

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**INTEGRACIÓN Y ACTUALIZACIÓN GEOLÓGICA DEL ÁREA  
COMPRENDIDA ENTRE LAS POBLACIONES DE CHURUGUARA  
Y PIEDRA GRANDE, ESTADOS FALCÓN Y LARA**

Trabajo Especial de Grado  
Para Optar al Título de Ingeniero Geólogo  
Presentado Ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Por los Brs.  
ESPARIS ARMAS, Eduardo  
HERNÁNDEZ MATA, Orangel J.

Caracas, Julio de 2005

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**INTEGRACIÓN Y ACTUALIZACIÓN GEOLÓGICA DEL ÁREA  
COMPRENDIDA ENTRE LAS POBLACIONES DE CHURUGUARA  
Y PIEDRA GRANDE, ESTADOS FALCÓN Y LARA**

Tutor Académico: Profesor Ricardo Alezones.

Trabajo Especial de Grado  
Para Optar al Título de Ingeniero Geólogo  
Presentado Ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Por los Brs.  
ESPARIS ARMAS, Eduardo  
HERNÁNDEZ MATA, Orangel Jesús

Caracas, Julio de 2005

DEDICATORIA

A la Virgen del Valle  
A mis madres  
A mi padre  
E.E.A.

U.C.V

A Dios  
A Mi Madre  
O.J.H.M.

**Esparis A., Eduardo  
Hernández M., Orangel J**

**INTEGRACIÓN Y ACTUALIZACIÓN GEOLÓGICA DEL ÁREA  
COMPRENDIDA ENTRE LAS POBLACIONES DE CHURUGUARA  
Y PIEDRA GRANDE, ESTADOS FALCÓN Y LARA**

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

**Palabras claves:** Churuguara, Piedra Grande, Falcón Sur Central, Estado Lara, Integración de Datos.

**Resumen.** Este compila los estudios geológicos existentes en la región sur-central del estado Falcón y norte de Lara. El mismo se lleva a cabo específicamente en la zona comprendida entre Churuguara y Piedra Grande. El objetivo principal de esta investigación es la recopilación, actualización e integración geológica – cartográfica, a partir de la información existente en trabajos (Publicados o inéditos) contenida en: Trabajos Especiales de Grado, Congresos Geológicos nacionales, mapas e informes (publicados o inéditos), mapas pertenecientes al Ministerio de Energía y Minas (MEM) y mapas elaborados por la compañía Creole Petroleum Corporation Co. año 1.958, obteniéndose 16 hojas geológicas a escala 1:25.000, para luego generar un único mapa geológico a escala 1:50.000.

En la zona de estudio, se determinó que aflora gran variedad de rocas, especialmente al sur, en el límite del estado Falcón y Lara, como son las rocas de las formaciones Matatere, Casupal, Capadare, Rocas Ígneas, Bloques Alóctonos provenientes de la Formación Barquisimeto. También aflora una secuencia conformada por las siguientes unidades litoestratigráficas en orden ascendente: Jarillal (Eoceno), El Paraíso, Pecaya, Churuguara (Oligoceno), Pedregoso, Agua Clara, Casupal, Capadare (Mioceno).

Se elaboraron 6 secciones estructurales generalizadas, a partir de la hoja geológica definitiva, a escala 1:50.000, igualmente se generaron 4 columnas estratigráficas generalizadas a partir de las secciones estructurales, con la finalidad de explicar las variaciones laterales y verticales de las unidades presentes en el área de estudio.

También se presenta un informe detallado y sectorizado de la zona, con la finalidad de facilitar el entendimiento de la disposición de las diferentes unidades en el área de estudio. Además se elaboró un documento que explica la génesis y los eventos asociados a la misma.

Se estableció que en la zona de estudio existen grandes pliegues que van desde la región de Aracua hasta Piedra Grande, con una orientación preferencial N70°E y

están concentrados hacia la parte septentrional de la misma, envueltos por las unidades de El Paraíso y Pecaya. Igualmente se determinó que el sistema de fallas principal posee orientación N-O y están concentradas, en su mayoría, hacia el sur dentro de la Formación Churugara.

# ÍNDICE GENERAL

Capítulo	Página
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Generalidades.....	1
1.1.1. Objetivos.....	1
1.2. Localización y extensión de la región de estudio.....	2
1.3 Metodología de trabajo.....	3
1.4 Antecedentes.....	6
1.5 Agradecimientos.....	13
2. MARCO GEOLÓGICO.....	17
2.1 Generalidades.....	17
2.2. Estratigrafía y sedimentación de la cuenca.....	19
2.2.1. Eoceno Medio y Tardío.....	19
2.2.2. Oligoceno - Mioceno Temprano.....	21
2.2.3. Mioceno Medio-Tardío.....	33
2.2.4. Plioceno.....	41
2.2.5. Rocas Ígneas.....	46
2.3 Geología estructural regional.....	49
2.4. Evolución tectónica de la cuenca de Falcón.....	56
3.0 Geología local.....	70
3.1. Estratigrafía Local.....	70
3.2 Primer cuadrante 6248-I.....	71
3.2.1 Formación Pecaya.....	72
3.2.1.1 Descripción litológica y características de campo.....	72
3.2.1.2 Correlación y relaciones de facies.....	74
3.2.1.3 Edad y paleontología.....	75
3.2.2 Formación El Paraíso.....	77
3.2.2.1 Descripción litológica y características de campo.....	78
3.2.2.2 Correlación y relaciones de facies.....	79

3.2.2.3 Edad y paleontología.....	80
3.2.2.4leoambiente.....	81
3.2.3. Formación Jarillal.....	83
3.2.2.1. Descripción litológica y características de campo.....	83
3.2.2.2 Correlación y relación de facies.....	84
3.2.3.3 Edad y paleontología.....	84
3.2.4 Formación Agua Clara.....	86
3.2.4.1 Descripción litológica y características de campo.....	87
3.2.4.2 Correlación y relaciones de facies.....	87
3.2.4.3 Edad y paleontología.....	88
3.2.5 Cuerpos Ígneos.....	89
3.2.5.1 Descripción litológica y características de campo.....	89
3.2.6. Formación Churuguara.....	100
3.2.6.1 .Descripción litológica y características de campo.....	101
3.2.6.2 Correlación y relaciones de facies.....	104
3.6.2.3 Edad y paleontología.....	105
3.3 Segundo cuadrante 6248-I.....	106
3.3.1. Formación Agua Clara.....	106
3.3.1.1 Descripción litológica y características de campo.....	106
3.3.2 Formación Churuguara.....	108
3.3.2.1 Descripción litológica y características en campo.....	108
3.3.3 Formación Casupal.....	112
3.3.3.1 Descripción litológica y características de campo.....	112
3.3.3.2 Correlación y relaciones de facies.....	113
3.3.3.3 Edad y paleontología.....	113
3.3.4 Formación Jarillal.....	114
3.3.5 Formación Matatere.....	115
3.3.5.1 Descripción litológica y características de campo.....	116
3.3.5.2 Correlación y relaciones de facies.....	116
3.3.6 Formación Capadare.....	117
3.3.6.1 Descripción litológica y características de campo.....	117

3.3.6.2 Correlación y relaciones de facies.....	118
3.3.6.3 Edad y paleontología.....	119
3.3.7. Rocas alóctonas de la Formación Barquisimeto.....	120
3.3.7.1 Descripción litológica y características de campo .....	121
3.3.8 Cuerpos Ígneos ubicados en el segundo cuadrante.....	124
3.3.8.1 Descripción litológica y características de campo.....	124
3.4 Tercer cuadrante 6248-III.....	126
3.4.1 Formación Churuguara.....	126
3.4.2 Formación Jarillal.....	128
3.4.3 Formación Agua Clara.....	129
3.4.4 Formación Pecaya.....	130
3.4.5 Formación El Paraíso.....	131
3.5 Cuarto cuadrante 6248-IV.....	132
3.5.1 Formación Jarillal.....	133
3.5.2 Formación El Paraíso.....	134
3.5.2.1 Descripción litológica y características de campo.....	134
3.5.3 Formación Pecaya.....	145
3.5.4 Formación Pedregoso.....	146
3.5.4.1 Descripción litológica y características de campo.....	146
3.5.4.2 Correlación y relaciones de facies.....	147
3.5.4.3 Edad y Paleontología.....	148
3.3 Geología estructural local.....	149
3.3.1 Estratificación.....	150
3.3.2 Pliegues.....	151
3.3.3 Fallas.....	154
3.3.4 Diaclasas.....	158
4.0 Sumario y conclusiones.....	161
5.0 Recomendaciones.....	168
6.0 Bibliografía.....	169
Apéndices y Anexos .....	180



## Índice de Figuras y Tablas

<b>Figura</b>	<b>Página</b>
1 Mapa de ubicación de la zona de estudio.....	4
2.1 Ubicación y delimitación de la cuenca de Falcón.....	17
2.2 Tabla de correlación Falcón.....	20
2.3 Tabla de correlación Falcón.....	23
2.4 Tabla de correlación de Falcón.....	36
2.5 Tabla de correlación de Falcón.....	43
2.6 Tectónica de la cuenca de Falcón durante el Eoceno.....	52
2.7 Tectónica de la cuenca de Falcón durante el Mioceno-P.....	53
2.8 Situación actual de la tectónica de la cuenca de Falcón.....	54
2.9 Evolución de la cuenca “pull a part” Falcón y Bonaire.....	58
2.10 Modelo de generación de cuenca “pull a part” Eoceno Tardío.....	60
2.11 Modelo de generación de la cuenca “pull a part” Oligoceno-Mioceno.....	61
2.12 Modelo de generación de cuenca “pull a part” Plioceno-Reciente.....	62
2.13 (A) Modelo original conceptual para la cuenca de Falcón, (B) Sección estratigráfica transversal a través de la cuenca San Luís-Churuguara.....	63
2.14 Modelo conceptual propuesto para la cuenca de Falcón.....	65
2.15 Secciones esquemáticas a través de la cuenca de Falcón.....	66
3.1 División del área de estudio en cuatro zonas y sentido de los recorridos.....	70
3.2 Cartografía de unidades y división de cuadrantes.....	71
3.3 Ubicación del primer cuadrante.....	71
3.3 Cartografía de la Formación Pecaya en el primer cuadrante.....	72
3.4 Afloramiento de la Formación Pecaya.....	73
3.5 Perfil generalizado de correlación del área central de Falcón.....	75
3.6 Foraminíferos planctónicos.....	76
3.7 Cartografía de la Formación El Paraíso en el primer cuadrante.....	77
3.8 Sección del cuadrante 6248-III.....	80
3.9 Mapa paleogeográfico.....	82
3.10 Cartografía de la Formación Jarillal en el primer cuadrante.....	83

3.11 Sección del mapa 6248-III-NE.....	84
3.12 Cartografía de la Formación Agua Clara en el primer cuadrante.....	86
3.13 Cartografía de las rocas ígneas en el primer cuadrante.....	89
3.14 Cerro Redondo Oeste (Garrapata).....	91
3.15 Afloramiento pináculo cerro Redondo Oeste.....	92
3.16 Muestra de mano.....	92
3.17 Muestra de mano Rd-Qda-2 .....	93
3.18 Muestra de mano.....	93
3.19 Muestra de mano Rd-E-VI-2 .....	94
3.20 Muestra de mano Rd-E-VI-1 .....	94
3.21 Fotomicrografía de sección fina de la muestra Rd-E-.....	95
3.22 Cerro Atravesado Norte, rumbo de la foto E-W .....	95
3.23 Cerro Atravesado Norte y Sur, rumbo de la foto S23E .....	96
3.24 Muestra de mano At-S-6.....	97
3.25 Afloramiento cerro Las Guayabitas, orientación de la foto S25W.....	97
3.26 Muestra de mano Gu-II-1 .....	98
3.27 Canto rodado cerro La Cienaga.....	98
3.28 Borde de enfriamiento cerro La Cienaga.....	99
3.29 Muestra de mano Cn-III-1.....	99
3.30 Cartografía de la Formación Churuguara en el primer cuadrante.....	100
3.31 Afloramiento perteneciente a la Formación Churuguara.....	102
3.32 Afloramiento de Caliza arrecifal, azul gris, de la Formación Churuguara.....	103
3.33 Corte generalizado N° 3.....	104
3.34 Ubicación del segundo cuadrante.....	106
3.35 Cartografía de la Formación Agua Clara en el segundo cuadrante.....	107
3.36 Calizas arenosas y lutitas pertenecientes a la Formación Agua.....	107
3.37 Cartografía de la Formación Churuguara en el segundo cuadrante.....	108
3.38 Intercalación de calizas y lutitas, pertenecientes a la Formación Churuguara.....	109
3.39 Afloramiento de Calizas arenosas pertenecientes a la Formación Churuguara.....	110
3.39 a. Detalle de la foto 3.39.....	110
3.39 b. Detalle de la foto 3.39.....	110

3.39 c. Detalle de la foto 3.39.....	110
3.40 Corte n° 2 trazado desde Río tocuyo hacia en poblado de Churuguara.....	111
3.41 Cartografía de la Formación Casupal en el segundo cuadrante.....	112
3.42 Cartografía de la Formación Jarillal en el segundo cuadrante.....	114
3.43 Cartografía de la Formación Matatere.....	115
3.44 Cartografía de la Formación Capadare en el segundo cuadrante.....	117
3.45 Cartografía de los bloques alóctonos de la Formación Barquisimeto.....	120
3.46 Aspecto interno de una correlación calcárea de la Formación Barquisimeto.....	121
3.47 Caliza biomicrítica microlaminada, de la Formación Barquisimeto.....	122
3.48 Litofacies de lutita silícea, intercalada con capas de ftanita.....	123
3.49 Cartografía de las rocas ígneas en el segundo cuadrante.....	124
3.50 Ubicación del tercer cuadrante.....	126
3.51 Cartografía de la Formación Churuguara en el tercer cuadrante.....	126
3.52 Corte n° 1 con orientación N34W.....	127
3.53 Fracción de la Tabla de correlación Falcón.....	127
3.54 Cartografía de la Formación Jarillal en el tercer cuadrante.....	128
3.55 Cartografía de la Formación Agua Clara en el tercer cuadrante.....	129
3.56 Cartografía de la Formación Pecaya en el tercer cuadrante.....	130
3.57 Cartografía de la Formación El Paraíso en tercer cuadrante.....	131
3.58 Ubicación del cuarto cuadrante.....	132
3.59 Cartografía de la Formación Jarillal en el cuarto cuadrante.....	133
3.60 Cartografía de la Formación El Paraíso en el cuarto cuadrante.....	134
3.61 Parte basal del afloramiento #1. Rumbo E-O.....	135
3.62 Parte media del afloramiento #2.....	136
3.63 Parte basal del afloramiento #3.....	137
3.64 Parte media del afloramiento #3. Rumbo N70O.....	137
3.65 Parte superior del afloramiento #3. Rumbo N70O.....	137
3.66 Nódulos de óxidos presentes a lo largo de los afloramientos 3y 4.....	138
3.67. Arenisca de grano fino y laminación paralela.....	139
3.68 Arenisca de grano fino con moldes de concha.....	140
3.69. Arenisca de grano fino con rizaduras en el tope.....	141

3.70. Arenisca de grano fino con restos de fósiles.....	142
3.71 Lutitas negras laminadas y masivas.....	142
3.72 Capas de carbón con restos de jarosita.....	143
3.73 Lutita carbonosa con restos de jarosita.....	144
3.74 Cartografía de la Formación Pecaya en el cuarto cuadrante.....	145
3.75 Corte n° 6 trazado a lo largo de quebrada Las Peñas.....	145
3.76 Cartografía de la Formación Pedregoso en el cuarto cuadrante.....	146
3.77 División del área de estudio en 4 zonas.....	149
3.78 Sección de la zona 6248-III.....	150
3.79. Areniscas pertenecientes a la Formación El Paraíso.....	151
3.80 Mont derivado localizado en la zona 6248-I.....	152
3.81 Contacto concordante entre las formaciones Pecaya y El Paraíso.....	153
3.82 Pliegues asociados a fallas inversas y frentes de cabalgamientos.....	153
3.83 Afloramiento de calizas de la Formación Churuguara.....	158
3.84 Afloramiento de calizas y lutitas de la Formación Churuguara.....	159
3.85 Afloramiento de areniscas de la Formación El Paraíso.....	159
3.86 Afloramiento de calizas pertenecientes a la Formación El Paraíso.....	160

## **Tablas**

1. Hojas topográficas a escala 1:25 000.....	6
2.1 Tabla de descripción microscópica según CORONEL (1970).....	48
3.1 Zona 6248-I.....	154
3.2 Zona 6248-II.....	155
3.3 Zona 6248-III.....	156
3.4 Zona 6248-IV.....	157

# **CAPITULO I**

## **INTRODUCCIÓN**

El presente estudio surge por la necesidad de dar continuidad al Proyecto de Cartografía Geológica, del estado Falcón, impulsado por la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, que tiene como finalidad integrar la información geológica existente en dicho estado.

De una manera general este estudio tiene como objetivo la recopilación y actualización de datos obtenidos en trabajos previos, que se encuentran dispersos a lo largo del área comprendida entre las poblaciones de Churuguara y Piedra Grande, estados Falcón y Lara.

Posteriormente esta información será incorporada a una base de datos geológica del estado Falcón y así, mejorar y facilitar a las futuras investigaciones.

### **1.1 Generalidades**

#### **1.1.1 Objetivos**

##### **Objetivo General:**

Recopilación integración de datos geológicos de la zona ubicada al sur del estado Falcón, entre las coordenadas 11° 00' Norte 70° 00' Este y 10° 40' Norte 69° 30' Este.

##### **Objetivos específicos:**

- ✓ Elaboración de carta geológica a escala 1: 50000
- ✓ Elaboración de 16 cartas geológicas a escala 1: 25000
- ✓ Elaboración de secciones estructurales y modelos bidimensionales.

## 1.2 Ubicación del área de estudio

El trabajo especial de grado se realizará en el área comprendida entre las coordenadas 11° 00' Norte 70° 00' Este y 10° 40' Norte 69° 30' Este, que abarca una extensión de 2017 km<sup>2</sup> aproximadamente (ver figura 1).

### Mapa de ubicación



Figura 1. Mapa de ubicación (tomado de MICROSOFT ENCARTA 2003).

### 1.3 Metodología

La metodología esta comprendida en tres fases: Fase de Pre-campo, Fase de Campo y Fase de Oficina.

#### **Etapa I**

Fase de Pre-campo: recopilación bibliográfica y digitalización de datos, consiste en la búsqueda de literatura concerniente al área de trabajo, esta información será compilada a partir de:

- Publicaciones de Congresos Geológicos Nacionales e Internacionales
- Trabajos Especiales de Grado de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, U.C.V.
- Informes geológicos inéditos

Además de la información correspondiente a la cartografía se buscará y se integrará otro tipo de información como:

- Fotografías aéreas correspondiente a la misión 0202128, escala 1:50.000
- Mapas geológicos inéditos
- Hojas topográficas 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
- Hojas geológico – estructurales a escala 1:50.000 (C-5, y D-4) de la zona de estudio, provenientes de la Creole Petroleum Corporation Co. Año 1.962.
- Mapas elaborados por el Ministerio de Energía y Minas (MEM)

Luego de la recolección de toda la información cartográfica, se procederá a digitalizar y vectorizar la información topográfico-geológica:

- Digitalización de mapas geológicos y topográficos a escala 1:25.000 de la zona de estudio (hoja 6248), mediante el programa Auto Cad 2000i (ver tabla 1)
- Digitalización de columnas estratigráficas utilizando Auto Cad 2000i

#### Hojas Topográficas

6248-IV-NO EL RANCHO	6248-IV-NE EL PARAISO	6248-I-NO CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO	6248-I-NE HOYA DE LOS RIOS HUEQUE Y RICOA
6248-IV-SO CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO	6248-IV-SE CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO	6248-I-SO CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO	6248-I-SE HOYA DE LOS RIOS HUEQUE Y RICOA
6248-III-NO CUENCA MEDIA DEL RIO TOCUYO	6248-III-NE CUENCA MEDIA DEL RIO TOCUYO	6248-II-NO CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO	6248-II-NE HOYA DE LOS RIOS HUEQUE Y RICOA
6248-III-SO CUENCA MEDIA DEL RIO TOCUYO	6248-III-SE CUENCA MEDIA DEL RIO TOCUYO	6248-II-SO CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO	6248-II-SE CUENCA ESTE DEL RÍO TOCUYO

Tabla 1. Hojas Topográficas a escala 1:25000



## **Etapa II**

Fase de Campo: Al comparar toda la información recabada, se pueden hallar lugares donde existan discrepancias de datos. Estos sitios serán el objeto de esta fase. Además de la comprobación y coherencia de toda la información integrada en la Fase I.

## **Etapa III**

Fase de oficina: consiste en vaciar los datos finales para generar cartas geológicas a escala 1: 50 000, columnas estratigráficas, paneles de correlación y el informe del Trabajo Especial de grado.

Contempla:

- Integración de los 16 mapas topográficos a escala 1:25.000, utilizando como herramienta de trabajo el programa Autocad 200i para finalmente llevarlos a escala 1: 50.000. Las hojas a escala 1:25.000 son:

6248-I-NE: HOYA DE LOS RÍOS HUEQUE Y RICOA  
6248-I-SE; HOYA DE LOS RÍOS HUEQUE Y RICOA  
6248-I-SO; CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO  
6248-I-NO; CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO  
6248-II-NE; HOYA DE LOS RÍOS HUEQUE Y RICOA  
6248-II-SE; CUENCA ESTE DEL RÍO TOCUYO  
6248-II-SO CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO  
6248-II-NO; CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO  
6248-III-NE; CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO  
6248-III-SE CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO  
6248-III-SO; CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO  
6248-III-NO; CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO  
6248-IV-NE; EL PARAÍSO  
6248-IV-SE CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO  
6248-IV-SO; CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO  
6248-IV-NO; EL RANCHO

- Digitalización de hojas geológicos – estructurales
- Elaboración de 6 secciones geológicas estructurales
- Realización del informe final contemplando los aspectos geológicos de litología, estructuras, e interpretaciones generales del área de estudio.

## 1.4 Antecedentes

**BRUEREN** (1949). “Geological Report CPM5-310 Paraíso Manaure área central de Falcón”; Describe los cuerpos ígneos (cerros) y rocas ígneas de la parte central de Falcón, además menciona que el área de Falcón que está relacionada con las intrusiones ígneas corresponde a un eje de un geosinclinal Terciario.

**WHEELER, C.** (1960). “Definición de la estratigrafía de Falcón Occidental y Nororiental para el Oligoceno y Mioceno Inferior”; La cuenca de Falcón, en la parte norcentral del occidente de Venezuela, comenzó a desarrollarse a fines del Eoceno Tardío o durante el Oligoceno. Era una pequeña y estrecha depresión sedimentaria y estructural orientada en una dirección este-oeste que durante el Oligoceno y Mioceno Temprano cubrió la mayor parte del estado Falcón y parte de los estados Zulia, Lara y Yaracuy. Después del Mioceno Temprano, la sedimentación estuvo restringida a las áreas costaneras de Falcón.

**CORONEL** (1970). “Rocas Ígneas de Falcón Central”; Las rocas ígneas observadas en el área de Aracua reflejan una zona de debilidad en el eje de la Cuenca de Falcón Central El Paraíso – Pecaya. Una teoría generalmente aceptada asume que un magma máfico está intrusionando o extrusionando en porciones profundas de una cuenca subsidente.

Tal explicación implicaría que el área de estudio de Aracua recibió grandes volúmenes de sedimentos durante el tiempo de depositación de El Paraíso – Pecaya y, por lo tanto, la influencia de Churuguara – San Luis teoría del alto cauce no eran sólidos en ese tiempo. La ocurrencia de intrusiones ígneas en esta área puede sugerir también que el Terciario Temprano de la Cuenca de Falcón, está en menor proporción por debajo de la cuenca profunda del Eoceno.

Esto ocurrió en algún momento en que la ocurrencia de las rocas ígneas estaban genéticamente relacionadas con el Complejo Ofiolítico de Siquisique.

**HUNTER, V; FERREL, A.** (1972). “Redefinición de algunas unidades estratigráficas del Oligoceno de Falcón central, específicamente las formaciones Pedregoso, Pecaya, San Juan de La Vega,

Puruchere y El Paraíso”; En diferentes trabajos de campo e investigaciones micropaleontológicas confirman las investigaciones hechas por A. SENN (1932, sin publicar), de que una secuencia de lutitas de bastante espesor separa las formaciones de San Juan de La Vega y El Paraíso en Falcón central; por lo tanto estas dos últimas formaciones no son correlacionables como ha sido sugerido por J. D. Jhonson (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO, 1956) y C. B. WHEELER (1960). Consecuentemente el término de “Grupo Mitare” incluiría solamente las formaciones Pedregoso, Pecaya y San Juan De La Vega definidas originalmente por Mencher *et al.* (1951). La Formación El Paraíso es excluida de tal grupo y asignada a la base del Oligoceno y la unidad de las lutitas intercaladas es definida como la Formación Peruche.

**DÍAZ DE GAMERO, M.** (1977 a). “Estratigrafía y Micropaleontología del Oligoceno y Mioceno Inferior del centro de la Cuenca de Falcón, Venezuela”; Realizó una revisión de las edades correspondientes a las unidades litoestratigráficas de Falcón central, en base al contenido de foraminíferos planctónicos, asignándole a la Formación Cerro Pelado una edad comprendida en la zona de *Globorotalia Foshi Peripheroronda*, bases del Mioceno Medio y a la Formación Socorro una edad que va desde la parte basal de la zona de *Globorotalia fohsi fohsi* hasta el tope de la zona de *Globigerinoides ruber* extendiéndose quizás a la zona de *Globorotalia siakensis*.

**DÍAZ DE GAMERO, M.** (1977 b). “Revisión de las Edades de las Unidades Litoestratigráficas en Falcón Central en base a su contenido de Foraminíferos Plancticos”; Se revisan las edades de las unidades de acuerdo a su contenido de Foraminíferos planctónicos. De más antiguo a más joven las unidades y sus edades son: Formación El Paraíso, Oligoceno Temprano no determinado a la zona de *Globorotaria opima opima*. Formación Pecaya, de la zona anterior a la zona de *Catapsydrax dissimilis*, en el Mioceno Temprano. Formación Pedregoso, equivalente lateral de la parte superior de la Formación Pecaya, zona de la *Globigerinoides primordius* a zona de la *Praeorbulina glomerosa*, tope del Mioceno Temprano. Formación Cerro Pelado, zona de la *Globorotaria fohsi peripheroronda*. Formación Socorro, zona de la *Globorotalia fohsi fohsi* a zona de la *Globigerinoides ruber*. Formación Caujarao, zona de la *Globorotaria siakensis* a la zona de la *Globorotaria acostaensis*. Formación La Vela, de esta a la zona de *Globorotaria margaritae*, del Plioceno Temprano”.

**ESCALONA, N; TRUSKOWSKI, I; ZAPATA, E.** (1978). “Estudio de las facies carbonáticas de la Formación Churuguara, estado Falcón”; Se realiza el estudio de las facies en base a las características texturales de las calizas, mediante el análisis petrográfico y la clasificación de DUHAM 1972.

**MEDINA, J. L.** (1979). “Geología sedimentaria de una zona de los distritos Miranda y Democracia, estado Falcón, Venezuela”; El presente informe es el resultado de un estudio geológico de superficie realizado al noreste del estado Falcón en el cual se identificaron las formaciones Agua Clara y Cerro Pelado del Mioceno Temprano, y Querales y Socorro del Mioceno Medio.

**MUESSIG, K.** (1984 a). “Structure and Cenozoic tectonics of Falcón Basin, Venezuela and adjacent areas”; La cuenca de Falcón en el noroeste de Venezuela y las cuencas adyacentes a la costa están desarrolladas dentro de una zona de extensión tectónica durante el Mioceno, Oligoceno.

**GIL, J; HERRERA, S.** (1984). “Estudio Sedimentológico en la zona de los distritos Buchivacoa y Democracia, estado Falcón”; Se realizó el estudio un área de unos 384,25 km<sup>2</sup> mediante el levantamiento sedimentológico a detalle. Se encontró las formaciones San Luís, Pedregoso, Castillo, Agua Clara, Cerro Pelado y Querales, en esta zona hasta ahora desconocida en la literatura geológica de Venezuela. Este trabajo permitió determinar las variaciones paleoambientales.

**MUESSIG, K.** (1984 b). “Paleomagnetic Data on the basic igneous intrusions of the central Falcón Basin, Venezuela”; Datos paleomagnéticos por intrusiones basálticas en la cuenca central de Falcón documentan una magnetización secundaria asociada con alteración durante el Mioceno. La magnetización ocurrió antes del Mioceno Tardío plegable en la cuenca e inmediatamente después de la intrusión.

**AUDEMARD, F; DE MENA, J.** (1985). “Nueva Interpretación Estructural de Falcón Oriental, en base a la integración de geología de superficie, información, de subsuelo, imágenes de radar,

levantamientos gravimétricos y sísmicos”; Generan un modelo estructural en base a la integración de geología de superficie, levantamientos gravimétricos y sísmicos. Proponen que la Cuenca de Falcón luego de su formación estuvo afectada por al menos tres regimenes compresivos, los cuales, le han otorgado a la cuenca su configuración actual y también sugieren, tomando información de otros autores, que la misma en la actualidad sigue estando afectada por la última fase compresiva.

**CABRERA, E.** (1985). “Evolución Estructural de Falcón Central”; consiste en la evaluación estructural de la provincia geológica occidental de la Cuenca de Maracaibo y la provincia oriental del Sistema de Napas del Caribe.

**DÍAZ DE GAMERO, M.** (1985). “Estratigrafía de Falcón nororiental: VI Congreso Geológico Venezolano”; Se propone la redefinición del Grupo Agua Salada para incluir en él a la Formación Guacharaca que lo infrayace, que comprende una litología muy similar y pertenece al mismo ciclo sedimentario del grupo.

**DÍAZ DE GAMERO, M.** (1989). “El Mioceno Inferior y Medio de Falcón Septentrional”; Las unidades litoestratigráficas del Mioceno Inferior y Medio de Falcón septentrional, formaciones Agua Clara, Cerro Pelado, Querales y Socorro, han sido definidas en el surco de Urumaco y de allí correlacionadas a Falcón Norcentral, sobre el alto de Coro.

**AUDEMARD, FR; BELTRÁN, C; RODRÍGUEZ, J. A; SINGER, A.** (1994). “Definición de la Traza Activa del Sistema de Fallas de Oca-Ancón, Noroccidente de Venezuela”; El sistema de fallas de Oca-Ancón se extiende hacia el este sobre 650 Km. Desde Santa Marta (Colombia) hasta Boca de Aroa (Venezuela). Su traza activa se subdivide estructuralmente en cinco sectores: Santa Marta-Toas, Toas-Mene Mauroa, Mene Mauroa-Paraíso, Paraíso-Socrema y Socrema-Boca de Aroa. Se describen estos sectores sucesivamente del oeste hacia el este, señalando que la traza Cuaternaria del este sistema de fallas (entre Santa Marta y Pedregal) ha sido descrita previamente por SOULAS, GIRALDO, BONNOT Y LUGO (1.987). Se hace énfasis en los sectores 2 a 5, es decir, entre la isla de Toas y golfo Triste, el sector 1 por ser el más conspicuo e igualmente el más

descrito en la literatura desde la década de los 40, se describe esencialmente a partir de dichos trabajos.

**AUDEMARD, F.** (1997). “Tectónica Activa de la Región Septentrional de la Cuenca Invertida de Falcón, Venezuela Occidental.”; A partir de de datos microtectónicos medidos exclusivamente en las unidades plio-cuaternarias de Falcón septentrional se calculó el tensor de esfuerzos que es el responsable de la cinemática actual de cinco sistemas de fallas, el cual esta caracterizado por un esfuerzo máximo horizontal de dirección NNO – SSE a N-S y un esfuerzo mínimo horizontal orientado ENE – SOS.

**GOSH, G; PIETER, P; MELÉNDEZ, L; TRUSKOWSKI, I; ZAMBRANO, E.** (1977). “Evolución Tectonoestratigráfica y Sistemas Petrolíferos de la Cuenca de Falcón, Venezuela noroccidental”; En la cuenca de Falcón existe una compleja relación entre las unidades litoestratigráficas como resultado del tectonismo asociado a la placa del Caribe. Colocando las unidades litoestratigráficas en un macro cronoestratigráfico y secuencial, se logró reconocer diez megasecuencias y reconstruir la historia de la cuenca.

**ESCORIHUELA & RONDÓN (2002).** “Estudio geológico de las rocas ígneas que afloran en la parte central de la cuenca de Falcón”; Realizan un estudio de las rocas ígneas que afloran en la parte central de Falcón, principalmente en los cerros Redondo, Atravesado, Las Guarabitas, La Ciénaga, incluyendo análisis petrográficos y químicos, con la finalidad de establecer ambientes tectónicos de formación de estos cuerpos rocosos.

**LEAL, F.; RIVERO, O.** (2004). “Estudio de Litofacies y Quimioestratigrafía de la Sección Superior de la Formación Paraíso Mediante los Métodos de Fluorescencia por Difracción de Rayos X y Determinación de Carbono Total por Combustión”; Mediante los métodos de fluorescencia por difracción de rayos X y determinación de carbono total por combustión se caracterizó químicamente la sección superior de la Formación El Paraíso en el estado Falcón. Además, se determinaron las litofacies presentes en la columna sedimentaria y se realizó una comparación con los resultados obtenidos de los análisis químicos.

### ***Trabajos previos relacionados con la metodología:***

**BARBOZA, L.; RODRIGUEZ, S.** (2001). “Integración de la Geología del estado Vargas y flanco sur del Macizo del Ávila al Norte de Caracas”; El principal objetivo de este trabajo es realizar la integración e la cartografía geológica existente para el estado Vargas, ya que a raíz del evento de flujos torrenciales en diciembre de 1999, se pudo determinar que la información geológica se encontraba dispersa y que no se disponía de mapas a escala 1:25.000 necesarios para la elaboración de mapas de riesgos, y la consiguiente ordenación territorial de la región. Se integro la cartografía geológica del estado Vargas y del flanco sur del Ávila, obteniendo 23 mapas a escala 1:25.000, con un área total de 2400km<sup>2</sup>.

**OMAÑA, L.** (2002). “Integración de la Geología de la zona de Morón-Valencia-Ocumare de la Costa estados Carabobo y Aragua”; El objetivo principal de esta investigación es la recopilación e integración geológico - cartográfica, a partir de la información existente en trabajos previos efectuados por tesis de la Universidad Central de Venezuela, y el Ministerio de Minas e Hidrocarburos, obteniéndose 13 nuevas hojas geológicas a escala 1:25.000, compiladas y reinterpretadas”.

**TARDÁGUILA, P.** (2002). “Integración de la Geología de la zona de Choroni-Puerto Maya y Maracay, estados Aragua y Carabobo”; En un área de aproximadamente 1424 km<sup>2</sup>, ubicada entre las longitudes 67°45' y 67°22'30" y entre las latitudes 10°35' y 10°10', comprendida entre Bahía de Cata-Puerto Maya (hacia el norte), hasta San Vicente-Cagua (hacia el sur), se llevo a cabo la compilación e integración geológica de 13 mapas geológicos a escala 1:25.000 a partir de los trabajos de RODRÍGUEZ (1972), BECK (1985), CONTRERAS (1988) Y NOVOA & RODRÍGUEZ (1990).

**DÍAZ, A.** (2003). “Integración geológica de la región de Los Teques-La victoria-San Casimiro. Distrito Capital, estados Aragua y Miranda”; Este trabajo compila la información geológica de la zona ubicada entre las coordenadas geográficas 10°00' y 10°30' de latitud norte y entre 66°52'30" y 67°22'30" de longitud oeste. Posee una extensión aproximada de 2.440 km<sup>2</sup> de superficie y se ubica sobre las localidades de Cúa, El Pao de Zárate, El Valle, La Victoria, Los Teques, Paracotos, San Antonio de los Altos y San Casimiro. El objetivo principal se basa en la

elaboración de 19 mapas geológicos actualizados de la zona estudiada a partir de la compilación e integración hecha de los mapas e información geológica proveniente de Trabajos Especiales de Grado de la Escuela de Geología, informes del Ministerio de Energía y Minas (MEM) y publicaciones diversas.

**ORTA, M.** (2003). “Integración de la geología de la región de Caracas-Charallave-Santa Teresa del Tuy. Distrito Federal y Estado Miranda”; Este trabajo integra la información existente en una región entre el Distrito Capital y el estado Miranda, elaborando 18 hojas a escala 1:25 000.

**GOMEZ, P.; PRIETO, J.** (2004). “Integración y Actualización Geológica del Área del Surco de Urumaco y la Plataforma de Dabajuro, estado Falcón”; Este trabajo compila los estudios geológicos existentes en la región noroccidental del estado Falcón. El mismo se ejecuta específicamente en la zona comprendida entre la Plataforma de Dabajuro y El Surco de Urumaco. El objetivo principal de esta investigación es la recopilación, actualización e integración geológico-cartográfica, 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, obteniéndose veintiocho (28) nuevas hojas geológicas a escala 1:25.000, digitalizadas, compiladas y reinterpretadas para luego generar un único mapa geológico-cartográfico a escala 1:50.000.



## 1.4 Agradecimientos

### **Agradecimientos de Orangel Hernández.**

A la ilustre Universidad Central de Venezuela por ser la casa de estudio que hoy me permite realizar mi sueño de ser Ingeniero Geólogo.

Al profesor Ricardo Alezones tutor de este proyecto, le estaré eternamente agradecido por su confianza y apoyo.

A toda mi familia en especial a mi mamá Maritza, que es padre y madre a la vez, todos mis logros son tuyos, a mi hermanito Jesús Nicolás por su apoyo incondicional, mi gran ejemplo como profesional y ser humano, los amaré eternamente.

A mi abuelita Mamaría y a mi abuelo Papá Jesús (*lo logré*), mis tías Daysi, Mireya, Kika, Mimi y a mis tíos, Licho (al igual q mi hermano inspirador), Luís, Chucho, Tony y Padrinos. A mis primos Luis José “Perucho”, Luis Alejandro “Felipe”, Luis José “Gordito”, May, Gorda, Mili y Maritzabel, primos Morillo.

A mis amigos y a sus familias: Roberto, Marco, Daniel, Juancho, Juan Carlos, Daniel (Cambur), Carola, Karinita, Vane, Vero.

A José Antonio Penín, por tu apoyo y confianza, sin ti hermano, hubiese sido más difícil alcanzar esta meta de mi vida. Gracias por siempre!!!

A Vanessa Villarroel, por ser una persona admirable y hecha para cosas grandes, gracias Vane por tu alta participación en mi logro.

A Fabiana, por tu apoyo y enseñanzas, llegaste para acelerarme el paso en estos días tan difíciles, gracias mi Fabi linda por estar siempre dispuesta a prestarme tu ayuda, te quiero!!!

A mis amigos de la carrera universitaria Carlucho (incondicional panita), Karen (por siempre apoyarme en todo), Margaro (hermano muchos fueron las victorias que obtuvimos juntos), Adrianita (flaca me sacaste más de una vez la pata del barro, gracias), Alexis Gómez , Manuel Araque “El Brujo”, Daniel Useche “Guni”, Andres “Andrew” Igor Molina “IGOL”, Nelsito, Verónica, Chilanga (alto soporte técnico), Isabel López (tu sinceridad inspira confianza), Mauricio Bavutti “El Bavu” Luis B. “El Perroteran”, Freddy Z., Edgar “La amenaza de el fantasma”, David, Marianto, Elianita, Mafer “ Wafler”, Rodrigo Gutiérrez “El Rodri”, Milton, Eduardo, Gerardo, Liliana, Alturo “Guini Junior”, Deysser, Rafucho, José Leonardo, Daniela S, Carlos Russo, José Arcila “Tereso” (hermano gracias), Erickson, Mito, Damian, Jorham, Ivan, Gustavo Nava, Rómulo Cobos, Leonardo Terán, Nei, Guillermo Domínguez, a mis profesores Scherer, Paul Romero, Fournier, Méndez, Padrón, Motiska, Mederos, Ostos, Rey, Mora, De Santis, Gregoriev. Bermúdez, Singer, Peña, Videla. A mi equipo de campo: Piolo, Vane, Eduardo, Isa, Bavu, Andrés, a las gente de Cumarebo, Churugura, San Luis, Jacura, Coro, La Vela, Mirimire, Yaracal,

Siempre que te pregunten si puedes hacer un trabajo, contesta que sí y ponte enseguida a aprender como se hace...

## **Agradecimientos de Eduardo Esparis Armas**

A la ilustre Universidad Central de Venezuela por darme la oportunidad de estudiar y lograr una meta.

Al profesor Ricardo Alezones tutor de este proyecto, amigo y guía en todo momento, muchas gracias.

A mis madres y hermana, que tuvieron el apoyo y la paciencia de esperar para que se completara este logro.

A Manuel Méndez, por todo. Sin ti no lo hubiera logrado.

A Cristóbal, Freddy, Joel y Ricardo por estar allí siempre presentes y ser los mejores amigos.

A la señora Morela y a el flaco Eduardo integrantes de la Biblioteca de Geología que por su apoyo y trabajo que aliviaron mucho la carga.

A mi compañero de tesis Orangel, buen trabajo!

A mis compañeros y amigos de la Facultad Gerardo Vellamediana, Liliana Urbina, Isabel López, Mauricio Bavutti, Orangel Hernandez, José Penin, Vanesa Villarroel, Daniel Useche “Winnie”, Manuel Araque “El Brujo”, Alexis Gómez, Jesús (Copiadora), Gregori Gutierrez, Verioska Solorzano, al grupo Geo, Karen Delgado, Rodrigo Gutierrez, Seymour Luc, Ricardo Arellano (Chilanga), Andres González, Arrianita, Yesmy y a todas los compañeros que en este momento no nombro pero que en algún momento fueron parte importante de este proyecto.

A los profesores Ricardo Alezones, Alfredo Mederos, Olga Rey, Paúl Romero, Feliciano De Santis, Frank Audemard, Orlando Méndez, Mauricio Bermúdez por haberme enseñado todo lo necesario de la Geología.

A las personas que colaboraron en el trabajo de campo en Puerto Cumarebo, Churuguara, San Luis, La Cruz de Taratara, Coro, Miremire y Yaracal.

Que les crezca!!!

## CAPITULO II

### 2. MARCO GEOLÓGICO

#### 2.1 Generalidades

Esta región abarca 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, aproximadamente 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).

La cuenca esta limitada al oeste por la cuenca del lago de Maracaibo, al norte y sur 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 las elevaciones llamadas Sierra de Churuguara (ver figura 2.1). La cuenca se prolonga hacia el norte y noreste dentro de las aguas territoriales de Venezuela, en el mar Caribe (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

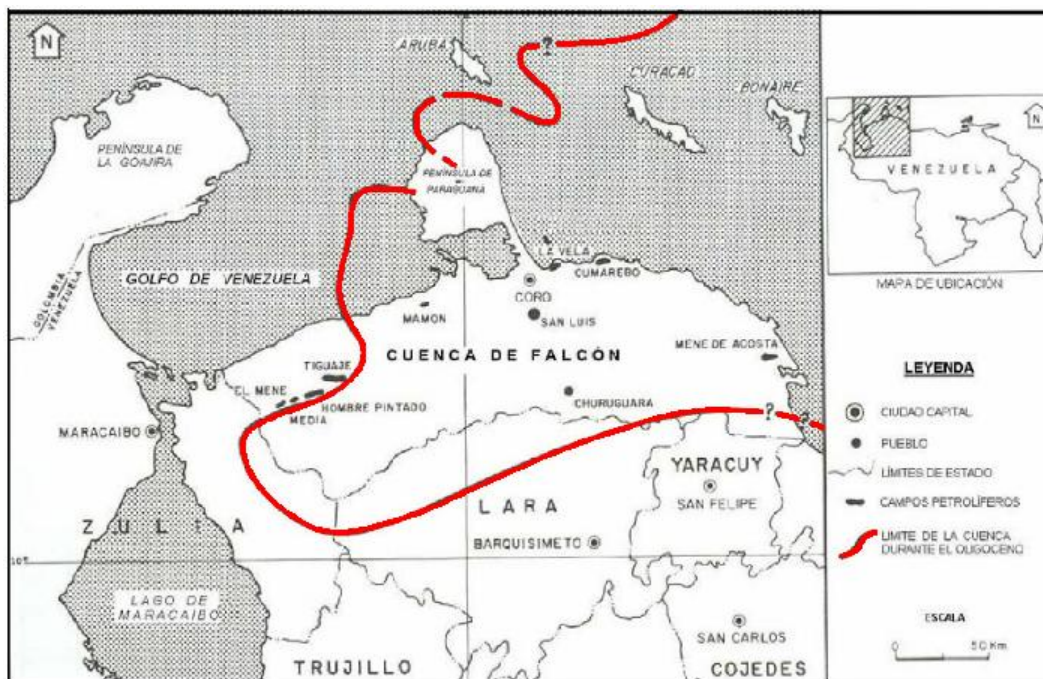


Figura 2.1 Ubicación y delimitación de la Cuenca de Falcón. Tomado y modificado de BOESI & GODDARD (1991)

La cuenca terciaria de Falcón está ubicada en el noroccidente venezolano, donde afloran esencialmente secuencias que cubren desde el Eoceno Superior hasta el Cuaternario. Dicha cuenca se ubica en su parte oriental y central sobre el alóctono Caribe sobrecorrido durante la fase de compresión de edad Paleoceno-Eoceno Temprano, como consecuencia de un colapso post orogénico asociado a la desaceleración de la placa Caribe, resultado de la colisión oblicua en el margen meridional de la misma. La zona más occidental está en contacto con la plataforma carbonática de Maracaibo y el neoaútctono falconiano es esencialmente de edad Oligoceno – Mioceno (AUDEMARD 1993).

