

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**ACTUALIZACIÓN DE LA CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE LA HOJA  
PUERTO CUMAREBO 6350 A ESCALA 1:100.000, ESTADO FALCÓN**

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Por el Bachiller Molina C Freddy D  
Para optar al título  
de Ingeniero Geólogo

Caracas, 2021

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**ACTUALIZACIÓN DE LA CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE LA HOJA  
PUERTO CUMAREBO 6350 A ESCALA 1:100.000, ESTADO FALCÓN**

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Enrique Toribio

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Por el Bachiller Molina C Freddy D  
Para optar al título  
de Ingeniero Geólogo

Caracas, 2021

Caracas, 27 de abril de 2018

Profesor(a) del Departamento de Geología

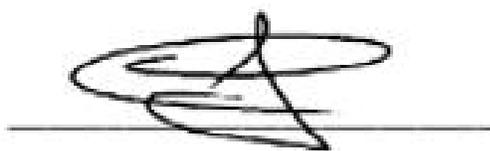
Consejo de Escuela

Escuela de Geología, Minas y Geofísica

Facultad de Ingeniería

### TUTORÍA DE TESIS

La presente tiene por objeto hacer de su conocimiento mi aceptación en la tutoría de la tesis titulada “**Actualización Geológica de la hoja Puerto Cumarebo 6350 a escala 1:100.000, estado Falcón**”. Del bachiller Freddy David Molina Contreras, C.I. 20.829.025. Es de mi responsabilidad guiar al estudiante en el desarrollo y orientación de su tema, y en este sentido, me comprometo a leer, corregir y supervisar el desenvolvimiento del mismo y aquello relacionado con las exigencias académicas que amerite.

A handwritten signature in black ink, consisting of several loops and a long horizontal stroke at the bottom, positioned above a solid horizontal line.

Prof. Enrique Toribio

C.I. 23.619.479

**Molina C. Freddy D.**

**ACTUALIZACIÓN DE LA CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE LA HOJA  
PUERTO CUMAREBO 6350 A ESCALA 1:100.000, ESTADO FALCÓN**

**Tutor: Prof. Enrique Toribio. Tesis, Caracas UCV. Facultad de Ingeniería.**

**Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 2021, p. 159**

**RESUMEN**

El presente Trabajo Especial de Grado consistió en la actualización de la cartografía geológica de la hoja 6350, en la región septentrional del estado Falcón. Más específicamente, la geología estructural y estratigráfica de las rocas del Oligo-Miocenas de la Cuenca de Falcón hasta el Reciente. Para ello, se contó con herramientas geomáticas como lo son: la red irregular de triángulos, los modelos digitales de elevación de terreno, modelo digital de iluminación y sombras, mapas de pendientes, mapas de orientación de laderas, perfiles topográficos, y las imágenes satelitales multiespectrales Landsat 8. Estos fueron interpretadas e integradas con la información cartográfica de estudios previos.

Geomorfológicamente, la hoja 6350 se subdividió en tres unidades: U1) unidad de montañas bajas (34%) con: filas alargadas asimétricas con topos amesetados, sistema de lomeríos, llanura fluvial y cerros alargados, U2) unidad de colinas y filas bajas (49%) con: cerros aislados redondeados, fila con forma de herradura, sistema de lomeríos y cerros alargados y U3) unidad de valles (17%) con: llanura de inundación.

Estructuralmente, se determinó una dirección preferencial de esfuerzos N35°W-S35°E, teniendo un sistema de frágil con dirección N35°W y un sistema de dúctil ortogonal al frágil con dirección N55°E. Las fallas y fracturas se encuentran en una proporción de una por cada mil hectáreas, teniendo longitudes promedio de 2km y valores máximos de 14km.

Espectralmente, se obtuvieron resultados óptimos con: combinación de bandas (5,6,4 y 6,5,9) y decorrelación (7,2,5) para identificar rasgos estructurales, fracción mínima de ruido (3,5,9) para identificar zonas áridas vs húmedas, índice de vegetación y álgebra de bandas (5/7,5/4,3/1) para identificar abundancia de vegetación, mapeo de ángulo espectral para identificar mineralizaciones calcáreas, firmas espectrales de cada unidad estratigráfica (5,6,9) para discriminar las distintas formaciones geológicas entre sí y las clasificaciones supervisadas (22 clases) y no supervisadas (15 clases) para discriminar espacialmente dichas unidades.

Finalmente, con toda la información obtenida se logró generar un mapa actualizado a escala 1:100.000 de la cartografía geológica de la hoja 6350, dos perfiles geológicos a escala 1:50.000, un análisis geomorfológico a escala 1:25.000 y la comprensión de la evolución tectonoestratigráfica de la zona y además, se integró una tabla resumen con los principales criterios geomorfológicos, estructurales, litológicos y espectrales que sirven de guía para discriminar las distintas unidades geológicas encontradas en la zona de estudio.

Palabras Clave: Cartografía digital, Falcón, Geología, Geomática.

## ÍNDICE DE CONTENIDO

CAPÍTULO I.....	1
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Ubicación y extensión del área de estudio.....	1
1.2. Planteamiento del problema.....	3
1.3. Justificación y alcance.....	4
1.4. Objetivos.....	4
1.4.1 Objetivo general.....	4
1.4.2 Objetivos específicos.....	4
1.5. Antecedentes.....	5
1.5.1. Trabajos previos relacionados con la geología de Falcón y área de estudio.....	5
1.5.2. Trabajos previos relacionados con la metodología.....	8
CAPÍTULO II.....	10
2. MARCO METODOLÓGICO.....	10
2.1. Metodología.....	10
2.1.1. Fase I: Etapa de Recopilación documental y cartográfica.....	12
2.1.2. Fase II: Corrección y procesamiento de las imágenes satelitales.....	14
2.1.3. Fase III: Resultados y análisis de resultados.....	15
2.1.4. Fase IV: Elaboración de Productos (Mapas y Corte).....	15
3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	16
3.1. Estratigrafía de la cuenca Falcón.....	16
3.1.1. Eoceno Medio – Tardío.....	17
3.1.2. Oligoceno-Mioceno Temprano.....	19
3.1.3. Mioceno Medio-Tardío.....	27
3.1.4. Plio-Cuaternario.....	32
3.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA CUENCA DE FALCÓN.....	35
3.3. EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA CUENCA DE FALCÓN.....	41

3.3.1. Teoría <i>Pull-Apart</i> .....	42
3.3.2. Teoría de <i>Rifting</i> e Inversión.....	46
3.3.3. Teoría Orógeno Flotacional.....	49
CAPÍTULO IV.....	54
4. MARCO GEOLÓGICO LOCAL.....	54
4.1. Estratigrafía local de la cuenca Falcón.....	54
4.1.1. Periodo Oligoceno medio - Mioceno Temprano.....	54
4.1.2. Periodo Mioceno Medio – Mioceno Tardío.....	59
4.1.3. Periodo Plioceno Temprano – Plioceno Medio.....	72
4.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL LOCAL DE LA CUENCA FALCÓN.....	82
4.2.1. Fallas.....	82
4.2.2. Pliegues.....	83
4.2.3. Estratificación.....	83
4.2.4. Diaclasas.....	84
CAPÍTULO V.....	85
5. RESULTADOS.....	85
5.1. Generalidades.....	85
5.2. Resultados obtenidos mediante sistema de información geográfica (ArcGIS).....	85
5.2.1. Hoja cartográfica digitalizada.....	86
5.2.2. Redes irregulares de triángulos (TIN).....	88
5.2.3. Modelo digital de elevación (DEM).....	89
5.2.4. Modelo digital de iluminación y sombra (MDIS).....	92
5.2.5. Mapa de Pendientes.....	101
5.2.7. Rasgos estructurales.....	105
5.3. Resultados obtenidos mediante el procesamiento de imágenes satelitales.....	106

5.3.1 Adquisición de las imágenes satelitales y descarga de programas especializados.....	106
5.3.2 Procesamiento de las imágenes satelitales Landsat 8.....	106
5.3.3 Evaluación de los Índices de Pureza de Pixel (IPP).....	108
CAPÍTULO VI.....	109
6. ANÁLISIS DE RESULTADOS.....	109
6.1. Análisis topográfico.....	109
6.1.1. Generalidades.....	109
6.1.2. Unidad de montañas bajas (U1).....	111
6.1.3. Unidad de colinas y filas bajas (U2).....	120
6.1.4. Unidad valle (U3).....	130
6.2. Análisis estructural.....	132
6.2.1 Estructuras principales.....	133
6.2.2 Hillshade.....	134
6.2.3 Combinaciones de bandas.....	134
6.2.4 Decorrelación.....	136
6.3 Análisis litológico.....	136
6.3.1 Fracción Mínima de Ruido (MNF).....	137
6.3.2 Índice de Vegetación (IV).....	137
6.3.3 Álgebra de Bandas.....	138
6.3.4 Mapeo del Ángulo Espectral (SAM).....	139
6.3.5 Firmas Espectrales (Comportamiento Espectral).....	140
6.3.6 Clasificación No-supervisada.....	142
6.3.7 Clasificación Supervisada.....	143
6.3.8 Análisis de las formaciones geológicas.....	145
6.4. Análisis de mapa geológico.....	146
6.5. Interpretación de perfiles geológicos.....	149

