

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**INTEGRACIÓN Y ACTUALIZACIÓN GEOLOGÍCO  
CARTOGRÁFICA DE UNA ZONA UBICADA AL NORESTE DEL  
ESTADO FALCÓN ENTRE LOS DISTRITOS: ZAMORA,  
ACOSTA, MIRANDA Y COLINA.**

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
para optar al Título de Ingeniero Geólogo  
por la Br  
Isabel López Caballero

Caracas, Agosto de 2005

# **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

## **INTEGRACIÓN Y ACTUALIZACIÓN GEOLOGÍCO – CARTOGRÁFICA DE UNA ZONA UBICADA AL NORESTE DEL ESTADO FALCÓN ENTRE LOS DISTRITOS: ZAMORA, ACOSTA, MIRANDA Y COLINA.**

Tutor Académico: Prof. Ricardo Alezones

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
para optar al Título de Ingeniero Geólogo  
por la Br  
Isabel López Caballero

Caracas, Agosto de 2005

Caracas, 5 de Agosto de 2005

Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geológica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Bachiller Isabel López Caballero, Titulado:

**INTEGRACIÓN Y ACTUALIZACIÓN GEOLOGÍCO – CARTOGRÁFICA  
DE UNA ZONA UBICADA AL NORESTE DEL ESTADO FALCÓN ENTRE  
LOS DISTRITOS: ZAMORA, ACOSTA, MIRANDA Y COLINA.**

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudio conducente al Título de Ingeniero Geólogo, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.

---

Prof. Ricardo Alezones

Jurado

---

Prof. Lenin González

Jurado

---

Prof. Paúl Romero

Jurado

## DEDICATORIA

***A DIOS*** (*quien quiera que seas*).....  
Y a mis adorados padres  
(José Antonio López e Isabel Caballero)

*Cuando quieres realmente una cosa,  
todo el Universo conspira para ayudarte a conseguirla.....*

PAULO COELHO

## AGRADECIMIENTOS

Gracias a:

**DIOS....** gracias por poner y quitar en mi vida todo aquello que he necesitado, moviendo las piezas en el momento justo, cerrando aquellas puertas en las que no debía entrar y darme la llave de aquellas que me trajeron hasta aquí por que no fue coincidencia el haber llegado, sin ti no hubiera sido posible... gracias por que sin tus pruebas y sin tus obstáculos yo no sería lo que soy GRACIAS sigue moviendo las piezas de mi vida pues confió plenamente en tus jugadas..

A mi papi y mami, ustedes son los pilares que me mantienen en pie, gracias mil gracias... por consentirme, por cuidarme, por amarme, por protegerme, por regañarme y sobre todo por sacrificarse tanto por mi.... gracias por ser los mejores amigos que la vida me ha obsequiado.... gracias por enseñarme valores, principios, en fin todas aquellas cosas que no se aprenden sino con amor... ustedes fueron, son y serán los mejores guías de vida, pues sin ustedes el camino sería muy oscuro... sin ustedes yo no soy nadie, sin ustedes este logro, los que he tenido y los que tendré no serían posible..... los **AMO.....**

A Pura y Pepe, por estar siempre a mi lado en todos los momentos importantes de mi vida, gracias por esos sabios consejos... gracias por llenar ese afecto de abuelos, que el destino me alejo, pues aun que no exista ningún lazo sanguíneo ustedes para mi son mis abuelos....

A mis tres angelitos de la guarda, a los cuales siempre acudo en cualquier circunstancia de mi vida... mi yayo Mateo, mi yaya Dolores y la maimanuel, gracias por atender mis suplicas y llenarme de bendiciones desde allá arriba....

A mi familia gallega y catalana, a la cual el destino alejo su presencia cotidiana... pero siempre su esencia ha estado presente... a los cuales extraño y añoro....

A Luisa y Manolo (El Original¡¡¡¡), por su brindarme amor, por hacerme sentir como si fuera su hija... gracias... por estar en todo momento pendiente de mi los quiero un montón....

A Maria Luisa por ser mi hermana, esa hermana que mis padres no me dieron.... Gracias amiga eres única en mi corazón... por que un océano de por medio no a podido debilitar esta amistad.... Gracias eres un sol... no tienes idea la falta que me haces... **te extraño.....**

Catirita... mi catira tengo mucho que agradecerte... uff no tienes idea que tanto, eres un angelito que va por ahí repartiendo luz y alegría, posees un corazón noble que no conoce de malicia... gracias muchisimas gracias, por abrirme las

puertas de tu casa y compartir conmigo a tu adorada mamá (Sr. Elizabet), tu hermana (María Alejandra), tu nono (+), hasta tu hija mamchis y tu hijo abandonado (arrecife)... Raúl me la cuidas... y a ver cuando me hacen tía...

A la Universidad Central de Venezuela, por haberme brindado la oportunidad de ser UCEVISTA y el orgullo que esa palabra significa, gracias por permitirme ser un pequeñísimo acento de tu historia, gracias por déjame ser parte de esa casa que vence las sombras...

A mi querida Escuela de Geología, a su pasillo y su sofá... el los cuales aprendí, reí, llore y hasta me divertí... en donde conocí a mi amor (Mauricio)...

A ti mi Mauri (Mauricio Bavutti)... gracias por animarme, por soportarme, por ser mi amigo, mi compañero, mi complemento, por empujarme cada vez que me paraba, por apoyarme en todo y por hacerme tanto reír, gracias por enseñarme que la humildad es un don que todos con esfuerzo debemos adquirir..... quien lo diría verdad... quien diría que nos íbamos a querer tanto..... *Quien se imaginaria esto hace cuatro años atrás¡¡..... Te ADORO...* gracias por soñar conmigo, por dejarme volar y sobre todo por estar ahí, siempre atento para cuidar de que no me estrelle...

A toda...pero toda la familia Bavutti & Vicentelli, desde los chiquitos a los no tan chiquitos... gracias por abrir tan afectuosa y cariñosamente las puertas de su hogar, gracias por preocuparse por mí y hacerme sentir parte de la familia.... es un orgullo para mí.... GRACIAS mil gracias....

A La Negra (Crismar Rojas), gracias por brindarme tu amistad y por todas esas pequeñas charlas filosóficas y tanto enriquecen al alma¡¡¡

A mis profesores de los cuales aprendí lo que quería ser, entre ellos:

A mi tutor Prof. Ricardo Alezones... gracias por brindarme la oportunidad de trabajar con usted, gracias por enseñarme que nadie aprende a manejar bicicleta sin rasparse las rodilla, por que a veces es necesario caerse para poder así reaccionar, gracias por ayudarnos a todos de forma desinteresada y por tener siempre el mejor y más acertado consejo.... Un millón de **GRACIAS**

Al profe Mederos, que dios le bendiga ese espíritu joven, gracias por todos esos piropos, que siempre suben el ánimo.... Gracias por hacernos sentir a cada una de nosotras, la chica más bonita de la escuela¡¡¡

Al Prof. Lenin González, que me dio la bienvenida como preparador y finalmente me despidió de esta etapa como profesor... gracias por tu ayuda, tus consejos y tu amistad, gracias por confiar tanto en mí y afirmarme que yo sí podía¡¡¡...

Al Prof. Paúl Romero, gracias por la dedicación y la ayuda, a lo largo de la carrera y en este trabajo

Al Prof. Juan D'Croche por impartir esa esperanza y ganas de ser cada vez más excelente en esta bella carrera que escogimos, gracias por enseñarnos con tanto amor y dedicación¡¡¡....

Al Prof. Feliciano De Santis por enseñarnos que la honestidad es la base primordial y que para estudiar esta carrera hay que llorar pero de emoción ....

A la Prof. Olga Rey, gracias por haberse tomado un espacio para leerse este trabajo, no sabe lo importante que fue su opinión para mí.

A la Prof. Gladis Bruzual, gracias por brindarme su amistad y ayuda cuando las cuentas no cuadraban.

Además de los profesores Rafael Falcón, Peter Mostiska, Sebastián Grande, Marino Ostos, Víctor Padrón, Nelson McQuae, José Peña, Orlando Méndez, etc.... por compartir todos sus conocimientos y romper en algunos casos la barrera que existe entre alumno y profesor.

A la Lic. Morela Mikati por hacer de la biblioteca una segunda casa, gracias por todas las atenciones que ha tenido conmigo. Gracias por consentirme, por regañarme para que sea una señorita de-li-ca-da y por siempre estar ahí pendiente de todos como una mamá (nuestra mamá), gracias la quiero *muchísimo*....

Gracias igualmente a todo el personal de la Biblioteca de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica en especial al Ingeniero Eduardo Castillo por su enorme paciencia y dedicación.... Sin la colaboración de todos ustedes este trabajo no se habría sido posible....

A Eunice y María Auxiliadora, por estar siempre ahí ayudando hacer los trámites burocráticos más fáciles...

Gracias a mis amigos que pasaron conmigo todos estos inolvidables años de universidad entre ellos muy especialmente a:

Chilanga (Ricardo Arellano), eres el hombre más noble y bueno que conozco gracias por estar siempre pendiente y ofreciendo tu ayuda, *eres un ser maravilloso*, te quiero *muchoooooote*...

Piolo (José Penin), tienes un corazón enorme (pero caprichosito.. jajaja), tu eres esa persona que siempre está ahí, a la hora y el lugar que sea tu siempre estás, gracias por toda tu ayuda¡¡¡... Te quiero mucho.

Mi Leito (Rivas) gracias por tener siempre un chiste, tienes un don especial para hacer feliz a la gente, saludos de parte de Dumbi el te extraña jajajaja.....

Alejandra Villalón gracias por tu amistad, tu confianza, (gracias por esos apuntes que me salvaron la vida), tu posees un lugar muy especial en mi corazón.

Eduardo Esparis (e - s París) por tantos y tantos cafecitos, te quiero mucho *hermanito*.

A mi bello Winne (Daniel Useche) sabes ya se por que no puedes adelgazar, es por que tu corazón no te lo permite.....

Antonio León (eres una nota de persona), Jennifer Domínguez (gracias por estar tan pendiente de mi), Juan Umerez (Mauricio no me permite decirte de que color es el plato de espagueti jajaja), Maria Herminia Acero, Vanesa Villaroel (gracias por ayudarme hasta el final), Orangel Hernández (OOOOk ok ok ok.. tu éxito no tendrá limites;iii), La chuli (Vanesa Ojeda), Orleth Tortolero (eres pura excelencia desde todo punto de vista, amiga estoy muy orgullosa de ti), José Ramón (Moncho) gracias por todos esos consejos y tu gran ayuda a lo largo de toda mi carrera.

Katti Ramírez, Verioska Solórzano, Marismelia Tovar (La princesita), Maria Antonieta Ariza (la marquesita), Brujo (Manuel Araque), Adrianita Alvarado, Adrianita Gonzáles, Diego Vásquez, Marialuz Pérez, Marsel Graterol, Alicia Pérez, Maria Esther (por tu ayuda con los carbonatos), Johann Fernández, Diana de Ponte, Gerardo Villamediana, Liliana Urbina, Karilis Castillo, Karen Cadet, Karen Delgado, William Olaya (cooki, ex-presidente del centro de comunicación e información), Daniel Carrillo, Jesús Padilla (mi súper preparador que se aprendió mi nombre a la primera), Ruth Querecual, Jesús Hernández, Alfredo Guilbert (El Rudo), Cristian (marrrrrdiiiiito), Alexis Gómez, Roberto Conde, Jesús (Copi Boy) gracias por todos esos caramelitos que me regalaste cuando estaba triste (y por no perdonarme ni 10 Bs.)... uffh creo que los nombre a todo... ahhh me faltas tu crees que me había olvidado de **tú**...

***Gracias** por hacer que la universidad allá sido un sitio divertido y definitivamente **INOLVIDABLE**....*

***Los amigos que tienes y cuya amistad ya has puesto a prueba engánchalos a tu alma con ganchos de acero.....***

WILLIAM SHAKESPEARE.



**López Caballero, Isabel**

**INTEGRACIÓN Y ACTUALIZACIÓN GEOLÓGICO-CARTOGRÁFICA DE UNA ZONA UBICADA AL NORESTE DEL ESTADO FALCÓN ENTRE LOS DISTRITOS ZAMORA, ACOSTA, MIRANDA Y COLINA.**

**Tutor Académico: Prof. RICARDO ALEZONES. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2005, 187p.**

**Palabras Claves:** Coro, La Vela, Cumarebo, Agua Salada, Falcón, Venezuela.

**Resumen:** Este trabajo compila los estudios geológicos existentes en el noroeste del estado Falcón entre los distritos: Zamora, Acosta, Miranda y colina; específicamente entre los paralelos 11°32' - 11°20' y los meridianos 69°45' - 68°38'30'' y por las coordenadas UTM 1.253.000E, 1.281.000E y entre 427.738N, 539.000N abarcando un área aproximada de 11.500 km<sup>2</sup>.

El principal objetivo de esta investigación es la búsqueda, compilación, unificación y posterior actualización de la información geológico-cartográfica existente en la zona noreste del estado Falcón, a partir de la información existente en trabajos previos efectuados por profesores y tesis de la Universidad Central de Venezuela y el Ministerio de Minas e Hidrocarburos, obteniendo veintiún (21) nuevas hojas geológicas a escala 1:25.000, digitalizadas, compiladas y reinterpretadas para luego generar dos mapas a escala 1:50.000.

La zona estudiada se caracteriza por una secuencia de rocas sedimentarias, las cuales se agrupan las siguientes unidades litoestratigráficas en orden ascendente: Mioceno (formaciones Querales, Solito, Socorro, Agua Salada, Caujarao y Capadare,), Plioceno (formaciones la Vela, El Veral, Turupía, Coro, Tucupido y Punta Gavilán).

Se elaboraron paneles de correlación a partir de columnas estratigráficas generalizadas, previamente digitalizadas de cada zona aflorante, con la finalidad de dilucidar las variaciones laterales y verticales de las formaciones correspondientes a la zona de estudio.

Se realizaron secciones estructurales y se generaron modelos esquemáticos bidimensionales que apoyan la reinterpretación de la geología estructural de la zona, determinando la existencia de cuatro sistemas de fallas con las siguientes orientaciones: N(0-40)°W, N(50-80)°W, N(0-40)°E y N(70-90)°E, en donde el marco tectónico predominante es transcurrente dextral.

## Índice General

Capítulo	Página
1. INTRODUCCION.....	1
1.1 Objetivos.....	2
1.1.1 Objetivo General.....	2
1.1.2 Objetivos Específicos.....	2
1.2 Ubicación del área de estudio.....	3
1.3 Metodología.....	5
1.4 Antecedentes.....	8
1.4.1 Trabajos previos.....	12
2. GEOLOGÍA REGIONAL.....	15
2.1 Generalidades.....	15
2.2 Geología estructural regional.....	16
2.2.1 Teoría “Pull-Apart”.....	17
2.2.2 Teoría “Orogeno en flotación”.....	25
2.2.3 Otras teorías.....	26
2.2.4 Teoría de Rifting e Inversión.....	29
2.3 Evolución estratigráfica regional.....	31
2.3.1 Eoceno Medio-Tardío.....	32
2.3.2 Oligoceno-Mioceno Temprano.....	34
2.3.3 Mioceno Medio-Tardío.....	47
2.3.4 Plioceno-Cuaternario.....	53
3. GEOLOGIA LOCAL.....	57
3.1 Estratigrafía Local.....	57
3.1.1 Formación Querales.....	57
3.1.1.1 Ubicación y extensión.....	57

3.1.1.2	Descripción litológica y características de campo.....	57
3.1.1.3	Contactos y espesor.....	60
3.1.1.4	Paleoambientes.....	60
3.1.1.5	Edad.....	61
3.1.2	Formación Solito.....	62
3.1.2.1	Ubicación y extensión.....	62
3.1.2.2	Descripción litológica y características de campo.....	62
3.1.2.3	Contactos y espesor.....	63
3.1.2.4	Paleoambientes.....	63
3.1.2.5	Edad.....	63
3.1.3	Formación Socorro.....	64
3.1.3.1	Ubicación y extensión.....	64
3.1.3.2	Descripción litológica y características de campo.....	64
3.1.3.3	Contactos y espesor.....	73
3.1.3.4	Paleoambientes.....	73
3.1.3.5	Edad.....	73
3.1.4	Formación Agua Salada.....	74
3.1.4.1	Ubicación y extensión.....	74
3.1.4.2	Descripción litológica y características de campo.....	74
3.1.4.3	Contactos y espesor.....	82
3.1.4.4	Paleoambientes.....	82
3.1.4.5	Edad.....	84
3.1.5	Formación Pozón.....	85
3.1.5.1	Ubicación y extensión.....	85
3.1.5.2	Descripción litológica y características de campo.....	85
3.1.5.3	Contactos y espesor.....	88
3.1.5.4	Paleoambientes.....	89
3.1.5.5	Edad.....	90
3.1.6	Formación Capadare.....	91
3.1.6.1	Ubicación y extensión.....	91

3.1.6.2	Descripción litológica y características de campo.....	91
3.1.6.3	Contactos y espesor.....	94
3.1.6.4	Paleoambientes.....	94
3.1.6.5	Edad.....	95
3.1.7	Formación Caujarao.....	96
3.1.7.1	Ubicación y extensión.....	96
3.1.7.2	Descripción litológica y características de campo.....	96
3.1.7.3	Contactos y espesor.....	107
3.1.7.4	Paleoambientes.....	108
3.1.7.5	Edad.....	108
3.1.8	Formación La Vela.....	109
3.1.8.1	Ubicación y extensión.....	109
3.1.8.2	Descripción litológica y características de campo.....	109
3.1.8.3	Contactos y espesor.....	119
3.1.8.4	Paleoambientes.....	119
3.1.8.5	Edad.....	120
3.1.9	Formación El Veral.....	121
3.1.9.1	Ubicación y extensión.....	121
3.1.9.2	Descripción litológica y características de campo.....	121
3.1.9.3	Contactos y espesor.....	125
3.1.9.4	Paleoambientes.....	125
3.1.9.5	Edad.....	125
3.1.10	Formación Coro.....	126
3.1.10.1	Ubicación y extensión.....	126
3.1.10.2	Descripción litológica y características de campo.....	126
3.1.10.3	Contactos y espesor.....	130
3.1.10.4	Paleoambientes.....	130
3.1.10.5	Edad.....	130
3.1.11	Formación Turupía.....	131
3.1.11.1	Ubicación y extensión.....	131

3.1.11.2	Descripción litológica y características de campo.....	131
3.1.11.3	Contactos y espesor.....	133
3.1.11.4	Paleoambientes.....	133
3.1.11.5	Edad.....	133
3.1.12	Formación Tucupido.....	134
3.1.12.1	Ubicación y extensión.....	134
3.1.12.2	Descripción litológica y características de campo.....	134
3.1.12.3	Contactos y espesor.....	140
3.1.12.4	Paleoambientes.....	140
3.1.12.5	Edad.....	140
3.1.13	Formación Punta Gavilán.....	141
3.1.13.1	Ubicación y extensión.....	141
3.1.13.2	Descripción litológica y características de campo.....	141
3.1.13.3	Contactos y espesor.....	147
3.1.13.4	Paleoambientes.....	147
3.1.13.5	Edad.....	148
3.2	Geología Estructural Local.....	149
3.2.1	Fallas.....	149
3.2.2	Pliegues.....	151
3.2.3	Estratificación.....	153
3.2.4	Diaclasas.....	153
3.2.5	Modelo.....	154
4.	SUMARIO Y CONCLUSIONES.....	156
5.	RECOMENDACIONES.....	162
6.	BIBLIOGRAFÍA.....	163
7.	APÉNDICES.....	172

## Índice de figuras

Figura	Página
1	Mapa de ubicación de la zona de estudio.....4
2	Localización e la Cuenca de Falcón.....16
3	Evolución de las Cuencas “Pull- Apart”. Falcón y Bonaire.....18
4a	Configuración de la Cuenca de Falcón en el Eoceno Temprano.....19
4b	Configuración de la Cuenca de Falcón en el Oligoceno Tardío.....20
4c	Configuración actual de la Cuenca de Falcón.....20
5	Modelo de generación de cuencas “Pull-Apart” Eoceno Tardío.....22
6	Modelo de generación de cuencas “Pull-Apart” Oligoceno-Mioceno.....23
7	Modelo de generación de cuencas “Pull-Apart” Plioceno-Reciente.....24
8	Modelo original de la Cuenca de Falcón y compilación estratigráfica.....27
9	Modelo conceptual de la Cuenca de Falcón.....28
10	Mapa de Distribución de la Formación Querales.....56
11	Fotomicrografía de un Wackstone con matriz dolomítica.....59
12	Fotomicrografía de un Wackstone (Formación Querales).....59
13	Mapa de distribución de la Formación Solito.....62
14	Mapa de distribución de la Formación Socorro.....64
15	Lutitas de una sección de la Formación Socorro.....65
16	Concreciones ferruginosas en lutitas de la Formación Socorro.....65
17	Sección de la Formación Socorro en corte de carretera Coro-Churuguara.....66
18	Fotomicrografía de una sublitarenita (Formación Socorro).....68
19	Fotomicrografía de una arenisca aloquímica (Formación Socorro).....69
20	Fotomicrografía de una arenisca con fractura rellena de yeso.....71
21	Fotomicrografía de una Waca Lítica con fractura rellena de yeso.....71
22	Fotomicrografía de una arenisca con abundante glauconita.....72
23	Mapa de distribución de la Formación Agua Salada.....74
24	Lutitas de una sección de la Formación Agua Salada.....75

25	Arenisca arcósica, presenta laminación convoluta.....	77
26	Estratificación cruzada planar en arenisca arcósica.....	77
27	Estratificación cruzada en arenisca.....	78
28	Capas de arenisca plegadas por gravedad.....	78
29	Fractura de arenisca arcósica en una sección de la Formación Agua Salada..	79
30	Lutitas y arenisca arcósica con visible desplazamiento.....	79
31	Fotomicrografía de arenisca arcósica.....	80
32	Fotomicrografía de arenisca calcárea con neomorfismo.....	80
33	Fotomicrografía de Grauvaca arcósica con cristales de clorita.....	81
34	Fotomicrografía de arenisca (Grauvaca Lítica, Formación Agua Salada).....	81
35	Mapa de distribución de la Formación Pozón.....	85
36	Lutitas características de la sección de la costa (Formación Pozón).....	87
37	Lutitas con presencia de nódulos de (Formación Pozón).....	87
38	Paquetes irregulares de lutitas (Formación Pozón).....	88
39	Mapa de distribución de la Formación Capadare.....	91
40	Bloque de caliza de grandes dimensiones.....	92
41	Bloques de caliza (petrográficamente se clasifico como un grainstone).....	92
42	Algas rojas en muestra de caliza.....	93
43	Grainstone de la Formación Capadare.....	94
44	Mapa de distribución de la Formación Caujarao.....	96
45	Intercalación de arenas, lutitas y calizas (Formación Caujarao).....	97
46	Gasterópodos y Bivalvos del Miembro Muaco.....	98
47	Afloramiento de calizas ubicado en la Sierra de Guaibacoa.....	99
48	Lutitas microfósilíferas (Miembro Taratara, Formación Caujarao).....	100
49	Packstone con presencia de dolomita (Formación Caujarao).....	102
50	Packstone con presencia de algas horadadas.....	102
51	Packstone con porosidad móldica.....	103
52	Packstone con presencia de fauna fósil fracturada.....	103
53	Arenisca con porosidad móldica y abundante matriz sacaroidea.....	104
54	Areniscas con sobrecrecimiento de cuarzo.....	105

55	Arenisca micrítica (Formación Caujarao).....	106
56	Mapa de distribución de la Formación La Vela.....	109
57	Limolitas con presencia de <i>Ophiomorphas</i> .....	111
58	Crassostrea embebidas en lutitas (Formación La Vela).....	111
59	Horadaciones en calizas (Formación La Vela).....	112
60	Packstone con porosidad móldica.....	114
61	Packstone con alto contenido de micas.....	115
62	Wackstone, presenta un contacto erosional.....	116
63	Fotomicrografía donde se aprecia un fragmento de caliza subredondeado...	116
64	Fotomicrografía de arenisca micrítica.....	119
65	Mapa de distribución de la Formación La Vela.....	121
66	Afloramiento de calizas (Formación El Veral).....	122
67	Afloramientos de Calizas (Formación El Veral).....	122
68	Afloramientos de calizas en la carretera nacional vía tocópero.....	123
69	Grainstone con presencia de abundantes algas calcáreas.....	124
70	Grainstone con presencia de abundantes fragmentos fósiles.....	124
71	Mapa de distribución de la Formación Coro.....	126
72	Conglomerados de la Formación Coro.....	128
73	Intercalación de conglomerados de guijarros y limolitas.....	128
74	Intercalación de conglomerados y limolitas.....	129
75	Mapa de distribución de la Formación Turupía.....	131
76	Grainstone (Formación Turupía).....	132
77	Mapa de distribución de la Formación Tucupido.....	134
78	Afloramiento de margas con abundantes fragmentos fósiles.....	135
79	Margas fosilíferas de la Formación Tucupido.....	135
80	Caliza conglomerática.....	136
81	Areniscas calcáreas con estratificación y laminación.....	137
82	Caliza conglomeratica (Formación Tucupido).....	138
83	Arenisca con cemento espático.....	139
84	Arenisca de la Formación Tucupido.....	139



85	Mapa de distribución de la Formación Punta Gavilán.....	141
86	Packstone, típico afloramiento en la Formación Punta Gavilán.....	142
87	Afloramiento de calizas de una sección típica de Formación Punta Gavilán.....	142
88	Caliza fosilífera (Formación Punta Gavilán).....	143
89	Estratificación cruzada en conglomerado (Formación Punta Gavilán).....	144
90	Caliza de la Formación Punta Gavilán.....	144
91	Grainstone de con algas y fragmentos de equinodermos.....	145
92	Grainstone con moldes de foraminíferos y algas.....	146
93	Caliza limosa con moldes de foraminíferos.....	146
94	Mapa de ubicación de las fallas de la zona.....	149
95	Mapa en donde se visualiza los pliegues de la zona.....	152

## Índice de Tablas

Tabla 1.-Petrografía de las calizas de la Formación Agua Salada.....	172
Tabla 2.-Mineralogía de las Calizas de la Formación Agua salada.....	172
Tabla 3.- Petrografía de las calizas de la Formación Agua Salada.....	173
Tabla 4.- Petrografía de las calizas de la Formación Turupía.....	174
Tabla 5.- Mineralogía de las rocas de la Formación Turupía.....	174
Tabla 6.- Petrografía de las calizas de la Formación El Veral.....	175
Tabla 7.- Mineralogía de las rocas de la Formación El Veral.....	176
Tabla 8.-Clasificación de las areniscas y carbonatos de mezcla.....	177
Tabla 9.- Petrografía de las calizas de la Formación Tucupido.....	178
Tabla 10.- Mineralogía de las rocas de la Formación Tucupido.....	178
Tabla 11.- Presenta un conteo sistemático de foraminíferos y sus relaciones por muestra, expresado en porcentajes.....	179
Tabla 12.- Presenta un conteo sistemático de foraminíferos y sus relaciones por muestra, expresado en porcentajes II.....	181
Tabla 13.- Clasificación de las calizas de la Formación Capadare sector Montañas de Hueque.....	184
Tabla 14.- Minerales Presentes en las Calizas la Formación Capadare, Localidad: Cerro Píritu y Montañas del Hueque.....	184
Tabla 15.- Clasificación de las calizas de la Formación Punta Gavilán.....	185
Tabla 16.- Minerales Presentes en las Calizas la Formación Punta Gavilán.....	185
Tabla 17.- Clasificación de las Areniscas de la Formación Agua Salada.....	186
Tabla 18.- Clasificación de las calizas ge la Formaciones Capadare (C) y Punta Gavilán (PG).....	186

## **Listado de Anexos**

- 1 Mapa Geológico “A”, escala 1:50.000
- 2 Mapa Geológico “B”, escala 1:50.000
- 3 Panel de Correlación, escala 1:10.000
- 4 Cortes Geológicos, escala 1:25.000

## **CAPITULO I**

### **1. INTRODUCCIÓN**

La cuenca de Falcón está situada al noroeste de Venezuela, límite occidental ubicado en la línea que separa a los estados Zulia y Falcón, que la separa de la cuenca de Maracaibo, al noreste se limita por la línea de la costa del Golfo de Venezuela.

El estado Falcón ha sido objeto de innumerables estudios de diversa índole geológica a través de los años. Dichos trabajos presentan ciertas discrepancias en cuanto a resultados así como falta de información en muchos casos.

Por esta razón, con este proyecto se pretende unificar y actualizar toda la información que de algún modo se encuentra dispersa en forma de trabajos individuales de diferentes localidades al noreste de dicho estado, generando una base geológica actualizada constituida por dos (2) hojas geológicas a escala 1:50.000 y veintiún (21) hojas a escala 1:25.000, así como una síntesis de toda la información geológica de la zona noreste del estado Falcón.

A su vez este trabajo pasará a formar parte de un proyecto de cartografía geológica de todo el estado Falcón, impulsado por la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Universidad Central de Venezuela.

## **1.1.- OBJETIVOS**

### **1.1.1- Objetivo General**

- ~ El principal objetivo es la búsqueda, compilación, unificación y posterior actualización de la información geológico-cartográfica existente en la zona noreste del estado Falcón.

### **1.1.2.- Objetivos específicos**

- ~ Elaboración de mapas geológicos a escala 1:50.000
- ~ Generación de columnas estratigráficas integradas de la zona (a partir de informes previos).
- ~ Paneles de correlación a partir de columnas generalizadas de cada zona aflorante, que ayuden a la interpretación espacial de la estratigrafía del área de trabajo.
- ~ Elaboración de secciones estructurales y modelos bidimensionales.

## **1.2.- UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO**

La zona de estudio se encuentra ubicada al noreste del estado Falcón (ver figura 1). Dentro de las poblaciones más importantes destaca: Coro, La Vela, Puerto Cumarebo, Tocoperó y Punta Agúide, abarcando un área aproximada de 11.500 km<sup>2</sup>.

El extremo meridional alcanza 11°29' y el más septentrional los 11° de latitud norte. El más oriental se encuentra 68°37'30'' y el más occidental a los 69°45'. El área de estudio está delimitada por las coordenadas UTM 1.253.000E, 1.281.000E y entre 427.738N, 539.000N. La altura topográfica en la zona varía entre 0 y 500 m. sobre el nivel del mar.

### ***Vías de acceso***

Las principales vías de acceso constituyen la autopista Caracas – Maracaibo, carreteras pavimentadas de los distintos pueblos así como caminos y veredas del área de estudio

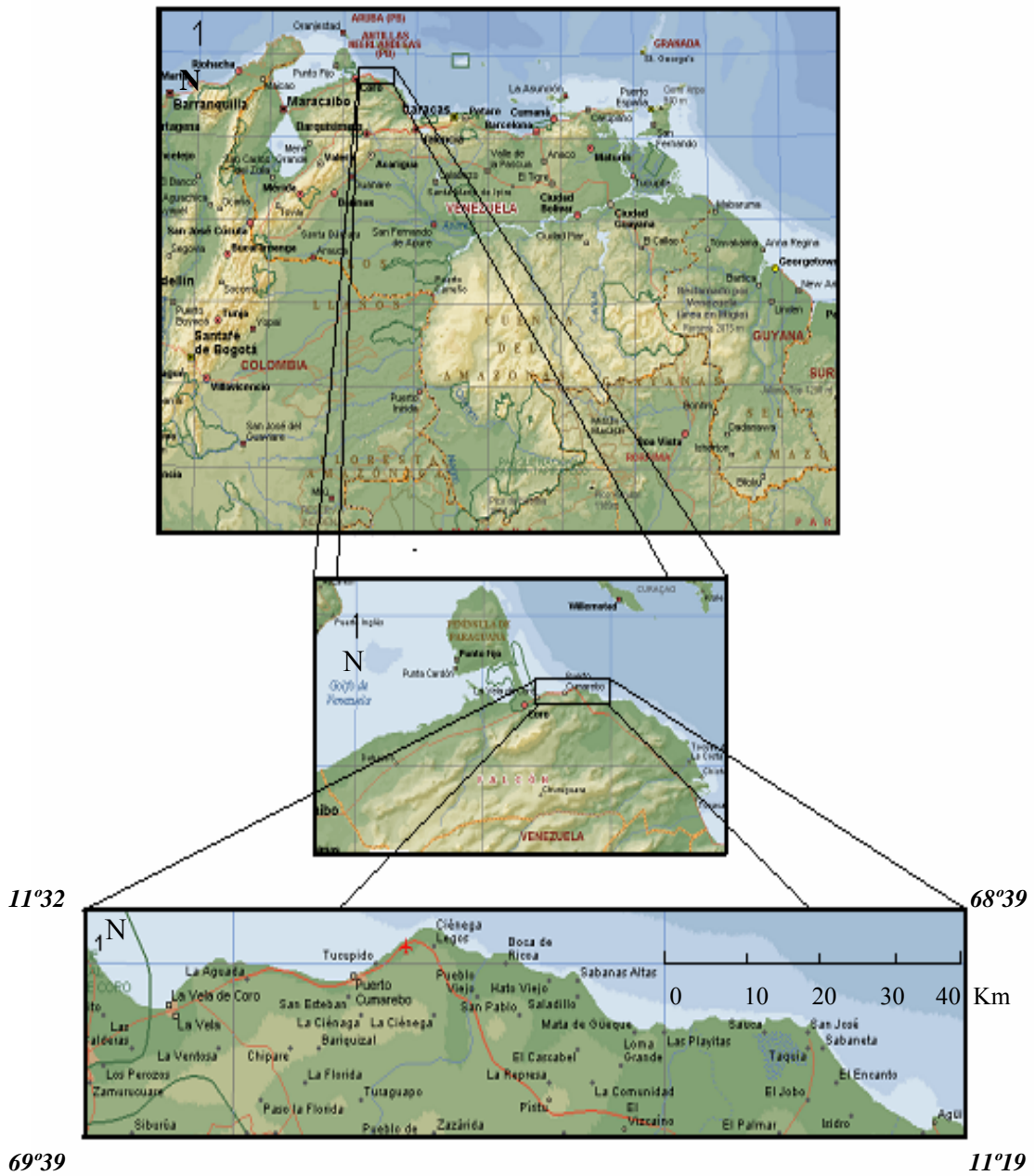


Fig.1.- Mapa de ubicación de la zona de estudio. Tomado de Microsoft Encarta 2001

### 1.3. METODOLOGÍA

Este trabajo fue realizado en 4 Fases: Recopilación e integración, fase de oficina I, fase de campo y fase de oficina II.

#### **Fase I: Recopilación e integración de**

- ~ Trabajos Especiales de Grado de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Facultad de Ingeniería de la UCV.
- ~ Publicaciones existentes en Congresos Geológicos Nacionales e Internacionales e Informes inéditos.
- ~ Mapas inéditos.
- ~ Hojas cartográficas a escala 1:25.000 de la zona de estudio provenientes del Servicio Autónomo de Geografía y Cartografía Nacional actual Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar, (I.G.V.S.B.).
- ~ Hojas geológicas – estructurales a escala 1:100.000 específicamente la Hoja B-5, pertenecientes a Creole Petroleum Corporation Co, año 1954



## **Fase II: Oficina I**

- ~ Digitalización y vectorización de mapas topográficos del I.G.V.S.B. a escala 1:25.000 específicamente las cartas:

	6250-I-SE	6350-IV-SO	6350-IV-SE	6350-I-SO				
6250-II-NO	6250-II-NE	6350-III-NO	6350-III-NE	6350-II-NO	6350-II-NE	6450-III-NO	6450-III-NE	
6250-II-SO	6250-II-SE	6350-III-SO	6350-III-SE	6350-II-SO	6350-II-SE	6450-III-SO	6450-III-SE	6450-II-SO

- ~ Digitalización de columnas estratigráficas y mapas geológicos descritos en Trabajos Especiales de Grado de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Facultad de Ingeniería de la UCV, informes inéditos y publicaciones existentes en Congresos Geológicos Nacionales e Internacionales.

## **Fase III: Visita de campo**

Esta fase consiste en la revisión en campo de la información compilada en las Fases I y II, específicamente en los sectores donde la información geológica sea escasa o contradictoria entre los diferentes autores.

#### **Fase IV: Oficina II**

- ~ Conclusiones de la fase de campo acerca de la verificación de la información compilada.
  
- ~ Elaboración de paneles de correlación estratigráficos.
  
- ~ Realización del informe final.

#### **1.4.-ANTECEDENTES**

El estado Falcón ha sido objeto de numerosos estudios y publicaciones de diversa índole geológica ya sean a nivel local o regional entre ellos, para la zona de estudio se pueden mencionar:

RENZ, W. H (1948). Realizó un estudio de la estratigrafía y fauna de del Grupo Agua Salada, donde define las localidades tipo y así mismo describe cuatro nuevas especies de foraminíferos.

LEÓN, H. (1953). Realiza un estudio fisiográfico, estratigráfico, sedimentológico, estructural, paleontológico y mineralógico en la zona de Mataruca (formación Caujarao y La Vela edo. Falcón), generando cuadros de distribución de foraminíferos y cuadros de correlación de cada una de las formaciones, reconstruyendo la historia geológica de la zona.

WHEELER, C (1959). Describió la estratigrafía del Oligoceno y Mioceno Inferior de Falcón Occidental y Nororiental aclarando las relaciones existentes en las diferentes áreas, con el finalidad de evitar malas correlaciones y duplicación de nombres en secciones equivalentes.

VALLENILLA, L. (1953). Realiza un estudio geológico detallado de las formaciones Caujarao, La Vela y Coro, en las localidades tipo del estado del estado Falcón

KAVANAGH, C. (1953). Realiza un estudio estratigráfico, paleontológico y estructural de las formaciones Socorro, Caujarao y los Miembros Muaco, Caruca y Taratara, concluyendo que la Formación Caujarao fue depositada en una zona nerítica con variaciones menores de ambiente dentro de ella, sin significaciones desde el punto de vista de movimientos orogénicos, epirogénicos, regresiones, transgresiones etc.

DÍAZ DE GAMERO, L. (1967). Estudia la fauna fósil de la Formación El Veral, estableciendo las relaciones estratigráficas entre la Formación El Veral y la Formación La Vela

GRAF, C (1969) Analizó dos aspectos de la relación tectonismo – sedimentación de los depósitos Holocenos de Venezuela Noroccidental

TRUSKOWSKI, I. (1976). Realiza una medición y muestreo de foraminíferos planctónicos, contenidos en dos secciones del Mioceno en Falcón oriental.

LORENTE, M. (1978). Establece en tiempo y espacio las relaciones existentes entre los cuerpos de caliza que afloran entre las poblaciones de Mirimire y Capadare así como un estudio Paleoambiental tanto de las calizas mencionadas como de las lutitas que afloran en el área, mediante el contenido faunal de las mismas

LABADY, M. (1979). Realiza un estudio geológico de superficie en el distrito Zamora edo. Falcón, identificando unidades litoestratigráficas.

CASTRO, M. (1979). Realiza un estudio para obtener la evolución paleogeografía y paleotectónica generando la historia geológica de la zona ubicada en el distrito Zamora, edo. Falcón.

VASQUEZ, R. (1980). Establece la relación estratigráfica de las areniscas del Togogo y calizas del Jacura con el resto de las rocas aflorantes de la zona oriente del edo. Falcón (distritos Zamora y Acosta), determinando el límite Paleógeno Neógeno en dichas rocas.

GIFFUNI, G. (1980). Estudia las rocas sedimentarias que afloran en la región de Tocopero justo al límite suroeste de la subcuenca Agua Salada determinando la sedimentología, estratigrafía y contenido faunal reconstruyendo el paleoambiente de las unidades identificadas y en base a las evidencias fosilíferas se correlacionan con unidades estratigráficas definidas del Grupo Agua Salada.

CABRERA, E. (1985). Cuantifica parámetros relacionados con los fenómenos geológicos al norte de Falcón, estableciendo un modelo que podría aplicarse a nivel de toda la provincia de Falcón. Se basa en mapas cartográfico-geológicos realizados por compañías petroleras trasnacionales, compilaciones de mapas sísmicos,

estructurales de Falcón y datos básicos de pozos, perfiles eléctricos, sumarios geológicos y datos geoquímicos.

LEÓN, K; QUIJADA, O. (1985). Determina los cambios de facies y definen procesos diagenético-ambientales de las columnas sedimentarias del Oligo-Mio-Plioceno, de una región ubicada al este de la ciudad de Coro.

DÍAZ DE GAMERO, M (1985). Analizó la microfauna de foraminíferos planctónicos que permitió reconocer todas las zonas del Oligoceno Medio al Oligoceno Tardío y permitió establecer un marco temporal al cual referir los diversos eventos tectónicos y sedimentarios.

DÍAZ DE GAMERO, M. (1985). Investigó la secuencia estratigráfica de la región nororiental de Falcón, interpretando la historia geológica con ayuda de criterios sedimentológicos modernos y utilizando la microfauna de foraminíferos para los esquemas cronoestratigráficos y paleontológicos

WOZNIAK, J. *et al.* (1987). Delimitaron las variaciones de facies en el tiempo y en el espacio mediante secciones completas, en base a foraminíferos planctónicos, en una parte de la sierra de Falcón.

DURAN, I (1989). Determinó las zonas nannoplancton presentes en la secuencia que comprende la Formación Agua Salada y establece una calibración de zonas entre nannoplancton y foraminíferos planctónicos

REY, O. (1990) Realiza un análisis comparativo y correlación de las Formaciones La Vela y Codore, a través de un estudio de la sedimentación durante el Mioceno tardío y Plioceno, en la región Norcentral de la cuenca de Falcón.

AUDEMARD, F *et al.* (1995). Dividieron el sistema de Oca – Ancón en cinco grandes sectores, en función a su geometría, trazado y estilo tectónico.

AUDEMARD, F. (1997). Describe la cuenca de Falcón, su tectónica y define cinco sistemas de fallas, además de determinar tasa de desplazamiento de los accidentes producto de las mismas.

#### **1.4.1.-Trabajos Previos**

La Escuela de Geología, Minas y Geofísica ha venido realizando una serie de trabajos de compilación e integración de diferentes zonas de la geografía nacional.

A continuación se numeraran en orden cronológico:

BARBOZA, L; RODRIGUEZ, S, (2001). Realizaron una integración de la cartografía geológica existente para el estado Vargas y el flanco sur del Ávila a raíz del evento de flujos torrenciales ocurridos en diciembre de 1999

OMANA, L; (2002), Realiza un trabajo de compilación de los estudios geológicos existentes en la región central de la Cordillera de la Costa Venezolana, específicamente en la zona comprendida entre Morón, Valencia y Ocumare de la Costa, estados Carabobo y Aragua.

TARDAGUILA, P; (2002), Realizo la compilación e integración geológica de 13 mapas geológicos a escala 1:25.000 a partir de los trabajos previos en una zona entre Bahía de Cata-Puerto Maya (hacia el norte), hasta San Vicente-Cagua (hacia el sur)

ORTA, M; (2003). Se integró la cartografía geológica de una región del Distrito Capital y estado Miranda, obteniéndose 18 hojas a escala 1:25.000. Obteniendo la integración de toda la información geológica disponible hasta la fecha de su elaboración

DÍAZ, A; (2003). Elabora 19 mapas geológicos actualizados de las localidades de Cúa, El Pao de Zárate, El Valle, La Victoria, Los Teques, Paracotos, San Antonio los Altos y San Casimiro. A partir de la compilación e integración de toda la información geológica proveniente de trabajos previos



GÓMEZ, D; PRIETO, J; (2004). Realizan una compilación e integración de los estudios geológicos existentes en la región noroccidental del estado Falcón. Específicamente en la zona comprendida entre la Plataforma de Dabajuro y El Surco de Urumaco, estado Falcón.

## CAPÍTULO II

### 2. GEOLOGÍA REGIONAL

#### 2.1.-Generalidades

La región falconiana (exceptuando a la península de Paraguaná) se subdivide fisiográficamente en cuatro franjas longitudinales, aproximadamente paralelas a la costa norte, la serranía de San Luís y sierras asociadas al oeste, la llanura central o depresión de Pecaya y la cordillera de Churuguara (González de Juana *et al*, 1980).

En esta región abarca una gran porción de la parte noroccidental de Venezuela siendo una cuenca marina rodeada por zonas emergidas excepto al este y completamente hacia el norte, durante los periodos Oligoceno y Mioceno Temprano. (AUDEMARD, 1997 y MUESSIG, 1984)

Esta región posee actualmente una extensión geográfica de 35.000 km<sup>2</sup> aproximadamente y un volumen de sedimentos de 161.000 km<sup>2</sup>. Posee su mayor longitud entre La Victoria y Boca Tocuyo, que es de 320 km, y su mayor anchura se ubica entre la ensenada de La Vela de Coro y Churuguara alcanzando unos 100 km (GONZÁLEZ DE JUANA *et al*, 1980). Sus límites son, al occidente con la cuenca del Lago de Maracaibo, al norte y este por la línea de costa del Golfo de Venezuela, su prolongación, el Golfete de Coro, por el Istmo de los Medanos y por la costa del Atlántico hasta el Golfo Triste y al sur por una serie de elevaciones denominadas Sierra de Churuguara. La Cuenca se prolonga hacia el norte y noreste dentro de las aguas territoriales de Venezuela, en el mar Caribe (fig. 2) (GONZÁLEZ DE JUANA *et al*, 1980).

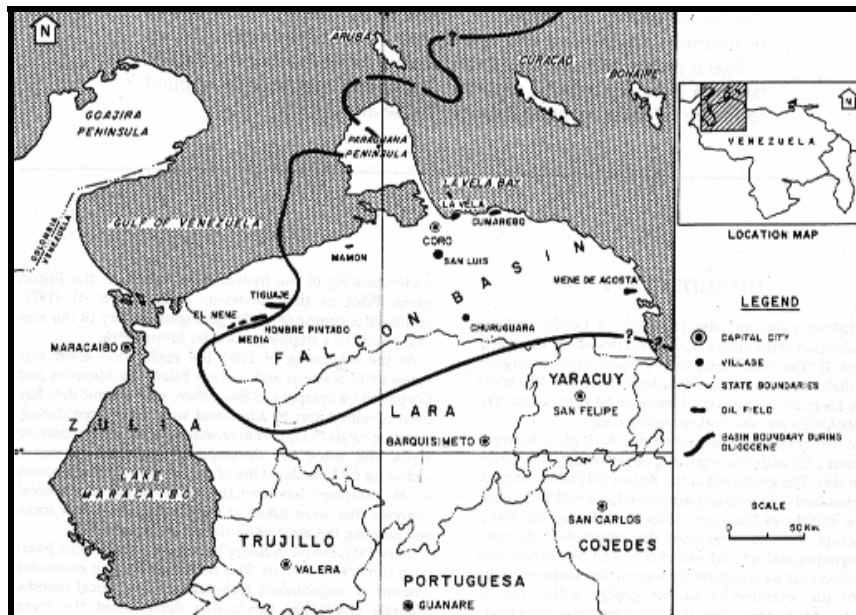


Figura 2 Localización de la Cuenca de Falcón y sus límites durante el Oligoceno. Tomado y modificado de BOESI Y GODDARD (1991)

## 2.2.-GEOLOGÍA ESTRUCTURAL REGIONAL

El origen de la generación de la cuenca de Falcón ha sido objeto de innumerables discusiones y estudios relacionados con la reconstrucción de las placas mayores y la morfología que actualmente presenta la cuenca

La cuenca de Falcón – Bonaire sobrepasa una longitud total de 600 km, ya que puede ser seguida hasta el oeste de la isla de Margarita aunque solo la cuenca de Falcón aflora actualmente por una longitud de al menos 150 km, entre la Plataforma del Dabajuro y la costa oriental falconiana (ERLICH Y BARRET, 1990).