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).

La cuenca de Falcón fue intensamente plegada y tectónicamente invertida por una compresión de dirección NO – SE durante el Mioceno Medio y Tardío, momento para el cual el límite de placas es sustancialmente modificado, la colisión oblicua en el noroccidente venezolano desaparece para dar paso a la ocurrencia de repartición de deformaciones o “partitioning” (AUDEMARD 1993).

A partir del Mioceno Tardío, la sedimentación estuvo restringida exclusivamente al flanco norte del anticlinorio de Falcón en proceso de surrección y 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 de manifiesto la existencia de una evolución polifásica durante el Cenozoico (AUDEMARD 1993).

## ***2.2 Estratigrafía y sedimentación de la cuenca***

Este capítulo presenta las descripciones acerca de las diferentes formaciones que constituyen la cuenca de Falcón, con el propósito de proporcionar información de tipo histórica, litológica y estratigráfica de las diferentes unidades.

A continuación se presentan las descripciones de las diferentes unidades que conforman la cuenca de Falcón, para facilitar la visualización se estructura de la siguiente manera, desde las más antiguas hasta las más recientes según su depositación, haciendo énfasis en las formaciones que se encuentran en la zona de estudio, como son: Matatere, Jarillal, El Paraíso, Churuguara, Pecaya, Pedregoso, Agua Clara, Casupal, y Capadare.

### **2.2.1 Eoceno Medio y Tardío**

El Eoceno aflora en los cerros de Tacal, en la parte occidental de Falcón, referido por GONZÁLEZ DE JUANA en 1938, así como también se encuentra aflorando en Falcón oriental sobre el Alto de Guacharaca, y en la Sierra de Churuguara, donde se encuentra la sección tipo de las formaciones Santa Rita y Jarillal, las cuales se atribuyen actualmente al Eoceno Medio. Durante el Eoceno Medio tuvo lugar una extensa transgresión hacia el oeste-suroeste que tiene su mejor expresión en la Formación Jarillal, mientras que la Formación La Victoria presenta características regresivas como posible antecedente del levantamiento y erosión característicos del Eoceno Tardío, al término de los cuales las condiciones paleo-sedimentarias cambiaron en toda Venezuela occidental (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

La sedimentación de la cuenca de Falcón empezó, en el occidente, a finales del Eoceno Medio y en el oriente a finales del Eoceno Temprano. Los sedimentos relacionados con esta fase inicial de sedimentación en el occidente conforman el Grupo Agua Negra de edad Eoceno Medio Tardío. Este grupo se compone por las formaciones Santa Rita, Jarillal y La Victoria (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980)

La Formación Santa Rita esta formada por 400-450 m de espesor, de conglomerados de grano grueso, areniscas y margas arenosas intercaladas con calizas con orbitoides. El conglomerado consiste predominantemente de cantos rodados que alcanzan hasta 10 cm de diámetro de cuarzo blanco, ftanitas negras cretácicas, cuarcitas de grano grueso; los cantos de jaspe verde son especialmente característicos de estos conglomerados. La localidad tipo se encuentra en ambos flancos del anticlinal de Buena Vista, a lo largo del antiguo camino Piedra Grande-Baragua, en la serranía de Agua Negra, estado Falcón (SENN 1935)

**TABLA DE CORRELACION FALCON**  
M. L. GAMERO, 1997

EPOCA		DABAJURO	URUMACO	CORDO - LA VELA	PARAGUANA	CORDO - SAN LUIS
E O C E N O	TARDIO	LA VICTORIA				
	MEDIO	JARILLAL				
		SANTA RITA				
EPOCA		ARACUA - CHURUGUARA	CUMAREBO	MIRIMIRE	MENE DE ACOSTA	AGUA LINDA
E O C E N O	TARDIO	JARILLAL			CERRO MISION	
	MEDIO	SANTA RITA			?	

Figura 2.2 Tabla de correlación Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999)

La Unidad suprayacente, designada originalmente como Lutitas de Jarillal por SENN (1935), tiene su sección tipo en el mismo anticlinal de Buena Vista. Consiste allí en unos 375 m de lutitas más o menos arenosas, de colores abigarrados, desde gris oscuro hasta rojo por meteorización. Los 50 m inferiores son muy fosilíferos y contienen una abundante fauna de moluscos y cangrejos y consideradas de edad Eoceno Tardío. Las lutitas superiores de la Formación Jarillal no contienen macrofósiles en su sección tipo, por lo que SENN (1935) pensó que su edad pudiera llegar al Oligoceno Temprano. WHEELER (1960, 1963) incluye una lista de foraminíferos provenientes de la parte superior de la formación y que indican, según él, una edad Eoceno Tardío. HUNTER en 1974, reinterpreta la evidencia paleontológica como indicativa de edad Eoceno Medio, parte terminal.

La parte superior del Grupo Agua Negra está representado por la Formación La Victoria, que se compone por unos 2400 m de lutitas negras con areniscas interbandeadas y carbón (SUTTON 1946)



& GUEVARA 1967). Esta formación fue predominantemente depositada en un ambiente lacustrino con incursión de agua salobre (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

Durante el Eoceno Medio, se presentó una extensa transgresión hacia el oeste-suroeste, que tiene su mejor representación en la Formación Jarillal. Por su parte, la Formación La Victoria presenta características regresivas, lo que puede ser visto como el posible antecedente del levantamiento y erosión característicos del Eoceno Tardío (MACELLARI 1995).

En el este de Falcón, las rocas del Eoceno tienen más de 400 metros de espesor, y éstas presentan las lutitas oscuras calcáreas y lutitas grises a negras fosilíferas de la Formación Cerro Misión. Esta formación se encuentra discordante sobre las rocas del Eoceno Medio (MACELLARI 1995).

### 2.2.2 Oligoceno- Mioceno Temprano

En una etapa posterior al emplazamiento de las napas de Lara y en condiciones tensionales se individualiza la cuenca de Falcón durante el Oligoceno. Las unidades depositacionales presentan cambios laterales bruscos, debido a que el colapso de la napa generó numerosos bloques sobre los cuales se desarrollaron facies sedimentarias de extensión relativamente limitada, originándose un cuadro estratigráfico bastante complejo (OSUNA & ARSTEIN 1997).

El movimiento transcurrente de la Falla de Oca y las fases de “rifting” originan condiciones tensionales y el hundimiento progresivo de esta cuenca durante todo el Oligoceno de manera ininterrumpida. El depocentro es lo que se conoce como “Canal Falconiano”, en donde prevalecieron ambientes marinos representados por las formaciones El Paraíso-Pecaya (MACELLARI 1995).

Según MACELLARI (1995) La sedimentación en la depresión de Falcón durante el Oligoceno Temprano se encuentra definida por un conjunto de rocas que formaron una *suite* de facies bastante características, depositadas durante una transgresión marina, la cual fue interrumpida por una regresión que se produjo en el límite del Oligoceno y Mioceno. Este mismo autor refiere que el episodio regresivo se encuentra representado por un piso extendido de clastos granulares. Estas

rocas se encuentran bien expuestas en el anticlinorio de Falcón, y se depositaron al oeste sobre estratos del Eoceno, en rocas metamórficas cretáceas al este, y sobre las turbiditas del Paleoceno-Eoceno del centro de la cuenca.

Los únicos sedimentos marinos del Eoceno Superior que presenta esta cuenca pertenecen a la Formación Cerro Misión, por lo cual es posible que la invasión marina de esta cuenca comenzara en el Falcón oriental y avanzó hasta el límite occidental de la cuenca (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

Durante este período, Falcón nor-occidental no muestra sedimentación marina, mientras que el centro de la cuenca se consideró una zona subsidente, donde se desarrollaron ambientes marinos profundos, sin embargo en los bordes se observa una sedimentación marginal con mayor influencia terrígena (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

Los estratos que componen a la unidad del Oligoceno y Mioceno Inferior se encuentran representados por facies de agua relativamente profunda que constituyen las formaciones El Paraíso, Pecaya y Pedregoso en Falcón oeste-central. En el sureste de Falcón la secuencia litológica es similar, aunque el nombre de Formación Guacharaca es usado para describir los equivalentes de las formaciones El Paraíso y Pecaya, mientras que el nombre de la arenisca El Salto es aplicado a los equivalentes de la Formación Pedregoso (MACELLARI 1995).

La sucesión litológica del centro de la cuenca, independiente de los nombres usados, no cambia mayormente y representa el común denominador del complejo de facies del Oligoceno-Mioceno. Hacia los márgenes de la cuenca la sección pasa gradualmente a un número de facies de aguas someras. Las facies marginales incluyen a las formaciones San Luis, Patiecitos y Guarabal, en la parte central del flanco norte, la Formación Castillo al extremo oeste de la cuenca, la Formación Churuguara en el flanco sur y la Formación Casupal en el borde sureste de la cuenca (MACELLARI 1995).

## TABLA DE CORRELACION FALCON

M. L. GAMERO, 1997

EPOCA		DABAJURO	URUMACO	CORO - LA VELA	PARAGUANA	CORO - SAN LUIS
MIOCENO			QUERALES	QUERALES		QUERALES
	TEMPRANO	CERRO PELADO	CERRO PELADO	GUARABAL	CANTAURE	GUARABAL
OLIGOCENO	TARDIO	AGUA CLARA <small>SANTIAGO CAUDERALITO</small>	AGUA CLARA	?		?
	MEDIO	CERRO PELADO	PEDREGOSO	PATIECITOS		PATIECITOS
	TEMPRANO	CASTILLO	PECAYA S. J. VEGA	?		?
			EL PARAISO			

EPOCA		ARACUA - CHURUGUARA	CUMAREBO	MIRIMIRE	MENE DE ACOSTA	AGUA LINDA
MIOCENO						AGUA LINDA
	TEMPRANO			EL SALTO		CASUPAL
OLIGOCENO	TARDIO	AGUA CLARA			SAN LORENZO <small>MENEICITO EL SALTO</small>	
	MEDIO	PECAYA CHURUGUARA				
	TEMPRANO	EL PARAISO	?	?	GRUPO AGUA SALADA GUACHARACA	

Figura 2.3 Tabla de correlación Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999)

### Centro de la Cuenca

Como la mayor parte de Venezuela, Falcón también fue sometida a un régimen de erosión durante el Eoceno Tardío, y solo se inicia la sedimentación con un nuevo ciclo transgresivo. La sedimentación en esta zona comenzó cuando la invasión marina alcanzó la subcuenca de Falcón occidental, comenzando la depositación oligocénica con la Formación El Paraíso, discordante sobre rocas del Eoceno Medio y arenosa de facies costero deltaicas (MACELLARI 1995).

El área central representa el principal depocentro de la cuenca de Falcón. La sedimentación se inició con la Formación Paraíso, cuya parte inferior se caracteriza por areniscas ricas en chert intercaladas con lutitas, seguido por un conglomerado con guijarros de chert y cuarzo. La parte inferior de la formación, en el anticlinal de Taparoy, indica un fuerte levantamiento al sur,

posiblemente de carácter local, pasando rápidamente de condiciones marinas someras, a litorales, e incluso fluviales (DÍAZ DE GAMERO 1977 b).

La sección superior de la Formación Paraíso consiste de lutitas oscuras con intercalaciones de areniscas cuarzosas, que se hacen más abundantes hacia el sur. La mayor parte de la Formación Paraíso es de tipo regresivo, la costa avanzó desde el suroeste hacia el norte y noreste. Los sedimentos fueron transportados por varios ríos, que progresivamente construyeron una amplia llanura deltáica limitadas hacia el oriente por capas de carbón. La fauna fósil es casi inexistente, sólo se encuentran microfósiles de tipo litorales (foraminíferos arenáceos). La sección superior de esta formación posee una fauna diagnóstica de la Zona de *Globorotalia opima opima* (Oligoceno Medio tardío). El intervalo más superior puede ser incluido en la Zona *Globigerina ampliapertura* (Oligoceno Tardío temprano) de acuerdo con DÍAZ DE GAMERO (1977 b).

El miembro inferior de la Formación El Paraíso aflora tan sólo en la quebrada La Danta, al sur de Taparoy, distrito Federación del estado Falcón. La litología incluye lutitas oscuras con capas delgadas y nódulos de ferrolita que meteorizan marrón rojizo a oscuro, areniscas "sal y pimienta" calcáreas, moderadamente endurecidas, con granos de ftanita negra, que meteorizan a gris-marrón en una matriz calcárea blanca y blanda; areniscas ferruginosas calcáreas bien cementadas; algunos conglomerados lenticulares con granos de ftanita (WHEELER 1960, 1963).

DÍAZ DE GAMERO (1977 a), indica que las areniscas son de tipo lítico, hasta con un 30% de ftanita, de grano medio a fino y suelen ser delgadas, generalmente bioturbadas, pero ocasionalmente forman paquetes de varios metros de espesor, en los que las capas aumentan de espesor hacia arriba, siendo la arenisca superior la más gruesa, con estratificación cruzada y numerosas madrigueras verticales y subverticales rellenas de material arcilloso rojizo (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, 1999)

Los extensos afloramientos de la formación que se encuentran en las colinas de la llanura central de Falcón pertenecen al miembro superior de WHEELER (1960, 1963), cuya litología característica es la intercalación de lutitas no calcáreas gris violáceas oscuras, con areniscas cuarzosas muy endurecidas, de colores diversos y ocasionales carbones. DÍAZ DE GAMERO (1977 a), describe la variación de este miembro, en tres grandes áreas, que de este a oeste, son:

a) Al este de la localidad tipo, las lutitas dominan sobre las areniscas, y éstas van haciéndose cada vez menos importantes al este, hasta desaparecer; los carbones no se encuentran al este de la carretera Coro-Churuguara. La litología es muy monótona, consistiendo de lutitas fisiles gris, a veces violáceas, con nódulos y capas de arcilla ferrolítica, intercaladas con capas delgadas de areniscas cuarzosas, extremadamente duras. Generalmente muestran laminación paralela, ocasionalmente estratificación cruzada a escala pequeña y rizaduras en la parte superior de las capas. Los estratos de arenisca forman a veces paquetes superiores a los 5 m. Las capas más gruesas son masivas, y contienen algunas madrigueras, mientras que las más delgadas están intensamente bioturbadas.

b) Entre los ríos Paraíso y Pedregal (área tipo), las lutitas son fisiles, intercaladas con numerosas areniscas cuarzosas, aparentemente de grano medio, con rizaduras en el tope de las capas. Las capas delgadas de carbón y las lutitas carbonosas, son muy frecuentes.

c) Entre los ríos Pedregal y Mojino, la litología es similar a la del área tipo, pero las areniscas, de grano medio a grueso, constituyen más del 50% de la formación, y los paquetes llegan a alcanzar hasta 20 m de espesor, aunque las capas individuales rara vez sobrepasan los 2 m. Petrográficamente, las areniscas del miembro superior de la Formación El Paraíso, son arenitas de cuarzo (ortocuarzitas), con los granos de cuarzo cementados por sílice en continuidad óptica, mostrando una textura de mosaico, en la que se hace difícil discriminar los granos originales. Esta característica se mantiene en toda su extensión lateral. (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999)

La Formación El Paraíso se correlaciona al sur en su parte inferior con la Formación Churuguara (WHEELER, 1960, 1963; DÍAZ DE GAMERO, 1977 a). Las relaciones hacia el este y norte son desconocidas, mientras que al este se correlaciona con la parte inferior del Grupo Agua Salada, el cual fue redefinido por DÍAZ DE GAMERO (1985).

La Formación Paraíso aflora en una larga faja anticlinal, desde el río Mojino en el oeste, hasta los ríos Remedios y Hueque al oeste. En el extremo occidental desaparece bajo las lutitas de la Formación Pecaya, suprayacente, mientras que al este adelgaza hasta su práctica terminación

antes de ser cubierta por los aluviones del río Hueque y sus afluentes. Esta unidad aflora extensamente en la región central de la cuenca de Falcón, en los núcleos de estructuras anticlinales alargadas que forman colinas y filas, cuya altura esta relacionada directamente con la proporción de areniscas respecto a las lutitas. Así es que las alturas van aumentando en altura de este a oeste, hasta alcanzar unos 1000 m entre los ríos Pedregal y Mojino (DÍAZ DE GAMERO 1977 a).

WHEELER (1960) postuló una discordancia o lapso sin sedimentación entre las formaciones Jarillal y El Paraíso, pero en 1963 este mismo autor rectifica su teoría. HUNTER (1974), examina nuevamente esta hipótesis, y aunque en campo se observan concordantes estas dos formaciones, la edad que se interpreta para cada una de ellas las separa por un lapso muy grande (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

La Formación El 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 a). Hacia el anticlinal de Taparoy, al sur del estado Falcón, el miembro inferior de la Formación El Paraíso, descansa concordante debajo de la Formación Churuguara, y es posible que esta relación se mantenga en la faja más meridional de los afloramientos de esta Formación (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

WHEELER (1960), asigna la unidad al Oligoceno Tardío, y postuló un largo *hiatus* entre ella y el Eoceno infrayacente. Posteriormente en 1963, este mismo autor modifica su planteamiento, y considera a la formación con edad Oligoceno Temprano a Medio. DÍAZ DE GAMERO (1977 a), por medio del estudio hecho a foraminíferos planctónicos, asigna la edad de Oligoceno Temprano a medio. La parte inferior, prácticamente estéril, se le asigna a la Zona de la *Globigerina ampliapertura* hasta la Zona de la *Cassigerinella chipolensis-Hastigerina micra*. La parte superior se le asigna a la Zona de la *Globorotalia opima opima* (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

Díaz de Gamero (1977 a) determina en forma muy aproximada las tasas de sedimentación y de subsidencia para esta formación en la región central de la cuenca de 500 m/Ma y 500 m/Ma respectivamente.

La definición de la Formación Pecaya fue hecha por SENN (1935) y se refiere a la unidad de lutita oscura comprendida entre las areniscas de San Juan de la Vega y las calizas de la Formación Pedregoso. Las lutitas afloran cerca del pueblo de Pecaya y las tres unidades mencionadas están muy bien expuestas al oeste de Pecaya, en el río Mitare (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

La localidad tipo originalmente designada por SENN (1935) se encuentra a unos 10 km al oeste de la población de Pecaya, en el río Mitare, distrito Bolívar, estado Falcón. Según estudios más modernos (DÍAZ DE GAMERO 1977 a), la sección aquí expuesta corresponde tan solo a la parte superior de la formación (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

La Formación Pecaya consiste de lutitas gris oscuro, generalmente fisiles y limolitas, localmente calcáreas, con ocasionales interestratificaciones de areniscas y calizas bioclásticas 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 más de 2 m de diámetro (DÍAZ DE GAMERO 1977 a). Hacia los bordes de la cuenca se observan capas de areniscas parduzcas, limolitas nodulares gris oscuro, areniscas glauconíticas, y algunas intercalaciones de calizas. También se encuentran nódulos de arcillas ferrolíticos de unos 10 cm de diámetro alineados con la estratificación (WHEELER 1960; 1963) (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

Dentro de la Formación Pecaya se encuentra el Miembro San Juan de la Vega que aflora al norte de la cuenca, cerca del río Mitare (LEAL & RIVERO 2004), caracterizado por lutitas con intercalaciones de areniscas, limolitas y pequeñas cantidades de calizas. Las areniscas contienen fragmentos de conchas y están fuertemente bioturbadas (e.g., *Ophiomorpha*). El Miembro San Juan de la Vega se adelgaza hacia el oeste y este, siendo el Alto de Dabajuro su posible fuente de aporte. La biota indica la depositación marina poco profunda dentro de las lutitas de aguas

profundas de la Formación Pecaya (DÍAZ DE GAMERO, 1977 a). El Miembro San Juan de La Vega refleja una posible depositación en un sistema de bajo nivel asociada con una caída mundial en el nivel del mar que ocurrió en la Zona de *Globorotalia opima opima* (VAIL & HARDENBOL 1980).

La base de la Formación Pecaya ha sido datada Oligoceno medio terminal, Zona de *Globorotalia opima opima*, y el tope del Mioceno Temprano, Zonas de *Globigerinoides primordius* y *Catapsydrax dissimilis* (DÍAZ DE GAMERO 1977 a).

A lo largo de una faja relativamente estrecha, que va desde La Cruz de Taratara y termina al este de Pueblo Nuevo, DÍAZ DE GAMERO (1977 a), sugiere un espesor de 2500 m, llegando hasta 4000 m de sección original al sur y sureste de Tupure. Esta misma autora menciona 1000 m para la parte superior, entre el Miembro San Juan de la Vega y la Formación San Luis, al este de Pecaya, y 1000 m para la parte inferior entre la Formación El Paraíso y el Miembro San Juan de la Vega.

Esta unidad se encuentra en contacto inferior con la Formación El Paraíso concordante y en forma transicional. Su contacto superior 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 Luis; 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 a).

La edad está definida en base a foraminíferos planctónicos va desde la zona de *Globorotalia opima opima*, del Oligoceno medio a la Zona de *Catapsydrax dissimilis*, del Mioceno Temprano. MUESSIG (1978) determinó una edad K-Ar de  $22,9 \pm 0,9$  Ma en los cuerpos ígneos intrusivos dentro de la Formación Pecaya (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

En cuanto a la correlación, WHEELER (1960, 1963) consideró todo el Grupo Mitare, que incluye el Miembro San Juan de la Vega, mas la parte superior de la Formación Pecaya y la Formación Pedregoso como equivalentes a la Formación San Luis. DÍAZ DE GAMERO (1977 a), considera que solo la parte de la Formación Pecaya que aflora por encima del Miembro San Juan de la Vega se correlaciona con la Formación San Luis.



### Oeste de Falcón

Dentro del ciclo transgresivo del Canal Falconiano, hacia el occidente de la cuenca de Falcón, se deposita la Formación Pedregoso la cual se acuña dentro de la Formación Pecaya al sur y al este; al oeste pasa a la Formación Castillo y al norte y noreste es equivalente a la Formación San Luis. La Formación Pedregoso está constituida por una serie de lutitas intercaladas con areniscas y calizas bioclásticas que han sido interpretadas como depósitos turbidíticos proximales. Dicha unidad probablemente fue depositada en ambientes marinos de aguas profundas pasando a ambientes de aguas poco profundas hacia el tope. La abundante microfauna ubica a la unidad en las Zonas de *Globigerinoides primordius* y *Catapsydrax dissimilis* pertenecientes al Mioceno Temprano. Es importante recalcar que en el occidente de la cuenca de Falcón, la Formación Pedregoso se hace más espesa, siendo a su vez correlacionable con la Formación Castillo (DÍAZ DE GAMERO 1977 a, WHEELER, 1963, GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

La Formación Castillo se caracteriza por una secuencia litológica altamente variable, lateral y verticalmente y por la presencia de gruesas capas de areniscas y conglomerados. En el área tipo, la parte inferior de la formación muestra un predominio de limolitas y arcillas, de color gris, compactas, masivas; las lutitas son fisiles, marrón oscuro, carbonáceas, con delgadas capas de carbón; las areniscas son de grano medio a grueso, con estratificación cruzada y se presentan en capas de 1 a 40 m de espesor. La parte superior de la unidad se caracteriza por el predominio de areniscas y conglomerados. Las areniscas son similares a las de la parte inferior, pero contienen delgados lentes de conglomerados con guijarros de cuarzo blanco, cuarzo ahumado y areniscas calcáreas, cementados generalmente por óxidos de hierro; las limolitas y arcillas en esta parte de la formación son arenosas, grises, amarillas, rojas o púrpuras y localmente carbonáceas. Estas facies ocurren, además del área tipo, en Vega Oscura y en el noroeste de Lara (WHEELER 1960) (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

El principal depocentro de la Formación Castillo (sobre los 1480 m), forma un pliegue paralelo a la vieja línea de costa hacia el oeste. Se estima que esta unidad se depositó luego del Oligoceno-Mioceno Temprano en base a las relaciones estratigráficas (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

### Alto de Coro

Durante el Oligoceno-Mioceno se desarrolló a lo largo del margen sur del alto de Coro, un complejo arrecifal conocido con el nombre de Formación San Luis. Esta formación consiste principalmente de calizas arrecifales macizas, densas, grises azulosas, con foraminíferos grandes, algas y corales, intercaladas con areniscas de grano fino, arcillosas y calcáreas, lutitas fisiles con nódulos ferruginosos y, hacia el tope, areniscas conglomeráticas con granos y guijarros de cuarzo blanco y ftanita negra tipo sal y pimienta (WHEELER 1960, 1963).

De acuerdo a BECK (1951), citado en DÍAZ DE GAMERO (1977 a), el crecimiento principal de los biohermos está en la parte oriental de la Serranía de San Luis, donde individualmente alcanzan un espesor de más de 100 m. En la parte occidental de la serranía los biohermos individuales son de menor tamaño y están separados por secuencias lutíticas con areniscas y conglomerados intercalados, calizas margosas y ocasionales capas de carbón.

Las unidades detrás del arrecife son las formaciones Patiecitos y Guarabal, restringidas a la vertiente norte de la actual Sierra de San Luis, sobre la cual aflora la secuencia clástica del Mioceno Temprano y Medio, mientras que la unidad del frente de arrecife está representada por la Formación Pedregoso. La edad del desarrollo arrecifal de San Luis no ha sido determinada con toda precisión. La Formación San Luis y las formaciones detrás de arrecifes carecen de fauna planctónica y se asignan tentativamente al Oligoceno terminal e inicios del Mioceno, principalmente en base a los foraminíferos bénticos grandes, macroforaminíferos (WHEELER 1963).

La Formación Patiecitos se describe como una secuencia de lutitas interestratificadas con areniscas y algunas calizas; las lutitas predominan en la parte inferior de la unidad, pero la proporción de arenas incrementa gradualmente hacia la parte superior. Las calizas se encuentran más frecuentes hacia el tope. Las lutitas son de color gris oscuro y tienen fractura en bloques. Las areniscas son frecuentemente de tipo "sal y pimienta", de grano fino a grueso y de colores gris, gris blanquecino y marrón. En la parte superior de la formación contienen lentes conglomeráticos. Las calizas generalmente son de colores grises, fosilíferos, arenosos y se encuentran en capas

delgadas hasta capas de espesor mediano. Hacia el tope de la formación se encuentran frecuentes capas gruesas de calizas del tipo de las calizas de San Luís (WHEELER 1960, 1963).

Según WHEELER (1960, 1963) la formación consiste generalmente de gruesas capas de areniscas y areniscas conglomeráticas interestratificadas con limolitas y lutitas. Hacia el este de su sección tipo las areniscas y conglomerados disminuyen y la sección consiste principalmente de limolitas y algunas lutitas. Las areniscas son del tipo "sal y pimienta", de grano fino a grueso, de color gris y escogimiento pobre. Los conglomerados contienen guijarros de cuarzo blanco y ftanita negra, promediando de 1 a 2 cm de diámetro, con un diámetro máximo de 5 cm, embebidos en una matriz de arenisca del tipo mencionado anteriormente. Secciones individuales de areniscas y conglomerados tienen espesores de hasta 15 m y contienen capas de hasta 2 m de espesor. Los conglomerados se reducen a grava suelta por efecto de la meteorización. Las limolitas son de color gris claro, moteado con púrpura, rosado y beige. Las lutitas son arenosas y limosas, de color gris oscuro (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

### *Falcón sur-central*

La cuenca de Falcón sur-central se desarrolló sobre facies carbonáticas a lo largo de la extensión sur del Alto de Coro. La secuencia completa del Oligoceno- Mioceno Inferior consiste de una serie 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). 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 (LEAL & RIVERO 2004).

Según WHEELER (1960), la Formación Churuguara está compuesta por una serie variable de intercalaciones de calizas limosas que gradan a areniscas calcáreas, calizas arrecifales masivas, calizas arcillosas fosilíferas delgadas, areniscas de varios tipos, areniscas glauconíticas, limolitas micáceas moderadamente consolidadas y lutitas limolíticas. En la quebrada Mamoncito las lutitas forman aproximadamente el 60% de la formación, pero son las capas resistentes las que la caracterizan. En la base de la formación existe un distintivo intervalo de arenisca "sal y pimienta" muy semejante al de la unidad inferior de la Formación El Paraíso.

Este mismo autor señala que el tipo litológico más abundante dentro de la Formación Churuguara es el de calizas arenosas fosilíferas, que gradan a areniscas calcáreas, con nódulos ferruginosos, de color gris oscuro y que meteorizan a marrón, de hasta 3 m de espesor. El segundo tipo litológico en importancia es el de calizas arrecifales masivas, de color gris azulado, con espesores que varían muy rápidamente, hasta de 30 m o más. Esta litología es común en la parte medio e interior de la Formación y está restringida a la parte oriental de la misma, al este de la localidad tipo. Las areniscas más comunes son de grano medio a grueso, gris claro, limpias y porosas. Son raras al este de la localidad tipo, pero abundan en ella y al oeste de la misma. Las areniscas glauconíticas están compuestas de gruesos granos de glauconita, embebidos en una matriz de arcilla ferruginosa y parecen restringidos a la región cercana a Churuguara (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

Según DÍAZ DE GAMERO (1977 a), pueden reconocerse, de sur a norte, las siguientes variaciones: una faja arenoso-lutítico-calcárea, que puede subdividirse de abajo hacia arriba en a) arenisca "sal y pimienta", b) arenisca glauconítica, c) intercalación de lutitas y calizas, d) arenisca cuarcítica; una faja septentrional arrecifal, donde la base de la formación está representada por una litología semejante a la de la Formación El Paraíso, con areniscas, conglomerados de guijarros blancos y negros y capas de carbón, ESCALONA *et al.* (1978) estudiaron las facies carbonáticas de las calizas, en el área de Churuguara, identificando las facies correspondientes a ambientes de talud (plataforma marginal y pendiente frontal), ambiente de construcción orgánica, ambiente somero en aguas agitadas y ambiente de plataforma lagunal con circulación abierta (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

### 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 aguas profundas (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 granos gruesos y son incluidos en las formaciones Guacharaca y Casupal (RENZ, 1948; BLOW, 1959; DÍAZ DE GAMERO, 1985, citado por LEAL Y RIVERO, 2004).

WHEELER (1960) dividió la Formación Agua Clara en dos miembros definidos en la parte noroccidental del distrito Democracia y parte nororiental del distrito Buchivacoa. El miembro inferior, denominado Cauderalito (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA, 1970), con localidad tipo en la quebrada del mismo nombre al norte de Cerro Frío en la parte central del Distrito Buchivacoa, se caracterizan por arrecifes muy fosilíferos con corales, briozoarios, pelecípodos, gasterópodos y foraminíferos grandes. Las calizas son muy lenticulares y varían de macizas cristalinas de color azul-gris, a amarillosas de color amarillo- marrón y se presentan interestratificadas con lutitas, limolitas y areniscas. Las lutitas y limolitas son compactas, gris claro a oscuro, carbonosas y jarosíticas, con vetas de carbón y las areniscas son de grano fino, grises, carbonosas, micáceas, con meteorización en color crema. El miembro superior, denominado Santiago (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1970), con localidad tipo en la quebrada del mismo nombre al norte de Cerro Frío, está constituido por una sección de lutitas típicas de Agua Clara en pocas areniscas interestratificadas (citado por ROMERO Y SALAS 2004).

### 2.2.3 Mioceno Medio-Tardío

Al final del Mioceno Temprano, el modelo de sedimentación en la cuenca de Falcón cambió significativamente como resultado de la pendiente relativa del nivel del mar o levantamiento rápido asociados con las tempranas etapas de deformación. Después de este evento, se renovó la subsidencia iniciando un nuevo ciclo de sedimentación, el cual es el primero que cubrió por

entero a la cuenca, incluyendo relieves topográficos como la Plataforma de Dabajuro y la Península de Paraguaná (MACELLARI 1995, citado por LEAL Y RIVERO 2004)

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

### Área central de la cuenca

Los sedimentos que comienzan la depositación en la parte central de la cuenca son los de la Formación Cerro Pelado. Esta formación consiste principalmente de lutitas arenosas e interdigitaciones de areniscas de grano fino (LIDDLE, 1946). Las areniscas usualmente presentan estratificación cruzada y laminación cruzada ondulada y capas delgadas de lignito sobre 1 m de espesor (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

La Formación Cerro Pelado fue depositada discordantemente en el tope de las lutitas de Agua Clara, y estas están sobre los 1000 m de espesor y son reemplazadas por las lutitas del Grupo Agua Salada. DÍAZ DE GAMERO (1977 b) asignó a Cerro Pelado a la Zona de *Globorotalia foshi peripheroronda* (Mioceno Temprano a Medio) (MACELLARI 1995).

Las capas de la Formación Socorro se aprecian afuera en las colinas del oeste de Falcón y en la zona de Cumarebo. En la sección tipo, cerca de la población del Socorro, la Formación Socorro es una lutita basal con un intervalo de areniscas en el tope. La parte superior son areniscas de grano fino, reservorios de hidrocarburos en el campo de Cumarebo (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

La Formación Socorro tiene 1570 m de espesor pero adelgaza a 660 m al sur de Coro (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980). La microfaua de la parte baja de la sucesión es asignada a la *Globorotalia foshi foshi* (Mioceno Temprano a Medio, DÍAZ DE GAMERO 1977 b). La Formación

Socorro fue depositada en un ambiente costero al oeste, el cual se hizo más marino gradualmente al este (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980). La Formación Socorro posee una sucesión gradual ascendente hacia la Formación Urumaco en el área del Surco de Urumaco y adelante al este, hacia el Formación Caujarao (MACELLARI 1995).

La Formación Caujarao incluye 1220 m de lutitas interbandeada con margas, calizas y areniscas de grano fino que guardan hidrocarburos en el campo de Cumarebo (PAYNE 1951). Cambios rápidos de facies son reflejados en una diversa nomenclatura estratigráfica. La Formación Caujarao fue depositada en una plataforma marina de ambiente cálido, marino tropical (PETZALL 1959). La fauna es rica en indicadores de rango de edad que va desde la zona de *Globorotalia menardii* (post Mioceno Medio) a la zona de *Globorotalia acostaensis* (post Mioceno) (DÍAZ DE GAMERO 1977 b).

Hacia el oeste, en el área del Surco de Urumaco, la Formación Caujarao es remplazada por la Formación Urumaco. Estas son facies más proximales que la Formación Caujarao e incluyen lutitas marinas y no marinas, areniscas y carbones marcadores. El espesor de la Formación Urumaco esta sobre los 1675 m (MACELLARI 1995).

La Formación La Vela es concordante con la Formación Caujarao en el área de Coro. Esta incluye 590 m de areniscas calcáreas interbandeadas con lutitas, reflejando ambientes depositacionales de playa y estuarinos (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980). La edad de la Formación La Vela varia entre las Zonas de *Neogloboquadrina dutertrei* y *Globorotalia margaritae*, después del Mioceno a Plioceno Temprano (DÍAZ DE GAMERO 1968). La Formación La Vela tuvo al este facies de mar abierto en la Formación El Veral y al oeste facies más continentales en la Formación Codore (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

## TABLA DE CORRELACION FALCON

M. L. GAMERO, 1997

EPOCA		DABAJURO	URUMACO	CORO - LA VELA	PARAGUANA	CORO - SAN LUIS
MIOCEENO	TARDIO	LA PUERTITA BARIRO	URUMACO	TARATARA CAUJARAO MATARUCA EL MUACO		TARATARA CAUJARAO MATARUCA EL MUACO
	MEDIO		?	SOCORRO		SOCORRO
	TEMPRANO	CERRO PELADO AGUA CLARA <small>SANTIAGO CAUDERALITO</small>	QUERALES CERRO PELADO AGUA CLARA	QUERALES GUARABAL ? SAN LUIS	CANTAURE	QUERALES GUARABAL ? SAN LUIS
EPOCA		ARACUA - CHURUGUARA	CUMAREBO	MIRIMIRE	MENE DE ACOSTA	AGUA LINDA
MIOCEENO	TARDIO		CUMAREBO		OJO DE AGUA	
	MEDIO		AGUA SALADA	AGUA SALADA CAPADARE	HUSO POZON HUSITO POLICARPIO	CAPADARE
	TEMPRANO	AGUA CLARA		EL SALTO	TRUPO AGUA SALADA SAN LORENZO MENEKITO EL SALTO	AGUA LINDA CASUPAL

Figura 2.4 Tabla de correlación Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999)

En el sureste del depocentro de Casupal, las areniscas y conglomerados de Casupal se encuentran sucedidas por 1300 m de lutitas, arcillas, y calizas de la Formación Agua Linda (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1970). La Formación Agua Linda es concordante con la Formación Casupal, y se encuentra discordante con las calizas de la Formación Capadare (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

La Formación Agua Linda consiste en una intercalación de arcillas, lutitas y calizas con menor proporción de conglomerados calcáreos, areniscas calcáreas y limolitas. Las lutitas y arcillas que constituyen la mayor parte de la formación, son calcáreas, limosas o arenosas, de color gris verdoso a gris azulado, micáceas y/o yesíferas, incluyendo concreciones, restos de plantas y conchas pequeñas; frecuentemente tienen olor a petróleo. Calizas grises a pardo amarillentas, duras, en lentes o en capas de unos 20 a 40 cm de espesor y limolitas grises, duras, se encuentran



frecuentemente entre las arcillas y lutitas. Hacia la parte inferior, en la parte media y hacia la parte superior de la formación se observan intervalos más duros formados por calizas grises a pardo amarillentas en capas gruesas, duras, arenosas a guijarrosas, arcillosas, asociadas con areniscas calcáreas, conglomerados calcáreos y arcillas calcáreas. Las calizas se hacen más arenosas hacia el este y pasan a areniscas calcáreas. CAMACHO *et al.* (1989) describen la unidad como constituida principalmente por lutitas y lutitas limosas, micro y macrofossilíferas, calcáreas, con algunos niveles de calizas y areniscas (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

La Formación Agua Linda es equivalente lateral de la Formación Pozón, ésta se deposita en ambientes de menor profundidad y más cercanos a la costa. Al mismo tiempo es más marino que los clastos carbonosos de la Formación Casupal infrayacente. Ello indica una trasgresión marina ocurrida en el Mioceno Medio, desde los ambientes marinos profundos de Agua Salada al sur, sobre la sedimentación marginal de Casupal (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

#### Oeste de Falcón

Los sedimentos depositados en el oeste de la cuenca de Falcón durante este ciclo incluyen al Grupo La Puerta. HALSE (1937) describe la "Sección Superior" como formada casi exclusivamente de arcillas moteadas con unas pocas láminas delgadas de arena. La "Sección Inferior" está descrita de arriba abajo, una serie de capas de guijarros que muestran pulimento por la acción del viento; debajo hay unos 330 m de areniscas macizas, micáceas, con bandas ferruginosas, que contienen guijarros de arcilla y cuarzo y lutitas grises moteadas; hacia abajo se pasa a arenas ligníticas y lutitas grises, con unos 167 m de arcillas moteadas, debajo de las cuales vuelven a aparecer areniscas; en los últimos 767 m inferiores se presentan bandas de yeso de hasta 2,5 cm de espesor y las impresiones de hojas son comunes.

La depositación se cree que ocurrió en un área de piedemonte a costera, con una proveniencia localizada al sur (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980). En la Plataforma de Dabajuro, los estratos del Grupo La Puerta descansan directamente en rocas del Eoceno. Los máximos espesores de esta unidad son de 2140 m y fueron encontrados en el pozo QMC-1X (MACELLARI 1995).

### Noreste de Falcón

La sedimentación del Grupo Agua Salada, está representada por la Formación El Salto, como producto de depósitos deltaicos relacionados a crecimientos de fallas y procesos turbidíticos. Hacia el sur del depocentro, la parte superior de la secuencia está representada por unas lutitas marinas carbonáticas de la Formación Capadare, la cual se inició en el Mioceno Medio Temprano (Zona de *Globorotalia foshi foshi*) y continuó durante todo el Mioceno Medio Tardío (DÍAZ DE GAMERO 1985).

En la Formación El Salto, SUTTER (1947) menciona cuatro ciclos sedimentarios, que comienzan con arcilla en la base y progresan hacia arriba a limolitas con pequeñas lentes de arena, seguidas por arenas lenticulares hasta culminar en una capa de arenisca, localmente cementada. Las areniscas se lenticularizan hacia el norte y la mayoría desaparece antes de alcanzar la cresta del anticlinal de El Mene, mientras que algunas pasan lateralmente a arcillas glauconíticas. Menciona la presencia de delgadas calizas orbitoidales en el área entre El Mene y El Menecito y de algunas capas de areniscas conglomeráticas y conglomerados en pozos del flanco suroriental. El espesor del miembro aumenta hacia el sur (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

RENZ (1948; LEV I 1956) lo describe como formado por capas de areniscas de hasta 10 m de espesor, intercaladas con arcillas limolíticas y limos gris-azules. Las arenas son lenticulares, friables, predominantemente de grano medio, pero con lentes locales de arenas de grano grueso y hasta conglomeráticas, con cambios laterales rápidos. Algunas arenas pasan a calizas arenosas, que a veces contienen foraminíferos grandes. Abundan los granos de glauconita y varias de las arenas pasan lateralmente a verdaderas arenas glauconíferas a las que RENZ (1948) designó como "marga glauconífera de Culata". Hacia la base aumenta el número de limos y arcillas azul-grises oscuras, bien compactadas (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

DÍAZ DE GAMERO (1985), en la parte nororiental de la cuenca, solo distingue el Miembro El Salto dentro de la Formación Agua Salada. Distingue cuatro unidades litológicas informales, o litofacies, denominadas I, II, III y IV, que muestran una extensión lateral discontinua. La unidad I consiste de un olistostromo, en donde varios bloques de areniscas, limolitas y carbón de diversos tamaños y formas se encuentran embebidos en una matriz lutítica. La unidad II consiste de

intercalaciones de areniscas de grano fino, entre 0,2 y 0,5 m de espesor y hasta 1,5 m, que muestran las estructuras sedimentarias típicas de turbiditas. La litofacies III muestra finas intercalaciones de lutitas, limolitas y areniscas de grano fino, que pasa hacia arriba a capas más gruesas de areniscas de grano medio a grueso y, localmente, conglomerático. Por último, la unidad IV consiste predominantemente de pocas capas muy gruesas de arenisca y algunas intercalaciones menores de areniscas turbidíticas en gruesos intervalos de arcillas. Petrográficamente, las areniscas son texturalmente inmaduras, predominando las grauvacas feldespáticas y las areniscas arcósicas (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

La Formación El Salto es un depósito deltaico relacionado al aumento de procesos de fallas y de corrientes de turbidez. Estos sedimentos deltaicos confinados en la secuencia de agua profunda de Agua Salada son atribuidos a un *lowstand* del nivel del mar. La edad de esta formación se atribuye al rango de edad que marcó a las Zonas de la *Praeorbulina glomerosa* a la *Globorotalia foshi peripheroronda* (DÍAZ DE GAMERO 1985).

Al sur del depocentro de Agua Salada, la parte superior de la secuencia consta de 150 a 300 m de carbonatos de aguas someras de la Formación Capadare. La sedimentación de Capadare comenzó en el Mioceno Medio en su parte inicial (*Globorotalia foshi foshi*) y continúa después del Mioceno Medio (DÍAZ DE GAMERO 1985).

WIEDENMAYER (1924) describe originalmente la Formación Capadare como una caliza arrecifal compuesta de *Lithothamnium*, de colores claros, formando farallones abruptos blanquecinos.

LORENTE (1978) propone como estratotipo el que aflora en el camino de Amachima a El Cayude, en el cerro Capadare. Allí la secuencia empieza con un intervalo de biocalcirudita porosa, con fragmentos de conchas; sigue una biocalcirudita con abundantes fragmentos de equinoides irregulares aplanados y madrigueras enrejadas tipo *Thalassinoides*; continúa una litología semejante a la anterior, con menor proporción de equinodermos; sigue una calcarenita porosa y luego una caliza formada esencialmente por fragmentos y conchas completas de bivalvos; siguen varios intervalos de calizas bioclásticas porosas, con ocasionales intervalos en que hay abundantes *Thalassinoides*, mientras que en otros predominan las conchas de bivalvos. La secuencia termina en una capa formada casi exclusivamente por conchas de ostreidos. Los

colores frescos son de tonalidades mostaza, que meteorizan a colores claros, blanquecinos o crema (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

La sección estudiada por LAMUS *et al.* (1989) en el cerro Chichiriviche está compuesta en su base por una secuencia de 3 m de arenas limosas de color amarillo terroso, cuarzosas y micáceas, intercaladas con calizas marrones, delgadas y lenticulares. Siguen calizas dolomíticas de color blanquecino de grano muy fino, densas, compactas, mal estratificadas, con espesor de 35 m para la unidad. Por encima se encuentra un paquete de calizas arrecifales de 62 m de espesor, de color crema, densa, brechoide con textura sacaroidea. Se hacen muy fosilíferas hacia el tope y localmente se encuentran reemplazamientos fosfáticos. Por encima de las calizas arrecifales se encuentra una unidad de rocas fosfáticas cuyo espesor promedio es de 38 m. Tiene colores variables de violeta a marrón parduzco, cuarzosa y conglomerática hacia la base y muy fosilífera hacia el tope. El tope de la secuencia está constituido por una capa de caliza parecida a la anterior, pero más arenosa y cavernosa, de color marrón claro a pardo amarillento (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

### *Falcón sur-central*

Las rocas de este ciclo en esta parte de la cuenca son representadas por la Formación Pozón, que se divide en los miembros Policarpio, Husito y Huso, en orden ascendente respectivamente (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980). Esta es una sucesión de lutitas con areniscas glauconíticas y margas en la base (RENZ 1948). Bioestratigráficamente estas rocas son asignadas al comienzo del Mioceno Medio hasta el Mioceno Tardío (DÍAZ DE GAMERO 1985).