6.5. Evolución tectonoestratigráfica.....	150
CAPÍTULO VII.....	153
7. CONCLUSIONES.....	153
CAPÍTULO VIII.....	155
8. RECOMENDACIONES.....	155
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	156

## INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Índice de hojas representando ubicación del área de estudio. Mapa de Venezuela tomado de maps of world.....	2
Figura 2.1. Flujograma de la metodología de trabajo durante la ejecución del proyecto.....	11
Figura 2.2. Distribución de mapas a escala 1:25.000 dentro la hoja Puerto Cumarebo a escala 1:100.000.....	12
Figura 2.3. Representación de hoja geológica B-5 perteneciente a Creole Petroleum Corporation a escala 1:100.000.....	13
Figura 3.1. Elementos tectonosedimentarios de la cuenca de Falcón. ....	17
Figura 3.2. Mapa paleogeográfico del Eoceno en la cuenca de Falcón.....	19
Figura 3.3. Ubicación de la subcuenca Agua Salada en la cuenca de Falcón.....	23
Figura 3.4. Estratigrafía de la subcuenca Agua Salada en la cuenca de Falcón..	23
Figura 3.5. Paleogeografía y distribución de facies en el oligoceno de la cuenca de Falcón.....	25
Figura 3.6. Paleogeografía y distribución de facies en el Mioceno Temprano de la cuenca de Falcón.....	25
Figura 3.7. Mapa paleogeográfico del Oligoceno en la cuenca de Falcón.....	26
Figura 3.8. Mapa paleogeográfico del Mioceno Temprano en la cuenca de Falcón.....	26
Figura 3.9. Paleogeografía y distribución de facies en el Mioceno Medio de la cuenca de Falcón.....	30
Figura 3.10. Paleogeografía y distribución de facies en el Mioceno Tardío de la cuenca de Falcón.....	30
Figura 3.11. Mapa paleogeográfico del Mioceno Medio en la cuenca de Falcón	31
Figura 3.12. Mapa paleogeográfico del Mioceno Tardío Temprano en la cuenca de Falcón. ....	31
Figura 3.13. Correlación de la cuenca de Falcón plataforma Dabajuro-Casupal.	33
Figura 3.14. Correlación de la cuenca de Falcón Paraguana-Churuguara.....	34

Figura 3.15. Mapa paleogeográfico del Plio-Cuaternario Temprano en la cuenca de Falcón. ....	34
Figura 3.16. Mapa de fallas activas cuaternarias de la región falconiana. ....	38
Figura 3.17. Tectónica de la cuenca de Falcón durante el Eoceno Tardío. ....	39
Figura 3.18. Tectónica de la cuenca de Falcón durante el Mioceno-Plioceno....	40
Figura 3.19. Condición estructural actual de la cuenca de Falcón.....	40
Figura 3.20. Mapa de configuración tectónica de Falcón. ....	41
Figura 3.21. Evolución de la cuenca de Falcón según teoría pull-Apart.....	42
Figura 3.22. Modelo esquemático de la cuenca de Falcón en el Eoceno Temprano.....	43
Figura 3.23. Modelo esquemático de la cuenca de Falcón en el Oligoceno Tardío	43
Figura 3.24. Modelo esquemático de la cuenca de Falcón en el Cuaternario. Tomado de MUESSING (1978).....	44
Figura 3.25. Modelo esquemático de generación de cuencas <i>pull-apart</i> episuturales por el desplazamiento de Placa Caribe y suramericana en el Eoceno Tardío. Tomado y modificado de MACELLARI (1995).....	44
Figura 3.26. Modelo esquemático de generación de cuencas <i>pull-apart</i> episuturales por el desplazamiento de Placa Caribe y suramericana en el Oligo-Mioceno.....	45
Figura 3.27. Modelo esquemático de generación de cuencas <i>pull-apart</i> episuturales por el desplazamiento de Placa Caribe y suramericana en el Plio-Cuaternario.....	46
Figura 3.29. Modelo sedimentario esquemático durante el Eoceno-Mioceno temprano para la cuenca de Falcón.....	51
Figura 3.30. Esquema evolutivo para las fallas lístricas en el noreste de Falcón	51
Figura 3.31. Modelo sedimentario esquemático actual para la cuenca de Falcón	52
Figura 4.1. Ubicación del Grupo Agua Salada (Formación Guacharaca y San Lorenzo) en el Área de estudio.....	54
Figura 4.2. Ubicación de la Formación Querales en el Área de estudio.....	58
Figura 4.3. Ubicación de la Formación Solito en el Área de estudio.....	59
Figura 4.4. Ubicación de la Formación Caujarao en el Área de estudio.....	61

Figura 4.5. Ubicación de la Formación Socorro en el Área de estudio.....	63
Figura 4.6. Ubicación de la Formación Capadare en el Área de estudio. ....	65
Figura 4.7. Ubicación de la Formación La Vela en el Área de estudio.....	68
Figura 4.8. Ubicación de la Formación Turupía en el Área de estudio.....	69
Figura 4.9. Cuadro estratigráfico del Terciario Superior.....	71
Figura 4.10. Formación Cerro Pelado y Socorro en el Mioceno Inferior.....	72
Figura 4.11. Ubicación de la Formación Coro en el Área de estudio.....	73
Figura 4.12. Ubicación de la Formación El Veral en el Área de estudio.....	74
Figura 4.13. Ubicación de la Formación Tucupido en el Área de estudio. ....	75
Figura 4.14. Ubicación de la Formación Punta Gavilán en el Área de estudio...	77
Figura 4.15. Columna estratigráfica de la región Mamposal, sureste de Puerto Cumarebo.....	78
Figura 4.16. Columna estratigráfica de la región de Tocópero.....	79
Figura 4.17. Tabla de correlación del Neógeno Tardío al norte de Falcón. ....	80
Figura 4.18. Formaciones Caujarao, La Vela y Coro en el Mio-Plioceno.....	80
Figura 4.19. Relaciones estratigráficas del subsuelo de Falcón entre el Alto de Coro y La Vela-Cumarebo.....	81
Figura 4.20. Mapa de Fallas y orientaciones.....	83
Figura 4.21. Mapa de pliegues.....	83
Figura 4.22. Mapa estructural.....	84
Figura 5.1. Hoja cartográfica Puerto Cumarebo 6350 digitalizada mediante la herramienta ArcGIS, .....	87
Figura 5.2. Modelo algorítmico de red irregular de triángulos (TIN) mediante la herramienta ArcGIS correspondiente a la zona de estudio.....	88
Figura 5.3. Modelo Digital de Elevación (DEM) mediante la herramienta ArcGIS correspondiente a la zona de estudio. tomando como el TIN.....	89
Figura 5.5. Modelo Digital de Elevación (DEM), reflejando los perfiles topográficos, .....	91
Figura 5.8. Modelo Digital de Iluminación y Sombra (MDIS) con una configuración de 270° 45°.....	93

Figura 5.9. Modelo Digital de Iluminación y Sombra (MDIS) con una configuración de 0° 90° .....	94
Figura 5.10a Modelo Digital de Iluminación y Sombra (MDIS) en 3D.....	95
Figura 5.10b Modelo Digital de Iluminación y Sombra (MDIS) en 3D.....	96
Figura 5.10c Modelo Digital de Iluminación y Sombra (MDIS) en 3D.....	97
Figura 5.10d Modelo Digital de Iluminación y Sombra (MDIS) en 3D.....	98
Figura 5.10e Modelo Digital de Iluminación y Sombra (MDIS) en 3D.....	99
Figura 5.10f Modelo Digital de Iluminación y Sombra (MDIS) en 3D.....	100
Figura 5.11 Mapa de pendientes.....	102
Figura 5.12. Mapa de pendientes en 3D.....	103
Figura 5.13. Mapa de orientaciones de laderas.....	104
Figura 5.14. Mapa del MDIS general del área de interés con la interpretación estructural de la zona de estudio.....	105
Figura 5.14a: Calibración de radiancia de la imagen satelital path6row52.....	106
Figura 5.14b: Corrección radiométrica de la imagen satelital path6row52.....	107
Figura 5.14c: Calibración de reflectancia de la imagen satelital path6row52...	107
Figura 5.14d: Corrección atmosférica de la imagen satelital path6row52.....	107
Figura 5.15: Evaluación del Índice de Pureza de Pixel (IPP).....	108
Figura 6.1. clasificación geomorfológica del paisaje. ....	109
Figura 6.2. División de unidades topográficas en la zona de estudio.....	110
Figura 6.3. Orientación y ubicación de T1.....	112
Figura 6.4. Representación de las cornizas en T1.....	112
Figura 6.5. Orientaciones de las ladera norte y sur en T1.....	113
Figura 6.6. Entallamiento del drenaje en las laderas sur en T1.....	113
Figura 6.7. Pendientes de las ladera norte y sur en T1.....	114
Figura 6.8. Disposición del drenaje en T1.....	115
Figura 6.9. Ubicación de T2 en la zona de estudio.....	116
Figura 6.10. Disposición del drenaje en T2.....	117