A continuación se presentan algunas teorías acerca de la generación de la cuenca para poder tener una idea de cómo se pudo originar la cuenca de Falcón:

### 2.2.1.-Teoría “Pull-Apart”

MUESSIG (1984) propone que la cuenca de Falcón se origino en el cenozoico como consecuencia de efectos transtensionales relacionados con fallas transcurrentes como las Fallas de Oca y San Sebastián. Una cuenca *Pull – Apart* es una zona de extensión de la corteza y subsidencia que se desarrolla en una sistemas de fallas transcurrentes inclinadas, como puede ser una inclinación divergente (CROWELL, 1974). La subsidencia ocurre en fallas normales que se conectan con secciones paralelas del sistema de fallas transcurrentes, la subsidencia resultante puede ocurrir a lo largo de fallas transcurrentes (MUESSIG, 1984). Este mismo autor explica el modelo basado en las siguientes evidencias:

- ~ La estratificación de un complejo Oligoceno-Mioceno y rápida subsidencia histórica de la cuenca.
- ~ Fallas transcurrentes sinsedimentarias este-oeste y fallas normales con dirección noroeste.
- ~ Anomalías de gravedad positiva indicativa de de una relativa capa densa de corteza.
- ~ Volcanismo basaltico alcalino e intrusión ígnea en dirección noroeste.

El desarrollo de una estructura *pull – apart* en la cuenca de Falcón refleja la evolución tectónica del periodo Terciario donde un largo bloque de corteza reflejó al bloque de Bonaire (SILVER *et al.*, 1975). Este bloque estuvo sujeto a cizallamiento dextral, entre la placa del Caribe y la placa sudamericana (MUESSIG, 1984).

PINDELL *et al.* (1998) (en LEAL Y RIVERO, 2004) menciona un modelo de evolución entre el Golfo de México y la Placa del Caribe e indica que desde el

Eoceno, la Placa del Caribe ha migrado hacia el este 1100 km, con una velocidad de 2 cm. /año.

MUESSIG (1978) indica que la cuenca de Falcón se origino durante el Eoceno Tardío a Oligoceno, en una zona tipo *pull – apart*, causado por movimientos transcurrentes entre la Placa del Caribe y la Placa sudamericana. Este autor define este límite de placas como una falla transformante y la expresa como una serie de fallamientos destrales a lo largo de una línea que permite conectar la Falla de Oca con la Falla de San Sebastián.

Estos movimientos transcurrentes a lo largo de las fallas generaron la extensión en dirección noroeste, produciéndose así fallamientos normales y provocando el adelgazamiento de la corteza y la generación de magmas basálticos alcalinos. Esto le permite a MUESSIG (1978) mencionar su teoría que las islas de los Monjes y La Orchila, la península de Paraguaná y la cuenca de Falcón fueron casi yuxtapuestas antes de la extensión oligocena. El autor presenta dos modelos, en los cuales se expresa las opciones que dieron origen a la cuenca (fig. 3)

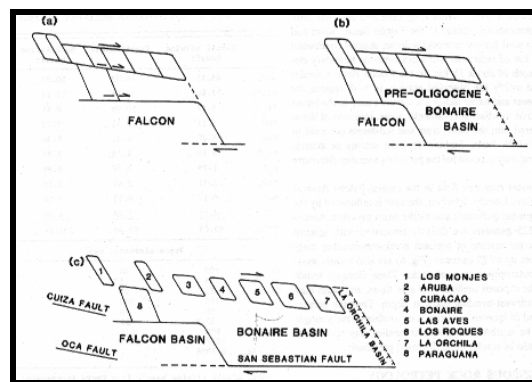


Fig. 3 Evolución de las cuencas *pull – apart* Falcón y Bonaire. *a* y *b* representan dos configuraciones del área anterior a la extensión Eoceno Tardío. Para llevarlo a la configuración presente *c*, la opción *a* requiere una gran cantidad de extensión y desplazamiento transcurrente dextral de Oligoceno a Mioceno. En la Opción *b* la cuenca Bonaire pre – Oligoceno tiene un mayor adelgazamiento, corteza oceánica y requiere menos extensión para llevar a la configuración de la opción *c*. Tomado de MUESSIG (1978).

MUESSIG (1978) adopta la opción b y representa a través de tres esquemas ilustrados el desarrollo de la cuenca de Falcón y el bloque de Bonaire.

El esquema representa un corte esquemático Norte - Sur ilustrando el desarrollo de la cuenca de Falcón y el bloque de Bonaire desde el Eoceno asta el presente. La extensión de la cuenca ocurre en dirección este – oeste (Tomado de MUESSING (1984)):

1.-En el Eoceno Temprano las Antillas menores tomaron una unidad contigua conectada a la península de Paraguaná y el área de Falcón (fig. 4a)

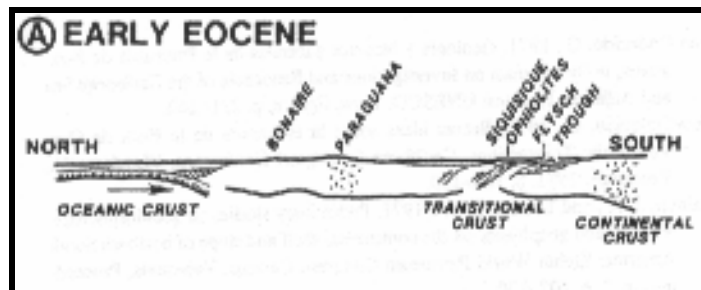


Figura 4a Modelo esquemático donde se evidencia la configuración de la cuenca en el Eoceno Temprano. Tomado de MUESSIG (1978)

2.- Durante el Eoceno Tardío a Oligoceno por extensión se generó la cuenca, evidenciado por el cizallamiento y la inyección de de magma (fig 4b).

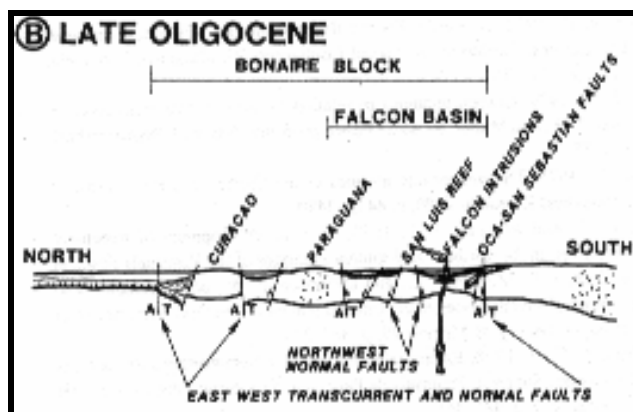


Figura 4b Modelo esquemático donde se evidencia la configuración de la cuenca en el Oligoceno Tardío, en donde se puede apreciar la separación de las dos cuencas Tomado de MUESSIG (1978)

3.- Del Mioceno al presente grandes eventos compresivos durante este período, generaron un cambio en la evolución tectónica, la cuenca presenta evidencias de inversión. ver figura 4c

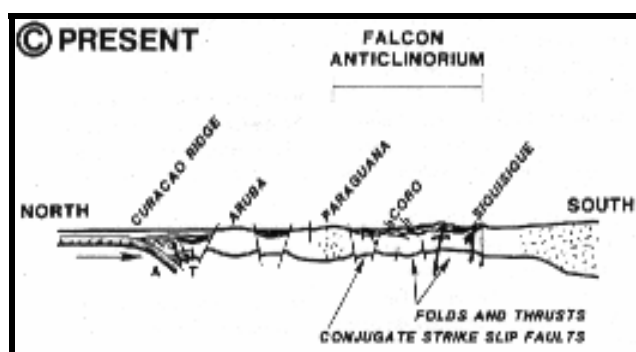


Figura 4c Modelo esquemático donde se evidencia la configuración de la cuenca Tomado de MUESSIG (1978)

MUESSIG (1994), dice que el sistema *pull – apart* de Falcón, es una extensión que fue dispuesta sobre una ancha zona, resultando en áreas de relativa estabilidad y subsidencia. Paraguaná, Dabajuro, La Guajira y el sur de Siquisique siguieron como altos, suministrando sedimentos al graben tipo de las zonas de *pull – apart*. La cuenca de Falcón, el Surco de Urumaco, la Bahía de La Vela y la cuenca de Bonaire representan las mejores zonas de Subsidencia.

CABRERA (1985), citado por ESCORIHUELA Y RONDÓN (2002), menciona en su trabajo la historia tectónica sedimentaria del área y resume los principales aspectos que intervienen:

1.- Fase extensional (Eoceno Tardío – Oligoceno Tardío): Se formó el graben tipo de la ensenada La Vela, donde en esta se nota fallas de crecimiento noroeste – suroeste, que favorecen a la sedimentación de grandes espesores para la Formación Pecaya y sus equivalentes.

2.- En el Mioceno Temprano la transgresión de Agua Clara, produce la máxima actividad de fallas de crecimiento y resulta la cobertura parcial de los paleoaltos.

3.-Al final del Mioceno Temprano se produce la erosión total de las estructuras preexistentes y en este período cesa la fase extensional.

4.- En el Eoceno Medio a Mioceno Tardío, se representa un período de relativa estabilidad y se rellena el graben con sedimentos provenientes de las rocas que pertenecen a las formaciones Socorro, Caujarao y equivalentes.

5.-Se produce la fase compresional Mioceno Tardío – Plioceno – Reciente y como consecuencia de esto se activa la inversión de la cuenca, se forma el anticlinorio de Falcón de dirección este – oeste con declive al este; la deformación pliocena tiene como límite actual el corrimiento de Guadalupe en las costas Falconianas.

Numerosos autores coinciden con MUESSIG (1978), en el proceso de generación de la cuenca, la cual resulta de la existencia de transgresión localizada a lo largo del límite dextral entre las placas Caribe y Sudamericana (ERLICH Y BARRETT, 1990; OSTOS, 1990; MACELLARI, 1995; PINDEL *et al.*, 1998).



MACELLARI (1995) analiza la estratigrafía del Eoceno hasta el Reciente en una serie de cuencas *pull – apart* episuturales. Durante el Oligoceno – Mioceno, el eje de subsidencia máxima de esta serie de cuencas estuvo ubicado más hacia el este, en el Surco de Urumaco y al este de la ensenada de La Vela un depocentro con ubicación este – noroeste – oeste suroeste en la cuenca de Falcón, como respuesta flexural a la carga producida por un frente de cabalgamiento que avanza desde el sur (MACELLARI, 1995 citado por ESCORIHUELA Y RONDÓN, 2002) permitiendo este modelo explicar los flujos basálticos orientados en el centro de la cuenca falconiana.

MACELLARI (1995) a través de los siguientes gráficos muestra su modelo de evolución tectónica para la cuenca de Falcón. En la figura 1.4, se muestra, en el Eoceno Tardío, un desplazamiento entre las dos placas, resultando la formación de una extensa zona *pull – apart* en el margen norte se Sudamérica, entre el *ridge* de Curazao y el sistema de fallas San Sebastián – Oca.

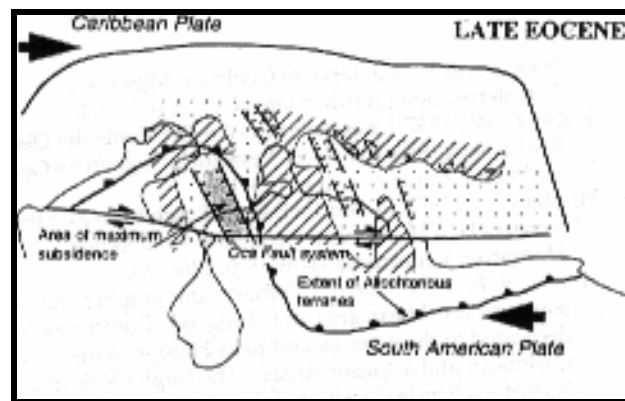


Figura 5 Modelo de generación de cuencas *pull- apart* episuturales (suroeste Caribe) por el desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana en el Eoceno Tardío  
Tomado de MACELLARI (1995)

En la figura 6, se observa que durante el Oligoceno y Mioceno comenzó un estrechamiento de la cuenca *pull – apart*, debido al empuje de material alóctono, por lo que los ejes de máxima subsidencia migraron hacia el oeste entre Urumaco y la bahía de La Vela. El desplazamiento continuó a través de la falla de Oca y se formó

un frente de empuje que avanzó progresivamente al norte formándose una cuenca *foreland* con orientación ENE-WSW (MACELLARI, 1995, citado por LEAL Y RIVERO, 2004).

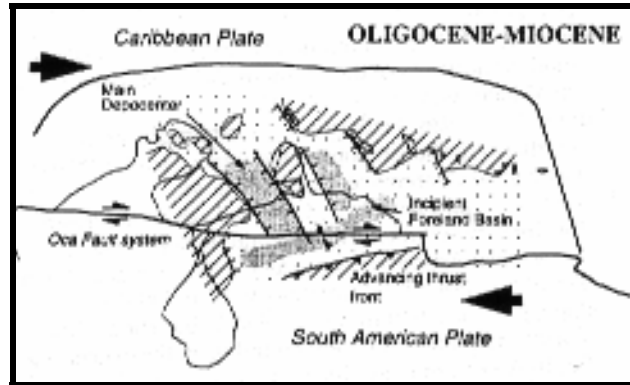


Figura 6 Modelo de generación de cuencas pull apart episuturales (suroeste Caribe) por el desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana en el Oligoceno - Mioceno Tomado de MACELLARI (1995)

MACELLARI (1995) indica, a través de la figura 7., que el movimiento transpresivo a lo largo de la falla del margen de Sudamérica (KELLOG Y BONINI 1982) durante el Plioceno resultó una subducción de bajo ángulo de la placa del Caribe por debajo del *ridge* de Curazao; debido a esto el empuje frontal del anticlinorio de Falcón migró al norte y cesó la acción de las fallas con orientación NW – SE, activando el desplazamiento transcurrentes dextrales activos a lo largo de la falla de Boconó (SCHUBERT Y SIFONTES, 1970). Este desplazamiento, aunado al continuo movimiento del sistemas de fallas de Oca, resulta en la formación de un depocentro en la cuenca *pull – apart* el suroeste de la cuenca de Falcón.

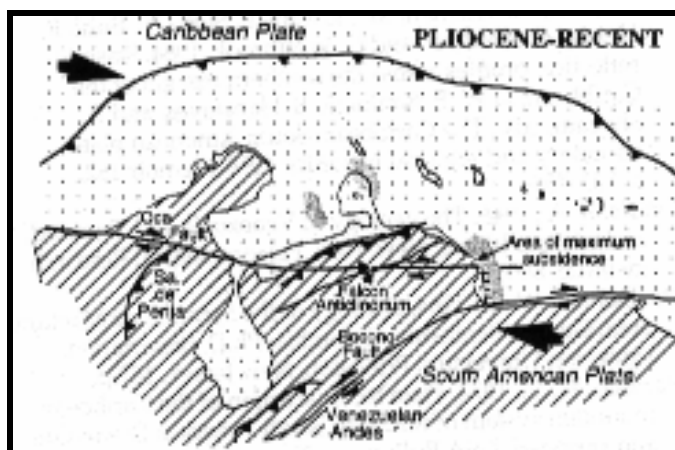


Figura 7 Modelo de generación de cuencas *pull- apart* episuturales (suroeste Caribe) por el desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana en el Plioceno - Reciente Tomado de MACELLARI (1995)

ERLICH Y BARRETT (1990), establecen que para la reconstrucción, el bloque de Margarita el cual está delimitado por una línea imaginaria alrededor de Tobago/Margarita - Araya/Paria y parte norte de Trinidad (aproximadamente 100-125 km), es necesario mover cerca de 50 km de la falla de Oca y aproximadamente 50 km la falla de Boconó, generando la clausura parcial de la cuenca de Falcón, por lo que se apoya en la tesis de MUESSIG (1978), para el modelo de génesis del Bloque de Margarita. El movimiento diferencial producido por el arrastre a lo largo del margen sur del límite de la Placa del Caribe – Sudamérica causó extensión y transtensión en las cuencas de Falcón y Bonaire.

OSTOS (1990) señala que durante el Oligoceno Falcón, Bonaire y la baja Goajira se desarrollaron como consecuencia de un fallamiento transcurrente dextral al norte de Sudamérica. Las ofiolitas de Siquisique ubicadas al sur de Falcón fueron empujadas hacia la misma dirección antes del desarrollo de la cuenca *pull – apart*. La falla de Oca (transcurrente dextral) pudo haber causado compensación de la Península de la Goajira, aunque esta estuvo inactiva en el Oligoceno.

El bloque de Maracaibo - Santa Marta empezó a moverse al norte por la megacizalla de Boconó (Oligoceno Tardío – Mioceno Temprano), relacionada al límite de la subducción tipo Andino en el oeste de Sudamérica, resultando en el desarrollo del cinturón deformado del Sur – Caribe (CASE *et al.*, 1984).

En el Mioceno Tardío al presente las Cuencas de Falcón y Maracaibo fueron invadidas por los mares. Sin embargo, las cuencas del el golfo de La Vela y golfo Triste fueron levantadas en el Mioceno Tardío, lo cual está relacionado a la reactivación de las fallas (transcurrentes) E – O o Fallas con tendencia N-S o NE-SO (transcurrentes) conjugadas a la mega falla de Boconó (OSTOS, 1990).

La Evolución tectónica del límite meridional de la placa del Caribe durante el Plioceno – Cuaternario está caracterizada por las continuas migraciones hacia el norte y el este del bloque de Maracaibo Santa Marta y el terreno transpresional respectivamente (ERLICH Y BARRET, 1990).

### **2.2.2.-Teoría “Orógeno en Flotación”**

PORRAS (2000) menciona que el origen de la cuenca de Falcón -Bonaire está asociado a colapsos extensionales internos dentro de una cuenca de retroarco (*back arc*), en un orógeno en flotación que colisionó oblicuamente con el extremo noroccidental de las placas sudamericanas, suturándose diacrónicamente de oeste a este desde el Cretácico Tardío hasta comienzos del Mioceno Temprano. Este modelo está basado en el esquema del orógeno en flotación, en el cual pueden ocurrir simultáneamente desplazamientos transcurrentes (paralelos a la sutura) y contraccionales (perpendiculares a la sutura). Estos autores indican la existencia de estos sistemas en cuencas de ante – arco (*fore arc*) y retro arco (*back arc*) que se desarrollan en márgenes convergentes.

El autor identifica tres periodos principales:

- ~ **Un periodo de extensión** que va desde el Eoceno Tardío hasta la parte media del Mioceno Temprano. En este tiempo se comienza a generar la cuenca de Falcón – Bonaire, como colapso tectónico detrás de la colisión entre las placas del Caribe y Suramérica; a partir de este proceso que comienzan a generar estructuras extensionales tipo graben.
- ~ **La Fase compresiva:** que comenzó al hacia el final del Mioceno Temprano inicios del Mioceno Medio. No es sino hasta el Mioceno Medio que esta fase comienza afectar la cuenca de la orogénesis Andina causada por la inversión tectónica de la porción centro – occidental de la cuenca (Anticlinorio de Falcón). Los efectos de la compresión andina generaron el desarrollo de fallas inversas o corrimientos con vergencia norte – noroeste, los cuales cortan la sección terciaria, generando pliegues de dirección noroeste suroeste.
- ~ **Desarrollo simultáneo de estructuras compresivas y distensivas:** Plioceno Tardío - Reciente, durante este tiempo el margen entre las placas presenta una componente mayormente transcurrente en dirección este – oeste. Estos movimientos generaron estructuras de grandes dimensiones, donde se observan efectos transpresivos y transtensivos contemporáneos.

### 2.2.3 Otras Teorías:

GODDAR Y BOESI (1991, citado por LEAL Y RIVERO, 2004), proponen un nuevo modelo conceptual de la cuenca de Falcón, para conocer el hábitat de hidrocarburo de la cuenca. El mismo está basado en la forma de bote de la cuenca con un eje este – oeste y una sección central angosta localizada entre los pueblos de Churuguara y San Luis; esta forma es la que determina la distribución sedimentaria de la cuenca durante el Oligoceno – Mioceno (Ver figura 8). Este modelo incluye la

tendencia noroeste de los *horts* y canales mencionados que son responsables por la extensión norte del desarrollo de la cuenca sedimentaria central.

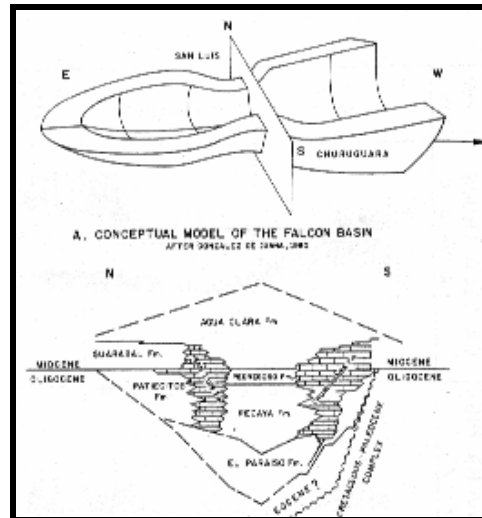


Figura 8.-A) Modelo original conceptual para la cuenca (después de González de Juana, 1980) y B) una compilación estratigráfica (después de Wheeler, 1963) basado sección transversal a través del centro de la cuenca entre San Luis y Churuguara GODDAR Y BOESI (1991)

El Modelo estratigráfico y sedimentario que proponen los autores es el siguiente:

- ~ **Eoceno Tardío:** en el Eoceno la sedimentación continuó sin interrupciones en otras regiones de Venezuela, y comenzó la formación de la cuenca de Falcón. También ocurrieron movimientos orogénicos en el sur del Caribe, estos movimientos fueron responsables de la generación de las islas de Aruba, Bonaire y Curazao, que aun están presentes como remanentes hoy en día .
- ~ **Oligoceno:** con el incremento de la subsidencia, la cuenca tomó la forma de un alargado bote con un costado inclinado. Se desarrollaron surcos sinsedimentarios con orientación noroeste en el sector norte con un sector angosto en el área central, estos pueden ser atribuidos a fuerzas desde el sur

que empujaron la región entera otra vez y levantaron la región a la parte norte al cual corresponde el alto de Paraguaná (fig. 8).

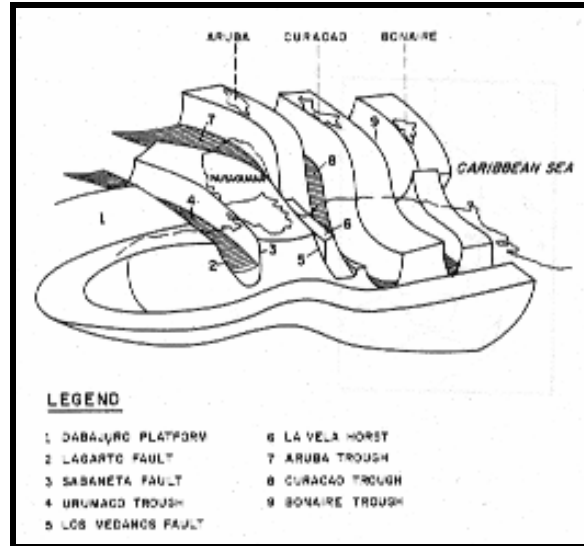


Figura 9.- Modelo conceptual propuesto para la cuenca de Falcón.

Tomado de GODDAR Y BOESI (1991)

~ **Mioceno:** Los esfuerzos complejos comenzaron a incrementarse durante el Mioceno, causando sucesivas modificaciones paleogeográficas que transformaron la compleja distribución de facies que se encuentran hoy. Durante el Mioceno Temprano la transgresión marina noroeste llega a su fin. En el flanco norte y la región Caribe, los surcos sinsedimentarios continuaron llenándose así como continuó la subsidencia, estos factores están relacionados a la extensión tectónica.

En la sedimentación del el Mioceno medio la actividad tectónica estuvo parcialmente controlada, la inversión de la cuenca comenzó en este tiempo siendo responsables por el levantamiento y erosión de los sedimentos que fueron depositados en el canal. La posición ocupada por el eje de la cuenca en el Oligoceno – Mioceno Temprano ahora se convierte en el eje de la fila conocida como anticlinorio de Falcón. Esta fue al inicio de las subcuencas y la separación del el área en dos zonas

distintas, hacia el sur facies marinas poco profundas, lagunar y sedimentos fluviales predominantemente y hacia el norte se desarrollaron facies marino profundas a costera de transición

Al final del Mioceno, movimientos tectónicos relacionados a movimientos laterales a lo largo del límite de placas Caribe - Sudamérica fueron evidentes. El área de depositación fue hacia el mar Caribe y la sedimentación fue derivada principalmente del sur como depósitos de reciclaje.

- ~ **Plioceno:** Una tardía actividad tectónica tomo lugar en el Plioceno, afectando principalmente el área de Falcón y fue responsable por el levantamiento del sistema montañoso. Los procesos sedimentarios responsables de las terrazas aluviales, costas y dunas a lo largo de la zona de piedemonte, posiblemente han sido afectados por la actividad tectónica. Un período orogénico también ocurrió durante el Pleistoceno, generándose ciclos regresivos. Esta repetición dio como resultado un número de terrazas de diferentes edades pero con el mismo desarrollo de depositación. Estos pueden ser observados hoy a lo largo del plano costero.

#### **2.2.4-Teoría de Rifting e inversión**

AUDEMARD (1995) resume la evolución tectónica de la cuenca de Falcón en las siguientes fases:

##### **Fase 1.- El rifting Oligoceno – Mioceno Temprano:**

La cuenca de Falcón nace durante una fase de rifting de edad Oligoceno a consecuencia de de un campo de esfuerzo regional distensivo, cuyo esfuerzo mínimo esta orientado N150°; la subsidencia tectónica de la cuenca culmina en el límite Oligoceno –Mioceno con las intrusiones y coladas basálticas y la colmatación



sedimentaria durante la subsidencia térmica. Está representada por los depósitos lutíticos neríticos de la Formación Agua Clara de edad Mioceno Temprano.

## **Fase 2.- Cierre de la cuenca de Falcón**

El cierre de la cuenca de Falcón se inició en el límite entre el Mioceno Temprano y el Mioceno Medio a Tardío, Plioceno y Cuaternario.

- A. **La inversión tectónica de edad Mioceno Medio – Tardío:** Durante el Mioceno Medio y Tardío la cuenca de Falcón sufrió un proceso de inversión tectónica originado por un campo de esfuerzos regional caracterizado por esfuerzos mínimos y máximos subhorizontales con  $\sigma_1$  orientado N155°. Este régimen tectónico estructural de la cuenca de Falcón genera un gran anticlinorio. Más aún, es igualmente responsable del plegamiento general de la cuenca de Falcón, cuyos pliegues parecen cilíndricos y están orientados en dirección WSW-ENE. Esta inversión induce el desplazamiento de los procesos sedimentarios hacia el flanco norte del anticlinorio, con depositación de la secuencias de llanura costera y de plataforma marina
  
- B. **La compresión Mioceno – Plioceno:** esta fase en particular es responsable de la discordancia que separa las formaciones La Puerta, Codore, El Veral de las formaciones Urumaco y Caujarao. Estas discordancias no es de importancia regional pero puede ser observada en diversos sitios de la cuenca de Falcón, a excepción de la plataforma de Coro. En este periodo se produjo una fase tectónica en la plataforma de Coro, lo cual indica que la zona fue sometida a una continua fase de compresión desde el límite Mioceno – Plioceno.
  
- C. **La compresión Plioceno - Pleistoceno (Cuaternario):** Es la fase responsable de la configuración actual de la cuenca y continúa hoy en día,

ella constituye la última de una trilogía de fases compresivas caracterizada por esfuerzos máximos que siempre han estado ubicados en el cuadrante NW.

### **2.3.-EVOLUCIÓN ESTRATIGRÁFICA REGIONAL**

En Venezuela Occidental y en la región de Falcón, el Eoceno superior representa un periodo de erosión. En Falcón no afloran litologías más antiguas que el Oligoceno, únicamente en el extremo oriental de esta cuenca se conoce un intervalo de lutitas marinas, cuyo contenido de foraminíferos planctónicos parece indicar la presencia de Eoceno Superior (HUNTER, 1974) que representan la secuencia inicial del parautoctono y es conocido como Formación Cerro Misión (GONZÁLEZ DE JUANA *et al*, 1980).

El relleno de la cuenca de Falcón durante el ciclo Terciario superior representa la sedimentación parautoctona que se desarrolló en forma máxima durante el Oligoceno y Mioceno sobre un alóctono emplazado en el borde septentrional de la plataforma continental emplazado en el borde septentrional de la plataforma epicontinental cercana al extremo noroeste de los Andes Venezolanos (GONZÁLEZ DE JUANA *et al*, 1980).

Durante el Oligoceno – Mioceno Temprano, esta región fue principalmente una cuenca marina abierta al este y rodeada casi completamente por tierras emergidas por el sur, oeste y parcialmente por el norte. Se reconocen tres discordancias angulares regionales que afectan la secuencia sedimentaria de dicha cuenca, la primera de edad Mioceno Medio Tardío, la segunda de edad Mioceno Tardío Plioceno y la tercera de edad Plioceno Cuaternario (AUDEMARD, 1993).

A partir del Mioceno Tardío la sedimentación estuvo restringida exclusivamente al flanco norte del anticlinorio de Falcón; los ambientes

sedimentarios se fueron haciendo progresivamente menos marinos y cada vez más continentales, tanto en forma vertical como lateral. El estudio tectónico y la síntesis crítica de los datos estratigráficos de la cuenca de Falcón han puesto en manifiesto la existencia de una evolución polifásica durante el Cenozoico (AUDEMARD, 1993).

### **2.3.1 Eoceno Medio y Tardío**

El ciclo post –Eoceno Medio en el occidente de Venezuela está caracterizado por una cobertura sedimentaria controlada por elementos estructurales bien marcados como lo son: el Arco del Baúl, el Arco de Arauca, la Plataforma de Maracaibo el Alto de Macoa (Perijá) y el Alto de Cerro Misión (Falcón), contra los cuales las unidades oligocenas presentan acuñaientos parciales o totales (GUEVARA 1978).

La sedimentación de la cuenca de Falcón probablemente se inicio en Falcón occidental hacia el Eoceno Medio Tardío, mientras que hacia Falcón oriental la sedimentación se inicio en el Eoceno Medio Temprano (GUEVARA, 1978).

La presencia de Eoceno aflora en la parte occidental de Falcón se conoce desde 1938 referido por GONZÁLEZ DE JUANA, aflorando en los cerros de Tacal. Igualmente se conocen afloramientos del Eoceno en Falcón oriental sobre el alto de Guacharaca, y en la Sierra de Churuguara en donde reubica la sección tipo de las Formaciones Santa Rita y Jarillal, actualmente se atribuyen al Eoceno Medio (GONZÁLEZ DE JUANA *et al*, 1980).

La **Formación Santa Rita** se encuentra caracterizada por la presencia de calizas y conglomerado basal discontinuo, que se encuentra formado principalmente de gruesos conglomerados, areniscas y margas arenosas con intercalaciones de calizas orbitoidales, con un espesor de 400 – 500 m. aproximadamente, el contacto inferior de esta unidad no se encuentra bien expuesto, pero generalmente se observa en

contacto de falla con estratos más antiguas de edad Eoceno (GUEVARA, 1978 en MACELLARI, 1995).

GUEVARA *op cit*, plantea que la Formación Santa Rita fue depositada en un ambiente litoral nerítico interno. Sin embargo PITTELLI Y MOLINA (1989) establecen la sedimentación de esta unidad fue en ambiente de plataforma externa, lejos de la costa con alta energía y con una profundidad entre 60 y 80 m. El contacto superior es de transición con la Formación Jarillal. El conglomerado de Santa Rita aflora esporádicamente en la Serranía de Baragua y cordillera de Buena Vista.

La Formación Suprayacente, designada originalmente como Lutitas de Jarillal por SENN (1935), tiene su sección tipo según GUEVARA (1967) a lo largo de la carretera vieja Piedra Grande – Baragua, cerca del caserío de Jarillal, 10 km al noroeste de Baragua y al sur de la sección tipo de la Formación Santa Rita (L. E. V.1999), dicha formación está caracterizada por una secuencia monótona de Lutitas y algunos intervalos delgados de areniscas y ocasionales calizas lodosas hacia la base, depositadas durante un evento transgresivo local. Este evento transgresivo local ocurre por el emplazamiento de las Napas de Lara (PITTELLI Y MOLINA, 1989).

La **Formación Jarillal** fue depositada en un ambiente marino, a una paleoprofundidad entre 100 y 200 m, representando un máximo transgresivo y el inicio de un ciclo regresivo (PITTELLI Y MOLINA, 1989). SENN (1935) registra 375 m de espesor para la localidad tipo, mientras que GUEVARA (1967), estimó unos 450 y 775 m en las secciones de referencias en la región de Paloma Alta. GONZÁLEZ DE JUANA (1951) indica de 2000 m, en la sección del río Capazón (noroeste del Macizo de Avispa), apenas 100 (L.E.V., 1999).

En su parte superior con la Formación Jarillal se encuentra en contacto concordante y transicional la Formación La Victoria, abarcando un amplio intervalo de lutitas negras con intercalaciones de areniscas y carbones. Con base a sus

características sedimento lógicas y de acuerdo al conjunto de fauna presente, la Formación La Victoria representa una sedimentación en ambiente marino somero, cercano a la costa con influencia de agua dulce, representando una fase regresiva del ciclo sedimentario iniciado con la transgresión de las formaciones Santa Rita y Jarillal (GUEVARA, 1978), dicha formación posee un espesor de 2400 m aproximadamente (SUTTON, 1946 y GUEVARA, 1963).

En el este de Falcón, las rocas del Eoceno tienen más de 400 m de espesor y éstas presentan lutitas oscuras calcáreas y lutitas, grises a negras, fosilíferas de la **Formación Cerro Misión**, que afloran en el Cerro Misión. WHEELER (1963) correlaciona ésta con la Formación Jarilla; las dos tiene faunas similares y ambas yacen concordantemente debajo de rocas oligocenas. Esta formación se encuentra discordante sobre las rocas del Eoceno Medio (RENZ, 1948 citado por MACELLARI, 1995).

### **2.3.2 Oligoceno – Mioceno Temprano**

Durante el Oligoceno Mioceno la cuenca de Falcón muestra una renovada actividad tectónica, por lo que sufre un hundimiento con el que alcanza profundidades de 1500 m generando ambientes profundos que se extienden hasta el borde sur de Dabajuro, el cual continuo parcialmente emergente (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

Los movimientos transcurrentes generados por la falla de Oca y las fases de *rifting* originan condiciones tensionales y el hundimiento progresivo de esta cuenca durante todo el Oligoceno en manera continua. El depocentro es lo que se conoce como “Canal Falconiano”, en donde predominaron los ambientes marino representados por las formaciones Paraíso y Pecaya (MACELLARI, 1995).

MACELLARI (1995) refiere que la sedimentación en la depresión de Falcón durante el Oligoceno se encuentra definida por un conjunto de rocas que formaron

una *suite* de facies características, que fueron depositados bajo una trasgresión marina que fue interrumpida por una regresión justo en el límite Oligoceno - Mioceno, dicho episodio se encuentra representado por un extenso intervalo de clastos granulares, estas rocas se encuentran expuestas en el anticlinorio de Falcón y se depositaron al oeste sobre estratos del Eoceno, en rocas metamórficas cretáceas al este y sobre turbiditas del Paleoceno - Eoceno en el centro de la cuenca.

Los únicos sedimentos marinos del Eoceno Superior pertenecen a la Formación Cerro Misión, por lo que hace suponer que la invasión marina de la cuenca comenzara en Falcón oriental avanzando hasta el límite occidental de la cuenca (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

La sedimentación de origen marino probablemente comenzó en el Oligoceno Temprano y alcanzó su mayor desarrollo durante el Oligoceno Medio hasta el Mioceno Temprano, durante este último periodo las zonas meridionales y centrales de la cuenca se levantaron como áreas positivas, siendo capaces de aportar sedimentos a los ambientes marinos de Falcón nor – oriental (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980) .

WHEELER (1963) citado en GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, (1980), basado en su propio mapa isópaco para las formaciones de esta edad, indica la presencia de dos subcuencas denominadas Subcuenca de Falcón occidental y Subcuenca del Hueque separadas entre sí por un estrechamiento de “canal central” a causada de dos desarrollos arrecifales ocurridos durante este período, uno al norte de la Sierra de San Luís y otro al sur de la región de Churuguara, la razón de este estrechamiento y de los crecimientos arrecifales fue atribuida por el autor a la presencia de un alto de dirección sur – suroeste a través de la cuenca, denominado Alto de Paraguaná.

ZAMBRANO *et al.* (1971) citado en GONZÁLES DE JUANA *et al.*, (1980) menciona el Alto de Coro durante el Oligoceno Mioceno constituyó una prolongación del alto de Paraguaná.

### ***Facies en el centro de la cuenca***

Cuando la invasión marina alcanza la subcuenca de Falcón occidental comienza la sedimentación oligocena con la **Formación Paraíso**, discordante sobre el sustratum formado por rocas del Eoceno Medio, cuya parte inferior presenta areniscas líticas delgadas de grano fino intercalado con lutitas de poco espesor, areniscas gruesas de grano medio con estratificación cruzada y conglomerados pobremente escogidos, hacia arriba se intercalan lutitas silíceas fisiles y areniscas cuarzosas limpias y duras con pequeño contenido de fñanita (DÍAZ DE GAMERO, 1977), dicho autor considera que la Formación Paraíso procede de un complejo deltaico progradante hacia el este – noroeste, originado en tierras levantadas al oeste y suroeste. Su extensión máxima hacia el este se localiza al norte de Churuguara donde se encuentra las areniscas marinas en la Zona de *Globorotalia opima opima*.

Esta unidad se correlaciona lateralmente al sur con la parte inferior de de la Formación Churuguara, mientras que hacia el este de la cuenca se correlaciona con la parte inferior del Grupo Agua Salada, desconociéndose sus correlaciones hacia la parte norte y oeste de la cuenca (WHEELER, 1960; DÍAZ DE GAMERO, 1977).

La **Formación Paraíso** en su contacto superior se encuentra de manera concordante con la Formación Pecaya y es generalmente transicional (Wheeler, 1960, 1963; DÍAZ DE GAMERO, 1977). Hacia el anticlinal de Taparoy, al sur del estado Falcón el miembro inferior de la Formación Paraíso descansa concordante debajo de la Formación Churuguara y es posible que la relación se mantenga en la faja más meridional de los afloramientos de esta formación (L.E.V. 1999).

En el Oligoceno Medio la cuenca sufre un hundimiento rápido en su parte axial que la sitúa a profundidades aproximadas de 1000 m., en este ambiente profundo se produce la sedimentación de las lutitas netamente marinas de la Formación Pecaya que cubren áreas anteriormente marginales notablemente

alrededor del alto de Dabajuro, probablemente las intrusiones ígneas basálticas del centro de la cuenca reflejen un brusco hundimiento y marquen una zona lineal de debilidad a lo largo del eje de la cuenca (L. E. .V., 1999).

La **Formación Pecaya** definida por SENN (1935), consiste de lutitas gris oscuro, generalmente fisiles y limonitas localmente calcáreas con ocasionales interestratificaciones de arenisca y caliza bioclástica en capas muy delgadas. Este tipo de intercalaciones se ven generalmente en la región norte, cerca de la Sierra de San Luis, donde se ven concreciones irregulares de material calcáreo de hasta 2 metros de diámetro (DÍAZ DE GAMERO, 1997).

Hacia los bordes de la cuenca se observa capas de arenisca parduzca, limonitas nodulares gris oscuro, areniscas glauconíticas y algunas intercalaciones de caliza. También se encuentran nódulos de arcilla ferrolíticos de unos 10 cm de diámetro alineados con la estratificación (WHEELER, 1960,1963), esta formación contiene un miembro arenoso, el cual se define como el Miembro San Juan de la Vega que aflora al norte de la cuenca cerca del río Mitare, caracterizados por lutitas con intercalación de areniscas, limonitas y pequeñas cantidades de areniscas.

Los paleoambientes de esta unidad lutítica fue sedimentada en condiciones marino profundas, los intervalos basales de las lutitas que suprayecen a la Formación Paraíso (e igualmente, al Miembro San Juan de la Vega) contienen una microfauna indicativa de profundidades moderadas alrededor de de 100 metros. Las asociaciones litológicas indican para la parte inferior de la Formación Pecaya, una rápida subsidencia hasta la zona batial intermedia que no llegan a los 1000 metros de profundidad el intervalo de faunas arenáceas marcan un periodo de fuerte subsidencia que al poco tiempo llevó a la cuenca a profundidades de 1000 a 1500 metros (L.E.V., 1999).



DÍAZ DE GAMERO (1977), sugiere un espesor de 2500 m, llegando hasta los 4000 m de la sección original al sur y suroeste de Tupure. Esta misma autora menciona 1000 m para la parte inferior entre la Formación Paraíso y el Miembro de San Juan de la Vega.

El contacto superior de la Formación Pecaya es variable a lo largo de su extensión lateral ya que en su parte norte, específicamente al este de la Formación Pecaya se interdigita con la Formación San Luís; desde Pecaya hasta Pedregal el contacto superior es concordante y transicional con la Formación Pedregoso; al Oeste de Pedregal es concordante con la Formación Castillo y hacia el sur se intercala con la formación Churuguara (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

La **Formación Pedregoso** parece ser una facies local dentro de la Formación Pecaya y es por tanto equivalente a la parte superior de esta. En la parte media y superior de la Formación Pecaya, se correlaciona con la Formación Castillo, al oeste de la cuenca (DÍAZ DE GAMERO, 1977). En la región meridional en donde aflora esta unidad se correlaciona con la con la parte media y superior de la formación Churuguara (L.E.V., 1999).

La Formación Pedregoso está compuesta predominantemente por lutitas con intercalación rítmica de calizas parcialmente conglomeráticas e intercalaciones menores de areniscas y limolitas, representa la sedimentación de un abanico turbidítico, desarrollado al suroeste del complejo arrecifal de la Sierra de San Luís en la fase final del ciclo Oligoceno-Mioceno Inferior (GONZÁLEZ DE JUANA *et. al.*, 1980). El espesor de la Formación Pedregoso según WHEELER (1963) es de 124 metros en la sección incompleta del río Mitare. DÍAZ DE GAMERO (1977) le atribuye un espesor de 680 m cerca de Carrizal, acuñaándose hacia el sur pasando por interdigitación a la Formación Pecaya.

La edad de la Formación Pedregoso es considerada por Díaz de Gamero (*op. cit.*) como Mioceno Inferior, comprendida entre la parte superior de la zona de *Globigerinoides primordius* y la parte inferior de la de *Captasydrax disimilis* (GONZÁLES DE JUANA *et.al.*, 1980).

La Formación Pedregoso hacia el oeste de la cuenca se correlaciona con a la Formación Castillo; hacia el noroeste con parte de la Formación San Luis y hacia el sur con parte de la Formación Churuguara (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

Durante el Mioceno Temprano por la subsidencia regional, se produjo un solapamiento y un sobrecorrimiento de los márgenes previos de la cuenca. En el centro de la cuenca la sedimentación comenzó con las lutitas de la Formación Agua Clara, una secuencia de lutitas ferruginosas negras con intercalaciones de limolitas y areniscas calcáreas que son localmente glauconíticas (GONZÁLES DE JUANA *et.al.*, 1980). Debido a que esta unidad se ha preservado a lo largo de los márgenes de la cuenca, los moluscos y foraminíferos indican ambientes de agua somera (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

El espesor de la unidad está entre los 1320 m en la localidad tipo, pero dicha sección esta incompleta, a corta distancia al oeste cerca de Cerro Pelado, la formación tiene aproximadamente 1600 m de espesor.

La **Formación Agua Clara** descansa concordantemente sobre la Formación Pedregoso en la parte central de la cuenca, pero cerca de los bordes de la Formación Agua Clara, descansa sobre otras unidades del complejo de facies del Oligo-Mioceno, incluyendo las formaciones: San Luis, Guarabal, Castillo y Churuguara. En Falcón septentrional, el contacto superior es concordante con la Formación Cerro Pelado, excepto en la parte septentrional del distrito Buchivacoa, donde el contacto es probablemente discordante (WHEELER, 1963).

Según LIDDLE (1928) la Formación Cerro Pelado en su área tipo está compuesta de areniscas intercaladas con lutitas y algunos lignitos, abundantes en su parte superior. Las areniscas son ferruginosas, de colores gris, gris marrón y marrón rojizo, de grano fino a grueso, moderadamente duras y dispuestas en capas delgadas a masivas, lajosas con estratificación cruzada y marcas de oleaje, el ambiente interpretado para la unidad es un delta progradante, con todo el complejo de facies asociadas, empezando con frente deltaico con desarrollo de gruesas barras de desembocadura, pasando a llanura deltaica con canales distributarios, bahías, pantanos, marismas etc. y nuevamente hacia arriba frente deltaico. (DÍAZ DE GAMERO, 1989).

El contacto superior es concordante y transicional con la Formación Querales, la Formación Cerro Pelado se correlaciona con la Formación Guarabal en Falcón norcentral (DÍAZ DE GAMERO, 1989).

La **Formación Querales** está formada en más de un 90% por lutitas de colores oscuros, con intercalaciones de areniscas de grano muy fino bioturbadas, escasa margas y calizas fosilíferas en capas delgadas y algunos delgados niveles carbonosos. Las areniscas son de grano fino, con escogimiento moderado a bueno, se presentan en paquetes de 1 a 4 m de espesor; son localmente limosas y ocasionalmente calcáreas, localmente se observan rizaduras en el tope de las capas. (DÍAZ DE GAMERO *et al.*, 1988).

Según DÍAZ DE GAMERO *et al.*, (1988) la Formación Querales representa un evento transgresivo, consecuencia de una invasión marina discreta dentro del marco general de sedimentación deltáica prevaleciente durante el Mioceno Temprano y medio del surco de Urumaco. Los contactos inferior y superior de la unidad, son de carácter transicional en el área tipo. Al este del río Mitare, la Formación Querales suprayece concordantemente a la Formación Guarabal y el contacto superior con la Formación Socorro es transicional (DÍAZ DE GAMERO *et al.*, 1989).

### ***Facies en Falcón occidental***

El borde occidental, incluyendo el alto de Dabajuro, sufre renovados levantamientos y los procesos de su erosión conforman la Formación Castillo, que avanzan hacia el este llegando a su máximo desarrollo hasta cerca de Pedregal (GONZÁLES DE JUANA *et al.*, 1980).