De acuerdo con RENZ (1948), la formación consiste principalmente de arcillas margosas y arcillas, con un desarrollo glauconítico de poco espesor en la base. Este constituye el Miembro Policarpio, compuesto de arcillas fosilíferas mal estratificadas; arcillas margosas y arenas glauconíferas, con concreciones ferruginosas y de marga blanca. El término arena está mal empleado, por estar constituido por granos de glauconita en una matriz arcillosa (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

El Miembro Husito, está compuesto por arcillas margosas de color gris pardo a marrón chocolate, intercaladas con abundantes margas de foraminíferos, más frecuentes hacia arriba, y un horizonte

de concreciones de marga consolidada blanca y amarilla. Toda la sección contiene granos diseminados de glauconita. El Miembro Huso, es el superior, se compone de arcillas con intercalaciones de margas y arcillas margosas amarillas, con lentejones delgados de arena calcárea de grano fino hacia el tope (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

La unidad 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 (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

#### 2.2.4 Plioceno

La región norcentral del estado Falcón expone la secuencia terciaria más completa del territorio nacional. Más aún, por la aridez de su clima, las llanuras costeras septentrionales de dicha región presentan los mejores afloramientos de rocas sedimentarias de edad Plioceno y Pleistoceno en el noroccidente venezolano, las cuales están muy afectadas tanto por deformación frágil como dúctil. Estas deformaciones resultan de una evolución tectónica polifásica responsable de la inversión tectónica de la cuenca marina de Falcón a partir del Mioceno Medio, cuya sedimentación esencialmente era de edad Oligoceno a Mioceno Temprano, hasta la edificación de las serranías de Falcón central, también conocidas como el Anticlinorio de Falcón, donde facies clásticas gruesas pertenecientes a las formaciones San Gregorio y Coro, fueron depositadas al norte de tan importante estructura. Hacia el área costera nororiental las rocas están compuestas por limolitas calcáreas, margas fosilíferas y calizas argiláceas, pertenecientes a la Formación Punta Gavilán (AUDEMARD 1997).

El más occidental de los afloramientos de esta edad se presenta al norte de Urumaco, y es conocido como la Formación San Gregorio, descrita por STAINFORTH (1962), y este fue subdividido en tres miembros. En los dos miembros inferiores predomina una litología de limolitas, y solamente en el superior, Río Seco, abundan los conglomerados. El intervalo central es fosilífero, siendo este el Miembro Cocuiza. Se determinó que es de edad Plioceno por correlación con la Formación Tucupido, en la región de Cumarebo. Algunos autores han

correlacionado los conglomerados del Miembro Río Seco con la Formación Coro (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

El LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1956, describe por primera vez la unidad como consistente de limolitas, areniscas, conglomerados, arcillitas ocasionales y capas fosilíferas. STAINFORTH (1962) define y describe los tres miembros reconocibles por la presencia de un intervalo fosilífero intermedio. El Miembro Vergel está compuesto de aproximadamente 85% de limolitas, 5% de areniscas y 10% de conglomerados, con cantidades menores de arcillitas. Los conglomerados son lenticulares.

El Miembro Cocuiza, se caracteriza por la presencia de numerosas capas fosilíferas conspicuas separadas por limolitas. Las capas fosilíferas usualmente son arenosas, no consolidadas a poco endurecidas, pero algunas son coquinas con poca arena asociada. El Miembro Río Seco se caracteriza por presentar limolitas, areniscas gruesas a conglomeráticas, con estratificación cruzada y conglomerados que coronan las pequeñas cuevas que destacan en la topografía (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

REY (1990) establece que la subdivisión en estos tres miembros es solo posible desde el oeste del río Urumaco o Codore, al oeste, hasta la quebrada El Paují, al este. En esta región, el Miembro Vergel consiste de limolitas masivas de color gris y conglomerados polimícticos de guijarros (hasta 3 cm de diámetro), de color rojizo, con estratificación cruzada festoneada, puede tener lentes arenosos.

El Miembro Cocuiza se caracteriza por la presencia de intercalaciones de coquinas y limolitas masivas calcáreas, con ocasionales niveles de moluscos y horadaciones, con escasas areniscas calcáreas grises, con laminación paralela o bioturbadas. El Miembro Río Seco se caracteriza por las intercalaciones de limolitas masivas con conglomerados polimícticos de guijarros (hasta 5 cm de diámetro), masivos o con estratificación planar y festoneada y niveles arenosos. Al este de la quebrada El Paují y hasta las cercanías de Coro no se reconocen miembros y la Formación San Gregorio se caracteriza por la intercalación de grandes espesores de limolitas masivas de colores abigarrados y delgados conglomerados polimícticos (hasta 10 cm de diámetro), con bandas de areniscas conglomeráticas, masivos o con estratificación cruzada festoneada. (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

## TABLA DE CORRELACION FALCON

M. L. GAMERO, 1997

EPOCA		DABAJURO	URUMACO	CORO - LA VELA	PARAGUANA	CORO - SAN LUIS
P L I O C E N O	TARDIO		SAN GREGORIO <small>RIO SECO COCUIZA VERGEL</small>			
	TEMPRANO	GRUPO TIGUAJE	CODORE <small>ALGODONES CHIGUAJE</small> EL JEBE	LA VELA <small>CORO</small>	PARAGUANA <small>AMUAY EL HATO</small>	LA VELA <small>CORO</small>

EPOCA		CUMAREBO	MIRIMIRE
P L I O C E N O	TARDIO	TUCUPIDO	PUNTA GAVILAN
	TEMPRANO	EL VERAL	
		TURUPIA	

Fig. 2.5 Tabla de correlación Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999)

La Formación Coro se caracteriza por sus lentes de conglomerados de grano fino a grueso, y naturaleza variable, predominantemente cuarzosos, mal escogidos, con estratificación cruzada; en superficies recién expuestas, presenta aspecto moteado, por la presencia de guijarros de cuarzo blanco y negro, en una matriz arenosa marrón. Los conglomerados se intercalan con areniscas mal escogidas con estratificación cruzada y arcillas arenosas; el color predominante de erosión es amarillo rojizo (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

Según VALLENILLA (1961), en la parte basal de la unidad, los granos de conglomerados tienen 20 a 25 mm de diámetro y son predominantemente calcáreos; a medida que se asciende en la sección, aumenta el tamaño de los granos hasta los 70 - 80 mm de diámetro, y la influencia calcárea disminuye hasta casi desaparecer, predominando los cantos silíceos. (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

GRAF (1969) subdivide el Conglomerado de Coro, en su localidad tipo, en dos miembros informales. El miembro inferior se caracteriza por el contenido de carbonato de calcio. Consiste de arenas de grano medio a muy grueso, con conchas de moluscos fragmentadas, pulidas y subredondeadas; arcillas limosas y arenosas amarillentas y pardas y conglomerados de grano fino, también con fragmentos de conchas calcáreas, muy pulimentadas. Solamente en la parte superior de este miembro existen algunas capas lenticulares de conglomerados gruesos, rojizos.

El miembro superior se caracteriza por la presencia de cemento silíceo y ferruginoso y la ausencia de carbonato de calcio. Consiste de capas lenticulares de arena gruesa y conglomerados, de colores pardos y rojizos, localmente con estratificación cruzada, y arenas finas, limosas y arcillas limosas con abundantes nódulos de hierro. REY (1990) definió los siguientes litotipos en la sección de la carretera Coro-San Luis:

Litotipo de conglomerados polimícticos: se observa a lo largo de toda la sección, como cuerpos tabulares o lenticulares, entre 0,5 y 11 m de espesor; 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.

Litotipo de intercalaciones de limolitas y conglomerados de guijarros: 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; 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.

Litotipo de limolitas: limolitas masivas, de color gris, con espesores entre 1,5 y 153 m.

Litotipo de intercalaciones de limolitas y conglomerados: se observa en la mitad superior de la formación, con espesores entre 12 y 52,8 m; las limolitas son masivas, de color gris; 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. Litotipo de areniscas calcáreas: solo presente en la base de la formación, de grano fino a medio, con estratificación cruzada, gradación normal y laminación paralela, con espesores entre 1 y 1,5 m (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

En la Península de Paraguaná, HUNTER & BARTOK (1974) han descrito la Formación Paraguaná, cuyo miembro inferior, denominado Miembro Hato, se considera Plioceno Temprano. El ambiente de este miembro se considera que es marino somero. Los autores piensan que la Formación Paraguaná es directamente correlacionable con la Formación Punta Gavilán y Formación Tucupido de la región de Cumarebo, y están en desacuerdo con la correlación hecha con la Formación La Vela, ya que la microfauna indica una edad Mioceno Tardío. (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980)



GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) incluye en la formación, una facies conglomerática que se encuentra suprayacente al Miembro Amuay y que denominan Conglomerado El Alto. Según estos autores, este conglomerado se caracteriza por su aspecto de sal y pimienta, con granos de 0,5 cm de diámetro de ftanita negra y cuarzo, y proporciones variables de bioclastos cementados por calcita.

La Formación Tucupido suprayace en discordancia angular a la Formación El Veral, que DÍAZ DE GAMERO (1968) considera extendida hasta el Mioceno Tardío. El ambiente de las capas expuestas es marino somero, y la Formación Tucupido se hace menos marina en sentido ascendente (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

La Formación Punta Gavilán aflora desde Tucupido por el oeste, hasta Punta de Zamuro hacia el este, siempre en zonas adyacentes a la costa. En esta región la Formación Punta Gavilán descansa discordante sobre depósitos de ambientes marinos profundos de la Formación Pozón, del Grupo Agua Salada. La litología de calizas y margas limolíticas son indicativas de aguas profundas (RUTSCH 1934), pero los planctónicos estudiados por DÍAZ DE GAMERO (1970), indican ambientes sublitorales de profundidades cercanas a los 50 y 60 m, dentro de la plataforma (DÍAZ DE GAMERO 1970).

Los ambientes marinos muestran una considerable reducción de profundidad, desde 1000 m de la Formación Pozón a 50 o 60 m de la Formación Punta Gavilán. En general se puede decir que esta zona en el Plioceno representa una regresión con respecto al Mioceno, marcada por las diferencias paleoecológicas 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)

Por otra parte, los sedimentos se hacen más marinos de oeste a este, desde unidades continentales a pobremente marinas de la Formación San Gregorio, a lutitas con foraminíferos planctónicos de las formaciones Paraguaná y Punta Gavilán. De igual manera los ambientes se hacen menos profundos al ascender la columna estratigráfica, como lo muestran las formaciones Punta Gavilán y Paraguaná (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

### 2.2.5 Rocas Ígneas

A continuación se presenta una descripción de los cuerpos ígneos en la parte central de Falcón según BRUEREN (1949).

- **Cerro Atravesado:** es un compuesto de roca ígnea densa de color grisáceo oscuro. Algunos cristales son visibles y parecen estar completamente alterados
- **Cerro Manaure:** es un cuerpo masivo con varios topes y una pared empinada al sureste
- **Cerro Paraguachoa:** cerro compuesto por roca piroclástica, principalmente compuesta por fragmentos de rocas ígneas meteorizadas (probablemente basalto), embebidos en material volcánico fino de la misma composición
- **Cerro Pascual:** es un tipo de gabro muy tosco, ligeramente grisáceo. Muestra cristales de varios centímetros de largo, de mineral de hierro-titanio
- **Cerro Paujicito:** es un peculiar tipo de roca, presenta ligeras venas coloreadas en la masa rocosa oscura.

Los cerros Redondo, Mataire, El Arco, Alonso, Pascual, Paraguachoa y El Sol son cerros empinados en forma de conos, mientras que Paujicito muestra una forma ovalada. El Cerro La Ciénaga representa el punto topográfico más alto y sobre estas rocas ígneas se depositaron sedimentos transgresivos (BRUEREN 1949).

Son menos conspicuos los “sills” de Las Guarabitas, ubicado en el pueblo del mismo nombre y tres pequeños topes ígneos ubicados al norte de Cerro Atravesado. El afloramiento de Guay Grande, ubicado al este de Cerro Pascual y al norte del Cerro La Ciénaga topográficamente no representa un relieve marcado y todo esto lleva a suponer que pueden existir sills acuñados en esta área y para descifrar esto debe haber una investigación exhaustiva en el sitio (BRUEREN 1949).

MUESSIG (1978) mediante análisis isotópicos de potasio-argón (K/Ar) de un sills traquibasáltico del Cerro La Ciénaga, obtuvo una edad de  $22,9 \pm 0,9$  Ma.

### Contacto entre rocas (CORONEL 1970)

En el área de las Guarabitas puede observarse claramente que las rocas ígneas se encuentran intrusionando a las sedimentarias. Los sedimentos cerca del contacto están recristalizados y tienen la apariencia de hornfels. La estratificación está aún visible. Las areniscas cuarcíticas tienden a hacerse más densas y más oscuras, mientras que las pizarras de contacto presentan un color amarillento y franjas de cuarzo oscuro. Las Guarabitas representan un sill intrusivo. Localmente se observa que las rocas sedimentarias presentan aureolas de contacto debido a la fuerte alteración termal (hornfel).

En los cerros Manaure y Agachiche se observan grandes inclusiones de pizarras en las rocas ígneas. Grandes brechas ígneas con bloques de cuarcita y pizarra son también halladas en esta área.

### Significado Regional (CORONEL 1970)

Las rocas vistas en el área de Aracua reflejan una zona de debilidad en el eje Paraíso-Pecaya en la cuenca de Falcón central. Una teoría generalmente aceptada asume que un magma básico está extrusionando en porciones profundas de una cuenca subsidente. Esto implicaría que esta área recibió un gran aporte de sedimentos durante el período de sedimentación de las Formaciones El Paraíso y Pecaya, por lo que los mismos no eran sólidos para la época.

### Descripción Microscópica (CORONEL 1970)

La descripción petrológica y observaciones resaltantes de las muestras tomadas por CORONEL 1970 están expresadas en la Tabla 2.1.

Tabla 2.1. Tabla de descripción microscópica según CORONEL (1970)

<b>Cerro</b>	<b>Características de los Minerales</b>	<b>Observaciones</b>
Aracua	- El piroxeno es probablemente diópsido y se presenta como cristales ideomórficos con tendencia a alterar a clorita - La mica es Biotita - Plagioclasa es el mineral dominante y ocurre en cristales delgados en forma de barra, se encuentran muy alterados.	Éstas fueron originadas desde un magma gabroide y pueden estar clasificadas como gabros, doleritas, basaltos y andesinas porfíricas.
Paraguachoa		Consiste de una pequeña diferencia el tipo de roca, típicamente piroclástica y principalmente compuesta por fragmentos basálticos erosionados, cuarcita y esquisto embebido en una matriz de grano fino. Piroclastos muestran alguna estratificación alternado con conglomerados bastos y tufos, pero las capas están ausentes.
Pascual		Es un ordinario tipo de gabro con delgados y grandes cristales de mineral de titanio.
Paujicito		Los gabros de cerro Paujicito están meteorizados.
Atravesado		Las rocas ígneas son flujos de lavas basálticas con fábrica conglomerática a brechoide, contiene abundantes bloques de oficalcíticas similar a las halladas en el área de Las Guarabitas.

#### Posición Estratigráfica de las Rocas Ígneas (CORONEL 1970)

- El Cerro Manaure y el Cerro Agachiche, están intrusionando a las lutitas de la Formación El Paraíso
- Lutitas y lentes limolíticos de la Formación Pecaya al norte del Cerro Manaure han sido interrumpidos y localmente elevados por esta intrusión
- Los sills de Las Guarabitas están localmente paralelos a los planos o estratos de las rocas de la Formación El Paraíso

- Las rocas sedimentarias que se encuentran cerca de los contactos con las rocas ígneas han sufrido algún metamorfismo hidrotermal
- La forma de muchos de los afloramientos ígneos fuertemente sugiere un carácter intrusivo, ya que son en forma de conos excepto el cerro Paujicito muestra una forma ovalada
- Contactos no transgresivos han sido hallados, excepto en el cerro La Ciénaga donde la Formación El Paraíso está descansando sobre el cuerpo ígneo
- Una zanja en la cresta de la colina muestra cerca de 2 m de cuarcitas delgadas, algunos 40 m de roca ígnea erosionada y finalmente, la dolerita (diabasa) fresca. Lo cual lleva a afirmar que la actividad ígnea estaba restringida en el tiempo de la formación El Paraíso.

### ***2.3 Geología estructural regional***

Según GONZÁLEZ DE JUANA *et. al.* (1980), la geología estructural regional se refleja en grandes pliegues que constituyen el anticlinorio de Falcón y en varias fallas verticales o de buzamiento bajo que son el resultado de un característico sistema de esfuerzos. Las fallas de mayor jerarquía que afectan a la Cuenca de Falcón, son: la falla de Oca-Chirinos, El Mayal, Ancón de Iturre y Pozo Negro, con una orientación casi este-oeste. Las fallas de Oca-Chirinos y Pozo Negro separan dos áreas estructurales distintas como lo son: una al norte, donde un grupo se extienden hasta la costa, y otro al sur que se extienden hasta el frente de montaña (ITUARTE & QUIJADA, 1985, citado por ESCORIHUELA & RONDÓN 2002).

HAWKINS (1983), reconoce tres tendencias estructurales bien definidas, un patrón principal de orientación OSO/ENE, correspondiente al rumbo de las estructuras plegadas, tales como los anticlinales de La Vela, Zambrano-Las Pailas y Cumarebo, entre otras. Una segunda tendencia estructural de dirección noroeste-sureste coincidente con las fallas Lagarto, Sabaneta, Los Medanos y la flexión de Adícora, y por último un patrón de rumbo este-oeste que coincide con la orientación de las fallas Guadalupe y La Vega (AUDEMARD 1985).

Posteriormente PASSALAUQUA *et al.* (1984), asocian la transcurrancia dextral este-oeste que afecta al área norte de Venezuela a las deformaciones observadas en la cuenca de Falcón, y más

concretamente al área este de Coro, así a partir de la orientación de los ejes de compresión, los cuales siguen la misma orientación de los ejes de compresión, los cuales siguen la misma dirección de los movimientos de las placas Caribe-Sur América (N 20° O-S 20° E), deducen la orientación de las estructuras plegadas y falladas (citado por AUDERMARD 1985).

PASSALAQUA *et al.* (1984), reconoce cuatro tendencias estructurales bien definidas:

1) La principal tendencia es perpendicular a la componente de compresión ( $\sigma_1$ ), N70E, la cual coincide con la orientación de los ejes de los pliegues (anticlinales de Las Pailas, La Vela y Cumarebo; y sinclinal de Píritu) y de la fallas inversas, tales como Taima-Taima y Guadalupe

2) Perpendicular al eje de compresión se origina la componente de tensión ( $\sigma_3$ ), responsable de la presencia de fallas normales con dirección N20O, como por ejemplo: fallas Los Medanos y Occidental de Urumaco

3) Además, reconocen un sistema conjugado de fallas transcurrentes de menor magnitud, en dirección 30°-35° con respecto a la componente de compresión, que puede ser modelado dentro del modelo de WILCOX *et al.* (1973), y constituyen las fallas transcurrentes dextrales de Sabaneta, Soledad, Santa Rita, Tocopero y Sabanas Altas, orientadas según una dirección N55°-50°O

4) Las Fallas transcurrentes sinestrales, N10°-15°E, como la falla de Agua Clara.

MUESSIG (1984) considera seis tendencias estructurales dentro del anticlinorio de Falcón:

1) Fallas transcurrentes dextrales de rumbo este-oeste, las cuales son: la falla de Oca, la cual es la mejor conocida de este grupo de fallas dextrales transcurrentes, y que se estima con un rango de desplazamiento entre 15 a 20 km post-Eoceno (FEO- CODECIDO 1972), 195 km. post-Cretáceo a pre-Pleistoceno (VÁSQUEZ & DICKEY 1972), 65 km post-Mesozoico (TSCHANZ *et al.* 1974); otra falla de este conjunto es la falla Cuiza en la Península de la Guajira, la cual es una estructura similar a la anteriormente descrita, y que se estima con un desplazamiento entre 15 a 25 km según ÁLVAREZ (1967); la última de este conjunto de fallas es la de San Sebastián, que se localiza

costas afuera de Venezuela central, y que es citada como la continuación de las fallas de Oca y El Pilar. VIERBUCHEN (1978), estimó un desplazamiento transcurrente dextral de 140 km post-Mioceno.

2) Fallas normales de dirección este-oeste, entre las cuales está la Falla de Ancón, que se encuentra localizada al sur, y en forma paralela a la Falla de Oca; y la otra falla de este tipo es la falla paralela a la costa sur en la Península de Paraguaná

3) Fallas normales noroeste-norte, que limitan la Península de Paraguaná, las cuales son de edad Oligoceno-Mioceno en la cuenca de Falcón y en las áreas costa afuera

4) Estructuras plegadas y fallas inversas de rumbo este-noreste, donde los pliegues presentan un rumbo N80E en la parte central y cambian a una dirección N50E hacia el este

5) Pequeñas fallas transcurrentes dextrales con orientación oeste-noroeste, las cuales son abundantes en el área de Puerto Cumarebo y áreas cercanas al Surco de Urumaco. En el centro de la cuenca fallas transcurrentes de orientación noroeste-oeste a noroeste, son contrarrestadas y terminan como pliegues, fallas inversas y crestas topográficas formadas por resistentes areniscas

6) Fallas transcurrentes sinestrales de menor magnitud y conjugadas por el sistema anterior, estas fallas presentan un rumbo este-noreste y son abundantes al sur de Coro y al sureste de la cuenca de Falcón.

Estos seis tipos de tendencias estructurales de deformación son generados según WILCOX *et al.* (1973), para un área con movimientos transcurrentes (*wrenching*) dextrales de gran magnitud en profundidad se refiere. Ahora bien, según MUESSIG (1984), esta recapitulación de estructuras sintetizada y combinada es lo que demarca la evolución tectónica de la cuenca de Falcón, y de tal manera repercute en su historia geológica (MACELLARI 1995, citado por ESCORIHUELA & RONDÓN 2002).

MUESSIG (1984), establece un modelo para las deformaciones estructurales existentes en la región de Falcón y considera que en tiempos de Paleoceno-Eoceno se registró la culminación de la orogénesis compresional en el borde sureste de la cuenca, formándose ésta bajo condiciones de tectónica extensional durante el Oligoceno-Mioceno, a partir de la transcurrancia dextral mayor de rumbo este-oeste (Oca y Cuiza); donde estas fallas transcurrentes y las fallas normales de rumbo noroeste que se unen a estas, fueron activa durante el origen de la evolución de las cuencas, y estas fallas son las generadoras de las cuencas de tracción o *pull-apart*.

Según BOESI & GODDARD (1991), existen tres sistemas estructurales desarrollados simultáneamente en la cuenca, cada uno con una máxima intensidad en diferentes tiempos. El primer sistema estructural consiste de un conjunto de fallas normales de rumbo NE localizadas en la parte norte de la cuenca; este grupo de fallas forman una serie de estructuras *horst* y *graben*, entre las que destacan la Depresión de Urumaco, El Alto de Coro-Paraguáná, La bahía de La Vela (esta estructura es una depresión con un horst local hacia el sur), el Alto de Aruba, y un conjunto de *horst* y *graben* similares hacia el este (ver figura 2.6).

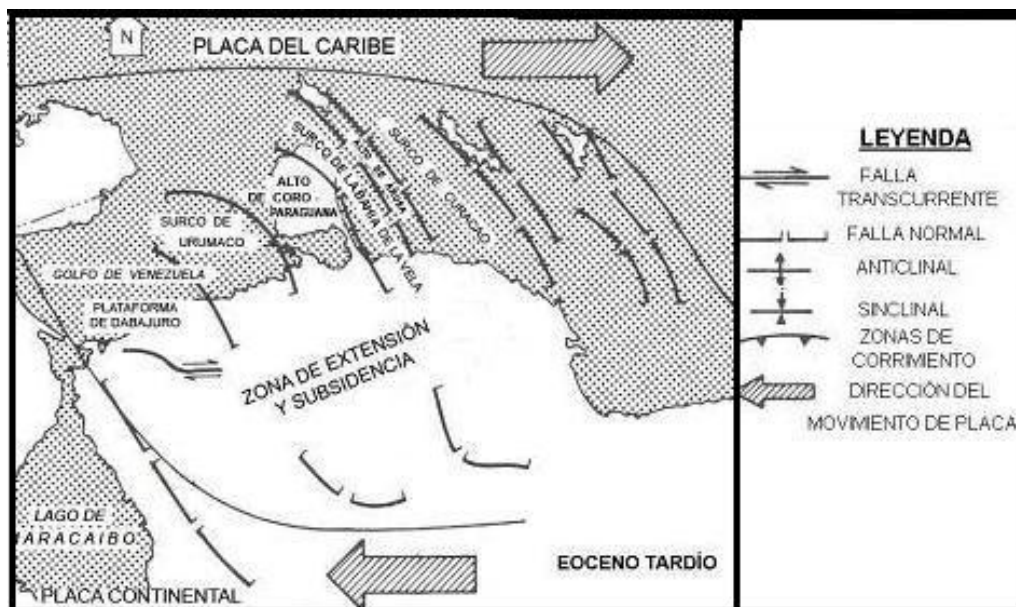


Figura 2.6 Tectónica de la cuenca de Falcón durante el Eoceno Tardío. Tomado y modificado de BOESI Y GODDARD (1991)



El segundo sistema estructural consiste de varios fallamientos este-noreste, pliegues paralelos de gran magnitud situados en el centro de la cuenca, conocidos como el anticlinorio de Falcón; estos son el resultado de un componente compresivo noroeste. En áreas de máxima extensión, generando el desarrollo de pliegues paralelos (ver figura 2.7).

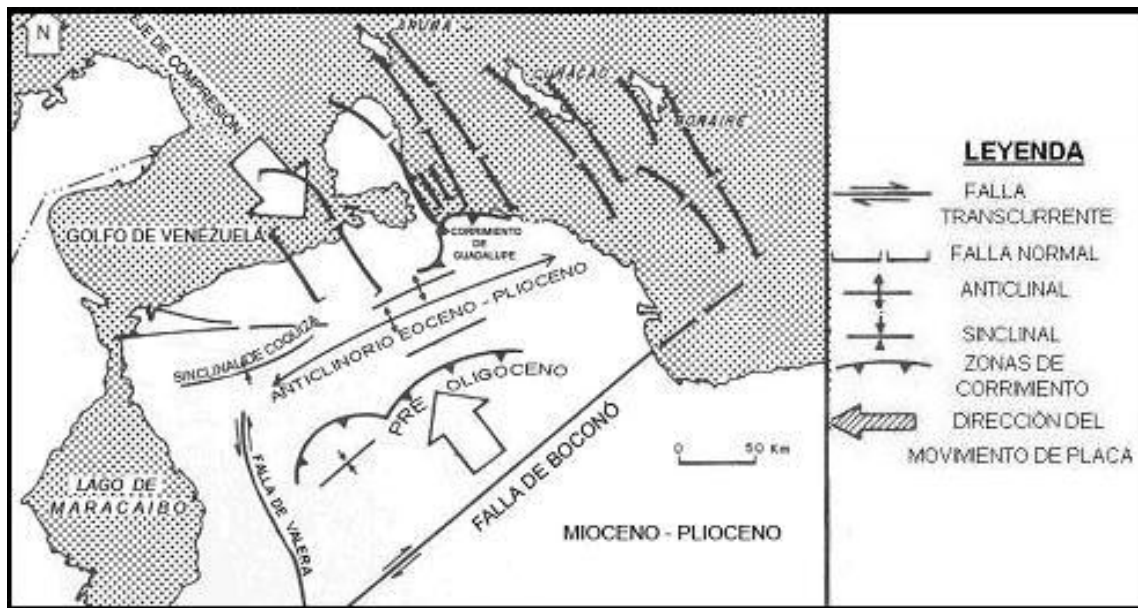


Figura 2.7. Tectónica de la cuenca de Falcón durante el Mioceno-Plioceno. Tomado y modificado de BOESI Y GODDARD (1991)

El tercer sistema estructural de fallamiento es dextral lateral, fallas transcurrentes, que comenzó a desarrollarse entre la cuenca en el Eoceno Tardío y continuó hasta finales del Terciario tardío hasta el reciente. Estas fallas resultan del levantamiento y cizallamiento regional de todo el bloque en la cuenca (ver figura 2.8).

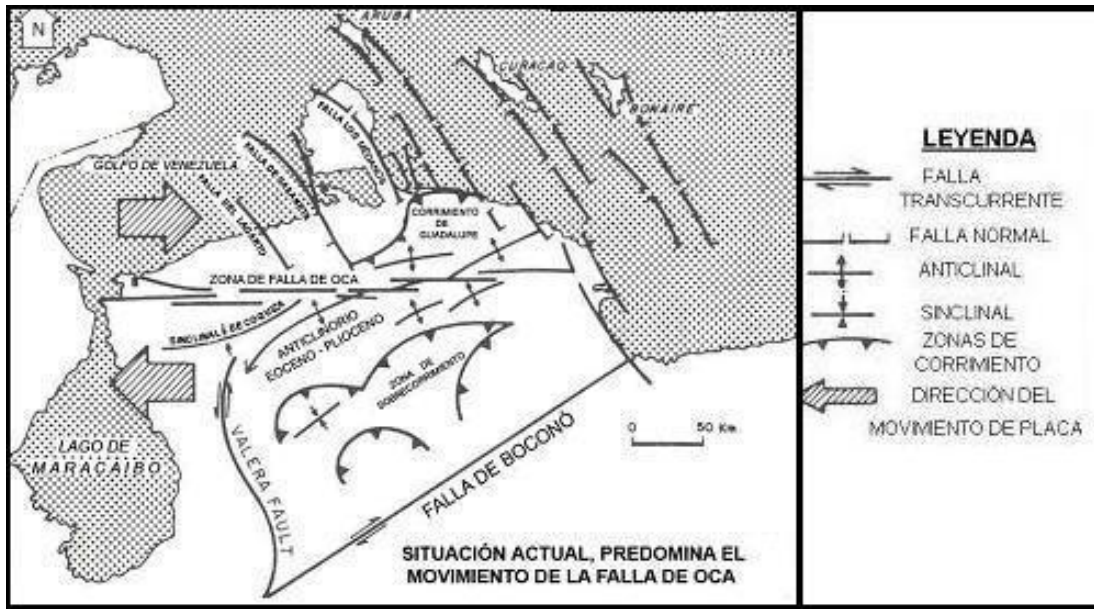


Figura 2.8. Situación actual de la tectónica de la cuenca de Falcón. Tomado y modificado de BOESI Y GODDARD (1991)

En la parte oeste de Falcón a lo largo del sistema de Falla de Oca, se han detectado tres sistemas de fallas transcurrentes, formando estructuras en flor que pueden ser observadas a lo largo de la zona de falla y están separadas por sinclinales. Los nombres de estas fallas son Oca, El Mayal y Ancón Iturre (BOESI Y GODDARD 1991, citado por ESCORIHUELA & RONDÓN 2002).

MACELLARI (1995), indica que la cuenca de Falcón es una depresión con dirección este-oeste, y que se desarrolló al noroeste de Venezuela. En los alrededores del área que compone a la cuenca de Falcón se pueden apreciar tres estilos estructurales:

1) El primero localizado en las partes altas de la Plataforma de Dabajuro y de la Península de Paraguaná, presentando una menor deformación, de un espesor delgado del Cenozoico cubriendo basamento metamórfico Mesozoico

2) El segundo estilo estructural es representado por un desarrollo notable de fallas noroeste-sureste, que se encuentran entre los altos principales (Golfo de Venezuela, Surco de Urumaco, costas afuera de Aruba, y el este de la bahía de La Vela) (PAYNE 1951; AUDEMARD & DE MENA 1985; BOESI & GODDARD 1991). Cambios en los espesores estratigráficos a lo largo de estas fallas indican que ellas estuvieron activas durante la sedimentación Oligoceno-Mioceno

3) El tercero se encuentra a lo largo del anticlinorio de Falcón, el cual toma formas de la parte invertida de la cuenca. El anticlinorio es formado por un conjunto de pliegues elongados este-oeste y de estratos acostados del plano de la costa que es marcado por una zona de vergencia norte que se metió y es asimétrico, y esta representado por pliegues volcados, los cuales se encuentran bien definidos al sur de la población de Coro.

AUDEMARD (1997), señala que la cuenca de Falcón constituye probablemente una de las mejores zonas a nivel regional de todo el país para estudiar y evaluar la actividad tectónica durante los últimos 30 Ma, debido a la existencia de una sedimentación casi continua y bastante bien datada paleontológicamente. Este mismo autor, indica que actualmente la región de Falcón se encuentra sometida a un estado de esfuerzos caracterizado por un esfuerzo máximo horizontal de dirección NNOSSE a N-S y un esfuerzo mínimo horizontal orientado ENE-OSO. Dicho tensor de esfuerzos es calculado a partir de datos microtectónicos, medidos exclusivamente en las unidades plio-cuaternarias de Falcón septentrional, es responsable de la cinemática y actividad actual de cinco sistemas de fallas:

- 1) Fallas dextrales este-oeste (Oca-Ancon, Adicora)
- 2) Fallas dextrales NO-SE (Urumaco, Río Seco, Lagarto, La Soledad)
- 3) Fallas normales NNO-SSE (Costa Oeste de Paraguaná, Cabo San Román, Puerto Escondido, Los Medanos)
- 4) Fallas sinestrales norte-sur a NNE-SSO (Carrizal, El Hatillo)
- 5) Fallas inversas ENE-OSO, las cuales son paralelas al plegamiento regional (Guadalupe, Araurima, Matapalo, Chuchure)

La tasa de desplazamiento de estas fallas es baja (generalmente inferior a 0,4 mm/a), a excepción del sistema Oca-Ancón, que se desplaza a razón de 2mm/a, siendo este el accidente tectónico activo más importante de la región noroccidental de Venezuela por su longitud, la cual es de aproximadamente unos 650 km. de largo (AUDEMARD 1997).

AUDEMARD (2000), en base a las siguientes observaciones y evidencias, ratifica la cinemática propuesta por él en el año 1997, además de tomar en cuenta el modelo propuesto por WILCOX *et al.* (1973). Las evidencias que toma en cuenta son:

- La forma vertical de los depósitos marinos poco profundos del Plioceno (Formación La Vela) a lo largo del limbo norte del anticlinal de La Vela
- La parte norte inclinada de los conglomerados de la Formación Coro, de edad Plioceno-Pleistoceno
- La existencia de dos discordancias límites del Mioceno-Plioceno, y que se ven a veces en el Pleistoceno Inferior.

#### **2.4 Evolución Tectónica de la Cuenca de Falcón**

A continuación se presentan algunas de las teorías acerca de la generación de la cuenca:

MUESSIG (1984) menciona que la cuenca de Falcón se originó en el Cenozoico como consecuencia de efectos transtensionales relacionados con fallas transcurrentes como las fallas de Oca y San Sebastián.

El desarrollo de una complicada cuenca tipo *pull-apart* dentro de una orientación paralela, pero fuera de fallas transcurrentes dextrales, es propuesto para la cuenca de Falcón (MUESSIG, 1984). Este mismo autor explica el modelo tectónico 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 indicativas de una relativa capa densa de corteza.
- Volcanismo basáltico alcalino e intrusión ígnea en dirección noroeste.

Una cuenca *pull-apart* es una zona de extensión de la corteza y subsidencia que se desarrolla en un sistema 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 las fallas transcurrentes (MUESSIG 1984).

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

PINDELL *et al.* (1985), mencionan un modelo de evolución entre el Golfo de México y la Placa Caribe, e indican que desde el Eoceno la Placa del Caribe ha migrado hacia el este 1100 km., con una velocidad aproximada de 2 cm/a (ESCORIHUELA & RONDÓN 2002). 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 Caribe y la Placa Suramericana. Define este límite de placas como una falla transformante y la expresa como una serie de fallamientos dextrales a lo largo de una línea que permite conectar la Falla de Oca con la Falla de San Sebastián (ESCORIHUELA & RONDÓN 2002).

Estos movimientos transcurrentes a lo largo de las fallas generaron la extensión en dirección noreste, produciéndose así fallas normales, y provocando el adelgazamiento de la corteza y la generación de magmas basálticos alcalinos. Este modelo estructural propuesto por MUESSIG (1978), le permite decir en 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 oligocénica. Este autor presenta dos modelos, en los cuales se expresan las opciones que dieron origen a la cuenca.

MUESSIG (1978), adopta la opción *b*, y representa a través de tres esquemas ilustrados el desarrollo de la cuenca de Falcón y el bloque Bonaire desde el Eoceno al presente. La extensión de la cuenca ocurre en dirección este-oeste (MUESSIG 1978, citado por ESCORIHUELA & RONDÓN 2002).

Durante el Eoceno Temprano las Antillas Menores formaron una unidad contigua conectadas a la Península de Paraguaná y al área de Falcón (ver figura 2.9.a). En el Eoceno Tardío a Oligoceno

por extensión se generó la cuenca, evidenciado por el fallamiento y la inyección de magma (ver figura 2.9.b). Del Mioceno al presente grandes eventos compresivos durante este período, generaron un cambio en la evolución tectónica, donde la cuenca evidencia inversión (ver figura 2.9.c) (MUESSIG 1978, citado por ESCORIHUELA & RONDÓN 2002).

MUESSIG (1984), 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 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.

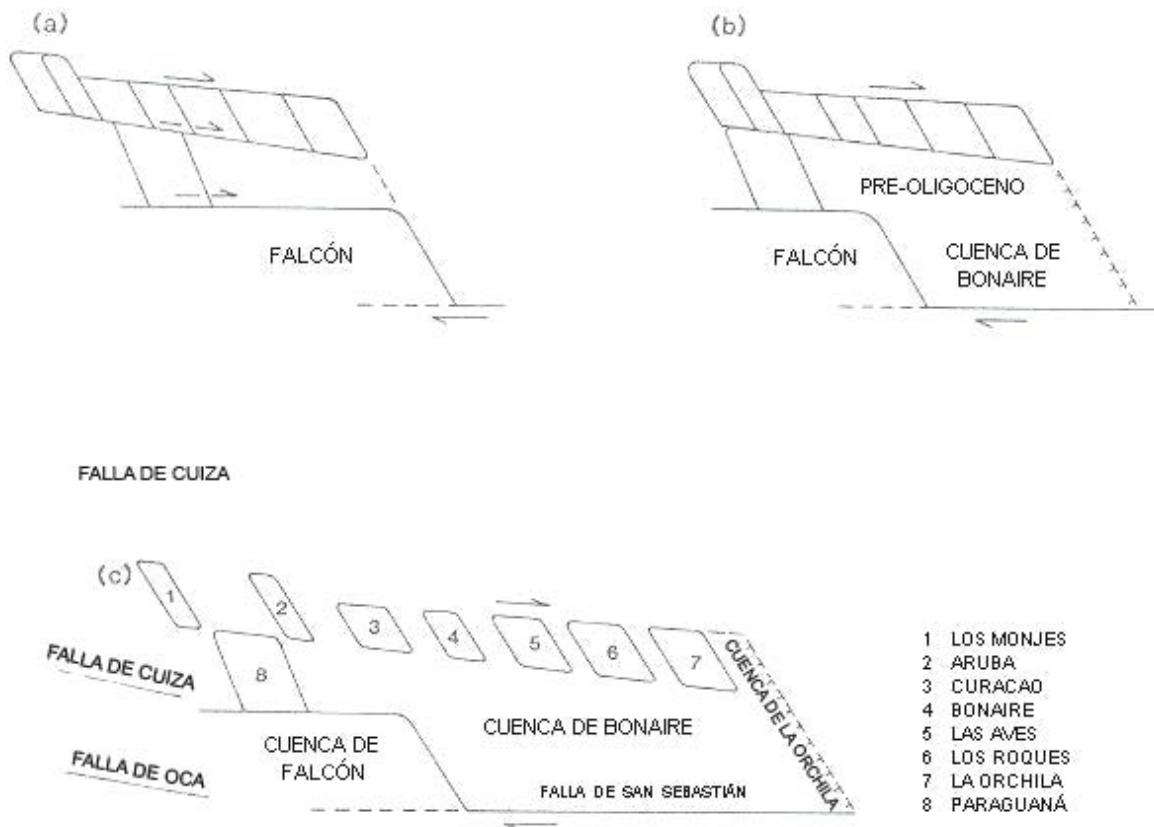


Figura 2.9 Evolución de las cuencas *pull-apart* Falcón y Bonaire. a y b representan dos configuraciones del área anterior a la extensión Eoceno Tardío. Para llevarlo a la configuración presente c la opción a requiere una gran cantidad de extensión y desplazamiento transcurrente dextral de Oligoceno 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 y modificado de MUESSIG (1978)

CABRERA (1985) menciona en su trabajo la historia tectónica sedimentaria del área, y resume los principales aspectos que intervienen en esta de la siguiente manera:

1.- Fase extensional (Eoceno Tardío - Oligoceno Tardío): se formó el graben tipo ensenada La Vela, donde en esta se notan fallas de crecimiento noreste-suroeste, que favorecen a la sedimentación de grandes espesores para la Formación Pecaya y de 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 paleo altos.

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 rellenó 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 dirección este-oeste, y declive al este; la deformación pliocena tiene como límite actual el corrimiento de Guadalupe en la costa falconiana.

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

MACELLARI (1995), concuerda con MUESSIG (1978), en el proceso de generación de la cuenca, ya que este modelo permite el entendimiento de los flujos basálticos orientados en el centro de la cuenca falconiana. El autor analiza la estratigrafía depositada durante el 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 en la ensenada de La Vela. Al mismo tiempo comenzó a desarrollarse un depocentro con ubicación estenordeste-oeste suroeste en la cuenca de Falcón, como respuesta flexural a la carga producida por un frente de cabalgamiento que avanzaba desde el sur (MACELLARI 1995).

MACELLARI (1995) a través de los siguientes gráficos muestra el modelo de evolución tectónica para la cuenca tipo *pull-apart* de Falcón, en el suroeste del Caribe. En la figura 2.10, 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 de Sudamérica, entre el *ridge* de Curazao y el sistema de fallas San Sebastián-Oca.

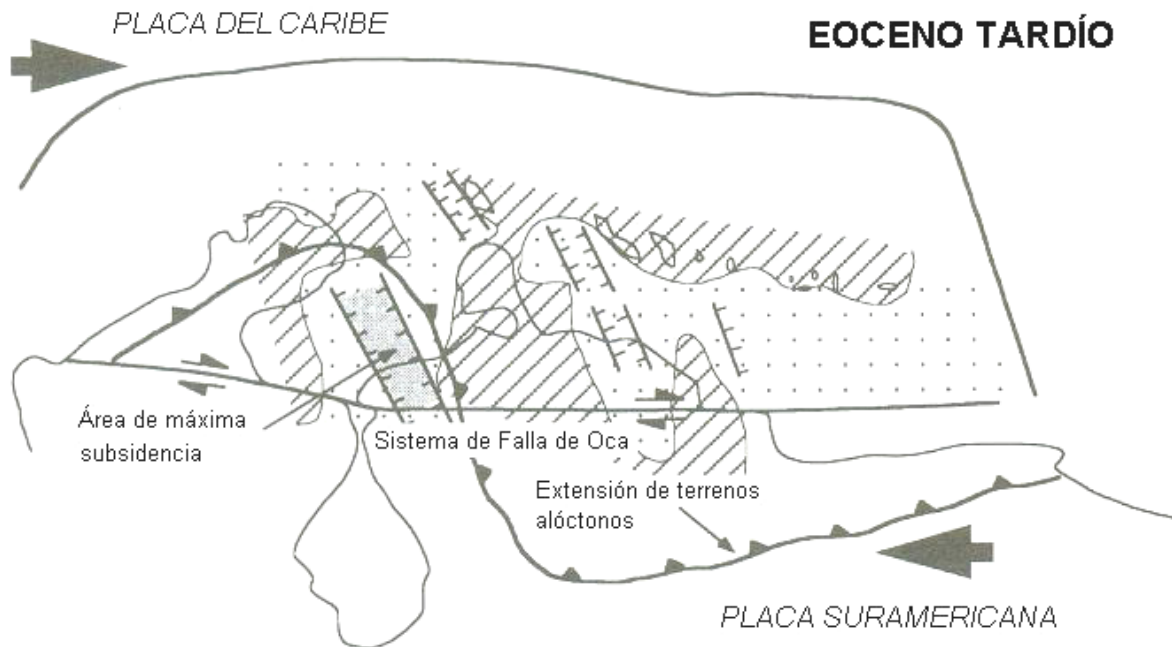


Figura 2.10 Modelo de generación de Cuencas *pull-apart* episuturales (suroeste Caribe) por el desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana en el Eoceno Tardío. Tomado y modificado de MACELLARI (1995)



En la figura 2.11, 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-OSO.