Figura 6.11. Ubicación de T3 en la zona de estudio.....	118
Figura 6.12. Ubicación de T4 en la zona de estudio.....	119
Figura 6.13. Disposición del drenaje en T4.....	119
Figura 6.14. ubicación e identificación de los cerros aislados en T5.....	121
Figura 6.15. Disposición del drenaje en T5.....	122
Figura 6.16. Altura de las diferentes colinas en T5.....	122
Figura 6.17. Ubicación de T6, correspondiente a la U2. Donde se observa la fila con la forma de herraduras y sus elevaciones mediante las flechas azules	123
Figura 6.18. Disposición del drenaje en T6.....	124
Figura 6.19. Ubicación de T7.....	125
Figura 6.20. Disposición del drenaje en T7.....	126
Figura 6.21. Ubicación de T8.....	127
Figura 6.21. Disposición del drenaje en T8.....	128
Figura 6.22. Ubicación de T9.....	129
Figura 6.23. Ubicación de U3.....	131
Figura 6.24. Disposición del drenaje en U3.....	132
Figura 6.25: Dirección preferencial de las principales estructuras en la zona de estudio.....	133
Figura 6.26: Hillshade de la zona de estudio.....	134
Figura 6.27a: Combinación de bandas 564 (RGB) de la Imagen path6row52..	135
Figura 6.27b: Combinación de bandas 659 (RGB) de la Imagen path6row52..	135
Figura 6.28: Decorrelación 725 (RGB) de la Imagen path6row52.....	136
Figura 6.30: Índice de vegetación.....	138
Figura 6.31: Algebra de bandas: banda 5/banda7, banda5/banda4, banda3/banda1.....	139
Figura 6.32: SAM para identificación de minerales de Calcita.....	140
Figura 6.33a: Firmas espectrales en la zona de estudio.....	141
Figura 6.33b: Firmas espectrales de las distintas formaciones geológicas.....	142

Figura 6.34: Clasificación no-supervisada con 15 clases definidas.....	143
Figura 6.35a: Ubicación de las 22 clases en la clasificación supervisada.....	144
Figura 6.35b: Clasificación supervisada con 22 clases de interés.....	144
Figura 6.35c: Correspondencias litológicas con la clasificación supervisad.....	145
Figura 6.36: Mapa Geológico de la Hoja Cartográfica 6350.....	147
Figura 6.37a: Comparación entre el Mapa Geológico de Creole y el Mapa Geológico 6350 de este estudio.....	147
Figura 6.37b: Comparación entre la Clasificación Supervisada con 22 clases en la imagen satelital Landsat 8 y su influencia en el Mapa Geológico 6350 de este estudio.....	148
Figura 6.38: Cortes o Secciones Estructurales “AB” y “CD” de la Hoja Cartográfica 6350.....	149
Figura 6.39: Correspondencia estratigráfica con el modelo tectonoestratigráfico de AUDEMARD (1995).....	150

## INDICE DE TABLAS

Tabla 1: Resumen de las características distintivas de las formaciones geológicas en la Hoja cartográfica 6350.....	146
---	-----

## CAPÍTULO I

### 1. INTRODUCCIÓN

El propósito fundamental del presente trabajo es la actualización geológica del formato estandarizado por el Instituto Geográfico Venezolano Simón Bolívar (IGVSB), identificado como Puerto Cumarebo 6350, ubicada hacia el noroccidente de Venezuela, específicamente en el estado Falcón.

Como parte de los resultados, se plantea la realización de 11 mapas a escala 1:25.000 y 1 mapa general a escala 1:100.000, cuyos datos estén actualizados, digitalizados y debidamente georeferenciados, con el apoyo de levantamiento geológico de superficie, revisión bibliográfica, uso de información del área estudiada por diversos autores, uso de imágenes satelitales, uso de programas como ArcGIS y Erdas, entre otros. Esto debido a que es un factor determinante tener acceso a una base de datos completamente actualizada para el adecuado desarrollo de las investigaciones de índole geológico que se llevan a cabo en esta región del país.

#### 1.1. Ubicación y extensión del área de estudio

El área de estudio se ubicada hacia la parte noroccidental de Venezuela, en el estado Falcón, específicamente entre los municipios Zamora, Cuyo poblado principal es Puerto Cumarebo, Municipio Píritu, cuyo poblado principal es el poblado de Píritu, y municipio Tocópero que contiene a la localidad de Tocópero. La superficie está comprendida por la hoja cartográfica a escala 1:100.000 identificada como Puerto Cumarebo 6350, según el Instituto Geográfico Venezolano Simón Bolívar, cuyas localidades principales presentes son Puerto Cumarebo y Píritu. El área de la hoja está representada por 2007 km<sup>2</sup>, distribuidos en un 52% de territorio sumergido y un 48% de superficie expuesta que equivale a 973 km<sup>2</sup> la cual es la zona de objeto de estudio.

El área de estudio está circunscrita dentro de las siguientes coordenadas:

- Coordenada oeste:  $69^{\circ} 00' 00''$  -  $69^{\circ} 30' 00''$
- Coordenada norte:  $11^{\circ} 20' 00''$  -  $11^{\circ} 40' 00''$

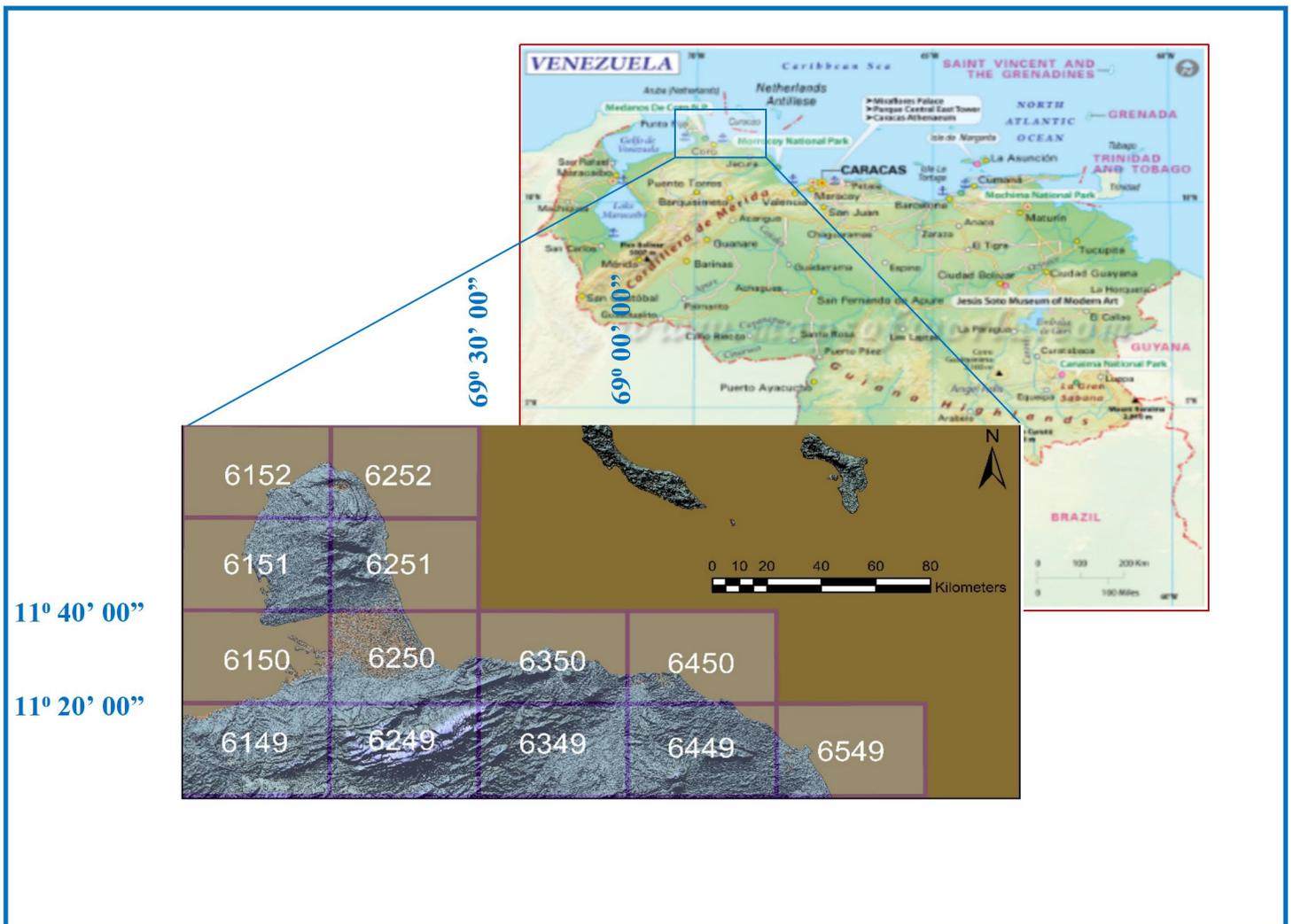


Figura 1.1. Índice de hojas representando ubicación del área de estudio. Mapa de Venezuela tomado de maps of world.