La **Formación Castillo** descansa discordante sobre los depósitos del Eoceno. Esta unidad se caracteriza por una sucesión litológica altamente variable, lateral y verticalmente (WHEELER, 1963). Cerca de los bordes de la cuenca los ambientes sedimentarios predominantes fueron continentales a salobres, en ellos abundan las limolitas y lutitas carbonáceas con algunas capas delgadas de lignito y areniscas de grano grueso a medio, localmente de gran espesor; hacia la cuenca los agentes ejercen menor influencia continental y las areniscas presentan grano más fino y espesores individuales menores, predominando las lutitas grises localmente arenosas y aún carbonáceas. En la parte superior de la formación dominan las areniscas de grano grueso a conglomerático y capas de conglomerado de guijarros (GONZÁLES DE JUANA *et.al.*, 1980).

La Formación Castillo fue depositada bajo condiciones marinas hacia el centro de la cuenca con contenido salobre y siempre con facies continentales influenciadas hacia el oeste del margen de la cuenca (MACELLARI, 1995). Esta unidad yace concordantemente por debajo de la Formación Agua Clara.

### ***Facies en el Alto de Coro***

El macizo ígneo-metamórfico de Paraguaná parece prolongarse hacia el sur del Alto de Coro y sobre él se desarrolló el complejo arrecifal de la Sierra de San Luís de edad Oligoceno-Mioceno y está representado por las calizas arrecifales de la Formación San Luís, las facies de antearrecife y de mar abierto de la Formación

Pedregoso fueron depositadas al sur. En contraste, las facies periarrecifales se encuentran interdigitadas con lutitas deltaicas, costeras y facies de areniscas de la Formación Patiecitos y con facies de areniscas y conglomerados de la Formación Guarabal a lo largo del margen norte (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

La **Formación San Luís** consiste predominantemente de caliza arrecifal, maciza, densa, gris, finalmente cristalina, la cual contiene foraminíferos grandes, algas y en menor cantidad pelecípodos y corales. Las areniscas son de grano fino arcillosas y calcáreas, intercaladas con capas delgadas de lutitas fisiles con nódulos ferruginosos (WHEELER, 1960, 1963).

Esta unidad corresponde a una facies arrecifal de borde de cuenca con núcleos arrecifales alineados en sentido este-oeste, con depósitos bioclásticos de origen arrecifal hacia el centro de la cuenca de Falcón y facies detrás de arrecife hacia la antigua línea de costa de Paraguaná (SENN, 1935). El máximo desarrollo del arrecife es restringido a la parte este de la Serranía de San Luís, donde las calizas arrecifales son de más de 100 m de espesor (DÍAZ DE GAMERO, 1967). Los máximos espesores de la Serranía de San Luís se estiman en 800 m (WHEELER, 1960).

El contacto superior de esta formación es concordante tradicional e interdigitado con la Formación Agua Clara en el área del río Mitare (SENN, 1935). Y aparentemente concordante con los conglomerados de la Formación Guarabal en la zona norte central de Falcón (DÍAZ DE GAMERO, 1977), en el área de La Vela-Coro esta formación se interdigita con la Formación Patiecitos.

La **Formación Patiecitos** varía en sus características litológicas, en general, la parte inferior de la formación está compuesta principalmente por lutitas, pero el número de capas resistentes aumenta gradualmente hacia arriba. Las capas resistentes son principalmente areniscas, pero las calizas son abundantes en la parte extremo superior de la formación, las lutitas son gris a gris oscuro, y fracturan en bloques, las

areniscas son de color gris, gris blanco o marrón, comúnmente de tipo “sal y pimienta”, de grano fino a grueso, con lentes conglomeráticos en la parte superior de la formación. El espesor total de la formación se desconoce para esta unidad, sin embargo, cerca de Patiecitos aflora una sección incompleta de 575 m (WHEELER, 1960).

ESTÉVES Y VILLALTA (1989) interpretan un ambiente de laguna pobremente oxigenada para la parte inferior de la formación que pasa verticalmente a condiciones de laguna normalmente oxigenadas con acarreos de tormenta desde el arrecife que se desarrolla al sur. El contacto superior de esta unidad es concordante con la parte de la Formación San Luis y más hacia el norte desaparece la cuña de la Formación San Luis, y la Formación Guarabal descansa sobre la Formación Patiecitos, con un contacto abrupto que puede ser localmente discordante como en el área de Guarabal. (WHEELER, 1960, 1963).

La **Formación Guarabal** consiste normalmente de gruesas capas macizas de areniscas y areniscas conglomeráticas interestratificadas con limolitas y lutitas, las areniscas son del tipo “sal y pimienta” grises de pobre escogimiento. Dicha unidad posee un espesor de 312 m en la localidad tipo (WHEELER, 1960, 1963). La Formación Guarabal yace concordantemente por debajo de la Formación Querales (L.E.V., 1999).

### ***Facies de Falcón Sur central***

La cuenca de Falcón sur central se desarrolla sobre facies carbonáticas a lo largo de la extensión sur del Alto de Coro, la secuencia completa Oligoceno-Mioceno Inferior, consiste en una secuencia de lomas formadas por calizas, areniscas y lutitas de 125 m de espesor, las cuales juntas forman a la Formación Churuguara (WHEELER, 1963, citado por MACELLARI, 1995).

La **Formación Churuguara** aflora extensamente en el margen sur de la cuenca, cuya litología más común se caracteriza por calizas arenosas fosilíferas y muy endurecidas. Hacia el oeste y aumentando en importancia en esa misma dirección predominan las areniscas limpias de grano medio a grueso de color gris claro a canela (DÍAZ DE GAMERO, 1997).

Según ESCALONA (1985) la sedimentación de las facies carbonáticas de la Formación Churuguara se desarrolló en un ambiente de aguas tranquilas, clara y bien oxigenadas, de salinidad normal, en un clima tropical, la profundidad promedio sería de 30 a 40 m con zonas muy llanas, casi subaéreas en la parte superior de los parches con crecimiento coralino de 5 a 10 m aproximadamente. La influencia de costas cercanas se refleja en la presencia de clásticos, en su mayoría cuarzo y óxido de hierro.

El contacto inferior de la Formación Churuguara es concordante con la Formación Jarillal, y el contacto superior también es concordante con la Formación Agua Clara. (WHEELER,1963); el mismo autor afirma que el cambio lateral de facies de la Formación Churuguara a la Formación Castillo puede ser seguido en el campo, estableciéndose arbitrariamente la división entre ambas formaciones, al oeste de la quebrada Mamoncito, el contacto inferior es concordante al norte con la Formación El Paraíso, hacia el sur y sureste la formación pasa a la Formación Casupal y hacia el norte: la parte media de la Formación Churuguara se interdigita con la Formación Pecaya (DÍAZ DE GAMERO,1977)

### ***Falcón sur oriental***

La **Formación Casupal** se extiende mas hacia el oeste, dicha unidad posee un contacto inferior que se desconoce en la localidad tipo, pero que más al sur la Formación Casupal yace discordantemente sobre rocas Eocenas WHEELER (1960, 1963).

El mismo autor describe la litología característica para la formación esta caracterizada en su área tipo se divide en dos miembros: el inferior se caracteriza por la predominancia de areniscas de grano fino y arcillas, la presencia de material carbonoso y por la estratificación en capas delgadas a medias. El miembro superior contiene areniscas de grano grueso y conglomerados, menos material carbonoso, ausencia de carbones y estratificación en capas masivas. Los sedimentos de la Formación Casupal representan una facies de sedimentación piemontina-costera con influencia marina litoral restringida. (GONZÁLEZ DE JUANA, *et. al.*, 1980). El contacto inferior se desconoce en la localidad tipo, pero que más al sur la Formación Casupal yace discordantemente sobre rocas eocenas. MÉNDEZ (1967) indica que la base está en contacto de falla en las quebradas La Pluma y Bachacal, mientras que es discordante sobre lutitas paleocenas con bloques alóctonos del Cretácico en la quebrada Chapano, o sobre metamórficas de la Serranía de Aroa en la quebrada San Antonio.

### ***Facies en el este de Falcón***

MACELLARI (1995) explica que en esta zona de la cuenca, la depositación durante este ciclo se compone de una gran variedad de facies: al norte del Alto de La Esperanza y Churuguara se encuentran lutitas de agua profunda (Grupo Agua Salada), acumulada en lo que es llamado la subcuenca de Agua Salada (DÍAZ DE GAMERO, 1985) o el depocentro Hueque (WHEELER, 1963). Al sur de este alto, los estratos son considerablemente de grano grueso y son incluidos en la Formación Guacharaca y Casupal

La **Formación Guacharaca** es considerada tanto por WHEELER (1963) y L.E.V. (1970, citados por GONZÁLES DE JUANA *et al.*, 1980). Como unidad fundamental del Oligoceno. La unidad se encuentra en contacto inferior con la Formación Cerro Misión; según SUTTER (1947) es discordante o fallado, según RENZ (1948) lo consideró concordante y transicional. La litología característica para esta



unidad según WHELEER (1960) describió tres miembros para la Formación Guacharaca, los cuales afloran en el flanco norte del alto estructural de Guacharaca; el miembro inferior fue llamado La Danta y consiste en lutitas y arcillas con frecuentes estratificaciones de capas delgadas de areniscas de grano de grano fino en la parte superior del miembro. Sobre el Miembro Danta descansa el Miembro de Margas de Tucurere y sobre esta se encuentra el Miembro arcilloso de Cotiza.

El espesor de la formación está entre los 235 y 250 m y su contacto es transicional por debajo de las areniscas del Miembro El Salto de la Formación San Lorenzo del Grupo Agua Salada. (GONZÁLEZ DE JUANA *et.al.*, 1980). El paleoambiente para esta formación se podría definir Marino relativamente profundo, sin embargo no existe ninguna publicación que documente este aspecto (L.E.V., 1970).

La **Formación San Lorenzo** descansa sobre la Formación Guacharaca de forma concordante y transicional, constituyendo la unidad inferior de Grupo Agua Salada. La Formación San Lorenzo comprende dos miembros litológicamente bien diferenciados (DÍAZ DE GAMERO, 1985)

El miembro inferior, arenas del Salto, consiste en una intercalación de areniscas, limotitas y lutitas. Las areniscas pueden llegar a tener hasta 10 m de espesor, son lenticulares predominantemente de grano medio y de carácter inmaduro. El miembro superior, Arcillas de Menecito, es una sucesión uniforme de lutitas de color gris. Las condiciones paleoecológicas que prevaleció durante la sedimentación de la Formación San Lorenzo son de origen definitivamente marino, con un miembro inferior arenoso típico de aguas poco profundas, sedimentado luego de un corto transporte, sin mucho retrabajo de corriente y rápidamente soterrado por la sección lutítica superior típica de profundidades marinas medias (RENZ, 1948 citado por DÍAZ DE GAMERO, 1985). Las relaciones estratigráficas de la unidad son aparentemente

concordantes y el espesor de la sección tipo es de unos 400 m (DÍAZ DE GAMERO, 1985).

Según BLOW (1959 citado por GONZÁLES DE JUANA *et.al.*, 1980) el conjunto de foraminíferos planctónicos de la Formación San Lorenzo abarca las zonas de *Catapsydrax disimilis*, *Catapsydrax satinforthi* y parte de la zona de *Globigerinatella insueta*, todas del Mioceno Tardío.

### **2.3.3 Mioceno Medio – Tardío**

A finales del Mioceno Temprano, ocurre un cambio significativo en la paleogeografía de la cuenca de Falcón, el cual está representado por la disminución en la paleobatimetría que evidencia un levantamiento generalizado al sur y oeste (DÍAZ DE GAMERO, 1989).

Después de este evento se renovó la subsidencia iniciando un nuevo ciclo de sedimentación, el cual es el primero que cubrió por entero la cuenca, incluyendo relieves topográficos como la Plataforma del Dabajuro y la Península de Paraguaná (MACELLARI, 1995).

Nuevamente las zonas levantadas proveen considerable material sedimentario. Este nuevo ciclo sedimentario ocurre en un ambiente somero restringido, excepto en el noroeste de la cuenca Agua Salada y al norte de la Península de Paraguaná donde las facies profundas persistieron (HUNTER, 1986, comunicación personal con AUDEMARD, 1997 citado en LEAL Y RIVERO 2004).

#### ***Facies en el centro de la cuenca de Falcón***

En el centro de la cuenca, suprayacente a la Formación Querales, se encuentra la **Formación Socorro** que se aprecia afuera en las colinas del oeste de Falcón en la

zona de Cumarebo. En la sección tipo, cerca de la población de Socorro (GONZÁLES DE JUANA *et al.*, 1980). Según WILLISTON & NICHOLS (1928), la describen como constituida por un intervalo inferior con areniscas, lutitas margas fosilíferas y calizas y otro superior de areniscas, turbas y lutitas laminadas, sin elementos calcáreos ni horizontales fosilíferos.

DÍAZ DE GAMERO (1989) describe la unidad, en la región del surco de Urumaco como lutitas con intercalaciones frecuentes de areniscas, las areniscas son de grano fino a medio, micáceas, con manchas ferruginosas, generalmente bioturbadas, con máxima bioturbación hacia la base de las capas; frecuentemente muestran estratificación cruzada planar, en menor grado festoneada con laminación paralela.

La Formación Socorro tiene un espesor de 1570 m pero adelgaza a 660 m al sur de Coro (GONZÁLES DE JUANA *et al.* 1980). La microfauna en la parte baja de la sucesión es asignada a la zona de *Globorotalia fohsil fohsil* (Mioceno Temprano a Medio) (DÍAZ DE GAMERO, 1977). En la región cercana a Coro, la sedimentación de la unidad se efectuó inicialmente en condiciones deltaicas que pasan a marinas someras hacia arriba y eventualmente a profundidades de plataforma interna a media, que hacia el tope regresa a marinas someras (DÍAZ DE GAMERO 1977).

En el área del surco de Urumaco, la Formación Socorro tiene contactos inferior y superior concordantes y transicionales con la Formación Querales y Urumaco, respectivamente. En la región del Alto de Coro, el contacto inferior y superior es concordante y transicional con la Formación Querales y Formación Caujarao respectivamente (DÍAZ DE GAMERO 1989).

La **Formación Caujarao** consiste principalmente de lutitas arcillosas, con intercalación de margas y calizas fosilíferas, En el valle del río Coro y en la estructura de La Vela, la unidad está representada por tres miembros: Miembro Muaco

(inferior), Miembro Mataruca (intermedio) y Miembro Tarartara (superior) (KAVANAGH DE PETZALL, 1959; VALLENILLA, 1961).

La Formación Caujarao incluye 1220 m de espesor y fue sedimentadas en un ambiente según WOZNIAK & WOZNIAK (1987) como de plataforma con influencia a veces más marina. Al oeste ESTEVES Y VILLALTA (1989) interpretan un ambiente próximo costero, conformado por lagunas, isla de barrera y playa con aporte limitado de clástico. Al este de Urumaco según GIFFUNI *et al.*, (1992), interpreta calizas de Cumarebo como depósitos de bancos calcáreos de plataforma, sedimentados durante una caída relativa en el nivel del mar.

Hacia el oeste, en el área del surco de Urumaco, la Formación Caujarao es reemplazada por Formación Urumaco. El contacto superior con la Formación La Vela es concordante y hacia el oeste de la localidad tipo, el contacto superior de la Formación Caujarao en con la Formación Codore que ESTEVES Y VILLALTA (1989) lo consideran concordante.

La **Formación La Vela** está descrita en su localidad tipo por VALLENILLA (1961), como una unidad compuesta principalmente por areniscas muy calcáreas, de colores claros, marrón a gris; lutitas compactas, impuras, rojizas en la base y algunas areniscas con macro faunas. En esta misma localidad, REY (1990) describe la Formación La Vela como compuesta mayormente de arcillitas grises, calcáreas o no, masivas: algunas areniscas grises, de grano fino a medio, conglomeráticas hacia la base de la sección.

Según DÍAZ DE GAMERO (1968), la Formación La Vela representa una sedimentación de aguas muy poco profundas, de salinidad inferior a la normal y de comunicación generalmente restringida con el mar abierto. REY (1990) interpreta un ambiente marino marginal, con una laguna costera protegida en parte por pequeñas barreras en el área de la localidad tipo, hacia el oeste, en los alrededores del río Coro,

el ambiente es continental, de llanura de inundación, con desarrollo de canales de ríos entrelazados. El espesor de la unidad es de aproximadamente 590 m y sus contactos superior con la Formación Coro es concordante y transicional (VALLENILLA, 1961).

### ***Facies al oeste de Falcón***

Los sedimentos depositados en el oeste de la cuenca de Falcón para este periodo, corresponde al **Grupo la Puerta**. Esta unidad se encuentra caracterizada por la presencia de arcillas, areniscas y lignito superpuesto por areniscas masivas con estratificación cruzada que están cubiertas por lutitas de varios colores (HELSE, 1937). Se cree que el Grupo La Puerta son de tipo piemontino y continentales a costeros, su fuente de sedimentos fue una zona emergida hacia el sur y la línea de la playa pudo ser muy irregular, aunque se fue alejando en dirección norte, las condiciones marinas prevalecieron hacia el este (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980). En la plataforma de Dabajuro los estratos del Grupo La Puerta descansan directamente sobre rocas del Eoceno. Los máximos espesores de esta unidad son de 2140 m (MACELLARI, 1995).

### ***Facies al noroeste de Falcón***

Los sedimentos depositados durante este ciclo son incluidos en la parte superior del **Grupo Agua Salada** y la Formación Pozón (sur); el depocentro de la cuenca Agua Salada, la base de este ciclo está representada por la Formación El Salto, que según DÍAZ DE GAMERO (1985), consta de cuatro facies; (1) bloques olistotrosmos de 1 a 5 m de diámetros de areniscas, limotitas y carbón embebido en lutitas; (2) areniscas de grano fino en capas de 20 a 50 centímetros de espesor ; (3) limolitas masivas con restos de plantas en la base con crecimiento del grano en forma ascendente dentro de las areniscas y (4) pequeños espesores de capas de arenisca. Estos sedimentos deltaicos confinados en la secuencia de aguas profundas de Agua Salada son atribuidos a un nivel de mar que marco un *lowstand system track*.

### ***Facies de Falcón sur central***

La **Formación Pozón** suprayece concordantemente sobre la Formación San Lorenzo y se define por la presencia de una capa guía de arcillas muy ricas en glauconita. (DÍAZ DE GAMERO, 1985).

La unidad se puede dividir en tres miembros, un miembro de arenas glauconíticas de Policarpio que en una sección tipo corresponde margas de color blanco – marrón glauconíticas, arena verde fosilífera, irregularmente endurecida mal estratificada. Este intervalo es seguido concordantemente por el Miembro de arcillas margosas de Husito, que compone arcillas margosas de color gris pardo a chocolate intercaladas con abundantes margas ricas en foraminíferos. El tercer miembro corresponde a Miembro Huso que suprayece concordantemente al Miembro Husito y se compone de arcillas calcáreas que meteorizan en gris y rojo con intercalaciones de margas pueden alcanzar 20 m de espesor (GONZÁLES DE JUANA *et al.*, 1980).

RENZ (1948) citado por DÍAZ DE GAMERO 1985, considera que la Formación el Pozón se sedimentó, en mayor parte en condiciones semejantes a las que prevalecieron en el depósito del Miembro Menecito de la Formación San Lorenzo. La parte mas superior de Pozón contiene una microfauna indicativa de un rapido paso a profundidades menores, llegando a condiciones litorales y hasta salobres en el tope.

El espesor total del área tipo es de algo más de 100 m que la zona de Pozón, al sur del anticlinal del mismo nombre, la formación pasa concordantemente hacia arriba a la Formación Ojo de Agua; este contacto se va haciendo progresivamente más joven en dirección este (DÍAZ DE GAMERO, 1985).

La **Formación Solito** posee su localidad tipo en el Cerro Solito, ubicado unos 8 km al sur de la Soledad, distritos Zamora y Colina, La unidad está constituida por areniscas de grano fino y medio, friables, aunque generalmente endurecidas por la

acción de agentes atmosféricos, sobre el óxido de hierro contenido en ellas, con motas blancas, posiblemente restos de feldespatos alterados y con pecas oscuras, producto de oxidación.(L.E.V.,1999).

WHEELER (1963), indica que el espesor de la Formación Solito es de aproximadamente 300 m. Según GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980), el espesor total de la formación es desconocido; sin embargo, estos autores mencionan un espesor de 375 m para la sección de la terminación occidental de la fila de Solito, según la microfaua encontrada el paleoambiente para esta unidad indican un ambiente de depositación de aguas turbias de por lo menos 450 m de profundidad (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

La **Formación Ojo de Agua** suprayece a la secuencia de la Formación el Pozón, estando representada por una litología de areniscas micáceas intercaladas con arcillas, conglomerados y calizas arenosas y nodulares (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

El espesor de la unidad entre 0 y 200 m en el área de Mene Acosta y en la cueva del río Aroa se estima unos 250 m. La Formación Ojo de Agua representa facies de ambientes marino somero a salobres cercano a la costa El contacto superior de la unidad es discordante sobre los sedimentos del cuaternario (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

#### ***Facies al suroeste de Casupal***

Al suroeste del depocentro de Casupal, las areniscas y conglomerados de Casupal contienen lutitas, arcillas y las calizas de la **Formación Agua Linda** que es concordante con la Formación Casupal y se encuentra discordante con las calizas de Capadare (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980). La unidad es equivalente lateral con la Formación Pozón en ambientes de menor profundidad y más cercanos a la costa al mismo tiempo se presenta más marino que los clastos carbonosos pertenecientes a la

Formación Casupal infrayacente, lo cual induce una transgresión marina ocurrida en el Mioceno Medio, desde ambientes marinos profundos de Agua Salada al sur, sobre la sedimentación marginal de Casupal, (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

#### **2.3.4 Plioceno – Cuaternario**

Según AUDEMARD *et al.*, (1994) el conjunto Plioceno – Cuaternario es esencialmente continental, exceptuando las zonas actualmente levantadas y parcialmente sumergidas durante los máximos marinos interglaciares (tal como Paraguaná y las líneas de costa). Por ende ese conjunto está compuesto por depósitos continentales, restringidos básicamente a la plataforma de Dabajuro al sector norcentral del estado Falcón y por depósitos marinos asociados a la costa actual y a la península de Paraguaná.

##### ***Costa septentrional de Falcón***

El afloramiento más occidental correspondiente a este periodo se presenta al norte de Urumaco y se conoce como la **Formación San Gregorio** que fue descrita por STAINFORTH (1962), que subdividió esta formación en tres miembros Vergel, Cocuiza y Río Seco, en donde en los miembros inferiores predomina una litología de limonitas y solamente en el superior (Río Seco) abundan los conglomerados, el miembro central (Cocuiza) es fosilífero, la edad de la formación se obtuvo por la correlación con la Formación Tucupido, en la zona de Cumarebo; sin embargo, algunos autores han correlacionado los conglomerados del Miembro Río Seco con la Formación Coro (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

La **Formación Coro** yace sobre La Formación La Vela, el contacto es transicional e imposibilita la posición exacta del contacto. VALLENILLA (1961) ubica este contacto en el primer conglomerado de grano grueso; esta unidad está caracterizada por lentes de conglomerados de grano fino a grueso de naturaleza



variable, predominantemente cuarzosos mal escogidos, con estratificación cruzada; los conglomerados se intercalan con arenas mal escogidas con estratificación cruzada y arcillas arenosas, el espesor de la formación es de aproximadamente 650 m en el valle del río Coro, espesor que disminuye lateralmente, el contacto inferior es transicional con la Formación La Vela, infrayacente y está recubierta discordantemente por depósitos holocenos (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

En la Península de Paraguaná, HUNTER Y BARTOK (1974) describieron la **Formación Paraguaná** representada por una secuencia continua comenzando por lutitas calcáreas y terminando con unas calizas de algas muy compactas que forman escarpados. El ambiente se considera marino somero. Los autores piensan que la formación es directamente correlacionable con la Formación Punta Gavilán y Formación Tucupido en la zona de Cumarebo y están en desacuerdo con la correlación hecha con la Formación La Vela ya que la microfauna indica una edad de Mioceno Tardío (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

En la zona de Cumarebo se tiene a la **Formación El Veral** que se considera equivalente lateral de la Formación La Vela pero sedimentada en ambiente más marino y consiste, según PAYNE (1951), de arcillas glauconíticas intercaladas con arcillas fosilíferas y calizas dendríticas con cuarzo y ftaanita. El ambiente depositacional para la formación según DÍAZ DE GAMERO (1968) fue inicialmente sobre una plataforma continental a una profundidad media en un mar de aguas cálidas con abundante material calcáreo.

El espesor asignado para la unidad en la fila el Veral es de 210 y para la el río de Cumarebo es de aproximadamente 350 m. La Formación El Veral es concordante sobre la Formación Caujarao mientras que el tope es discordante por debajo la Formación Tucupido, aunque tal discordancia no es visible (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

La **Formación Tucupido** en la zona de Cumarebo son calizas que están formadas por algas en una matriz calcáreo arcillosa que meteoriza a un caliche blanco a poroso y se intercala con calizas arenosas a conglomeráticas de color pardo y arcillas; el ambiente es playero y de aguas marinas someras (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980), SUTTER (1937) estima un espesor de 150 m.

La Formación **Punta Gavilán** aflora desde Tucupido por el oeste hasta Punta de Zamuro hacia el este siempre en zonas adyacentes a la costa, La Formación Punta Gavilán descansa discordantemente sobre depósitos de ambientes marinos profundos de la Formación El Pozón. La litología es de calizas y margas limolíticas indicativas de aguas profundas (RUSTSH, 1934), pero los planctónicos estudiados por DÍAZ DE GAMERO (1970), indican ambientes sublitorales de profundidades cercanas a los 50 y 60 metros, dentro de la plataforma. DÍAZ DE GAMERO (1970) considera que a Formación Punta Gavilán del Plioceno Temprano

Los ambiente marinos muestran una considerable reducción de la profundidad, desde 100 m de la Formación el Pozón a 50 - 60 m de la Formación Punta Gavilán, por lo que se podría interpretar que esta zona del Plioceno regresa a una regresión con respecto al Mioceno, marcada por las diferencias paleontológicas de las formaciones El Veral y Tucupido en Cumarebo y por las formaciones Pozón y Punta Gavilán en Punta de Zamuro (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

## CAPITULO III

### 3. GEOLOGÍA LOCAL

#### 3.1.-Estratigrafía Local

##### 3.1.1.-Formación Querales

###### 3.1.1.1.-Ubicación y Extensión

Aflora en la parte septentrional de Falcón, entre el río Lagarto, al oeste y el piedemonte septentrional de la serranía de San Luís, al este. Forma valles o depresiones entre las colinas soportadas por las formaciones infra y suprayacentes. (L.E.V.1999). En la zona estudiada aflora en el borde sur occidental, en la carretera Coro – Dos Bocas, en la quebrada Arenosa, la localidad del Alocito y en los alrededores del embalse El Isiro. Esta unidad ocupa un 6 % del área de la zona de estudio con respecto a las demás formaciones (Ver figura 10).

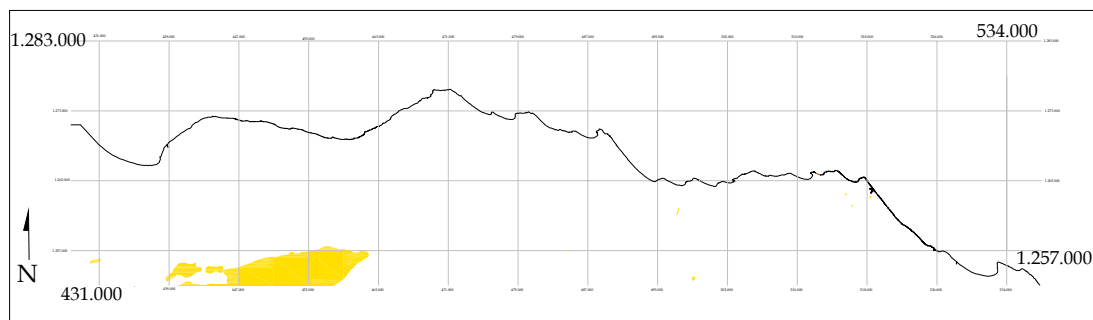


Fig 10.-Mapa de distribución de la Formación Querales

###### 3.1.1.2.-Descripción Litología y Características de Campo

Está compuesta por una secuencia esencialmente lutítica con intercalaciones de capas delgadas de areniscas y escasas calizas (LEÓN Y QUIJADA, 1985).

Las lutitas constituyen la litología primordial, se presentan de color gris verdosos, meteorizando a pardo oscuro rojizo; con concreciones, manchones rojizos, jarosíticas y yesíferas. Presentan laminación paralela, son fisiles y fosilíferas con espesores promedio de de 10 cm (LEÓN Y QUIJADA, 1985).

Las areniscas son la segunda litología más importante de la unidad. Se observan de color verde que meteorizan a pardo rojizo, micáceas de grano fino; estratificadas con capas individuales de 1 a 10 cm de espesor, presentan laminación paralela en la base y estratificación cruzada en el tope.

Las escasas calizas que se localizan en la unidad son de color gris oscuro que meteorizan a negruzco, muy meteorizadas y con gran contenido de *Pecten* y vetas de calcita (su espesor no excede a 1.50 m); en dirección este - oeste la unidad varía lateralmente de capas delgadas de areniscas a una secuencia esencialmente lutítica (LEÓN Y QUIJADA, 1985).

LEÓN Y QUIJADA (1985) realizaron un análisis petrográfico en donde definieron que las rocas de esta formación, son en su mayoría de carácter lodoso, muy fosilíferas y con matriz recristalizada.

Estos mismos autores reconocen cuatro facies petrográficas, dos grupos de los carbonatos y dos facies clásticas. Los carbonatos los describen utilizando la clasificación de DUNHAM (1966), resultando:

“Wackstone” (45%): Son esqueleto lodoso, en donde predominan los foraminíferos planctónicos en 15%, seguidos de *Amphistegina* sp., *Archaias angulatos*, *Rotalia* sp., *Bolivina* sp., miliólidos y restos de equinodermos, gasterópodos y algas todos en porcentaje menor al 4%. Entre los procesos diagenéticos se observa la silicificación, glauconitización y piritización, como procesos de reemplazo en fósiles y están relacionados a una diagénesis temprana. Se

encontraron algunas estructuras sedimentarias como concreciones ferruginosas horadaciones perpendiculares a la estratificación. Estas Facies se ubican en toda la unidad (en las figuras 11 y 12 se observan el estado de las muestras tomadas dentro de esta facies).

“Packstone” (28%): Son de esqueleto granular, con abundante matriz lodosa, en donde dominan los moluscos, principalmente del género *Pecten*, los cuales se encuentran fracturados; en orden de abundancia le siguen los foraminíferos planctónicos: *Globigerinoides* spp., *Globigerina* sp., Bénticos: *Lenticulina* sp., y restos de *Nunmulites* sp., equinodermos y muy pocos fragmentos coralinos todos en un 20% aproximadamente. Dentro de los procesos diagenéticos se encuentran la silicificación a través de fracturas, glauconitización de peloides y piritización de globigerínidos; la matriz se encuentra en gran parte teñida y enmascarada por óxido de hierro (hematita), en términos generales la matriz es de carácter carbonático y muy sucia, otro aspecto importante es la presencia de pequeñas estiliolitas y fracturas con acumulaciones de óxido de hierro. Las estructuras sedimentarias son del tipo estratificación cruzada y gradación incipiente. La ocurrencia de estas facies es en la base y parte media de la unidad.

Dentro de las facies clásticas que fueron clasificadas según PETTIJOHN, *et al.*, (1972) como:

“Waca lítica” (18%): Son masivas, de granulometría fina (de moderada a mal escogida); la matriz se encuentra teñida por óxidos de hierro principalmente goethita y limonita, sin embargo localmente se observa carácter calcáreo, los granos de cuarzo se encuentran en contacto saturado y cóncavo – convexos, con pocos efectos de presión / solución. Entre las estructuras sedimentarias es común encontrar horadaciones perpendiculares a la estratificación. Esta facies se ubican hacia el tope de la carretera Coro Dos Bocas y hacia la base de la unidad.

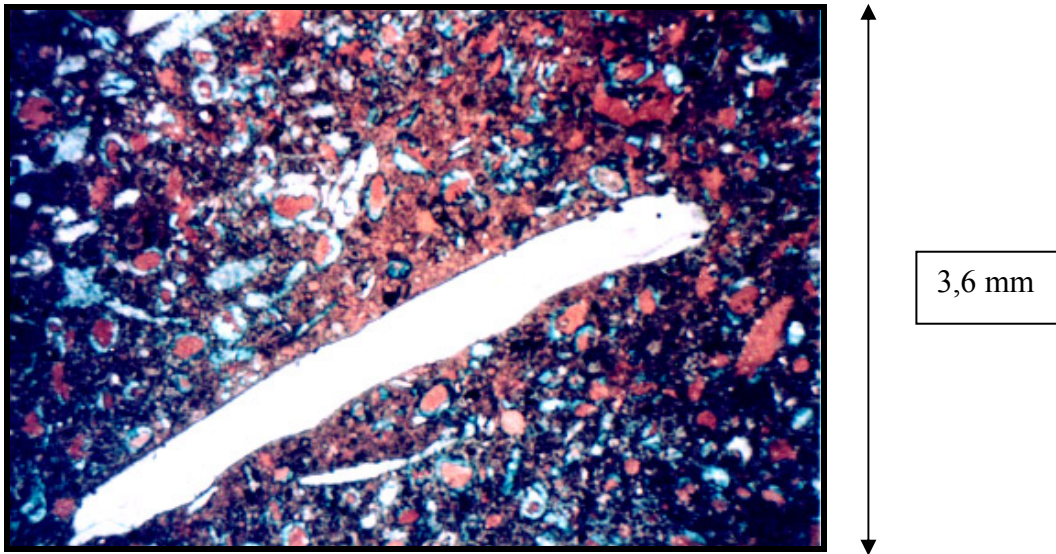


Fig 11 Fotomicrografía de la muestra FA-060- 84, sin nícoles cruzados donde se observa envoltorio micrítico dentro de una matriz dolomítica, así como un fragmento de molusco que conserva su estructura aragonítica original fibrosa. Localización: Qda. Arenosa. Aumento 2.5/0.8. Formación Querales. Tomado de LEÓN Y QUIJADA (1985)

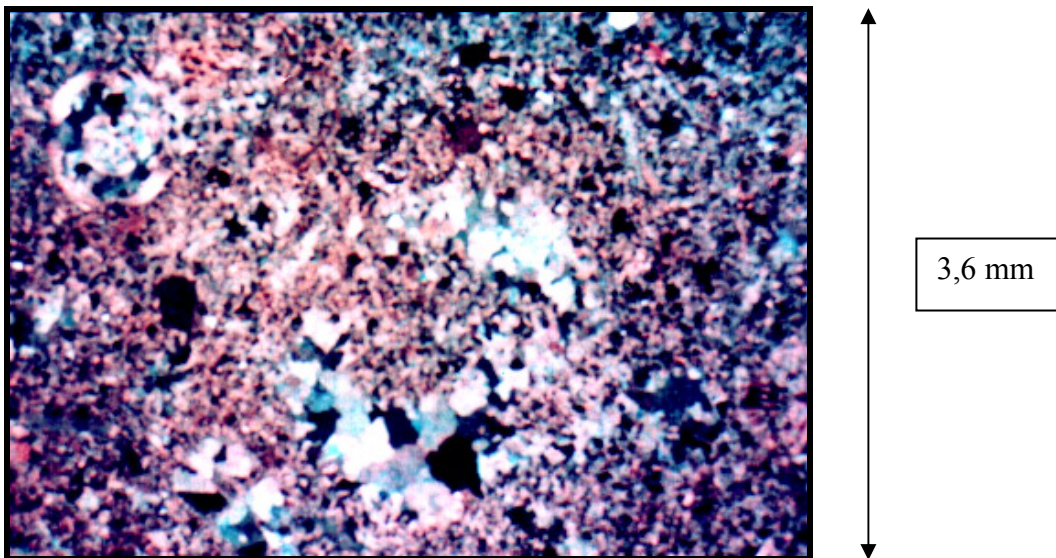


Fig 12 Fotomicrografía de la muestra FA-251- 84, "Wackstone" con fauna recristalizada dolomita espática ferrosa. Localización: Región de Acarigua Aumento: 2.5/0.08. Formación Querales. Tomado de LEÓN Y QUIJADA (1985)

“Waca de cuarzo” (9%): Son masivas, de granulometría fina y moderadamente escogidas; los efectos diagenéticos frecuentes son la cloritización y biotita alterando a clorita, la matriz se encuentra teñida por óxido de hierro y lo poco diferenciable se de carácter argiláceo recristalizada (illita) y las micas autigénicas, formadas durante la evolución diagenética de la matriz. Solo presentan estratificación en capas. Se ubican hacia el tope de la unidad, en la carretera Coro Dos Bocas.

### **3.1.1.3.-Contactos y Espesor**

Los contactos inferior y superior de la Formación Querales, son de carácter transicional en el área tipo DÍAZ DE GAMERO, *et al.* (1988).

El espesor reportado por Díaz de Gamero *et al.* (1988), es de unos 300 m en el área tipo. Al este del río Mitare, la unidad se adelgaza inicialmente a unos 55 m, espesándose a 318 m en la quebrada Cujima y a unos 500 m al sur de Coro (Díaz de Gamero, 1989). Hambalek, *et al.* (1994) midieron 380 m en la quebrada Caduce, en el área tipo.

### **3.1.1.4.-Paleoambiente**

La fauna encontrada por LEÓN Y QUIJADA (1985), es principalmente de foraminíferos por lo que le asignaron un ambiente de sedimentación dentro de la zona sublitoral en aguas marinas moderadamente profundas (+/- 80 m.), mientras que DÍAZ DE GAMERO (1989) propone que la Formación Querales representa un evento transgresivo, consecuencia de una invasión marina discreta, dentro del marco general de sedimentación deltaica prevaleciente durante el Mioceno Temprano y medio en el surco de Urumaco. La sedimentación de la unidad se ubica en la parte más distal de un complejo deltaico, que aportaba sedimentos del sur y oeste. La invasión marina inicial proviene del este es muy marcada, llegándose a un ambiente marino abierto, que alcanza profundidades de plataforma media en el sector oriental del surco de

Urumaco. La transgresión progresa hacia el oeste, con ambientes de plataforma interna a marino marginal en toda la región. El vigoroso avance del delta se reanuda y se tienen facies típicas de prodelta y frente deltaico distal en la parte superior de la formación.

#### **3.1.1.5.-Edad**

LEÓN Y QUIJADA, (1985) encontraron por encima de las lutitas de Querales fauna caracterizada por la aparición del género *Orbulina* (*Orbulina suturalensis*), marcador del límite inferior del Mioceno Medio por lo cual establecen que la edad para la formación es de Mioceno Temprano



### 3.1.2.-Formación Solito

#### 3.1.2.1.-Ubicación y Extensión

Se encuentra desde en el sur oriental de la zona de estudio, en la fila el Solito, extendiéndose con grandes espesores al sureste de Cumarebo y sur del río Ricoa, ocupando un 13% con respecto al total de las demás formaciones.

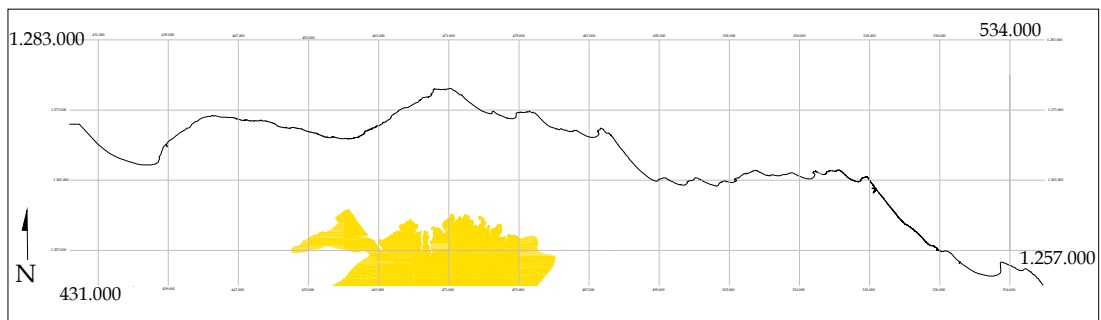


Fig.13- Mapa de distribución de la Formación Solito en la zona de estudio

#### 3.1.2.2.-Descripción Litología y Características de Campo

La unidad consta de lutitas grises, finamente laminadas, con intercalaciones de areniscas lenticulares grises de grano fino a medio, hacia la base de la secuencia predominan lutitas, de color gris oscuro a negro que meteorizan a marrón - rojizo – violáceo, fisiles, finamente laminadas, yesíferas, jarosíticas y con manchas de óxido; irregularmente se observan concreciones y capas nodulares de arcillas. Presentan laminación paralela y conforman el mayor porcentaje litológico de la formación (LEÓN Y QUIJADA, 1985).

Las areniscas son de color gris claro, meteorizan a pardo rojizo, de grano fino a medio, friables de escogimiento moderado, alto empaquetamiento y con gran contenido en materia orgánica. Se ubican hacia el tope de la secuencia levantada con espesores variables entre 0.45 y 1.20 cm (LEÓN Y QUIJADA, 1985).

### **3.1.2.3.-Contactos y espesor**

Los contactos de la sección son de aparente concordancia (L.E.V. II, 1970). El contacto entre la Formación Solito y la Formación Agua Salada al este de la zona de estudio no se conoce por lo que se infirió (ver mapa anexo A). El espesor reportado por LEÓN Y QUIJADA (1985) en la fila el solito es de 350 m, en sección incompleta. De acuerdo con GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980), el espesor total de la formación es desconocido ya que hay muy pocos trabajos publicados en esta región.

### **3.1.2.4.-Paleoambientes**

GALEA (1976) indicó que las lutitas solo contienen foraminíferos bentónicos arenáceos, que indican aguas profundas, batiales y turbias de por lo menos 450 m.

### **3.1.2.5.- Edad**

Dada a su posición estratigráfica LEÓN Y QUIJADA (1985) establecen para la Formación Solito pertenece al final del Mioceno Temprano e inicio del Mioceno Medio.

### 3.1.3.- Formación Socorro

#### 3.1.3.1.- Ubicación y extensión

La Formación Socorro aflora desde la región oriental del distrito Buchivacoa, en Falcón occidental, hasta el sur de Coro, formando colinas y filas alargadas (L.E.V, 1999), en la zona estudiada se ubica en el sur occidente, en las localidades de Cerro Estribado, La Montañita y Valle la Florida, cuyos afloramientos más representativos yacen a lo largo de la carretera Coro – Dos Bocas. La unidad abarca un 12 % del área estudiada (ver figura 14).

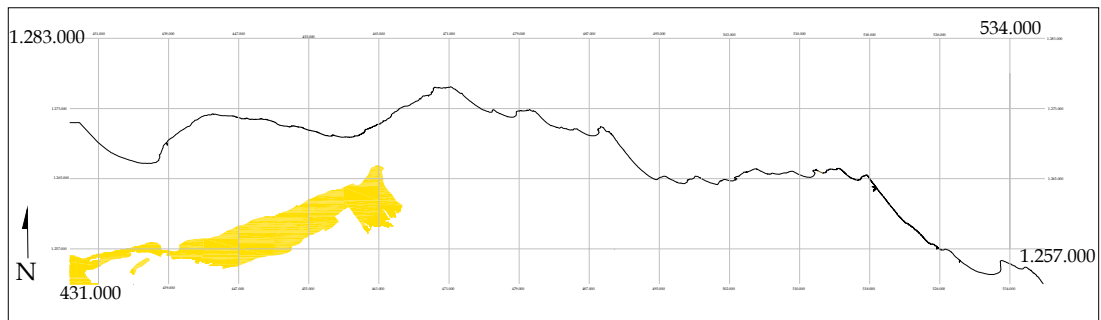


Fig 14.- Mapa de distribución de la Formación Socorro en la zona de estudio

#### 3.1.3.2.- Descripción Litológica y Características de Campo

La Formación Socorro en el área de estudio, está constituida por lutitas grises, jarosíticas y yesíferas, areniscas y calizas margosas en paquetes de capas delgadas.

Las lutitas son de color gris claro que meteorizan a marrón yesíferas (fig.15) y jarosíticas, con gran contenido en materia orgánica, nódulos de arcilla y niveles de óxido de hierro de hasta 3 cm de espesor, ambos paralelos a la estratificación, en la parte media presentan concreciones ferruginosas (4x3 cm) (fig. 16), restos de troncos y hojas mal preservadas y niveles carbonosos de hasta 2 cm de espesor. Presentan laminación paralela. Hacia el tope las lutitas se hacen limosas y hacia la base son

microfossilíferas. Conforman el mayor porcentaje litológico y se localizan en toda la secuencia con espesores variables, de entre 2 y 50 m (LEÓN Y QUIJADA, 1985).



Fig. 15.- Forma en que se presentan las lutitas de la Formación Socorro, Localización: Carretera Guaibacoa – Solito



Fig. 16- Concreciones ferruginosas comunes en las lutitas de la Formación Socorro

Las areniscas son de color gris blanquecino y meteorizan a pardo amarillento (fig. 17), friables de grano fino y bien escogidas. Algunas son calcáreas y micáceas. Poseen gran cantidad de estructuras sedimentarias, como son laminación paralela, rizaduras de oleaje, imbricación en sentido NE y estratificación cruzada de bajo ángulo (13°). Presentan horadaciones verticales oxidadas y conchas de bivaldos de hasta 3x3 cm. Se localizan en toda la secuencia, con espesor promedio de capas de 1.5 a 5 m (LEÓN Y QUIJADA, 1985).



Fig.17.- Litología de la Formación Socorro, a) Areniscas gris blanquecidas. b) lutitas que meteorizan a marrón. Localización Carretera Coro – Churuvara. Foto cortesía de Maria Antonieta Ariza 2004

Las calizas son de carácter margoso, de color grisáceo y meteorizan a negruzco. Se caracterizan por poseer intervalos arenosos y lutíticos. Son muy fosilíferas, cavernosas y lodosas. Presentan alta recristalización de fósiles (bivalvos) y se localizan en la sección levantada del río Coro (LEÓN Y QUIJADA, 1985).

LEÓN Y QUIJADA (1985) en estudio petrográfico realizado para esta unidad reconocieron 6 facies petrográficas; 2 en el grupo de las areniscas y 4 dentro de los carbonatos según MAUNT (1985)

Durante la elaboración de este trabajo y analizando los porcentajes utilizados por LEÓN Y QUIJADA (1985) para la clasificación de carbonatos puros según DUNHAM (1962), se observó que existían 2 facies que pertenecían a carbonatos de mezcla según MAUNT (1985), por lo cual se modificaron.