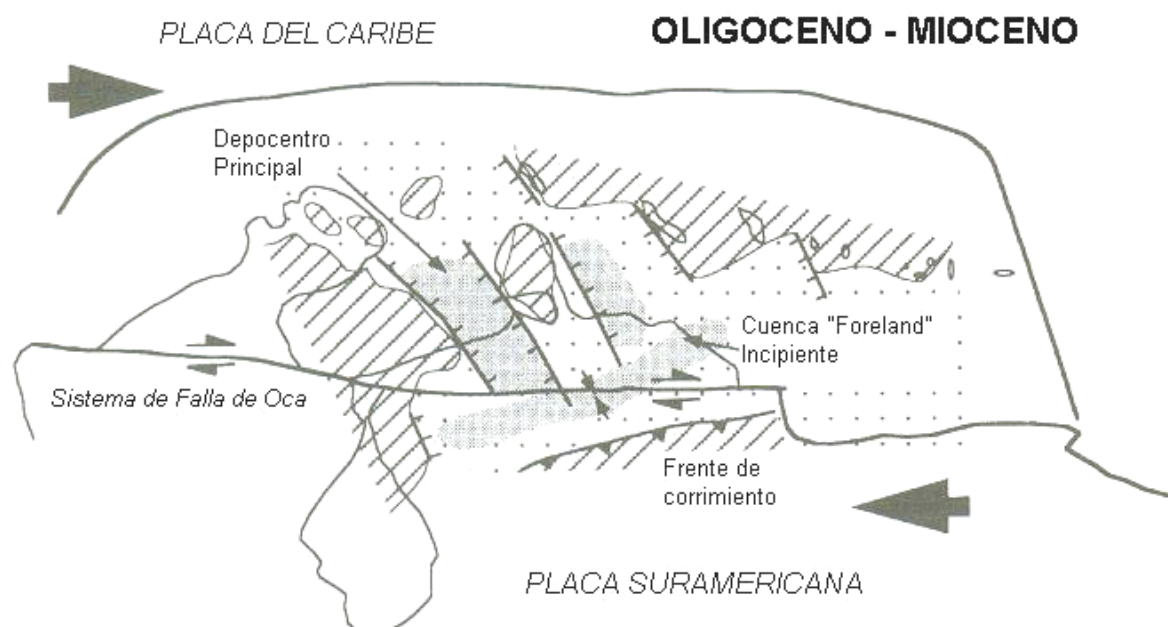


Figura 2.11 Modelo de generación de Cuencas *pull-apart* episuturales (suroeste Caribe) por el desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana en el Oligoceno - Mioceno. Tomado y modificado de MACELLARI (1995)

Así mismo MACELLARI (1995), indica a través de la figura 2.12 que el movimiento transpresivo a lo largo de la falla del margen de Sudamérica (KELLOG Y BONINI 1982) durante el Plioceno resultó en la subducción de bajo ángulo de la Placa del Caribe por debajo del *ridge* de Curazao. Durante este tiempo, el frente de falla del anticlinorio de Falcón migró más lejos hacia el norte y cesó la extensión a lo largo de las fallas con orientación NO-SE. Los desplazamientos dextrales activos a lo largo de la Falla de Boconó comienzan durante este periodo (SCHUBERT & SIFONTES 1970). Este desplazamiento, aunado al continuo movimiento del sistema de fallas de Oca, resultan en la formación de un depocentro *pull-apart* al sureste de la cuenca de Falcón y espesores de sedimentación Plioceno.

ERLICH & 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) se necesita mover cerca de 50 km la Falla de Oca y aproximadamente 50 km la Falla de Boconó generando una clausura parcial de la Cuenca de Falcón, por lo que apoyan 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 Caribe-Suramericana causó extensión y transtensión en las cuencas de Falcón y Bonaire.

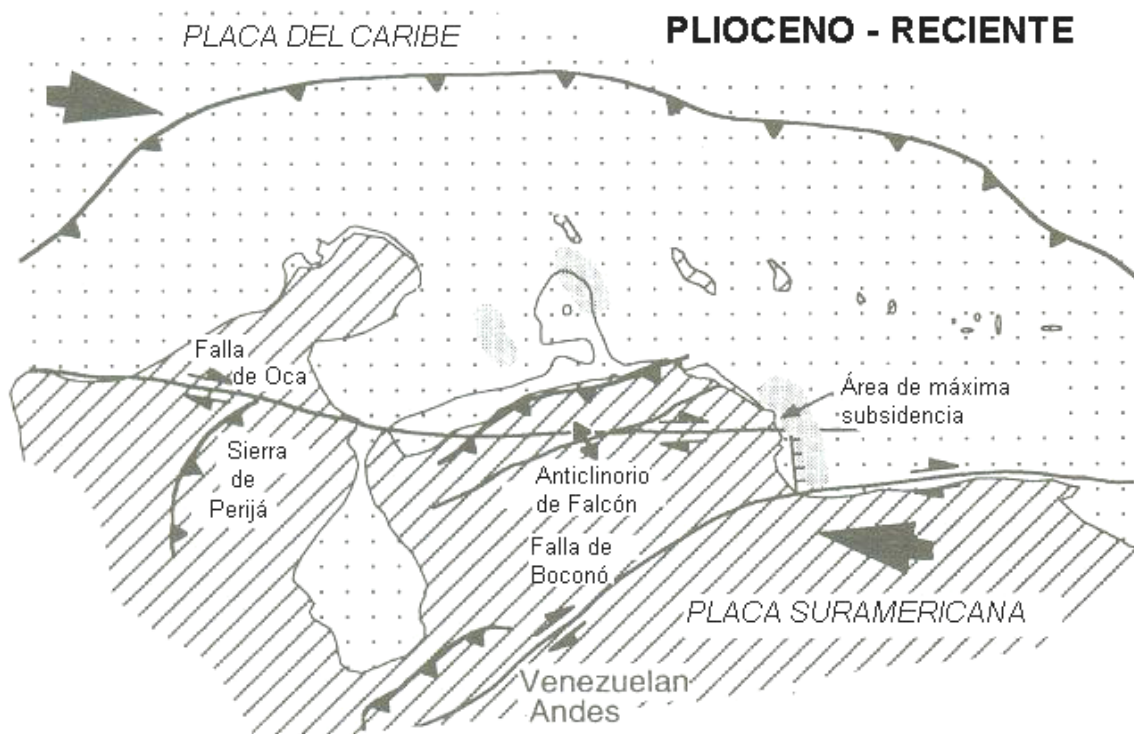


Figura 2.12 Modelo de generación de Cuencas *pull-apart* episuturales (suroeste Caribe) por el desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana en el Plioceno-Reciente. Tomado y modificado de MACELLARI (1995)

OSTOS (1990) indica que durante el Oligoceno Falcón, Bonaire y la baja Goajira se desarrollaron como resultado 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 (trancurrente dextral) pudo haber causado la compensación de la Península de la Goajira, aunque esta estuvo inactiva en el Oligoceno.

BOESI & GOODDARD (1991), proponen un nuevo modelo conceptual de la cuenca de Falcón, para conocer el hábitat de hidrocarburo en 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 2.13).

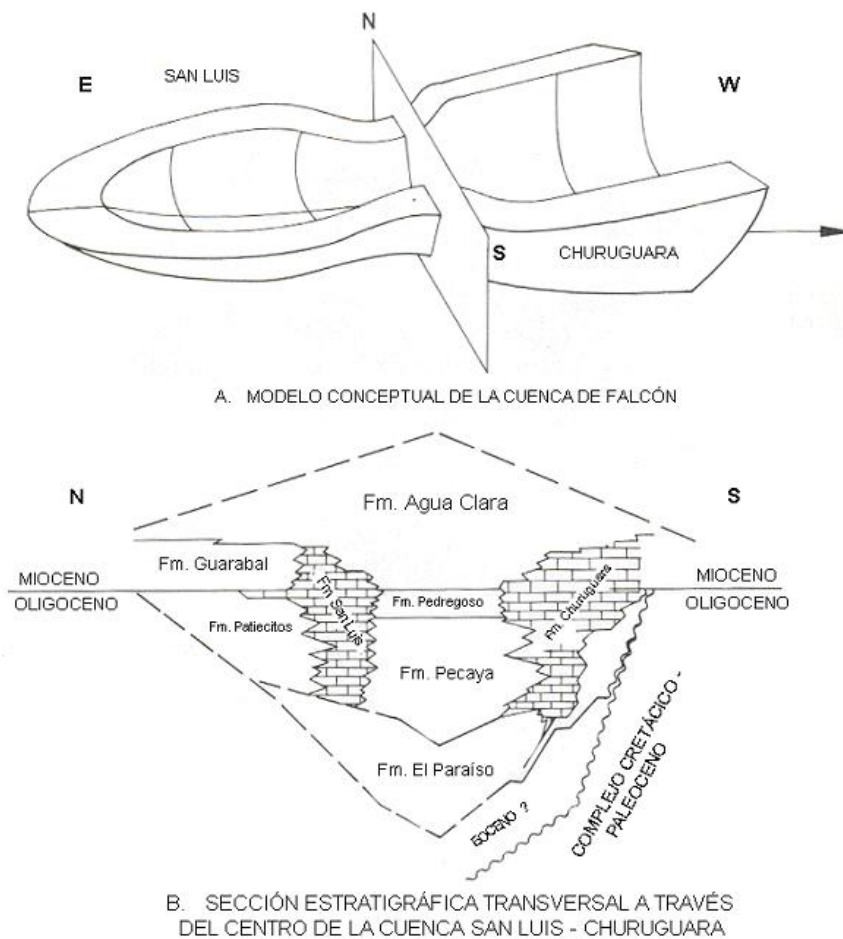


Figura 2. 13 A) modelo original conceptual para la cuenca (después de GONZÁLEZ DE JUANA, 1980) y B) una compilación estratigráfica (después de WHEELER, 1963) basado sobre sección transversal a través del centro de la cuenca entre San Luis y Churuguara cuyas posiciones geográficas están mostradas en la figura. Tomado y modificado DE BOESI Y GODDARD (1991)

Este modelo incluye la tendencia noreste de los *horst* y canales mencionados, que son responsables por la extensión norte del desarrollo de la cuenca sedimentaria central. El modelo estratigráfico y de sedimentación que proponen los autores para el relleno de la cuenca es el siguiente:

a) Eoceno Tardío: en el Eoceno la sedimentación continuó sin interrupción en otras regiones de Venezuela, y comenzó la formación de la cuenca de Falcón. También ocurrieron movimientos orogénicos en el sur Caribe, los cuales fueron responsables de la generación de las islas de Aruba, Bonaire y Curazao, que aun están presentes como remanentes hoy en la presente actualidad

b) Oligoceno: con el incremento de la subsidencia, la cuenca tomo la forma de un elongado 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 en la parte norte, al cual corresponde el Alto de Paraguaná (ver figura 2.14). Las intrusiones ígneas y submarinas de flujos basálticos están en la parte más profunda de la cuenca, en surcos subsidiando, y son comunes en el sector norte

c) Mioceno: los esfuerzos complejos comenzaron a incrementarse durante el Mioceno, causando sucesivas modificaciones paleogeográficas que transformaron la distribución de las facies que se encuentran hoy. Durante el Mioceno Temprano la trasgresión marina noreste llega a su fin. En el flanco norte y en 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 Mioceno Medio la actividad tectónica estuvo parcialmente controlada

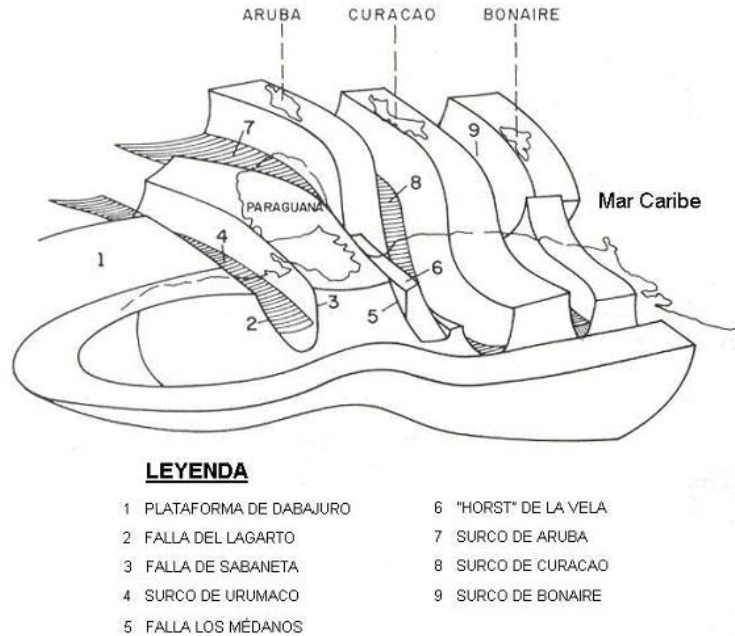


Figura 2. 14 Modelo conceptual propuesto para la cuenca de Falcón. Tomado y modificado de BOESI Y GODDARD 1991)

La inversión de la cuenca que comenzó en este tiempo fue responsable 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 la iniciación de las subcuencas y la separación del área en dos zonas distintas, hacia el sur facies marinas poco profundas, lagunal y sedimentos fluviales predominantemente, y hacia el norte se desarrollaron facies marino profundo 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 de depósitos de reciclaje

d) 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, procesos similares fueron repetidos. Esta repetición

resultó en un número de terrazas de diferentes edades, pero con el mismo desarrollo de deposición. Estas pueden ser observadas hoy a lo largo del entero llano costero. Los autores muestran en la figura 2.15, muestra tres cortes esquemáticos para la interpretación de la cuenca.

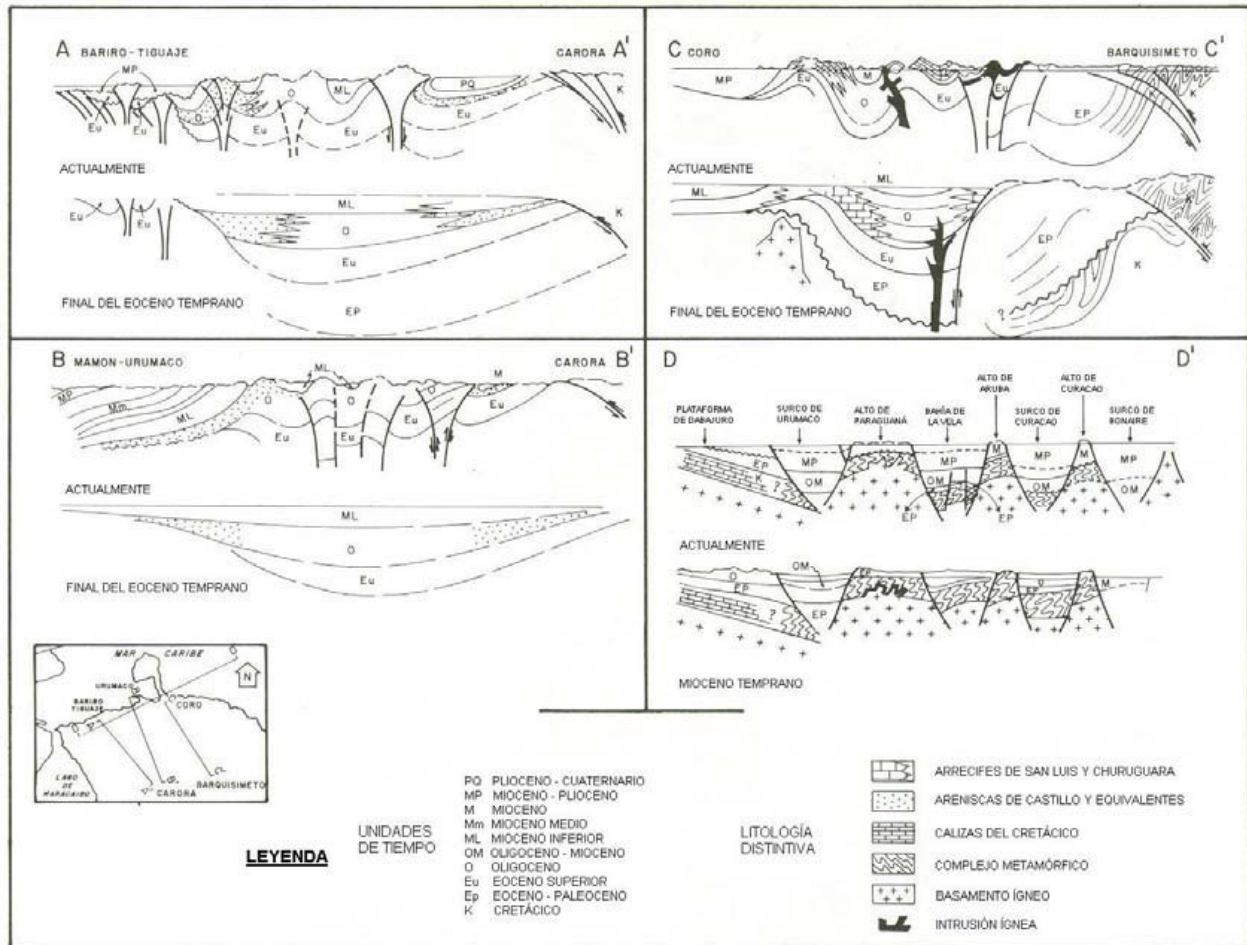


Figura 2.15 Secciones esquemáticas a través de la cuenca de Falcón. Tres secciones transversales noroeste-sureste (A-A', B-B', C-C') mostrando extensión y compresión y una sección longitudinal (D-D') mostrando continuidad de la extensión. Tomado y modificado de BOESI Y GODDARD (1991)

AUDEMARD (1995) señala en trabajos anteriores que el desplazamiento hacia el norte de la sedimentación, y hacia la parte norte de la cuenca de Falcón evidencia claramente el proceso de inversión de la cuenca, este proceso fue previamente propuesto por AUDEMARD & DE MENA (1985), por TESTAMARK *et al.* (1986), y por BOESI & GODDARD (1991).

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

### El rifting Oligoceno – Mioceno Temprano

La cuenca de Falcón nace durante una fase de rifting de edad Oligoceno a consecuencia de un campo de esfuerzo regional distensivo, cuyo esfuerzo mínimo está orientado N 150°. 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.

### El 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. Se distinguen tres etapas diferentes grosso modo: Mioceno Medio a Tardío, Plioceno y Cuaternario.

### 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 mínimo y máximo sub-horizontales, con  $\sigma_1$  orientado N 155°. Este régimen tectónico estructura la cuenca de Falcón en 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 OSO-ENE. Esta inversión induce el desplazamiento de los procesos sedimentarios hacia el flanco norte del anticlinorio, con la depositación de secuencias de llanura costera y de plataforma marina.

### La compresión Mioceno-Plioceno

Esta fase es en particular responsable de la discordancia que separa las formaciones La Puerta Tardío, Codore y El Veral de las formaciones La Puerta Temprano, Urumaco y Caujarao. Esta discordancia no es de importancia regional pero puede ser observada en diversos sitios de la cuenca de Falcón, a excepción de la plataforma de Coro. 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.

### La compresión Plioceno-Pleistoceno

Es la fase responsable de la configuración actual de la cuenca y continua hoy día, ella constituye la última de una trilogía de fases compresivas caracterizadas por esfuerzos máximos que siempre han estado ubicados en el cuadrante NO.

PORRAS (2000), menciona que el origen de la cuenca de Falcón-Bonaire esta asociado a colapsos extensionales internos dentro de una cuenca de retroarco (*back arc*), en un orógeno de flotación que colisionó oblicuamente con el extremo noroccidental de la Placa Sudamericana, suturándose diacrónicamente de oeste a este, desde el Cretácico Tardío hasta comienzos del Mioceno Temprano. Este modelo esta basado en el esquema del orógeno en flotación de OLDOW *et al.* (1990), en el cual pueden ocurrir simultáneamente desplazamientos transcurrentes (paralelos a la sutura), y contracciones (perpendiculares a la sutura) (PORRAS 2000).

Estos autores indican la existencia de estos sistemas de cuencas de ante arco (*forearc*), y retroarco (*back arc*), que se desarrollan en los márgenes convergentes. El autor identifica tres períodos principales:

Un período de extensión: que va desde el Eoceno Tardío hasta la parte media del Mioceno Temprano. En este tiempo se comienza a generar la cuenca Falcón Bonaire, como un colapso tectónico detrás de la colisión entre las placas Caribe y Sur América, a partir de este proceso se comienzan a generar estructuras extensionales tipo “graben”.

La fase compresiva: que comenzó hacia el final del Mioceno Temprano inicios del Mioceno Medio. No es sino hasta el Mioceno Medio que esta fase comienza a afectar a la cuenca, por efectos de la orogénesis andina, causando 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-noreste, las cuales cortan la sección terciaria, generando pliegues de dirección noroeste-sureste.



Desarrollo simultáneo de estructuras compresivas y distensivas: Plioceno Tardío- Reciente, durante este período 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.

## CAPITULO III

### 3. GEOLOGÍA LOCAL

#### 3.1 Estratigrafía Local

El área estudiada se sitúa en el sector sur-central del estado Falcón. Se encuentra aflorando parte de la secuencia estratigráfica del Oligo-Mioceno, integrada en orden ascendente por las formaciones: El Paraíso, Pecaya, Churuguara, Pedregoso, Agua Clara, Casupal, Capadare. También afloran al sur, hasta llegar al estado Lara, secuencias más antiguas como la Formación Jarillal de edad Eoceno, Formación Matatere de edad Paleoceno-Eoceno, y en forma de bloques alóctonos Formación Barquisimeto de edad Cretácico (Cenomaniense-Maastrichtiense), observándose también terrazas pleistocenas y aluviones recientes.

A continuación se describen las diferentes unidades presentes en la zona de estudio, dividiéndola en cuatro cuadrantes 6248-I; 6248-II; 6248-III y 6248-IV. La explicación se realiza en el orden según afloran, haciendo un recorrido norte-sur para el primer y segundo cuadrante, y un recorrido sur-norte para el tercer y cuarto cuadrante (ver figura 3.1).

Para facilitar la visualización de ubicación de las diferentes unidades se presenta una cartografía con colores contrastantes, diferentes a los colores asignados por edades utilizados para la elaborar los mapas geológicos de los anexos (ver figura 3.2).

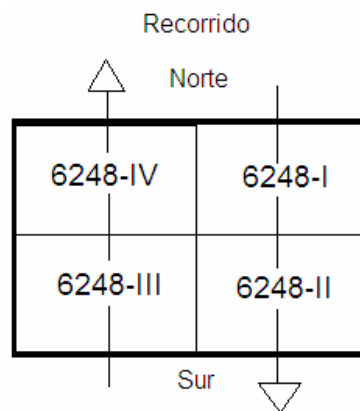


Figura 3.1 División del área de estudio en 4 zonas y sentidos de los recorridos.

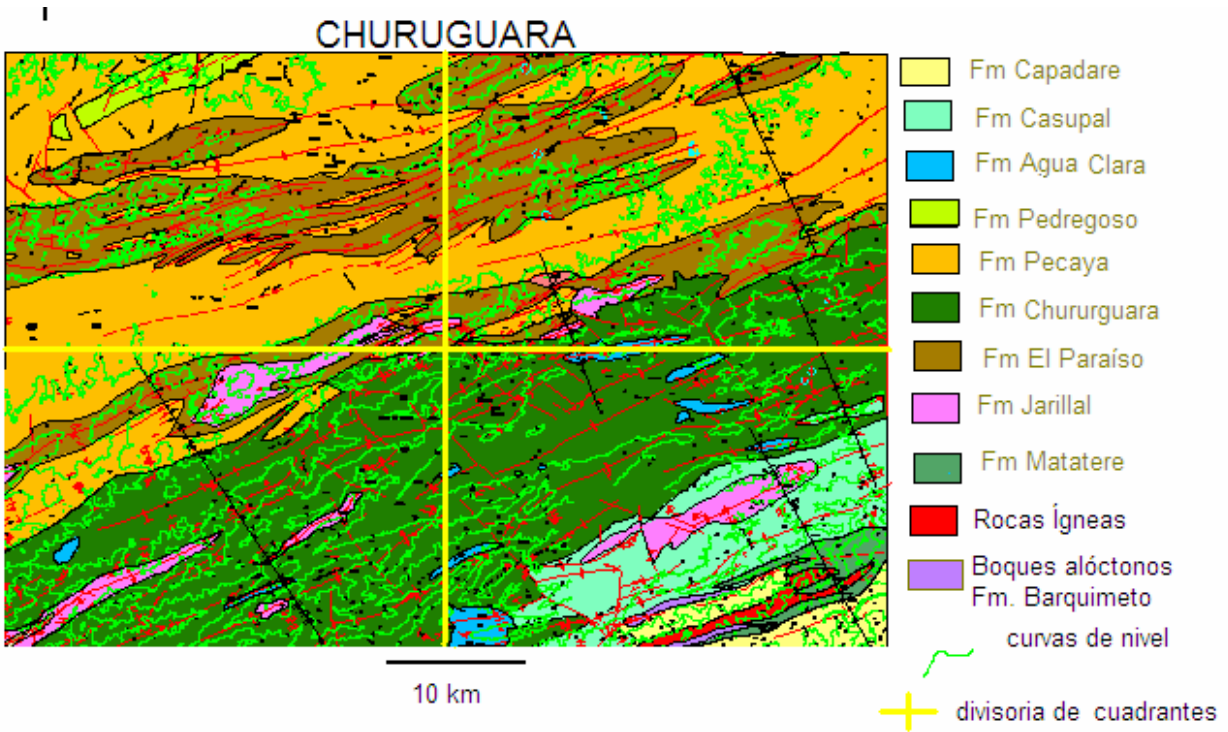


Figura 3.2 Cartografía de unidades y división de cuadrantes.

### 3.2 PRIMER CUADRANTE 6248-I ubicado en la zona noreste de la hoja 6248

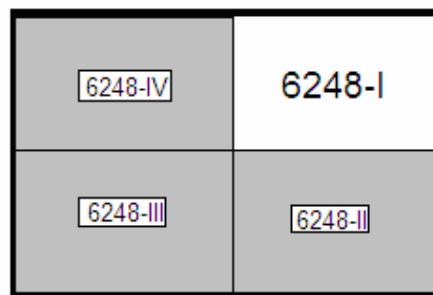


Figura 3.3 Ubicación del primer cuadrante.

Este cuadrante se encuentra en la parte noreste de la hoja 6248 (ver figura 3.3), aflora la Formación Pecaya con un área de 214,67 km<sup>2</sup>. Está en contacto con las formaciones El Paraíso, que ocupa un área de 174,08 km<sup>2</sup>, Churuguara con un área de 88,75 km<sup>2</sup>, Jarillal en una menor magnitud con 7,66 km<sup>2</sup> y Agua Clara 3,17 km<sup>2</sup>. También se encuentran unos cuerpos ígneos que ocupan un área de 0.23 km<sup>2</sup>.

### 3.2.1 FORMACIÓN PECAYA

#### 3.2.1.1 Descripción litológica y características de campo

La definición de la Formación Pecaya fue hecha por SENN (1935) y se refiere a la unidad oscura comprendida entre las areniscas de San Juan de la Vega y las calizas de Pedregoso.

La formación aflora entre la serranía de San Luis y la serranía de Churuguara extendiéndose hacia el oeste hasta la cuenca del río Tupure y por el este hasta la cuenca del río Hueque. Se caracteriza por formar zonas de baja topografía (WHEELER 1960).

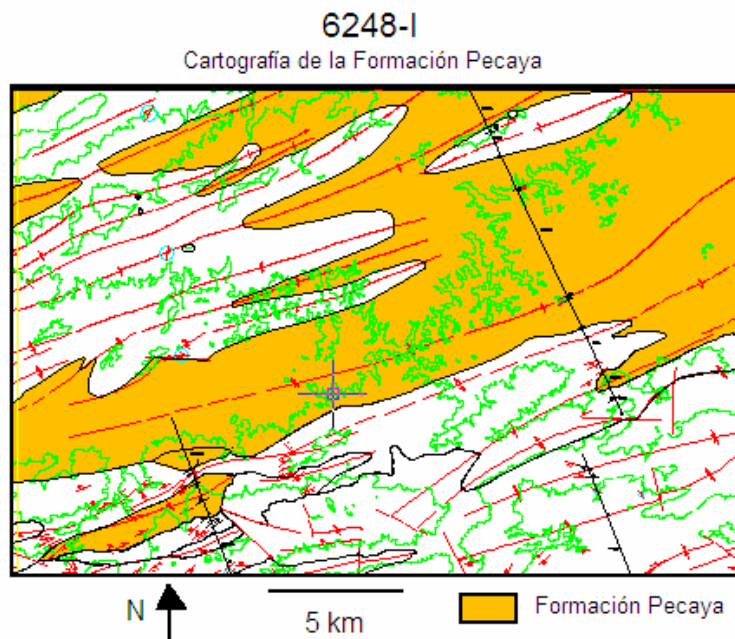


Figura 3.3 Cartografía de la Formación Pecaya en el primer cuadrante.

La Formación Pecaya está compuesta esencialmente por lutitas limolíticas gris oscuro, las cuales meteorizan en gris a marrón rojizo. Estas lutitas son generalmente calcáreas y muy fosilíferas (WHEELER 1960).

Contienen nódulos de arcilla ferrolítica de color gris oscuro que meteorizan en colores marrón y marrón rojizo, de un diámetro menor a 10 cm, en su mayoría alineados paralelamente a las capas.

También contienen nódulos irregulares calcáreos cuyo tamaño oscila entre 15 cm y 2,5 m, cuyo color es marrón claro generalmente (WHEELER 1960).

Este mismo autor señala que presentan capas de arenisca parduzca, limolitas nodulares de color gris oscuro, areniscas glauconíticas y calizas en ciertos sectores, todas interstratificadas con lutitas hacia los bordes occidental y meridional de la cuenca (ver figura 3.4)



Figura 3.4 Afloramiento de la Formación Pecaya ubicado en la hoja 6248-I-SO (UTM 424227,1205400) rumbo de la foto S55O.

Sin duda, el espesor de la Formación Pecaya es considerable pero varía notablemente de acuerdo a la localidad, por adelgazarse hacia los bordes de la cuenca. Es probable que no sea inferior a los 2.000 metros, siendo el espesor original en la región central, no representado actualmente en ninguna localidad, por haber sido erosionado en magnitud desconocida, superior a esa cifra (DÍAZ DE GAMERO, 1977 a).

En un corte generalizado realizado al suroeste del primer cuadrante, a partir de la quebrada Agua Negra y con orientación N30O, se pudo medir un espesor de 490 m y a otro ubicado al norte del

segundo cuadrante con orientación de N170 cercano al poblado de Buena Vista se obtuvo 1291 m de espesor (ver cortes 3 y 6 en anexos).

El contacto inferior de la Formación Pecaya es concordante y de carácter transicional con la Formación El Paraíso. Hacia el sur, la Formación Pecaya descansa sobre la Formación Churuguara, estableciéndose el límite entre ambas formaciones por la presencia de una gran masa de caliza gris microcristalina. La edad de la lutita inmediatamente por encima de dicha caliza es Mioceno Temprano, es decir, se trata de la parte superior de la Formación Pecaya (DÍAZ DE GAMERO 1977 a).

A lo largo en el primer cuadrante se observa en contacto infrayacente concordante con la Formación El Paraíso y al suroeste discordante con la Formación Jarillal de edad Eoceno. Parcialmente se halla contacto transicional con La Formación Churuguara. De esta forma se observa la interdigitación Pecaya-Churugura descrita por DÍAZ DE GAMERO (1977 a) (citado por GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980). El contacto superior está truncado por la erosión.

### **3.2.1.2 Correlación y relaciones de facies**

La Formación Pecaya pasa transicional y lateralmente a la parte media de la Formación Churuguara (ver figura 3.5). Esta transición gradual puede ser directamente trazadas en el campo (WHEELER 1960).

El contacto inferior, con la Formación El Paraíso, es siempre concordante y generalmente transicional, especialmente al este del río Paraíso, donde las areniscas de esta unidad son delgadas predominando las lutitas. (DÍAZ DE GAMERO 1977 a).

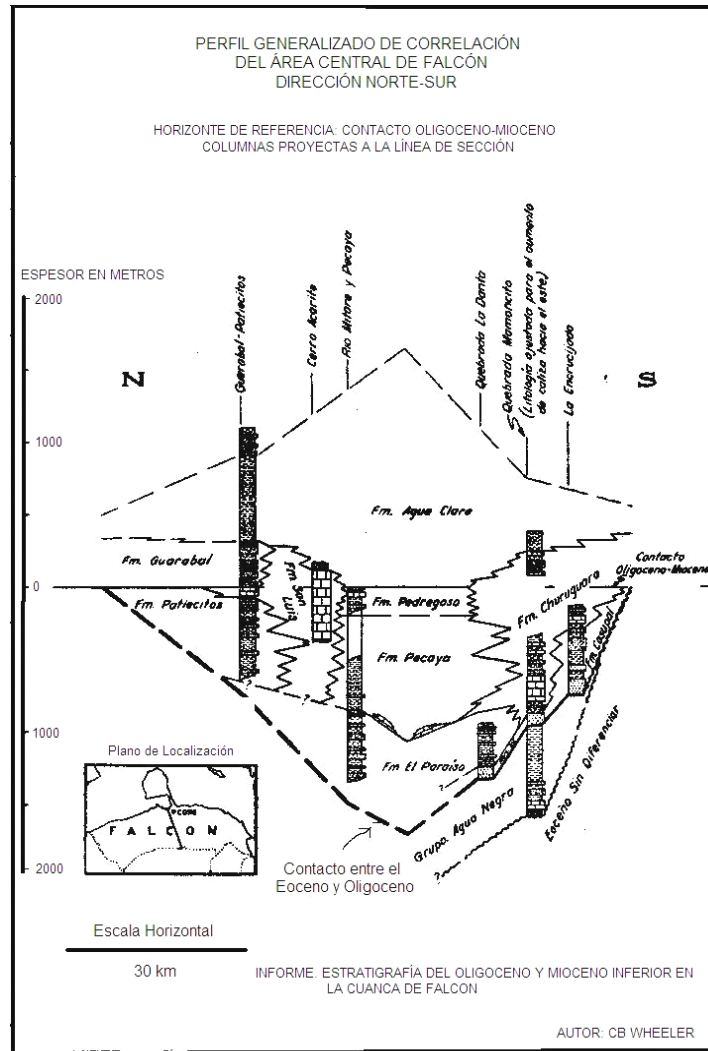


Figura 3.5 Perfil generalizado de correlación del área central de Falcón dirección N-S, se observa la transición entre las unidades de edad Oligoceno (tomado y modificado de WHEELER 1960)

### 3.2.1.3 Edad y paleontología

Según DÍAZ DE GAMERO (1977 a) la edad de esta unidad se encuentra definida por foraminíferos planctónicos (ver figura 3.6), los cuales van desde el Oligoceno medio (zona de *Globorotaria opima opima*), al Mioceno Temprano (Zona de *Catapsydrax dissimilis*).

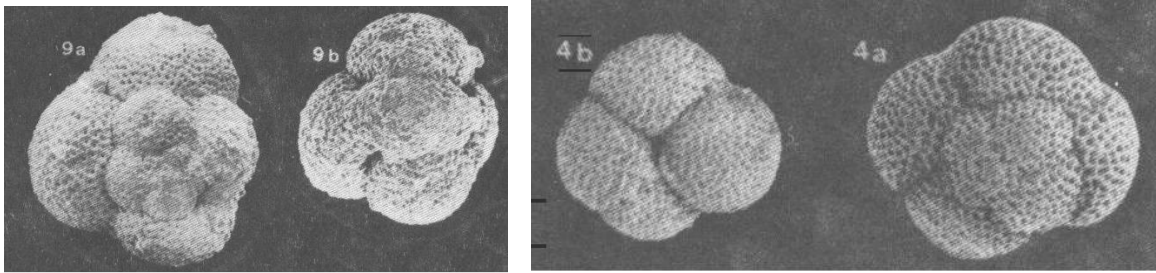


Figura 3.6 Foraminíferos planctónicos 9a, 9b *Catapsydrax dissimilis* y 4a, 4b *Globorotaria opima opima* (tomado y modificado de DÍAZ DE GAMERO 1977 a)

WHEELER (1960) en trabajos previos señala que la Formación Pecaya contiene una prolífica microfauna de edad Oligoceno Tardío, presentando una lista con algunas de las formas fósiles presentes en esta unidad (ver apéndices).



### 3.2.2 FORMACIÓN EL PARAÍSO

En el primer cuadrante la Formación El Paraíso ocupa un área 174, 08 km<sup>2</sup>, es la que más área ocupa después de la Formación Pecaya (ver figura 3.7).

Aflora en una larga franja anticlinal, reflejada en una serie de colinas alargadas, desde el río Mojino en el oeste, hasta los ríos Remedios y Hueque al este, pasando por la región de El Paraíso, localidad tipo de la unidad (WHEELER 1960).

La Formación El Paraíso aflora en los anticlinales más importantes de Falcón central y suroccidental donde forma lomas altas. La extensión de la formación hacia el este no ha sido aún determinada (WHEELER 1960).

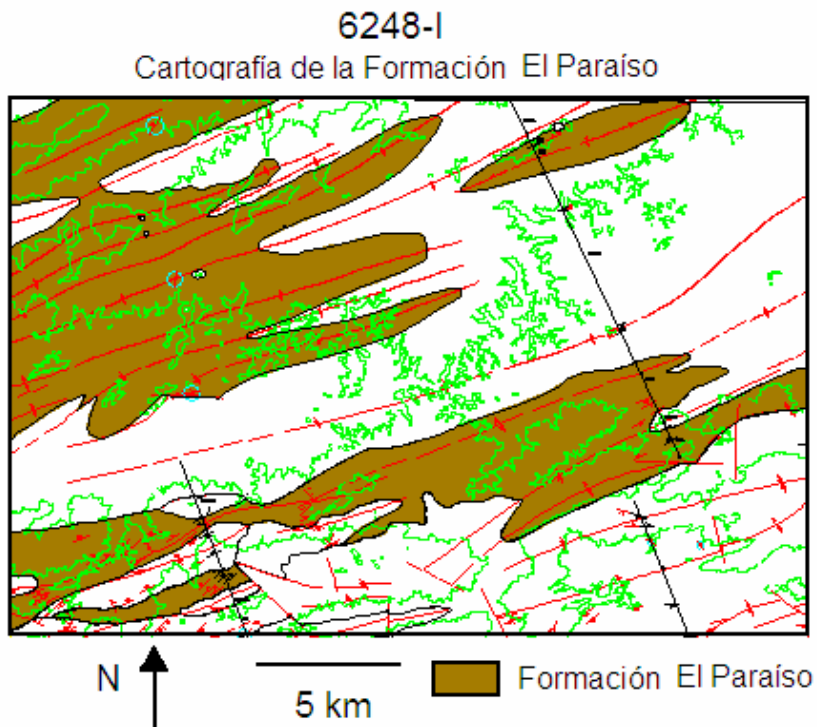


Figura 3.7 Cartografía de la Formación El Paraíso en el primer cuadrante.

### 3.2.2.1 Descripción litológica y características de campo

Según descripción previa, WHEELER (1960) divide esta unidad en dos miembros: un miembro inferior, caracterizado por areniscas “sal y pimienta”, calcáreas, moderadamente endurecidas, las cuales contienen granos de ftanita negro, estas areniscas meteorizan a gris-marrón con una matriz calcárea, blanca y blanda. Contienen capas delgadas de ferrolita y nódulos del mismo material que meteorizan con un color marrón rojizo oscuro y también areniscas furriginosas calcáreas y bien cementadas. El miembro superior, está caracterizado por areniscas cuarzosas, bien endurecidas, comúnmente silicificadas.

En la localidad tipo de la Formación El Paraíso, el miembro inferior no aflora, a diferencia del miembro superior presenta lutitas seleníticas, gris oscuro a negro, bien estratificadas, ferruginosas, que meteorizan a color rojo y las cuales contienen muchas veces capas y nódulos de ferrolita, También presentan limolitas, areniscas, lignitos y ocasionales lentes de caliza (WHEELER 1960).

Las limolitas son de color gris a gris oscuro, generalmente calcáreas, algunas veces fosilíferas y de 15 a 25 cm de espesor. Las areniscas son gris claro a gris oscuro y marrones, bien endurecidas, densas, generalmente con cemento silíceo. Las capas varían de 15 cm a 2 m; muy comúnmente presentan marcas de olas y algunas capas contienen restos de plantas (WHEELER 1960).

DÍAZ DE GAMERO (1977 a) describe la variación de esta unidad en tres grandes áreas de este a oeste. En este cuadrante aflora una de las tres, y la explica de la siguiente manera:

Formación El Paraíso al este de la localidad tipo: lutitas fisiles, con areniscas de grano fino, generalmente en capas delgadas, ocasionalmente, se encuentran delgadas capas de carbón. Esta unidad no aflora más al este de la carretera Coro-Churuguara. Las lutitas dominan sobre las areniscas y éstas van haciéndose cada vez menos importante hacia el este, hasta desaparecer debajo de los aluviones del río Hueque y sus afluentes.

Se observó una intensa bioturbación presente en las capas más gruesas, con apariencia masivas que presentan madrigueras y en las capas más delgadas se observa un característico aspecto moteado. Las areniscas más típicas son extremadamente duras, ya que los granos de cuarzo están totalmente cementados por material silíceo (DÍAZ DE GAMERO 1977 a).

Según WHEELER (1960) la Formación El Paraíso descansa sin aparente discordancia sobre la Formación Jarillal. El contacto en sí no pudo ser observado pero afloramientos de las dos formaciones, distantes solamente unos pocos metros, fueron observados en varias localidades, habiéndose comprobado que las dos unidades tienen rumbos y buzamientos similares o casi similares. Por lo demás, la parte superior de Jarillal es algo limolítica y contiene unas pocas areniscas interstratificadas que sugieren un contacto gradacional y concordante. Por otra parte, información paleontológica sugiere que el contacto es discontinuo.

Durante los trabajos de campo 1.974, los estudiantes de la Escuela de Geología y Minas midieron un espesor de 1.000 m, aproximadamente, para la Formación El Paraíso en las cercanías de la carretera Coro-Churuguara, sin que se observara la base en ninguna de las estructuras anticlinales allí presentes (DÍAZ DE GAMERO, 1977 a).

A través de un corte geológico trazado en el suroeste del primer cuadrante a partir de la Quebrada Agua Negra y con orientación N30°O, se pudo medir un espesor 560 m (ver corte 3 en anexos).

### **3.2.2.2 Correlación y relaciones de facies**

El contacto superior, con la Formación Pecaya, es concordante y generalmente, transicional. En el anticlinal de Taparoy, el miembro inferior de la Formación El Paraíso descansa concordantemente debajo de la Formación Churuguara y esta relación posiblemente exista en toda la faja septentrional de afloramientos de esta última unidad (ver figura 3.8).



Figura 3.8 Sección del cuadrante 6248-III en su parte más occidental, donde se observa el anticlinal de Taparoy y los contactos de las unidades adyacentes.

Hacia el sur, la Formación El Paraíso se correlaciona con la parte inferior de la Formación Churugara. De hecho, parece que el miembro inferior de El Paraíso se encuentra en la base de la Formación Churugara en la faja septentrional de afloramientos de dicha formación. (DÍAZ DE GAMERO 1977 a).

### 3.2.2.3 Edad y paleontología

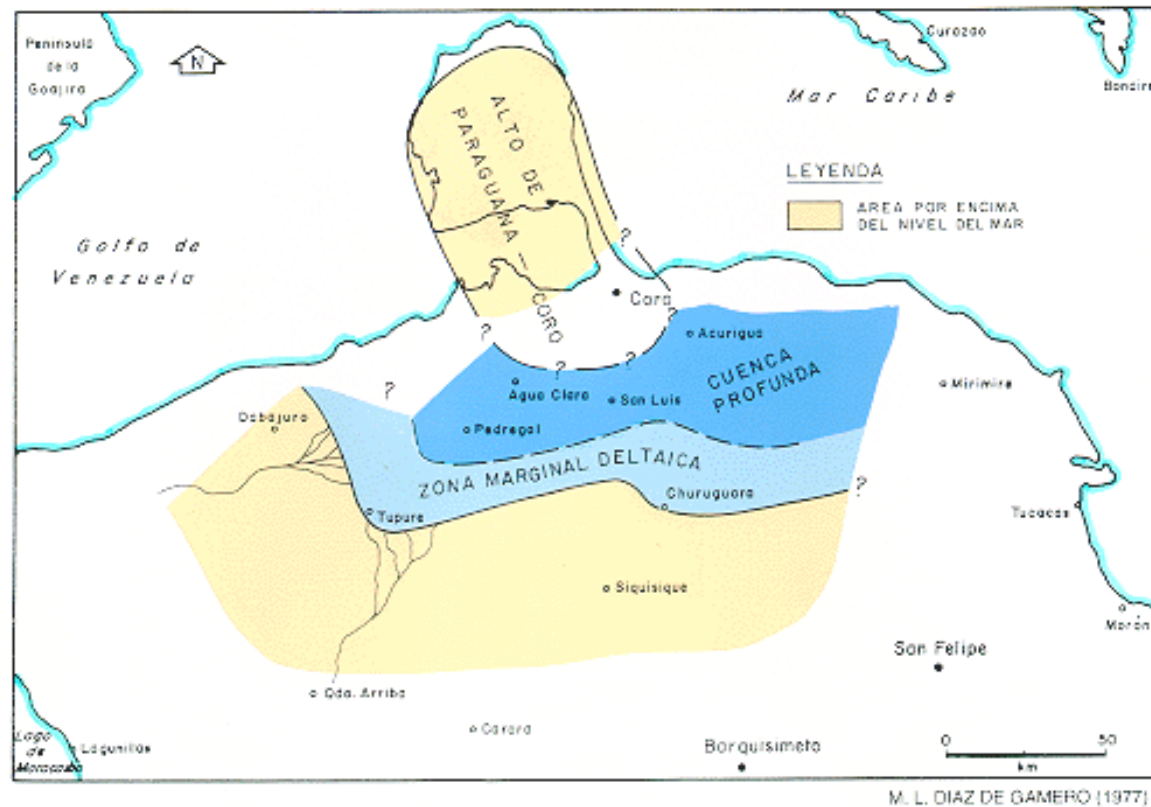
Estudios realizados por HUNTER (1974) indican una edad Oligoceno Medio para la parte más superior de la Formación El Paraíso. La sección sedimentaria semiestéril que comprende la parte superior de la Formación Jarillal y toda la Formación El Paraíso pudiera representar una secuencia continua, aunque es muy posible que contenga un episodio emergente en la base de El Paraíso, que marca un importante cambio de facies.