## 1.2. Planteamiento del problema

Según la Dirección de Cartografía Nacional, hoy Instituto Geográfico Venezolano Simón Bolívar (IGVSB), el formato estandarizado definido como Puerto Cumarebo 6350 tuvo su más reciente revisión de campo y actualización en el año 1970, tanto en escala 1:100.000 como en escala 1:25.000.

Con relación a lo antes mencionado, la carta geológica, correspondiente a la hoja Puerto Cumarebo 6350, identificada como B-5 perteneciente a la Creole Petroleum Corporation a escala 1:100.000, también tuvo su fecha de creación en 1954. De la misma forma, las cartas geológicas a escala 1:50.000 identificadas como B-5-C y B-5-D no han tenido posteriores revisiones ni actualizaciones desde 1964, además de que no fueron terminadas por en su totalidad. Esta misma corporación, Creole, en 1971 elabora una carta geológica del estado Falcón, la cual incluye el área de estudio, pero la misma está a escala 1:200.000 así que no posee mayor detalle al igual que las cartas geológicas a 1:100.000 elaboradas por la Shell en el año 1967 que carecen de vialidad, toponimia y otros aspectos importantes como el nivel de resolución en cuanto a la escala. LÓPEZ, I. (2005) realiza una integración geológica cartográfica de las hojas 6250, 6350 y 6450, cuyo producto final fue la actualización y digitalización de dos (2) hojas geológicas a escala 1:50.000, basándose en levantamiento de geología de superficie, fotografías aéreas e información de diversos autores.

Por otro lado, HIDALGO, J. (2006) realiza una actualización y digitalización de dicha hoja geológica mediante programas como Corel Draw 11.0 y AutoCAD 2004, levantamiento geológico de superficie, fotografías aéreas e información de diversos autores, cuyo producto final fue dicho mapa a escala 1:100.000.

Con base en lo antes mencionado, surge la necesidad de una base de datos geológicos actualizados y, a una mayor resolución de escala, a la fecha reciente de la zona de estudio plasmando nuevos rasgos que actualmente pudiesen existir o haber cambiado como aspectos geológicos, vialidades, toponimia, entre otros, implementando herramientas como imágenes satelitales, imágenes de radar y

programas como ArcGIS y Erdas, los cuales no han sido aplicados anteriormente y que a su vez ayudaran a optimizar y enriquecer la actualización que este proyecto propone, así como permitir un acceso más manejable y sintetizado de la base de datos. De la misma forma, representar todos los datos obtenido en un mapa general a escala 1:100.000.

### **1.3. Justificación y alcance**

El presente proyecto ofrece un aporte actualizado y digitalizado de una base de datos de cartografía geológica y topográfica en un sistema de información geográfico manejable, accesible, sintetizado y aplicable como base en cualquier campo para estudios futuros de aprovechamiento territorial, así como proporciona la delimitación de la geología de la zona.

De la misma forma, este proyecto también es relevante en cuanto a un aprovechamiento económico del área en base a estudios geotécnicos de cualquier índole, usufructo minero y petrolero, prospección geológica, entre otros.

En el marco del alcance se establece la generación de un mapa geológico general de toda la zona a escala 1:100.000. Este producto estará actualizado, digitalizado y debidamente georeferenciado.

### **1.4. Objetivos**

#### **1.4.1 Objetivo general**

Realizar cartografía geológica actualizada en digital a escalas 1:25.000 y 1:100.000 contenida en la hoja Puerto Cumarebo 6350 a escala 1:100.000 correspondiente al estado Falcón.

#### **1.4.2 Objetivos específicos**

- Evaluar geológicamente el área mediante el uso de tecnologías aplicadas a imágenes satelitales, mapas geológicos y mapas topográficos.

- Realizar dos cortes geológicos estructurales de la zona de estudio.

### **1.5. Antecedentes**

A continuación, se presenta, en orden cronológico, una serie de trabajos previos más relevantes relacionados tanto a la metodología usada como a la información geológica de Falcón y zona de estudio.

#### **1.5.1. Trabajos previos relacionados con la geología de Falcón y área de estudio**

WHEELER, C., (1959). Describió la estratigrafía del Oligoceno y Mioceno Inferior de Falcón Occidental y Nororiental, enfatizando las relaciones entre las áreas.

VALLENILLA, L., (1953). Realizó un estudio geológico detallado de las formaciones Caujarao, La Vela y Coro, en el estado Falcón.

DÍAZ DE GAMERO, M.L., (1967). Estudió la fauna fósil de la Formación El Veral.

LABADY, M., (1979). Realizó un levantamiento geológico de superficie en el distrito Zamora en el estado Falcón.

CASTRO, M., (1979). Realizó un levantamiento geológico de superficie para obtener la geología histórica de una zona del distrito Zamora en el estado Falcón.

GIFFUNI, G., (1980). Realizó la evolución paleogeográfica, paleotectónica e historia geológica de la parte norte de la subcuenca de Agua Salada en el estado Falcón.

LEÓN, K. & QUIJADA, O., (1985). Determinaron los cambios de facies y definen procesos diagenéticos de las columnas sedimentarias del Oligoceno, Mioceno y Plioceno de una región al este de la ciudad de Coro.

AUDEMARD & ROMERO, (1993), realizaron un estudio acerca de la sismicidad en el noroeste de Venezuela, así como de la configuración neotectónica.

AUDEMARD, F., SINGER, A., RODRÍGUEZ, J., & BELTRÁN, C., (1994), definen la traza activa del sistema de fallas de Oca-Ancón, hacia el noroccidente de Venezuela.

AUDEMARD, F., (1995), realiza una síntesis estratigráfica, establece el origen y la inversión tectónica de la cuenca de Falcón.

AUDEMARD, F., (1997), lleva a cabo un estudio en el cual evalúa la tectónica activa de la región septentrional de la cuenca invertida de Falcón, Venezuela Occidental.

DÍAZ DE GAMERO, M.L., (1997), realiza estudios estratigráficos de las formaciones Caujarao y Tucupía al este de Cumarebo. Falcón nororiental.

GHOSH, *et al.* (1997), realizan la evolución tectonoestratigráfica de la cuenca de Falcón en la que plantean que en dicha cuenca existe una compleja relación entre las unidades litoestratigráficas como resultado del tectonismo asociado a placa caribe, que gracias al desplazamiento de esta se empieza a formar la cuenca de Falcón a finales del Eoceno, pero que al final del Mioceno se empieza a producir la inversión de dicha cuenca por el levantamiento andino.

AUDEMARD, F., (2000), hace referencia, en su escrito, a la tectónica cuaternaria y tensores de esfuerzo presentes al norte de la cuenca invertida de Falcón, Venezuela noroccidental.

AUDEMARD, F., MACHETTE, M., COX, J., DART, R., & HALLER, K., (2000), elaboran una base de datos para el Sistema de falla de Oca-Ancón.

PORRAS, (2000), completa un estudio tectono-estratigráfico y discrimina cada uno de los eventos que han tenido lugar en la región de Falcón oriental, mediante el uso de información sísmica y de pozos.

SOUSA, J., & RODRÍGUEZ, J., (2003), realizan un trabajo cuya finalidad es la interpretación geológico estructural de la cuenca de Falcón a través de la sección Cabo San Román – Barquisimeto, mediante un estudio integrado de geología y geofísica a partir de la realización de varios modelos gravimétricos – magnéticos y estructurales del área de estudio.

LÓPEZ, I., (2005), realizó una integración y actualización geológico - cartográfica de las hojas 6250, 6350 y 6450, obteniendo como producto dos (2) cartas geológicas a escala 1:50.000. basándose en fotografía aérea, levantamiento geológico de superficie e información recopilada por diferentes autores.

MENDOZA, V., (2005a), en su trabajo cita a Díaz de Gamero (1996) el cual propone un Proto-Orinoco en la Cuenca de Falcón durante el Mioceno Temprano a Mioceno Medio y, para el Mioceno Tardío, dicho delta se localiza en la subcuenca de Maturín.

MENDOZA, V., (2005b), establece los límites y la extensión de la cuenca de Falcón, así como su origen, paleoambientes, contactos, fallas estructurales y distintas provincias en la cual está dividida.

HIDALGO, J., (2006), realiza un modelo tectónico de la generación de la cuenca de Falcón, mediante una interpretación geológico-estructural, en la cual uno de sus productos finales es la actualización y digitalización de la hoja geológica B-5 pertenecientes a la Creole Petroleum Corporation. La cual se usará en el presente proyecto. Se basó en el uso de programas como Corel Draw 11.0 y AutoCAD 2004, levantamiento geológico de superficie y fotografías aéreas.

GORNEY, D., ESCALONA, A., & MANN, P., (2007), establecen una cronología de la tectónica Cenozoica en la cuenca de Falcón y sus alrededores basados en datos de reflexión sísmica.

BEZADA, M., *et al* (2008), definen estructuralmente la cuenca de Falcón basándose en evidencias sísmicas y gravimétricas.

FIGUEROA & PÉREZ, (2009), elaboran un análisis geológico-estructural de Falcón occidental en el Sistema de fallas de Oca-Ancón.

