoja (zona de Villa Lobo)</i>	104
<i>Fig. 134: Aspecto de la llanura de inundación del Río Yaque Al Norte de Las Matas de Santa Cruz</i>	104
<i>Fig. 135: Aspecto de los aluviones del Río Yaque del Norte en el Puente de Castañuelas.</i>	105
<i>Fig. 136: Aspecto de los aluviones del Arroyo Barranca Blanca en la zona de Fallas de Villa Vázquez.</i>	105
<i>Fig. 137: Vista de las arcillas palustres del Manglar de Estero Balsa.</i>	106
<i>Fig. 138: Vista del canal del Manglar de Estero Balsa con en ultimo plano la Loma del Guanillo y la incisión del deslizamiento.</i>	106
<i>Fig. 139: Esquema geológico del sector occidental de la Cordillera Septentrional.</i>	108
<i>Fig. 140: Correlación de las estructuras principales de la Cordillera Septentrional con el mapa aeromagnético de gradiente vertical.</i>	109
<i>Fig. 141: Correlación de las estructuras principales del sector occidental de la Cordillera Septentrional con el mapa aeromagnético de gradiente vertical.</i>	111
<i>Fig. 142: Esquema estructural del sector occidental de la Cordillera Septentrional</i>	112
<i>Fig. 143: Cortes geológicos del sector occidental de la Cordillera Septentrional</i>	113
<i>Fig. 144: Contexto tectono-estructural de la hoja con los principios dominios y las principales fallas sobre el fondo del talud del modelo numérico de terreno.</i>	120
<i>Fig. 145: Cartografía esquemática de las estructuras tectónicas sobre el gradiente vertical de los valores magnéticas con los terremotos registrados con profundidad y fecha (según USGS)</i>	121
<i>Fig. 146: Falla de Monte Cristi - Vista de un nivel de calcarenita contorsionado en la caja de MCFZ en el Arroyo Córbanos</i>	126
<i>Fig. 147: Falla de Monte Cristi – Foto de una de las fallas normales asociadas en las alternancias de calcareniscas laminadas y margas.</i>	126
<i>Fig. 148: Falla de Monte Cristi / bloque de travertino con debris vegetales carbonatados en un manantial calcáreo en la zona de falla</i>	126
<i>Fig. 149: Falla de Villa Vázquez / Nivel de areniscas de la Unidad de monte Cristi en verticalizado en la caja de falla VVFZ</i>	126
<i>Fig. 150: Falla de Villa Vázquez / Vista hacia el Este de un ramo de la VVFZ haciendo contacto entre las margas y calcareniscas de la Unidad del Morro con las calcareniscas de la unidad de Monte Cristi y el aumento de la capilaridad en la caja de falla en la base</i>	127
<i>Fig. 151: Falla de Villa Vázquez / Traza del ramo Sur de la VVFZ con transposición de las alternancias margas calcareniscas en la caja de falla</i>	127

<i>Fig. 152: Falla de Villa Vázquez / Traza del ramo Sur de la VVFZ con transposición de las alternancias margas calcareniscas en la caja de falla.</i>	127
<i>Fig. 153: Falla de Villa Vázquez / Traza del ramo Sur de la VVFZ en areniscas de la Fm Mao</i>	127
<i>Fig. 154: Falla de Villa Vázquez / Niveles de areniscas con yeso al sur de la zona de falla FFV (Sabana Bonita)</i>	127
<i>Fig. 155: Falla de Villa Vázquez / muestras de los cristales de yeso en los niveles arenosos al sur de la zona de falla FFV (Sabana Bonita)</i>	127
<i>Fig. 156: Características de los sismos recientes registrados en el perímetro de la hoja.</i>	129
<i>Fig. 157: Cartografía esquemática de las estructuras tectónicas, de los datos sísmicos y de las observaciones de neotectónica observadas en la zona de Villa Vázquez sobre el fondo del talud deducido del modelo numérico de terreno (SRTM)</i>	131
<i>Fig. 158: Foto de una sección de depósitos aluviales cuaternarios del Río Yaque del Norte en el punto W3 de Martitia P. Tuttle. et Al (2003).</i>	132
<i>Fig. 159: Esquema de una sección de depósitos aluviales cuaternarios del Río Yaque del Norte en el punto W7 de Martitia P. Tuttle. et Al (2003).</i>	132
<i>Fig. 160: Esquema hidrogeológico detallado con las divisorias de cuencas y los pozos de abastecimientos de agua según Estudio Hidrogeológico Nacional de la República Dominicana Fase II.</i>	147
<i>Fig. 161: Vista hacia el Sur este del Deslizamiento en masa de Estero Balsa.</i>	149
<i>Fig. 162: Vista de los bloques en la brecha del Camino de Los Papayos a Estero Balsa con las estratificaciones erráticas S0a y S0b.</i>	149
<i>Fig. 163: Mapa de repartición de diferentes tipos de riesgos geológicos en la Hoja Villa Vázquez</i>	150
<i>Fig. 164: Mapa de repartición de los diferentes tipos indicios no metálicos en la Hoja Villa Vázquez</i>	152
<i>Fig. 165: Planilla de ubicación y características de los indicios de la Hoja</i>	156