La microfauna estudiada es generalmente escasa y pobremente preservada. La edad va del Oligoceno Temprano a medio. La parte inferior de la unidad es prácticamente estéril, pudiendo asignarse a la Zona de *Globigerina ampliapertura* o quizás llegar a la Zona de *Cassigerinella chipolensis* – *Hastigerina micra*. La parte más superior, con fauna diagnóstica, está en la Zona de *Globorotalia opima opima*, Oligoceno medio (DÍAZ DE GAMERO 1977 a).

WHEELER (1960) en trabajos previos señala que la Formación El Paraíso es de edad Oligoceno Tardío, presentando una lista de de los fósiles diagnósticos de esta unidad (ver apéndice)

#### **3.2.2.4 Paleoambientes**

Estudios previos por DÍAZ DE GAMERO (1977 a) señalan que la mayor parte de la Formación El Paraíso es de tipo regresivo, la línea de costa avanzó desde el suroeste hacia el norte y noreste. Los sedimentos fueron transportados por varios ríos, que progresivamente construyeron una amplia llanura deltáica. Los carbones marcan el límite oriental de dicha llanura, unos kilómetros al este del actual río Paraíso. El oleaje y las corrientes litorales, retrabajaron los clásticos gruesos y los extendieron por grandes distancias a lo largo de la costa. Al este del río predominaron las condiciones marinas y las lenguas clásticas, separadas por lutitas marinas, marcan las oscilaciones de la línea de costa durante la sedimentación de esta unidad.



**Mapa paleogeográfico al terminar la sedimentación de la Formación El Paraíso**

Figura 3.9 Mapa paleogeográfico al terminar la sedimentación de la Formación El Paraíso (tomado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999)

### 3.2.3 FORMACIÓN JARILLAL

En el primer cuadrante la Formación Jarillal ocupa 7,66 km<sup>2</sup> y representa la unidad más antigua dentro de esta zona (ver figura 3.10).

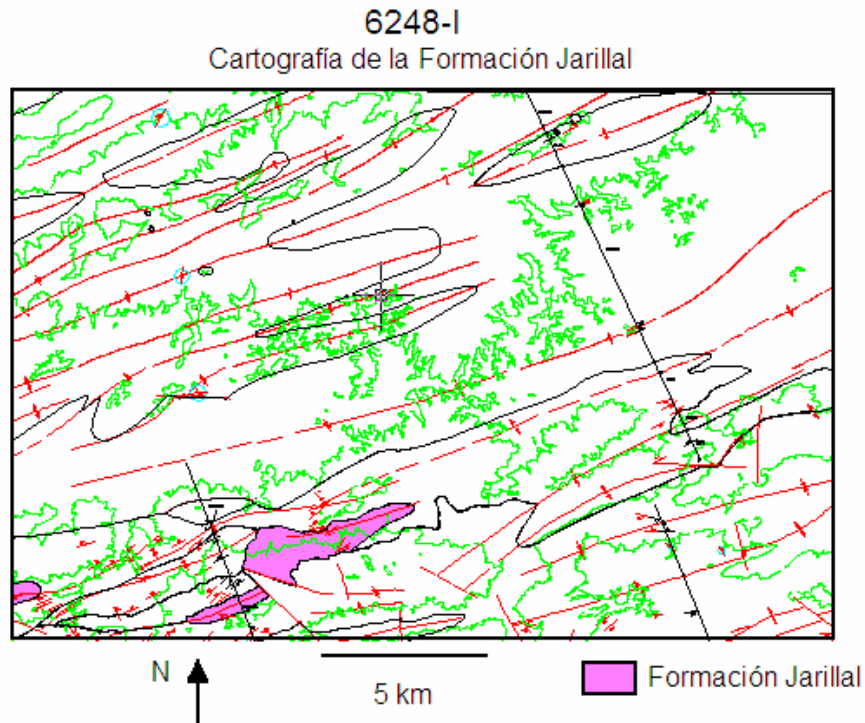


Figura 3.10 Cartografía de la Formación Jarillal en el primer cuadrante.

#### 3.2.3.1 Descripción litológica y características de campo

SENN (1935) la describió como una secuencia lutítica mas o menos arenosa, de color gris oscuro a abigarrado, siendo los primeros 50 m de la secuencia (denominada lutitas con *Raetomya*) muy fosilíferos, con moluscos y crustáceos; la parte superior de la Formación Jarillal en la localidad tipo es de lutitas estériles. En la sección de cerro de Los Indios parecen lechos de calizas con numulites en las lutitas de *Raetomya* (ver figura 3.11); tales calizas también son esporádicas en las arcillas abigarradas de la parte superior de la formación en esa localidad.

La Formación Jarillal consiste de 300 a 400 m de lutitas gris oscuro a marrón verdoso por meteorización, con capas de calizas limolíticas interestratificadas en la parte inferior (WHEELER 1960).

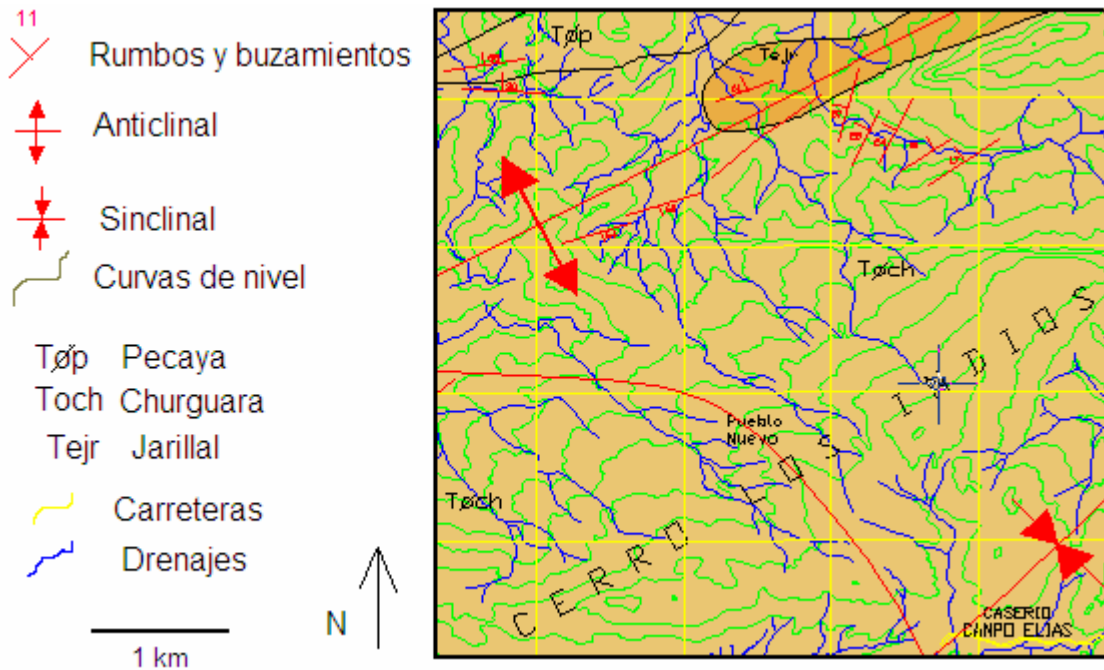


Figura 3.11 Sección del mapa 6248-III-NE, se observa el afloramiento de la Formación Jarillal (UTM 415784, 1197194) de lechos de calizas con numulites en las lutitas de *Raetomya*.

### 3.2.3.2 Correlación y relaciones de facies

La Formación Jarillal descansa concordantemente sobre la Formación Santa Rita. La Formación Churguara descansa concordantemente sobre la Formación Jarillal en la quebrada Mamoncito y en el área circundante. Más lejos, hacia el norte, la Formación Churguara inferior pasa probablemente sobre la Formación Jarillal (WHEELER 1960).

### 3.2.3.3 Edad y paleontología

Estudios por HUNTER, (1974); PITTELLI & MOLINA (1989), señalan una edad Eoceno Medio tardío a Eoceno Tardío temprano, en base a fauna y flora Zona de *Truncorotaloides rohri*. En



base a zonas palinológicas *Retitricolporites guianensis* a *Janmulleripollis pentaradiatus* MULLER *et al.* (1987) siguiere la misma edad.

Toda la sección contiene una fauna de edad Eoceno Tardío en contra de lo asentado por SENN (1935, p. 62) quien encontró fósiles sólo en la parte basal de la unidad. SENN asignó la parte inferior al Eoceno y la parte superior, aparentemente no fosilífera, al Oligoceno Temprano.

### 3.2.4 FORMACIÓN AGUA CLARA

La Formación Agua Clara ocupa 3,17 km<sup>2</sup> del primer cuadrante y esta ubicada al sur, consiste en lutitas con interestratificaciones ocasionales de areniscas delgadas y calizas ver figura 3.12)

La Formación Agua Clara aflora en las proximidades de los bordes suroccidental, occidental y septentrional de la cuenca de Falcón. Aunque la formación fue originalmente continua en toda la cuenca, ha sido erosionada en las centrales. La Formación Agua Clara origina valles y topografía baja. (WHEELER 1960).

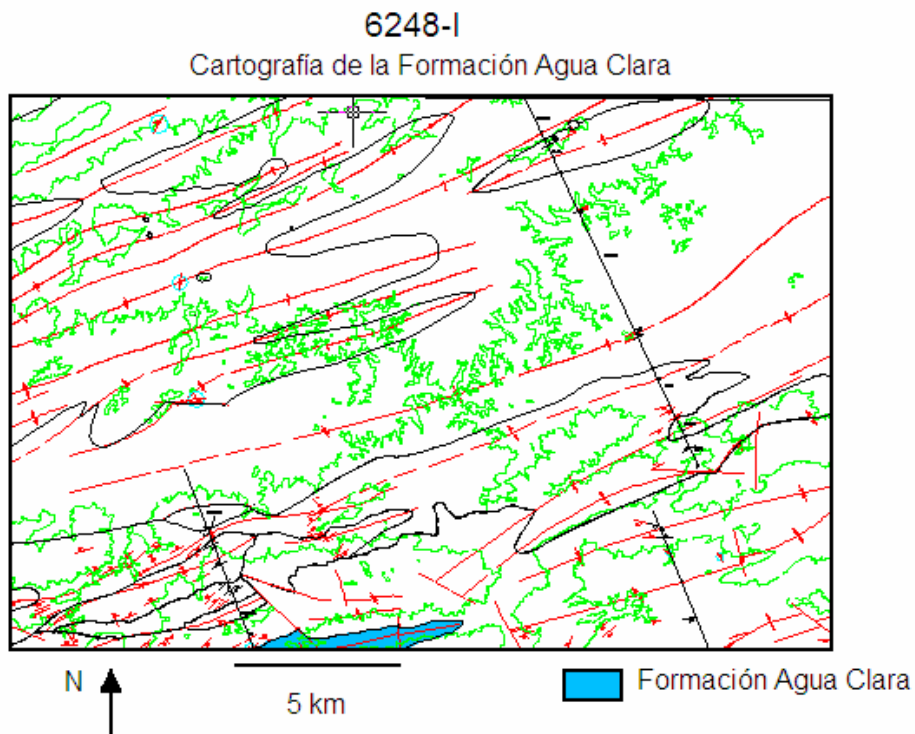


Figura 3.12 Cartografía de la Formación Agua Clara en el primer cuadrante.

### **3.2.4.1 Descripción litológica y características de campo**

Consiste en una lutita con interestratificaciones ocasionales de areniscas y calizas. Las lutitas son muy fosilíferas (macrofósiles y microfósiles), son macizas y pobremente estratificadas, de color gris oscuro que meteorizan a gris claro o marrón pálido, con un distintivo olor a petróleo (WHEELER 1960).

Las areniscas se presentan de color canela a gris verdoso, limosas, calcáreas y compactas. Hay un desarrollo de algunos conglomerados y areniscas de pobre escogimiento gruesamente estratificadas cerca de la línea de costa septentrional y occidental de la cuenca. Las calizas se presentan delgadas, arcillosas, fosilíferas y de color gris oscuro meteorizando a marrón. (WHEELER 1960).

En la localidad tipo afloran unos 1.320 m de Agua Clara pero la sección está incompleta. A corta distancia al oeste, cerca de Cerro Pelado, la formación total tiene aproximadamente 1.600 m de espesor y más al suroeste la sección aumenta de espesor. Más de 1.750 m están expuestos en una sección incompleta de Cangrejo, Democracia occidental.

### **3.2.4.2 Correlación y relaciones de facies**

La Formación Agua Clara descansa concordantemente sobre la Formación Pedregoso y sobre el conjunto de facies del Mioceno más inferior. En la región central es probable que la Agua Clara cubriera también a la Formación Pecaya, pero en esta área ha desaparecido totalmente por erosión (DÍAZ DE GAMERO 1977 a).

La Formación Agua Clara correlaciona con las formaciones Menecito y Pozón Inferior en el oriente de Falcón. La parte superior de la Formación Agua Clara también correlaciona con la Formación La Rosa de la cuenca de Maracaibo (WHEELER 1960).

### **3.2.4.3 Edad y paleontología**

Según WHEELER (1960) el contacto entre el Oligoceno y el Mioceno se encuentra en la base de la Formación Agua Clara, en la parte central de la cuenca. En áreas vecinas a la antigua costa, la parte inferior de Agua Clara pasa transicionalmente a depósitos de aguas poco profundas y usualmente se incluye con la formación subyacente. En tales casos al contacto inferior de la formación le corresponde una edad Mioceno Temprano. El miembro superior de Agua Clara pertenece a la parte terminal del Mioceno Tardío (piso Burdigaliense). Este mismo autor presentó presento una lista de la macrofauna de la Formación Agua Clara (ver apéndices).

### 3.2.5 Cuerpos Ígneos

Ocupan 0,23 km<sup>2</sup> del área total del primer cuadrante (ver figura 3.13).

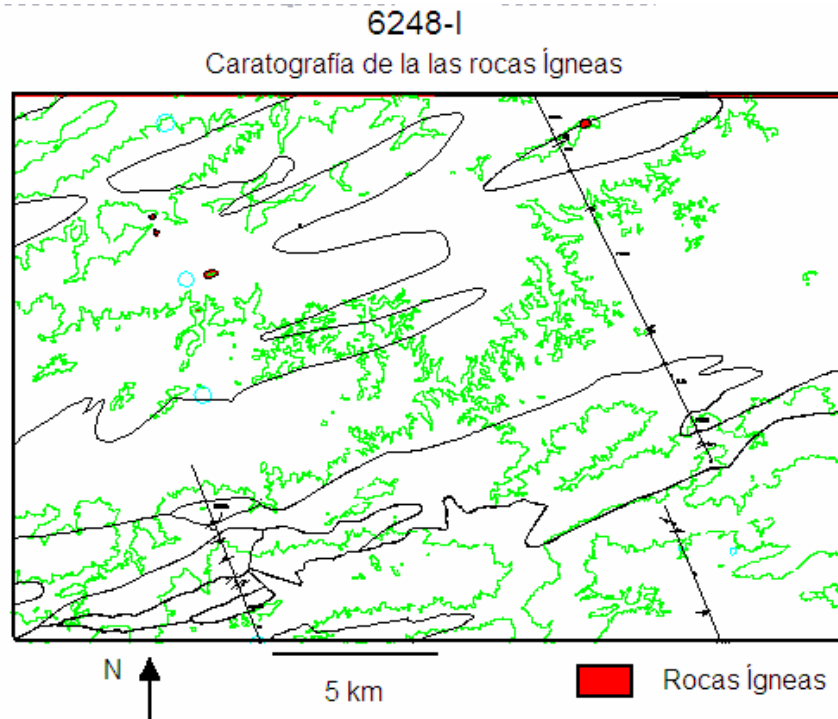


Figura 3.13 Cartografía de las rocas ígneas en el primer cuadrante.

#### 3.2.5.1 Descripción litológica y características de campo

A continuación se presenta un resumen de las características de estos cuerpos ígneos tomada de DÍAZ DE GAMERO (1977 a).

Se observan numerosos cuerpos ígneos de composición basáltica, a lo largo de una estrecha faja, que empieza directamente al sur de la Cruz de Taratara y termina al este de Pueblo Nuevo.

Las rocas ígneas no aparecen mencionadas en las publicaciones de WHEELER (1960, 1963), ni en ninguna otra de carácter regional. La única referencia publicada es la de CORONEL (1970), que resume un reporte interno de la compañía Shell presentado por BRUEREN (1949) y que trata específicamente sobre estas rocas ígneas del centro de la cuenca falconiana.

Según BRUEREN (1949), todas las rocas ígneas del área son del mismo tipo y comprenden gabros, porfiritas, doloritas, basaltos y aglomerados, provenientes de un magma gabroide. El color de estas rocas es gris verdoso. En la mayoría de los casos la roca es densa, pero a veces se observa textura porfirítica, con fenocristales de piroxeno, biotita y feldespato.

En una de las masas, dentro de la Formación El Paraíso, se encontraron evidencias de flujo basáltico, con algunos bloques de cuarcita embebidos en dicho flujo. BRUEREN (1949) cita otro caso, en que la roca consiste de fragmentos de basalto embebidos en material volcánico muy fino de la misma composición, con cantidades menores de bloques de cuarcita y fragmentos de lutita negra.

A excepción de estas dos ocurrencias, que parecen deberse a fenómenos extrusivos, el resto de los cuerpos ígneos son interpretados por BRUEREN (1949) como intrusivos dentro de la Formación El Paraíso y la parte inferior de la Formación Pecaya.

Si bien no existen minerales típicos de contacto en las rocas que rodean las intrusiones, ni alteración termal notable, BRUEREN 1949 (op. cit) pudo observar inclusiones de lutita en los bordes de la masa ígnea de los cerros Agachiche y Maraure, que intrusionan a la Formación Pecaya. En el tope de otra masa ígnea, BRUEREN reporta la presencia de una brecha consistente de una matriz de roca ígnea con bloques de cuarcita y lutita. La matriz ha corroído los fragmentos de lutita, y los bloques de cuarcita muestran bordes alterados.

Existen también algunos “sills” de estas rocas dentro de la Formación El Paraíso y las cuarcitas en el contacto están alteradas.

BRUEREN (1949) concluye que la actividad ígnea se efectuó principalmente después de la sedimentación de la parte inferior de la Formación Pecaya, aunque pudo haber algún episodio anterior. Se trata básicamente de actividad volcánica subterrestre poco profunda, a lo largo de una zona de debilidad en el eje de una cuenca fuertemente subsidente (geosinclinal).

ESCORIHUELA & RONDÓN (2002), realizan un estudio de las rocas ígneas que afloran en la parte central de Falcón, que incluyen rocas pertenecientes al primer cuadrante, las cuales se describen a continuación:

### CERRO REDONDO

El cuerpo está ubicado al norte de la población de Churuguara, en donde existen dos cerros que los denominan Cerro Redondo Oeste (Rd-O) y Cerro Redondo Este (Rd-E), cada uno presenta un “plug” volcánico.

Cerro Redondo Oeste tiene aproximadamente 450m de diámetro basal y una altura aproximada de 250m (ver figura 3.14).



Figura 3.14 Cerro Redondo Oeste (Garrapata) rumbo de la foto N80E (tomado de ESCORIHUELA & RONDÓN 2002)

Cerro Redondo Este tiene una vista de planta elíptica con eje mayor N-E de 1,20 km y uno menor NO de 600 m, con altura aproximada de 700 m.

En las características de campo de Cerro Redondo Oeste, señalan un afloramiento de rumbo N35O70N y muestra una roca meteorizada de color anaranjado a verdoso.



Figura 3.15 Afloramiento pináculo Cerro Redondo Oeste (tomado de ESCORIHUELA & RONDÓN 2002)

Muestra Rd-Qda-5 de color fresco verde claro y color meteorizado marrón muy claro, la matriz es afanítica, se observan microcristales de menos de 0,5 mm de piroxenos de color verde oscuro (ver figura 3.16).



Figura 3.16 Muestra de mano (tomado de ESCORIHUELA & RONDÓN 2002)

Muestra Rd-Qda-2 de color fresco gris oscuro y color meteorizado anaranjado, marrón, la matriz es afanítica, se observan cristales de piroxenos menores a 0,8 mm, con amígdalas de tamaño menor a 1 mm de color blanco probablemente rellenas de zeolitas (ver figura 3.17).





Figura 3.17 Muestra de mano Rd-Qda-2 (tomado de ESCORIHUELA & RONDÓN 2002)

Muestra Rd-Qda-1 de color fresco verde oscuro y color meteorizado anaranjado, de matriz afanítica se observan microcristales de piroxenos de color verde oscuro menor a 1 mm y cristales de plagioclasa de hasta 2mm, con amígdalas rellenas de mineral blanco, de diafanidad translúcida y vetillas probablemente de cuarzo o calcita (ver figura 3.18).

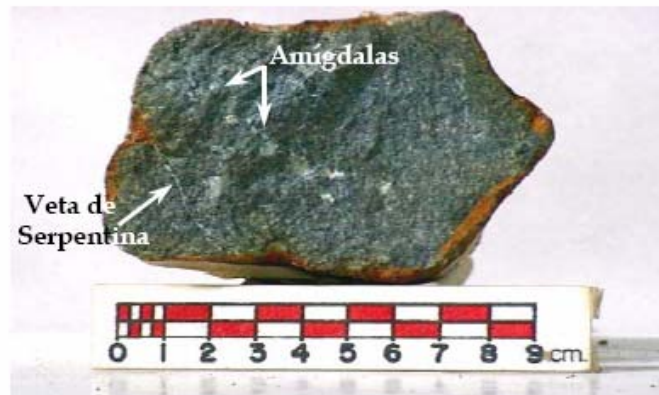


Figura 3.18 Muestra de mano Rd-Qda-1 (tomado de ESCORIHUELA & RONDÓN 2002)

En características de campo de Cerro Redondo Este, se realizaron a partir de cantos rodados tomados de la ladera Oeste.

Muestras Rd-E-VI-2, Rd-E-VI-5 y Rd-E-VI-3, color fresco gris oscuro y color meteorizado marrón oscuro a negro, con amígdalas de color blanco de tamaños entre 1 y 3 mm, se observan

cristales de piroxenos con tamaño menor a 2 mm de color verde muy oscuro, la matriz es afanítica, con presencia de xenolito de mármol de 2 cm, de color rosado (ver figura 3.19).



Figura 3.19 Muestra de mano Rd-E-VI-2 (tomado de ESCORIHUELA & RONDÓN 2002)

Muestras Rd-E-VI-1 y Rd-E-IV-1, color fresco verde oscuro y color meteorizado marrón oscuro, con matriz afanítica y presencia de fenocristales de piroxenos de color verde oscuro de tamaño menor a 1 cm y de plagioclasa de 1 a 4 mm (ver figura 3.20).



Figura 3.20 Muestra de mano Rd-E-VI-1 (tomado de ESCORIHUELA & RONDÓN 2002)

Muestra Rd-E-IV-2 en sección fina se observa un cristal de olivino reemplazado por antigorita, se puede diferenciar de los otros minerales alterados por su hábito característico (ver foto 3.21).

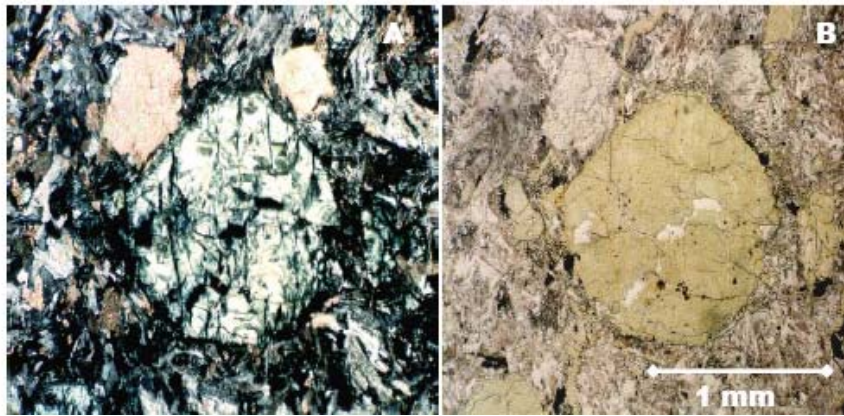


Figura 3.21 Fotomicrografía de sección fina de la muestra Rd-E-IV (tomado de ESCORIHUELA & RONDÓN 2002)

## CERRO ATRAVESADO

Ubicado entre el poblado de La Goya y el kilómetro 30, este cerro al igual que el anterior esta compuesto por dos cuerpos, Cerro Atravesado Norte y Cerro Atravesado Sur.

Cerro Atravesado Norte tiene unos 350 m de diámetro basal y una altura aproximada de 500 m (ver figura 3.22)



Figura 3.22 Cerro Atravesado Norte, rumbo de la foto E-W (tomado de ESCORIHUELA & RONDÓN 2002)

El Cerro Atravesado Sur posee aproximadamente un diámetro basal de 500 m y altura de 460 m (ver figura 3.23).

Las características de campo de cerro Atravesado Norte están basadas en la recolección de cantos rodados en la ladera sur este y suroeste.



Figura 3.23 Cerro Atravesado Norte y Sur, rumbo de la foto S23E (tomado de ESCORIHUELA & RONDÓN 2002)

Muestras At-I-4, At-I-2 y At-I-1, color fresco gris oscuro, gris claro a anaranjado, estas, muestras son masivas y con presencia de amígdalas, de color blanco y con tamaño de diámetro entre 1 a 5 mm.

Las características de campo para cerro Atravesado Sur están basadas en recolección de cantos rodados en la ladera norte.

Muestras At-S-6, At-S-8, At-S-9, At-S-11, A-Pn1, At-S-Pn2, At-S-Pn3, At-S-Pn4 y At-S-Pn5, color fresco gris oscuro, vino tinto, color meteorizado anaranjado a marrón, estas muestras presentan xenolitos gabroides, xenolitos de mármol, vetas de calcita (ver figura 3.24).



Figura 3.24. Muestra de mano At-S-6 (tomado de ESCORIHUELA & RONDÓN 2002)

## CERRO LAS GUARABITAS

Ubicado en el caserío de Las Guarabitas al oeste del poblado de Aracua.

Los afloramientos presentan sills con dirección N60W1N y espesor aproximado de 8 m (ver figura 3.25).



Figura 3.25 Afloramiento cerro Las Guarabitas, orientación de la foto S25W (tomado de ESCORIHUELA & RONDÓN 2002)

Muestras Gu-II-1 y Gu-III-1, de color fresco gris y meteorizado anaranjado, las rocas presentan matriz de color gris, con microcristales de piroxenos negros, presentan micas de colores oscuros y en algunos sectores las rocas se tornan un poco verdosas, estas rocas son de aspecto masivo (ver figura 3.26)



Figura 3.26 Muestra de mano Gu-II-1 (tomado de ESCORIHUELA & RONDÓN 2002)

## CERRO LA CIENAGA

Ubicado en el poblado de Aracua, con longitud estimada en 500 m, representa un sill a 643 m de altura sobre el nivel del mar.



Figura 3.27 Canto rodado cerro La Cienaga, rumbo de la foto S75E (tomado de ESCORIHUELA & RONDÓN 2002).

En campo se pueden observar rocas sedimentarias que han sido alteradas por su contacto con el cuerpo ígneo (ver figura 3.28).



Figura 3.28 Borde de enfriamiento cerro La Cienaga, rumbo de la foto N40°O  
(Tomado de ESCORIHUELA & RONDÓN 2002)

Muestras Cn-III-1 y Cn-III-4, cuarcitas de color fresco blanco y color meteorizado anaranjado a marrón claro, masiva tabular con microcristales de color blanco (cuarzo), de color gris, tamaño arena algunas muestras presentan vetas de minerales marrones.

Cn-II-2, Cn-III-1, Cn-III-3, Cn-V-1 y Cn-VI-1, de color fresco gris a verde y color meteorizado marrón claro, de hábito masivo, matriz de color gris a verde claro, con fenocristales y microcristales de color negro verde y blanco, hábito rómbico, algunas muestras presentan minerales hojosos de colores claros con hábito micáceo y también se observan minerales opacos ver figura 3.29).



Figura 3.29 Muestra de mano Cn-III-1 (tomado de ESCORIHUELA & RONDÓN 2002).

### 3.2.6 FORMACIÓN CHURUGUARA

En el primer cuadrante la Formación Churuguara ocupa un área de 88,75 km<sup>2</sup> y esta ubicada en la parte sur, en el límite con el segundo cuadrante ver figura (3.30). En esta zona se encuentra de forma concordante con las formaciones Pecaya, El Paraíso y Agua Clara.

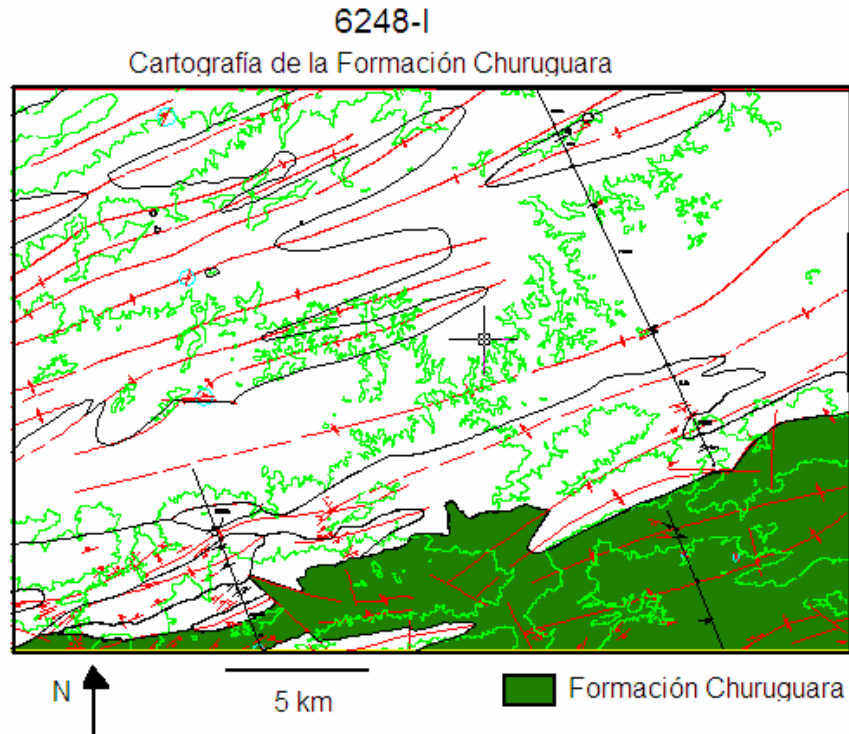


Figura 3.30 Cartografía de la Formación Churuguara en el primer cuadrante.

La Formación Churuguara aflora extensamente en el margen sur de la cuenca y se reconoce desde la quebrada Mamoncito en el oeste, hasta más allá de Santa Cruz de Bucaral, al este. La localidad y sección tipo fueron designadas por SENN (1935) en los flancos del anticlinal de Buena Vista, a lo largo del camino real Piedra Grande-Baragua (DÍAZ DE GAMERO 1977 a).



### 3.2.6.1 Descripción litológica y características de campo

Según WHEELER (1960) esta unidad consiste de una gruesa y variable interestratificación de calizas arenosas que pasan gradualmente a areniscas calcáreas; calizas arrecifales macizas; calizas fosilíferas, delgadas, arcillosas; areniscas; areniscas glauconíticas, limolitas y lutitas limosas.

El mismo autor describe un intervalo, que reconoce como el miembro basal de la Formación Churuguara de esta forma: en la base de la Formación Churuguara existe un distintivo intervalo de arenisca “sal y pimienta”, el cual se asemeja muchísimo al miembro inferior, de la Formación El Paraíso, pero carece de los lentes conglomeráticos en la mayoría de los lugares.

Según DÍAZ DE GAMERO (1977 a), pueden reconocerse, de sur a norte, las siguientes variaciones: una faja arenoso-lutítico-calcárea, que puede subdividirse de abajo hacia arriba en a) areniscas "sal y pimienta", b) arenisca glauconítica, c) intercalación de lutitas y calizas d) arenisca cuarcítica; una faja septentrional arrecifal, donde la base de la formación está representada por una litología semejante a la de la Formación El Paraíso, con areniscas, conglomerados de guijarros blancos y negros y capitas de carbón.

En un afloramiento ubicado en la hoja 6248-I-SO se puede apreciar la intercalación de lutitas calizas mencionada por DÍAZ DE GAMERO (1977 a) cuando divide esta unidad en una faja arenoso-lutítico-calcárea (ver figura 3.31).



Figura 3.31 Afloramiento perteneciente a la Formación Churuguara, localizado en la hoja 6248-I-SO. Calizas y lutitas intercaladas con orientación N32°O32°S, rumbo de la foto S85°OE (UTM 441711,1200766)

Según WHEELER (1960) la litología más común en el resto de la formación es la constituida por calizas arenosas de grano fino a grueso, fosilíferas, bien endurecidas, las cuales pasan gradualmente a areniscas calcáreas. Estas rocas son gris oscuro, meteorizando a marrón, anaranjado-marrón o marrón rojizo; comúnmente contienen nódulos ferruginosos, densos, de formas irregulares.

Una segunda característica litológica de la Formación Churuguara superior es la caliza arrecifal, azul-gris, maciza, fosilífera, que se semeja a la caliza de San Luís (ver figura 3.32). Las capas varían desde unos pocos metros hasta por lo menos treinta metros de espesor y algunas pueden ser considerablemente más gruesas. Las capas más gruesas son más comunes en las partes media e inferior de la formación. Este tipo de caliza no está presente tan al oeste como la localidad tipo (WHEELER 1960).



Figura 3.32 Afloramiento de Caliza arrecifal, azul gris, perteneciente a la Formación Churuguara ubicado en la hoja 248-I-SO (UTM426107, 1197707), rumbo de la foto N25°O.

Las areniscas de la Formación Churuguara son de varios tipos. Las más comunes son la variedad de grano medio, gris claro a canela, limpias y porosas. Estas son más abundantes en la localidad tipo. Otras areniscas son normalmente arcillosas, de grano fino a medio y pobremente escogidas; pueden ser de color gris o gris verdoso oscuro o gris azulado (WHEELER 1960).

Las areniscas glauconíticas contienen gruesos granos de glauconita de color verde brillante a verde opaco embebidos en una matriz de arcilla ferruginosa, limosa, de color gris a marrón. Estas areniscas glauconíticas se presentan por debajo del contacto Agua Clara-Churuguara y por encima del miembro inferior de esta unidad (WHEELER 1960).

Las limolitas son gris claro a gris oscuro, micáceas y medianamente endurecidas. Las lutitas son gris a gris oscuro, limosas, poco fosilíferas y de fractura irregular. Contienen nódulos de arcilla ferruginosa, paralelos a la estratificación, que meteorizan en colores rojizos (WHEELER 1960).

Mediante correlaciones a través de fallas y pliegues se pudo medir una sección completa de esta unidad en la quebrada Mamoncito. Allí la formación tiene un espesor aproximado de 1.215 metros, haciéndose más delgada hacia el sur y más gruesa hacia el norte y el oeste (WHEELER 1960).

A través de un corte geológico trazado en el suroeste del primer cuadrante a partir de la Quebrada Agua Negra y con orientación N30O, se pudo medir un espesor 516 m (ver figura 3.33).

### 3.2.6.2 Correlación y relaciones de facies.

El contacto Jarillal-Churuguara parece concordante pero puede ser discordante. El contacto con la Formación Agua Clara, suprayacente, es concordante. Hacia el norte, la Formación Churuguara es transicional con la facies de la Formación Pecaya y la parte inferior de la Formación Agua Clara. Esta correlación se basa en una sección geológica trazada al suroeste del primer cuadrante, que corta las a las formaciones Jarrillal, El Paraíso, Pecaya, Churuguara y Agua Clara, que permite ver la variación lateral de estas unidades (ver figura 3.33).

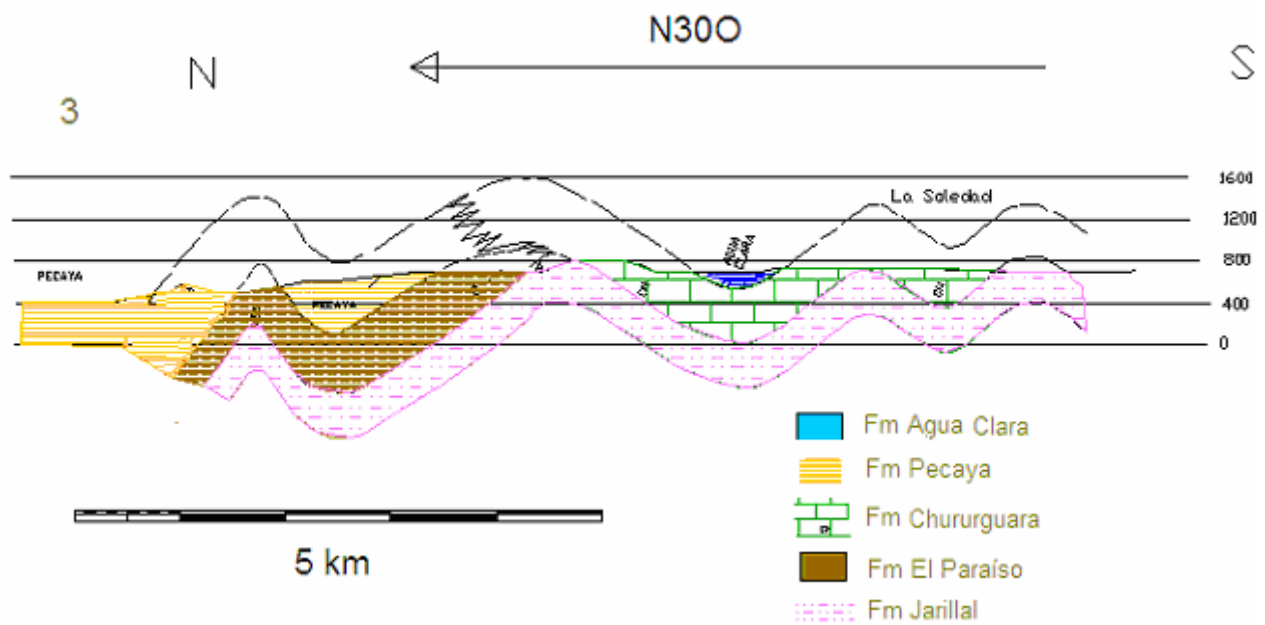


Figura 3.33 Corte generalizado N° 3 trazado a partir de la quebrada Agua Negra y con orientación N30O.

Según WHEELER (1960) la correlación de la Formación Pedregoso con la parte superior y media de la Formación Churuguara tiene su fundamento en su posición estratigráfica. La correlación de las capas más jóvenes de la Churuguara con las capas inferiores de Agua Clara se basa en evidencia paleontológica.

La Formación Churuguara equivale a las formaciones El Paraíso y Pecaya de la parte central de la cuenca y, posiblemente, a la parte más inferior de Agua Clara (DÍAZ DE GAMERO 1977 a).

### 3.6.2.3 Edad y paleontología

Estudios realizados por WHEELER (1960) revelan que la parte fosilífera de la Formación Churuguara es de edad Mioceno Temprano en las capas superiores y Oligoceno Tardío en la parte inferior. En la localidad tipo por lo menos los 169 m superiores de la formación son de edad Mioceno Temprano. Foraminíferos grandes de edad Oligoceno Tardío abundan en los 600 m basales de la unidad.

En la localidad tipo la fauna del Mioceno Temprano consiste de foraminíferos pertenecientes a las especie *Textularia falconensis* CUSHMAN & RENZ, y de los siguientes moluscos: *Turritella zuliana* F. HODSON, *Anadara (Cunearca), zuliana* var. *maracaibensis* (H. HODSON) y *Semele quirosana* H. HODSON.

Los foraminíferos grandes, que no se encuentran en la parte superior de la formación, son muy abundantes en las capas oligocenas. Entre ellos se incluyen, *Operculinoides panamensis* (CUSHMAN), *Operculinoides semmesi* VAUGHAN & COLE, *Operculinoides antiguensis* VAUGHAN y COLE, *Miogypsina hawkinsi* H. HODSON y *Heterostegina antillea* (CUSHMAN). Entre los moluscos la *Turritella zuliana* está reemplazada por la forma ancestral más pequeña *Turritella montañitensis olcotti* F. HODSON. La *Turritella filacarmenensis* F. HODSON es también un buen fósil índice de esta parte de la formación. El pelecípodo *Pecten antiguensis churuguarensis* F. y H. HODSON ocurre tanto en la parte superior como en la parte inferior de esta unidad.

### 3.3 SEGUNDO CUADRANTE 6248-II ubicado en la zona sureste de la hoja 6248

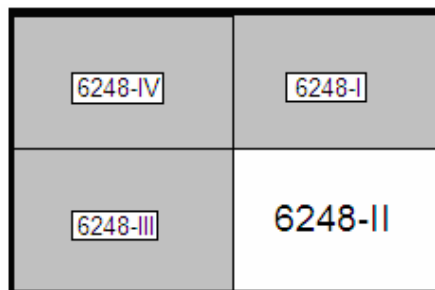


Figura 3.34 ubicación del segundo cuadrante

Este cuadrante se encuentra en la zona sureste del mapa 6248 (ver figura 3.34). En un recorrido norte-sur se encuentran las formaciones Agua Clara, Churuguara, Casupal, Jarillal, Matatere y Capadare, así como también bloques alóctonos de la Formación Barquisimeto y cuerpos ígneos pertenecientes a la Ofiolitas de Siquisique y Río Tocuyo. La presencia de estos cuerpos rocoso hacen al segundo cuadrante más variado en su contenido de unidades.

#### 3.3.1 FORMACIÓN AGUA CLARA

En esta zona la Formación Agua Clara ocupa un área de 15,53 km<sup>2</sup>, y se encuentra en contacto con concordante con Churuguara y parcialmente con Casupal (ver figura 3.35).

##### 3.3.1.1 Descripción litológica y características de campo

Además de las descripciones previas en el primer cuadrante en campo se observaron lutitas intercaladas con areniscas. Las lutitas meteorizan a color gris claro o marrón pálido y las areniscas de color marrón oscuro a tonos rojizos (ver figura 3.36).

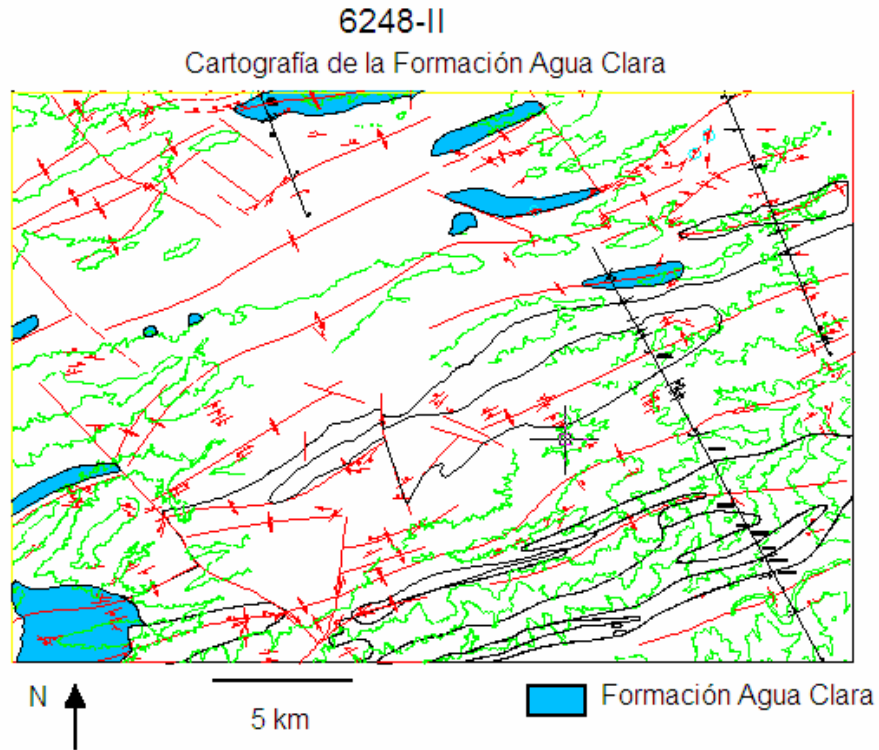


Figura 3.35. Cartografía de la Formación Agua Clara en el segundo cuadrante.



Figura 3.36 Calizas arenosas y lutitas pertenecientes a la Formación Agua Clara que aflora en la zona 6248-II con orientación N73E42S, rumbo de la foto N65E.

### 3.3.2 FORMACIÓN CHURUGUARA

Esta unidad es la que mayor área ocupa con 258,90 km<sup>2</sup> (ver figura 3.7), y se encuentra en contacto concordante con las formaciones Agua Clara, y Casupal.