ESCALONA & MANN, (2011), en sus estudios proponen que los sedimentos depositados en la cuenca de Falcón fueron depositados por el Rio Orinoco que antiguamente desembocaba a dicha zona.

GRANDE, S., (2012), establece la existencia de un bloque alóctono o terreno tectono-estratificado adosado al margen noroeste de Suramérica el cual constituye un basamento metamórfico neoproterozoico-paleozoico de la cuenca de Falcón basándose en evidencias litológicas, petrológicas y geocronológicas.

TORIBIO, E., (2012), lleva a cabo un estudio generar un modelo coherente de la configuración tectonoestratigráfica de la cuenca de Falcón – Costa afuera, en el cual la restauración de secciones interpretadas, son llevadas a cabo para cuantificar y definir la deformación en los distintos periodos cronoestratigráficos. La región que comprende el área de interés para esta investigación, abarca el sector Costa Afuera de Falcón oriental, desde el sur: golfo Triste, pasando por la costa oriental de Falcón, Ensenada de La Vela, costa de Paraguaná, Aruba y Curazao, al sur de Bonaire y suroeste del archipiélago de las Aves.

### **1.5.2. Trabajos previos relacionados con la metodología**

MENDI, D., & RODRÍGUEZ, E., (2005), realizan una integración geológica de la península de Paraguaná, estado Falcón. A pesar de que la zona de estudio no coincide superficialmente con la de este proyecto, utilizan una metodología similar basada en etapa de campo, etapa compilatoria y etapa de oficina. Sin embargo, el programa usado para la digitalización en la etapa de oficina es AutoCAD-2000i.

PENÍN, J., & VILLARROEL, V., (2005), metodológicamente realizan un proyecto similar a el presente, puesto que generan la actualización y digitalización de 16 mapas a escala 1:25.000 tomando como base cartográfica la hoja 6449 a escala 1:100.000. distribuidos en etapas de pre-campo, campo y oficina. El área de estudio se llevó a cabo en el estado Falcón, al SE de la ubicación del presente proyecto.

GUZMÁN, Y., & MORILLO, Z., (2009), realizan una actualización de la cartografía geológica en la parte oriental de Falcón mediante la elaboración de un mapa geológico a escala 1:50.000, mediante la interpretación de imágenes de radar, clasificación supervisada y no supervisada de las imágenes *Landsat 7*, digitalización bajo la plataforma ArcGIS, así como compilación bibliográfica bajo los formatos estandarizados de las hojas 6549, 6548, 6448 y 6449.

MAKLAD, F., & PALLEMA, W., (2011), realizan una integración y actualización geológica hacia el sur de Falcón, generando como productos 16 mapas a escala 1:25.000 y un mapa geológico a escala 1:50.000, cuyo formato estandarizado es la hoja 6348. Basándose en programas de apoyo como AutoCad 2010 y ArcGIS 9.3.

GALINDO, M., (2014), realiza una integración geológica mediante imágenes satelitales al sureste de Urumaco, estado Falcón, cuyo producto final fue un mapa geológico a escala 1:25.000. usando como base cartográfica la hoja 6149 y las cartas geológicas B-4, B-5, C-4, C-5 a escala 1:100.000 pertenecientes Creole.

## CAPÍTULO II

### 2. MARCO METODOLÓGICO

#### 2.1. Metodología

Para la ejecución del presente proyecto, se llevan a cabo cuatro (4) fases:

- Fase I: Etapa de recopilación documental y cartográfica.
- Fase II: Etapa de corrección y procesamiento de las imágenes satelitales.
- Fase III: Etapa de resultados y análisis de resultados.
- Fase IV: Etapa de elaboración de productos (Mapas y Cortes Geológicos).

A continuación, se describe de manera sistemática y cronológica la metodología a seguir durante la ejecución del presente trabajo especial de grado, las cuales están representadas de manera resumida en el flujograma correspondiente a la figura 2.1., Así como de forma más detalla durante el cuerpo del presente capítulo.

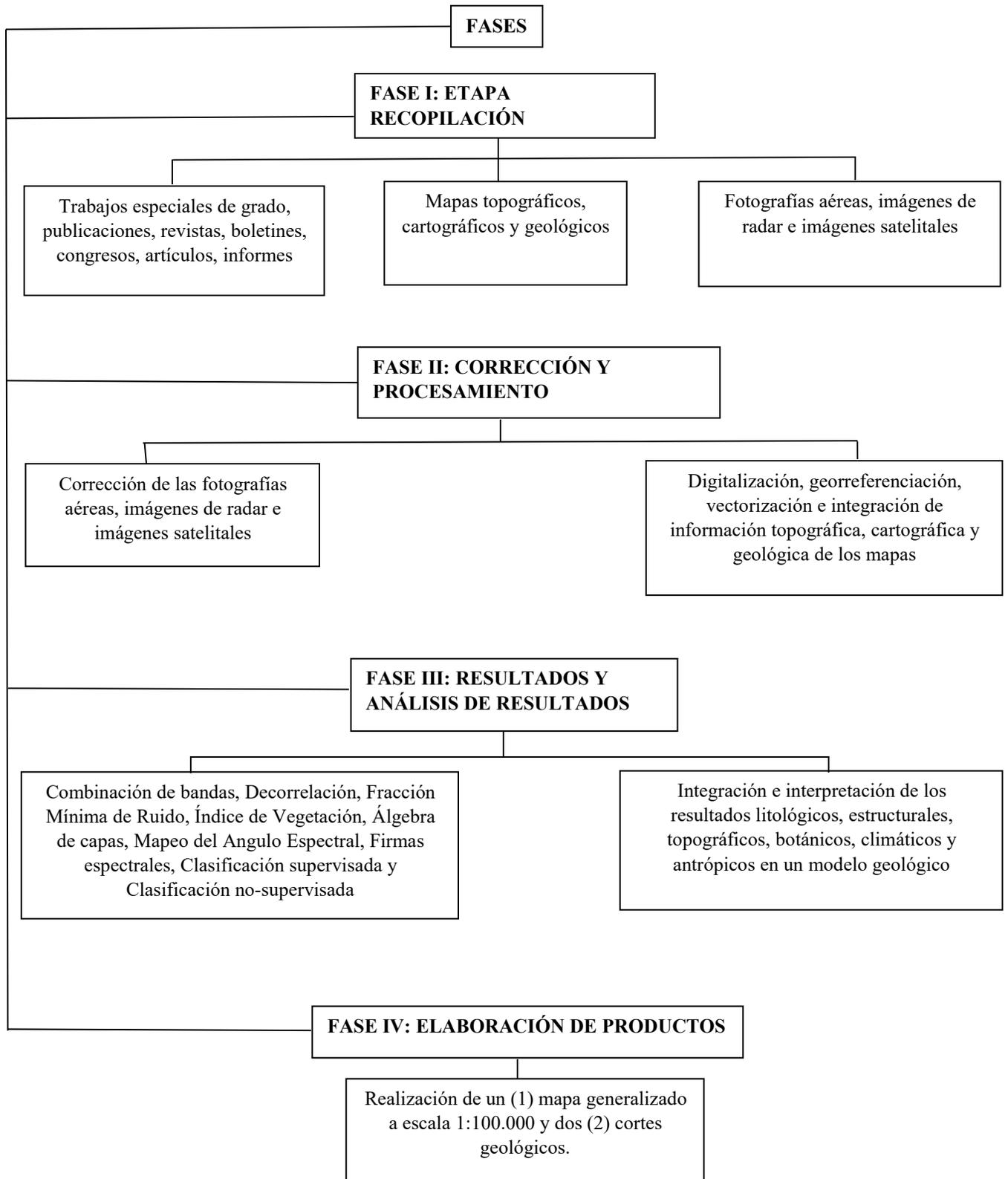


Figura 2.1. Flujoograma de la metodología de trabajo durante la ejecución del proyecto.