Las areniscas fueron clasificadas por LEÓN Y QUIJADA (1985) según los parámetros establecidos por PETTIJOHN *et al.* (1972), resultaron ser:

“Sublitarenitas”: Son de textura granular compacta, de granulometría fina, con moderado escogimiento, granos subangulares y subredondeados con empaquetamiento ligeramente apretado. En esta facies se observaron efectos diagenéticos intermedios a tardíos, evidenciado por sobre crecimiento de granos de cuarzo, producidos por la precipitación de sílice por efectos de presión / solución, alteración de minerales de arcilla y deformación de micas (fig. 18), la matriz se encuentra recristalizada a minerales de arcilla, principalmente illita y caolinita. Se observan estructuras de laminación paralela en la base y parte media de la secuencia, rizaduras, laminación cruzada incipiente en dirección NO y algunas horadaciones. La facies se ubica hacia la base y parte media de la sección levantada en la antigua represa del río Coro y en toda la secuencia(s) de las secciones levantadas del embalse El Isiro.

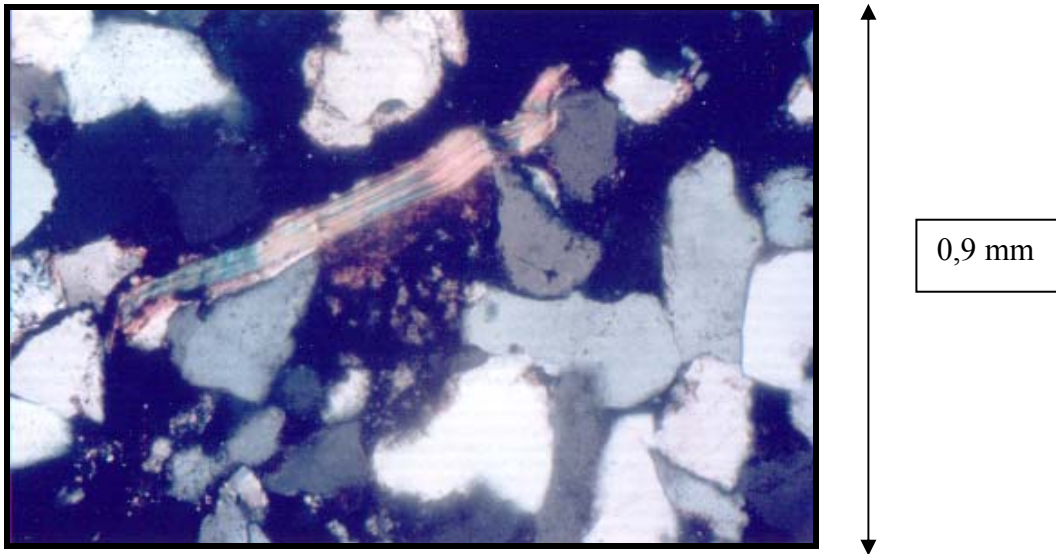


Fig. 18.- Fotomicrografía de la muestra FA-047-84, es una subitarenita de la Formación Socorro: en la cual se observa la deformación de las micas y algunos granos de cuarzo suturados. Localización: afloramientos del el embalse El Isiro. Aumento: 16/0.40. Tomado de LEÓN Y QUIJADA (1985)

“Areniscas líticas”: Son compactas de granulometría fina a media, bien escogidas y de granos subangulares. Los efectos diagenéticos resaltantes afectan la matriz rica en minerales de arcilla, la cual experimenta recristalización formando minerales autigénicos, los procesos post – compactación y de litificación, están asociados a diagénesis profunda evidenciados por fracturamiento de los elementos granulares (granos de cuarzo), la presencia de fragmentos de roca oxidados y glauconita sugiere un medio ligeramente oxidante. La estructura común es la laminación paralela. Su ocurrencia es de poca extensión, se localiza solamente en la sección levantada de la carretera de la Sierra de Guaibacoa.

Los carbonatos de mezcla fueron reclasificados según los parámetros establecidos por MAUNT (1985), durante este trabajo, a partir de los resultados obtenidos por LEÓN Y QUIJADA (1985); los cuales corresponden a las siguientes facies:

“Arenisca aloquímica”: Son friables, de granulometría fina, esfericidad baja, el escogimiento es de moderado a bueno (fig. 19), con empaquetamiento ligeramente apretado. Los procesos diagenéticos observados fueron: escasa matriz dolomitizada y pobre en hierro, el resto está recristalizada a minerales de arcilla, además se observaron efectos de glauconitización, alteración de calcita a dolomita, y estilolitas con acumulación de minerales pesados.



Fig. 19.- Fotomicrografía la muestra FA-257b-84, muestra el buen escogimiento en areniscas cuarzosas de la Formación Socorro. Localización: parte media y tope de la sección(s) levantada(s) alrededor del embalse El Isiro. Aumento: 2.5/0.08

Las estructuras sedimentarias observadas son: laminación paralela, rizaduras de corrientes simétricas, estratificación cruzada incipiente y horadaciones perpendiculares a la estratificación. Esta facies se ubica en la parte media y tope de las secciones levantadas.

“Arenisca Micrítica”: Son de grano fino, esfericidad baja y moderadamente escogidas. Los efectos diagenéticos afectan fundamentalmente la matriz rica en



minerales de arcilla, presentan recristalización total del lodo carbonático – argiláceo en donde se aprecia localmente parches de dolomita sacaroidea, rica en hierro (ankerita), producto de un proceso neomórfico. Los fenómenos de glauconitización, oxidación y micritización de la fauna fósil, yeso secundario (epidiagénético) son muy frecuentes y se encuentra rellenando fracturas.

Las estructuras sedimentarias encontradas dentro de esta facies fueron: horadaciones totalmente oxidadas hacia la base, laminación cruzada de ángulo bajo (13°), así como laminación paralela y nódulos de arcilla. Esta facies se encuentra ubicada hacia la parte media y tope de la sección levantada en la región de Butare (Ver figura 20, 21, 22)

Los carbonatos clasificadas por LEÓN Y QUIJADA (1985) según los parámetros establecidos por DUNHAM (1962) y fueron:

“Wackstone”: Poseen textura de esqueleto lodoso, en proporción promedio de 50%, donde dominan los pelecípodos: *Pecten circularis venezolanus*, *Pecten quirotensensis* y *Ostrea* sp. seguidos por pocos restos de algas y escasos *Numulites* sp. El micro y pseudo espato es constituyente dominante en los wackstone. Este material está totalmente recristalizado a dolomita sacaroidea con alto contenido en hierro; así dicha dolomita sirve de relleno, presenta claras evidencias de cementación equigranular (blocky), que reduce la porosidad intrapartículas.

La fauna fósil presenta inversión homoaxial, conservando su estructura original fibrosa, posee porosidad módica por disolución de los bioclastos, la oxidación de fósiles refleja condiciones oxidantes durante el proceso diagenético. Se ubica en toda la secuencia levantada en la antigua represa del río Coro.

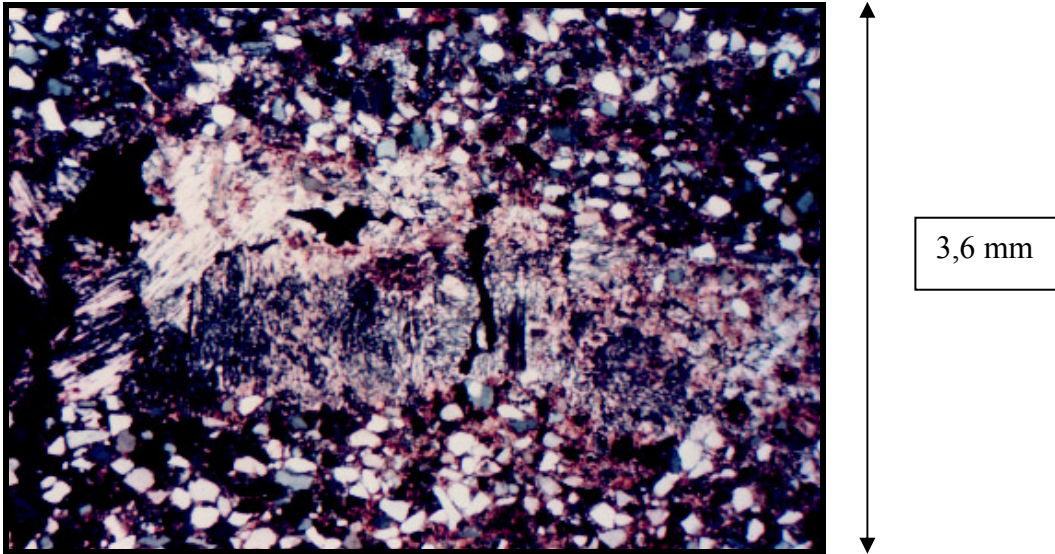


Fig. 20.- Fotomicrografía la muestra FA-072-84, donde se observa fracturas rellenas de yeso epidiagenético y abundante glauconita detrítica. Formación Socorro Localización Base de la sección levantada en la localidad de Majaguito. Aumento: 2.5/0.08. Tomado de LEÓN Y QUIJADA (1985)

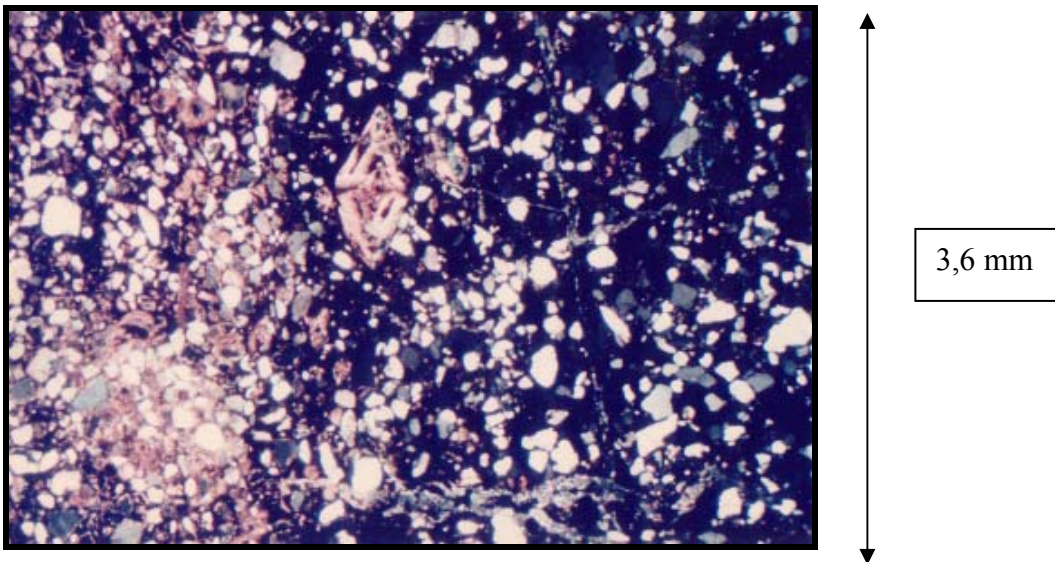


Fig. 21.- Fotomicrografía la muestra FA-164-84. waca lítica con fractura rellenas de yeso y matriz calcárea teñida por óxidos de hierro. Formación Socorro. Aumento 2.5/0.08. Tomado de LEÓN Y QUIJADA (1985)

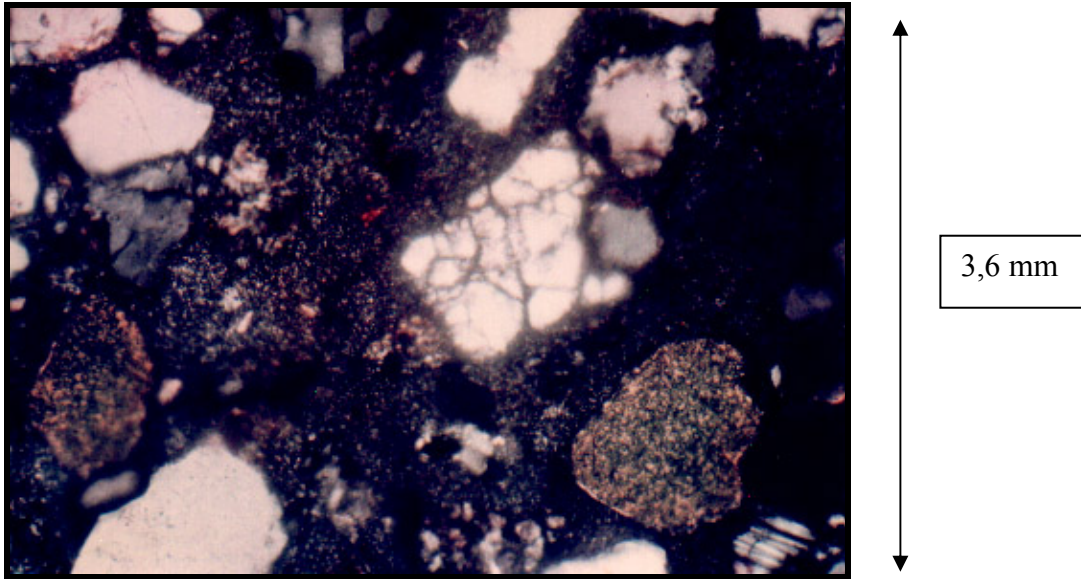


Fig. 22.- Fotomicrografía la muestra FA-162b-84, que muestra abundante glauconita detrítica sub. redondeada y cuarzo fracturado. Formación Socorro. Aumento 2.5/0.08. Tomado de LEÓN Y QUIJADA (1985)

“Packstone”: Poseen esqueleto granular, los fósiles más frecuentes son los globigerínidos y bénticos los cuales en orden de abundancia son: *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Bolivina* sp., *Nonionella* sp., *Nunmulites* sp y restos de bivalvos y gasterópodos. Entre los procesos de diagénesis se observaron efectos de glauconitización en peloides y neomorfismo de inversión homoaxial en restos de bivalvos como elementos de diagénesis temprana, la matriz se encuentra recristalizada a dolomita ferrosa, la cual está íntimamente relacionada con óxido de hierro. Esta facies se restringe solo al tope de la secuencia levantada en la carretera de la Sierra de Guaibacoa.

### **3.1.3.3.- Contactos y Espesor**

En la región del Alto de Coro, el contacto inferior, concordante y transicional, es con la Formación Querales, mientras que el superior, de igual naturaleza, es con la Formación Caujarao (Díaz de Gamero, 1989).

La unidad lateralmente se hace más lutítica hacia el este de la zona, pasando transicionalmente Formación Agua Salada en la zona de Cumarebo (ver panel de correlación), este contacto no se encuentra bien definido por lo que se colocó como poco confiable (ver mapa anexo “A”).

El espesor medido por LEÓN Y QUIJADA (1985) en el área de estudio es de 840m aproximadamente mientras que en su localidad tipo, la Formación Socorro es superior a los 1.500 m (DÍAZ DE GAMERO, 1989).

### **3.1.3.4.- Paleoambiente**

LEÓN Y QUIJADA (1985) determinan para la unidad un ambiente costero marino; nerítico interior, de poca profundidad (menos de 10 m) y baja energía.

### **3.1.3.5.- Edad**

LEÓN Y QUIJADA (1985) le atribuyen una edad de Mioceno Medio en base a su contenido fósil.

### 3.1.4.-Formación Agua Salada

#### 3.1.4.1-Ubicación y extensión

La formación ocupa la mayor parte de Falcón oriental, en la región costera, desde San Juan de los Cayos hasta Boca Ricoa; al oeste ocupa las depresiones de los ríos Ricoa y Hueque; al sur llega hasta Jacura y El Mene de Acosta. (DÍAZ DE GAMERO, 1985-b). La Formación Agua Salada fue reconocida por GIFFUNI, *et al.* (1992) al oeste del río Ricoa, en la sección de Mampostal y se considera que esta unidad se extiende hasta el piedemonte oriental de la Serranía de San Luís. Topográficamente representa pequeñas colinas y valles sin orientación preferencial definida, con un patrón de drenaje dendrítico. La formación abarca aproximadamente un 17% del área estudiada, con respecto a las otras unidades presentes en la zona (figura 23).

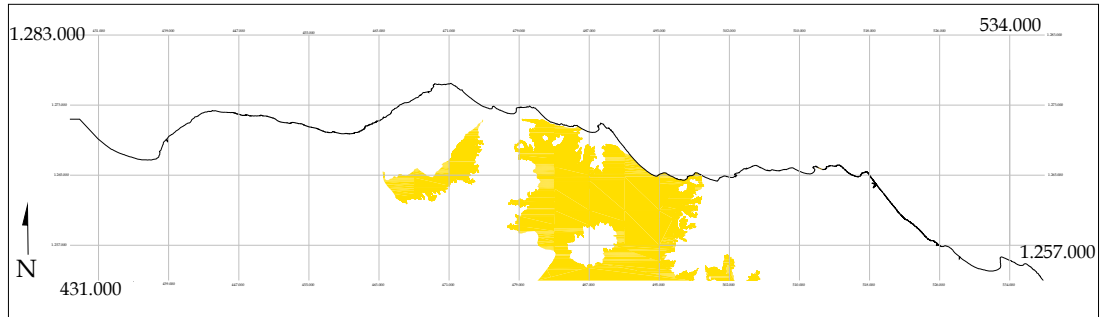


Fig.23- Mapa de distribución de la Formación Agua Salada en la zona de estudio

#### 3.1.4.2- Descripción Litológica y Características de Campo

Las lutitas que afloran en el área son de colores grises que meteorizan a marrón amarillento, algunas son fisiles pero la mayoría son pastosas, estas lutitas en algunos afloramientos presentan concreciones ferruginosas que alcanzan dimensiones de hasta 2 x 4 centímetros (fig. 24), presentando una gran riqueza fauna apreciable en cientos de casos a simple vista, son fuertemente calcáreas, con apariciones de vetas de

yeso horizontales con un espesor máximo de 0.50 cm, así como de caliche con espesores máximos de 2 cm (CASTRO, 1979).



Fig. 24.- Gráfica en donde se muestra. (a): Lutita masiva, concrecional, de color beige, muy meteorizado. (b): Lutita de color natural gris que meteorizan a colores rojizos, son pastosas t presentan yeso y caliche, Formación Agua Salada. Sector Boca Toncoro. Muestras PI-538 (Lutita Pastosa), PI-538a (lutita concrecional). Tomado de CASTRO (1979)

En un solo caso se encontró las lutitas intercaladas con limolitas, presentándose esta ultima de color marrón amarillento y meteorizando a tonos verdes negruzcos, (LABADY, 1979).

Las areniscas se consideran la segunda litología de mayor importancia de la Formación Agua Salada, las cuales a niveles de afloramiento se presentan en colores cremas, meteorizando a tonos violetas. Son de grano fino a medio, friables, estas arenas se encuentran muy disturbadas con orientación variable. Las capas se presentan como tabulares a simple vista; pero al examinarlas detalladamente, se

logran determinar estructuras de carga, ocasionalmente en el tope, lo cual se traduce en una clara inversión de capas (LABADY, 1979).

Es común conseguir las capas de areniscas interestratificadas con lutitas dispuestas caóticamente, localizándose también bloques o bolsones de areniscas embebidas en una matriz lutítica, las fracturas se caracteriza por ser lajosas o laminada (LABADY, 1979).

Dentro de las estructuras sedimentarias encontradas en campo se pueden señalar estructuras orgánicas del tipo madrigueras, la laminación paralela es común en las areniscas que forman parte de la unidad, laminación convoluta (fig. 25), en pocas ocasiones estratificación cruzada con un ángulo no mayor a 18 grados (fig. 26, 27) y además se observa estructuras de derrumbe tipo “slump” (fig.28), las cuales en algunos casos se encuentran fracturadas como en la (fig. 29 y 30) (LABADY, 1979).

En el estudio petrográfico de las areniscas realizado por LABADY, clasificadas según PETTIJOHN *et al.*, (1972) como: “arenisca arcósica” (fig. 31), en segundo lugar se tiene “grauvaca feldespática”, y se reportó la sola presencia de “grauvaca arcósica”; estas se caracterizan por presentar un porcentaje bajo de fragmentos de roca (generalmente chert, metamórficos), la matriz es argilácea, el cemento en los casos que existe es predominantemente calcáreo y en cantidades menores a la matriz. (fig. 32, 33). En el estudio realizado por CASTRO (1979) las areniscas resultaron ser: “wacas cuarzosas”. En la zona de Cumarebo GIFFUNI (1980) las clasifican como: “grauvacas liticas” (fig. 34)



Fig. 25.- Arenisca arcósica, como resultado de la licuefacción se tiene la contorsión de las capas.  
Afloramiento 36 carretera Píritu –Puente Ricoa Tomado de LABADY (1979)



Fig. 26.- Estratificación cruzada planar en arenisca arcósica Afloramiento 36, carretera Píritu –Puente Ricoa Tomado de LABADY (1979)





Fig. 27.-Areniscas de color amarillento, muy meteorizadas a color marrón rojizo. Grano medio redondeado. Se observa estratificación cruzada NS28E, Muestra PI-586, Ubicación Cerro de Huequito (sobre él se encuentra la pequeña iglesia del Huequito). Tomado de CASTRO (1979).



Fig. 28.- Capas de areniscas arcóscicas plegadas a consecuencia de la gravedad Afloramiento 36, carretera Píritu –Puente Ricoa. Tomado de LABADY (1979)



Fig. 29.- Fractura y desplazamiento en areniscas arcósicas de la Formación Agua Salada Afloramiento 36 NS, carretera Píritu –Puente Ricoa. Tomado de LABADY (1979)



Fig. 30.- Lutitas grises carbonosas intercaladas con areniscas arcósicas, capa “A” con un desplazamiento de 3.50m N12W Afloramiento 36, carretera Píritu –Puente Ricoa. Tomado de LABADY (1979)

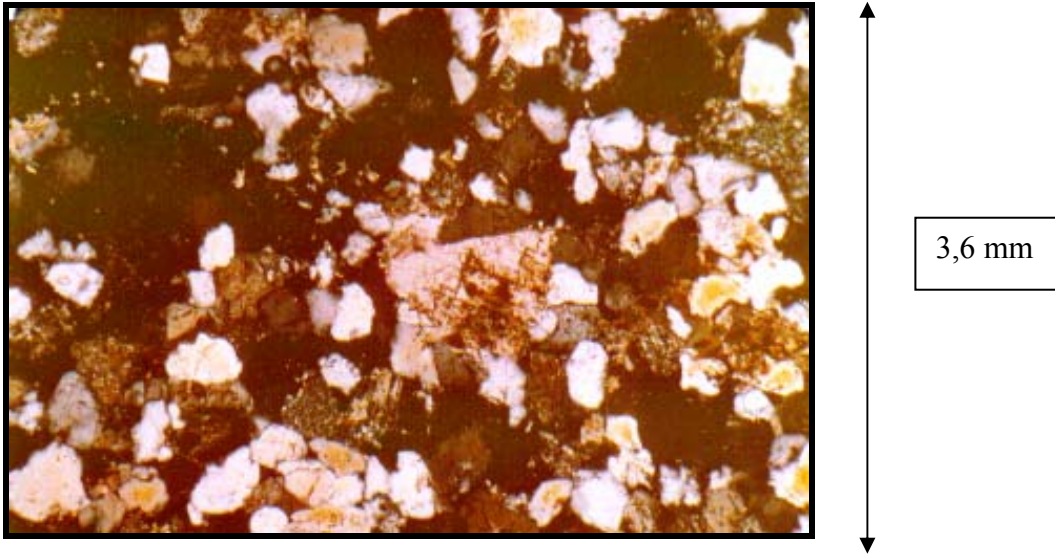


Fig. 31.- Fotomicrografía de una Arenisca arcósica. Cristal de calcita alterada parcialmente arcilla, feldespato maclado, chert. Muestra PI-36C. Aumento: 12.5X, 6.3/0.2. Tomado de LABADY (1979)

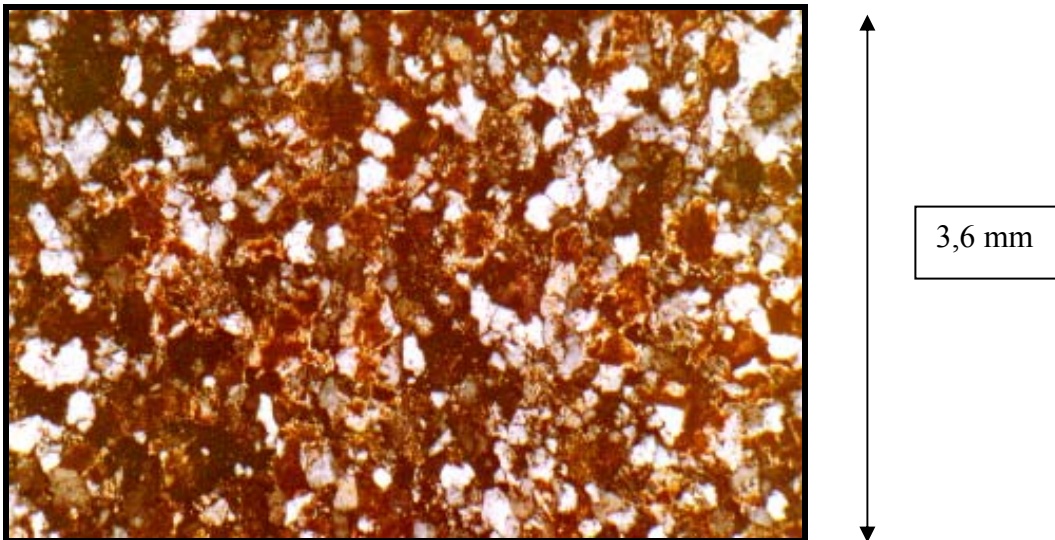


Fig. 32.- Fotomicrografía de una Arenisca calcárea, obsérvese la presencia de neomorfismo en parcho Muestra PI-31a Aumento 12. 5X, 6.3/0.2 Tomado de LABADY (1979)

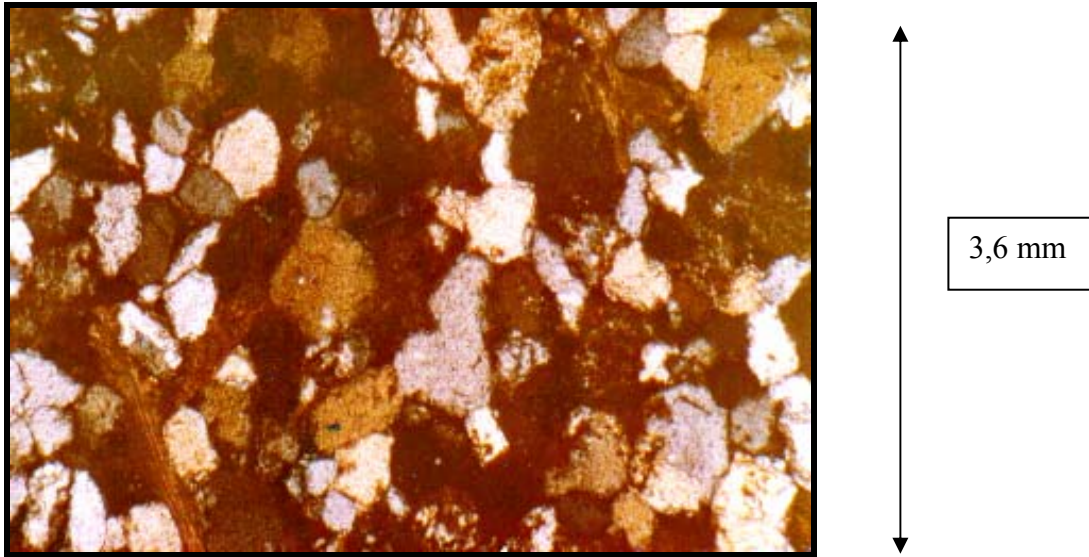


Fig. 33.- Fotomicrografía de una Grauwaca arcuosa con dos cristales de clorita, el de arriba presenta alteración parcial de minerales arcillosos. Contactos tangenciales en su mayoría. Muestra PI-53 Aumento 12. 5X, 6.3/0.2 Tomado de LABADY (1979).

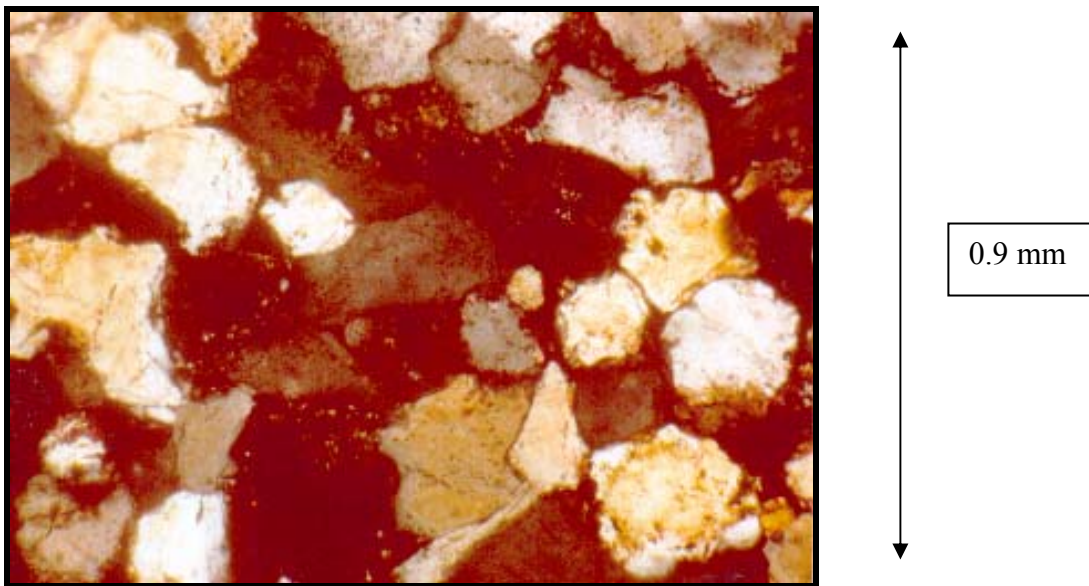


Fig. 34, Fotomicrografía de una arenisca (Grauwaca Lítica) identificada en la Formación Agua Salada, con nicoles cruzados. Muestra T79062 Aum: 2.5 \* 16. Tomado de GIFFUNI (1980).

### **3.1.4.3-Contactos y espesor**

El contacto inferior con rocas del Eoceno Medio a Superior, se considera discordante en base a consideraciones paleontológicas, ya que la litología uniformemente lutítica, enmascara cualquier evidencia física de discordancia. El contacto superior es claramente discordante con la Formación Punta Gavilán. Localmente, los cuerpos carbonáticos de la Formación Capadare, se encuentran en contacto concordante con la parte media superior de la Formación Agua Salada (DÍAZ DE GAMERO, 1985-b). En la sección de Mampostal, al oeste del río Ricoa, GIFFUNI, *et al.* (1992) no estudiaron el contacto inferior. El contacto superior es aparentemente concordante con el Miembro Caliza de Cumarebo de la Formación Caujarao.

La Formación Agua Salada se correlaciona con la Formación Pozón (ver panel de correlación) y las formaciones integrantes del grupo Agua Salada (de acuerdo al concepto de DÍAZ DE GAMERO, 1985-b), al sur del Alto de Esperanza-Guacharaca, a excepción de la parte superior que está erosionada en el norte. Se correlaciona con las formaciones Socorro y Caujarao de Falcón central

CASTRO (1979) le estima un espesor de 1200 metros para la unidad coincidiendo con lo señalado por LABADY (1979) que propone 1000 – 1200 metros, DÍAZ DE GAMERO (1985-b) estima entre 4.000 y 5.000 m de espesor para la Formación Agua Salada. GIFFUNI, *et al.* (1992) mencionan un espesor incompleto de 1.224 m para la formación en la región de Mampostal.

### **3.1.4.4-Paleoambiente**

DÍAZ DE GAMERO (1985-a y b) en base a datos micropaleontológicos y sedimentológicos establece que la unidad es un depósito hemipelágico, sedimentado en un ambiente de aguas marinas profundas, batial, con tasa de sedimentación relativamente alta, dentro del cual se pueden reconocer los siguientes eventos:

1) Una subsidencia al final del Oligoceno, junto con un marcado cambio en las características de la masa de agua, que en un intervalo con faunas exclusivamente de foraminíferos aglutinados, y un probable hiato en el inicio del Mioceno.

2) Un delta de progradación muy rápida, que alcanzó el área a finales del Mioceno Temprano. Luego de una nueva subsidencia, el complejo deltaico quedó cubierto por una sección lutítica depositada en condiciones marinas de aguas profundas.

3) La construcción de una serie de plataformas carbonáticas aisladas (Formación Capadare) durante el Mioceno Medio, posiblemente sobre altos topográficos establecidos en el evento tectónico anterior;

4) Al final del Mioceno, el área fue fuertemente levantada, con un declive este-oeste y sometido a erosión.

DÍAZ DE GAMERO, *et al.* (1993) indican que la Formación Agua Salada, en la región de Píritu, consiste de lutitas de agua profunda que pertenecen a un sistema de bajo nivel (LSW), con algunas areniscas turbidíticas en el Mioceno Temprano. Se identificaron igualmente sedimentos de sistemas transgresivos (TS) y de alto nivel (HST), con crecimientos carbonáticos dispersos en el Mioceno Medio Terminal. DÍAZ DE GAMERO (1996) indica que la unidad contiene varios cuerpos de arenas de agua profunda, que representan sedimentos acarreados por el proto-Orinoco, que desembocaba en Falcón occidental, disipados a profundidades batiales hacia el este.

De acuerdo a GIFFUNI, *et al.* (1992), la Formación Agua Salada, al oeste del río Ricoa, se sedimentó principalmente a profundidades batiales media a superior, consistiendo de depósitos de cuña progradante de bajo nivel (LSW), con una transgresión hacia el tope (TR) y una importante superficie de máxima inundación identificada a la base del Mioceno Tardío (MFS=9,2 M.a.).

### 3.1.4.5-Edad

CASTRO 1979 le asigna una edad de Mioceno Temprano Terminal a Mioceno Medio. Según GIFFUNI, *et al.* (1992) la edad de la Formación Agua Salada en la sección de Mampostal, al oeste del río Ricoa, abarca la parte tardía del Mioceno Temprano, el Mioceno Medio y la parte media del Mioceno Tardío en una sección incompleta donde no se estudió la parte inferior de la unidad. Incluye las siguientes zonas de foraminíferos planctónicos: *Praeorbulina glomerosa*, *Globorotalia fohsi peripheroronda*, *Globorotalia fohsi fohsi*, *Globorotalia fohsi lobata*, *Globorotalia fohsi robusta*, *Globigerinoides ruber*, *Globorotalia mayeri*, *Globorotalia menardii*, *Globorotalia acostaensis* y parte inferior de *Globorotalia humerosa* (de zona N8 a zonas N17).

### 3.1.5.-Formación Pozón

La Formación el Pozón consiste principalmente de arcillas margosas y arcillas, con un desarrollo glauconítico de poco espesor en la base. Que se divide en dos miembros uno superior Huso y otro intermedio Husito no encontrándose el miembro inferior Policarpio.

#### 3.1.5.1-Ubicación y extensión

La formación aflora extensamente en toda la región de Falcón oriental, y está particularmente bien expuesta en el flanco sur del anticlinal de El Mene de Acosta-Pozón (RENZ, 1948), La unidad no desarrolla elevaciones, debido a su litología arcillosa (L.E.V., 1999) y ocupa un 14% del área total con respecto a las otras unidades (Vfig. 35).

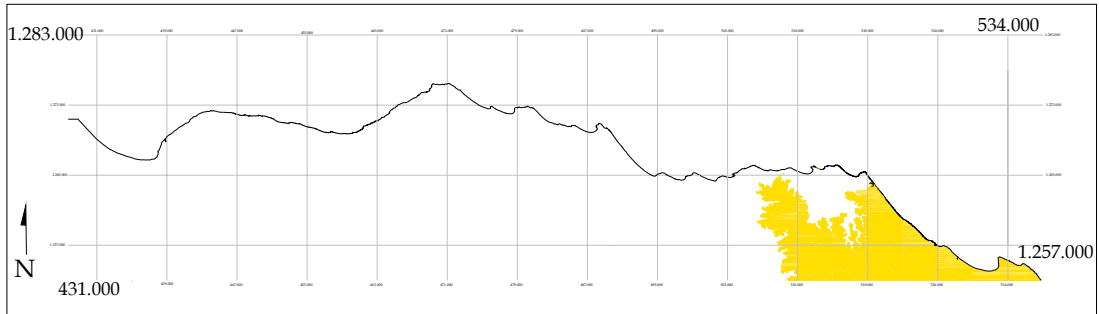


Fig.35.- Mapa de distribución de la Formación Pozón en la zona de estudio

#### 3.1.5.2- Descripción Litológica y Características de Campo

##### Miembro Husito

Este miembro presenta litológicamente tres intervalos distintivos que se pueden reconocer fácilmente en la sección costera (que va desde Punta Zamuro a



Boca de Blaz) y la sección de la carretera (que va desde San José de la Costa hasta las Piedras)

El intervalo inferior consiste de arcillas pardo oscuras y grises oscuras que meteorizan a pardo rojizo y rojo ladrillo, calcáreas, fisiles, con estratificación paralela y ondulada, fosilíferas, presentan nódulos de arcilla ferrolítica paralelos a los planos de estratificación con un tamaño de 25 cm de largo por 4 cm de ancho, estos son muy fosilíferos y presentan fauna arenácea característica. En estas lutitas se encuentran vetas de yeso y calcita unas veces paralelas a la estratificación y otras veces rellenando planos de debilidad y diaclasas abiertas, este intervalo esta bien representado en ambas secciones (TRUSKOWSKI, 1976).

Luego sigue un intervalo de lutitas grises verdosas oscuras y algunas grises claras que meteorizan a pardo y pardo amarillento, algunas calcáreas, compactas, con fractura concoidea, estratificación paralela y ondulada, fosilíferas. La presencia de yeso en la sección de la costa es característico, además posee intervalos menores con alto contenido en pirita, cuya meteorización produce a su alrededor, una capa de jarosita (fig. 36). Estos nódulos no presentan ninguna posición determinada, se encuentran diseminados irregularmente dentro de las lutitas, se reconocen también en ambas secciones dentro de las lutitas nódulos de color crema claro que se lenticularizan, clasificados por análisis petrográficos como micritas, de color crema claro amarillento dispuesto unas veces paralelos a la estratificación y en la mayoría de los casos como paquetes irregulares dentro de las lutitas (fig 37 y 38). Estos nódulos presentan huellas y moldes externos de foraminíferos planctónicos (TRUSKOWKI, 1956).

El intervalo superior, consiste de lutitas grises claras y oscuras, que meteorizan a pardo amarillento y pardo, calcáreas, fosilíferas, yesíferas; presentan pero en menor escala los nódulos descritos en el intervalo anterior. Hacia la parte

superior presenta intercalaciones de lutitas con margas blancas de color crema que meteorizan a pardo amarillento, calcáreo fosilíferas (TRUSKOSWKI, 1976).



Fig. 36.- Detalle del afloramiento del Miembro Husito, de la Formación Pozón en la sección de la costa, perteneciente al intervalo medido que se caracteriza: 1) Fractura concoidea, 2) Nódulos de pirita meteorizan a jarosita, 3) diaclasas 4) vetas de yeso Afloramiento 35. Tomado de TRUSKOWKI (1976).



Fig. 37.- Afloramiento de lutitas del Miembro Husito de la Formación Pozón en la sección de la costa; se observan nódulos (a), de margas duras (micrita) que se lenticularizan, paralelos a los planos de estratificación de las lutitas (b) Afloramiento 57. Tomado de TRUSKOWKI (1976).



Fig. 38.-Afloramiento de las lutitas de la sección costera correspondiente al intervalo superior del Miembro Husito de la Formación Pozón donde se encuentran paquetes irregulares de (a) margas duras (micritas) dentro de lutitas (b) Afloramiento 65. Tomado de TRUSKOWKI (1976).

## **Miembro Huso**

El miembro superior Huso consiste de lutitas grises claras que meteorizan a pardo amarillento calcáreas, fosilíferas, con alto contenido de yeso rellenando las fracturas, son físilas y presentan estratificación paralela, estas lutitas se encuentran intercaladas con margas de color crema claro que meteorizan a pardo amarillento claro, blancas, calcáreas y fosilíferas (TRUSKOSWKI, 1976).

### **3.1.5.3-Contactos y espesor**

No se conoce en esta zona el contacto inferior del Miembro Husito, siendo el contacto superior concordante con el Miembro Huso suprayacente; el Miembro Huso posee un contacto superior de discordancia angular con la Formación Punta Gavilán

suprayacente (TRUSKOWSKI, 1976). En su localidad tipo, la Formación Pozón se correlaciona con las formaciones Socorro y Caujarao, en parte (L.E.V., 1999).

El espesor del Miembro Husito, medido en la sección de la carretera es de 3000 metros y en la sección de la costa es de 5110 metros. El espesor medido del Miembro Huso en la sección de la carretera es de 770 metros y de 1770 metros en la sección de la costa. El espesor de la Formación Pozón en la sección de la costa es de 6880 metros, mientras que en la sección de la carretera es de 3770 metros (TRUSKOWSKI, 1976), Según L.E.V. (1999) la formación tiene 1.042 m de espesor en la sección tipo, que pasa a una sección incompleta de 1.120 m en el Mene de Acosta, donde falta el tope. Renz (1948), mencionó que la unidad se adelgaza hacia el oeste y engruesa hacia el este y norte

#### **3.1.5.4-Paleoambiente**

Según Renz (1948), las condiciones ambientales de los miembros Policarpio y Husito se mantienen esencialmente constantes, indicando sedimentación a profundidades entre 200 y 600 m, en condiciones marinas normales y clima tropical. En el miembro Huso, se evidencia un proceso regresivo, disminuyendo las profundidades desde 100 m en la parte inferior, a 50 m en su parte media y, finalmente, a condiciones marinas muy someras con influencia de aguas salobres, al tope. Blow (1959), no cambia estas interpretaciones. Van Der Bold (1966), en base a los ostrácodos, interpreta una profundidad marina de unos 100 a 170 m (300-500 pies) para la mayor parte del Miembro Husito, pasando a unos 30 a 70 m (100-200 pies) para la parte superior del miembro y menos de 30 m (100 pies) para el Miembro Huso.

### 3.1.5.5-Edad

Según TRUSKOWSKI (1976), la edad de la Formación Pozón se estima comprendido desde el Oligoceno Medio al límite inferior del Mioceno Temprano para el Miembro Inferior Husito y edad Mioceno Temprano para el Miembro Huso.

De acuerdo a los esquemas modernos, la edad de la Formación Pozón, en su localidad tipo, ocupa todo el Mioceno Medio y casi todo el Mioceno Tardío, desde las zonas de *Globorotalia fohsi peripheroronda*, hasta un nivel indeterminado dentro de la de *Globorotalia* (= *Neogloboquadrina*) *humerosa* (Díaz de Gamero, 1985b). En la región nororiental, sin embargo, la Formación Agua Salada, que incluye equivalentes de la Formación Pozón, alcanzó tan sólo la parte inferior de la zona de *Globorotalia acostaensis*, la inferior del Mioceno Tardío (Díaz de Gamero, 1985b). Giffuni *et al.* (1992) reconocen equivalentes de la Formación Pozón (parte superior de la Formación Agua Salada) al oeste del río Rico, donde esta unidad alcanza la Zona de *Globorotalia* (= *Neogloboquadrina*) *humerosa*.

### 3.1.6.-Formación Capadare

#### 3.1.6.1-Ubicación y extensión

La formación aflora como bancos calcáreos y complejos arrecifales separados en los distritos Acosta y Silva del estado Falcón. Topográficamente forma masas calcáreas prominentes con relieve cárstico en los cerros más elevados de Falcón oriental, que contrastan con el relieve ondulante y la topografía baja de las lutitas infrayacentes (L.E.V., 1999). Se encuentra aflorando en los cerros Píritu, Hueque y El Caballo. Ocupa un 2.5 % del área con respecto a las otras unidades presentes en el zona.

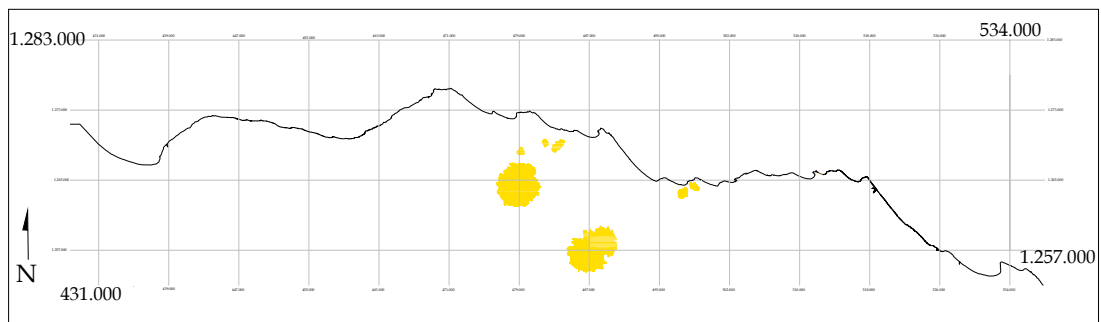


Fig.39.- Mapa de distribución de la Formación Capadare en la zona de estudio

#### 3.1.6.2- Descripción Litológica y Características de Campo

Poseen una litología de calizas bioclásticas de color amarillento (crema) (ver fig. 40 y 41), que varían desde mostaza y crema claro, ocasionalmente pueden presentar tonalidades rosadas, pero pueden variar de tonos grises a amarillentos, por lo general son porosas y medianamente consolidadas; a simple vista o mediante el uso de una lupa se observan fósiles, fragmentos muy pequeños de conchas, equinodermos y pelecípodos (CASTRO, 1979).

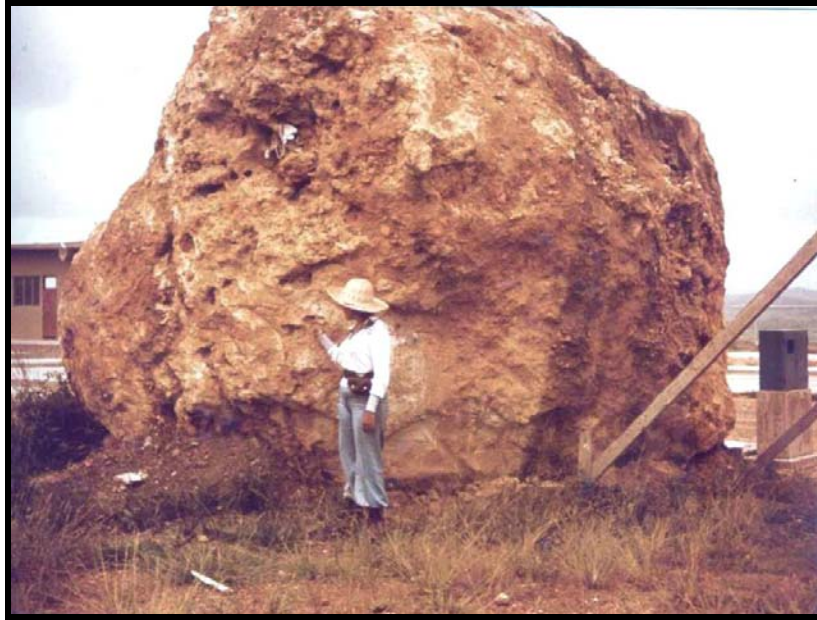


Fig. 40.-Bloque de caliza de grandes dimensiones expuesto en la entrada del pueblo de Píritu. Se observa su color amarillento y su alto grado de meteorización a colores rojizos. Muy fosilífera y mostrando bioturbación. Tomado de CASTRO 1979



Fig. 41.- Manera en que se presentan los bloques de caliza petrográficamente resultaron ser Grainstone. Afloramiento 36. Tomado de Labady (1979)

El estudio petrográfico realizado por LABADY (1979), a las calizas de Capadare de acuerdo con la clasificación de DUNHAM (1962) las clasifican como “packstone”, “grainstone”, “wackstone” – “packstone”; casi toda la unidad se caracteriza por contener micrita, los granos se encuentran flotando en la matriz. La estructura de los granos incluye en orden de abundancia, restos de algas coralinas (Figuras 42 y 43), foraminíferos, fragmentos de equinodermos y fragmentos de moluscos, entre los minerales se consiguen comúnmente minerales de arcilla mezclados con óxido de hierro.