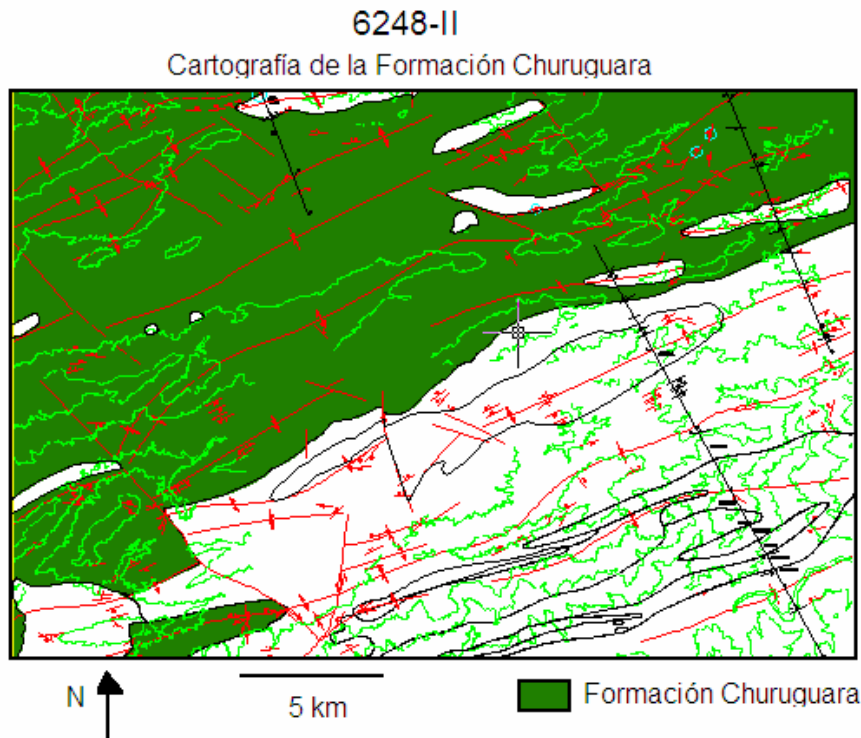


Figura 3.37 Cartografía de la Formación Churuguara en el segundo cuadrante.

#### 3.3.2.1 Descripción litológica y características de campo

Se pueden observar intercalaciones de calizas y lutitas, que con coinciden con la descripción dada por DÍAZ DE GAMERO (1977 a), en donde explica que se puede reconocer una faja arenoso-lutítico-calcárea, con su división de “intercalaciones de lutitas y calizas” (ver figura 3.8).

En el campo se pueden observar calizas arenosas de grano a fino a grueso, con orientación N40E 25N, de color meteorizado marrón con grandes nódulos ferruginosos y marcas de bivalvos, coincidiendo con la descripción previa de WHEELER (1960) (Ver figuras 3.39, 3.39a, 13.39b y 3.39c).





Figura 3.8 Intercalación de calizas y lutitas, pertenecientes a la Formación Churuguara, que afloran en la hoja 6248-II-NE con orientación N10E23N (UTM 440758,19367).



Figura 3.9. Afloramiento de Calizas arenosas pertenecientes a la Formación Churuguara, ubicado en la hoja 6248-II-NE. Rumbo de la foto S80°O (UTM 440299, 1195795).



Figura 3.39 a. Detalle de la figura 3.39 se observa la marca de un bivalvo.



Figura 3.39b y 3.39c. Detalle de la figura 3.39 se observa los nódulos ferruginosos.

### 3.3.2.2 Correlación y relaciones de facies

Hacia el sur y sureste la Formación Churuguara es transicional con la Formación Casupal y sus capas más jóvenes de esta unidad tienen correlación con las capas inferiores de Agua Clara (ver figura 3.40).

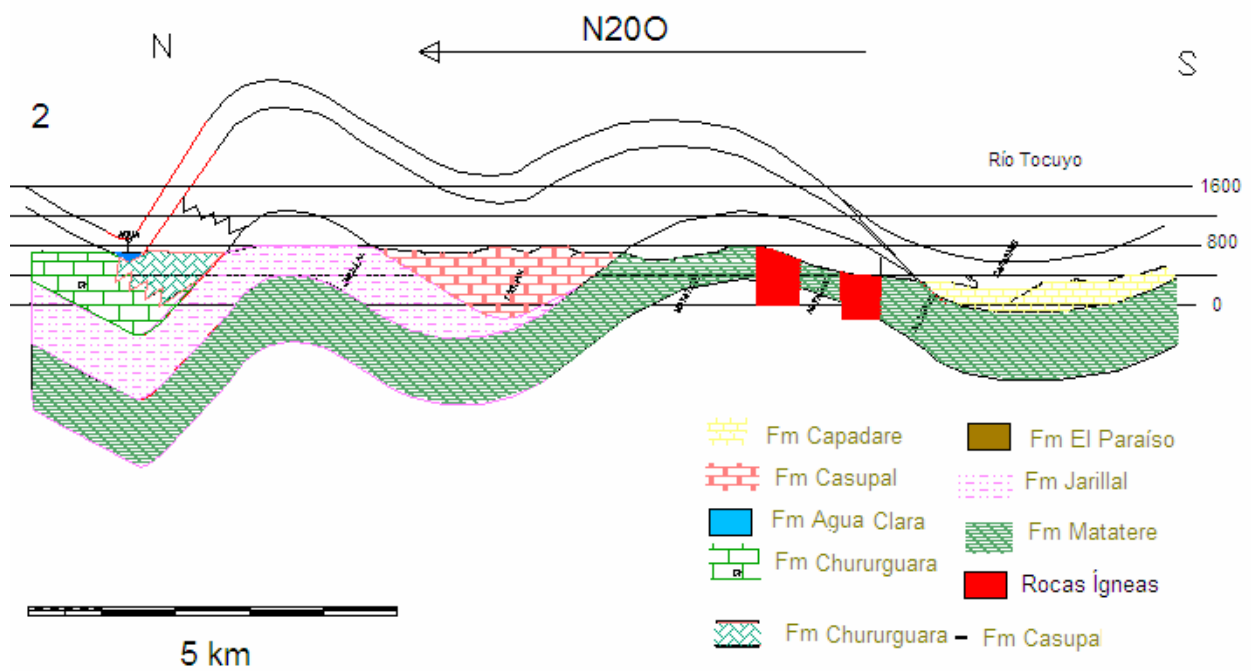


Figura 3.40 Corte n° 2 trazado desde Río tocuyo hacia en poblado de Churuguara con orientación N20°O.

### 3.3.3 FORMACIÓN CASUPAL

La Formación Casupal abarca un área de 114,729 km<sup>2</sup> en segundo cuadrante y esta ubicada en la parte sureste de la zona (ver figura 3.41). Se encuentra en contacto diacrónico con la Formación Churuguara concordante con Agua Clara, Jarillal y discordante por debajo de Capadare, a su vez se encuentra en contacto discordante con los cuerpos ígneos pertenecientes a las Ofiolitas de Siquisique y Río Tocuyo y con la Formación Matatere.

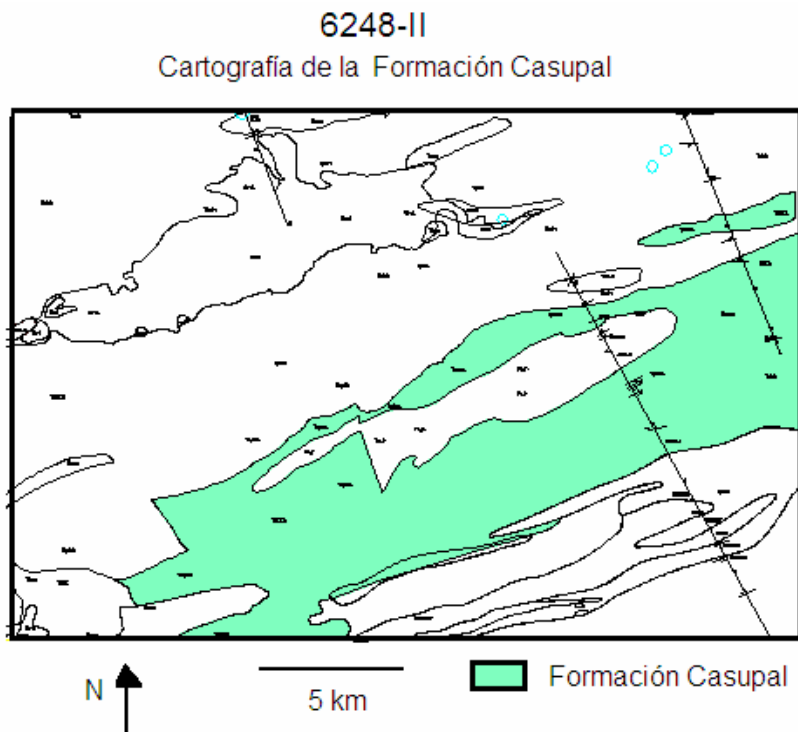


Figura 3.41 Cartografía de la Formación Casupal en el segundo cuadrante.

#### 3.3.3.1 Descripción litológica y características de campo

Informes anteriores (MÉNDEZ 1967) señalan que esta unidad presenta una sección inferior predominante lutítico-arcillosa calcárea, con areniscas de grano medio intercaladas y una sección superior cuya característica litológica distintiva es la presencia de potentes capas de areniscas de grano grueso, conglomerados y abundante material carbonoso.

Las areniscas son de color gris claro, de grano medio a conglomeráticas, en capas de menos de dos metros o en capas gruesas de más de cinco metros, cuarzosas, frecuentemente carbonosas, pocas veces calcáreas, arcillosas. Los conglomerados en capas de hasta diez metros de espesor se encuentran bien cementados, formados por guijarros redondeados de cuarzo blanco y cuarcita, gneis, caliza y ftanita negra en una matriz areno-arcillosa. Lutitas y arcillas de color gris oscuro, arenosas a limosas, a veces lignísticas, calcáreas, se presentan intercaladas con los clásticos gruesos. Hacia la mitad de la parte superior de la unidad se encuentran calizas margosas con *Turritella sp.* y una capa de dos metros de espesor de caliza conchífera con *Ostrea sp.* (MÉNDEZ 1967).

### **3.3.3.2 Correlación y relaciones de facies**

Se encuentra cubierta discordantemente por la Formación Capadare; su base no se encuentra expuesta. El contacto se coloca en la base de las calizas amarillentas de la Formación Capadare debajo de las cuales aparece la sección de clásticos gruesos de la Formación Casupal. Esta unidad se correlaciona probablemente con la Formación Churuguara, Agua Clara (MÉNDEZ 1967).

### **3.3.3.3 Edad y paleontología**

WHEELER (1963) menciona que en el área de Churuguara la Formación Casupal contiene escasa micro y macrofauna de edad Oligoceno (ver apéndices).

Algunas muestras de la parte media de la Formación Casupal en quebrada La Pluma fueron estudiadas palinológicamente encontrándose polen de edad Oligoceno-Mioceno (MÉNDEZ, 1967).

### 3.3.4 FORMACIÓN JARILLAL

La Formación Jarillal en este cuadrante ocupa 22, 67 km<sup>2</sup>, se encuentra al sureste de la zona (ver figura 3.42) y en contacto discordante con la Formación Casupal. La descripción litológica esta expuesta previamente en el cuadrante uno.

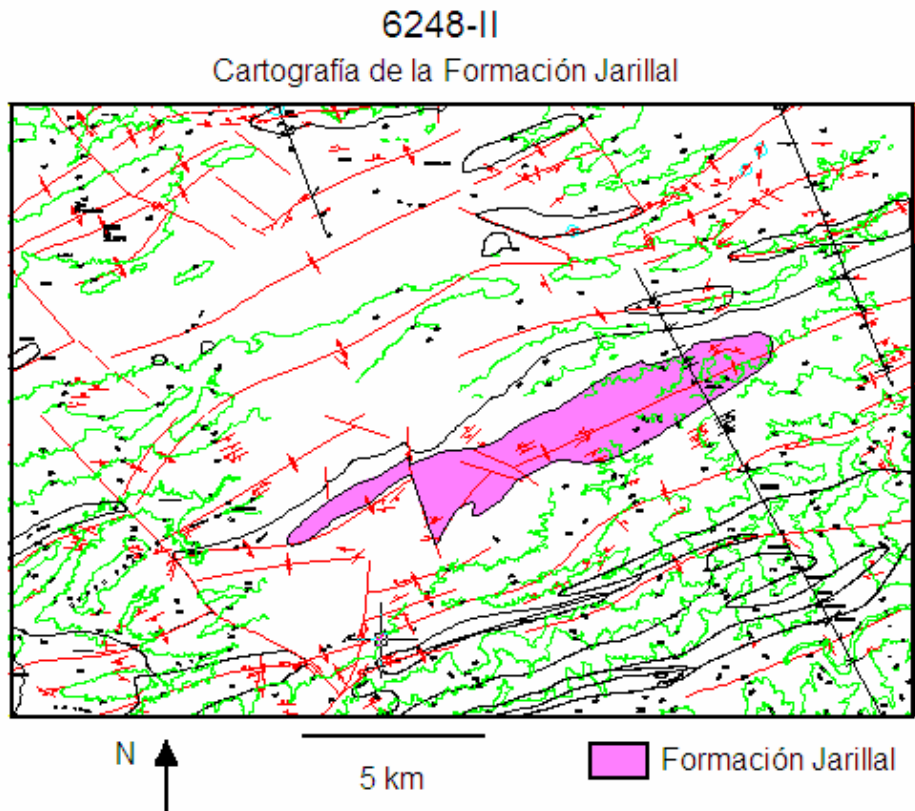


Figura 3.42 Cartografía de la Formación Jarillal en el segundo cuadrante.

### 3.3.5 FORMACIÓN MATATERE

Esta unidad representa un área de 22,15 km<sup>2</sup>, de edad Paleoceno-Eoceno, se encuentra al sureste de esta zona (ver figura 3.43) y esta en contacto discordante con las formaciones Casupal, Capadare, las Ofiolitas de Siquisique y Río Tocuyo, y con los bloques alóctonos de la Formación Barquisimeto.

Se caracteriza por presentar una espesa secuencia de turbiditas asociadas a varios horizontes de capas de peñones (BELLIZZIA & RODRÍGUEZ 1967).

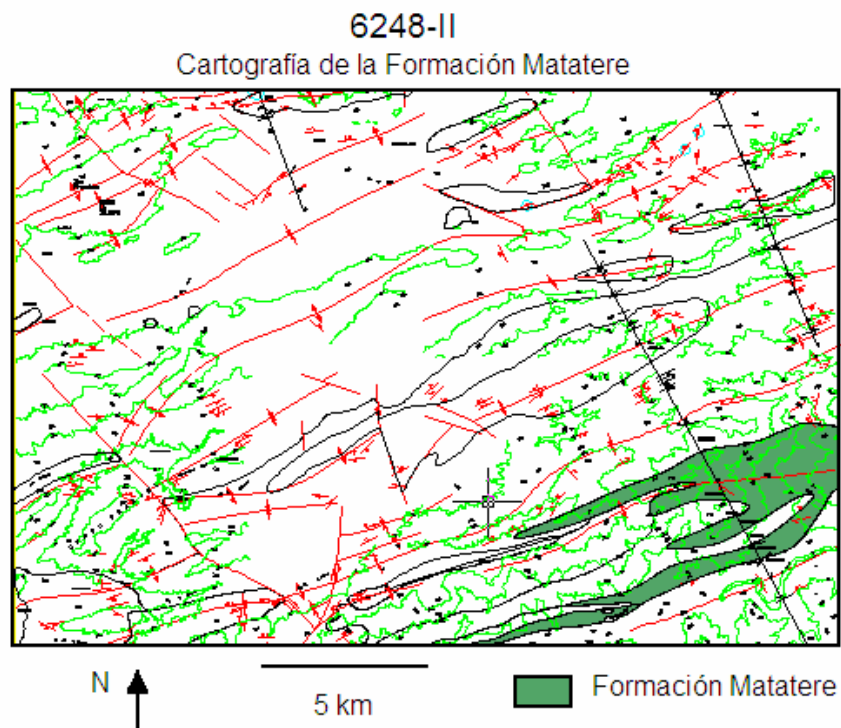


Figura 3.43 Cartografía de la Formación Matatere

### 3.3.5.1 Descripción litológica y características de campo

Según BELLIZZIA & RODRÍGUEZ (1967) la Formación Matatere se encuentra representada por areniscas que varían desde impuras líticas a areniscas impuras feldespáticas, con varios horizontes de areniscas conglomeráticas y conglomerados líticos

Las areniscas y conglomerados se componen de cuarzo, feldespatos y micas y fragmentos líticos de composición variable representados por calizas, filitas, esquistos, cuarcitas, lutitas y en menor proporción por rocas volcánicas básicas y gneises. Cabe destacar que la proporción de fragmentos líticos de volcánicas básicas aumenta hacia el norte (BELLIZZIA & RODRÍGUEZ 1967).

### 3.3.5.2 Correlación y relaciones de facies

Estudios BELLIZZIA & RODRÍGUEZ (1967), revelan que las condiciones sedimentarias de la Formación Matatere son semejantes a la de facies de “*flysch*” y su sedimentación se atribuye en gran parte a corrientes de turbiedad. La presencia de grandes espesores de turbiditas asociadas a fenómenos de deslizamientos submarinos por efectos de gravedad, es una característica del Surco de Barquisimeto y juega un papel de primordial importancia en la tectónica y mecánica de transporte del alóctono.

La presencia de olistromos de rocas metamórficas y volcánicas sugiere levantamientos epirogénicos de las áreas limítrofes del surco o una fuerte erosión submarina. El desarrollo de calizas arrecifales es la evidencia de levantamientos en el Paleoceno en el área de El Tocuyo y Carora. En la región estudiada no se encuentran calizas arrecifales, sino delgadas capas esporádicas de calizas pelágicas. Se estima un espesor que sobrepasa los 3.000 m (BELLIZZIA & RODRÍGUEZ 1967).



### 3.6 FORMACIÓN CAPADARE

Esta formación ocupa un área de 38,92 km<sup>2</sup> en el segundo cuadrante (ver figura 3.44) y es la unidad que está más al sureste de la zona de estudio.

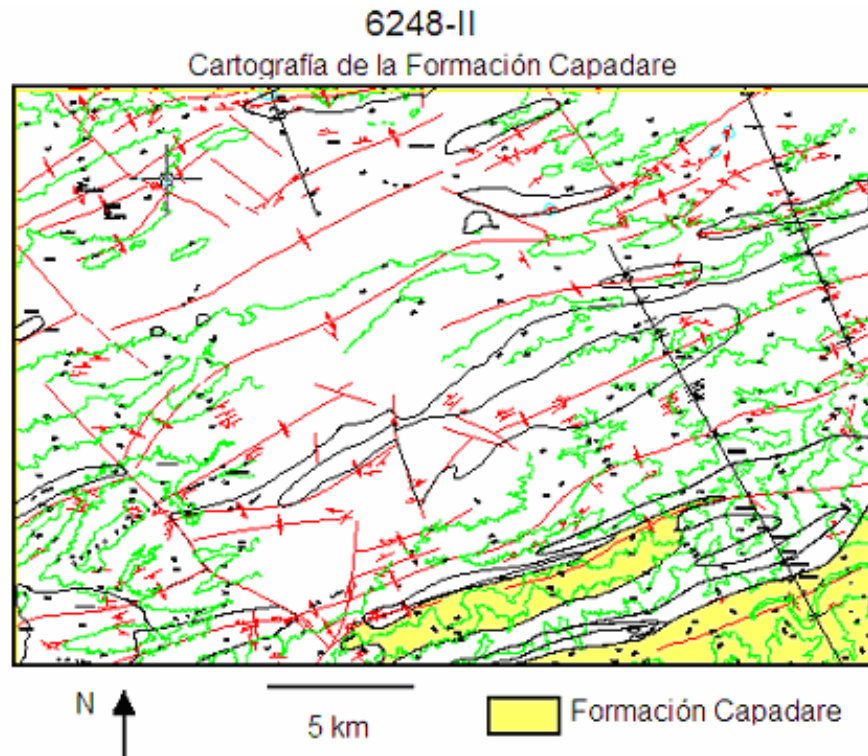


Figura 3.44 Cartografía de la Formación Capadare en el segundo cuadrante.

#### 3.3.6.1 Descripción litológica y características de campo

La siguiente descripción es tomada de GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980).

Se desconoce la extensión geográfica de la Formación Capadare dentro de la Cuenca de Agua Salada. RENZ (1948) indicó que el Grupo Agua Salada, profundiza en dirección norte y este de su localidad tipo, unos 30 km al sur del río Hueque.

La formación consiste en calizas margosas de color crema, muchas de ellas coquinoideas, lutitas calcáreas también de color crema, algunas arenáceas o limosas y ricas en contenido faunal y escasas lentes de arenisca calcárea de grano fino.

Algunas calizas son fosfáticas y otras dolomíticas. Los cambios litológicos laterales son frecuentes, en algunas localidades. La unidad esta constituida por 90% de calizas y en otras puede contener hasta un 50% de lutitas y margas.

En las calizas de la Formación Capadare, se han localizado yacimientos de fosfatos, como son el de Riecito (PONTE RODRÍGUEZ, 1951; SANTELIZ, 1972, etc.), el cerro Chichiriviche con el yacimiento de Lizardo y en Sanare. RODRÍGUEZ *et al.* (1976) ubicaron un cinturón de dolomitas en la Formación Capadare entre Sanare y Cerro Misión. El espesor sobrepasa los 135 m.

La localidad tipo se establece en el cerro Capadare y la sección tipo se encuentra aflorando en el camino que une a los poblados Camachima y el Cayude.

### **3.3.6.2 Correlación y relaciones de facies**

Las facies de calizas arrecifales de la subcuenca de Casupal no han sido objeto de publicaciones detalladas, aunque se reconoce su importancia económica por su contenido de fosfatos como en Riecito (PONTE RODRÍGUEZ 1951), BELLIZZIA & RODRÍGUEZ (1976, p. 3.325) indicaron que estas calizas tienen amplia distribución en la región de los valles de los ríos Tocuyo, Aroa y Casupal y se extiende en afloramientos continuos desde la región de Chichiriviche hasta Mapararí en Falcón central.

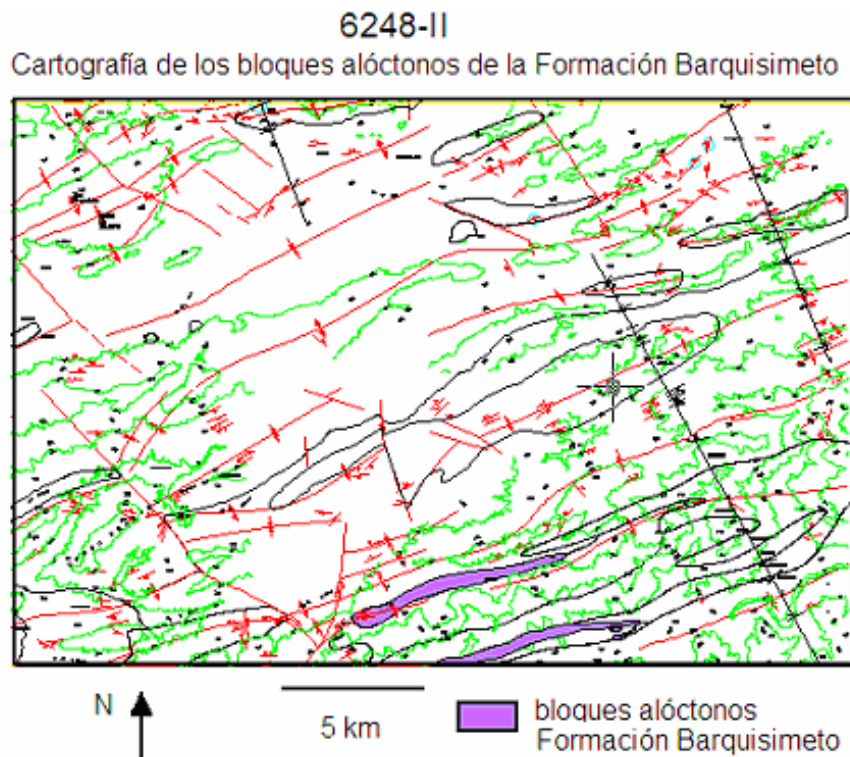
La Formación Capadare recubre discordantemente a las formaciones Agua Linda y Casupal (MÉNDEZ 1967, p. 113 y 166) y el contacto se establece en la base de las calizas color crema. Hacia el valle del río Aroa descansa discordantemente sobre las rocas metamórficas (BELLIZZIA & RODRÍGUEZ *op. Cit.*). Su contacto superior con la Formación Ojo de Agua es concordante y transicional diacrónico.

### 3.3.6.3 Edad y paleontología

La unidad es fosilífera, generalmente con calizas de *Lithothamnium* y ocasionales coquinas de *Ostrea*, con moluscos y equinoideos. Las lutitas y margas contienen *Amphistegina* sp., *Sorites* sp., *Bolivina* sp., no diagnósticas de edad. La edad se considera Mioceno Medio y Tardío por correlación directa con el Miembro Huso de la Formación Pozón (RENZ en L.E.V. I, 1956, p. 133).

### 3.3.7 BLOQUES ALÓCTONOS DE LA FORMACIÓN BARQUISIMETO

Ubicada al sureste del área de estudio y con una extensión geográfica de 4,97 km<sup>2</sup> se encuentra este cuerpo rocoso (ver figura 3.45), que fue descrito por BUSHMAN (1959, 1965) nombrándolo Formación Barquisimeto, aunque sus afloramientos ya fueran citados por LIDDLE (1946) como “Formación Luna” y como “Cazadero” por VON DER OSTEN & ZOZAYA (1957) (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).



3.45 Cartografía de los bloques alóctonos de la Formación Barquisimeto.

#### 3.3.7.1 Descripción litológica y características de campo

La base geológica utilizada en este estudio señala su naturaleza alóctona, estudios previos por BELLIZZIA & RODRÍGUEZ (1976) señalan que los afloramientos situados al norte de Barquisimeto correspondían a una imbricación tectónica de escamas cretácicas y terciarias corridas hacia el sureste y sugieren la teoría del desplome y deslizamiento de bloques cretácicos a una cuenca del

Terciario temprano para explicar gran parte de las relaciones estratigráficas que se observan en Lara.

En cuanto a la litología se tiene que de base a tope, la secuencia presenta la siguiente sucesión litológica: lutitas filíticas, limolitas, marlitas, con lentes de calizas espesas, carbonáceas, laminadas y con alto contenido de arcilla y limo. Se observan “concreciones” calcáreas que consisten mayormente en estructuras de almohadilla y bolas, y de capas estriadas (ver Figura 3.46).

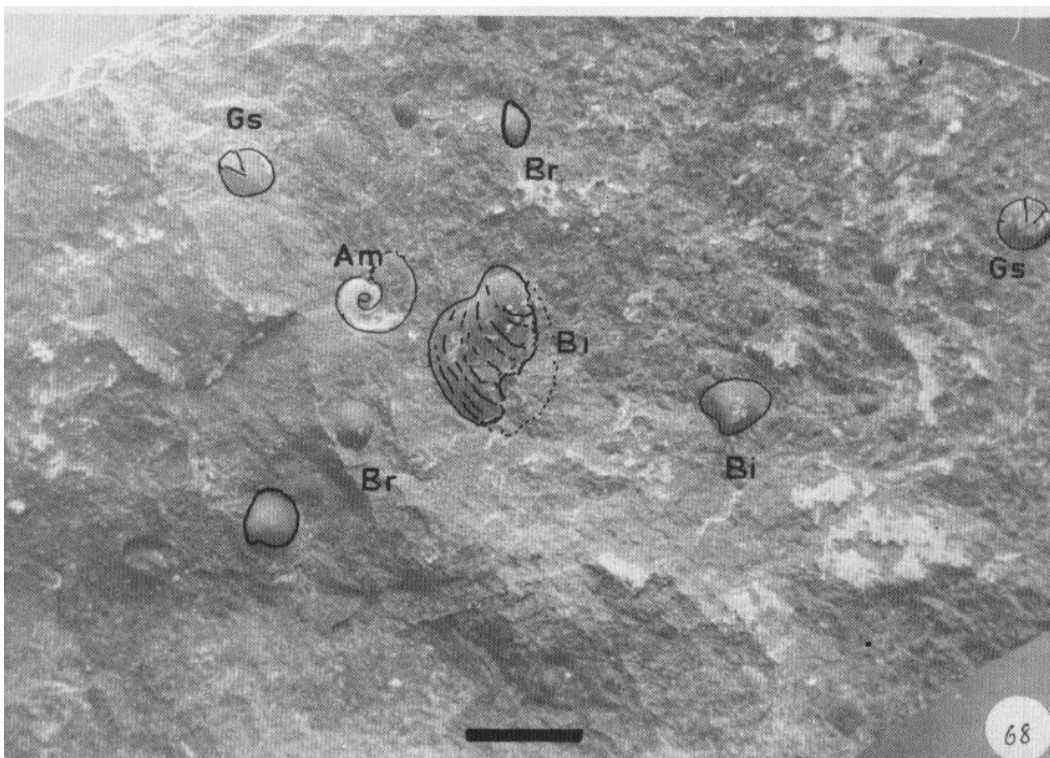


Figura 3.46 Aspecto interno de una correlación calcárea de la parte inferior de la formación. Nótese la presencia de amonites juveniles (Am) braquiópodos (Br), bivalvos (Bi) y gasterópodos patelliformes (Gs) que forman parte de la fauna bentónica original de la formación, como lo sugiere su perfecto estado de preservación (tomado de MACSOTAY O.; J. F., STEPHAN, Y E. ALVAREZ, 1987, GRUPO LARA: SEDIMENTITAS OCEÁNICAS Y PENINSULARES EN EL CRETÁCEO ALÓCTONO DE VENEZUELA OCCIDENTAL. *BOL. GEOL.*, (28))

Es característica la presencia de porfiroblastos de pumpelita, y de carácter filático de algunos horizontes lutíticos, que indican un metamorfismo de bajo grado (BELLIZZIA & RODRÍGUEZ, 1968).

En la base de la Formación Barquisimeto, se observan diamicritas calcáreas y flujos de olistolitos (ver figura 3.47). Según LIDDLE (1946) se pueden encontrar “calizas delgadas fuertemente metamorfizadas, con rudistas” en la Formación Barquisimeto inferior.

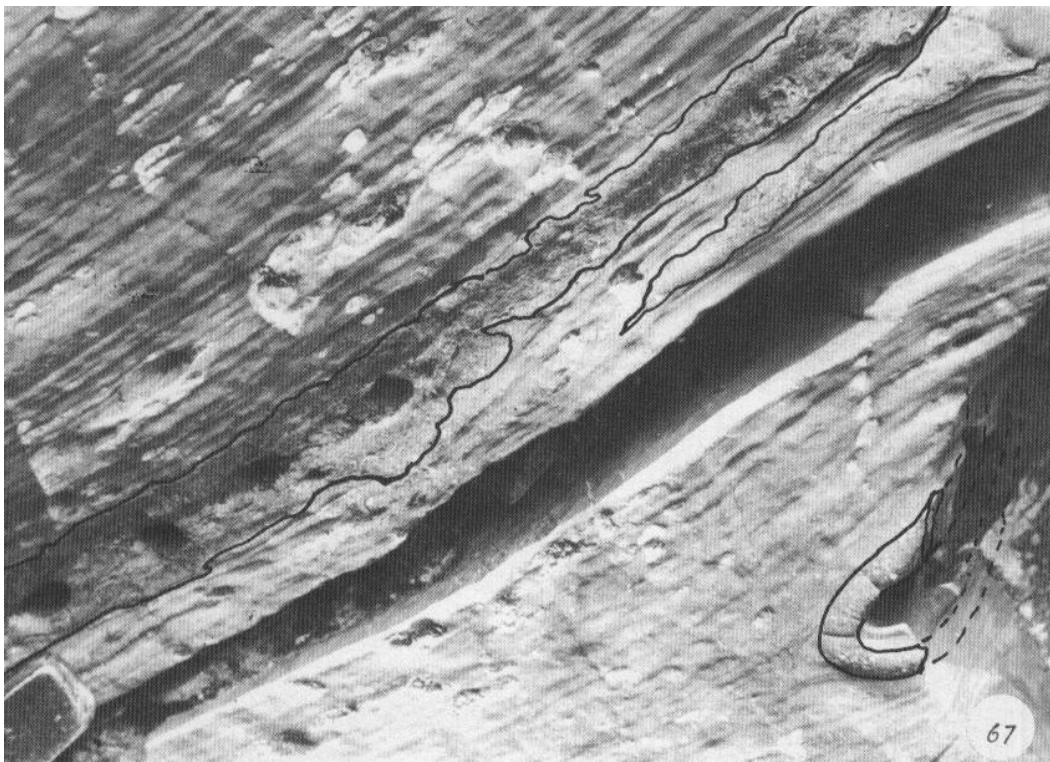


Figura 3.47 Caliza biomicrítica microlaminada, característica de la parte inferior de la formación. En la esquina derecha inferior, obsérvese parte de una galería atribuida al icnogénero *Rhizocorallium*, que se observa ocasionalmente en el miembro inferior de la Formación Barquisimeto (tomado DE MACSOTAY O.; J. F., STEPHAN, Y E. ÁLVAREZ, 1987, GRUPO LARA: SEDIMENTITAS OCEÁNICAS Y PENINSULARES EN EL CRETÁCEO ALÓCTONO DE VENEZUELA OCCIDENTAL. *BOL. GEOL.*, (28))

El miembro superior consiste en una alternancia monótona de lutitas silíceas y ftanitas negras, finamente laminares. Intercaladas se hallan marlitas y lutitas calcáreas (BELLIZZIA & RODRÍGUEZ

1968). Las fñanitas, porcelanitas y lutitas silíceas dominan la litología en este miembro (ver figura 3.48).



Figura 3.48 Litofacies de lutita silíceas, intercalada con capas de fñanita con microfauna de radiolarios, característico de la parte superior de la formación (tomado de MACSOTAY O.; J. F., STEPHAN, & E. ALVAREZ, 1987, GRUPO LARA: SEDIMENTITAS OCEÁNICAS Y PENINSULARES EN EL CRETÁCEO ALÓCTONO DE VENEZUELA OCCIDENTAL. *BOL. GEOL.*, (28))

Esta unidad está en contacto con el cuerpo rocoso de ígneas máficas y ultramáficas de Siquisique-Río Tocuyo, con las formaciones Casupal, Capadare y Matatere. MACSOTAY *et. al.* (1987) revelan que en todos los afloramientos observados en sus estudios, la unidad “se halla cubierta en discordancia angular y erosional por la Formación Matatere”.

Según descripción previa (MACSOTAY, *et. al.* 1987) la edad de la Formación Barquisimeto se halla bien documentada en su miembro inferior: Cenomaniense o Coniaciense. Los horizontes del miembro superior presentan probablemente el Campaniense tardío a Maastrichtiense temprano.

### 3.3.8 CUERPOS ÍGNEOS

Ocupan 13.26 km<sup>2</sup> del área total del tercer cuadrante (ver figura 3.49).

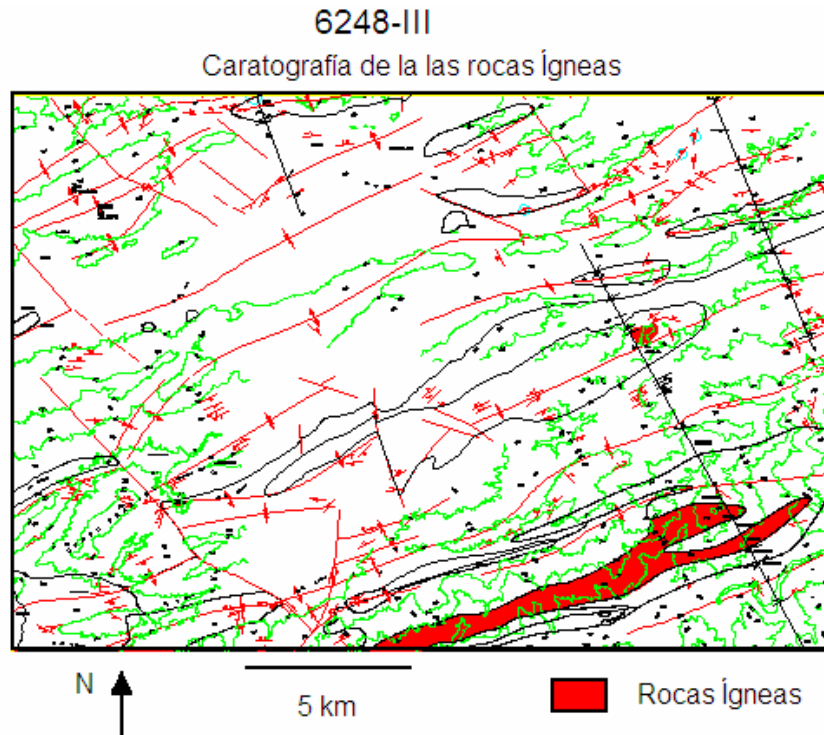


Figura 3.49 Cartografía de la rocas ígneas en el segundo cuadrante.

#### 3.3.8.1 Descripción litológica y características de campo

En la región de Siquisique-Río Tocuyo afloran unas ofiolitas aisladas en el borde del Surco de Barquisimeto. Las rocas se encuentran embebidas en las turbiditas del Paleoceno-Eoceno y son una mezcla caótica de bloques derivados de provincias geológicas diferentes; las inclusiones son tanto de origen tectónico como sedimentario gravitacional y presentan zonas de “melanges” y “olistostromas” (BELLIZZIA *et. al.* 1972).



Estos autores describen que el diámetro de las unidades alóctonas varían desde fragmentos de pocos centímetros hasta bloques de grandes dimensiones. Los melanges de Siquisique-Río Tocuyo incluyen principalmente tres tipos de rocas:

- A. basaltos espilíticos, tobas, gabros, gabros anortosíticos, gabros oliviníferos serpentinizados y peridotitas serpentinizadas, que representan fragmentos de corteza oceánica
- B. chert, calizas, lutitas y filitas de las formaciones La Luna y Barquisimeto
- C. turbiditas de la Formación Matatere.

Además se pueden observar cantos de rocas gnéicas y trondjemitas. En algunas localidades, especialmente en el río Tocuyo, el fracturamiento y trituración ha sido tan intenso que es casi imposible separar las diferentes unidades petrológicas (BELLIZZIA, *et. al.* 1972).

### 3.4 TERCER CUADRANTE 6248-III ubicado en la zonas sureste de la hoja 6248.

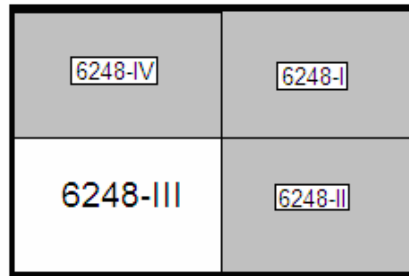


Figura 3.50 ubicación del tercer cuadrante

Está ubicado en la parte suroeste de la hoja 6248, en este sector en un recorrido sur-norte, se encuentra las formaciones Churuquara, Jarillal, Agua Clara, Pecaya y El Paraíso.

#### 3.4.1 LA FORMACIÓN CHURUGUARA

Ocupa un área de 311,27 km<sup>2</sup>, siendo la unidad más representativa de esta zona, su descripción litológica fue explicada previamente en los cuadrantes anteriores (ver figura 3.51).

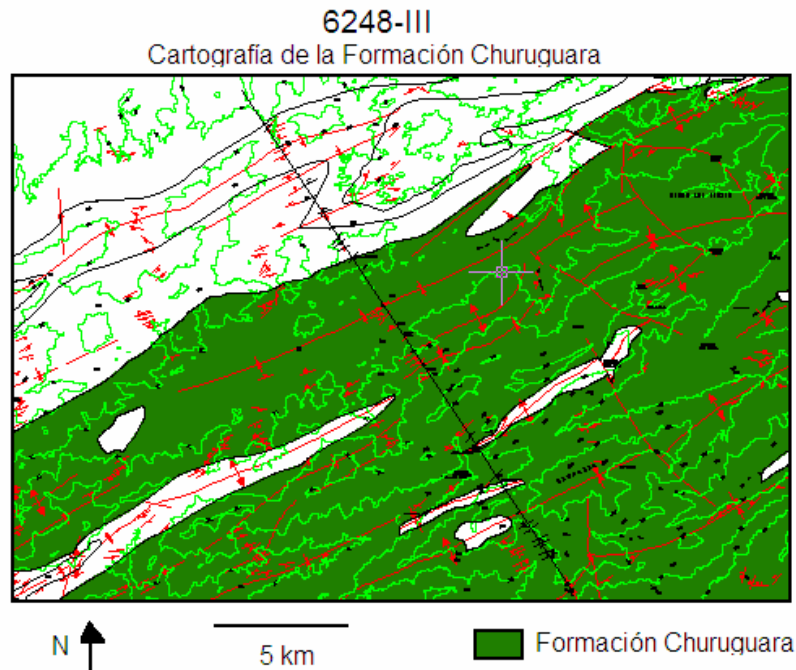


Figura 3.51 Cartografía de la Formación Churuquara en el tercer cuadrante.

A través de un corte geológico trazado desde la Serranía hasta el Anticlinal de Taparoy, con orientación N330 se pudo determinar un espesor para la Formación Churuguara de 704 m. Esta sección permite visualizar la interdigitación entre las formaciones de Pecaya y Churuguara, así como el acuñamiento de la Formación El Paraíso, hacia el sureste, contra la formación Jarillal, para finalmente interdigitar con la Formación Churuguara (ver figura 3.52).

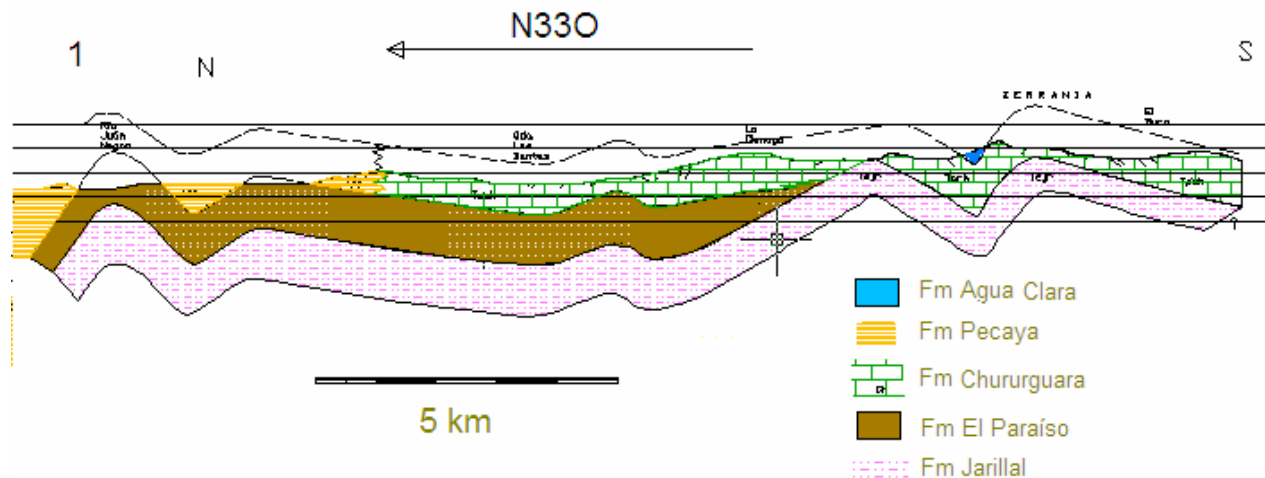


Figura 3.52 Corte n° 1 con orientación N330.

En este sentido se puede decir que en Falcón sur-central las formaciones Pecaya, Churuguara y El Paraíso, poseen el mismo comportamiento estratigráfico que propone DÍAZ DE GAMERO (1977 a) para una zona más al oriente (ver figura 3.53).

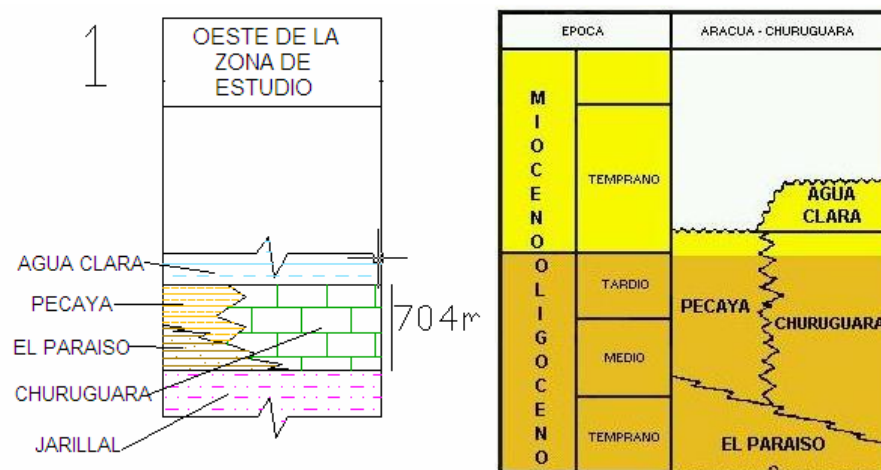


Figura 3.53 Fracción de la Tabla de correlación Falcón (DÍAZ DE GAMERO 1997), tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1997.

### 3.4.2 FORMACIÓN JARILLAL

Esta unidad ocupa un área de 38, 31 km<sup>2</sup>, sus características litológicas están previamente descritas en los cuadrantes anteriores, se encuentra en contacto concordante con las formaciones El Paraíso y Churuguara (ver figura 3.54 y 3.52).