### 2.1.1. Fase I: Etapa de Recopilación documental y cartográfica

Esta fase inicial fundamentalmente se basa en:

- Recopilación de información bibliográfica: Para este inciso se compila toda información bibliográfica relevante relacionada a la zona de estudio, bien sea información geológica o metodológica. Además de mapas topográficos, cartográficos y geológicos según la base cartográfica Puerto Cumarebo 6350, compilados en un mapa generalizado escala 1:100.000 y fragmentado en hojas a escala 1:25.000, distribuidos de la siguiente manera:

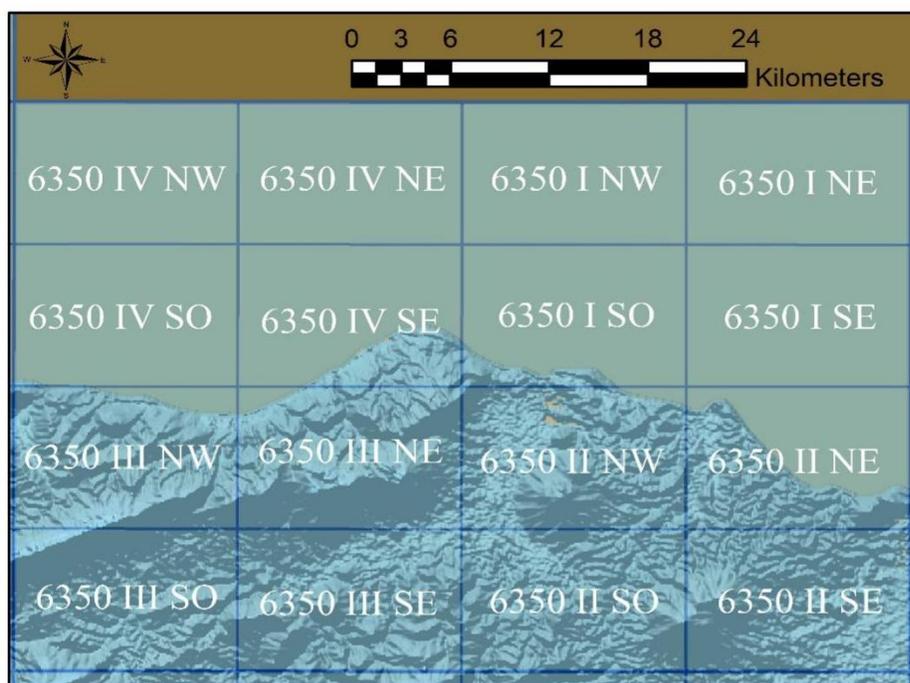


Figura 2.2. Distribución de mapas a escala 1:25.000 dentro la hoja Puerto Cumarebo a escala 1:100.000.

Por otro lado, se compila la carta geológica que corresponde a la identificada como B-5, perteneciente a Creole Petroleum Corporation a escala 1:100.000 y, B-5-C y B-5-D a escala 1:50.000, según Creole Petroleum Corporation. Representadas a continuación.

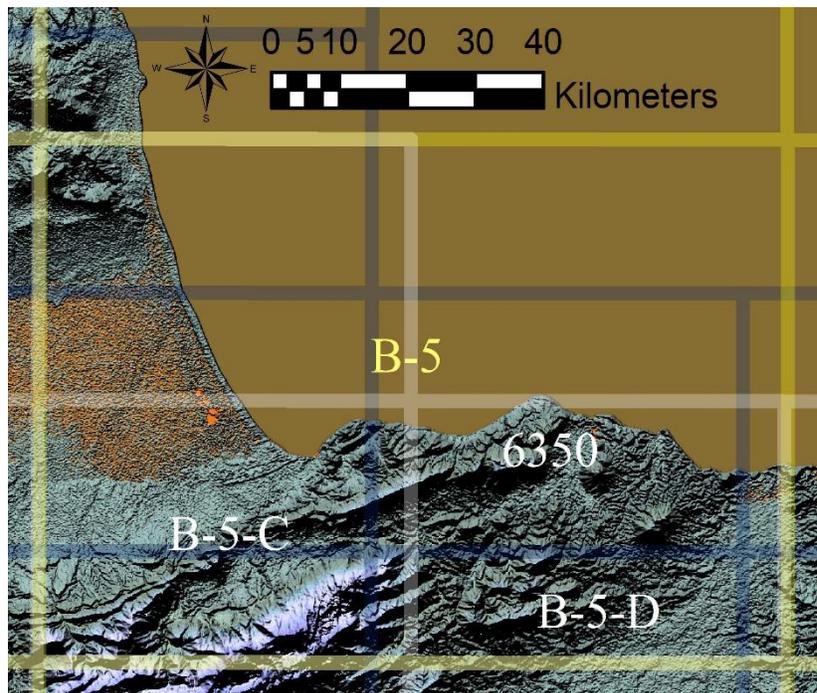


Figura 2.3. Representación de hoja geológica B-5 perteneciente a Creole Petroleum Corporation a escala 1:100.000 (dentro del recuadro de color amarillo), hojas geológicas B-5-C y B-5-D perteneciente a Creole Petroleum Corporation a escala 1:50.000 (dentro del recuadro de color blanco) y la hoja cartográfica Puerto Cumarebo 6350 a escala 1:100.000 perteneciente al IGVS B dentro del recuadro azul. .

También la recolección de cartas geológicas como Puerto Cumarebo de Servigeomin a escala 1:12.500 en el año 1986, Falcón Creole a escala 1:200.000 del año 1971, Hidalgo del año 2006 a escala 1:250.000, Píritu-El Caballo por Labady en el año 1979 a escala 1:25.000.

En este mismo orden de ideas, además de los mapas geológicos y cartográficos ya mencionados, también se dispone del uso de fotografías aéreas correspondientes a la misión C-12 de la región Cumarebo-Tucacas-San

Felipe con fecha de vuelo el 5 de octubre de 1951 a escalas 1:25.000, así como imágenes de radar e imágenes satelitales. Esto, en conjunto con la compilación de trabajos especiales de grado previos, publicaciones, revistas, informes, congresos, boletines y cualquier información, complementan la recopilación bibliográfica.

- Delimitación del área de estudio: En esta parte se realiza la selección del área de estudio según la hoja Puerto Cumarebo 6350 a escala 1:100.000, delimitando tanto el perímetro como la superficie de la misma.

### **2.1.2. Fase II: Corrección y procesamiento de las imágenes satelitales**

La etapa consiste en:

- El procesamiento y corrección de las fotografías aéreas, imágenes de radar e imágenes satelitales involucran el uso del software Erdas (aplica para imágenes satelitales y de radar) con el fin de reducir la influencia atmosférica, destacar objetos, litologías, gradientes, mineralogía, entre otros. Mediante el uso de la combinación de bandas de dicho software.

Por otro lado, las imágenes satelitales y de radar empleadas son las imágenes del Landsat 8 y Aster, las cuales se obtiene de manera gratuita en la página oficial de la NASA.

Las fotografías aéreas son procesadas mediante el uso de estereoscopio basado en la propiedad de estereoscopia, para la cual se implementa el uso de láminas de acetato y marcadores que permitan definir drenajes, relieves, establecer litologías, cuencas hidrográficas, entre otros.

- Digitalización, georeferenciación y vectorización: En este inciso, además de digitalizar, vectorizar y georeferenciar, se integra la información topográfica, cartográfica y geológica de los mapas, mediante datos previos obtenidos por diversos autores, recopilación bibliográfica, así como aquella información obtenida en el levantamiento geológico de superficie, de igual forma haciendo basándose tanto en las etapas o fases previas, así como lo obtenido en la presente fase. Todo esto gracias a imágenes raster las cuales se pudieron tratar,

con lo antes mencionado, usando un software denominado ArcGIS, que además permite elaborar un modelo digital de elevación que facilite la interpretación de geometría y disposición de los estratos.

### **2.1.3. Fase III: Resultados y análisis de resultados**

Esta etapa incluye:

- Los resultados o subproductos, estos se generan en el software ERDAS y son: la Combinación de bandas, la Decorrelación, la Fracción Mínima de Ruido, el Índice de Vegetación, el Álgebra de capas, el Mapeo del Angulo Espectral, las Firmas espectrales, la Clasificación supervisada y la Clasificación no-supervisada. Cabe acotar que cada uno de estos resultados es un producto en si mismo que sirve de insumo para la consecución del producto final.
- Posteriormente se integran todos los subproductos a través de ArcGis en el cual se sobreponen las distintas capas para interpretar e integrar todos los resultados litológicos, estructurales, topográficos, botánicos, climáticos y antrópicos, con el fin de generar un modelo geológico.

### **2.1.4. Fase IV: Elaboración de Productos (Mapas y Corte)**

Esta etapa, por ser la última, comprende los productos finales a la cual conlleva toda la metodología de trabajo, y es la realización de un mapa geológico general digitalizado, actualizado y debidamente georeferenciado de la hoja Puerto Cumarebo 6350 a escala 1:100.000.

De la misma forma, se plantea la realización de dos (2) cortes geológicos que permitan esquematizar como ha sido la evolución tectono-estratigráfica de la zona de estudio.

Para lo antes mencionado, se toman en cuenta tanto, los datos verificados por estudios previos de diferentes autores.

### 3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

#### 3.1. Estratigrafía de la cuenca Falcón

HUNTER (1974) planteó que hacia el extremo oriental de la cuenca de Falcón se conoce un intervalo de lutitas marinas cuyo contenido de foraminíferos planctónicos indica la presencia del Eoceno superior, conocido como Formación Cerro Misión por lo que plantea que la invasión marina empezó por la parte oriental. Así mismo, AUDEMARD (1995), establece que la estratigrafía regional de Falcón está constituida esencialmente de depósitos que abarcan desde el Eoceno hasta el Cuaternario, los cuales constituyen el relleno de una gran cuenca denominada cuenca de Falcón. A su vez, su parte oriental y central se ubica sobre el alóctono Caribe sobrecorrido durante la fase de compresión de edad Paleoceno-Eoceno inferior, mientras que hacia su parte occidental está en contacto con la plataforma carbonática de Maracaibo.

Por otro lado, según GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, (1980), en Falcón no afloran litologías más antiguas que de edad Oligoceno, puesto que el Eoceno fue un periodo erosivo.