Fig. 42.- Algas rojas *Crhodophycophyta* con *Lithophylun* y *Lithotamnium*, caliza Grainstone. Muestra PI-144 Aumento: 4/0.12. Tomado de LABADY (1979)





Fig. 43.- Grainstone, aquí se observa un gasterópodo, alga coralina Litthophyllun y Lithothamnium. Muestra PI-144- Aumento: 4/0.12 Tomado de LABADY (1979).

### 3.1.6.3-Contactos y espesor

Esta unidad se considera lateralmente discontinua y a medida que se desplaza hacia el oeste se hace más continental, el contacto inferior se considera concordante mientras que el contacto superior se encuentra expuesto a la erosión (CASTRO, 1979). La Formación Capadare se correlaciona cronoestratigráficamente con el Miembro Huso de la Formación Pozón (ver panel de correlación) (RENZ, 1948). Díaz de Gamero (1985) la correlaciona con la Formación Socorro de Falcón norcentral

Para LABADY (1979) el espesor de la unidad no es mayor a 250 m.

### 3.1.6.4-Paleoambiente

CASTRO (1979) propone un desarrollo carbonático de plataforma costera, cuyo máximo crecimiento ocurrió en aguas claras bien oxigenadas, con clima tropical y con influencia de fluctuaciones marinas, que indican que por algunos cortos

intervalos de tiempo las calizas estuvieron bajo la influencia directa del aire. La profundidad no debió sobrepasar los 30 m, es decir entre la zona sublitoral y nerítico superior, la presencia de *Globigerinoides* indica que la influencia de mar abierto quizás fue interrumpida por algunos bancos de algas. LABADY (1979) define un paleoambiente que según la fauna que presentan las calizas diagnósticas de aguas oceánicas de baja profundidad, por los moldes de algunos foraminíferos y la presencias de algas coralinas que son comunes en zona litoral sublitoral.

#### **3.1.6.5.-Edad**

Según CASTRO (1979) le asigna una edad de Mioceno Medio – Tardío, al igual que DÍAZ DE GAMERO (1985) le asigna una edad que va de la zona de *Globorotalia fohsi fohsi* a la Zona de *Globorotalia menardii* del Mioceno Medio.

### 3.1.7.-Formación Caujarao

#### 3.1.7.1.- Ubicación y Extensión

La Formación Caujarao se extiende desde Sabaneta, al oeste hasta la región de Tocópero, al este (L.E.V., 1999). Como expresión topográfica conforman las filas El Malecón y El Carmelo, los cerros Boquerón, Prestamo, Los Pilacones, San Nicolás, Mampostal y Fila Barigua así como la sierra de Guaibacoa y el Portachuelo, esto en sentido oeste – este. Hacia el norte la Formación Caujarao yace en las fila San Gil y La Campana y en las zonas de Playa Negra, Carrizal, Las Polonias y Los Dos Caminos, teniendo las mayores cotas del área. Constituye 11% del área con respecto a las demás formaciones (fig. 44).

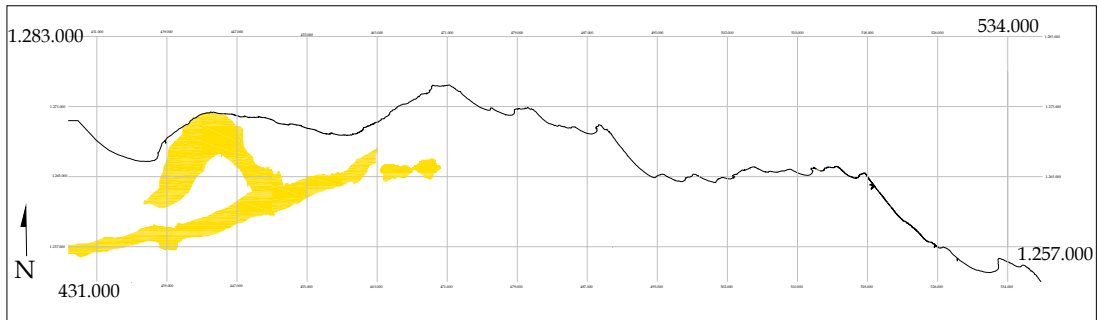


Fig.44.- Mapa de distribución de la Formación Caujarao en la zona de estudio

#### 3.1.7.2.- Descripción Litología y Características de Campo

Esta formación está caracterizada principalmente por calizas muy impuras, fosilíferas y muy compactas, de color gris claro a gris oscuro que en su mayoría meteorizan a marrón oscuro a casi negro muy característico, son duras y compactas. Las lutitas son predominantes hacia la parte superior de la unidad y son de color gris azulado, marrón claro a marrón oscuro y muy yesíferas, son en general muy impuras (fig 45). La parte inferior de Caujarao se caracteriza por tener areniscas bien

escogidas de grano muy fino, marrones claras y amarillentas que por acción del oxido de hierro (VALLENILLA, 1961).

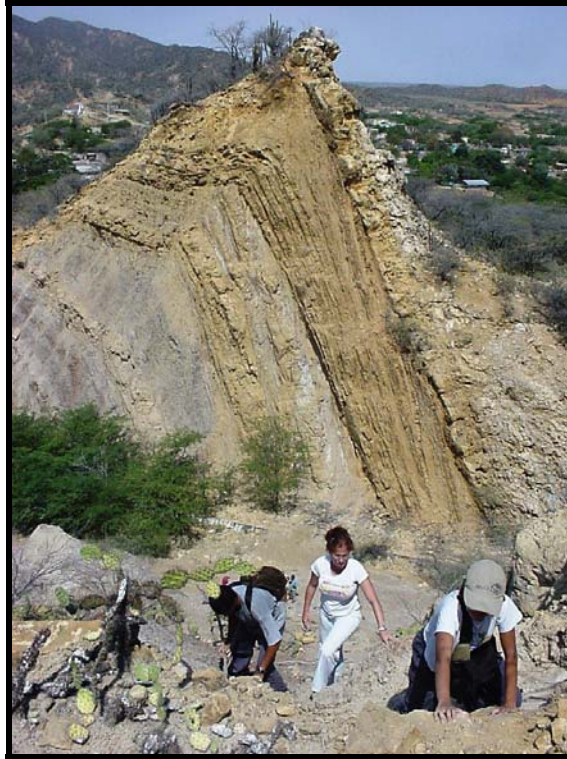


Fig.45- Secuencia litológica de lutitas intercaladas con areniscas y calizas fosilíferas. Localización: afloramiento paralelo a la sección de la antigua represa del río Coro. Foto cortesía de Maria Antonieta Ariza 2004

Esta formación se ha dividido en tres miembros en la zona de Coro, Caujarao y La Vela, un miembro inferior denominado El Muaco, un intermedio llamado Mataruca y por ultimo uno llamado Miembro Taratara. En la zona de Cumarebo se definió el Miembro Caliza de Cumarebo.

## Miembro Muaco

Comprende la parte inferior de la Formación Caujarao, dicho miembro se caracteriza por un alto porcentaje de lutitas, de color gris parduzco que meteorizan a pardo amarillento, yesíferas con gran contenido de óxido y materia orgánica, algunas son macrofosilíferas. Presentan laminación paralela y se localizan en toda la secuencia, con espesor promedio de 18 m, interestratificadas con estas lutitas se encuentran capas de areniscas las cuales se engrosan hacia la región de Butare, siendo de color gris blanquecino que meteorizan a pardo amarillento, friables y de grano fino a medio, bien escogidas, algunas calcáreas, ferruginosas y micáceas. Hacia la base poseen horadaciones paralelas a la estratificación, las areniscas se sitúan en la parte inferior del miembro, hacia el tope de las capas de areniscas y lutitas, se encuentran calizas margosas, y/o detríticas, de color gris que meteorizan a pardo amarillento y microfósilíferas, distribuyéndose a lo largo de toda la secuencia; en la parte superior se encuentran coquinas de *Ostrea*, gasterópodos (fig. 46 ) y bivalvos, algunos muy bien preservados; en todo el miembro se observa capas de calcáreas entre grandes espesores lutíticos. (LEÓN Y QUIJADA, 1985).

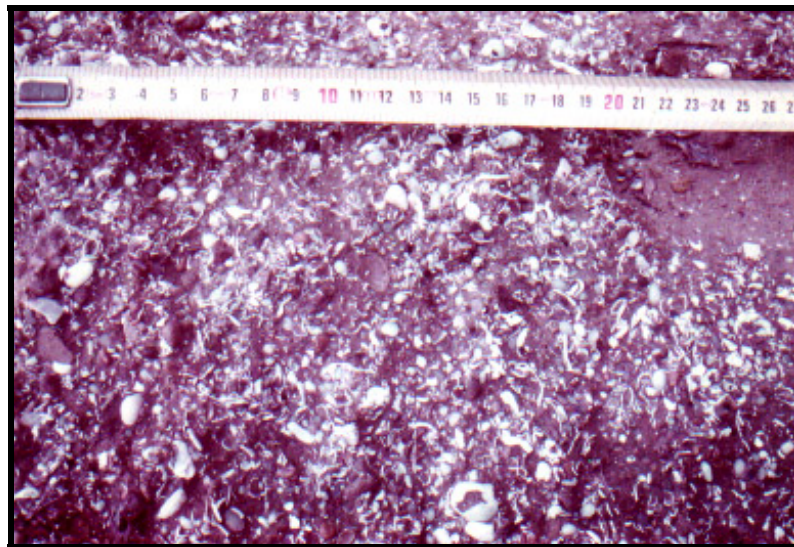


Fig. 46.- Detalle de gasterópodos y bivalvos, en el Miembro Muaco (Formación Caujarao). Tomado de LEÓN Y QUIJADA (1985).

## Miembro Mataruca

Es el miembro intermedio y se caracteriza en las secciones estudiadas por estar compuesto, aproximadamente por 75% de lutitas, 23% de calizas y 2% de areniscas.

Las lutitas son de color gris oscuro que meteorizan a pardo, muy meteorizadas, yesíferas y algunas fosilíferas. Las calizas son margosas, de color gris blanquecino que meteorizan a gris oscuro de grano muy fino, limolíticas, con contenido de macrofauna y cavernosas, las capas de calizas varían lateralmente de espesor aumentando hacia el este (fig. 47). Las areniscas son escasas, de grano fino, blanquecinas y meteorizan a pardo amarillento, calcáreas, ferruginosas y micáceas (LEÓN Y QUIJADA, 1985).



Fig. 47.- Caliza del Miembro Mataruca de la Sierra de Guabacoa: miembro intermedio de la Formación Caujarao Rumbo: N50E. Tomado de LEÓN Y QUIJADA (1985)

### **Miembro Taratara**

Se caracteriza por grandes espesores de lutitas microfósilíferas de color gris azulado que meteorizan a marrón, con mucho óxido de hierro y gran cantidad de yeso primario diseminado en la roca (fig. 48) (VALLENILLA, 1971).



Fig. 48.- Lutitas del Miembro Taratara en la Región de La Vela; Miembro Superior de la Formación Caujarao (Rumbo: N20W). Tomado de LEÓN Y QUIJADA (1985)

### **Miembro Caliza de Cumarebo**

Tiene su mayor representación en el cerro Mampostal al sur de Puerto Cumarebo, son calizas bioclásticas, constituidas fundamentalmente por fragmentos esquelétales de moluscos y algas calcáreas, de colores grises a marrón grisáceo e incluso gris rojizo en algunos casos. Meteorizan dando una tonalidad gris negruzca. Es frecuente la laminación. Se observaron pequeñas capas de hasta 3 cm de espesor.

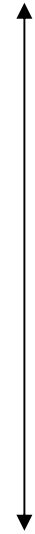
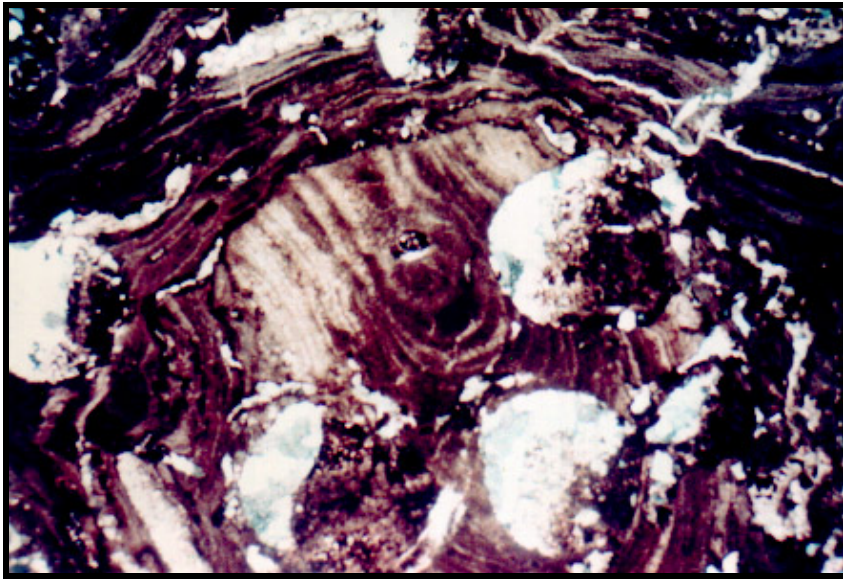
Los minerales terrígenos están prácticamente ausentes en casi todas las muestras. La limonita está presente, pero en proporciones mínimas.

En el análisis petrográfico realizado a la Formación Caujarao por LEÓN Y QUIJADA (1985), reconocieron 6 facies petrográficas:

Los carbonatos presentes según la clasificación LEÓN Y QUIJADA (1985), de acuerdo a los parámetros establecidos por DUNHAM (1962), son:

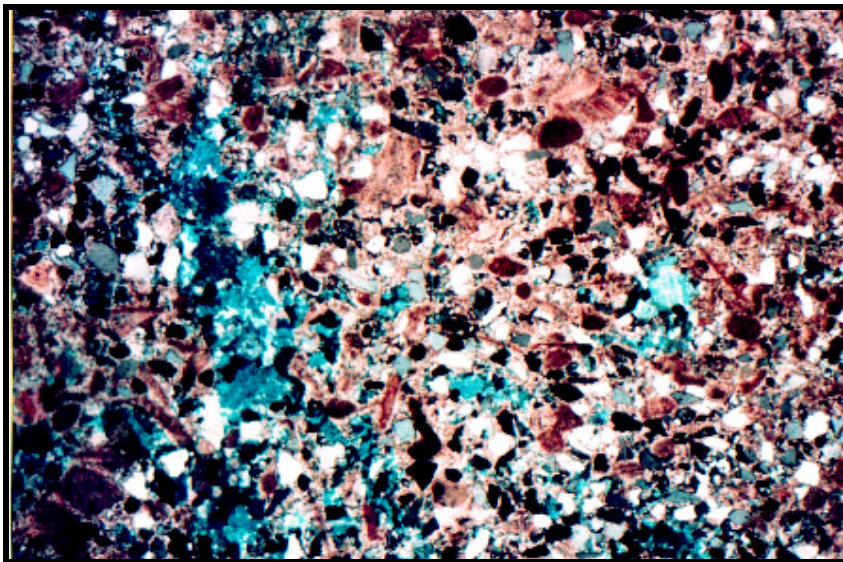
“Packstone” (44%): posee esqueleto granular con abundante matriz; dentro de los fósiles dominan los restos de algas (30%), seguidos por restos de moluscos, *Numulites* sp., restos de equinodermos y briozoarios, trazas de ostras. Entre de los procesos de diagenéticos se observan: procesos de glauconitización silicificación; así como oxidación de la fauna fósil y fragmentos de roca; las conchas y las algas horadadas (fig. 49) presentan inversión homoaxial y heteroaxial que en algunos casos se encuentran micritizadas; la matriz esta dolomitizada (localmente la dolomita es sacaroidea (fig50 y 52)). La oxidación de la matriz, material algal y fósiles, reflejan condiciones oxidantes durante el proceso diagenético. La porosidad modica por disolución es muy frecuente en esta facies (fig. 51).





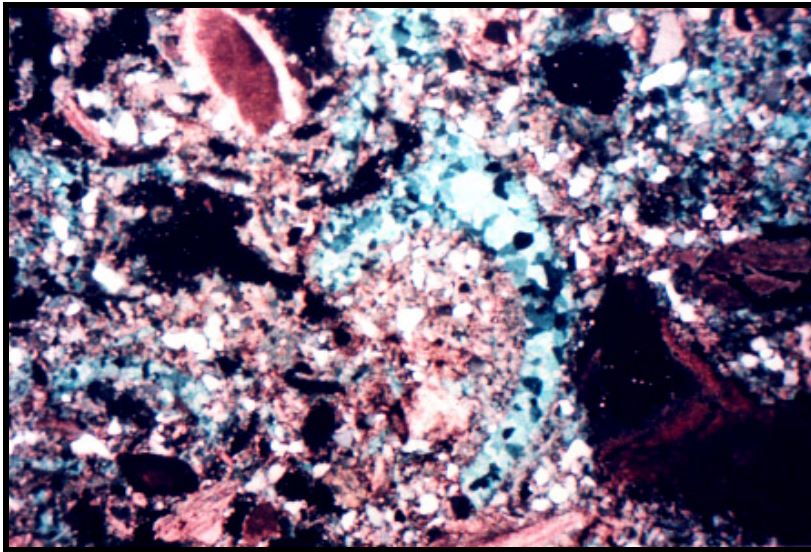
3,6 mm

Fig. 49.- Fotomicrografía la muestra FA-183-84. “packstone” de algas horadadas, de muestra FA-124c-84. Localización: en los Miembros Muaco y Mataruca. Aumento 2.5/0.08.  
Tomado de LEÓN Y QUIJADA (1985)



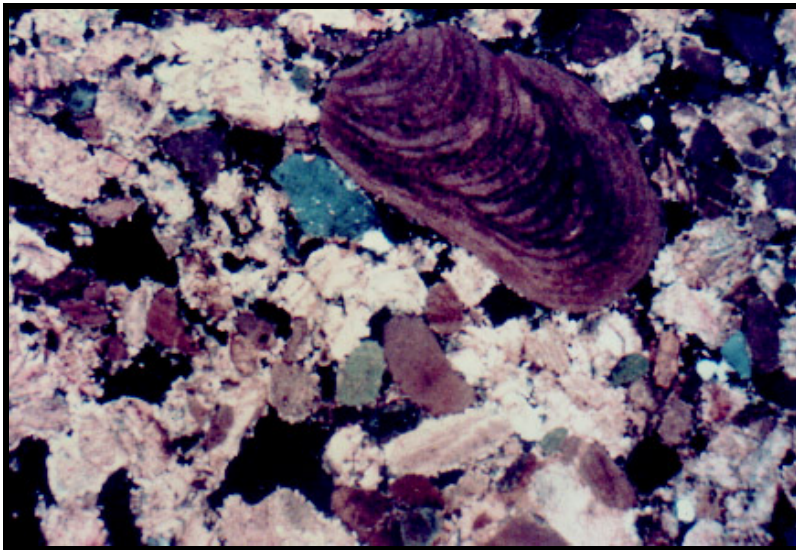
3,6 mm

Fig. 50.- Fotomicrografía la muestra FA-124c-84. La cual muestra dolomitización de la matriz, en forma sacaroidea. Localización: base del Miembro Muaco. Aumento 2.5/0.08.  
Tomado de LEÓN Y QUIJADA (1985)



3,6 mm

Fig. 51.- Fotomicrografía la muestra FA-098-84. Donde se observa fauna fósil fracturada y recrystalizada a dolomita espática ferrosa. Formación Caujarao. Localización: en toda la unidad. Aumento 2.5/0.08. Tomado de LEÓN Y QUIJADA (1985)



3,6 mm

Fig. 52.- Fotomicrografía la muestra FA-295b-84. Donde se observa abundante porosidad mó dica debido a al disolución de granos esquelétales e igualmente de matriz. Aumento 2.5/0.08 Tomado de LEÓN Y QUIJADA (1985).

Las estructuras sedimentarias más comunes son horadaciones, concreciones ferruginosas, rizaduras incipientes y escasas estratificaciones cruzadas de ángulo intermedio, con niveles conglomeráticos. La facies se ubica en toda la secuencia donde afloran los miembros Muaco y Mataruca. Se localizan al tope de las mismas.

“Wackstone” (30%): Posee esqueleto lodoso, en proporción promedio del 61%, de carácter margoso, dominan los moluscos, principalmente los géneros *Ostrea* y *Pecten*, con algunos gasterópodos (*Turritella*). En orden de abundancia le siguen: *Nunmulites* sp., fragmentos de equinodermos, bivalvos y restos de algas; y muy pocos briozoarios. Entre los procesos diagenéticos se pueden mencionar: escasa silicificación y glauconitización asociada a peloides, fauna y matriz, efectos de micritización en restos de algas (estas se encuentran horadadas); los granos de cuarzos, poseen bordes corroídos por la calcita, la porosidad es del tipo móldica y se encuentra reducida por cementación radioaxial de dolomita baja en hierro (fig. 53).

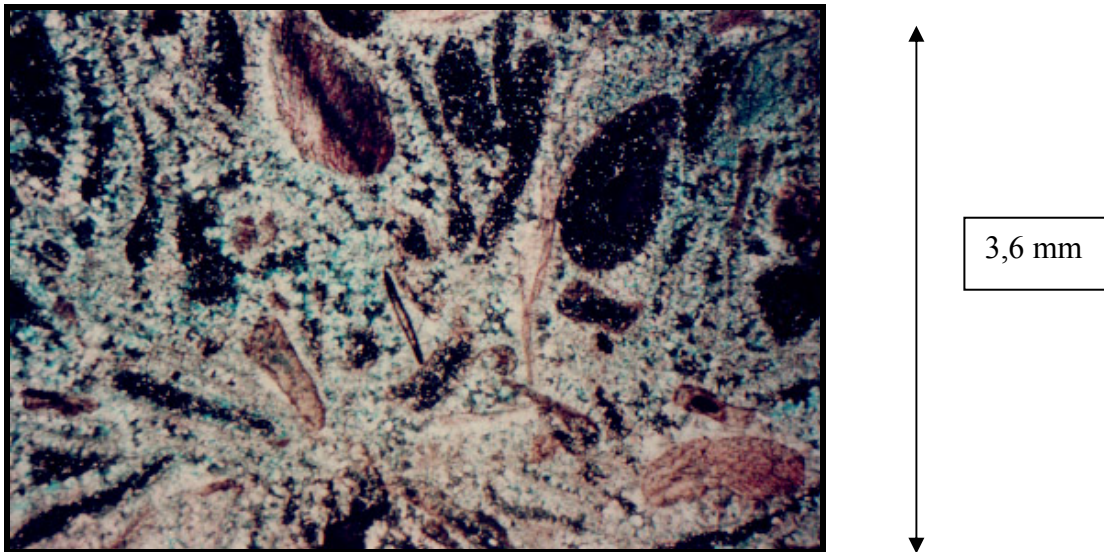


Fig. 53.- Fotomicrografía la muestra FA-115a-84. Muestra abundante porosidad secundaria y matriz de dolomita sacaroidea, con bajo contenido en hierro. Localización: Miembro Muaco en la Sierra de Guaibacoa. Aumento 2.5/0.08 Tomado de LEÓN Y QUIJADA (1985)

En el tope de la(s) secuencia(s) se observan horadaciones perpendiculares a la estratificación, rizaduras incipientes. Se encuentra en toda la secuencia donde aflora la Formación Caujarao (Miembro Muaco).

Las areniscas fueron clasificadas por LEÓN Y QUIJADA (1985), según los parámetros establecidos por PETTIJON *et al.*, (1972) y se obtuvo 1 facies:

Areniscas de cuarzo (3%): Son texturalmente masivas, de granulometría fina, moderadamente escogidas. Posee matriz de lodo, rico en componentes argiláceos, muestran fuertes efectos de recristalización a dolomita sacaroidea, con alto contenido en hierro (ankerita), fragmentos de roca alterada a arcilla y sobrecrecimiento de cuarzo por disolución de sílice y alta porosidad móldica. Las estructuras frecuentes son del tipo *Ophiomorpha* sp. y concreciones ferruginosas paralelas a la estratificación. Se ubican hacia el tope del Miembro Muaco en la región de Butare (Fig.53).

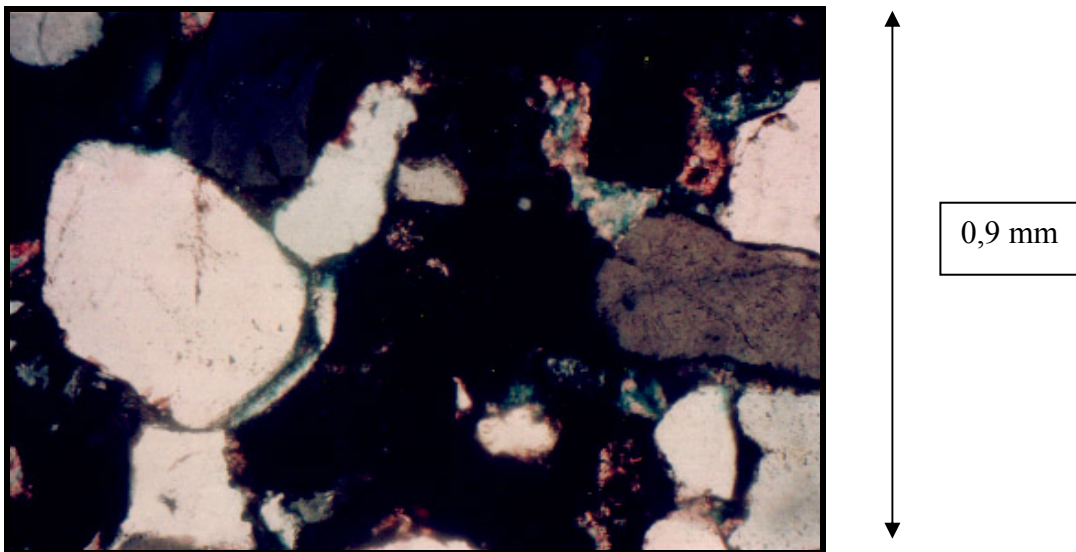


Fig. 54.- Fotomicrografía la muestra FA-170-84. Presenta sobre crecimiento de cuarzo en areniscas cuarzosas y con matriz dolomítica en la Formación Caujarao. Localización: quebrada Butare. Aumento 16/0.40. Tomado de LEÓN Y QUIJADA (1985)

Los carbonatos de mezclas fueron clasificados según MAUNT (1985) (inicialmente LEÓN Y QUIJADA (1985), la clasificaron según los parámetros establecidos por PETTIJOHN *et al.* (1972), pero durante este trabajo se modificó) y se obtuvo 1 facies:

“Arenisca micrítica” (23%): son masivas y friables, de granulometría fina a media, bien escogidas. Se observaron dentro de los procesos diagenéticos: Matriz muy recristalizada a dolomita pobre en hierro (pseudoespática), posee gran cantidad de material calcáreo, los fósiles se encuentran mal preservados y oxidados, el cemento es isópaco y equigranular, la porosidad es secundaria, generada por la disolución de la matriz. En la base de la secuencia hay gran cantidad de horadaciones *Ophiomorpha* sp, y laminación paralela. Se encuentran en los miembros Muaco y Mataruca, en las secciones levantadas en la región Butare y carretera de la Sierra de Guaibacoa (fig. 54 en donde se observan las características de esta facies).

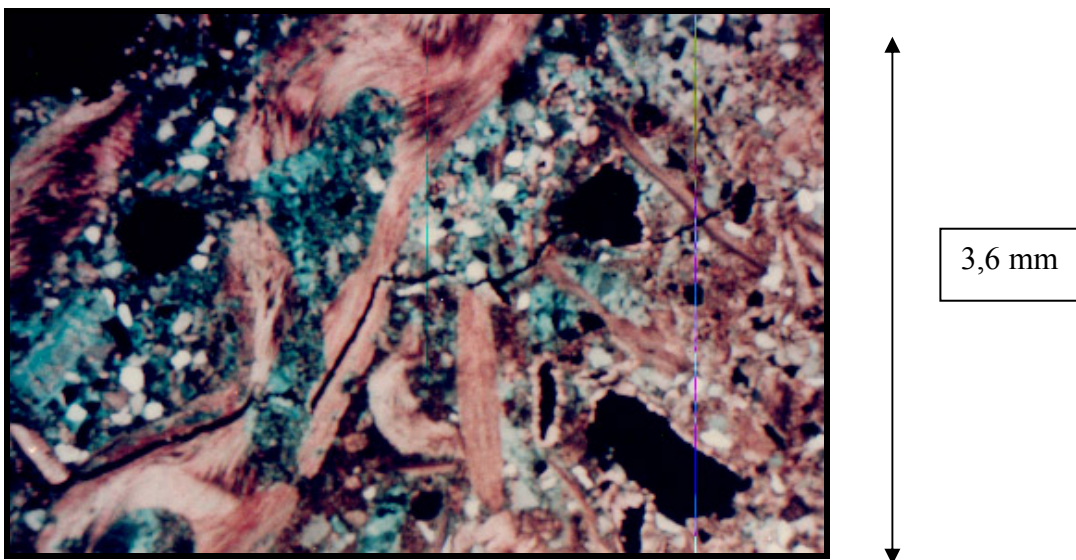


Fig. 55.- Fotomicrografía la muestra FA-095-84. La cual se observa fracturas de rellenas de óxido de hierro, fauna de molusco invertida homoaxialmente, fracturada y rellena por dolomita ferrosa. Formación Caujarao. Miembro Sierra de Guaibacoa. Aumento 2.5/0.08. Tomado de LEÓN Y QUIJADA (1985)

### 3.1.7.3.- Contactos y Espesor

La Formación Caujarao yace concordantemente sobre la Formación Socorro, dicho contacto se ubica en la base de la caliza fosilífera después de un intervalo lutítico de la Formación Socorro; el contacto superior con la Formación La Vela es concordante, con algunas disconformidades locales producidas por el cambio de facies entre ambas formaciones (LEÓN Y QUIJADAS, 1985).

En la zona de Cumarebo aflora el Miembro La Caliza de Cumarebo; GIFFUNI *et al.* (1992) describen el contacto de la Caliza de Cumarebo, parte inferior de la Formación Caujarao, con la Formación Agua Salada infrayacente, como abrupto; su límite superior es concordante con la Formación Turupía (GIFFUNI, 1980). Díaz de GAMERO *et al.* (1997) colocan el contacto superior al tope de la última caliza masiva típica de la Caliza de Cumarebo, encima de la cual dominan las arcillitas calcáreas

La Formación Caujarao, en su localidad tipo, se correlaciona con la Formación Urumaco hacia el oeste (DÍAZ DE GAMERO Y LINARES, 1989). Desde Sabaneta hacia el este, mantiene su identidad hasta la estructura de La Vela de Coro (KAVANAGH DE PETZALL, 1959; WOZNIAK Y WOZNIAK, 1987; ESTÉVES Y VILLALTA, 1989). En la región al este de Cumarebo esta se acuña haciéndose más calcárea (ver panel de correlación) y está restringida al Miembro Caliza de Cumarebo (DÍAZ DE GAMERO *et al.*, 1997).

El espesor total de la Formación Caujarao medido por VALLENILLA (1961) es de 1221.56 m, en donde le asigna al Miembro Muaco un espesor de 645.51 m, al Miembro Mataruca 331.05 m y finalmente al Miembro Taratara 245 m, mientras que LEÓN Y QUIJADA (1985) estiman un espesor máximo para la unidad de 1635 m. Para El Miembro Caliza de Cumarebo, GIFFUNI (1980) calculó un espesor de 280 m en el Cerro Mampostal.

#### 3.1.7.4.- Paleoambiente

VALLENILLA (1961) establece que por la ocurrencia de moluscos, tanto lamelibranquios como de gasterópodos y además de una fauna abundante de microfósiles, establece un origen marino para la unidad; la presencia de arrecifes coralinos a lo largo de la columna estratigráfica, dan inicio a un ambiente sedimentario nerítico a litoral, La presencia de *Streblus catesbyanus*, así como *Streblus sp.*, cf. *S.ornatus*, determinan una sedimentación marina poco profunda y salinidad normal.

El Miembro La Caliza de Cumarebo representa un depósito de bancos calcáreos de plataforma, donde se acumularon fragmentos esqueléticos diversos, predominantemente algas calcáreas y moluscos. La acumulación se efectuó en aguas cálidas, someras, bien iluminadas, de salinidad normal, lejos de la costa y en contacto con el mar abierto (GIFFUNI, 1980). Desde el punto de vista de estratigrafía secuencial, GIFFUNI *et al.* (1992) consideran que se sedimentó durante una caída relativa del nivel del mar (LST) y que su base parece coincidir con el límite de secuencia SB=6,3 Ma.

#### 3.1.7.5.- Edad

VALLENILLA (1961) asigna una edad de Mioceno Medio en base a la presencia de las Zónulas *Tronchamina sp.*, cf. *T. pacífica*, *Textularia panamensis*,. Coincide con GALEA (1976), que basada en la presencia de la zona de *Globorotalia menardii* también le asigna Mioceno Medio a la unidad; por otro lado para la edad del Miembro Caliza de Cumarebo GIFFUNI *et al.* (1992) plantean una edad en base a elementos planctónicos de la secuencias inferior y superior, que va del Mioceno Tardío al Plioceno Temprano por la presencia de zonas de *Globorotalia humerosa* a *Globorotalia margaritae* y zonas de *Discoaster calcaris* a *Amaurolithus tricorniculatus*.

### 3.1.8.-Formación La Vela

#### 3.1.8.1.-Ubicación y Extensión

La Formación La Vela aflora en una limitada extensión de Falcón norcentral, entre el oeste del río Coro y Puente de Piedra, al este de la estructura de La Vela (Rey, 1990). Sus mejores afloramientos se encuentran ubicados en las secciones de la carretera Coro – Churuguara, la región de Butare, quebrada Muaco (La Vela) y en la quebrada El Trigal, ocupando un 9% con respecto al total de las demás formaciones presentes en la zona estudiada (fig.56)

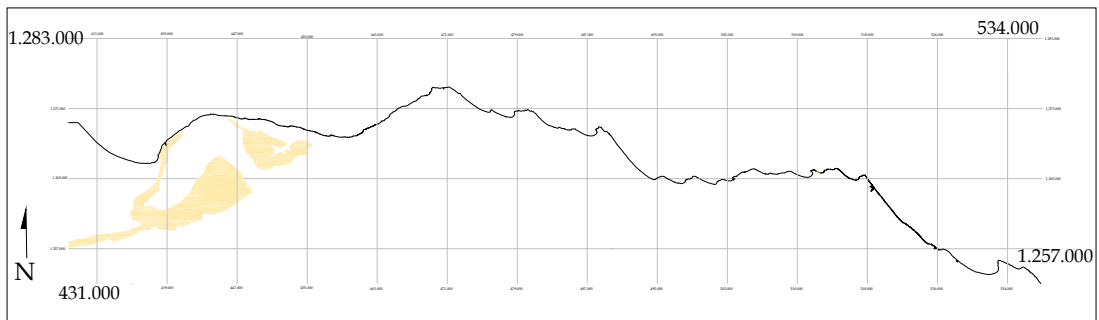


Fig.56- Mapa de distribución de la Formación La Vela en la zona de estudio

#### 3.1.8.2.-Descripción Litología y Características de Campo

Las limolitas en la sección levantada en la quebrada El Trigal, son de color gris claro que meteorizan a ocre con bandas rojizas masivas, estas pueden presentar clastos de 3 a 4 cm. de óxidos de hierro, el espesor medido en el campo fue de 2 a 4 m, pudiendo ser mayor (REY, 1990).

Los conglomerados de guijarros meteorizan a pardo, suelen ser masivos, aunque se puede observar la estratificación cruzada. Según FRIEDMAN Y SANDERS (1978), se clasificaron como conglomerados polimícticos. El esqueleto está formado por clastos de 2 a 3 cm de diámetro de óxido de hierro, aunque hacia el tope de la



unidad de observaron clastos de fragmentos de calizas claras fosilíferas. La matriz es arenosa y está compuesta, en orden de abundancia por, clastos de óxidos de hierro, fragmentos de limonitas ferruginosas, fragmentos de calizas, cuarzo monocristalino ígneo, cuarzo monocristalino metamórfico y fragmentos de moluscos. El cemento es de caliza, los clastos van de subangulares a redondeados, la esfericidad es de media a elevada y el empaquetamiento es suelto, los contactos con las limolitas son concordantes y abruptos. El espesor varía de 1.5 a 2 m, en la sección de la quebrada Muaco se caracteriza por la presencia de intercalaciones de areniscas calcáreas y arcillitas. Hacia el este la formación pierde su carácter conglomerático incrementándose su espesor (REY, 1990).

Las lutitas representan 95.5% de la unidad, mientras que para la sección levantada en la quebrada el Trigal representan un 42,7% de la unidad, son de color gris y meteorizan a tonos ocres, marrones y rojizos pueden ser calcáreas o no, masivas. En ocasiones; presentan niveles limosos, por lo general hacia el tope estos cuerpos de contacto con las areniscas. Hacia el tope y la base de la sección se observaron *Ophimorpha* en los niveles limosos (fig. 57), también es común observar a lo largo de toda la unidad, niveles entre 0.2 y 1m de *Crassostrea virginica falconensis* u *Ostreas* (fig. 58). El contacto inferior con las areniscas es concordante y abrupto, mientras que el superior puede ser concordante y abrupto o transicional, el espesor es variable desde 17 m hasta 96 m sin seguir un patrón determinado (REY, 1990).

Las areniscas representan un 4.5% de la unidad, pero en la sección levantada de la quebrada El Trigal se incrementa a 15.7% en la unidad. Se presentan en color gris meteorizando a ocre, son de grano fino a medio y hacia la base de la unidad son conglomeráticas. En la mayoría de los casos presentan fragmentos de conchas de bivaldos, gasterópodos y cirrípedos (REY, 1980).



Fig. 57.- Limolitas con *Ophiomorpha* Formación La Vela quebrada Muaco Tomado de REY (1990).



Fig. 58.- Presencia de *Crassostrea virginaca falconiense*, embebidas en lutitas en la Formación La Vela. Tomado de LEÓN Y QUIJADA (1985).

Dentro de las estructuras sedimentarias predominan las del tipo orgánico reconociéndose en algunos casos madrigueras de *Ophiomorpha*. En la mitad superior de la unidad, el tope de estas areniscas se observó fuertemente bioturbado. En cuanto a las estructuras sedimentarias de origen físico se observó en forma escasa laminación paralela y gradación normal (REY, 1990), hacia la base presentan huellas de carga, grandes horadaciones que hacia el tope disminuyen de tamaño, pero aumentan en ocurrencia, se encuentran en todas direcciones, más hacia el tope disminuyen sustancialmente las horadaciones y se observa estratificación cruzada de ángulo bajo (fig. 59) (LEÓN Y QUIJADAS, 1985).



Fig. 59.- Detalle de horadaciones en calizas de la Formación La Vela, en la región de la quebrada El Trigal. Tomado de LEÓN Y QUIJADA (1985)

El espesor de este litotipo varía de 0.7 m hasta 6 m. Los espesores menores se observaron en la base de la unidad, mientras que los mayores hacia el tope; el contacto superior es concordante y abrupto y el inferior concordante y abrupto o transicional (REY, 1990).

A partir del estudio petrográfico realizado por REY (1990) de acuerdo con la clasificación de PETTIJOHN, *et al.* (1973), las facies presentes resultaron ser sublitarenitas calcáreas, aunque dentro de la misma capa puede haber niveles carbonáticos clasificados como “grainstone” según la clasificación de DUNHAM (1962).

Posterior a este estudio ZAPATA *et al.* (2001), utilizando las muestras petrográficas realizadas por REY (1980), realizó una revisión detallada en donde las reclasificó como carbonatos de mezcla según la clasificación de MAUNT (1985), encontrando cuatro facies:

- ~ *Facies Micrita Arenosa* (39%), se localizan en la parte basal de la sección y en el tope.
- ~ *Facies Caliza Aloquímica Arenosa* (19%), se encuentran distribuidas a lo largo de la sección siendo más notoria en la parte basal y el tope de la sección.
- ~ *Facies Arenisca Micrítica* (39%), se encuentran distribuidas en la parte media de la sección.
- ~ *Facies Biomicrita de empaquetamiento suelto* (7%), se ubican hacia el tope de la sección.

Por otro lado, en el reconocimiento petrográfico que realizaron LEÓN Y QUIJADA (1985), establecieron 4 facies petrográficas; 2 del grupo de los carbonatos y 2 del grupo de los carbonatos de mezcla (clasificadas por los autores según PETTIJOHN *et al.*, (1972) y reclasificadas durante este trabajo según MAUNT (1985)). Todas las rocas analizadas poseen abundante matriz argilácea – carbonática.

Los carbonatos clasificados según DUNHAM (1962) son:

“Packstone” (50%): de esqueleto granular, abundan los restos de bivalvos, seguidos de restos de algas (*Lithophyllum* y *Lithothamnium*), espinas de

equinodermos, briozoarios así como trazas de *Textularia* sp. todos en un 20%. Dentro de los procesos diagenéticos hallados en esta facies se encuentran: peloides y fauna glauconitizados, micritización de restos de algas redondeadas y piritización de fósiles como evidencia de diagénesis tardía. Tanto los granos de cuarzo como fragmentos de roca e intraclastos poseen bordes corroídos por la matriz, algunos poseen contactos suturados con precipitación de sílice, por efectos de presión disolución; la fauna fósil de moluscos se encuentra invertida homoaxialmente conservando su estructura original fibrosa, la matriz posee gran cantidad de óxidos de hierro y esta recristalizada casi en su totalidad a dolomita sacaroidea, producto de un proceso neomórfico.

Dentro de las estructuras sedimentarias: alta bioturbación, huellas de carga, estratificación cruzada de ángulo medio (15 y 20°); hacia el tope, estas rocas son conglomeráticas con gradación normal. Se ubican en las secciones levantadas al norte y este de la región (secciones de Muaco y el Trigal) (fig. 60 y 61).

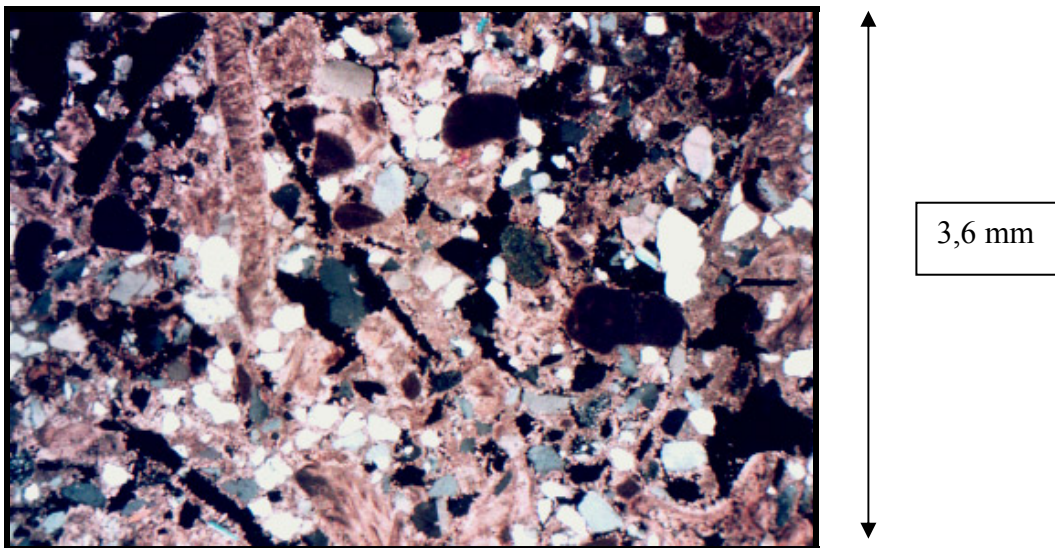


Fig. 60.- Fotomicrografía la muestra FA-285t-84. La cual muestra abundante porosidad módica y por disolución de la matriz; así como glauconita detrítica subredondeada. Formación La Vela Localización: quebrada El Trigal. Aumento 2.5/0.08. Tomado de LEÓN Y QUIJADA (1985).