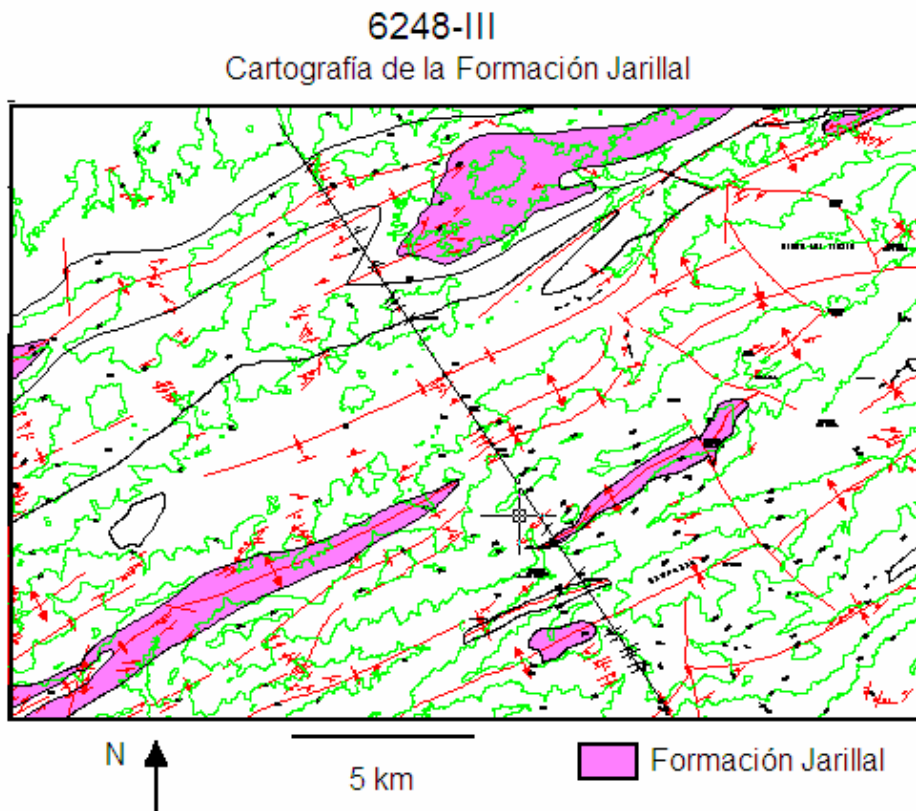


Figura 3.54 Cartografía de la Formación Jarillal en el tercer cuadrante

### 3.4.3 FORMACIÓN AGUA CLARA

Esta unidad ocupa un área de 3,70 km<sup>2</sup>, descansa concordantemente con Churugara siendo la unidad más joven en este cuadrante, sus descripciones litológicas fueron expuestas en los cuadrantes anteriores (ver figura 3.55).

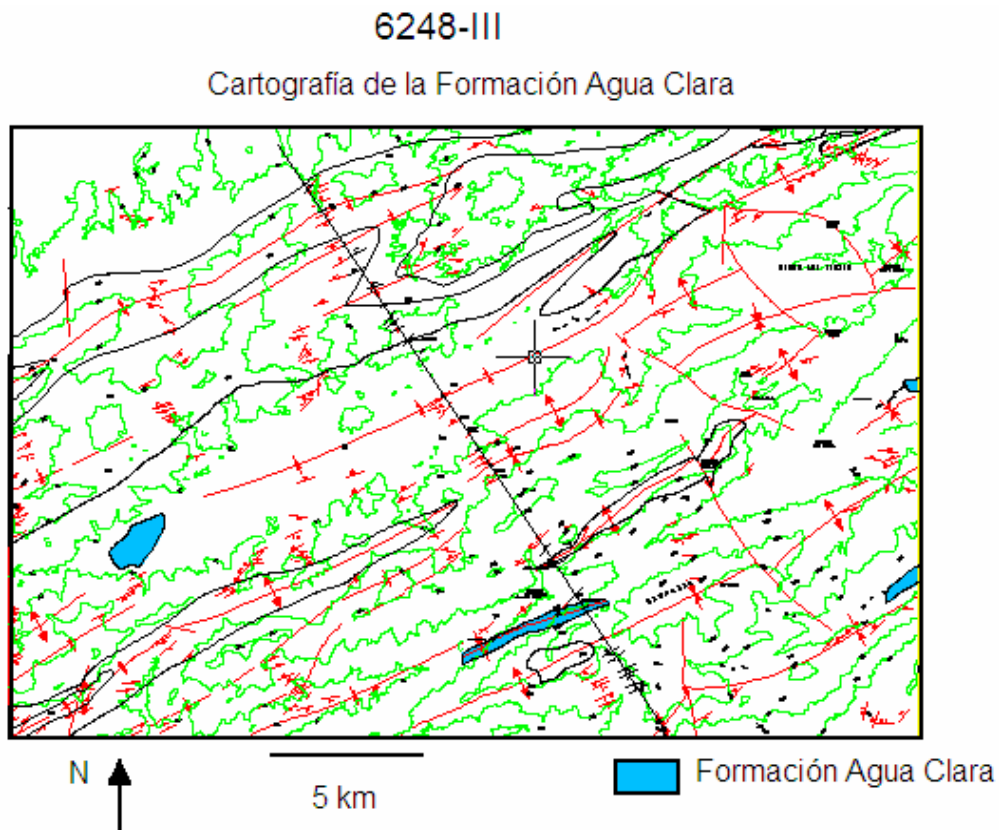
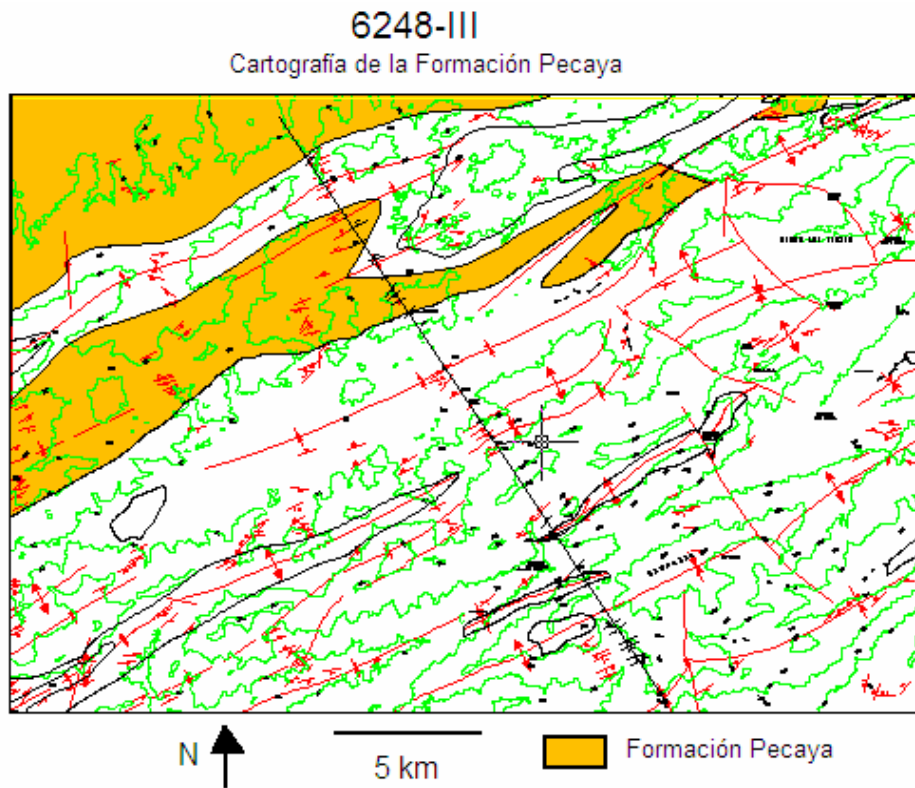


Figura 3.55 Cartografía de la Formación Agua Clara en el tercer cuadrante

### 3.4.4 FORMACIÓN PECAYA

Esta unidad ocupa un área de 93,12 km<sup>2</sup>, siendo la de mayor área después la Formación Churuguara, su descripción litológica fue explicada previamente en los cuadrantes anteriores. Descansa concordante mente sobre la Formación El Paraíso y hacia el sur esta en contacto transicional con la Formación Churuguara (ver figura 3.55 y 3.52)



3.56 Cartografía de la Formación Pecaya en el tercer cuadrante.

### 3.4.5 FORMACIÓN EL PARAÍSO

Esta unidad abarca un área de 42,22 km<sup>2</sup>, su descripción litológica fue expuesta en los cuadrantes previos, descansa en contacto concordante con la Formación Jarillal hasta acuñarse y desaparecer hacia el sur, para finalmente interdigitar con la Formación Churuguara (ver figura 3.57 y 3.52).

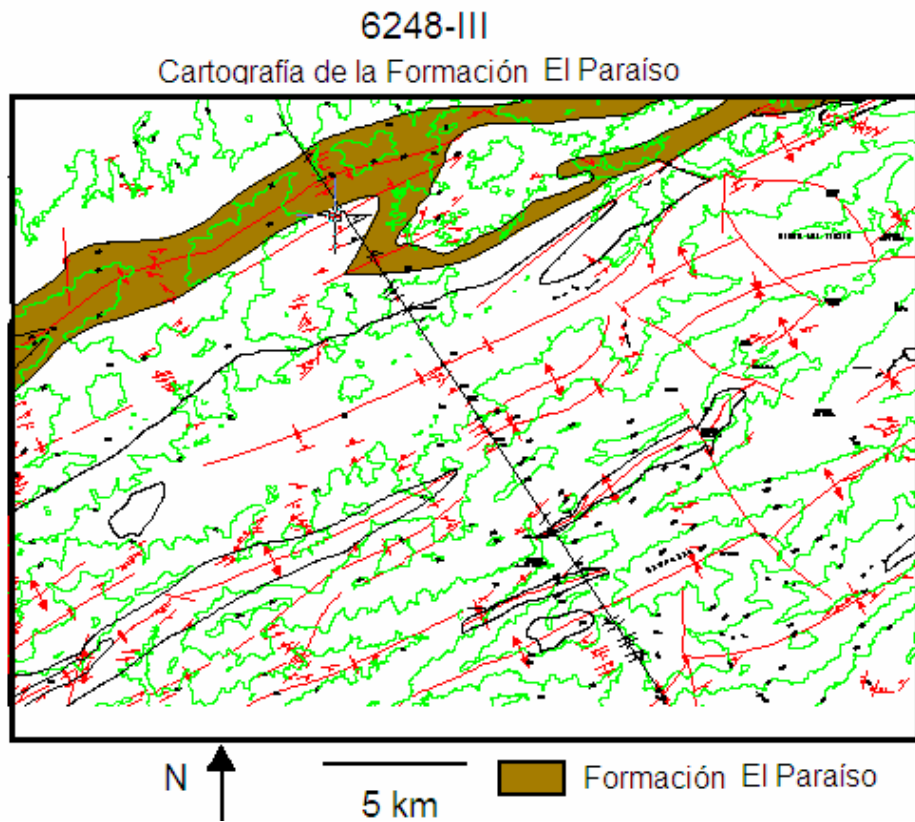


Figura 3.57 Cartografía de la Formación El Paraíso en tercer cuadrante.

### 3.5 Cuarto Cuadrante 6248-IV ubicado en la zona noroeste de la hoja 6248

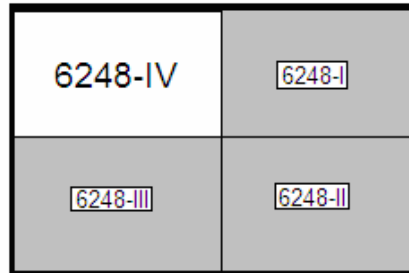


Figura 3.58 ubicación del cuarto cuadrante.

En un recorrido sur-norte en este sector se encuentra las formaciones Jarillal, El Paraíso, Pecaya, esta ultima ocupa un área de 319, 77 km<sup>2</sup> siendo la más representativa en este cuadrante, y finalmente aflora la Formación Pedregoso.

La Formación El Jarillal Esta es la más antigua y se encuentra en contacto concordante con la Formación El Paraíso y discordante en contacto tectónico con la Formación Pecaya. La Formación el Paraíso esta en contacto concordante con la Formación Pecaya.



### 3.5.1 FORMACIÓN JARILLAL

Esta unidad ocupa un área de 7, 63 km<sup>2</sup>, su descripción litológica esta previamente explicada en los cuadrantes previos, es la más antigua y se encuentra en contacto concordante con la Formación El Paraíso y discordante en contacto tectónico con la Formación Pecaya (ver figura 3.59).

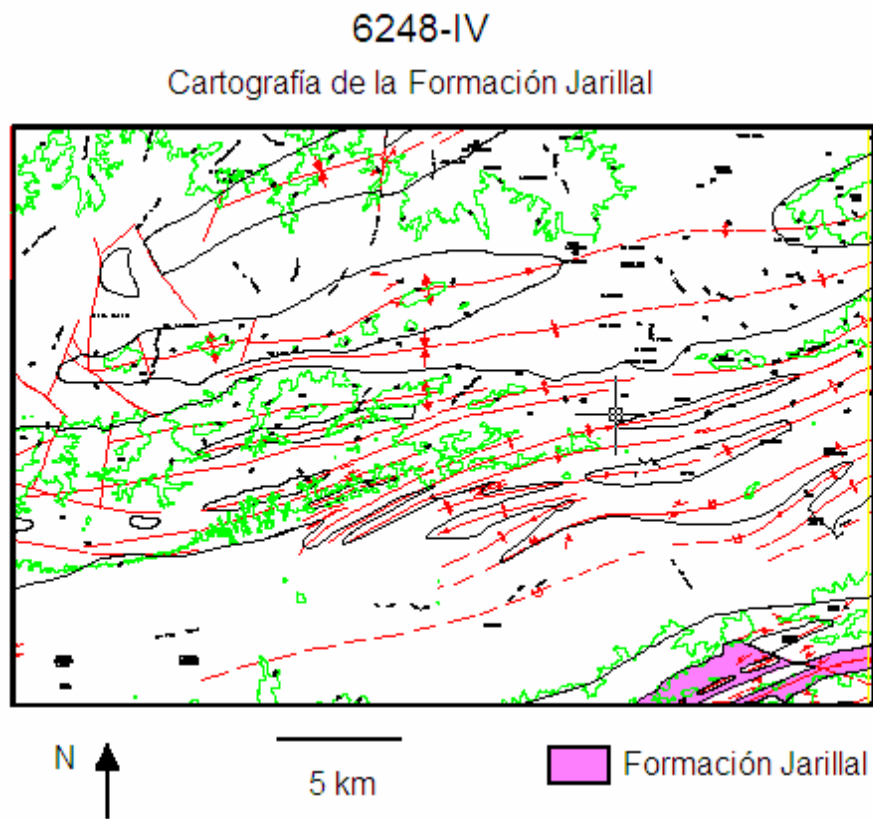


Figura 3.59 Cartografía de la Formación Jarillal en el cuarto cuadrante.

### 3.5.2 FORMACIÓN EL PARAÍSO

Esta unidad ocupa un área de 157,68 km<sup>2</sup>, y esta en contacto concordante con Jarillal y Pecaya (ver figura 3.60)

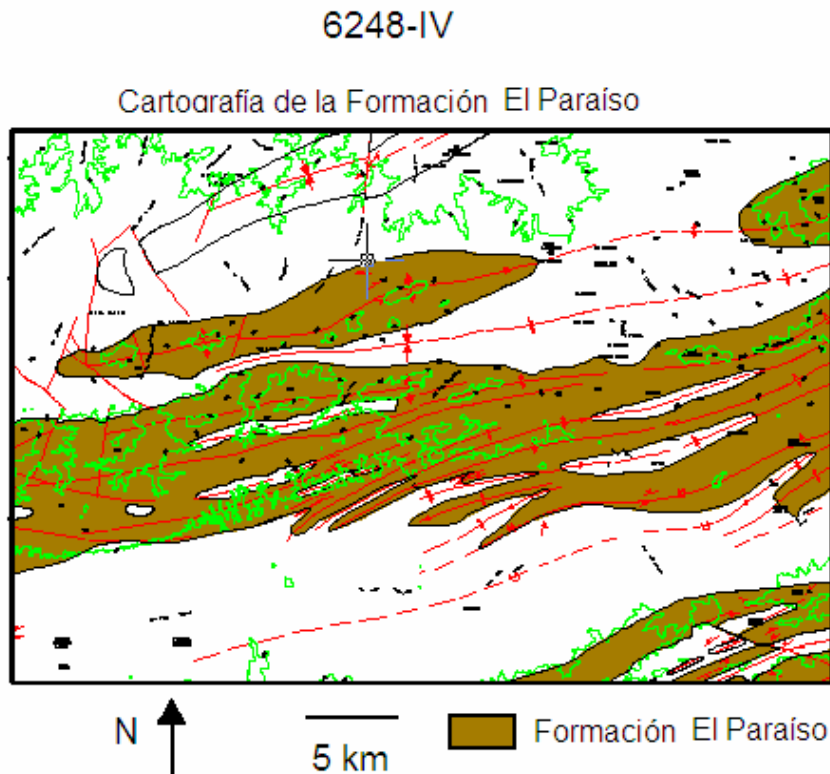


Figura 3.60 Cartografía de la Formación El Paraíso en el cuarto cuadrante.

#### 3.5.2.1 Descripción litológica y características de campo

Según WHEELER (1960) en esta zona el miembro inferior, antes descrito en el primer cuadrante, aflora perfectamente hacia el sur en la quebrada La Danta, cerca de Taparoy, distrito Federación, estado Falcón, a pesar de no estar expuesto en la localidad tipo. Por el contrario el miembro superior si aflora en la localidad tipo y presenta las características previamente descritas en el primer cuadrante.

Observaciones de campo y datos de una sección casi completa medida en la quebrada La Danta indican que la formación se adelgaza rápidamente hacia el sur. Hacia el norte y el oeste la Formación El Paraíso se hace probablemente más gruesa pero su base no aflora por lo que todas las secciones medidas son incompletas. En la localidad tipo la Formación El Paraíso tiene 468 m (WHEELER 1960).

LEAL & RIVERO (2004) estudian una sección de este cuadrante, específicamente en un área en la llanura central entre la Sierra de San Luis y la Sierra de Churuguara, 12 km al sur de la población de Pecaya, entre las coordenadas reticulares: N: 1.205.000 – 1.212.000 y E: 408.000 – 415.000.

Estos autores estudian 4 afloramientos

#### AFLORAMIENTO 1

Ubicado a 300 metros al sureste de la población de Las Adjuntas, al este del río Pecaya y ubicado entre las coordenadas (UTM 412654, 1205725 y 412603, 1205840), con una longitud horizontal de 119,84 m, representando un área aproximada de 2396,8 m<sup>2</sup>.

Forma parte basal de la sección superior de la Formación El Paraíso, y posee un espesor verdadero de 114.98 m aproximadamente. Esta zona se encuentra litológicamente definida por una alternancia casi rítmica de lutitas laminadas de color negro en su gran mayoría, y areniscas de grano muy fino (ver foto 3.61).



Figura 3.61 Parte basal del afloramiento #1. Rumbo E-W (tomado de LEAL & RIVERO 2004)

## AFLORAMIENTO 2

Ubicado a 200 m al noreste de la población de Paraíso y a 200 m al suroeste de la intersección de la quebrada de De Pifano con el río Paraíso o Pecaya. Esta secuencia tiene un espesor verdadero de 212 m, al igual que el afloramiento # 1 esta definida por una alternancia rítmica de lutitas laminadas de color negro, y areniscas de grano muy fino a fino de color gris oscuro y negro (ver figura 3.62).



Figura 3.62 Parte media del afloramiento #2 Rumbo N70E (tomado de LEAL & RIVERO 2004)

## AFLORAMIENTO 3

Se encuentra separado del segundo afloramiento por una zona cubierta de unos 110 m aproximadamente de espesor, considerados sedimentos y restos de tipo aluvional y recientes, posee una longitud horizontal de 367 m aproximadamente, y un área estimada en 7340 m<sup>2</sup>.

A diferencia de los dos anteriores, el afloramiento se encuentra litológicamente definido por areniscas de grano muy fino a fino, lutitas negras laminadas, lutitas carbonosas, y la presencia de carbones con jarosita. (Ver figura 3.63 y 3.64). Hacia el tope las areniscas son más frecuentes, teniendo mayores espesores y tamaño de grano, mientras que los carbones también tienden a

aumentar sus espesores (ver figura 3.65). Estas características hacen notar la diferencia clara de esta secuencia con respecto a las descritas anteriormente.



Figura 3.63 Parte basal del afloramiento #3. Rumbo N70W (tomado de LEAL & RIVERO 2004)



Figura 3.64 Parte media del afloramiento #3. Rumbo N70W (tomado de LEAL & RIVERO 2004)



Figura 3.65 Parte superior del afloramiento #3. Rumbo N70W (tomado de LEAL & RIVERO 2004)

## AFLORAMIENTO 4

Ubicado a 100 m al norte de la zona conocida como El Paso, en la parte este del cause del río Paraíso o Pecaya, esta sección se encuentra dominada por las lutitas que están intercaladas con capas de areniscas, así como también algunas capas de carbón de espesores muy reducidos.

Hacia el tope de este afloramiento se encuentra una pequeña capa de arenisca con restos fósiles, la cual es la única característica carbonática vista en toda la secuencia en estudio.

LEAL & RIVERO (2004) señalan que en las lutitas laminadas y masivas, que se encuentran en la parte media y superior de la quebrada o río Paraíso o Pecaya (afloramiento 3 y 4), se presentan gran cantidad de nódulos de óxidos a lo largo de toda la secuencia (ver figura 3.66). El diámetro de dichos nódulos varía de 2 a 20 cm, y los de mayor tamaño se ubican desde la parte media hacia el tope.

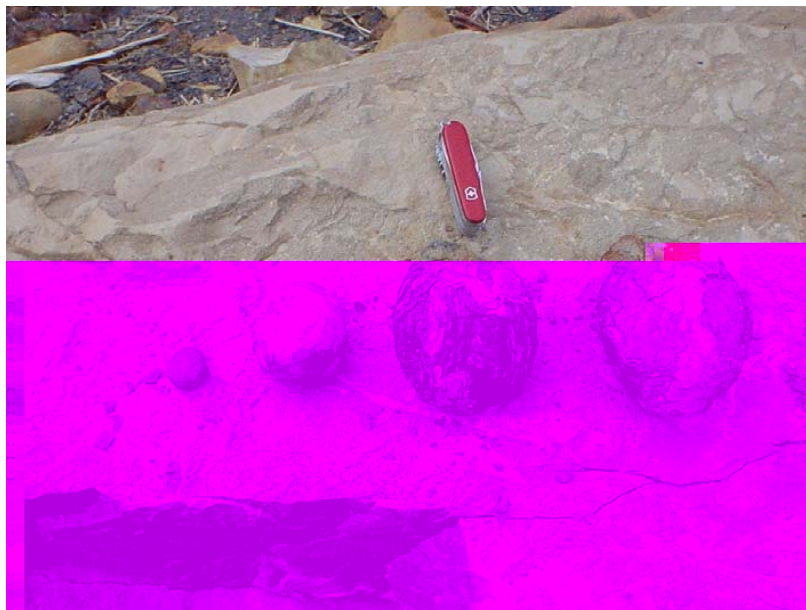


Figura 3.66 Nódulos de óxidos presentes a lo largo de los afloramientos 3 y 4  
(Tomado de LEAL & RIVERO 2004)

Estos autores definen litofacies de la siguiente manera:

### *LITOFACIES DE ARENISCAS DE GRANO FINO CON LAMINACIÓN PARALELA*

Areniscas de grano muy fino bien escogidas, de color negro que meteorizan a tonos gris oscuro, pardo, marrón, rojos, naranjas y violáceos (ver figura 3.67). Los espesores de estas varían entre 1 y 10 cm. Generalmente se encuentran en la base y en el tope de la secuencia.



Figura 3.67. Arenisca de grano fino y laminación paralela (tomado de LEAL & RIVERO 2004)

### *LITOFACIES DE ARENISCAS DE GRANO FINO CON MOLDES DE CONCHAS*

Presentan buen escogimiento. Los colores frescos son gris oscuro y negro y meteorizan a gris claro. Los espesores de estas varían entre 30 y 70 cm y se encuentran ubicadas en el tope de la secuencia en estudio. Esta facies se presenta de forma muy compacta y es bastante dura, se observan pequeñas vetas de calcita, de espesores milimétricos entre los planos de diaclasa. En el tope de las capas de esta litofacies se observa la presencia de moldes de conchas y fósiles (ver figura 3.68).



Figura 3.68 Arenisca de grano fino con moldes de concha (tomado de LEAL & RIVERO 2004)

### *LITOFACIES DE ARENISCAS DE GRANO FINO CON RIZADURAS*

Areniscas de grano muy fino a fino bien escogidas, muy compactas y duras. El color fresco varia de gris claro a gris oscuro, y en ocasiones son blanquecinas, meteorizando a colores grises oscuros, naranjas, rojizos y marrón. Los espesores que presentan estas facies varían entre los 10 cm y los 3,5 m, siendo las más competentes las que presentan un color blanquecino. Las estructuras sedimentarias son de origen físico, predominando las rizaduras (ver figura 3,69) que alcanzan dimensiones de hasta 2 cm de altura y 1,5 m de longitud.

En menor proporción se observan huellas de carga, laminación paralela, estratificación cruzada planar. En algunas de las rocas que pertenecen a esta litofacies se pueden encontrar niveles de oxidación, concreciones oxidadas y no oxidadas y nódulos de óxidos que varían entre los 2 y 10 cm de diámetro. En repetidas ocasiones se vieron vetas de cuarzo entre los planos de fractura y diaclasamiento, yeso y jarosita.





Figura 3.69. Arenisca de grano fino con rizaduras en el tope (tomado de LEAL & RIVERO 2004)

#### *LITOFACIES DE ARENISCAS GRANO FINO Y ESTRATIFICACIÓN CRUZADA PLANAR*

Areniscas de grano muy fino a fino, bien escogidas y muy compactas. Presentan un color fresco que varía de gris claro a oscuro y en ocasiones colores negros y blanquecinos, meteorizando a tonalidades grises oscuros, marrones, rojizos y naranjas. Los espesores de estas capas varían entre los 5 y 20 cm, encontrándose en las capas de mayor grosor en la sección media y hacia el tope. La estructura sedimentaria que caracteriza a esta litofacies es la estratificación cruzada planar, y en algunos casos se observan rizaduras en aquellas capas que presentan un mayor espesor.

#### *LITOFACIES DE ARENISCAS DE GRANO FINO CON FÓSILES*

Areniscas de grano muy fino, bien escogidas, con restos de conchas. El color fresco es pardo a marrón oscuro, y meteoriza a tonos grisáceos. El espesor de esta capa es de 40 cm. Se pudieron apreciar restos de conchas como bivalvos, turrítelas, algunas bien preservadas (ver figura 6.70), vetas de calcita entre los planos de fractura. Es bastante compacta, pero no presenta una competencia extrema.

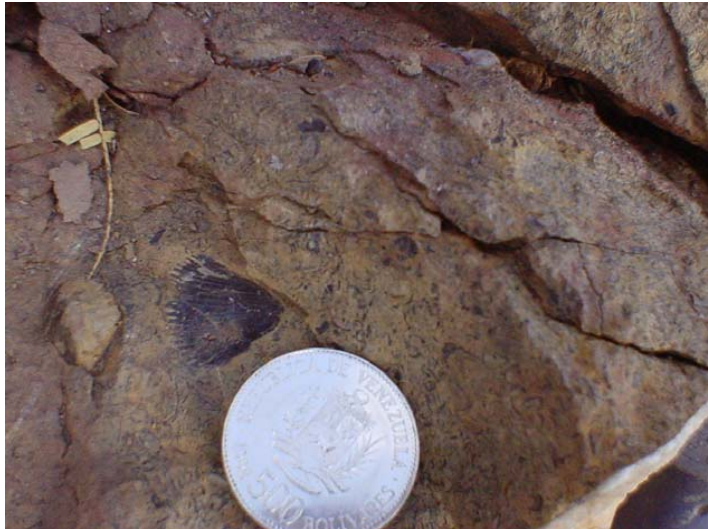


Figura 3.70 Arenisca de grano fino con restos de fósiles (tomado de LEAL & RIVERO 2004)

### *LITOFACIES DE LUTITAS NEGRAS LAMINADAS Y MASIVAS*

Los con espesores varían desde pocos centímetros y pueden alcanzar hasta 12 m de grosor. Los colores frescos de estas lutitas varían desde un gris oscuro hasta el negro mate y los colores meteorizados varían desde tonos grises claros a oscuros, rojizos, anaranjados, marrones, amarillentos y violáceos (ver figura 3.71).



Figura 3.71 Lutitas negras laminadas y masivas (tomado de LEAL & RIVERO 2004)

### *LITOFACIES DE CARBÓN Y LUTITAS CARBONOSAS*

Los carbones presentan espesores que varían desde los 10 cm hasta los 1.4 m, encontrándose las capas más espesas en la sección media y hacia el tope de la unidad, y las capas de menor tamaño en el tope de la misma. Estos carbones tienen un color negro muy brillante meteorizando a negro opaco, rojizo, marrón y amarillento (ver figura 3.72).



Figura 3.72 Capas de carbón con restos de jarosita (tomado de LEAL & RIVERO 2004)

Las lutitas carbonosas muestran espesores entre los 10 a 40 cm, y están presentes en su mayoría en la base y parte media de la sección de estudio (ver figura 3.73). Los colores frescos son negro mate y grises muy oscuros, meteorizando a tonalidades grises claros, rojizos, violáceos, amarillentos y marrones. Presentan nódulos de óxidos entre los 1 y 5 cm de diámetro, algunas concreciones, laminas de yeso, y en la mayoría de las veces, gran cantidad de jarosita de colores amarillentos y mostaza.



Figura 3.73 Lutita carbonosa con restos de jarosita (tomado de LEAL & RIVERO 2004)

Estos autores concluyen que en base al tipo de roca, tamaño de grano y estructura sedimentaria dominante, se definieron 8 litofacies. Se nombró **A3p** a las areniscas de grano fino con laminación paralela; **A3m** a las areniscas de grano fino con moldes de conchas; **A3r** a las areniscas de grano fino con rizaduras; **A3c** a las areniscas de grano fino con estratificación cruzada planar; **A3f** a las areniscas de grano fino con fósiles; **L1** a las lutitas negras laminadas y masivas; **C** a los carbones y lutitas carbonosas y **H** a las heterolitas.

Se definieron dos asociaciones de litofacies, la primera **AF1: Lagunal** compuesta por las litofacies **A3p**, **L1** y **H**. La segunda asociación de litofacies **AF2: Marismas salobres costeras**, la cual a su vez se dividió en dos subasociaciones. La primera subasociación está compuesta por el conjunto de litofacies **A3c**, **A3r**, **A3p**, **L1**, y **C**, mientras que la segunda, está compuesta por el conjunto de litofacies **A3p**, **A3m**, **A3f**, **C** y **L1**.

Las litofacies **A3f** y **A3m**, que pertenecen a una marisma baja, marcan el inicio de una transición de ambiente continental a marino, que da lugar al inicio de un período de transgresión, evidenciado por la depositación de las lutitas de la Formación Pecaya de ambiente marino.

### 3.5.3 FORMACIÓN PECAYA

Esta unidad ocupa un área de 319, 77 km<sup>2</sup>, siendo la más representativa en este cuadrante, las descripciones litológicas fueron expuestas previamente en los cuadrantes anteriores, se encuentra en contacto concordante con el Paraíso y Pedregoso (ver figura 3.74).

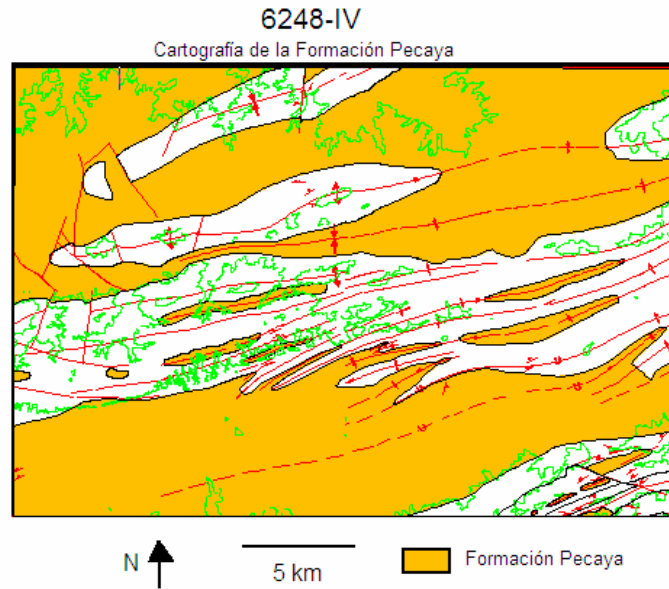


Figura 3.74 Cartografía de la Formación Pecaya en el cuarto cuadrante.

Mediante un corte generalizado de orientación N33O trazado a lo largo de la quebrada Las Peñas, se pudo determinar un espesor de 1291m para esta unidad (ver figura 3.75).

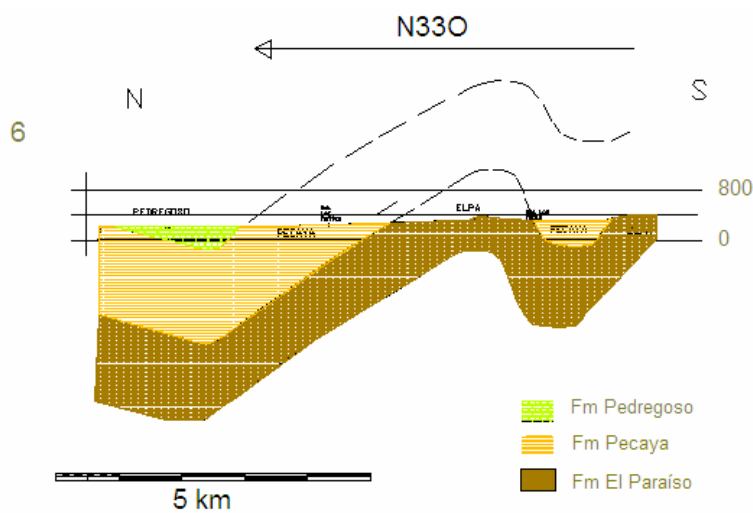


Figura 3.75 Corte n° 6 trazado a lo largo de quebrada Las Peñas con orientación N33O.

### 3.5.4 FORMACIÓN PEDREGOSO

Representa un área de 18,46 km<sup>2</sup> del área total del tercer cuadrante. Aflora al oeste y suroeste del arrecife de San Luis, encontrándosele hacia el oeste hasta más o menos la parte central del distrito Democracia (ver figura 3.76).

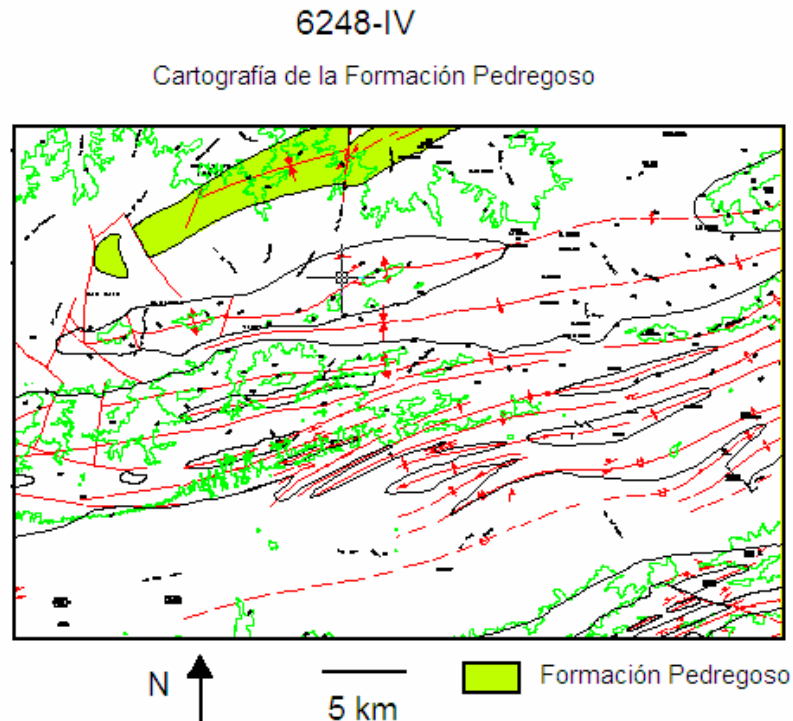


Figura 3.76 Cartografía de la Formación Pedregoso en el cuarto cuadrante.

#### 3.5.4.1 Descripción litológica y características de campo

La Formación Pedregoso consiste de lutitas, areniscas y calizas interestratificadas. Las lutitas son de color gris oscuro, meteorizando a gris claro y frecuentemente presentan fractura de bloque; son calcáreas y altamente fosilíferas. Las areniscas varían desde 0,15 a 0,60 m de espesor, son de color gris a gris claro, calcáreas, de grano fino a grueso y meteorizan a marrón gris. Las calizas se presentan en capas delgadas a medias, son de color gris a gris oscuro, meteorizando a marrón; frecuentemente arenosas y algunas capas contienen corales y foraminíferos grandes de hasta 2 cm de diámetro (WHEELER 1960).

La extensión de la Formación Pedregoso es muy limitada. Se encuentra bordeando el margen suroccidental de la Serranía de San Luis, desde Pecaya hasta Agua Clara. Se ha reconocido tan sólo hasta Pedregal y hasta Guasiquí, a unos 8 kilómetros al sur de Pecaya. La localidad tipo se encuentra a orillas del río Mitare, a la desembocadura de la quebrada Horqueta (DÍAZ DE GAMERO 1977).

En la sección tipo, la secuencia está incompleta, sólo afloran 124 m de la Formación Pedregoso. Hacia el oeste, la formación engrosa rápidamente y se hace transicional con la Formación Castillo. Alcanza 938 m de espesor en el río Pedregal, 18,5 kilómetros al suroeste de la sección del río Mitare (WHEELER 1960).

#### **3.5.4.2 Correlación y relaciones de facies**

La Formación Pedregoso es una cuña que pasa hacia el este a la Formación Pecaya, con la cual tiene su contacto inferior concordante y transicional. El contacto superior, concordante también con la Formación Agua Clara (DÍAZ DE GAMERO 1977 a).

La formación hacia el noreste es transicional con parte de la Formación San Luis y hacia el sur con parte de la Formación Churuguara. La Formación Pedregoso correlaciona también con la arenisca de El Salto y con la marga glauconítica de Culata, en el sureste de Falcón (WHEELER 1960).

En Falcón oriental una sección de lutita, delgadamente interestratificada con areniscas y/o calizas, separa la Formación Agua Clara de las lutitas de Pecaya. Dicho intervalo debe ser correlacionado con la Formación Pedregoso a base de la similitud litológica, posición estratigráfica y contenido de fósiles de las dos unidades. Es posible, sin embargo, que estas dos unidades nunca tuvieron una conexión continua como para que se les considere una unidad litológica (WHEELER 1960).

En dirección norte y noreste, la Formación Pedregoso obviamente equivalente a la Formación San Luis, ya que representa una facies marginal, hacia la cuenca profunda, de las calizas que constituyen esta unidad (DÍAZ DE GAMERO 1977 a).

#### **3.5.4.3 Edad y Paleontología.**

Según WHEELER (1960) la Formación Pedregoso es de edad Oligoceno Tardío (ver apéndices).

Las calizas de Pedregoso también contienen una asociación de foraminíferos grandes del Oligoceno parecidas a las asociaciones encontradas en las formaciones San Luis y Churuguara.

DÍAZ DE GAMERO (1977 a), indica que las calizas contienen una fauna muy variada de fragmentos de corales escleractínidos, algas coralinas, moluscos y equinodermos, además de foraminíferos grandes. La fracción política de las turbiditas contiene foraminíferos planctónicos. La microfauna de las lutitas es muy rica y contiene también foraminíferos bentónicos y planctónicos que indican una edad Mioceno Temprano (parte superior de la Zona de *Catapsydrax dissimilis*).

En cuanto a las terrazas pleistocenas y aluviones se tiene que las primeras están ubicadas en todos los cuadrantes pero especialmente en las zonas bajas, resguardadas de la erosión, concentrándose en los cuadrantes 6248-I y 6248-IV y los aluviones se encuentran esparcidos en todos los cuadrantes, en diferentes proporciones, siguiendo los drenajes principales.



### 3.3 Geología Estructural Local

La descripción de la geología estructural local del área en estudio se basará en estructuras planares en función de datos de campo, fotointerpretación, interpretaciones cartográficas y documentación bibliográfica.

#### Estructuras Planares

Las estructuras planares geológicas son aquellas que pueden concebirse como planos:

- Los planos de estratificación
- Los planos de falla
- Los limbos o los flancos de estructuras plegadas, los planos axiales
- Los planos de diaclasas.

De esta manera estas han sido divididas en: estratificación, diaclasas, pliegues y fallas.

Para facilitar la descripción se divide la zona de estudio en 4 cuadrantes:

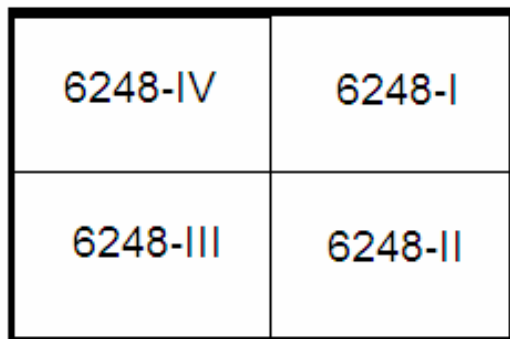


Figura 3.77 División del área de estudio en 4 zonas.

### 3.3.1 Estratificación

Esta se basó en 233 mediciones de rumbos y buzamientos de planos de estratificación (ver anexo tabla de rumbos y buzamientos). La orientación preferencial del rumbo de las capas es N60E a N 80E (ver figura 3.78), en la zona donde se colectaron mas datos y donde hay mayor concentración es la zona 6248-III, en donde 47 de 88 datos están dentro de este rango.

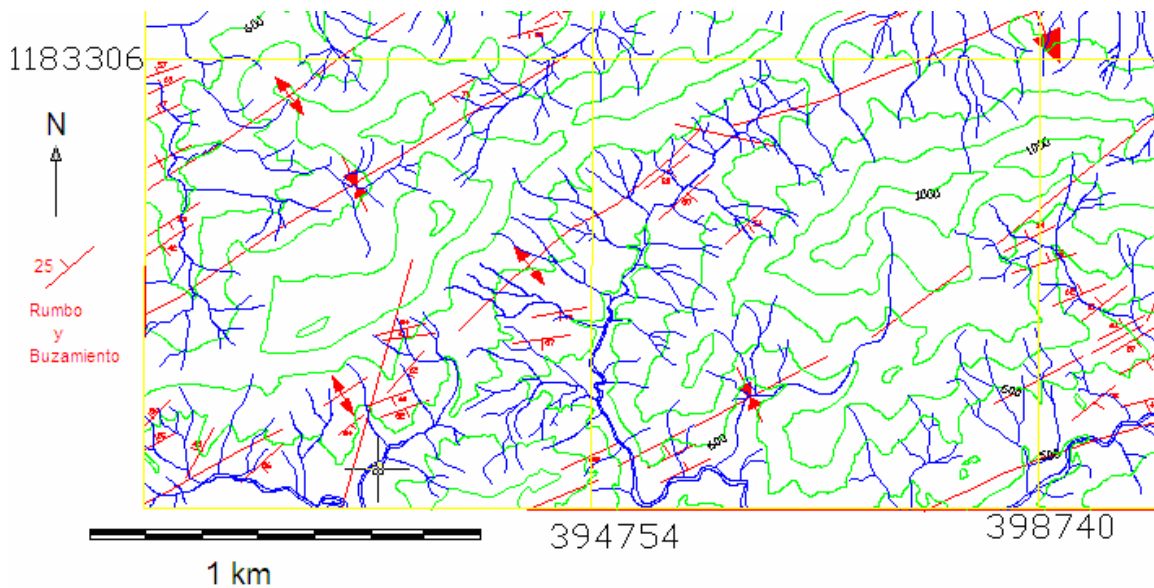


Figura 3.78 Sección de la zona 6248-III que contiene mediciones con orientación preferencial N60E a N 80E.

Esta orientación preferencial representa el 38,62% de todas las mediciones (90 datos tienen esta orientación). El resto de las capas tienen una orientación similar, dentro de un rango N-E y en algunos casos N-O (ver figura 3.79).

En cuanto a los planos de buzamiento se tiene que el 64,80% buzamos al norte, la magnitud del buzamiento es muy variada van desde 97 grados hasta 6 grados.



Figura 3.79. Areniscas pertenecientes a la Formación El



Figura 3.80 Mont derivado localizado en la zona 6248-I, cuyo eje de su estructura anticlinal tiene una orientación N60E, en donde afloran rocas pertenecientes a la Formación Pecaya, rumbo de la foto S20°O.

Según descripción previa (LEAL & RIVERO 2004) la sección superior de la Formación El Paraíso se encuentra intensamente deformada, presenta un conjunto de anticlinales y sinclinales que se aprecian a lo largo de toda la quebrada Paraíso (6248-IV), describiendo cuatro afloramientos. La Formación El Paraíso se encuentra aflorando en el conjunto de anticlinales que se desarrollan a lo largo de toda la sección comprendida entre Flor de Areque y Las Adjuntas.