La secuencia sedimentaria de Falcón globalmente presenta los siguientes rasgos AUDEMARD (1995) Las facies cambian lateralmente haciéndose progresivamente más marinas hacia el este, la secuencia evoluciona verticalmente de depósitos marinos profundos a unidades sedimentarias esencialmente más continentales. También se establece la existencia de tres (3) discordancias de extensión regional que permiten subdividir la secuencia sedimentaria de la cuenca de Falcón en cuatro (4) conjuntos o periodos.

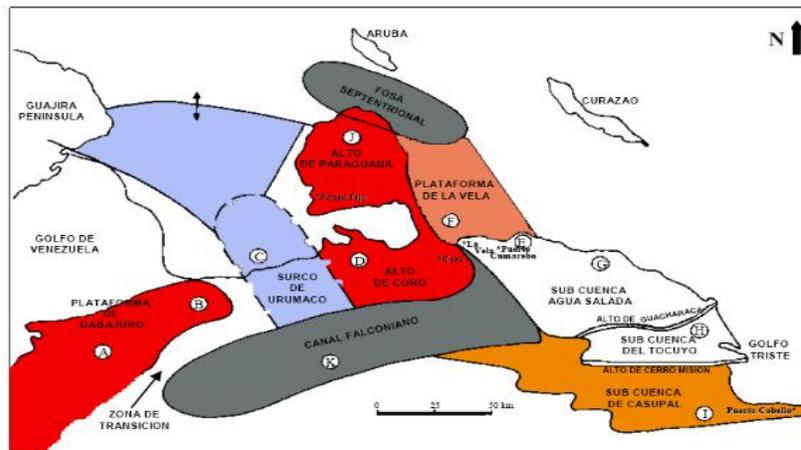


Figura 3.1. Elementos tectonosedimentarios de la cuenca de Falcón. Tomado y modificado de GHOSH *et al.*, (1997).

### 3.1.1. Eoceno Medio – Tardío

El ciclo post-Eoceno Medio en el occidente de Venezuela está caracterizado por una cobertura sedimentaria controlada por elementos estructurales bien marcados como lo son: el arco del Baúl, el Arco de Arauca, la plataforma de Maracaibo y el Alto de Cerro Misión (GUEVARA, 1978).

El conjunto Eoceno Medio-Tardío constituye una parte esencial de la cuenca de Falcón (GONZÁLEZ DE JUANA, 1938) y ZAMBRANO *et al* (1971). Así mismo, GONZÁLEZ DE JUANA, (1980) el Eoceno aflora en la parte oriental por el Alto de Guacharaca, en las formaciones Santa Rita, Jarillal y La Victoria, las cuales pertenecen al grupo Agua Negra aflorando hacia la plataforma de Dabajuro, península de Paraguaná y Churuguara (este, norte y centro-sur de Falcón), así como la formación Cerro Misión hacia el este-sureste del estado Falcón.

La **Formación Santa Rita** posee un espesor medio de 400-500m, formada principalmente por conglomerados de grano grueso, areniscas y margas arenosas intercaladas con calizas orbitoides. El conglomerado está formado en su mayoría por cantos rodados que alcanzan unos 10cm de diámetro de cuarzo blanco con algunos cantos de jaspe verde muy característicos de este conglomerado. La localidad tipo de

encuentra en ambos flancos del anticlinal de Buena Vista (Paraguana), a lo largo del antiguo camino Piedra Grande-Baragua, en la serranía Agua Negra y hacia Churuguara (SENN, 1935).

La **Formación Jarillal** se ubica de manera suprayacente mediante un contacto transicional y concordante con la Formación Santa Rita, la cual posee un espesor de unos 375m, compuesta principalmente por lutitas (aproximadamente 90%) más o menos arenosas, con colores abigarrados con alto contenido fósil hacia la base como moluscos y ocasionalmente calizas hacia la base cuya localidad tipo se encuentra en el anticlinal de Buena Vista (Paraguana) y hacia la zona de Churuguara en la parte centro sur de Falcón (SENN, 1935).

La **Formación la Victoria** se ubica hacia el tope del Grupo Agua Negra, reposando mediante un contacto transicional y concordante sobre la Formación Jarillal. Según SUTTON (1946), posee un espesor medio de unos 2400m compuesto por lutitas negras con areniscas intercaladas depositadas predominantemente en un ambiente lacustrino con intrusión de agua salobre (GONZALEZ DE JUANA *et al* 1980). Además de esto, dicha Formación presenta características regresivas, lo cual puede ser traducido como un posible antecedente del levantamiento que generó el periodo erosivo del Eoceno y causar el contacto discordante suprayacente con la Formación Castillo (MACELLARI, 1995).

La **Formación Cerro Misión**, ubicada hacia el sureste del estado Falcón, posee un espesor de unos 400m compuesto por lutitas oscuras carbonáticas principalmente la cual se puede correlacionar con la Formación Jarillal puesto que tienen contenido fósil similar y están infrayacentes a rocas oligocenas. La Formación Cerro Misión reposa de manera discordante sobre el Eoceno Medio (RENZ, 1948). Dicha Formación es la única que pertenece al Eoceno Tardío (GONZALEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

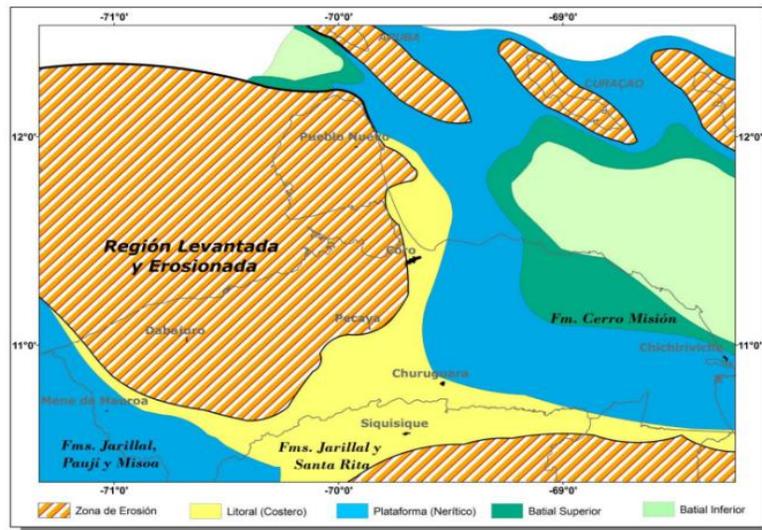


Figura 3.2. Mapa paleogeográfico del Eoceno en la cuenca de Falcón. Tomado de TORIBIO, E., (2012).

### 3.1.2. Oligoceno-Mioceno Temprano

DÍAZ DE GAMERO (1977) establece que durante este periodo la cuenca de Falcón muestra gran actividad tectónica, generada por los movimientos transcurrentes de la falla de Oca y las fases de *rifting* provocando el colapso tensional de bloques donde predominan los ambientes marinos con profundidades de hasta 1500m (que se extienden hasta el sur de la plataforma de Dabajuro), cuyo depocentro se le conoce como Canal Falconiano donde se ubican las formaciones Paraíso y Pecaya de ambientes marinos (MACELLARI, 1995).

Según GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, (1980), en el Oligoceno la cuenca de Falcón estuvo limitada geográficamente por el sur con una zona levantada que puede ser definida mediante una línea irregular extendida desde el punto de encuentro de las fronteras de los estados Zulia, Lara y Falcón, el alto de Siquisique y el flanco

meridional del levantamiento de Cerro Misión hasta la costa del mar Caribe entre Morón y Tucacas; al oeste, aproximadamente por la línea fronteriza entre los estados Zulia y Falcón hasta el Alto del Mayal y al noroeste por el Alto de Dabajuro y el istmo de los médanos donde alcanza nuevamente las costas del mar Caribe.

#### *Formaciones presentes hacia el centro de la cuenca de Falcón*

La **Formación Paraíso** está definida principalmente por areniscas líticas delgadas de grano fino intercaladas con lutitas de poco espesor hacia la base y lutitas silicias fisiles con areniscas cuarzosas limpias hacia el tope. las cuales reposan de manera discordante sobre rocas del Eoceno Medio (DÍAZ DE GAMERO, 1977). Dicho autor plantea que esta formación proviene de un complejo deltaico progradante hacia el este-noroeste originado en topografías elevadas al oeste y suroeste. Dicha formación se ubica hacia el centro-sur de la cuenca de Falcón. Además, es correlacionable con la base de la Formación Churuguara.

La **Formación Pecaya** se encuentra de manera suprayacente a la Formación Paraíso mediante un contacto concordante compuesta por lutitas grises, generalmente fisiles y limonitas localmente carbonática (SENN, 1935). Dicha Formación se encuentra aflorando en el centro norte de la cuenca de Falcón, por la Sierra San Luis. Además, contiene un miembro arenoso denominado Miembro San Juan de la Vega, que aflora al norte de la cuenca cerca del río Mitare (LEAL & RIVERO 2004), caracterizado por lutitas con intercalación de areniscas con microfauna indicativa de profundidades de alrededor de 100 metros. Hacia el norte de Fm. Pecaya hay un contacto concordante con la Formación San Luis mientras que, hacia el este, está en contacto con la Formación Pedregoso, al sur con la Formación Churuguara y al oeste con la Formación Pedregal.