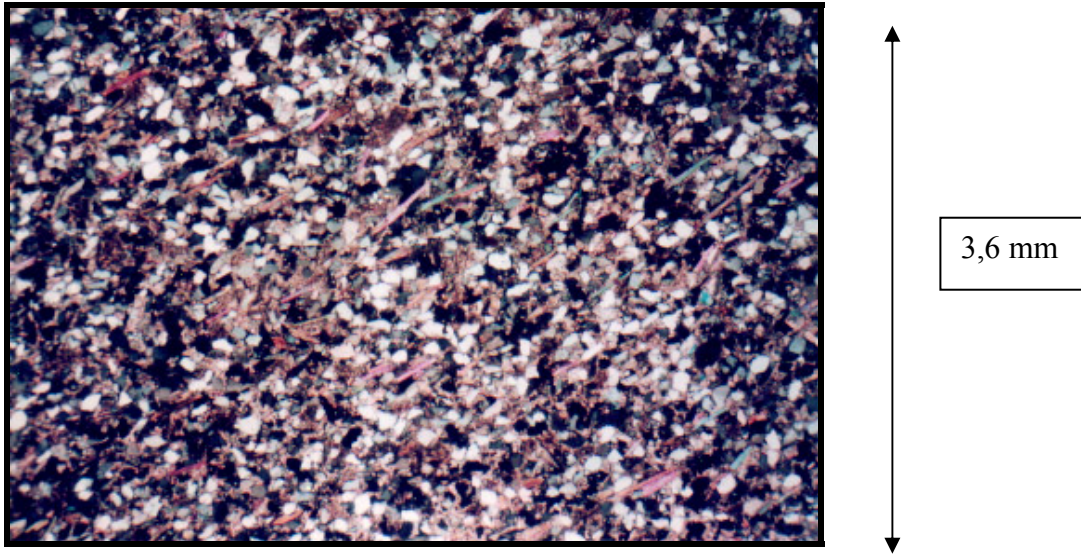


Fig. 61.- Fotomicrografía la muestra FA-289-84. Obsérvese el alto contenido en micas y su anisotropía  
Localización: quebrada El Trigal. Formación La Vela. Aumento 2.5/0.08.  
Tomado de LEÓN Y QUIJADA (1985)

“Wackstone” (20%): poseen esqueleto lodoso en proporción promedio del 55%, dominan los fragmentos de moluscos, y en menor proporción restos de algas, *Nunmulites* sp. y briozoarios. En los procesos diagenéticos se encuentran: glauconitización de foraminíferos y micritización de restos de algas, así como el proceso de inversión homoaxial en la fauna fragmentada de moluscos. Las estructuras sedimentarias observadas fueron: horadaciones y gradación normal. Se ubican en menor extensión que las facies de “Packstone”; preferentemente en el tope de la secuencia de Butare y Muaco y hacia la base de la quebrada el Trigal (fig. 62 y 63);

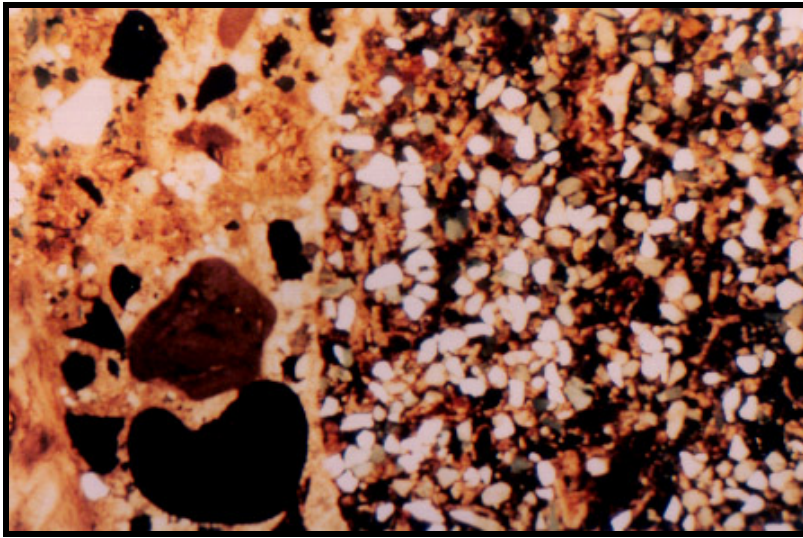


Fig. 62.- Fotomicrografía la muestra FA-154-84. Presentan un contacto erosional. Formación La Vela  
Localización: región de Muaco. Aumento 2.5/0.080.  
Tomado de LEÓN Y QUIJADA (1985)

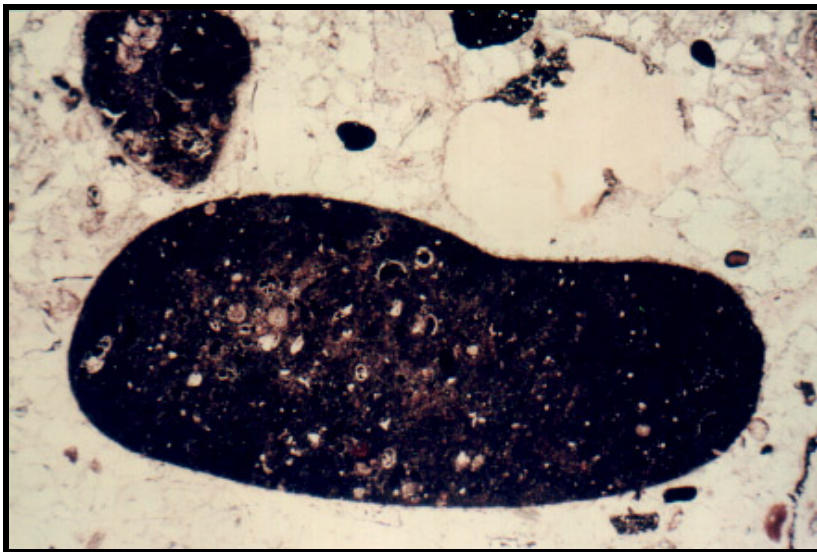


Fig. 63.- Fotomicrografía la muestra FA-155-84, en donde se observa un fragmento de caliza  
subredondeado Formación La Vela Localización: región de Muaco. Aumento 2.5/0.080.  
Tomado de LEÓN Y QUIJADA (1985)

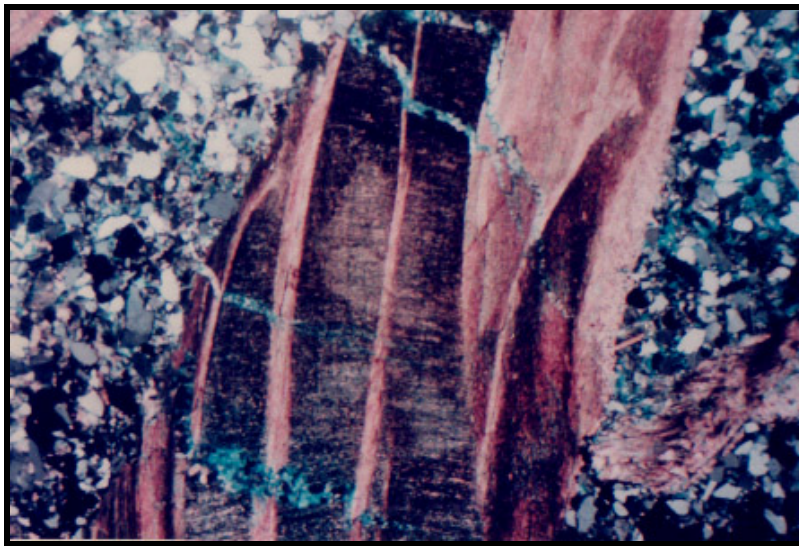
Los carbonatos de mezcla fueron clasificados según el esquema de MAUNT (1985) obtuvieron:

“Lodolita micrítica” (20%): son texturalmente friables, de granulometría media a gruesa, con escogimiento moderado, presenta biotita alterada a clorita, sericitización de feldspatos y goethita residual sobre elementos glauconitizados o cloritizados. Los fragmentos de roca calcárea se encuentran totalmente oxidados, igual que en la facies anterior la matriz es lodosa. Es común encontrar bioturbación hacia el tope de los niveles conglomeráticos. Estas facies se ubican en toda la secuencia levantada en Muaco, región de La Vela, al norte del área de estudio.

“Arenisca micrítica” (10%): Son de granulometría fina, escogimiento moderado y empaquetamiento ligeramente apretado. Los efectos diagenéticos se encuentran principalmente en la matriz, donde ocurre el desarrollo de micas autigénicas y su recristalización a dolomita pseudoespática con bajo contenido en óxido de hierro. La corrosión por la matriz, de los granos de cuarzo; así como la alteración de óxidos (magnetita a leucoxeno) es frecuente.

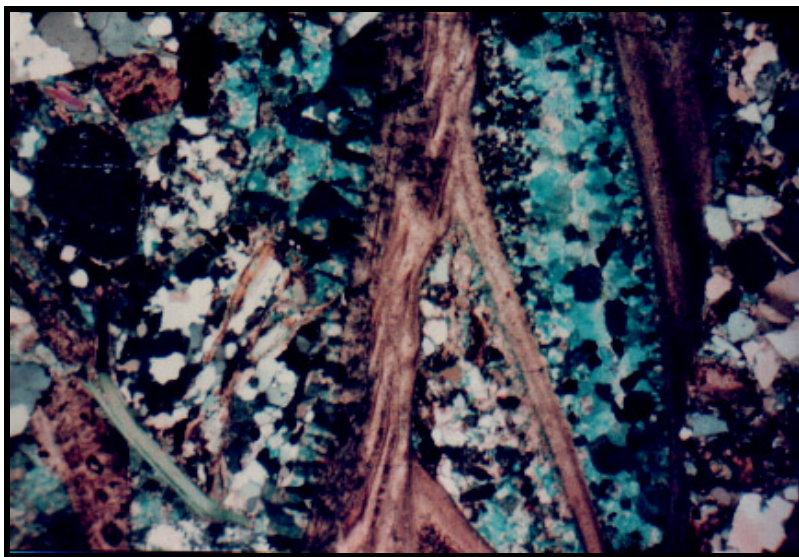
Es común observar bioturbación que disminuye hacia el tope. Estas facies se encuentran en las secciones levantadas de la región de Muaco – La Vela, al norte del área (fig. 64).





(A)

3,6 mm



(B)

3,6 mm

Fig. 64.- (A) Y (B) Fotomicrografía la muestra FA-173a-84, que presenta restos de moluscos fracturados y rellenos de dolomita pseudoespática y espática ferrosa, conservando las paredes, su estructura original fibrosa. Aumento 2.5/0.080. Tomado de LEÓN Y QUIJADA (1985).

### 3.1.8.3.-Contactos y Espesor

El contacto inferior con la Formación Caujarao se colocó en la base del primer conglomerado de guijarros pertenecientes a la Formación la Vela y el superior en la base del primer conglomerado de guijarros pertenecientes a la Formación Coro, ambos son concordante y abruptos (Rey, 1980).

La Formación La Vela se correlaciona con parte de las formaciones Turupía y El Veral, al este (GIFFUNI *et al.*, 1992; DÍAZ DE GAMERO *et al.*, 1997) (ver panel de correlación) y con parte de la Formación Codore, al oeste (REY, 1990).

El espesor medido por VALLENILLA (1961) es de 590 m; para REY (1990) fue de 612 m en la quebrada El Muaco y LEÓN Y QUIJADA (1985) midieron 90 m en sección incompleta.

### 3.1.8.4.-Paleoambiente

Para LEÓN Y QUIJADA (1985) el ambiente de sedimentación es de lagunas costeras, evidenciado por la presencia de fauna del género *Ostrea* y por encontrarse las rocas muy bioturbadas.

REY (1990) resalta que en los alrededores del río Coro los conglomerados de guijarros representan el relleno de canales de ríos entrelazados distales, estos conglomerados se encuentran intercalados con limonitas masivas que representan los depósitos de llanura de inundación, hacia el este del río Coro se pasa a un ambiente marino marginal, en donde se tenía una laguna costera protegida en parte por pequeñas barreras, estas barreras se encuentran mejor desarrolladas hacia la quebrada El Trigal, en estos depósitos es común encontrar *Crassostrea virginica falconiense* u *Ostrea* típico de este ambiente. También es común encontrar dentro de la unidad fragmentos bioturbados de *Turritella*, *Pecten* y *Ostrea*, lo cual hace interpretar un

abanico de tormenta, las profundidades se encontraban entre 50 m por la presencia de la especie *Bolivina subaenariense mexicana*, con niveles más profundos de 200 m por la presencia de *Uvigerina peregrina*.

### **3.1.8.5.-Edad**

VALLENILLA (1961) le asigna Mioceno - Medio Mioceno Tardío, por la fauna encontrada dentro de la unidad, LEÓN Y QUIJADAS (1985) por la presencia de *Crassostrea virginica falconiense*, le asigna Mioceno Tardío, pero por la aparición en la parte superior de la unidad de ejemplares como *Globorotali margaritae* (DÍAZ DE GAMERO, 1977) indica una edad de Plioceno Temprano, REY (1990) coincide con DÍAZ DE GAMERO, (1977), en la quebrada El Trigal, pero le asigna en su parte basal Mioceno Tardío por el análisis de nanoplanton calcáreo encontrado, llegando a la conclusión que la edad asignada para la unidad corresponde Mioceno Tardío – Plioceno.

### 3.1.9.-Formación El Veral

#### 3.1.9.1.-Ubicación y extensión

La unidad aflora íntegramente en la zona y se reconoce desde el extremo occidental de la Fila El Veral hasta la región de Tocópero, al este del campo de Cumarebo. La unidad abarca un 7% en relación con las otras unidades (fig. 64)

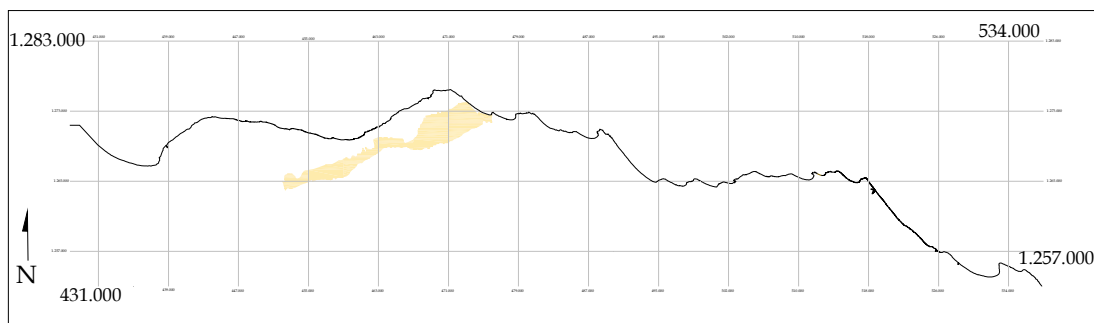


Fig.65.- Mapa de distribución de la Formación La Vela en la zona de estudio

#### 3.1.9.2.-Características litológicas de campo

En la sección medida en Santa Rita – El Mampostal (al este de Cumarebo), consiste de calizas bioclásticas de color marrón claro interestratificadas, con lutitas marrones, masivas, calcáreas y fosilíferas; y margas fosilíferas de color marrón rojizo. En la sección de Barranquillas – El Perú consiste de calizas marrón grisácea a marrón rojizas, fosilíferas y porosas, con planos de estratificación bien definidos (ver fig. 66, 67 y 68). Estas calizas están interestratificadas con margas rojizas y lutitas de color marrón claro, calcáreas y fosilíferas. Los horizontes de caliches, producto de la meteorización de las rocas carbonáticas, son muy frecuentes en el área de formación. Es de hacer notar que en las calizas es muy frecuente la laminación paralela (GIFFUNI, 1980).

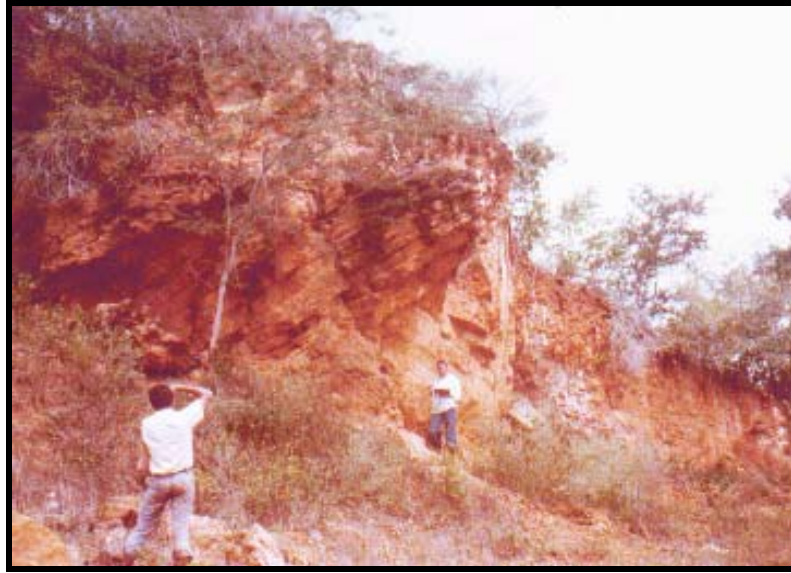


Fig. 66.- Afloramiento de calizas de la Formación El Veral. Obsérvese los planos de estratificación bien definidos de estas rocas fosilíferas de color marrón amarillento Aflo. T79231. Camino viejo de Tocópero Tomado de GIFFUNI (1980)



Fig. 67.- Detalle de la caliza anterior, donde pueden apreciarse numerosas pistas y galerías “burrow”. Aflo. T79231 Formación El Veral

Tomado de GIFFUNI (1980).



Fig. 68.- Afloramiento de calizas bien estratificadas de la Formación El Veral. El color gris negruzco de estas rocas es producto de la meteorización. Son calizas de color marrón con abundantes fragmentos de moluscos, algas calcáreas y otros fósiles. Afloramiento en carretera nacional, vía Tocópero

Las lutitas estudiadas resultaron todas fosilíferas, las calizas resultaron en su mayoría “grainstone” y el 39% de las mismas resultaron ser “packstone”, Los fragmentos de bivalvos constituyen el elemento predominante los fragmentos aloquimicos, en segundo lugar están los restos de equinodermos, *Amphistegina* sp. y algas calcáreas presentes en proporciones similares. En la mayoría de las muestras se observó la presencia de foraminíferos planctónicos (*Globigerinoides* sp., *Obulina* sp., y otros), miliólidos (*Quinqueloculina* sp., *Simoilina* sp., etc.). También pueden hallarse foraminíferos arenaceos y *Achaias* sp. los corales y cirrípedos igualmente están presentes, pero son escasos. Algunos fósiles solo conservan su estructura original o borde micrítico, permaneciendo su interior vacío y en algunos casos ocupados por calcita recristalizada, la glauconita parece provenir de la alteración de otros minerales de hierro, el cemento es de tipo radioaxial, creciendo alrededor de las cavidades dejadas por los fósiles. Las estructuras comunes son: laminación paralela y madrigeras (fig. 69 y 70), (GIFFUNI, 1980).

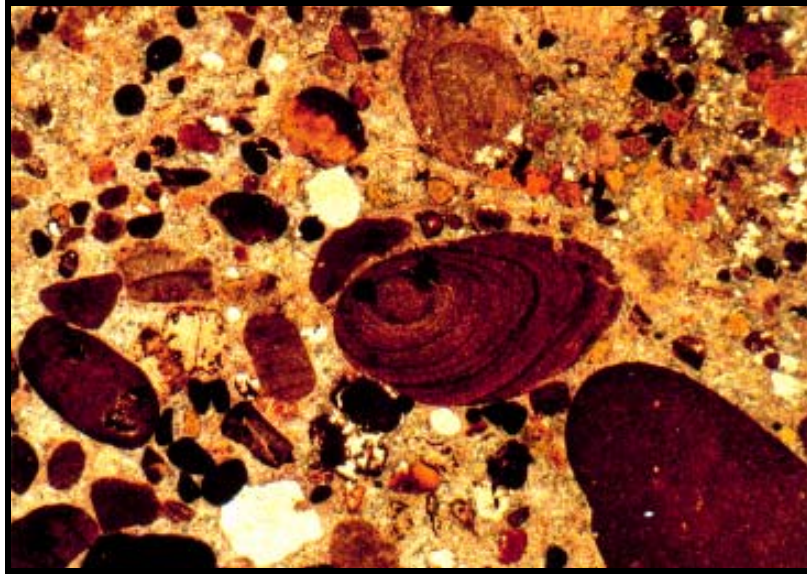


Fig. 69, Grainstone. Obsérvese la abundancia de fragmentos de alcas calcáreas tipo *Lithotamnium*, de aspecto peletoidal, además, puede observarse la presencia de glauconita, minerales opacos de oxido de hierro (limonita), foraminíferos bentónicos (*Amphistegina sp.* y otros). La mayoría de los granos parecen estar flotando en cemento espático Muestra T79172. Formación El Veral. Sin nicoles cruzados Aum: 2.5 \* 2.5 Tomado de GIFFUNI (1980).



Fig. 70.- Grainstone. Obsérvese los granos, fósiles en su mayoría y de aspecto peletoidal (*Amphisteginas rotas*, algas coralinas, etc.), hacia la parte central superior de la fotografía, se observa una cavidad, que por su forma pudo haber sido ocupada por fragmentos de bivalvo. Una recristalización, posterior a la disolución del mismo, ha originado un cemento tipo radiaxial en su contorno. Con nicles cruzados Muestra T79211. Formación El Veral Aum: 2.5 \* 2.5 Tomado de GIFFUNI (1980).

### **3.1.9.3.-Contactos y espesor**

La Formación el Veral suprayace concordantemente a la Formación Turupía e infrayacente de igual manera a la Formación Tucupido en la zona de estudio. La Formación El Veral siempre ha sido considerada como correlativa, incluso continuación lateral, de la Formación La Vela, sin embargo, la últimas determinaciones de edad la hacen correlativa parcial de solo la parte superior de la Formación La Vela (L.E.V.,1999).

El espesor determinado para la unidad es de 893 m para la sección medida en Santa Rita el Mampostal, mientras que para la sección de Barranquitas – Perú se midieron el 673 m (GIFFUNI, 1980).

### **3.1.9.4.-Paleoambiente**

GIFFUNI *et al.* (1992) consideran que la Formación El Veral se sedimentó sobre la plataforma media y externa. Inicialmente, se trata de depósitos de margen de plataforma, transgresivos hacia arriba (TR/SMW). Siguen depósitos de alto nivel (HST), terminando en un contacto superior discordante, correspondiente al límite de secuencia SB=3,8 Ma.

### **3.1.9.5.-Edad**

GIFFUNI *et al.* (1992) y DÍAZ DE GAMERO *et al.* (1994) le asignan una edad Plioceno, Zona de *Globorotalia margaritae* a Zona de *Globorotalia miocenica* en base a foraminíferos planctónicos y Zona de *Reticulofenestra pseudoumbilica* (NN15) en base a nannoplancton calcáreo.



### 3.1.10.-Formación Coro

#### 3.1.10.1.-Ubicación y extensión

La Formación Coro aflora en una limitada extensión de Falcón norcentral, entre el cerro Caujarao, al oeste del río Coro y Puente de Piedra, al este de la estructura de La Vela (REY, 1990). GRAF (1969) la extiende a casi todo Falcón noroccidental, hasta las cercanías de Capatárida. Probablemente este autor esté incluyendo otras unidades estratigráficas dentro de la Formación Coro, como por ejemplo, la Formación San Gregorio (L.E.V., 1999). La unidad ocupa un 0.5% e relación con las otras unidades aflorantes en la zona (fig. 70).

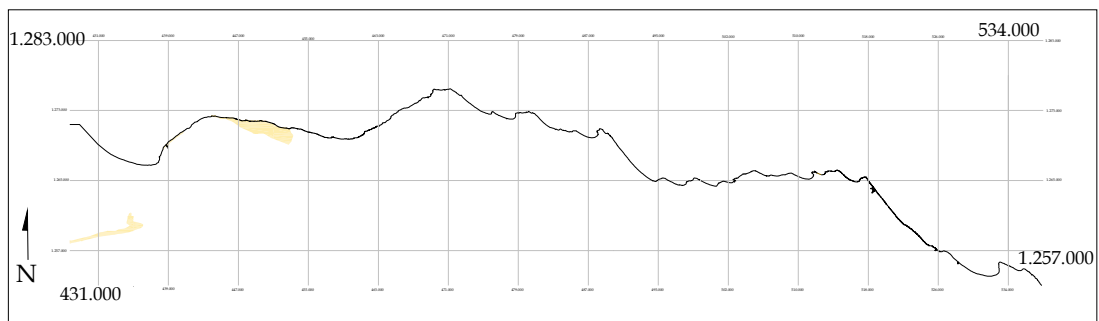


Fig.71- Mapa de distribución de la Formación Coro en la zona de estudio

#### 3.1.10.2.- Descripción Litológica y Características de Campo

La unidad se encuentra caracterizada por secuencias de limolitas intercaladas con conglomerados y escasas areniscas mal escogidas.

Las limolitas son arenosas, de color gris verdoso que meteorizan a pardo amarillento, conformando el mayor porcentaje litológico (LEÓN Y QUIJADA, 1980).

Los conglomerados, se encuentran formando lentes y/o embebidos en una matriz arcillosa, en ocasiones cementados los mismos son de grano fino a medio, de

color gris y amarillento que meteorizan a pardo amarillento, cuarzosos, mal escogidos y con estratificación cruzada de ángulo bajo (10°-15°). En la parte basal de la unidad, los conglomerados tienen cantos de 7 a 8 cm de diámetro, son predominantemente calcáreos a medida que se asciende en la sección, aumentan el tamaño de grano hasta 30 cm de diámetro y la influencia calcárea disminuye (LEÓN Y QUIJADA, 1980).

Las areniscas son escasas, limosas y conglomeráticas, de color pardo que meteorizan a pardo amarillento, con granos redondeados y subangulosos de hasta 3 cm de diámetro, están mal escogidos y algunos presentan estratificación cruzada de ángulo bajo, se localizan en la parte media y tope de la secuencia (LEÓN Y QUIJADA, 1980).

REY (1990) definió los siguientes litotipos en la sección de la carretera Coro-Churuguara:

*Litotipo de conglomerados polimícticos* (representan 9%): se observa a lo largo de toda la sección, como cuerpos tabulares o lenticulares entre 0,5 y 11 m de espesor, aunque hacia el tope de la sección se tienen contactos basales erosivos;; presentan lentes arenosos o de guijarros, pueden ser masivos o presentar gradación inversa o normal, estratificación cruzada festoneada; el diámetro de los clastos varía entre 10 y 20 cm, pudiendo alcanzar 60 cm (ver figura 72).

*Litotipo de intercalaciones de limolitas y conglomerados de guijarros* (representan 26%): se observa en la mitad superior de la sección, con espesores entre 6,3 y 52,8 m; las limolitas son masivas, de color gris que meteorizan a ocre; los conglomerados de guijarros son polimícticos, se presentan en cuerpos tabulares o como bolsones de espesor entre 0,2 y 2 m, masivos o con estratificación cruzada festoneada o con gradación normal (ver figura 73).



Fig 72 Litotipo A. Conglomerados Formación Coro  
Tomado de REY (1990).



Fig 73.- Litotipo B. Intercalaciones de conglomerados de guijarros y Limolitas  
(pueden haber clastos mayores)  
Tomado de REY (1990).

*Litotipo de limolitas* (representan 53,7%): limolitas masivas, de color gris que meteorizan a ocre, con espesores entre 1,5 y 153 m.

*Litotipo de intercalaciones de limolitas y conglomerados* (representan 10,7%): se observa en la mitad superior de la formación, con espesores entre 12 y 52,8 m; las limolitas son masivas, de color gris que meteorizan a ocre; los conglomerados son polimícticos, como lentes o niveles delgados de 0,8 a 1 m de espesor, con tamaño de clastos entre 10 y 20 cm (ver figura 74).

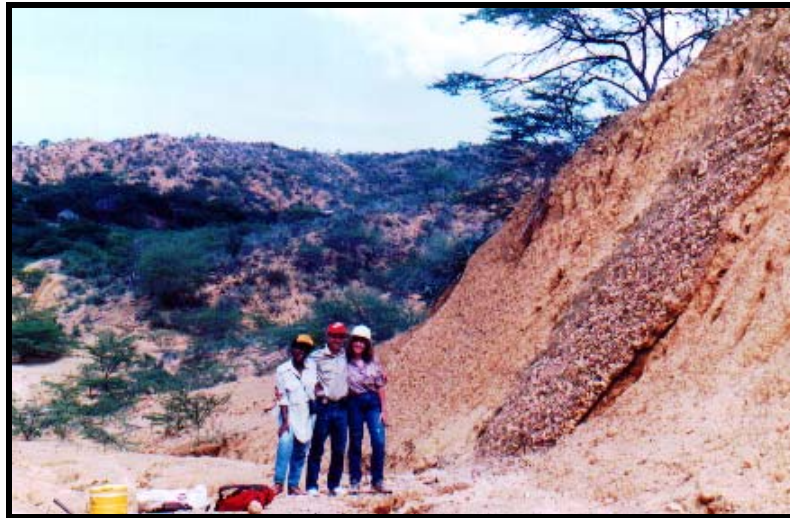


Fig 74.- Litotipo D Intercalaciones de conglomerados y limolitas. Formación Coro Tomado de REY (1990).

*Litotipo de areniscas calcáreas* (representan 0,6%): solo presente en la base de la formación, son de grano fino a medio, con estratificación cruzada, gradación normal y laminación paralela, con espesores entre 1 y 1,5 m.

### **3.1.10.3.-Contactos y espesor**

Rey (1990) define el contacto inferior como concordante sobre la Formación La Vela, en la base del primer conglomerado grueso de la Formación Coro. El contacto superior es discordante con depósitos cuaternarios. La Formación Coro se correlaciona parcialmente con la Formación Tucupido, al este (ver panel de correlación) y con la parte superior de la Formación Codore y la parte mas inferior de la Formación San Gregorio, al oeste (Rey, 1990).

El espesor reportado por REY (1990) fue de 679 m en la sección tipo de la carretera Coro-San Luís.

### **3.1.10.4.-Paleoambiente**

VALLENILLA (1961) propone un ambiente piemontino, LEÓN Y QUIJADA (1980) exponen que la sedimentación es de origen fluvial, donde los conglomerados representan una sedimentación del tipo regresivo. REY (1990) interpreta el ambiente de sedimentación de la Formación Coro como de abanico aluvial, dentro del cual se reconocieron facies correspondientes al abanico superior y al abanico medio. Dentro del abanico superior se reconocieron depósitos de flujo de detritos hacia el tope de la formación; depósitos de flujo de lodo en la mitad inferior de la sección; depósitos de flujo de canal a lo largo de toda la formación, también presentes en las facies del abanico medio, dentro del abanico medio se reconocieron los depósitos de canal, comunes al abanico superior y depósitos de inundaciones laminares, desarrollados en la mitad superior de la sección.

### **3.1.10.5.-Edad**

La edad de la Formación Coro es Plioceno, basado en su posición estratigráfica por encima de la Formación La Vela (LEÓN Y QUIJADA, 1980).

### 3.1.11.-Formación Turupía

#### 3.1.11.1.-Ubicación y extensión

Se encuentra expuesta en la parte norcentral del área estudiada en las localidades de Turupía, San Patricio y Sta. Cruz representando un 9% del área total de la zona de estudio con respecto a las otras formaciones (fig. 75)

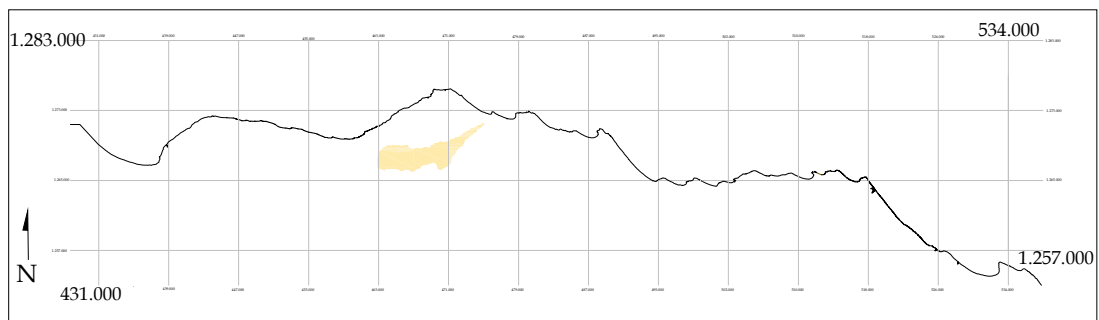


Fig.75.- Mapa de distribución de la Formación La Turupía en la zona de estudio

#### 3.1.11.2.- Descripción Litológica y Características de Campo

Las lutitas de este miembro son de color gris amarillento y con frecuencia en tonalidades abigarradas, meteorizan a una tonalidad de marrón rojiza, son masivas y calcáreas, con abundantes concreciones ferruginosas y depósitos calcáreos de origen secundario, al igual que el yeso (GIFFUNI, 1980).

Interestratificadas con las lutitas, aparecen ocasionalmente, en la zona, paquetes de capas de calizas de 0.8 a 12 m de espesor; son calizas de color marrón grisáceo claro a rojizo, bioclásticas y muy porosas que meteorizan a una tonalidad gris negruzca, La meteorización en el área es muy común, por consecuencia es común encontrar horizontes de caliche blanco (GIFFUNI, 1980).

Se realizó un estudio a las calizas tomadas en campo y los resultados obtenidos fueron calizas esqueléticas, bioclásticas, de color marrón rojizo a gris rojizo claro, donde las muestras analizadas son predominantemente grainstone (fig. 76), excepto una que se clasificó como packstone. La biota es abundante, destacan los fragmentos de moluscos y la relativa abundancia de equinodermos y fragmentos de *Amphistegina* sp., en relación a las capas de las algas, que también están presentes, los foraminíferos planctónicos aparecen en todas las muestras y los briozoarios son visibles tanto en secciones delgadas como en muestras de campo. La presencia de dolomita es frecuente en casi todas las muestras y de posible origen diagenético. Los granos de las rocas están unidos por cemento espático, algunas conchas están internamente micritizadas. El tamaño de los poros en algunas muestras sugieren que estas han sufrido efecto de disolución, los bordes micríticos son comunes en los contornos de los restos fósiles, la glauconita es de origen secundario y con frecuencia rellena huecos ocupados por fósiles (GIFFUNI, 1980).

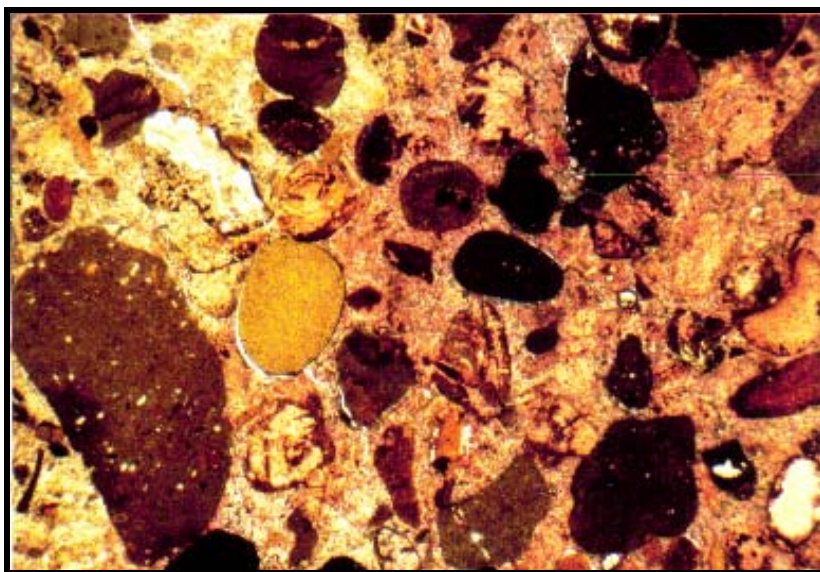


Fig.76, Grainstone. Obsérvese la diversidad de los granos, en formas peletoidales, siendo en su mayoría restos de fósiles. En la fotografía se observa un intraclasto (wackstone) y mineral glauconita, aparentemente originada por la alteración de minerales opacos de hierro. El cemento entre los granos es equigranular (tipo "equant cement"). Sin nicoles. Muestra T79107. Formación Turupía, Aum: 2.5 \* 2.5 Tomado de GIFFUNI (1980).

### **3.1.11.3.-Contactos y espesor**

Los contactos, tanto inferior con la Formación Agua Salada, como superior con la Formación El Veral, son concordantes. La Formación Turupía es, en parte, equivalente lateral de la Caliza de Cumarebo. DÍAZ DE GAMERO *et al.* (1997) correlacionan la Formación Turupía con la parte más superior de la Formación Caujarao en su localidad tipo, cuando no está presente la Caliza de Cumarebo, y con parte de la Formación La Vela.

### **3.1.11.4.-Paleoambiente**

Según GIFFUNI *et al.* (1992) se depositó mayormente en el talud superior y corresponde a un sistema de alto nivel (HST).

El espesor en la sección de Mampostal, es de 618 m (ver mapa anexo 2), mientras que en la sección de Tocópero (ver mapa anexo 2), donde no existe la Caliza de Cumarebo, el espesor alcanza unos 800 m (DÍAZ DE GAMERO *et al.*, 1997).

### **3.1.11.5.-Edad**

DÍAZ DE GAMERO *et al.* (1997) establecen la edad de la Formación Turupía como Mioceno Tardío a Plioceno Temprano, abarcando, en términos de foraminíferos planctónicos, las zonas de *Globorotalia humerosa* a *Globorotalia margaritae*.



### 3.1.12.-Formación Tucupido

#### 3.1.12.1.-Ubicación y extensión

La unidad aflora íntegramente en la zona y se reconoce como una franja costera desde Puerto Cumarebo hasta la desembocadura del río Ricoa, estado Falcón. Ocupa un área de 4% con respecto a las otras unidades presentes (ver figura 77).

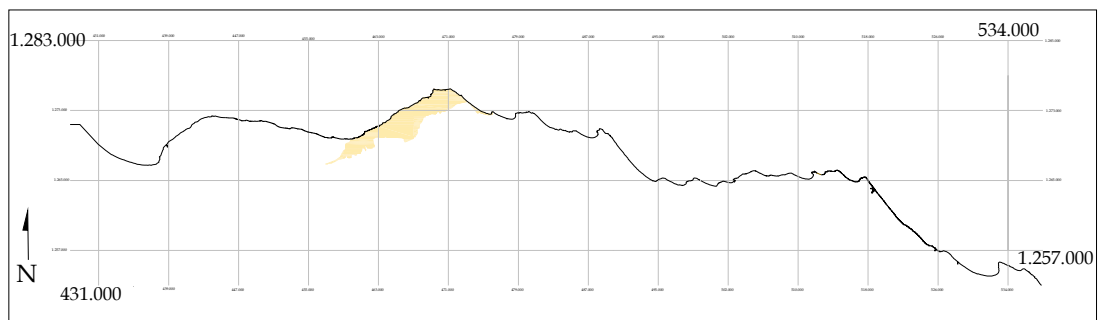


Fig77.- Mapa de distribución de la Formación Tucupido en la zona de estudio

#### 3.1.12.2.- Descripción Litológica y Características de Campo

Esta unidad se encuentra constituida por areniscas calcáreas y calizas arenosas, interestratificada con lutitas limosas y margas, las lutitas son de color gris azulado a azul claro, compactas y masivas; a veces, ligeramente laminadas, calcáreas y fosilíferas, con macrofauna y microfauna presente. Estas lutitas meteorizan a un tono marrón rojizo y las mismas se localizan incluso en pequeñas lomas ubicadas al pie de las playas, e interestratificada con calizas arenosas, se disponen en acantilados de escasa altura, como en Punta El Ojito y Punta Manzanillo. Es frecuente en el área la presencia de margas, son de color marrón rojizo y con abundantes horizontes locales de macromoluscos y foraminíferos (fig. 78 y 79) (GIFFUNI, 1980).

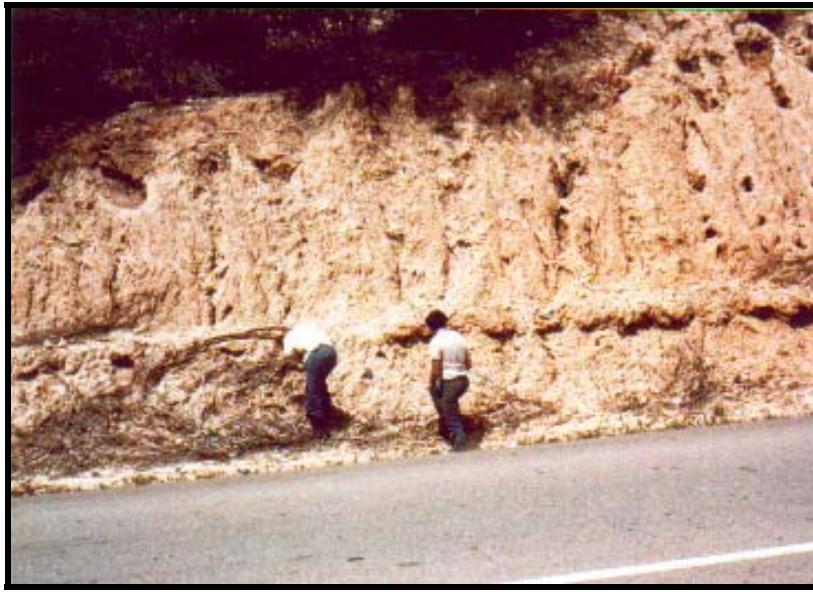


Fig. 78.- Afloramiento de margas marrones con abundantes fósiles. En la fotografía se distingue claramente un horizonte donde se concentran numerosos restos de macromoluscos. Afl. T79222 Formación Tucupido Loc. Barranquitas. Tomado de GIFFUNI (1980).



Fig. 79.- Detalle de las margas mencionadas e la gráfica anterior. Obsérvese la gran abundancia de fósiles, donde la fauna no es tan variada como abundante. Destacan las especies *Pecten codorensis* y *anomia cf. Simplex*. Afl. T79222. Formación Tucupido. Tomado de GIFFUNI (1980)

Las areniscas calcáreas son muy frecuentes en la zona de estudio y se disponen en pequeños acantilados cerca de la costa. En Punta el Ojito estas areniscas calcáreas afloran interestratificadas con lutitas y margas, constituyendo capas de espesores variables de 0.5 a 6 m. Estas areniscas son muy resistentes y fosilíferas. Son de color marrón grisáceo claro a crema, meteorizando a una tonalidad marrón rojiza. En la costa específicamente en Punta Manzanillo y en Punta Serrador se encontró una caliza conglomerática, de color marrón grisáceo y con cantos de hasta 1 cm de diámetro embebidos en un cemento calcáreo espático. Los granos son de naturaleza diversa; con frecuente bioclastos, granos de cuarzo y fragmentos de roca (fig. 80 y 81). (GIFFUNI, 1980).



Fig 80.- Detalle de la caliza conglomerática observada en la parte inferior de la secuencia. Muestra T79167b Afl. Punta Aserrador. Formación Tucupido. Tomado de GIFFUNI (1980).



Fig. 81.- Areniscas calcáreas marrón rojizas que afloran en Punta Aserrador. Obsérvese la estratificación y laminación paralela de sus capas. En la parte anterior de la secuencia, puede apreciarse la presencia de una caliza conglomeratica. R N55E 13° N. Afl. T79167 Formación Tucupido Tomado de GIFFUNI (1980).

Entre las estructuras más comunes que fueron observadas en campo se encuentran la laminación paralela, pistas “burrow” y estructuras de espina de pescado (herring bone) que se encontraron en la areniscas calcáreas de Punta Aserrador (GIFFUNI, 1980).

La calizas clasificadas según DUNHAM (1962), constituyen textualmente “Grainstone” (figura 82), solo una muestra resulto ser un “packstone”, las muestras clasificadas como areniscas según el esquema de PETTIJOHN *et al.* (1973) resultaron en su mayoría ser sublitarenitas a excepción de una muestra que resultó ser subarcosa (figura 83 y 84). Los fósiles son fundamentalmente restos de bivalvos, los foraminíferos son relativamente abundantes destacan las *Amphistegina* sp. y los globigerínidos, algas calcáreas, foraminíferos arenáceos, briozoarios y cirrípidos. La

calcita recristalizada esta recristalizada, ha rellenado gran parte de los “vugs” presentes. Muchos fósiles conservan tan solo su estructura original, en algunas muestras son comunes las fracturas rellenas de de cementos espático. (GIFFUNI, 1980).

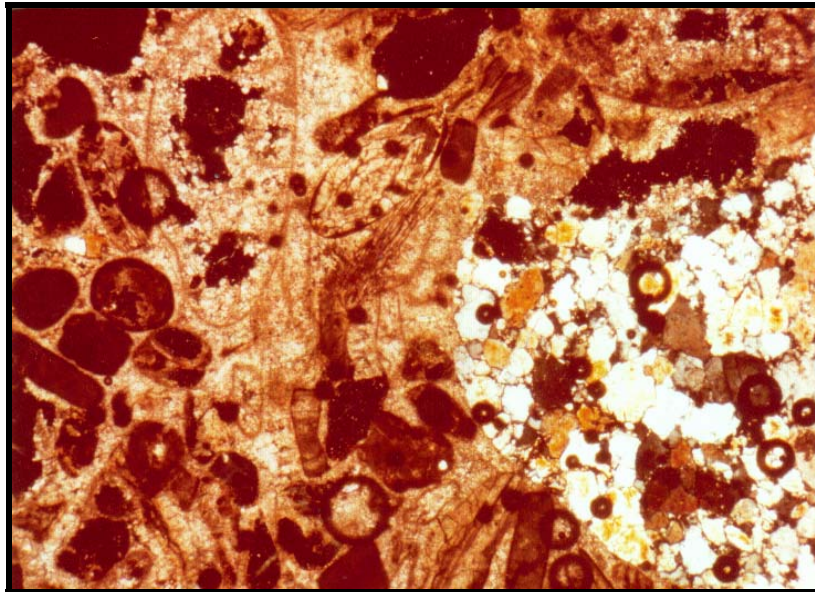


Fig. 82.-Aspecto de la caliza conglomeratica de la Formación Tucupido en la sección delgada bajo el microscopio. En la fotografía se aprecia un grano de fragmento de roca inmerso en la caliza, que por demás, es muy fosilífera. Obsérvese los efectos de recristalización en restos fósiles y alrededor de las oquedades. Con nicoles cruzados Muestra T79167b Aum: 2.5 \* 2.5  
Tomado de GIFFUNI (1980).

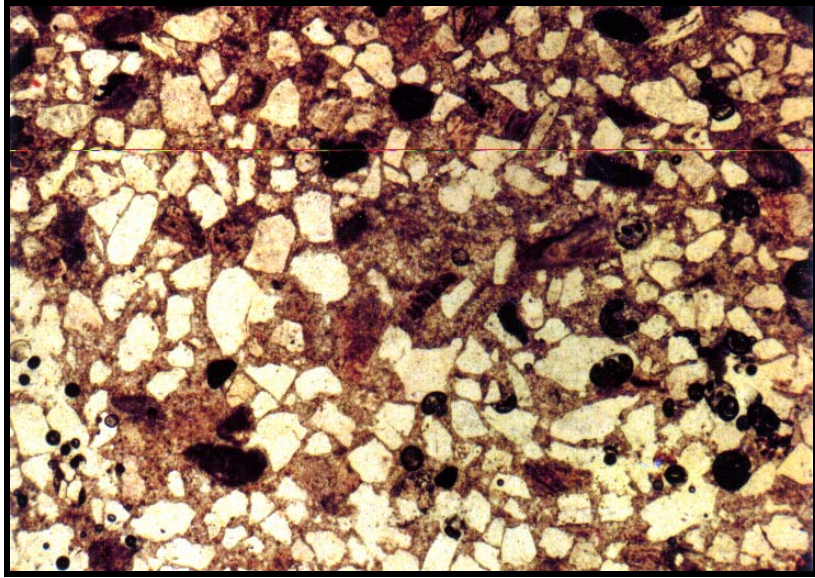


Fig. 83 La misma arenisca anterior, vista sin n oculos cruzados. Obsérvese que la mayoría de los granos parecen estar flotando en un cemento calcáreo espático. Aum. 2.5 \* 2.5.  
Tomado de GIFFUNI (1980).