Al sur de la unidad de estudio el afloramiento # 1 presenta un rumbo promedio de sus capas de N70E, y se encuentran buzando 70° al norte. Este afloramiento se encuentra en el flanco norte de un anticlinal que es cortado por la quebrada Paraíso.

Hacia el norte de la quebrada, se observa el afloramiento #2 en el núcleo de un anticlinal que posee una dirección N75E, y cuyos limbos buzcan 40° al sur y norte respectivamente.

Los afloramientos #3 y #4 se observan en el núcleo de una estructura anticlinal, conocida como el Cerro La Bandera. El afloramiento #3 es considerado como la sección tipo de la sección superior de la Formación El Paraíso, tiene una orientación promedio N75E y un buzamiento de 70° al norte. Por su parte el afloramiento #4 posee una dirección N85E que buza 55° hacia el norte.

Las estructuras sinclinales que se observan en la sección de estudio se caracterizan por presentar cubiertos de sedimentos cuaternarios y/o lentes de lutitas asociados a la Formación Pecaya, y que se pueden observar en contacto concordante con la Formación El Paraíso (ver figura 3.81).

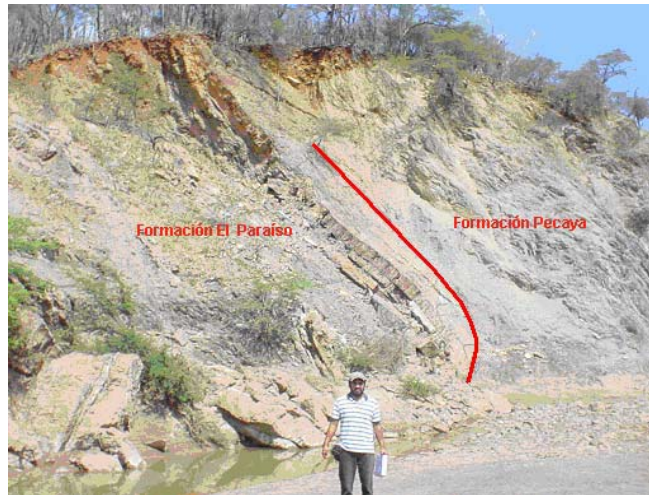


Figura 3.81 Contacto concordante entre las formaciones Pecaya y El Paraíso. Rumbo E-O, localizado en la zona 6248-V.  
(Tomado de LEAL & RIVERO 2004)

El conjunto de pliegues parásitos posee una orientación promedio en su plano axial de N80E. Dichos pliegues se encuentran asociados a fallas inversas, y en algunos casos forman frentes de cabalgamientos (ver figura 3.82).



Figura 3.82 Pliegues asociados a fallas inversas y frentes de cabalgamientos. Rumbo S70O, que afloran en la zona 6248-IV.  
(Tomado de LEAL & RIVERO 2004)

### 3.3.3 Fallas

La descripción de las fallas que se describen a continuación es basada en la información obtenida de los mapas:

- Geología de superficie c-5-c, c-5-a, c-4-d Creole Petroleum Corporation, escala 1:50 000
- Mapa geológico Río Tocuyo - Río Maticora hoja nº 3 MEM, escala 1: 200 000

A continuación se presenta una descripción de las trazas de las fallas según su orientación magnitud, ubicación, movimiento. (Las magnitudes son referentes a proyecciones horizontales).

#### Zona 6248-I

Tabla 3.1

Orientación	Longitud de la traza (metros)	Ubicación en la zona	Localización (UTM)	Movimiento	Descripción (VISTA EN PLANTA)
N86O	2445	Oeste	423934,1208922	Dextral	Desplaza un eje sinclinal 388 metros
N44O	3622	Sur	427044,1198925	Dextral	Corta desplaza 464 metros el contacto Agua Clara-Churuguara y corta a su vez Jarillal y El Paraíso
N-S	1597	Sur	431085,1198090	Dextral	Corta por completo la Formación Agua Clara y desplaza 119 metros su contacto con la Formación Churuguara
N75O	3100	Sur	427485,1199607	--	corta el contacto discordante entre Churuguara y Jarrillal
N88O	2973	Este	441074,1203605	Dextral	Desplaza 485 metros el contacto entre El Paraíso y Churuguara y a su vez un eje anticlinal

N7E	2555	Este	442916,1204418	Sinestral	Desplaza 108 metros el contacto de Churuguara y Pecaya y a su vez un eje anticlinal.
N15O	1608	Este	442372,1200879	Sinestral	Desplaza 184 metros un eje anticlinal dentro de la Formación Churuguara.

### Zona 6248-II

Tabla 3.2

Orientación	Longitud de la traza (metros)	Ubicación en la zona	Localización (UTM)	Movimiento	Descripción (VISTA EN PLANTA)
N60O	7040	Norte	421644,1195080	Dextral	Desplaza ejes de una serie de anticlinales y sinclinales 233 metros dentro de la Formación Churuguara
N30O	706	Este	437360, 193683	Sinestral	Desplaza 383 metros de un eje anticlinal dentro de la Formación Churuguara
N10E	4212	Sur	428729,1181860	Sinestral	Desplaza 738 metros ejes de anticlinal y sinclinal, dentro de la Formación Casupal
N64O	12192	Sur	427018,1180928	Dextral	Desplaza 812 metros un eje sinclinal dentro de la Formación Castillo y Churuguara
N19O	4060	Centro	430391,1185878	Dextral	Desplaza eje anticlinal y contactos entre las formaciones Casupal, Jarillal y Churuguara.

## Zona 6248-III

Tabla 3.3

Orientación	Longitud de la traza (metros)	Ubicación en la zona	Localización (UTM)	Movimiento	Descripción (VISTA EN PLANTA)
N20O	7514	Este	412505,1185638	Dextral	Corta ejes de pliegues y la Formación Jarillal desplazando su contacto con la Formación Churuguara 365 metros
NO cóncava hacia en Norte	4418	Este	413458,1192677	--	Corta ejes de pliegues dentro de la Formación Churuguara.
NO cóncava hacia el Sur	5674	Este	415612,1194585	--	Corta ejes de pliegues dentro de la Formación Churuguara
N10O	3592	Sur	411021,1180885	Sinestral	Desplazando un eje sinclinal 142 metros dentro de la Formación Churuguara
N18E	2283	Sur	392728,1180509	--	Corta un eje anticlinal y a su vez a la Formación Jarillal



## Zona 6248-IV

Tabla 3.4

Orientación	Longitud de la traza (metros)	Ubicación en la zona	Localización (UTM)	Movimiento	Descripción (VISTA EN PLANTA)
N6E	2656	Norte	402592,1215003	Dextral	Desplaza 250 metros el contacto entre Pedregoso y Pecaya y corta a su vez un eje sinclinal
N31O	3550	Norte	395237,1211949	--	Trunca y desplaza la Formación Pedregoso
N17E	1400	Norte	398318,1209470	Dextral	Desplaza 141 metros un eje anticlinal en la Formación El Paraíso
N18O	1298	Oeste	394952,1208787	Dextral	Desplaza 40 metros un eje anticlinal dentro de la Formación El Paraíso

De las 21 fallas descritas, previamente, 12 coinciden con las tendencias reconocidas por PASSALAUQUA *et al.* (1984).

Cuatro de ellas se originan por una componente de tensión ( $\sigma_3$ ), perpendicular al eje de compresión, responsable de la presencia de fallas normales con dirección N20°O. Cinco dentro de un sistema conjugado de fallas transcurrentes de menor magnitud, en dirección 30°-35° con respecto a la componente de compresión, y constituyen fallas transcurrentes, orientadas según

una dirección N55"-50"O y finalmente tres que coinciden con la tendencia de fallas transcurrentes sinestrales N10-15E.

### 3.3.4 Diaclasas

Estudios por LEAL & RIVERO (2004) revelan que las areniscas que forman parte de las grandes estructuras anticlinales que componen a la Formación El Paraíso, presentan alto grado de diaclasamiento, observándose en algunos casos plegadas y hasta falladas. Los pliegues formados por las areniscas antes mencionadas son considerados pliegues parásitos. (Ver figura 3.82).

Las calizas de la Formación Churuguara poseen una frecuencia de diaclasamiento baja a media por cada metro cuadrado existen de 3 a 5 diaclasas (Ver figura 3.83), estas estructuras poseen una Orientación N20-45O30-40S, y en ocasiones por cada metro cuadrado existen de 5 a 7 diaclasas (ver figura 3.84), estas poseen una orientación N30-60E60-70N.



Figura 3.83 Afloramiento de calizas de la Formación Churuguara, ubicado en la zona 6248-I, de baja frecuencia de diaclasamiento, rumbo de la foto N25O.



Figura 3.84 Afloramiento de calizas y lutitas de la Formación Churuguara, en la zona 6248-II, de baja frecuencia de diaclasamiento, rumbo de la foto S40E (el segmento es equivalente a un metro).

En afloramientos de areniscas pertenecientes a la Formación El Paraíso, existe una alta frecuencia de diaclasamiento, por cada metro cuadrado hay 10 a 15 diaclasas, con orientación N40-55E30-40S (figura 3.85) y en afloramientos de calizas existe una baja frecuencia de diaclasamiento, por cada metro cuadrado hay 2 o 3 diaclasas (figura 3.86).



Figura 3.85 Afloramiento de areniscas de la Formación El Paraíso, en la zona 6248-I, de alta frecuencia de diaclasamiento, rumbo de la foto S35O.

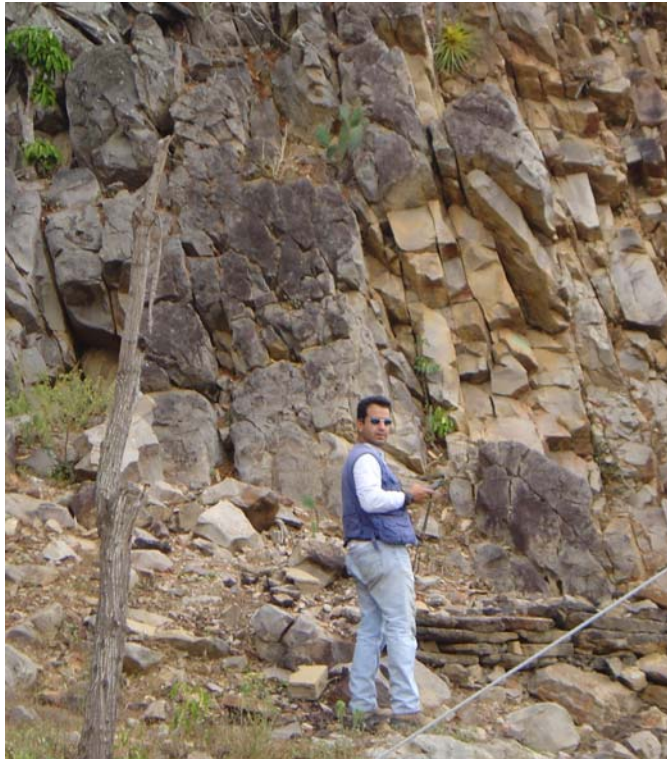


Figura 3.86 Afloramiento de calizas pertenecientes a la Formación El Paraíso, en la Zona 6248-I, de baja frecuencia de diaclasamiento, rumbo de la foto S35E.

## CAPITULO IV

### SUMARIO Y CONCLUSIONES

Se estudio la región comprendida entre las poblaciones de Churuguara y Piedra Grande, estados Falcón y Lara, donde se integró toda la información geológica de trabajos previos, publicada e inédita. A partir de ello se compiló la información litológica, y estructural para la obtención de la cartografía geológica de 16 hojas cartográficas a escala 1:25.000.

Las hojas obtenidas son:

6248-I-NE: HOYA DE LOS RÍOS HUEQUE Y RICOA  
6248-I-SE; HOYA DE LOS RÍOS HUEQUE Y RICOA  
6248-I-SO; CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO  
6248-I-NO; CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO  
6248-II-NE; HOYA DE LOS RÍOS HUEQUE Y RICOA  
6248-II-SE; CUENCA ESTE DEL RÍO TOCUYO  
6248-II-SO; CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO  
6248-II-NO; CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO  
6248-III-NE; CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO  
6248-III-SE CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO  
6248-III-SO; CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO  
6248-III-NO; CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO  
6248-IV-NE; EL PARAÍSO  
6248-IV-SE; CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO  
6248-IV-SO; CUENCA MEDIA DEL RÍO TOCUYO  
6248-IV-NO; EL RANCHO

Estas 16 hojas se integraron en una hoja a escala 1:50.000, para plasmar todos los datos topográficos y geológicos, en una única hoja llamada CARTA GEOLOGICA CHURUGUARA.

Se generaron 6 secciones estructurales y a partir de ellas se elaboraron 5 columnas estratigráficas generalizadas para facilitar el entendimiento de las variaciones laterales de las diferentes unidades litológicas presentes en el área.

Se presenta la cartografía geológica de 8 unidades sedimentarias, 3 ígneas y 1 bloque alóctono, que a continuación se resumen:

Unidades sedimentarias:

Aluvión (Qral) Reciente

Terrazas pleistocenas (Qpt) Pleistoceno

Formación Capadare (Tmcd) Mioceno Medio

Formación Casupal (Tm $\phi$ ca) Oligoceno-Mioceno Medio?

Formación Agua Clara (Tmac) Mioceno Temprano

Formación Pedregoso (T $\phi$ pg) Mioceno Temprano

Formación Pecaya (T $\phi$ p) Oligoceno medio - Mioceno Temprano

Formación Churuguara (Tm $\phi$ ch) Oligoceno Temprano - Mioceno Temprano

Formación El Paraíso (T $\phi$ ep) Oligoceno Temprano - Medio

Formación Jarillal (Tejr) Eoceno Medio tardío - Eoceno Tardío temprano

Eoceno sin diferenciar

Formación Matatere (T $\phi$ em) Paleoceno-Eoceno.

Unidades ígneas:

Intrusiones sub-volcánicas erosionadas (Ig)

Sills (Ig)

Ígneas ultramáficas de Siquisique y río Tocuyo (Igubstr).

Bloque alóctono:

Formación Barquisimeto (Kb) Cenomaniense-Mastrichtiense.

La descripción de la Carta Geológica Churuguara se elaboró dividiendo la zona en cuatro cuadrantes de partes iguales, ordenándolos en sentido anti-horario de la siguiente manera 6248-I, 6248-II, 6248-III y 6248-IV.

La descripción litológica más común que presentan las unidades en la zona de estudio es:

La Formación Matatere cubre un área de afloramiento de 22,15 km<sup>2</sup> y se caracteriza por la presencia de areniscas que varían desde impuras líticas a areniscas impuras feldespáticas, con varios horizontes de areniscas conglomeráticas y conglomerados líticos. Las que las condiciones sedimentarias de esta unidad son de facies “*flysch*” y su sedimentación se atribuye en gran parte a corrientes de turbiedad (BELLIZZIA Y RODRÍGUEZ 1967).

La Formación Jarillal ocupa 7,27 km<sup>2</sup>, es una secuencia lutítica moderadamente arenosa, de color gris oscuro a abigarrado, con sectores muy fosilíferos, con moluscos y crustáceos; aunque la parte superior de esta unidad en la localidad tipo es de lutitas estériles.

La Formación El Paraíso abarca un área de 375,98 km<sup>2</sup>, se puede dividir en dos miembros, el inferior, caracterizado por areniscas “sal y pimienta”, calcáreas, con granos de fñanita negra, color meteorizado gris-marrón con una matriz calcárea, blanca y blanda. El miembro superior, está caracterizado por areniscas cuarzosas, bien endurecidas, comúnmente silicificadas.

La Formación Churuguara abarca 658,92 km<sup>2</sup>, consiste de una gruesa y variable interstratificación de calizas arenosas que pasan gradualmente a areniscas calcáreas; calizas arrecifales macizas; calizas fosilíferas, delgadas, arcillosas; areniscas; areniscas glauconíticas, limolitas y lutitas limosas.

La Formación Pecaya aflora 627,56 km<sup>2</sup> y consiste en su mayoría en lutitas limolíticas, calcáreas y muy fosilíferas, de color gris oscuro, las cuales meteorizan a marrón rojizo y hacia la parte basal de esta unidad se encuentran lentes de caliza arrecifal.

La Formación Pedregoso ocupa un área de 18,46 km<sup>2</sup>, consiste en lutitas, areniscas y calizas interstratificadas. Las lutitas son de color gris oscuro, meteorizando a gris claro, las calizas son altamente fosilíferas. Las areniscas son de color gris a gris claro, calcáreas, de grano fino a grueso y meteorizan a marrón gris. Las calizas se presentan en capas delgadas a medias, son de color gris a gris oscuro, meteorizando a marrón.

La Formación Agua Clara aflora 22,4 km<sup>2</sup>, consiste en lutitas muy fosilíferas (macrofósiles y microfósiles), macizas, de color gris oscuro que meteorizan a gris claro o marrón pálido, presentan interstratificaciones de areniscas y calizas. Las areniscas son de color canela a gris verdoso, limosas, calcáreas y compactas. Se pueden encontrar conglomerados y areniscas de pobre escogimiento. Las calizas se presentan delgadas, arcillosas, fosilíferas y de color gris oscuro meteorizando a marrón.

La Formación Casupal ocupa un área de 114,72 km<sup>2</sup>, presenta una sección lutítico-arcillosa calcárea, con areniscas de grano medio intercaladas y una sección superior cuya característica litológica distintiva es la presencia de potentes capas de areniscas de grano grueso, conglomerados y abundante material carbonoso.

La Formación Capadare abarca un área de 38,92 km<sup>2</sup>, consiste en calizas margosas de color crema, frecuentemente con coquinoides, lutitas calcáreas de color crema, algunas arenáceas o limosas y ricas en contenido faunal y escasas lentes de arenisca calcárea de grano fino.

Las unidades ígneas ubicadas en el norte, son definidas como “plugs” (intrusiones sub-volcánicas erosionadas) para las ubicadas en los cerros Redondo y Atravesado, y “sills” para las ubicadas en los cerros La Cienaga y las Guarabitas (ESCORIHUELA & RONDÓN 2002).

Las unidades ígneas ubicadas en el sur, son ofiolitas aisladas que se encuentran embebidas en las turbiditas del Paleoceno-Eoceno y son una mezcla caótica de bloques derivados de provincias geológicas diferentes; las inclusiones son tanto de origen tectónico como sedimentario gravitacional y presentan zonas de “melanges” y “olistostromas” (BELLIZZIA, RODRÍGUEZ & GRATEROL 1972).

Los bloques alóctonos provenientes de la Formación Barquisimeto, corresponden a una imbricación tectónica de escamas cretácicas, consisten en una secuencia de lutitas filíticas, lomolitas, marlitas, con lentes de calizas espesas, carbonáceas, laminadas y con alto contenido de arcilla y limo. Se sugiere la teoría del desplome y deslizamiento de bloques cretácicos a una cuenca del Terciario temprano para explicar gran parte de las relaciones estratigráficas que se observan en el estado Lara. (BELLIZZIA & RODRÍGUEZ 1968).

La distribución de las unidades en el área de estudio es la siguiente, para explicar cada cuadrante se tomaron recorridos N-S y S-N.

#### Primer cuadrante 6248-I

Realizando un recorrido norte-sur afloran las formaciones Pecaya, El Paraíso, Jarillal, Churuguara y Agua Clara, así como las unidades ígneas intrusivas sub-volcánicas erosionadas y “sills”.



La unidad más antigua es la Formación Jarillal de edad Eoceno y la de mayor extensión es la Formación Pecaya con un área de 214.67 km<sup>2</sup>.

A lo largo en el primer cuadrante, la Formación Pecaya se observa en contacto infrayacente concordante con la Formación El Paraíso y al suroeste discordante con la Formación Jarillal de edad Eoceno. Parcialmente se halla contacto transicional con la Formación Churuguara. De esta forma se observa la interdigitación Pecaya-Churuguara descrita por DÍAZ DE GAMERO (1977 a).

La Formación El Paraíso descansa concordantemente debajo de la Formación Churuguara y esta relación posiblemente exista en toda la faja septentrional de afloramientos de esta última formación. Hacia el sur, la Formación El Paraíso se correlaciona con la parte inferior de la Formación Churuguara (DÍAZ DE GAMERO 1977 a).

La Formación Agua Clara descansa concordantemente sobre la Formación Pedregoso y la Formación Churuguara. En la región central es probable que la Formación Agua Clara cubriera también a la Formación Pecaya, pero en esta área ha desaparecido totalmente por erosión (DÍAZ DE GAMERO 1977 a).

Los cuerpos ígneos presentes en este cuadrante, están localizados al norte en los cerros Redondo, Atravesado y La Cienaga. Son intrusivos dentro de la Formación El Paraíso y la parte inferior de la Formación Pecaya. También existen algunos “sills” de estas rocas dentro de la Formación El Paraíso y las cuarcitas en el contacto están alteradas (BRUEREN 1949).

## Segundo cuadrante 6248-II

En un recorrido norte-sur afloran las formaciones Agua Clara, Churuguara, esta unidad es la que mayor área ocupa con 258,90 km<sup>2</sup>, Casupal, Jarillal, Matatere y Capadare, así como también bloques alóctonos de la Formación Barquisimeto y cuerpos ígneos pertenecientes a las Ofiolitas de Siquisique y Río Tocuyo. La presencia de estos cuerpos rocoso hacen al segundo cuadrante más variado en cuanto a su contenido de unidades.

Hacia el sur y sureste la Formación Churuguara es transicional con la Formación Casupal y las capas más jóvenes de esta unidad tienen correlación con las capas inferiores de la Formación Agua Clara.

La Formación Casupal se encuentra en contacto discordante con la Formación Capadare; su base no se encuentra expuesta. Esta unidad se correlaciona probablemente con las formaciones Churuguara y Agua Clara. (MÉNDEZ 1967)

Las condiciones sedimentarias de la Formación Matatere son de “*flysch*” y su sedimentación se atribuye en gran parte a corrientes de turbiedad. La presencia de grandes espesores de turbiditas asociadas a fenómenos de deslizamientos submarinos por efectos de gravedad, es una característica del Surco de Barquisimeto y juega un papel de primordial importancia en la tectónica y mecánica de transporte del alóctono. (BELLIZZIA & RODRÍGUEZ 1967)

#### Tercer cuadrante 6248-III

En este sector en un recorrido sur norte afloran las formaciones Churuguara, que ocupa un área de 311, 27 km<sup>2</sup> siendo la unidad más representativa de esta zona, Jarillal, Agua Clara, Pecaya y El Paraíso.

En este sector se encuentra la interdigitación entre las formaciones de Pecaya y Churuguara, así como el acuñamiento de la Formación El Paraíso, hacia el sureste, contra la Formación Jarillal.

#### Cuarto cuadrante 6248-IV

En un recorrido sur-norte en este sector se encuentran las formaciones Jarillal, El Paraíso, Pecaya, esta unidad ocupa un área de 319, 77 km<sup>2</sup> siendo la más representativa en este cuadrante, y finalmente la Formación Pedregoso.

La Formación El Jarillal es la más antigua y se encuentra en contacto concordante con la Formación El Paraíso y discordante en contacto tectónico con la Formación Pecaya. La Formación el Paraíso está en contacto concordante con la Formación Pecaya.

La Formación Pedregoso es una cuña que pasa hacia el este a la Formación Pecaya, con la cual tiene su contacto inferior concordante y transicional. El contacto superior, concordante también es con la Formación Agua Clara (DÍAZ DE GAMERO 1977 a).

Se propone una cartografía de una zona de transición entre las formaciones Churuguara y Casupal para que exista coherencia en la disposición estructural y estratigráfica al sureste de la zona de estudio.

A través de un corte geológico trazado desde la Serranía hasta el Anticlinal de Taparoy, con orientación N33O se puede visualizar la interdigitación entre las formaciones de Pecaya y Churuguara, así como el acunamiento de la Formación El Paraíso hacia el sureste, contra la formación Jarillal, para finalmente interdigitar con la Formación Churuguara.

En la parte norte del área de estudio (Cuadrantes 6248 I y 6248 IV), están concentrados la mayor cantidad de pliegues, cuyos ejes anticlinales y sinclinales presentan una orientación preferencial N60-80E, en la parte sur (cuadrantes 6248 II y 6248 III), los ejes de los pliegues poseen una orientación similar, pero se encuentran dislocados por fallas de tipo transcurrente, en este sentido se puede decir que la parte norte se presenta un comportamiento dúctil y la parte sur se presenta un comportamiento frágil como respuesta a los esfuerzos de deformación.

Con este trabajo se da continuidad al Proyecto de Cartografía Geológica, del estado Falcón, impulsado por la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, que tiene como finalidad elaborar una base de datos geológica del estado Falcón y así, mejorar y facilitar a las futuras investigaciones.

## **CAPÍTULO V**

### **RECOMENDACIONES**

- Realizar estudios detallados a nivel de toda la zona de la carta topográfica 6248, ya que los trabajos existentes sólo muestran una descripción regional
- Elaborar columnas estratigráficas a detalle en cada zona que permitan visualizar con mayor precisión las variaciones laterales, espesores, cambios de litología y geometría de cada una de las formaciones existentes en la zona
- Realizar estudios estructurales a nivel local de la carta topográfica 6248 para ser comparados con los datos que se encuentran en las cartas geológicas de la Creole Petroleum Corporation y de esta manera compararlos con modelos estructurales modernos que lleven a explicar mejor el mecanismo geodinámico del área
- Realizar estudios hacia la zona sureste de la carta topográfica 6248 ya que no existe información suficiente para realizar correlaciones
- Realizar un estudio a nivel detallado en la parte inferior de la Formación Pecaya ya que no existe ninguna publicación mínima necesaria para categorizar lo que la bibliografía llama “Caliza de Bocaina”
- Realizar un trabajo en la zona de contacto entre las formaciones Churuguara-Casupal para definir la zona de transición entre ambas unidades.

## CAPÍTULO VI

### Bibliografía

- Alvarez, W. (1967). Geology of the Simurúa and Carpintero areas, Guajira Peninsula, Colombia. {Ph.D. thesis}. Princeton University, pág 168.
- Audemard, F. & J. De Mena. (1985). Falcón oriental, nueva interpretación Estructural. VI Congreso Geológico Venezolano, Soc. Venezolana de Geólogos. Tomo IV. Pág. 2317-2329.
- Audemard, F. (1992). Estructuras invertidas del noroccidental de Venezuela. VI Congreso Venezolano de Geofísica. pág. 618 (abstracto).
- Audemard, F. (1993). Basement involved from northwestern Maracaibo basin. AAPG / Sociedad Venezolana de Geólogos. Caracas, pág. 3/14-17-93.
- Audemard, F. (2000). Quaternary tectonics and present stress tensor of the inverted northern Falcón Basin, northwestern Venezuela. Journal of Structural Geology. 23 (2). Pág. 431-453.
- Audemard, Fr. (1997). Tectónica activa de la región septentrional de la cuenca invertida de Falcón, Venezuela Occidental. Memoria del VIII Congreso Geológico Venezolano, Soc. Venezolana de Geól. – Tomo I pág. 93 - 100.
- Audemard, Fr; A. Singer., J. Rodríguez & C. Beltran. (1994). Definición de la traza activa del sistema de fallas de Oca – Ancón, noroccidente de Venezuela. VII Congreso Venezolano de Geofisicos, Soc. Venezolana de Ingenieros Geofisicos. Tomo I pág. 42 - 50.
- Barboza, L. & S. Rodríguez. (2001). Integración de la Geología del estado Vargas y del flanco sur del macizo del Ávila al norte de Caracas. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- Bellizzia, A. & D. Rodríguez. (1967). Guía de excursión a la región Duaca-Barquisimeto Bobare. Bol. Geol. 8 (16). Pág 289-309.

- Bellizzia, A. D. Rodríguez & M. Graterol. (1972). Ofiolitas de Siquisique y Río Tocuyo y sus relaciones con la Falla de Oca. VI Conferencia Geológica del Caribe Margarita, Venezuela, pág. 184-190.
- Bermúdez E.; M. López & E. Troconis (2003). Estudio de litofacies, diagénesis, procedencia y quimioestratigrafía de la Formación Cerro Pelado, cuenca de Falcón, como herramienta para determinar su potencialidad generadora y almacenadota de hidrocarburos. Trabajo Especial de Grado, no publicado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela. Caracas. 232 p.
- Boesi, T. & D. Goddard, (1991). A new geologic model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcón basin, northwestern Venezuela, in K.T. Biddle, ed., Active margin basins: AAPG, Memoir 52, pág. 303 – 319.
- Brueren J. W. R. (1949). Geological Report CPMS-310 Paraíso-Manaure Area Central Falcón. Congreso Geológico Venezolano, Caracas (10): 6575 - 614.
- Bushman, J. R. (1959). Geology of the Barquisimeto area, Venezuela. A summary report. Boletín informativo del Ministerio de Minas y Petróleo, V. 2, 4, pp 65-84
- Bushman, J. R. (1965). Geology of the Barquisimeto Area, Venezuela. Bol. Geol.(Venez), 6(11): 3-112, 5 pl
- Cabrera De Molina, E. (1985). Evolución Estructural de Falcón Central. Trabajo Especial de Grado, M.Sc. no publicado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela. 59 p.
- Camacho, A., M. Mijares & W. Scherer. (1989). Geología de la Zona de Sanare-Buena Vista, Sector Agua Linda, Estado Falcón, Venezuela. 50º Aniversario de la Escuela de Geología, Minas y Metalurgia. U.C.V. GEOS 29, pág. 18-24.
- Chomiak, Z. (1986). Estudio geológico-geotectónico en un área ubicada al oeste de Pedregal, estado Falcón. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- Compañía Shell De Venezuela (1965). Igneous rocks of the Siquisique region, State of Lara: Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo. Boletín Informativo, (8): 286 -305.

- Coronel, G. (1970). Igneous Rocks of Central Falcón. Bol. Inf., Asociación Venezolana de Geología, Minas y Petróleo; 13 (5): 155 – 159.
- Creole Petroleum Corporation. (1962). Mapa de geología de superficie a escala 1:50.000, hoja C-4-B.
- Creole Petroleum Corporation. (1962). Mapa de geología de superficie a escala 1:50.000, hoja C-4-D.
- Creole Petroleum Corporation. (1962). Mapa de geología de superficie a escala 1:50.000 hoja C-5-A.
- Creole Petroleum Corporation. (1962). Mapa de geología de superficie a escala 1:50.000 hoja C-5-C.
- Crowell, J.C. (1974). Sedimentation along the San Andres 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. Pág. 292-303.
- Díaz, A (2003). Integración Geológica de la región Los Teques – La Victoria – San Casimiro, Distrito Capital, Estados Aragua y Miranda. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- Díaz De Gamero, M. (1968). Paleontología de la Formación El Veral (Mioceno), estado Falcón. Geos N° 17, Universidad Central de Venezuela. Escuela de Geología, Minas y Metalurgia, Pág. 7-51.
- Díaz De Gamero, M. (1970). Contribution to the study of the foraminifera of the Punta Gavilan Formation, Falcon State. Venezuela. Boletín Informativo Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo. 13 (2): 47-97
- Díaz De Gamero, M. (1977 a). Estratigrafía y micropaleontología del Oligoceno y Mioceno inferior del centro de la Cuenca de Falcón, Venezuela. GEOS, Universidad Central de Venezuela, Caracas, Vol. 22, pág. 3-60.

- Díaz De Gamero, M. (1977 b). Revisión de las edades de las unidades litoestratigráficas en Falcón Central en base a su contenido de foraminíferos planctónicos. V Congreso Geológico Venezolano. Ministerio de Minas e Hidrocarburos - Sociedad Venezolana de Geólogos, Tomo I, pág. 81- 86.
- Díaz De Gamero, M. (1985). Estratigrafía de Falcón nororiental. VI Congreso Geológico Venezolano. Memoria 1, pág. 454-502.
- Díaz De Gamero, M. (1989). El Mioceno Temprano y Medio de Falcón septentrional. Geos N° 29, Universidad Central de Venezuela. Escuela de Geología, Minas y Metalurgia, pág. 25 – 35.
- Erlich, R. & S. Barrett. (1990). Cenozoic plate tectonic history of the northern Venezuela Trinidad area. *Tectonics* (9) 1. pág 161-184.
- Escalona, N. & I. Truskowski & Zapata, E. (1978). Estudio de facies carbonáticas en la Formación Churuguara, estado Falcón. Boletín informativo, Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo. 20; 4, pág. 144-174.
- Escorihuela, N. & J. Rondon. (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. Inédito.
- Esteves, J. & 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.
- Feo-Codecido, G. (1972). Breves ideas sobre la estructura de la Falla de Oca, Venezuela: *Transactions, Caribbean Geological Conference VI Margarita, Venezuela*, pág. 184-190.
- Gamero, G. & M.L. Díaz De Gamero. (1963). Estudio de una sección de referencia de las formaciones Cerro Pelado y Socorro en la región de El Saladillo, estado Falcón. Boletín informativo, Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo. Volumen 7, N° 11, pág. 327-370.
- Ghosh, S., L. Pestman, I. Truskowski & E. Zambrano. (1997). Evolución Tectonoestratigráfica y Sistemas Petrolíferos de la Cuenca de Falcón, Venezuela noroccidental. VIII Congreso Geológico Venezolano, Soc. Venezolana de Geól – Tomo I - pág.317 – 329.



- Gil, J. L. & S. I. Herrera. (1984). Estudio Sedimentológico en la zona de los distritos Buchivacoa y Democracia, estado Falcón. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- González De Juana, C., J. Iturralde & Picard, X. (1980). Geología de Venezuela y Sus Cuencas Petrolíferas. Caracas. Ediciones Foninves, Vol. 2, pág. 1031.
- Gómez, P. & J. Prieto. (2004). Integración y actualización geológica del área del Surco de Urumaco y la plataforma de Dabajuro, Estado Falcón. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- Graf, C. (1969). Relaciones entre tectonismo 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 – 144.
- Guevara, E. (1967). The Santa Rita, Jarillal and La Victoria formations. Asoc. Ven. Geol. Min. Petr. Boll Inform., 10 (2): 51-69.
- Halse, G. W. (1937). La estratigrafía del Occidente del distrito Buchivacoa, estado Falcón, Venezuela. I Congreso Geológico Venezolano, pág. 183-193.
- Hawkins, R.D. (1983). Contributions of Petroleum Geology of North-Central Falcon Basin. Informe inédito. Corpoven S.A.
- Hodson, F. (1926). Venezuelan and Caribbean Turritellas with a list of Venezuelan type stratigraphic localities. Bull. Amer. Paleont., Volumen 11, N°45, pág. 173- 220.
- Hodson, F & H. K. Hodson. (1931). Some Venezuelan mollusks. Bull. Amer. Paleont. Vol. 16, N° 59-60, pág. 132.
- Hunter, V. & A. Ferrell. (1972). Redefinición de algunas unidades estratigráficas del Oligoceno de Falcón Central. IV Congreso Geológico Venezolano, Ministerio de Minas e hidrocarburos- Sociedad Venezolana de Geólogos. Boletín de Geología, N° 5, Tomo II, pág. 807 –816.

- Hunter, V. F. (1974). A Mid-Tertiary stratigraphic unit of the southern Caribbean Area. En: Contributions dedicated to the Geology and Paleobiology of the Caribbean and Adjacent Areas. The Kugler Volume, P. JUNG et al., Editores. Verh. Naturf. Ges. Basilea. Suiza. 84 (1). Pág. 520.
- Instituto Geográfico De Venezuela Simón Bolívar. (1966). Mapas Topográficos a escala 1:25.000, hojas 6248-I-NE; 6248-I-NO; 6248-I-SE; 6248-I-SO; 6248-II-NE; 6248-II-NO; 6248-II-SE; 6248-II-SO; 6248-III-NE; 6248-III-NO; 6248-III-SE; 6248-III-SO; 6248-IV-NE; 6248-IV-NO; 6248-IV-SE y 6248-IV-SO.
- Instituto Geográfico De Venezuela Simón Bolívar. (1969). Mapa Topográfico a escala 1:100.000, hoja 6248.
- Ituarte L., K. & O. Quijada (1985) Estratigrafía y Sedimentología de un área situada al sureste de Coro, Estado Falcón. Trabajo Especial de grado, no publicado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Pág. 132.
- Lamus, A.; N. La Cruz & W. Scherer. (1989). Estudio geológico y ubicación de depósitos de fosfatos al norte de Tucaras, distrito Silva, estado Falcón. Caracas. Geos 29, Universidad Central de Venezuela, pág. 68-79.
- Leal, F; & O. Rivero. (2004). Estudio de Litofacies y Quimioestratigrafía de la Sección Superior de la Formación El Paraíso Mediante los Métodos de Fluorescencia por Disfracción de Rayos X y Determinación de Carbono Total por Combustión. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito. Pág. 196.
- Liddle, R.A. (1928). The Geology of Venezuela and Trinidad. Texas. Mc. Gowan, Fort. Worth, pág. 552.
- Liddle, R.A. (1946). The geology of Venezuela and Trinidad. N.Y. 2da. Ed. Paleont. Res. Inst, Ithaca, pág. 890.
- Lorente, M. A. (1986). Palynology and Palynofacies of the Upper Tertiary in Venezuela. Berlin, J. Cramer, pág. 224. (Dissertationes Botanicae, Band 99).
- Macellari, C. (1995). Cenozoic sedimentation and tectonics of the southwestern Caribbean pull-apart basin, Venezuela and Colombia, in A.J. Tankard, R.

- Macsoy, O., J. Stephan & E. Alvarez. (1987). Grupo Lara: sedimentitas oceánicas y peninsulares en el Cretaceo alóctono de Venezuela occidental. Bol. Geol. (28) pág 3-78.
- Medina, J. L. (1979). Geología sedimentaria de una zona de los distritos Miranda y Democracia, estado Falcón, Venezuela. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- Méndez, A. (1967). La edad de Venezuela. En CIEN 2005 Casupal, Formación. <http://pdvsa.com/lexico.Consulta> Junio 2005.
- Molina, A., & R. Pittelli. (1988). Revisión Geológica del Grupo La Puerta, Falcón Occidental. Boletín Sociedad Venezolana de Geólogos N° 32, pág. 49 – 57.
- Muessig, K. (1978). The Central Falcon Igneous Suite, Venezuela: alkaline basaltic intrusions of Oligocene-Miocene age. Geol. en Mijin 57 (2) Pág. 261-266.
- Muessig, K. (1984 a). Structure and Cenozoic tectonics of the Falcón Basin, Venezuela, and adjacent areas. *Geological Society of America. Memoir* 162. pág. 217-229.
- Muessig, K. (1984 b). Paleomagnetic Data on the Basic Igneous Intrusions of the Central Falcon Basin, Venezuela. *Geological Society of America. Memoir* 162. pág. 217 – 229.
- Muller, J.; E. Di Giacomo & A. Van Erve. A palynological zonation for the Cretaceous, Tertiary and Quaternary of northern South America. USA. American Association of Stratigraphic Palynologists, Contribution Series Num. 19, pp 7-76
- Orta, M. (2003). Integración Geológica de la región Caracas – Charallave – Santa Teresa el Tuy, Distrito Capital y estado Miranda. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- Omaña, I. (2002). Integración de la geología de la zona de Morón – Valencia Ocumare de la Costa Estado Carabobo y Aragua. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- Ostos, M. (1990). Tectonic evolution of the south-central Caribbean based on geochemical data. Rice university Ph. D. Thesis, Houston, Texas, pág 410.

- Osuna, S. & R. Arnstein. (1997). Distribución del Oligoceno en el occidente de Venezuela. VIII Congreso Geológico Venezolano, Soc. Venezolana de Geól. Tomo II pág. 228- 233.
- Payne, A. (1951). Cumarebo oil field Falcón, Venezuela. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists. 35; 8, pág. 1850-1878.
- 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., S. Cande, I. W. Pitman, D. Rowley, J. Dewey, J. Labrecque & W. Haxby. (1985). A plate-Kinematic frame work for models of Caribbean evolution. Tectonophysics; Vol. 155, pág. 121-138.
- Pitelli, R & A. Molina. (1989). El Grupo Agua Negra de la cuenca de Falcón. Boletín de la Sociedad Venezolana de Geólogos. N° 36, pág. 5-12.
- Ponte R., L. (1951). Depósitos fosfáticos del Cerro Riecito, estado Falcón. Caracas. Ministerio de Energía y Minas, Direccion General Sectorial de Minas y Geologia.
- Porras, L. (2000). Evolución tectónica y estilos estructurales de la región costa fuera de las cuencas de Falcón y Donaire”. VII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. Sociedad Venezolana de Geólogos. Tomo I, pág. 279-292.
- Renz, H. (1948). Stratigraphy and fauna of the Agua Salada Group, state of Falcón, *Venezuela*. Geol. Soc. Amer, Mem. 32, pág. 219.
- Rey, O. (1990). Análisis comparativo y correlación de las formaciones Codore y La Vela, estado Falcón. Trabajo de Postgrado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- Romero, J. & R. Salas. (2004). Estudio de litofacies del Eoceno Superior – Mioceno en la zona centro occidental de la Cuenca de Falcón, sección sureste de la población Pedregal. Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, Departamento de Geología. Inédito
- Rutsch, R. (1937). Algunos Gasterópodos interesantes de la época Terciaria de los estados Falcón y Lara. Venezuela. Bol. Geol. y Min. Caracas. 1(1) pág. 37-51.

- Santeliz, H. (1972). Evaluación de reservas de rocas fosfáticas en el Cerro Riecito, Estado Falcón  
Evaluation of the reserves of phosphate rocks in Cerro Riecito, Falcón, Venezuela.  
Caracas. Congreso Geológico Venezolano, 4th, Memoria, Vol. 5; Boletín de Geología  
Publicación Especial vol. 5 p. 2773-2788
- Schubert, C. & R.S. Sifontes. (1970). Boconó Fault, Andes. Venezuela. Science (175). Pág. 560  
-561.
- Senn (1935). Die stratigraphische Verbreitung der Tertiären Orbitoiden, mit spezieller  
Berücksichtigung ihres Vorkommens in Nord-Venezuela und Nork -  
Marokko. *Eclog. Geol. Helv.* Volumen 28, N°1, pág. 51-113.
- Senn, A. (1940). Paleogene of Barbados and its bearing on history and structure of  
Antillean-Caribbean region. *Bulletin of the American Association of Petroleum  
Geologists.* 24; 9, pág. 1548-1610.
- Silver, E.A.; J.E. Case; & H.J. Macgillavry. (1975). Geophysical study of the Venezuelan  
borderland. *GSA Bull.* (86). Pág. 213-226.
- Stainforth, R. (1962). Definitions of Some New Stratigraphic Units in Western Venezuela  
Las Pilas, Cocuiza, Vergel, El Jebe, Tres Esquinas and Nazaret. *Boletín informativo N°5  
(10)* pág. 279-282.
- Sutton, F. A. (1946). Geology of Maracaibo Basin, Venezuela, *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*  
30(10): 1621-1741.
- Tardáguila, P. (2002). Integración de la Geología de la zona de Choroni-Puerto Maya y  
Maracay, estados Aragua y Carabobo. Trabajo Especial de Grado, Departamento de  
Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- Tschanz, C.; R.F. Marvin; B. Cruz; H.H. Mehnert & G.T. Cebula. (1974). Geologic evolution of  
Sierra Nevada de Santa Marta, northeastern Colombia. *Geological Society of America  
Bulletin,* (85) pág. 273-284.
- Vail, P. & Hardenbol. (1980). Sea-Level Changes During the Tertiary: *Oceanus.* Vol. 22, Pág.  
71-79.

- Vallenilla, P. (1961). Estratigrafía de las Formaciones Caujarao, La Vela y Coro en sus localidades tipo, estado Falcón. Caracas. Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo, Boletín Informativo. Vol. 4, N° 2. Pág 29-78.
- Vásquez E. & P. Dickey. (1972). Mayor faulting in northwestern Venezuela and its relation to global tectonics. VI Conferencia Geológica del Caribe. Pág. 191-202.
- Vierbuchen, R.C. Jr. (1978). The tectonics of northeastern Venezuela and the southeastern Caribbean Sea. {Ph.D. thesis}. Princeton University, pág 175.
- Von Der Osten, E.; D. Zozaya. (1957). Geología de la parte soroeste del estado Lara, región Quibor. Boletín de Geología, Caracas, 4(9): 3-59.
- Wheeler, C. B. (1960). Estratigrafía del Oligoceno y Mioceno Inferior de Falcón Occidental y Nororiental. III Congreso Geológico Venezolano, Soc. Venezolana de Geól. – Tomo I pág. 407 - 65.
- Wheeler, C. B. (1963). Oligocene and lower Miocene stratigraphy of western and northeastern Falcón basin, Venezuela: AAPG Bulletin, Vol. 47, pág. 35-68.
- Wiedenmayer, C. (1924). Zur geologie von Ost Falcón (Nordwest-Venezuela). Amer. Assoc. Petrol. Helv. Volumen 18, pág. 508-512.
- Wiedenmayer, C. (1937). Informe geológico sobre los depósitos carboníferos de Coro, distrito Miranda, Estado Falcón. Boletín de Geología y Minería. N° 1, pág. 65- 81.
- Wozniak, J & H. De Wozniak. (1987). Bioestratigrafía de la región nor-central de la Serranía de Falcón Venezuela nor-occidental. Boletín de Geología. Ministerio de Energía y Minas. Volumen XVI, N° 28. pág. 101 – 139.
- Léxico Estratigráfico de Venezuela (1970). CIEN – Comité Interfiliales de Estratigrafía y Nomenclatura. 1999. PDVSA, Intevep.
- Léxico Estratigráfico de Venezuela (1999). CIEN – 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 de Consulta 2000. Microsoft Corporation. Reservados todos los derechos.

# APÉNDICE