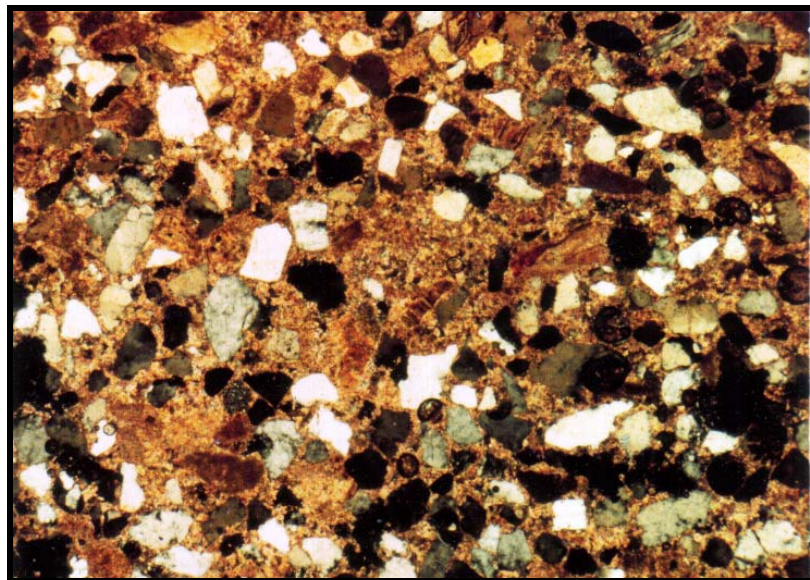


Fig. 84. Arenisca constituida fundamentalmente por granos de cuarzo, fósiles, feldspatos y chert. Obsérvese los granos subangulares. Con n oculos cruzados  
Muestra T79180. Formación Tucupido Aum. 2.5 \* 2.5  
Tomado de GIFFUNI (1980).

### **3.1.12.3.-Contactos y espesor**

PAYNE (1951) indica un contacto inferior discordante con la Formación El Veral. GIFFUNI (1980) no observa la discordancia en el campo, aunque no niega su presencia. GIFFUNI *et al.* (1992) colocan el contacto inferior como discordante. El contacto superior es discordante con depósitos cuaternarios. La Formación Tucupido se correlaciona parcialmente hacia el este con la Formación Punta Gavilán; hacia el oeste, con parte de la Formación San Gregorio (GIFFUNI, 1988).

El espesor medido por PAYNE (1951) es de 530 m, Giffuni (1980) midió 340 m en su área de estudio.

### **3.1.12.4.-Paleoambiente**

De acuerdo a Giffuni (1988), el contenido fósil sugiere una sedimentación en una plataforma interna en condiciones no restringidas, en mares tropicales, entre los 5 y 40 m de profundidad, con posibles influencias de aguas dulces. Giffuni *et al.* (1992) indican que la Formación Tucupido representa una parte del sistema de cuña progradante de bajo nivel (LSW), con una transgresión hacia el tope. La discordancia en la base de la unidad (SB=3,8 Ma) es muy evidente.

### **3.1.12.5.-Edad**

Según GIFFUNI (1988), el conjunto de foraminíferos planctónicos identificados determinan una edad Plioceno Medio, Zona de *Pulleniatina obliquiloculata* (STAINFORTH *et al.*, 1975) o Zona de *Globorotalia miocenica* (BOLLI Y SAUNDERS, 1985) o zonas N20 y N21 (BLOW, 1969). Modernamente, el Plioceno se subdivide en Temprano y Tardío, quedando estas zonas dentro del Plioceno Tardío

### 3.1.13.-Formación Punta Gavilán

#### 3.1.13.1.-Ubicación y extensión

La Formación Punta Gavilán aflora discontinuamente en las salientes de la costa de Falcón nororiental entre Punta Zamuro, al este, y Boca Ricoa, al oeste (DÍAZ DE GAMERO, 1985-b). Las capas resistentes y subhorizontales de la Formación, forman acantilados que se destacan sobre las arcillas de la Formación Agua Salada, en esa región. La unidad ocupa el 5% del área estudiada con relación a las otras unidades presentes (fig. 85).

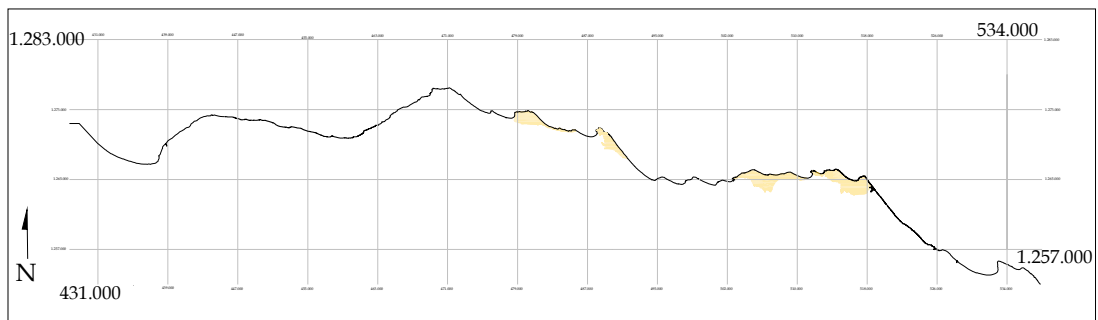


Fig.85.- Mapa de distribución de la Formación Punta Gavilán en la zona de estudio

#### 3.1.13.2.- Descripción Litológica y Características de Campo

Los afloramientos costeros de esta unidad se encuentran constituidos en su mayoría por capas subhorizontales que en muchos lugares forman acantilados, los buzamientos se encuentran en un promedio entre 10 y 12 grados (Figuras 86 y 87) (CASTRO, 1979)



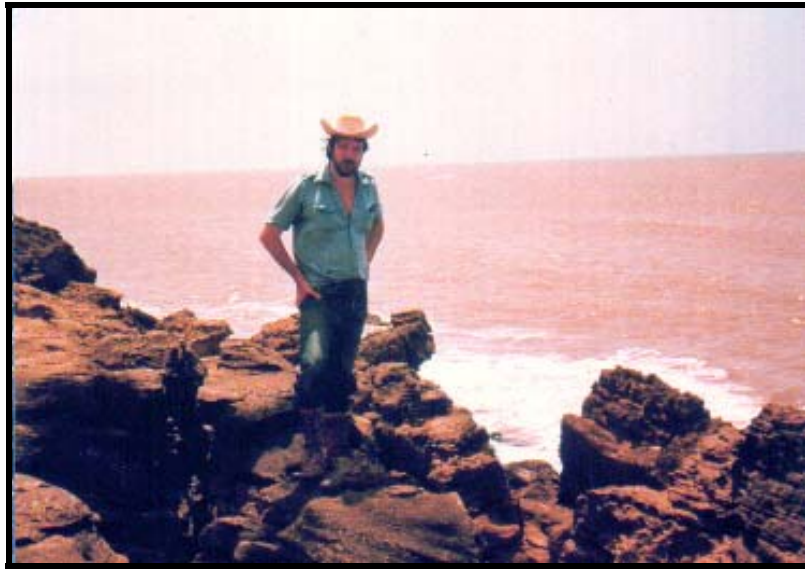


Fig. 86.-Caliza Packstone, típica manera de afloramiento de la Formación Punta Gavilán Afloramiento 122 N23W. Tomado de LABADY (1979)



Fig. 87.- Formación Punta Gavilán, en la base se puede observar una arena calcárea A, delgada secuencia conglomeratica B, arenisca calcárea C, caliza cavernosa tipo packstone D. La secuencia se encuentra desplazada. Afloramiento 26. Tomado de Labady (1979).

La litología de esta unidad consiste esencialmente en una intercalación de calizas margosas de color amarillo ocre con abundante material terrígeno, son macro y micro fosilíferas, conteniendo ocasionalmente faunas de moluscos y de equinodermos. Ocasionalmente se encuentran conglomerados de grano subangulosos de color amarillento de aproximadamente 70 cm de espesor, presentan estratificación cruzada de ángulo medio (figura 88, 89 y 90) (CASTRO, 1979).



Fig. 88.-Calizas muy fosilíferas de la Formación Punta Gavilán. Se observa *Ostrea sp.*  
Tomado de CASTRO (1979)

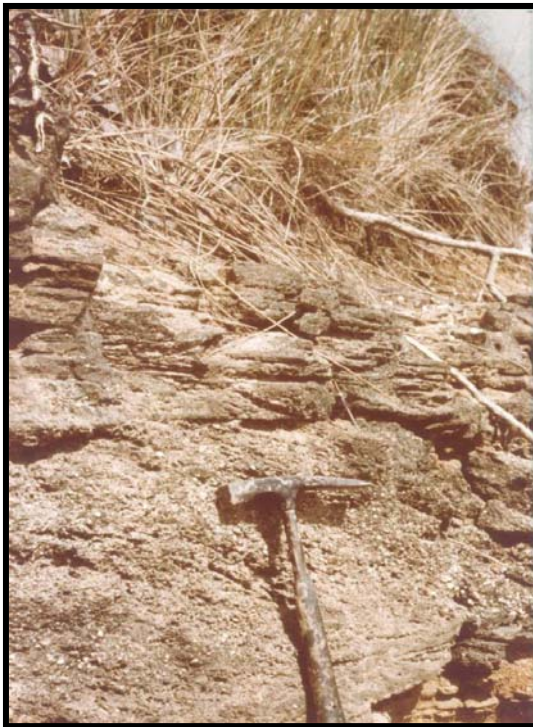


Fig. 89.-Detalle de este conglomerado en donde se puede observar estratificación cruzada de ángulo medio  
Tomado de CASTRO (1979)

Fig. 90.-Afloramiento de la Formación Punta Gavilán en el sector Sabanas Altas.  
Se puede observar: a) Caliza de color Amarillento muy meteorizada y de matriz muy fina. Se presentan abundantes fósiles.  
b) conglomerados de color amarillento de grano medio, subangular.  
Muestras: PI-510 y PI-510a  
Tomado de CASTRO (1979).



La petrografía realizada por LABADY (1979) a las calizas de la Formación Punta Gavilán según la clasificación de DUNHAM (1962); se identificaron como `grainstone; en estas se consiguen algas coralinas, las cuales se observan como pequeños pedazos, algunos completos y otros en etapas de crecimiento. Los más frecuentes son *Lithothamnium* y *Lithophylum* (fig 91), también se consiguen foraminíferos planctónicos (fig.92y 93), los miliólidos forman también parte importante de la Formación Punta Gavilán. Por otro lado estudio realizado por CASTRO (1979), las identifica en su mayoría del tipo “Packstone”

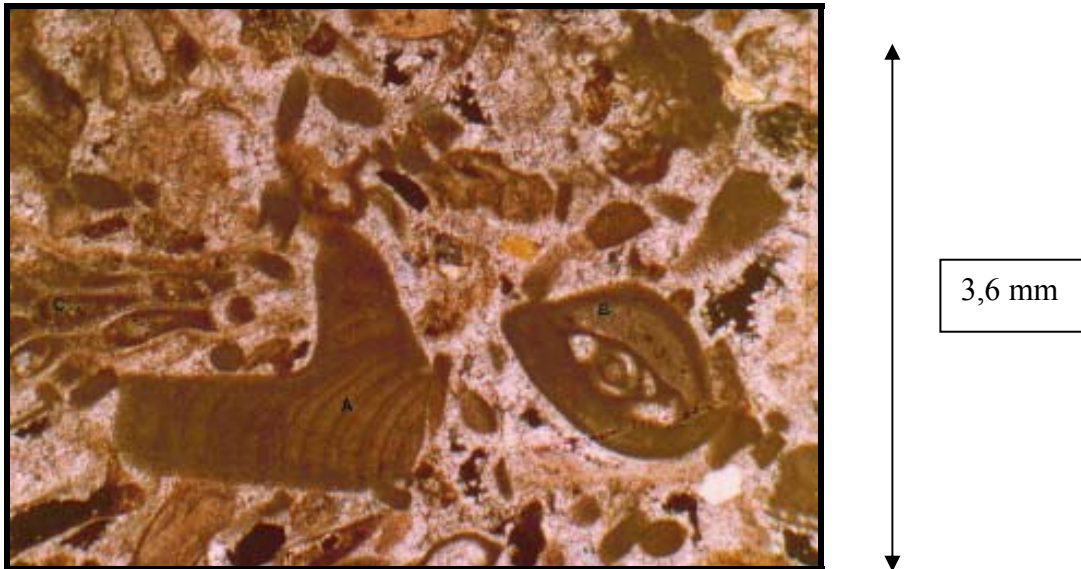
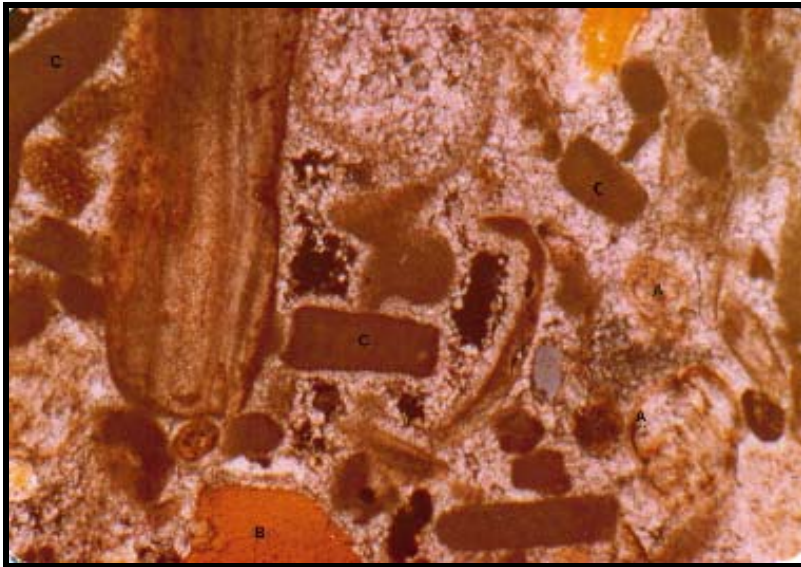
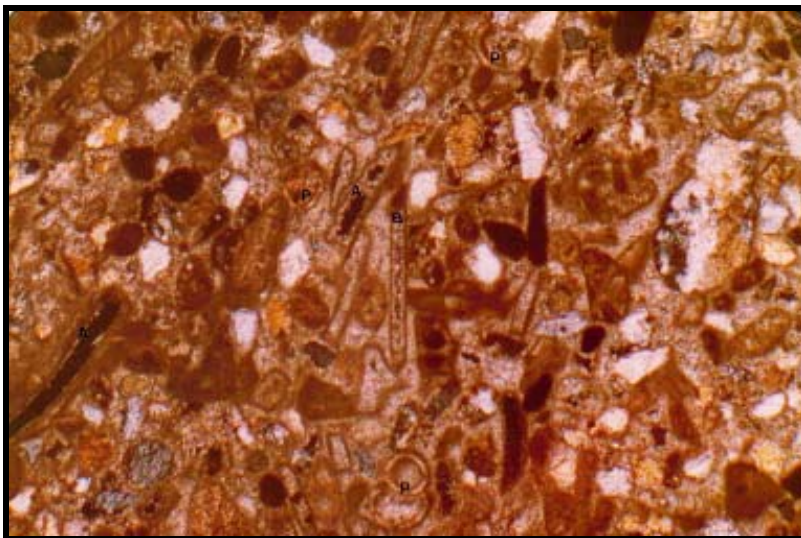


Fig. 91.-Grainstone *Lithophylum* “A” miliolido “B”, y un fragmento de briozooario “C”; algunos de los organismos identificados para la Formación Punta Gavilán Muestra PI-122 Aumento: 4/0.12. Tomado de LABADY (1979)



3,6 mm

Fig. 92.- Grainstone. Moldes de foraminíferos planctónicos "A", fosfato "B", Algas Coralinas "C".  
Muestra: PI – 122. NX. 4/0.12. Tomado de LABADY (1979)



3,6 mm

Fig. 93.- Caliza Limosa. Moldes de foraminíferos planctónicos "a", cemento B "b". Muestra PI – 124.  
Aumento: 4/0.12. Tomado de LABADY (1979).

### 3.1.13.3.-Contactos y espesor

La Formación Punta Gavilán se encuentra discordantemente sobre las Formación Agua Salada (CASTRO, 1979), en forma diacrónica, ya que este contacto es más joven en el oeste que en el este mientras que el contacto superior de la formación está expuesta a la erosión (L.E.V. 1999). La formación se correlaciona con la parte superior de las formaciones Turupía, El Veral y Tucupido (ver panel de correlación), de Falcón norte central (DÍAZ DE GAMERO *et al.*, 1977).

El espesor es de 55 m en la sección tipo, la más completa de la unidad. En Sabanas Altas tiene unos 30 m (Díaz de Gamero, 1970). El espesor medido por LABADY, (1979) es un poco mayor a los 10 m.

### 3.1.13.4.-Paleoambiente

La preponderancia de carbonato de calcio en los sedimentos de la Formación Punta Gavilán junto con la abundancia de material terrígeno y la naturaleza bioclástica de las calizas parece indicar que fue depositada en un ambiente sublitoral de aguas cálidas. (Díaz de Gamero, 1971), con influencia de un flujo fluvial por la presencia de la secuencia conglomerática y un régimen de energía variable (LABADY, 1979). PADRÓN, *et al.*, (1996) definen tres biofacies en la sección tipo de la Formación Punta Gavilán, interpretando sus respectivos ambiente. La Biofacies Amphistegina, caracterizada por *A. angulata*, se desarrolló en una plataforma media de profundidad variable, entre 20 y 100 m. La Biofacies Textularia, caracterizada por *T. panamensis*, se desarrolló en una plataforma interna con profundidades menores de 20 m. La Biofacies *Brizalina-Nonion-Uvigerina*, caracterizada por *B. subaenariensis*, *N. grateloupi* y *U. peregrina*, se desarrolló en una plataforma externa con profundidades variables entre 100 y 200 metros (L.E.V., 1999).

Según MACHADO *et al.*, (1996), los individuos presentes son de fuerte constitución, resistentes al embate de las aguas, lo cual indica aguas con cierto movimiento y no prevé ambientes más profundos que nerítico exterior.

### **3.1.13.5.-Edad**

DÍAZ DE GAMERO (1985-b) determina que, en el sector oriental, la Formación Punta Gavilán ocupa prácticamente todo el Plioceno, con las zonas de *Globorotalia margaritae* y *Pulleniatina obliquiloculata* (modernamente, de *Globorotalia miocenica*). MACHADO *et al.*, (1996) definen una edad Plioceno Temprano para la sección tipo, comprendida entre las zonas NN12 y NN15, en base a la nannoflora calcárea.

### 3.2.-GEOLOGÍA ESTRUCTURAL LOCAL

La geología estructural de la zona estudiada está íntimamente relacionada a un evento de mayor relevancia, como es el desplazamiento de la falla Oca-Acón, que no es más que la consecuencia del movimiento transcurrente entre la placa Sudamericana y la placa del Caribe.

Para esta descripción se contará con la información estructural recopilada durante este trabajo, en donde se obtuvo una base de datos constituida por rasgos estructurales como fallas y pliegues, así como también datos de estratificación (rumbos y buzamiento). Para ello se contó con datos de campo, fotointerpretación, interpretaciones cartográficas, además de documentación bibliográfica.

#### 3.2.1-Fallas

En la zona de estudio se reconocieron tres sistemas de fallas con orientación, extensión y desplazamiento similares entre si.

- I) Fallas con trazas de rumbos variables entre N(0-40)°W.
- II) Fallas con trazas de rumbos variables entre N(50-80)°W
- III) Fallas con trazas de rumbos variables entre N(0-40)°E
- IV) Fallas con trazas de rumbos variables entre N(70-90)°E.

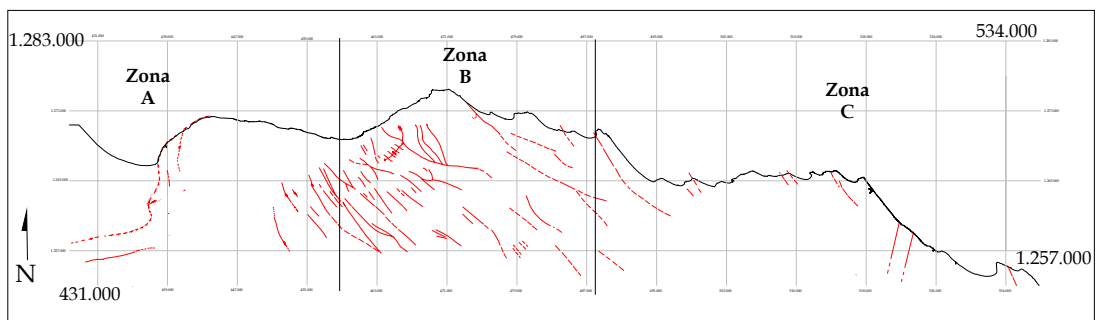


Fig.94.- Se observa la dirección de las fallas presentes en la zona



El primer sistema de fallas (I), es el más importante de la zona, contienen el 80% de las mismas y se ubica mayoritariamente en el sur de Puerto Cumarebo en la llamada zona B de la figura (94), estas fallas son principalmente de movimiento transcurrente dextral, pseudoparalelas.

En la zona A, las fallas se ubican al norte de la quebrada Butare, con rumbo de N10°W, al este del cerro Farallón, así, como entre la sierra de Guaibacoa y Portachuelo con rumbo aproximado N40°W.

En la zona C dichas fallas se observan en las localidades de: Sabanas Altas, Punta Guarabal, Punta Cristal, Punta Gavilán y Puerto Escondido, vale la pena señalar que todas estas estructuras son inferidas ya que ninguno de los autores que realizaron estudios en estas zonas pudieron observar alguna estructura de discontinuidad visibles en campo; la litología plástica y fácilmente enmascarable que poseen las lutitas impidieron el reconocimiento de éstas.

El segundo sistemas de fallas (II) destacan; la Falla de Santa Rita al sur de Puerto Cumarebo, de rumbo promedio N80°W (Ver corte geológico – topográfico H-H', Anexo B) y la falla de Hatillito de PAYNE (1950), con rumbo aproximado de N52°W, a la cual se le atribuye el límite SW de el Miembro Caliza de Cumarebo de la Formación Caujarao (GIFFUNI, 1980).

Dentro del tercer sistema de fallas (III) se pueden apreciar: dos fallas en la zona C, paralelas, con rumbo aproximado de N70°E y buzamiento vertical (ver corte geológico – topográfico B-B', Anexo B), geográficamente se ubican en Boca del Muerto y Boca San Isiro. La tercera es la falla de Carrizal que se encuentra en la zona A, específicamente en la quebrada Muaco, al este del pueblo de La Vela con dirección N80°E y movimiento sinistral con componente normal (ver corte geológico - topográfico M-M', Anexo B).

El último sistema de fallas (IV) se tienen 2, una al sur de la zona A (ver figura 92) al norte del embalse El Isiro con una dirección N80°E (ver corte geológico K-K', Anexo B), y la falla de Sabaneta al norte de misma zona de dirección N70°E con desplazamiento sinistral, ésta se encuentra cercana al pueblo de El Saladillo.

Se asume la existencia de dos fallas paralelas, en la región SW de la zona C (ver figura 92), con rumbo aproximado E-W, formando un pequeño graben, ya que en este lugar aparecen zonas bioestratigráficamente (mas jóvenes), que no corresponderían por posición estratigráfica, en el anticlinal del Isiro (Truskowski, 1976).

Por último, como rasgo estructural más sobresaliente, se tiene el corrimiento de Guadalupe que va desde el sur de Coro en dirección aproximada E-W, colocando en contacto la Formación La Vela con la Formación Coro, luego se observa hacia el norte y se le denomina corrimiento de Taimataima con dirección N(0-20)°E, posteriormente bordea toda la costa de la Ensenada de La Vela siguiendo una dirección N70°E para finalmente terminar en el mar.

No se conoce el desplazamiento normal o inverso de la mayoría de las fallas observadas en el área de estudio

### **3.2.2.-Pliegues**

Estas estructuras se encuentran mayoritariamente en la zona de la A (figura 93, región de La Vela), y se asocia al corrimiento de Taimataima o corrimiento de Guadalupe. Así, lo que caracteriza a esta parte del área son pliegues generalmente disimétricos, con ejes aproximados N(60-70)°E a WE (LEÓN Y QUIJADA, 1980).

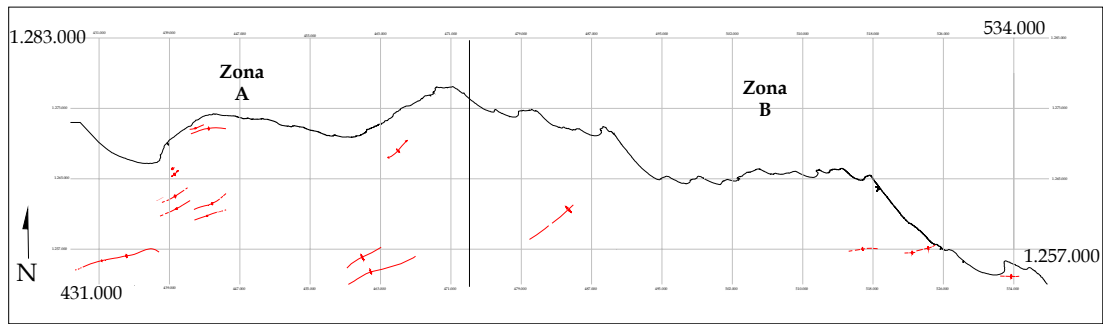


Fig.95.- Se observa la dirección de los pliegues presentes en la zona.

Inmediatamente al sur de Coro, en la sección de la carretera Coro – Churuguara, se observa muy bien que las capas del Mioceno Medio de las formaciones Socorro y Caujarao están volcadas; dichas capas constituyen el flanco de un pliegue cuyo flanco normal puede observarse a nivel del puente donde comienza la carretera Coro – Churuguara. De esta forma, constituye un anticlinal que se acuesta al norte progresivamente. Del otro lado del río Coro no se encuentra una estructura volcada como la referida anteriormente del lado oeste, las capas son verticales pero nunca volcadas (LEÓN Y QUIJADA, 1980).

Un poco más hacia el sur, en la parte norte del embalse El Isiro, se encuentra el anticlinal del Isiro, simétrico y donde aflora la Formación Socorro. Al sur de este anticlinal se desarrolla hasta el pie de la Serranía de San Luis (esto está fuera del área de estudio), un amplio sinclinal “Sinclinal de La Negrita”, cuyo centro esta formado por las lutitas de la Formación Socorro. El embalse El Isiro se encuentra situado sobre el flanco norte de este sinclinal (ver corte geológico K-K’, Anexo B) (LEÓN Y QUIJADA, 1980).

El resto de las estructuras, en la zona, son: los anticlinales de Acarigua, y las Polonias y el sinclinal de Ricoa todos en dirección aproximada NE.

En la zona b (ver figura 95) se encuentra el anticlinal del Isiro cuyo eje presenta un rumbo aproximado E-W con declive hacia el este (ver corte geológico A-A' y B-B', Anexo B).

### **3.2.3.-Estratificación**

La estratificación sigue una alineación preferencial de N(35-60)°W, en casi el 90% de los planos medido en campo, salvo en algunas excepciones que esta llega a estar en el rango N(10-20)°W.

Los buzamientos están entre 80 y 30° en el sur de Coro y la región de La Vela, siendo congruente con los pliegues que se generan en la zona.

En la zona costera de la parte central del área de estudio, entre Puerto Cumarebo y el cerro Mampostal, los buzamientos son menores, dentro del rango de 15-25° y buzanan al norte exclusivamente.

Hacia el este se observa una zona en donde no se reporta ningún rumbo y buzamiento esto quizás se deba al carácter lutítico del área explicado anteriormente.

Más al sur este del área de estudio (zona C de la fig 94) se observan una serie de planos de estratificación que a pesar de tener un patrón de rumbo N60°E, se midieron una serie de planos orientados caóticamente.

### **3.2.4.-Diaclasas**

En la zona C de la figura (3.2-1) TRUSKOWSKI (1976), define dos sistemas de diaclasas, el primero tiene un rumbo promedio N70°E y buzamiento promedio 75°S y el segundo presenta un rumbo promedio N45°W y 80°N° respectivamente.

El primer sistema de diaclasas se produce simultáneamente con las fallas y el segundo sistema, sería más antiguo, quizás formadas cuando los esfuerzos compresionales contribuyeron a la formación del anticlinal (TRUSKOWSKI, 1976).

Los trabajos realizados en las zonas A y B (figura 1) no reportan muchos datos de diaclasas en la zona, con el que se pueda definir una familia de diaclasas, los pocos datos que se tienen son perpendiculares y paralelos a la estratificación, que pueden asociarse como al fallamiento del área de estudio, lo cual se evidencia por el cierto paralelismos entre la orientación de las diaclasas y la orientación del sistema de fallas.

### **3.2.5.-Modelo**

Una vez definido y estudiado las estructuras planares presentes, se puede observar que las características de estas presentan un comportamiento similar al modelo planteado por WILCOX *et al*, (1973) en donde:

La falla principal es Oca – Ancón, la cual es transcurrente dextral con dirección aproximadamente E-W a partir del cual se generan:

1. El sistema de fallas de dirección N70W corresponden al R (ridel sintético)
2. El sistema de fallas de dirección N30E corresponden al R' (ridel antitético)
3. El corrimiento de Guadalupe - Taimataima forma un ángulo aproximado de 40° con la falla principal de Oca – Ancón
4. Los ejes de los pliegues generados en la zona A (figura 2) son pseudoparalelos al corrimiento Guadalupe – Taimataima..

Por lo tanto, el marco tectónico de la zona está definido como un marco transcurrente dextral, donde el comportamiento predominante de las fallas es del tipo “estantería de libros”, y forma parte del reajuste a causa del movimiento transcurrente generado por la placa del Caribe con la placa Sudamericana.

## SUMARIO Y CONCLUSIONES

- ~ El trabajo realizado generó un documento actualizado y normalizado de los trabajos previos realizados al norte del estado Falcón entre los distritos: Zamora, Acosta, Miranda y Colina.
- ~ Esto ha permitido a la Universidad Central de Venezuela obtener dos hojas geológicas a escala 1:50.000, así como 21 hojas geológicas a escala 1:25.000, con lo cual permitirá establecer zonas en las que se necesite ampliar, verificar u obtener información geológica, disponiéndose así de un documento único del norte de Falcón.
- ~ En la cuenca de Falcón, específicamente en el área que abarca este trabajo, se depositaron las siguientes unidades litoestratigráficas pertenecientes al Mioceno - Plioceno, representadas por las formaciones: Querales, Solito, Socorro, Agua Salada, Pozón, Capadare, Caujarao, La Vela, El Veral, Turupía, Coro, Tucupido y Punta Gavilán

La **Formación Querales** esta compuesta por una secuencia esencialmente lutítica con intercalaciones de capas delgadas de areniscas y escasas calizas, generada en un evento transgresivo, consecuencia de una invasión marina discreta, dentro del marco general de sedimentación deltaica prevaleciente durante el Mioceno temprano. La sedimentación de la unidad se ubica en la parte más distal de un complejo deltaico, que aportaba sedimentos del sur y oeste.

La **Formación Solito** consta de lutitas grises, finamente laminadas, con intercalaciones de areniscas lenticulares grises de grano fino a medio, en donde, hacia la base de la secuencia predominan lutitas, de color gris oscuro a negro que meteorizan a marrón - rojizo – violáceo, fisiles, finamente

laminadas, yesíferas, jarosíticas y con manchas de óxido, en un ambiente aguas profundas, batiales y turbias de por lo menos 450 m.

La **Formación Socorro** en el área de estudio, esta constituida por lutitas grises, jarosíticas y yesíferas, areniscas y calizas margosas en paquetes de capas delgadas, desarrollada en un ambiente costero marino; nerítico interior, de poca profundidad (menos de 10 m) y baja energía.

La **Formación Agua Salada** esta constituida básicamente de lutitas, areniscas y limolitas, en donde las lutitas constituyen la litología predominante y volumétricamente más importante, que ha sido interpretada para el área de la región de Píritu, como lutitas de aguas profundas que pertenecen a un sistema de bajo nivel (LSW), con algunas areniscas turbidíticas en el Mioceno Temprano, se identificaron igualmente sedimentos de sistemas transgresivos (TS) y de alto nivel (HST), con crecimientos carbonáticos dispersos en el Mioceno Medio Tardío.

La **Formación Pozón** consiste principalmente de arcillas y arcillas margosas, con un desarrollo glauconítico de poco espesor en la base, dividiéndose en tres miembros de los cuales solo dos miembros están presentes en la zona:

Miembro Husito: que a su vez se subdivide en tres intervalos: Un intervalo inferior que consiste de arcillas pardo oscuras y grises oscuras que meteorizan a pardo rojizo y rojo ladrillo, calcáreas, fisiles, luego sigue un intervalo de lutitas grises verdosas oscuras y algunas grises claras que meteorizan a pardo y pardo amarillento, algunas calcáreas, compactas y finalmente un intervalo superior que consiste de lutitas grises claras y oscuras, que meteorizan a pardo amarillento y pardo, calcáreas, fosilíferas, yesíferas.



Miembro Huso: consiste de lutitas grises claras que meteorizan a pardo amarillento, calcáreas, fosilíferas, con alto contenido de yeso rellenando las fracturas.

Ambos miembros se generaron en un ambiente en comunicación con mar abierto, donde se desarrolla una sedimentación de aguas tranquilas en un ambiente de latitudes tropicales, a una profundidad correspondiente a una zona batial media.

La **Formación Capadare** posee una litología de calizas bioclásticas de color amarillento (crema) que varían desde mostaza y crema claro, ocasionalmente pueden presentar tonalidades rosadas y variar de tonos grises a amarillentos, durante un ambiente de desarrollo carbonatito de plataforma costera, en aguas claras bien oxigenadas, con un clima tropical e influencia de fluctuaciones marinas.

La **Formación Caujarao** está caracterizada principalmente por calizas muy impuras, fosilíferas y muy compactas, de color gris claro a gris oscuro en su mayoría y meteorizan a marrón oscuro, casi negro muy característico, siendo duras y compactas en un ambiente sedimentario nerítico a litoral.

La **Formación La Vela**, consta de areniscas muy calcáreas, conglomeráticas, micáceas, interstratificadas con lutitas grises arcillosas y ocasionalmente calizas y margas arenosas desarrollada en un ambiente de sedimentación de lagunas costeras.

La **Formación El Veral** consiste de calizas marrón claro, bioclástica interstratificada con lutitas marrones, masivas, calcáreas y fosilíferas y margas fosilíferas de color marrón rojizo que se sedimentaron sobre la plataforma media y externa. Inicialmente, se trata de depósitos de margen de

plataforma, transgresivos hacia el tope (TR/SMW). Siguen depósitos de subida relativa del nivel del mar (HST), terminando en un contacto superior discordante, correspondiente al límite de secuencia SB=3,8 Ma.

La **Formación Turupía** se presentan como lutitas ocasionalmente interestratificadas con paquetes de capas de calizas de 0.8 a 12 m de espesor que fueron depositadas mayormente en el talud superior y corresponde a un sistema de alto nivel (HST).

La **Formación Coro** se encuentra caracterizada por secuencias de limolitas intercaladas con conglomerados y escasas areniscas mal escogidas, que se desarrolló como un abanico aluvial, con facies correspondientes al abanico superior y al abanico medio.

La **Formación Tucupido** se encuentra constituida por areniscas calcáreas y calizas arenosas, interestratificada con lutitas limosas y margas en un ambiente de plataforma interna en condiciones no restringidas, en mares tropicales, entre los 5 y 40 m de profundidad, con posibles influencias de aguas dulces y representa una parte del sistema de cuña progradante de bajo nivel (LSW), con una transgresión hacia el tope. La discordancia en la base de la unidad (SB=3,8 Ma) es muy evidente.

La **Formación Punta Gavilán** presenta una litología la cual consiste esencialmente en una intercalación de calizas margosas de color amarillo ocre con abundante material terrígeno, son macro y micro fosilíferas generadas en un ambiente sublitoral de aguas cálidas.

Cuando se realizaron estos trabajos no existía la clasificación de MAUNT (1985) para carbonatos de mezcla, por lo que muchas muestras fueron clasificadas como areniscas según PETTIJOHN, *et al.* (1972), por esta razón, se

reclasificaron como carbonatos de mezcla, sin embargo como no se contó con las muestras, ni con los porcentajes correctos de los componentes de las rocas, esta clasificación puede variar.

~ Basado en los paneles de correlación, se determino que:

La Formación Socorro, pasa transicionalmente a ser Formación Agua Salada en la zona de Cumarebo.

La Formación Caujarao se engrosa hacia el oeste y hacia el este se acuña haciéndose más calcárea.

La Formación La Vela se hace más calcárea al este, correlacionandose con las formaciones: El Veral y Turupía.

La Formación Coro, se hace granulométricamente mas fina hacia el este en donde se correlaciona con la Formación Tucupido.

La Formación Punta Gavilán tiende a engrosarse unos pocos metros al este y se correlaciona al oeste con la parte superior de las formaciones Turupía, El Veral y Tucupido, en la región de Cumarebo.

La Formación Capadare se correlaciona cronoestratigráficamente con el Miembro Huso de la Formación Pozón, al este.

~ En la zona de estudio se reconocieron cuatro sistemas de fallas con orientación, extensión y desplazamiento similares entre si.

~ Fallas con trazas de rumbos variables entre N(0-40)°W.

~ Fallas con trazas de rumbos variables entre N(50-80)°W

- ~ Fallas con trazas de rumbos variables entre N(0-40)°E
- ~ Fallas con trazas de rumbos variables entre N(70-90)°E.

El marco tectónico de la zona se definió como un marco transcurrente dextral, donde el comportamiento predominante de las fallas es del tipo “estantería de libros”, y forma parte del reajuste a causa del movimiento transcurrente generado por la placa del Caribe con la placa Sudamericana. Donde las tendencias estructurales fueron definidas según el modelo de WILCOX *et al.*, (1973), para ese tipo de marco tectónico.

## RECOMENDACIONES

- ~ Se recomienda hacer un estudio detallado para establecer el contacto transicional entre las formaciones Socorro y Agua Salada, La Vela con la formaciones Turupía y El Veral y Formación Coro con la Formación Tucupido
- ~ Del mismo modo se recomienda hacer un estudio detallado en épocas de sequía, para establecer el contacto entre la Formación Agua Salada con las formaciones Punta Gavilán y Capadare
- ~ Hacer un estudio paleontológico detallado para definir el contacto entre las formaciones Solito y Agua Salada hacia el este de la zona estudiada.
- ~ En el caso de que existan las petrográfias de los trabajos mencionados durante esta investigación, se recomienda hacer una buena reclasificación de los carbonatos de mezcla basados en los porcentajes correctos de los componentes de la roca.
- ~ Realizar un estudio de dallado de los rasgos estructurales plasmados en los mapas para identificar el verdadero movimiento de dichas estructura y de esta forma generar un modelo estructural mas actualizado.

## BIBLIOGRAFÍA

- AUDEMARD, F.; DE MENA, J. (1985) *Falcón oriental, nueva interpretación estructural*. VI Congreso Geológico Venezolano, Soc. Venezolana de Geol.- Tomo IV- pág2317-2329.
- AUDEMARD, F. (1992) *Estructuras invertidas del Noroccidental de Venezuela*. VI Congreso Venezolano de Geofísica. Pág 618 (adstracto).
- AUDEMARD, F. (1993) *Neotectonique, sismo tectonique et aléa simeque du, nord – ouest du Venezuela (systeme de failles d' Oca – Ancón)*. Tesis. Univesité Montpellier Francia II 369p.
- AUDEMARD, F.; SINGER, A.; RODRÍGUEZ, J. Y BELTRAN, C. (1994) *Definición de la traza activa del sistema de fallas Oca – Ancón, noroccidente de Venezuela*.VI Congreso Venezolano de Geofísicos, Soc. Venezolana de Ingenieros Geofísicos – Tomo I – pág. 42-50.
- AUDEMARD, F. (1995) *La cuenca Terciaria de Falcón, Venezuela Nororiental. Síntesis estratigráfica, génesis e inversión tectónica*. IX Congreso Latinoamericano de Geología. South América, Venezuela, Tectonic Stratigraphy.
- AUDEMARD, F. (1997) *Tectónica activa de la región septentrional de la cuenca invertida de Falcón, Venezuela Occidental*. Memoria del VIII Congreso Geológico Venezolano, Soc. Venezolana de Geol.- Tomo I-pág. 93-100.
- BARBOZA, L; RODRIGUEZ, S. (2001) *Integración de la geología del Estado Vargas y el flanco sur del macizo del Avila al norte de Caracas*. Trabajo especial de grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- BERROTERÁN, L. Y ZIRITT, F. (2004) *Interpretación estructural y restauración de secciones se un transecto ubicado en tre las poblaciones de Purureche, estado Falcón y Baragua, estado Lara*. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- BLOW, W. H., (1969) *Late Middle Eocene to Recent plactonic foraminiferal biostratigraphy*, I International Conference on Planktonic Microfossils, proc., 1: 199-422.
- BOESI, T.; AND GODDARD, D (1991) *A new geologic model related to the distribution of hydrocarbon source rock in the Falcón basin, northwestern Venezuela, in Kt. Biddle, ed., Active margin basind: AAPG, Memoir 52 pág.303-319*.

- BOLLI, H AND SAUNDERS, J.B., (1985) *Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera en Bolli, H.M., Saunders, J.B. and Perch-Nielsen, K. (eds) (1985) "Plankton Stratigraphy". Cambridge Earth Science Series. p: 155-262.*
- BATHURST, R. G. C. (1975) *Carbonate sediment and their diagenesis* 2da. Edi. Núm. 12, de la serie Development in sediment. ED. Elseiver. Amsterdam 700p.
- CABRERA, E. (1985) *Evolución Estructural de Falcón Central*, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela, 59p. Inédito.
- CASTRO, M. (1979) *Estudio bioestratigráfico de una zona ubicada al NE de Píritu Estado Falcón* Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. 266p. Inédito.
- CATI, F., Y OTROS (1968) *Bioestratigrafía del Neogeno mediterraneo basada sui fonaminiferi plantonici*. Soc. Geol. Ital. Bull., 87 491-503.
- CROWELL, J.C. (1974) *Sedimentation along the San Andreas Fault, California, in Dott, R.H., and Shaver, R.H., eds., Modern and ancient geosynclinal sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 19, 292-303p.*
- DE PONTE, D Y SANDOVAL L. (2004) *Estudio Geológico de las formaciones EL Veral y Tucupido en el sector de Cerro Monte Oscuro, Ubicado en el distrito Zamora, estado Falcón*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela, 129p. Inédito.
- CREOLE PETROLEUM CORPORACIÓN (1956) Mapa de geología de superficie a escala 1:100.000, Hoja B-5.
- DÍAZ, A. (2003) *Integración geológica de la región de Los Teques- La Victoria-San Casimiro, Distrito Capital, Estados Aragua y Miranda*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela, 349p. Inédito.
- DÍAZ DE GAMERO; L. (1967) *Paleontología de la formación El Veral (mioceno), Estado Falcón*. Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela, 64 p. Inédito.
- DÍAZ DE GAMERO, M., (1968) *Paleontología de la Formación El Veral (Mioceno), Estado Falcón*. Geos 17:7-51.
- DÍAZ DE GAMERO, M. L., (1970) *Contribución al estudio de los foraminíferos de la Formación Punta Gavilán, Estado Falcón*, Asoc. Venez. Geol., Min. y Petrol., Bol. Inf., 13(2): 47-94.

- DÍAZ DE GAMERO, M.L., (1977) *Estratigrafía y micropaleontología del Oligoceno y Mioceno inferior del centro de la cuenca de Falcón*. Venezuela, Universidad Central de Venezuela. Caracas, Geos 22, p:25-35.
- DÍAZ DE GAMERO, M. L., (1985-a) *Micropaleontología de la Formación Agua Salada, Falcón nororiental*, VI Cong. Geol. Venez., Mem., 1 p: 384-453.
- DÍAZ DE GAMERO, M. L., (1985-b) *Estratigrafía de Falcón nororiental*, VI Cong. Geol. Venez., Mem., 1 p: 454-502.
- DÍAZ DE GAMERO, M. L.; V. MITACCHIONE Y M. RUÍZ, (1988) *La Formación Querales en su área tipo*, Falcón noroccidental, Venezuela, *Soc. Venez. Geol., Bol.*, 34: 34-46.
- DÍAZ DE GAMERO, M. L., (1989) *El Mioceno Temprano y Medio de Falcón septentrional*, GEOS 29, p: 25-35.
- DÍAZ DE GAMERO, M. L.; G. GIFFUNI AND M. CASTRO MORA, (1993) *Biostratigraphic sequence analysis of two Lower Miocene to Pliocene sections, eastern Falcón, northwestern Venezuela (Abstract)*, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 77(2) p: 313-314.
- DÍAZ DE GAMERO, M. L., G. GIFFUNI Y M. CASTRO MORA, (1994) *Las formaciones Caujarao y El Veral al este de Cumarebo, Falcón nororiental*, Venezuela (Resumen) V Simp. Bolivariano Explor. Petrol. Cuencas Subandinas, Mem.: 237-239.
- DÍAZ DE GAMERO, M. L., G. GIFFUNI Y M. CASTRO MORA, (1997) *Las formaciones Caujarao y Turupía al este de Cumarebo, Falcón nororiental*, Sociedad Venezolana de Geólogos, Bol., 22(1).
- DUNHAM, R. J. (1962) *Classification of carbonate rock according to depositional texture*. Am. Ass. Petr. Mem.1, pág 108-121.
- ERLICH, R AND BARRETT, S. (1990) *Cenozonic plate tectonic history of the northern Venezuel-Trinidad area*. Tectonics. Vol.9, pág. 161-184.
- ESCORIHUELA, N Y RONDON, J. (2002) *Estudio de las rocas ígneas que afloran en la parte central de la cuenca de Falcón*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. 217p Inédito.
- ESTEVEZ J. Y E VILLALTA, (1989) *Estratigrafía de una zona ubicada entre Sabaneta y Coro, distrito Miranda, estado Falcón*. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geología. Universidad Central de Venezuela. Inédito.



- FOLK R. L. (1968) *Petrology of sedimentary rock*. Austin, Texas: Hemphill's Bookstore, 170p.
- FRIEDMAN, G.M. AND SANDERS, J.E. (1978) *Principles of Sementology*, John Wiley & Sons, 792p.
- FUCHTBAUER, H. (1974) *Sediments and Sedimentary Rocks*. John Willy, New York.
- GALEA, F. A., (1976) *Estudio de una sección del Mioceno situada al sur de la sierra de Guaibacoa, distritos Colina y Zamora, estado Falcón*. Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, 122 p., Inédito.
- GIFFUNI, G. (1980) *Geología del área de Tocopero y su relación con la cuenca de Agua Salada, Estado Falcón*". Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela, 245 p. Inédito.
- GIFFUNI, G., (1988) *Edad de la Formación Tucupido en el área de Tocópero, Distrito Zamora, Estado Falcón*. Bol. Soc. Venez. Geol., 32 en prensa.
- GIFFUNI, G., M. L. DÍAZ DE GAMERO Y M. CASTRO MORA, (1992) *Análisis secuencial del Neógeno de la región de Cumarebo, Falcón nororiental, basado en estudios bioestratigráficos*, Soc. Venez. Geol., Bol., 46: 7-15.
- GÓMEZ, D; PRIETO, J. (2004) *Integración y actualización geológica del área del surco de Urumaco y la plataforma del Debajuro Estado Falcón*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela, 129p. Inédito.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C. (1937) *Geología general y estratigrafía de la región de Cumarebo, estado Falcón*. Boletín de Geología y Minería, Caracas, Volumen I, N° 2- 4, pág. 197-217.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C. (1951) *Introducción al estudio de la geología en Venezuela*, Bol. Geol.. (Venezuela), 1(2): 195-216.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C; ITUARRATELDE, J AND PICARD, X. (1980) *Geología de Venezuela y sus Cuencas Petrolíferas*. Ediciones Convides, Caracas. Vol.2, pág. 1031.
- GRAF, C. (1969) *Relaciones entre tectónismo y sedimentación en el Holoceno del noreste de Venezuela*. IV. Congreso Geológico Venezolano, Ministerio de Minas e Hidrocarburos – Sociedad Venezolana de Geólogos. Boletín de Geología N°5, Tomo II. Pág 1125-1144.

- GUEVARA, E. (1967) *The Santa Rita, Jarillaland and La Victoria formations*. Asoc. Ven. Geol. Min. Petr. Boll. Inform., 10(2): 51-69.
- HAMBALEK, N., V. RULL, E. DE DIGIACOMO Y M. L. DÍAZ DE GAMERO, (1994) *Evolución paleoecológica y paleoambiental de la secuencia del Neogeno en el surco de Urumaco. Estudio palinológico y litológico*, Bol. Soc. Venez. Geol., 191-2 7-19.
- HUNTER, V. F. AND A. D. FERRELL (1972) *Redefinición de algunas unidades estratigráficas del Oligoceno de Falcón central*, II congr. Geol. Venez., Mem, 2: 807-816.
- HUNTER, V.F. (1974) *A Mid-Tertiary stratigraphic unit of the southern Caribbean area*. En JUNG. P. et al (eds) *Contributions to the geology and paleobiology of the Caribbean and adjacent areas*. The Kluger volume. Basilea, Suiza. 84(1). 520p.
- KELLOGG J. N. AND BONINI W. E. (1982) *Geological compilation report – Central West Falcón*, Compañía Shell de Venezuela, 29p., Inedito.
- KELLOGG, J. (1984) *Sedimentary facies patterns and geologic history of Holocene of Holocene marine transgression*. Geological Society of America. Bulletin 82; 8, pág 2131-2158.
- KAVANAGH, C; (1953) *Estudio de una sección de la Formación Caujarao en el anticlinal de La Vela, Estado Falcón* Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. 122p. Inédito.
- LABADY, M. (1979), *Geología de una zona ubicada al norte de Píritu. Distrito Zamora, Estado Falcón*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela, 205p Inédito.
- LEAL, F Y RIVERO O. (2004) *Estudio de litofacies y quimioestratigrafía de la sección superior de la Formación Paraíso, como herramienta para determinar posibles características de potencialidad generadora y/o almacenadora de hidrocarburos en la sección geológica del río Paraíso*. Trabajo Especial de Grado Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela, 205p Inédito.
- LEÓN, K Y QUIJADA O. (1985) *Estratigráfica y sedimentología de un área situada al sureste de Coro Estado Falcón*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela, 132 p. Inédito.

- LEÓN, H. (1953) *Geología y topografía de la zona este de Mataruca, Distrito Colina, Estado Falcón*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela, 139p. Inédito.
- LIDDLE, R. A. (1928) *The geology of Venezuela and Trinidad*. Mc. Gowan, Fort. Worth, Texas, 552p.
- LORENTE, M. (1978) *La Caliza de Capadare y sus relaciones con la cuenca Agua Salada, Estado Falcón*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- MACELLARI, C. (1995) *Cenozoic sedimentation and tectonic of the southwestern Caribbean pull-apart basin*. Venezuela and Colombia, in A.J. TANKARD R., SUAREZ S., AND WELSINK, H. Petroleum Basins of South America: AAPG, Memoir 62, pág.757-780.
- MASCLE, A.; TREMOLIERES, P. AN WOSNIAK, M. (1985) *Neogene compresional events on the north Venezuela margin*. Proceedings IV Latinoamerican Geological Congress. Trinidad and Tobago. 1979, Vol. II, pág. 883-890.
- MACHADO, A., R. MARCANO, M. CASTRO Y V. PADRÓN, 1996. *Nannoplancton calcáreo de la Formación Punta Gavilán, estado Falcón* (Resumen), Acta Científica Venezolana, 47(supl. 1): 301-302.
- MENDEZ J. G. (1967) *Definición de la Formación Agua Linda sección de referencia de la Formación Casupal y descripción litológica de de algunas secciones de esta formación en la parte sur oriental de la sub - cuenca de Falcón*. Asoc. Ven., Min. y Petr., Bol. Inform., 10(4): 111-119.
- MUESSIG, K. (1984) *Structure and Cenozoic tectonics of the Falcón Basin, Venezuela, and adjacent areas*. Geological Society of America. Memoir 1962. pág. 121-138.
- OMAÑA, L. (2002) *Integración geológica de la zona de Morón – Valencia – Ocumare de la Costa, Estados Carabobo y Aragua*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela, 323 p. Inédito.
- ORTA, M. (2003) *Integración geológica de la región de Caracas – Charallave – Santa Teresa del Tuy, Distrito Capital y Estado Miranda*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela, 136p. Inédito.
- OSTOS, M. (1990) *Tectonic evolution of the south – central Caribbean base don geochemical data*. Rice university PH. D. Thesis, Houston,exas, Pág 410

- PADRÓN, V., L. NAVARRO Y M. RODRÍGUEZ, (1996) *Biofacies de foraminíferos bénticos de la Formación Punta Gavilán, estado Falcón* (Resumen), Acta Científica Venezolana, 47(supl. 1): 301.
- PAYNE, A. L., (1951) *Cumarebo oil fields, Falcón, Venezuela*, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 35(8): 1850-1878.
- PETTIJOHN, F., POTTER, P ANDE SIEVER, R. (1972) *Sand and Sanstone*. Spriger-Verlag, Berlin, Heidelberg, N. Y, pág. 618.
- PERAZA T. (2004) *Estudio paleoecológico del Mioceno Tardío-Plioceno en la estructura de la Vela, estado Falcón*. Tesis de MSc en Ciencias Geológicas. 124 p.
- PETZALL, C. (1959) *Estudio de una sección de la Formación Caujarao en el anticlinal de La Vela, estado Falcón*. Asociación Venezolana de Geólogos, Mineros y Petroleros, Boletín Informativo. Vol. 2, pág. 269-319.
- PINDELL, J. L. R. HIGOS AND JF. DEWEY (1998) *Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeographic evolution and hydrocarbon setting of the northern margin of South America*. In: Pindell, J. L., Drake, C. (Eds), *Paleogeography Evolution and Non-Glacial Eustasy, Northern South America*. Soc Ecom Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 58, 45-85.
- PITELLI, R AND A. MOLINA (1989) *El Eoceno Medio Tardío y Eoceno Tardío de la parte occidental de la cuenca de Falcón*. Soc. Venez. Geol., Bol., (36): 5-12
- PORRAS, L. (2000) *Evolución tectónica y estilos estructurales de la región costa afuera de la cuenca de Falcón y Bonaire*. VII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las cuencas Subandinas. Sociedad Venezolana de geólogos. Tomo I, pág. 279-292.
- POTTER P. L. (1967) *Sand Bodies and sedimentary environments: A review AAPG Bull.*, 51, 337-3365p.
- RENZ, H. (1948) *Straigraphy and fauna of the Agua Salada Group, State of Falcón, Venezuela*. Geol. Soc. Amer, Men. 32, pág 219.
- REY, O. (1990) *Análisis comparativo y correlación de las Formaciones Codore y La Vela. Estado Falcón*. Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela, 163 p. Inédito.
- RUTSCH, R. (1934) *Die gastropoden aus den Neogen der Punta Gavilan schichten in nord – Venezuela*. Soc. Paleont. Suisse, Mén. : 54-55, 169p.

- RUTSCH, R. (1937) *Algunos gasterópodos interesantes de la época Terciaria de los estados Falcón y Lara (Venezuela)*. Bol. Geol. y Min. Caracas, 1(1): 37-51.
- TARDÁGUILA, P. (2002) *Integración de la geología de la zona de Choroní –Puerto Maya-, Estados Aragua y Carabobo*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela, 161p. Inédito.
- TRUSKOWSKI, I. (1976) *Estudio micropaleontológico de la Formación el Pozón de edad Oligo-Mioceno, Distrito Zamora, Estado Falcón*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. 88p. Inédito.
- SCHBERT, C. AND SIFONTES, R. (1970) *Boconó fault, Venezuela Andes*. Science. Vol. 175, pág 560-561.
- SENN, A., (1935) *Die stratigraphische Verbreitung der tertiären orbitoiden, mit spezieller Berücksichtigung ihres Vorkommens in Nord-Venezuela und NordMarokko*, *Eclog. Geol. Helv.*, 28(1): 51-113.
- SENN, A., (1940) *Paleogene of Barbados and Its Bearing on History and structure of Antillean-Caribbean region*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 24 (9): 1548-1610.
- SILVER, E. A., J. E. CASE, AND H. J. MACGILLVRY (1975) *Geophysical study of the Venezuela borderland*: GSA Bull (86): 213-226.
- STAINFORTH, R. M., J. L. LAMB, H-P. LUTERBACHER, J. H. BEARD Y R. M. JEFFORDS, (1965) *Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms, University of Kansas Paleon. Contrib.*, 62: 1-425.
- SUTTON, F. A. (1946) *Geology of Maracaibo Basin, Venezuela*, AMER. Assoc. Petrol. Geol., Bull. 30(10): 273-284.
- VALLENILLA, P. (1953) *Estratigrafía de las Formaciones Caujarao, La Vela y Coro en sus localidades tipo - Estado Falcón*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. 65 p. Inédito.
- VASQUEZ E. AND DCKEY P. (1971) *Major Faulting in northwestern Venezuela and its relation to global tectonic*. VI Conferencia Geológica del Caribe. 191-202.
- VIERBUCHEN, R.C. JR (1978) *The tectonics of northeastern Venezuela and the southeastern Caribbean Sea* [Ph.D. thesis]: Princeton University, 175 p.

- VASQUEZ, R. (1980) *Estudio de las areniscas de Togogo y la caliza de Jacura, Distrito Zamora y Acosta Estado Falcón y determinación del límite Paleógeno – Neógeno en esta región*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. 180p. Inédito.
- WIEDENMAYER, C., (1937) *Informe geológico sobre los depósitos carboníferos de Coro, Distrito Miranda, Estado Falcón*, Bol. Geol. y Min. (Venezuela), 1(1): 65-81.
- WILCOX, R.; HARDING, T. AND SEELY, D. (1973) *Basic wrench tectonics*. Amer. Assoc. Petrol. Bull.; 57: 74-96.
- WHEELER, C. B., (1960) *Estratigrafía del Oligoceno y Mioceno inferior de Falcón occidental y nororiental*, III Congr. Geol. Venez., Mem., 1: 407-465.
- WHEELER, C. B., (1963) *Oligocene and lower Miocene stratigraphy of western and northeastern Falcón Basin, Venezuela*, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 47(1): 35-68.
- WOZNIAK, J. Y M. H. WOZNIAK, (1987) *Bioestratigrafía de la región nor-central de la Serranía de Falcón, Venezuela nor-occidental*, Bol. de Geología, Venezuela, 16(28): 101-139.
- ZAPATA, E. (1983) *Manual de petrografía y diagénesis de rocas carbonáticas*, Caracas, Geos N°28: 3-199.
- ZAPATA, E; REY, O; PADRÓN, V Y MACHADO, A. (2001) *Carbonatos de mezcla en la Formación La Vela (Mioceno Tardío - Plioceno). Venezuela Occidental*, Revista De la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, Vol. 16, N°1: 73-84.
- ZAMBRANO, E., VASQUEZ , B. DUVAL, M. LATREILLE Y B. COFFINIERES (1971) *Síntesis paleogeográfica y petrolera del occidente de Venezuela*: Memoria, Congreso Geológico Venezolano, IV , Caracas, Publicación Especial N° 5 V.1, p. 481-552.
- “LEXICO ESTRATIGRAFICO DE VENEZUELA” (1999). CIED – Comité Interfiliales de Estratigrafía y nomenclatura. 1999. Léxico estratigráfico electrónico de Venezuela. PDVSA, INTEVEP, edición en CD y en [www.pdvsa.com/lexico](http://www.pdvsa.com/lexico).
- Microsoft Encarta Biblioteca consulta 2001 Microsoft Corporation. Reservado todos los derechos.

## APENDICES

Tabla.1.- Petrografía de las Calizas de la Formación Agua Salada .  
Tomado de GIFFUNI (1980).

Muestra	Clasificación de Dunham	Ortoquímicos			Aoloquímicos				Tamaño de grano Prom (micras)	% Poros
		Micrita (%)	Microspato (%)	Espato (%)	Intraclastos (%)	Oolitas (%)	Fósiles (%)	Pelets (%)		
T79146	Grainstone	0-25	0-25	25-50			0-25	0-25	250-350	30
T79204b	Grainstone	0-25	0-25	0-25	0-25		25-50	0-25	500-710	15
T79112	Packstone	0-25	0-25	25-50			25-50	0-25		25
T79107	Grainstone			25-50	0-25		25-50	0-25	710-1000	5
T79011	Grainstone	0-25	0-25	25-50			25-50	25-50	350-500	10

Tabla 2.- Mineralogía de las Calizas de la Formación Agua Salada.  
(Los números representan el % total de elementos de la roca, y la T trazas), Tomado de  
GIFFUNI (1980).

Muestra	limolita	Hematita	Glauconita	Cuarzo	Feldespato	Muscovita	Arcilla	Dolomita
T79146	7	3						
T79204b	3	2						T
T79112		2						
T79107	3		5					T
T79011								

Tabla 3.- Petrografía de las Calizas de la Formación Agua Salada.  
Tomado de GIFFUNI (1980).

Muestra	Clasificación de Dunham	Ortoquímicos			Aloquímicos				Tamaño de grano prom. (micras)	% Poros
		Micrita (%)	Microspato (%)	Espato (%)	Intraclastos (%)	Oolitas (%)	Fósiles (%)	Pelets (%)		
T79279	Grainstone	0-25	0-25	25-50			25-50	0-25		20
T79278	Grainstone		0-25	25-50			25-50	0-25	350-500	18
T79274	Grainstone		0-25	25-50	0-25		25-50	0-25	250-350	12
T79007	Grainstone			25-50			25-50	0-25		
T79267b	Grainstone		0-25	25-50			25-50	0-25	350-500	20
T79024	Grainstone			50-75			25-50	0-25		10
T79025	Grainstone	0-25	0-25	50-75			0-25	0-25	350-500	15
T79026	Packstone	0-25	0-25	25-50			25-50	0-25	350-500	7
T79027	Packstone	0-25	0-25	0-25			25-50	25-50	500-710	6
T79028	Grainstone	0-25	0-25	25-50	0-25		25-50	25-50	350-500	
T79033	Grainstone									
T79031	Grainstone			25-50	0-25		50-75	0-25		
T79030	Packstone	0-25	0-25	0-25			25-50	0-25	177-250	10
T79032	Packstone	0-25	0-25	0-25			25-50	0-25	500	7
T79034	Wackstone	25-50					0-25		62-88	7
T79034	Packstone	0-25	0-25	25-50	0-25			0-25	500-710	20
T79047	Packstone	0-25	0-25	0-25	0-25		25-50	0-25	500-710	10
T79053	Packstone	0-25	0-25				25-50	0-25	500-710	15



Tabla 4.- Petrografía de las Calizas Formación Turupía. Tomado de GIFFUNI (1980).

Muestra	Clasificación de Dunham	Ortoquímicos			Aloquímicos				Tamaño de grano prom. (micras)	% Poros
		Micrita (%)	Microespato (%)	Espato (%)	Intraclastos (%)	Oolitas (%)	Fósiles (%)	Pelets (%)		
T 79-075	Grainstone	0-25	0-25	25-50	0-25	0-25	25-50	0-25	3mm-125	
T 79-284	Grainstone		0-25	25-50	0-25		25-50	0-25	250-500	20
T 79-239	Grainstone	0-25	0-25	25-50			0-25	0-25	350-500	17
T 79-013	Packstone	0-25	0-25	0-25	0-25		0-25	0-25	250-350	25

Tabla 5.-Mineralogía de las rocas de la Formación Turupia.  
(Los números representan el % total de elementos de la roca, y la T trazas). Tomado de GIFFUNI (1980).

Muestra	Limonita	Hematita	Glauconita	Cuarzo	Feldespato	Muscovita	Arcilla	Dolomita	Mín. de Fe	Chert	Otros Fragm. de roca
T 79-075			T						6		T
T 79-284									5		T
T 79-239	3		1								T
T 79-013						15			5		T

Tabla 6.- Petrografía de las calizas de la Formación El Veral.  
Tomado de GIFFUNI (1980).

Muestra	Clasificación de Dunham	Ortoquímicos			Aloquímicos				Tamaño de grano prom. (micras)	% Poros
		Micrita (%)	Microspato (%)	Espato (%)	Intraclastos (%)	Oolitas (%)	Fósiles (%)	Pelets (%)		
T 79-120	Grainstone	0-25	0-25	25-50	0-25		25-50	0-25		15
T 79-126	Grainstone	0-25	0-25	25-50	0-25		25-50	0-25	350-500	15
T 79-127	Packstone	0-25	0-25	25-50	0-25		25-50	0-25	350-500	
T 79-219	Packstone	0-25	0-25	0-25			25-50	0-25		30
T 79-95	Packstone	0-25		25-50	0-25		0-25	0-25		15
T 79-217	Grainstone	0-25	0-25	25-50			25-50	0-25		10
T 79-92	Packstone	0-25	0-25	0-25	0-25		25-50	0-25	350-500	
T 79-21	Packstone	0-25		25-50	0-25		0-25	25-75		
T 79-301	Grainstone	0-25	0-25	25-50			25-50	0-25		15
T 79-172	Grainstone	0-25	0-25	25-50	0-25		25-50	0-25	125-177 300-710	5
T 79-174	Grainstone		0-25	25-50	0-25		25-50	0-25		20
T 79-88	Packstone	0-25	0-25	25-50	0-25		25-50	0-25		13
T 79-82	Packstone	0-25	0-25	25-50	0-25		25-50	0-25	250-300	10
T 79-19	Grainstone	0-25	0-25	25-50	0-25		0-25	0-25		
T 79-170	Grainstone	0-25	0-25	25-50	0-25		25-50	0-25	500-710	
T 79-211	Grainstone	0-25	0-25	25-50	0-25		25-50	0-25		15
T 79-72	Grainstone	0-25	0-25	0-25	0-25		25-50	0-25	177-250	17
T 79-86	Grainstone	0-25	0-25	25-50	0-25		0-25	0-25	350-500	15

Tabla 7.- Mineralogía de la formación El Veral.  
 (Los números representan el % del total de elementos de la roca).  
 Tomado de GIFFUNI (1980).

Muestra	Limonita	Hematita	Glauconita	Cuarzo	Feldespato	Muscovita	Arcilla	Dolomita	Min. de Fe	Chert	Otros Fragn. de
T 79-120	2	3									
T 79-126	2	2									
T 79-127	1	2	2								
T 79-219	5										
T 79-95							3		3		
T 79-217			T						2		
T 79-92	5		T								
T 79-21									2		
T 79-301	5										
T 79-172			3						3		
T 79-174			2						2		
T 79-88	2	3	5					3			
T 79-82							3	1	3		
T 79-19			T				5				
T 79-170	7		1								
T 79-211	2	5									
T 79-72	3	5	2								
T 79-86									3		

Tabla 8a y 8b.- Clasificación de las areniscas y los carbonatos de mezcla. (Basada en la clasificación de PETTIJOHN, *et al* (1972) para areniscas)  
Tomado de GIFFUNI (1980).

Muestra	Escogimiento	Redondez	Esfericidad	Tam. de grano (micras)	Contacto entre granos	Mineralogía en %							
						Dolomita	Glauconita	Calcita	Cuarzo	Feldespatos	Limonita	Hematita	Mica Muscovita
T 79-153	Malo	Subred	0.9	62-88	Flotantes			15	40	T	4	5	T
T 79-181	Regular	Subred	0.5	350	Flotantes			29	34		3	2	
T 79-180	Regular	Subang	0.5	177-250	Flotantes y tangentes		T	15	43	7	2	5	
T 79-179	Regular	Subred	0.5	350-500	Flotantes			20	41	2	5	2	
T 79-178	Regular	Subang	0.5	250-350	Tangenciales		2	15	48	5	3	2	
T 79-123	Regular	Subred	0.5	500-710	Flotantes	T		10	40		4	3	
T 79-167a	Regular	Subred	0.5	177-250	Flotantes y tangentes		T	35	26		3	1	
T 79-062	Bueno	Subang	0.5	125-177	Flotantes y tangentes				49	5	10	7	1

Tabla 8a

Muestra	Fraga. de roca		Cemento %				Matriz %			Porosidad	Nombre
	Chert	Otros Frag. de rocas	Oxidos de Fe	Espato	Microespato	Micrita	Slice	Arcilla	Limonita		
T 79-153		5		30	1					7	Sublitaranita
T 79-181	4			28						7	Sublitaranita
T 79-180	3			25						15	Subarcosa
T 79-179	7			15		5		1	2	6	Sublitaranita
T 79-178	5		2	11		7				4	Sublitaranita
T 79-123	3	3	3	34		3				3	Sublitaranita
T 79-167a	4	3	24			3				10	Sublitaranita
T 79-062	7		6				2	5	9	3	Grauwaca litica

Tabla 8b

Tabla 9.- Petrografía de las calizas. Formación Tucupido. Tomado de GIFFUNI (1980).

Muestra	Clasificación de Dunham	Ortoquímicos			Aloquímicos				Tamaño de grano prom. (micras)	% Poros
		Micrita (%)	Microspato (%)	Espato (%)	Intraclastos (%)	Oolitas (%)	Fósiles (%)	Pelets (%)		
T 79-153	Grainstone		0-25	25-50	0-25		0-25			7
T 79-181	Grainstone			0-25			0-25	25-50		7
T 79-179	Grainstone		0-25	0-25			0-25	0-25		6
T 79-178	Packstone						0-25	0-25		4
T 79-123	Grainstone	0-25	0-25	25-50	0-25		0-25			3
T 79-122b	Grainstone	0-25	0-25	25-50	0-25		25-50	0-25		5
T 79-167a	Grainstone	0-25		0-25	0-25			0-25		10

Tabla 10.- Mineralogía de las rocas de la Formación Tucupido.  
(Los números representan el % del total de elementos de la roca).  
Tomado de GIFFUNI (1980).

Muestra	Limonita	Hematita	Glauconita	Cuarzo	Feldespato	Muscovita	Arcilla	Dolomita	Min. de Fe	Chert	Otros Fragm. de
T 79-153	4	5		40	T	T					
T 79-181	3	2		28						4	
T 79-179	5	2		41	2		1			7	
T 79-178	3	2	2	48	5					5	
T 79-123	4	3		40				T		3	
T 79-122b	2	1									
T 79-167a	3	1	T	26						4	3

Tabla 11.- Presenta un conteo sistemático de foraminíferos y sus relaciones por muestra, expresado en porcentajes:

P=% de ind. Planctónicos

Bc/Ba=relacion entre bent.calc y bent.aren.

B=% de ind. Bentónicos

P/B= relacion entre bent. Y planct

BC=% de ind. Bentónicos Calcáreos

F/O=relacion foraminifero & ostracodos

BA=% de ind. Bentónicos Arenáceos

F+O=Ti= Total de ind.

O=% de ostrácodos

Nota: En lo posible, las muestras han sido colocadas en orden estratigrafico; de mas viejo en la parte inferior a mas joven en la parte superior de cada uno.

Tomado de GIFFUNI (1980).

Muestra	P	B	Bc	Ba	P/B	Bc/Ba	F/O	F+O			
								P	B	O	Ti
T 79-44											
T 79-38											
T 79-45											
T 79-67		100		100					100		24
T 79-66	33.3	66.7	66.7		0.5			33.3	66.7		3
T 79-65		100		100					100		5
T 79-59		100		100					100		27
T 79-269	66.8	33.2	33.2		2.0			66.8	33.2		18
T 79-50											
T 79-69	23.8	76.2	16.9	59.3	0.3	0.3		23.8	76.2		215
T 79-68	2.6	97.4		97.4	0.03			2.6	97.4		38
T 79-60	33.5	66.5	56.4	10.1	0.5	5.6		33.5	66.5		207
T 79-270	55.2	44.8	44.8		1.2			55.2	44.8		45
T 79-51		100	100						100		1
T 79-61											
T 79-191											
T 79-271	62.9	37.1	37.1		1.7			62.9	37.1		27
T 79-194	14.2	85.8		85.8	0.2			14.2	85.8		7
T 79-62	23.9	76.1	9.6	66.5	0.3	0.1		23.9	76.1		42
T 79-272	51.6	48.4	48.4		1.1		58	51.7	46.6	1.7	58

Muestra	P	B	Bc	Ba	P/B	Bc/Ba	F/O	F+O			
								P	B	O	Ti
T 79-43	70	30	30		2.3			70	30		10
T 79-57	41.2	58.8	58.3	0.5	0.7	116.6		41.2	58.8		211
T 79-56	100							100			3
T 79-71	2.4	97.6	7.2	90.7	0.03	0.1		2.4	97.6		41
T 79-58	75	25	25		3			75	25		20
T 79-268											
T 79-36											
T 79-37	3.6	96.4	18	78.4	0.04	0.2	56	3.5	94.7	1.8	57
T 79-99	6.8	93.2	79.5	13.7	0.1	5.8		6.8	93.2		29
T 79-160	38.3	61.7	60.7	0.9	0.6	67.5	35.7	37.3	60	2.7	220
T 79-223	34.4	65.6	55.9	9.7	0.5	5.8	30.8	33.3	63.6	3.1	159
T 79-222	41.4	58.6	49.3	9.3	0.7	5.3	24	39.6	56.4	4	225
T 79-122 a	34.2	65.8	64.4	1.4	0.5	46.0	44.4	33.5	64.3	2.2	227
T 79-121	41.8	58.2	57.6	0.6	0.7	96.0	102.7	41.5	57.5	1	311
T 79-119	38.1	61.9	61.0	0.9	0.6	67.8	71	37.5	61.1	1.4	216
T 79-131	18.9	81.1	72.4	8.7	0.2	8.3	21.2	18.0	77.4	4.6	133
T 79-85	33.3	66.7	46.8	19.9	0.5	2.4		33.3	66.7	15	
T 79-22	14.4	85.6	11.2	74.4	0.2	0.2		14.4	85.6		62
T 79-150	34.4	65.6	64.3	1.3	0.5	49.5	7.6	33.8	64.9	1.3	77
T 79-252	34	66	53.2	12.8	0.5	4.2	59	33.3	65	1.7	300
T 79-185	46.1	53.9	50.5	3.4	0.9	14.9	63.6	45.5	53	1.5	323
T 79-15	28.2	71.8	61.6	10.2	0.4	6	44.3	27.6	70.2	2.2	181
T 79-251	33.9	66.5	61.2	5.3	0.5	11.5	48.4	31.5	66.5	2	346
T 79-244	33.5	66.5	61.2	5.3	0.5	11.5	48.4	31.5	66.5	2	346
T 79-243	48.9	51.1	49.9	1.2	1	41.6	81	48.2	50.6	1.2	164
T 79-237	31.7	69.3	69.3		0.5			31.7	69.3		168
T 79-75	41.6	58.4	57.2	1.2	0.7	47.7	27.4	40.2	56.3	3.5	341
T 79-228	14.2	85.8	85.8		0.2			14.2	85.8		28
T 79-141	66.7	33.3	33.3		2			66.7	33.3		3
T 79-238	41.3	58.7	53.5	5.2	0.7	10.3	42.2	39.8	57.9	2.3	216
T 79-182	43.6	56.4	56.4		0.8		202	43.3	56.2	0.5	203
T 79-183	53.8	46.2	46.2		1.2		53.8	46.2		41	
T 79-149	9.4	90.6	84.3	6.3	0.1	13.4		9.4	90.6		32
T 79-169		100	5	95		0.1			100		20
T 79-152	26.4	73.6	73.6		0.4		38	28.2	69.2	2.6	39
T 79-212	31.3	68.7	61.9	6.8	0.5	9.1	25.6	29.7	66.5	3.8	293
T 79-18	25.5	74.5	63.8	10.7	0.3	6	37.3	24.8	72.5	2.7	153
T 79-80	38.6	61.4	60.5	0.9	0.6	67.3	28.5	37.3	59.3	3.4	118
T 79-17	28.4	71.6	70.5	11.1	0.4	6.4	27	27.4	69	3.6	84
T 79-143	9.2	91.8	89.8	2	0.1	44.9		9.2	91.8		153
T 79-164		100	94.4	5.6			16.9		100		18

Muestra	P	B	Bc	Ba	P/B	Bc/Ba	F/O	F+O			
								P	B	O	Ti
T 79-16	36	64	64				17.8	34	60.6	5.4	94
T 79-78	37.1	62.9	60.6	2.3	0.6	26.3		37.1	62.9		132
T 79-74	39.3	60.7	60.7		0.6			39.3	60.7		183
T 79-73	45.6	54.4	52.7	1.7	0.8	31	59	41.7	56.6	1.7	60
T 79-283											
T 79-206	36.2	63.8	61.7	2.1	0.6	29.4		35.1	60.9	4.0	299
T 79-253	20.7	79.3	75	4.3	0.3	17.4	92				93
T 79-205	33.3	66.7	64.1	2.6	0.5	24.7		33.3	66.7		78
T 79-14	7.6	92.4	92.4		0.1			7.6	92.4		53
T 79-240	30.3	69.7	63.2	6.5	0.4	9.7	83.3	29.6	68.4	2	253
T 79-225	34.5	65.5	65.5		0.5			34.5	65.5		61
T 79-204 a	46.8	53.2	52.6	0.6		0.9		46.8	53.2		156
T 79-190	43.5	56.5	56.5		0.8			43.5	56.5		16
T 79-144	34.8	65.2	63.8	1.4	0.5	45.5		34.8	65.2		278

Tabla.12.- En la siguiente pagina, son muestras recolectadas por Castro (1979) con la misma leyenda de la pagina anterior



Muestras	P	B	Bc	Ba	P/B	bc/	P	B	O	G	Pl	E	M
PI-500	68.6	31.4	31.4	0	2.18	-	61.7	28.2	6.6	0	0	3.3	0
PI-501	71.3	28.7	24	4.68	2.48	5.13	67.1	27	0	0	0	5.79	0
PI-502	64.5	34.6	34.6	0	1.89	-	27.43	14.51	29.02	0	0	14.5	14.5
PI-503	56.3	43.67	43.6	0	1.29	-	20.5	15.89	31.79	0	0	15.8	15.8
PI-504	89.58	10.42	10.4	0	8.60	-	74.13	8.62	8.62	0	0	0	8.62
PI-505	59.32	40.68	29.8	10.8	1.46	2.75	59.32	40.68	0	0	0	0	0
PI-506	69.56	30.44	26.9	3.50	2.29	7.70	66.69	29.18	4.11	0	0	0	0
PI-508	38.91	61.09	61	0	0.64	-	28.01	43.97	28.01	0	0	0	0
PI-510	61.54	38.46	21.9	16.5	1.60	1.33	47.05	29.41	0	0	0	23.52	0
PI-511	100	0	0	0	-	-	100	0	0	0	0	0	0
PI-512	100	0	0	0	-	-	100	0	0	0	0	0	0
PI-513	80	20	0	0	4	-	80	20	0	0	0	0	0
PI-514	100	0	0	0	-	-	61.53	0	0	0	0	38.46	0
PI-515	45.6	4.4	54.4	0	0.83	-	45.65	54.4	0	0	0	0	0
PI-516	50	50	25	25	1	1	33.33	33.33	0	0	0	0	33.33
PI-517	70.78	29.22	24.2	4.96	2.42	4.89	59.23	24.45	5.43	0	0	5.43	5.43
PI-518	62.54	37.45	37.45	0	1.66	-	60.28	36.10	3.61	0	0	0	0
PI-519	50	50	50	0	1	-	50	50	0	0	0	0	0
PI-521	57	43	39	4	1.32	975	57	43	0	0	0	0	0
PI-522	0	0	0	0	-	-	0	0	50	0	0	50	0
PI-530	47.36	52.63	52.63	0	0.89	-	47.36	52.63	0	0	0	0	0
PI-537	0	100	100	0	-	-	0	100	0	0	0	0	0
PI-538	36.36	63.63	63.64	0	0.57	-	26.66	46.66	0	0	0	13.3	13.
PI-539	0	100	0	100	-	-	0	100	0	0	0	0	0
PI-540	0	100	0	100	-	-	0	100	0	0	0	0	0
PI-543	40	60	40	20	0.66	2	40	60	0	0	0	0	0
PI-548	42.71	57.28	0	0.74	-	42.28	57.28	0	0	0	0	0	0
PI-549	0	100	0	100	-	0	0	100	0	0	0	0	0
PI-550	43.07	56.92	47.0	9.35	0.75	35.44	35.44	46.13	5.90	0	0	0	0
PI-551	30.17	69.83	69.83	0	0.43	23.27	23.27	50.86	8.62	8.62	0	0	0
PI-553	35.80	64.19	64.19	0	0.55	35.44	35.80	64.19	0	0	0	0	0
PI-555	18.02	81.98	81.98	0	0.21	23.27	18.33	72.41	0	0	0	0	0
PI-558	73	27	27	0	2.70	35.80	73	27	0	0	0	0	0
PI-559	46.29	53.71	0	53.71	-	18.33	-	46.29	53.71	0	0	0	0
PI-560	73.54	26.40	20	6.37	2.78	72	26.40	0	0	0	0	0	0
PI-561	100	0	0	0	-	-	100	0	0	0	0	0	0
PI-562	0	100	0	100	-	-	.	100	0	0	0	0	0
PI-563	0	100	0	0	-	-	.	100	0	0	0	0	0
PI-564	30.53	69.46	69.46	0	0.43	-	30.53	69.46	0	0	0	0	0
PI-565	45.39	54.60	54.60	0	0.83	-	33.84	40.71	0	25.44	0	0	0
PI-566	34.24	65.75	65.75	0	0.52	-	34.24	65.75	0	0	0	0	0
PI-567	40	60	60	0	0.66	-	40	60	0	0	0	0	0
PI-568	38	62	62	0	0.61	-	38	62	0	0	0	0	0
PI-59	36.36	63.63	63.63	0	0.57	-	36.36	63.63	0	0	0	0	0
PI-570	41.17	58.83	58.83	0	0.69	-	33.33	47.61	0	19.04	0	0	0
PI-571	40.65	59.34	59.34	0	0.68	-	40.65	59.34	0	0	0	0	0
PI-572	29.86	70.14	70.14	0	0.42	-	29.86	70.14	0	0	0	0	0
PI-573	0	100	0	0	-	-	0	100	0	0	0	0	0
PI-574	41.44	55.55	23.84	31.7	0.8	0.75	44.44	55.55	0	0	0	0	0
PI-575	100	0	0	0	-	-	50	0	0	0	0	0	0
PI-576	54.23	45.23	40.08	5.67	1.18	7.06	7.06	5.31	43.31	5.37	0	0	0
PI-577	49.60	50.40	50.4	0	0.98	-	-	49.60	50.40	0	0	0	0
PI-578	44.63	55.36	45.2	10.06	0.80	4.50	4.50	44.63	55.36	0	0	0	0
PI-579	50	50	0	50	1	-	-	33.33	33.33	0	0	0	0
Muestras	P	B	Bc	Ba	P/B	bc/	P	B	O	G	Pl	E	M
PI-580	41.51	58.48	-	58.48	0	0.70	0.70	-	41.51	58.48	0	0	0

PI-581	53	45	45	0	1.17	-	-	46.04	41.30	12.59	0	0	0
PI-582	0	100	100	0	-	-	-	0	100	0	0	0	0
PI-583	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
PI-584	22.28	77.7	60.18	17.53	0.28	3.43	3.43	22.28	77.71	0	0	0	0
PI-585	50	50	0	0	0	0	0	50	50	0	0		0
PI-586	100	0	0	0	-	-	.	50	0	0	0	50	0
PI-587	0	100	0	100	-	-	.	0	100	0	0	0	0
PI-588	0	100	0	100	-	-	0	100	0	0	0	0	0
PI-589	20	80	0	0.25	-	-	20	80	0	0	0	0	0
PI-590	0	10011.2	0	100	-	-	0	100	0	0	0	0	0
PI-591	88.72	100	11.2	0	7.86	-	88.72	11.2	0	0	0	0	0
PI-592	0	72.36	30.76	69.23	-	0.44	0	50	0	50	0	0	0
PI-596	27.64	90.88	72.3	0	0.38	-	21.27	64.54	0	0	0	14.18	0
PI-597	9.12	66.8	87.1	3.70	0.10	23.55	8.52	84.15	0	3.65	0	0	0
PI-598	33.14	64.8	66.86	0	0.59	-	33.14	66.86	0	0	0	0	0
PI-599	35.37	64.6	64.6	0	0.54	-	35.37	64.63	0	0	0	0	0
PI-607	25	75	75	0	0.33	-	25	75	0	0	0	0	0
PI-609	0	100	100	0	-	-	0	88.41	0	0	0	11.23	0
PI-609 <sup>a</sup>	27.42	75.58	53.6	21.90	0.36	2.45	18.59	50.41	10.33	0	0	10.33	0
PI-613	0	100	0	100	-	-	0	0	0	0	0	0	0
PI-614	0	100	0	0	-	-	0	100	0	0	0	0	0
PI-615	0	100	0	100	-	-	0	100	0	0	0	0	0
PI-616	0	0	0	0	-	-	0	0	0	0	0	0	0
PI-617	0	0	0	0	-	-	0	0	0	0	0	0	0
PI-618	50	50	0	50	1	-	50	50	0	0	0	0	0
PI-620	0	100	45.4	54.5	-	0.83	0	100	0	0	0	0	0
PI-621	0	100	0	100	-	-	0	100	0	0	0	0	0
PI-622	0	100	0	100	-	-	0	100	0	0	0	0	0
PI-623	50	50	0	50	1	-	50	50	0	0	0	0	0
PI-625	0	0	0	0	-	-	0	0	0	0	0	0	0
PI-626	33.3	66.6	48.4	18.2	0.5	2.66	33.3	66.6	0	0	0	0	0
PI-627	48.1	51.78	48.6	3.09	0.93	15.7	42.24	42.18	4.18	0	0	4.18	4.18
PI-628	47.95	52	48.1	3.94	0.92	12.2	47.9	52.0	0	0	0	0	0
PI-629	42	57.9	57.9	0	0.72	-	40.6	52.7	3.27	3.37	0	0	0
PI-629	42.7	57.2	57.2	0	0.74	-	42.76	57.24	0	0	0	0	0
PI-630	54.2	45.7	41.4	4.29	1.18	9.66	50.5	44.3	5.05	0	0	0	0
PI-631	38.2	61.8	61.8	0	0.61	-	38.2	61.8	0	0	0	0	0
PI-632	40	60	60	0	0.66	-	33.33	50	16.66	0	0	0	0
PI-633	54.0	45.96	45.9	0	1.17	-	54.04	45.96	0	0	0	0	0
PI-635	32.6	67.35	67.3	0	0.48	-	30.12	62.11	7.76	0	0	0	0
PI-636	66.23	-	33.7	33.7	0	1.96	-	66.29	33.77	0	0	0	0
PI-637	42	58	58	0	0.72	-	40.7	56.23	0	0	0	0.32	0
PI-638	60.7	39.2	39.2	0	1.55	-	60.79	39.20	0	0	0	0	0
PI-639	59.2	40.78	40.7	0	1.45	-	55.4	38.19	6.36	0	0	0	0
PI-640	38.4	61.54	29.2	32.3	0.62	0.90	21.23	34.78	0	21.73	0	21.73	0
PI-641	46.53	53.47	0	0.87	-	46.53	53.47	0	0	0	0	0	0
PI-643	46.26	53.74	53.74	0	0.87	-	46.53	53.47	0	0	0	0	0
PI-644	46.99	53.01	28.9	24.09	0.88	1.20	46.99	53.01	0	0	0	0	0
PI-55.23	49.77	44.77	44.77	0	1.23	-	48.70	38.31	6.49	0	0	6.49	0
PI-645	0	0	0	0	-	-	0	0	0	0	0	0	0
PI-646	0	100	100	0	100	-	-	0	100	0	0	0	0
PI-647	0	0	0	0	0	-	-	0	0	100	0	0	0
PI-648	0	100	100	0	-	-	0	50	0	0	0	0	50
PI-649	19.39	80.61	80.6	0	0.24	-	16.94	69.76	6.64	0	0	0	6.64
PI-650	0	10	50	50	-	1	0	100	0	0	0	0	0
Muestras	P	B	Bc	Ba	P/B	bc/	P	B	O	G	Pl	E	M
PI-651	0	0	0	0	-	-	0	0	0	0	0	0	0

PI-652	0	0	0	0	-	-	0	0	50	0	0	0	0
PI-653	100	0	0	0	-	-	50	0	0	0	0	0	50
PI-654	31.31	68.69	68.6	0	0.45	-	21.87	61.68	0	0	0	0	16.4

Tabla 13.- Clasificación de las calizas de la Formación Capadare sector Montañas de Hueque Tomada de CASTRO (1979)

Muestra	Clasificación Dunham	Micrita	Espato	Intraclastos	Fosiles	Pseudoespato	pellets
PI-529	Grainstone		40%		25%		29%
PI-529b	Packstone	39%		3%	31%		20%
PI-529c	Grainstone		45%		20%		27%
PI-520a	Packstone	40%		4%	40%		17%
PI-520b	Grainstone		40%		30%		22%
PI-524	Packstone	20%	30%	5%	22%		25%
PI-525	Packstone	35%	19%		20%		25%
PI-526	Packstone	70%	10%		6%		17%

Tabla 14.- Minerales Presentes en las Calizas la Formación Capadare, Localidad: Cerro Píritu y Montañas del Hueque Tomada de CASTRO (1979)

Muestra	Oxidos	Glauconita	Fragmento de roca	Cuarzo
PI-594				
PI-592	1%			
PI-595	5%			
PI-598	1%			
PI-603	1%			
PI-604	2%	1%		
PI-602	1%			
PI-541	0.5%			
PI-544	1%	1%	0.75%	0.75%
PI-547	1%			
PI-600	1%			
PI-542	1%			
PI-529a	2%	1%		5%
PI-529b	3%	1%		
PI-529c	1%		2%	1%
PI-520a	3%			
PI-5524b	1%			
PI-524				
PI-525	1%			
PI-526				

Tabla 15.- Clasificación de las calizas de la Formación Punta Gavilán.  
Tomada de CASTRO (1979)

Muestra	Clasificación Dunham	Micrita	Espato	Intraclastos	Fosiles	Pseudoespatos	pellets
PI-509	Packstone	36%		5%	39%		18%
PI-604	Packstone	50%		3%	30%		15%
PI-606	Packstone	40%	13%	5%	14%	4%	18%
PI-606a	Packstone	37%	20%		20%		17%

Tabla 16.- Minerales Presentes en las Calizas la Formación Punta Gavilán  
Tomada de CASTRO (1979)

Muestra	Oxidos	Glauconita	Fragmento de roca	Cuarzo
PI-509	3%	1%		
PI-604	2%	1%		
PI-606	3%		2%	1%
PI-606a	15%		2%	

Tabla 17.- Clasificación de las Areniscas de la Formación Agua Salada  
Tomada de LABADY (1979)

Muestras	Cuarzo	Feldespato	areniscas de la Min. de Arc	Clorita	Muscovita	Glauconita	Plagioclas	Fluorita	Limolita	Hematita	Matriz	Otros	Nombre de la roca
PI-34A	49	12	Tra	7	2	3	Tra		7		15	8	Grauvaca Feldespatica
PI-36C	35	30	4	8		3			7		5	8	Arenisca Arcosica
PI-36A	60	15			Tra					8	5	12	Arenisca Arcosica
PI-57	55	10		7					4		10	9	Subarcosa
PI-53	45	15		8	Tra				10	2	15	5	Grauvaca Arcosica
PI-58	60	12	Tra		2				10	Tra	15	1	Grauvaca

Tabla 18.- Clasificación de las calizas ge la Formaciones Capadare (C) y Punta Gavilán(PG) Tomada de LABADY (1979)

Muestra Formación	Aloquimicos(%)				Ortoquimicos(%)			Vatios (%)					Nombre de la roca	
	Intra. clastos	oolitas	fósiles	Pellet	Microcristalino	Microespato	Espato	Cuarzo	Arcillita	Mica	Glauconita	Clorita		Otros
PI-87a (C)	5		65			10	14		3				3	Graninstone
PI-14 (C)	8		43	7		10	30						2	Packstone
PI-153 (C)	8		49			12	17						5	Packstone
PI-39 (C)	2		60			25	8		2				3	Graninstone
PI-80 (C)	3		57			5	19		10				6	Packstone
PI-20 (C)	4		52		2	7	21		6				8	Packstone
PI-13a (C)	3		15	4	47	7	2		8	2		2	10	Wackstone
PI-149 (C)	2		57		2	15	10		2				12	Packstone
PI-86 (C)	7		56	5		10	8		2				12	Graninstone
PI-81 (C)	2		22		50	5			2				19	Wackstone
PI-91 (C)	2		8		68	5			12				5	Mudstone
PI-68 (C)	1		53	3	8	30			5					Packstone
PI-87b (C)	6		72	4		4	8		2	1		1	2	Graninstone
PI-12 (C)	2		66			20	12							Packstone
PI-139 (C)			9		85				6					Wackstone
PI-76 (C)			54			20	6		15				5	Mudstone

Muestra Formación	Aloquimicos(%)				Ortoquimicos(%)			Vatios (%)						Nombre de la roca
	Intra. clastos	oolitas	fósiles	Pellet	Microcristali no	Microespato	Espato	Cuarzo	Arcillita	Mica	Glauconita	Clorita	Otros	
PI-87a (C)	6		77	7		4	16							Graninstone
PI-16 (C)	4		59	3		3	29						2	Packstone
PI-42a (C)	3		48	5		6	23		6				3	Packstone
PI-43 (C)	6		65			6	23							Packstone
PI-77 (C)	10		60		3	7	15		5					Packstone
PI-144 (C)	7		57	6		5	10		2		2		1	Graninstone
PI-87a (C)	5		65			10	14		3				3	Graninstone
PI-78 (C)	3		48	4		15	18		12					Packstone
PI-122 (PG)	7		63	5		6	7	7			2		3	Graninstone
PI- 123(PG)	3	2	24		40			20	2	3			6	Caliza Arenosa
PI- 124(PG)	5		35	10	15			20	6				9	Caliza limosa
PI- 125(PG)	4	2	14		18	4		10	18				30	Caliza de aloquimicos limolitica