La **Formación Pedregoso** es correlacionable con el tope de la Formación Pecaya. Sin embargo, se encuentra reposando sobre esta de manera concordante. Además, la Formación Pedregoso se correlaciona con la Formación Castillo que se ubica al oeste. La Formación Pedregoso se compone principalmente por lutitas con intercalación de calizas parcialmente conglomeráticas con algunas sedimentaciones

de abanico turbidítico (GONZALEZ DE JUANA *et al* 1980). Cuyo espesor es definido por WHEELER (1963) con 124 metros hacia el centro norte y 680 metros hacia el este de la Vela de Coro.

La **Formación Agua Clara** descansa concordantemente sobre la formación Pedregoso en la parte central de la cuenca, pero hacia los bordes están de manera infrayacentes las formaciones San Luis, Guarabal, Castillo y Churuguara. Sin embargo, hacia el norte está en contacto con la Formación Cerro Pelado. El contacto superior hacia el noroeste de Agua Clara es concordante con la Formación Querales.

La **Formación Querales** se ubica suprayacente a la Formación Agua Clara hacia la parte noroeste de la misma compuesta un 90% por lutitas oscuras con intercalaciones de areniscas (DÍAZ DE GAMERO *et al.*, 1988). De la misma forma, este autor plantea que la Formación Querales representa un evento transgresivo.

#### ***Formaciones presentes hacia el oeste de la cuenca de Falcón***

La **Formación Castillo** descansa discordante sobre rocas del Eoceno, compuesta principalmente por limolitas, lutitas y areniscas de grano medio hacia la base y hacia el tope predominan las areniscas de grano grueso (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

#### ***Formaciones presentes hacia el norte de la cuenca de Falcón (Alto de Coro)***

La **Formación San Luis**, que reposa sobre el macizo ígneo-metamórfico de Paraguaná, se compone principalmente de caliza arrecifal con presencia de foraminíferos, así como areniscas carbonáticas de grano muy fino (WHEELER, 1960).

La **Formación Patiecitos** descansa sobre la Formación San Luis y se compone principalmente por lutitas hacia la base y areniscas hacia el tope (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

La **Formación Guarabal** yace concordante por debajo de la Formación Querales y se compone principiante por areniscas conglomeráticas con intercalación de lutitas y un espesor de unos 312 metros según WHEELER (1960).

### *Formaciones presentes hacia el centro-sur de la cuenca de Falcón*

Dichas formaciones se desarrollan suprayacentemente en la extensión de la plataforma carbonática del Alto de Coro compuestas principalmente por calizas, areniscas y lutitas (MACELLARI, 1995) de la Formación Churuguara.

La **Formación Churuguara**, como se mencionó anteriormente, está compuesta por calizas arenosas fosilíferas, las cuales se formaron en ambientes tranquilos con aguas bien oxigenadas de profundidades entre 30-40 metros con zonas hasta de 5 metros por lo cual se originó un buen crecimiento coralino (ESCALONA, 1985). La Formación Churuguara está sobre la Formación Jarillal y debajo de la Formación Agua Clara, según WHEELER (1963). También hacia el norte está en contacto con la Formación Pecaya (DÍAZ DE GAMERO *et al.*, 1977).

### *Formaciones presentes hacia el sureste de la cuenca de Falcón*

La **Formación Casupal** yace de manera discordante sobre rocas de edad Eocena hacia el sur, la cual se divide en dos miembros según WHEELER (1960), uno inferior caracterizado por areniscas de grano fino y lutitas y otro miembro superior caracterizado por tener areniscas carbonatitas de grano grueso.

### *Formaciones presentes hacia el este de la cuenca de Falcón*

La depositación durante este ciclo se compone de una gran variedad de facies, según MACELLARI (1995) puesto que al norte del Alto de la Esperanza y de Churuguara se encuentran lutitas de aguas profundas pertenecientes al **Grupo Agua Salada** las cuales se encuentran depositadas en la llamada subcuenca de Agua Salada y la conforman las formaciones Guacharaca (inferior), San Lorenzo (intermedio) y Pozón (superior). (DÍAZ DE GAMERO *et al.*, 1985). Mientras que la sur del Alto de la Esperanza los estratos son en su mayoría de granos gruesos pertenecientes a las formaciones Guacharaca y Casupal.

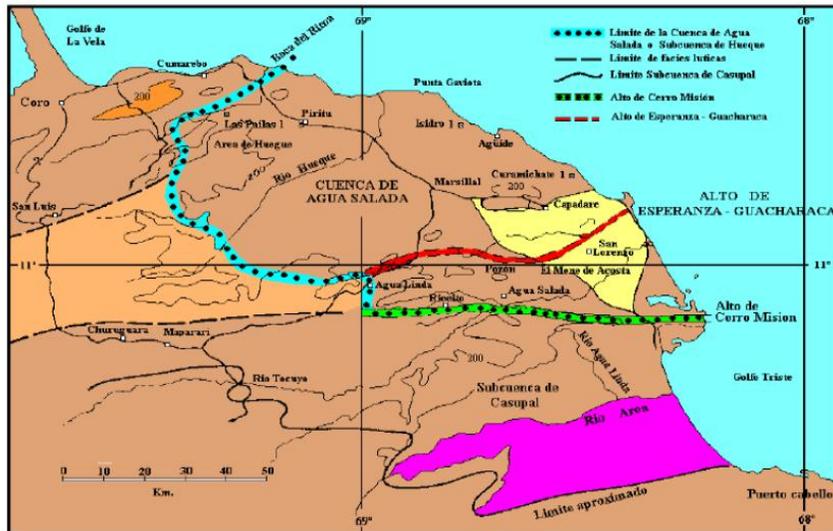


Figura 3.3. Ubicación de la subcuenca Agua Salada en la cuenca de Falcón. Tomado y modificado de GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, (1980).

EDADES		LITO-ESTRAT.	BIOESTRATIGRAFÍA		COMENTARIOS Y REFERENCIAS				
			Nanoplacton Calcáreo (Durán, 1989)						
			Zonación Bioeventos						
MIOCENO	PLIOCENO	Fm. PUNTA GAVILAN	NO EST UDIADO	NO EST UDIADO	Referencia original: R. Rutsch, 1934				
		GRUPO AGUA SALADA			Fm. POZÓN	H. H. Suter, 1947 Díaz de Gamero, 1985			
	NN7 (?)						Sección San Lorenzo 2 (ver carta de Distribución)	Blow, 1949	
	NN6						Sección San Lorenzo 2 Muestra: BOW 2572 - 2569		
	NN5						Sección Carretera Yaracal Muestra: RD 1197 - 1171		
	NN4						Sección Carretera vieja Yaracal Muestra: RD 271-257		H ampliaperta - S heteromorphus S belemnos - S abies
	NN3						Sección Carretera vieja Yaracal Muestra: RD 882-774		
	NN2						Sección Carretera vieja Yaracal Muestra: RD 1051-898		T carinatus
	NN1						Sección San Lorenzo 2 Muestra: BOW 2564 - 2562		D druggii
	NP 25	Esta zona no fue definida con claridad			S distentus-S predestitus- H recta-H compacta-S ciperensis				
NP 24	Sección de San Lorenzo Muestra: BOW 2564 - 2562								
OLIGOC.	TARD	Fm. GUACHARACA ?			Wheeler, 1963, 1948				
	TEMP	?			A. Senn, 1935				
EOCENO	TARD	Fm. CERRO MISIÓN							
	MEDIO	FLISH (Kugler, 1946) Fm Esperanza	NP 16	Carretera Yaracal Muestra: RD 1308	Sphenolithus furcatolithoides Reticulofenestra umbilicus	Hunter, 1972. Díaz de Gamero, 1985			

Figura 3.4. Estratigrafía de la subcuenca Agua Salada en la cuenca de Falcón. Tomado y modificado de DURAN, I., (1989).

La **Formación Guacharaca**, según WHEELER (1963), se considera como una unidad fundamental del Oligoceno. Esta se encuentra suprayacente a la Formación Cerro Misión mediante un contacto discordante según SUTTER (1947) pero concordante según RENZ (1948). La litología de esta Formación se divide en tres Miembros, los cuales afloran en el flanco norte del Alto de Guacharaca; el miembro inferior se denomina La Danta y consiste en lutitas con algunas estratificaciones de areniscas de grano grueso hacia el tope. Sobre el Miembro La Danta reposa el Miembro de Margas de Tucurere y sobre este está el Miembro arcilloso de Cotiza (WHEELER, 1960). El espesor medio de la Formación Guacharaca está entre 235-250 metros. El paleoambiente para esta formación se puede definir como marino profundo (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

La **Formación San Lorenzo** se encuentra suprayacente a la Formación Guacharaca y, a su vez, constituye el estrato más inferior del Grupo Agua Salada. Según DÍAZ DE GAMERO *et al.*, (1985) esta Formación está comprendida por dos miembros, uno inferior, Arenas del Salto, compuesto de una intercalación de lutitas y areniscas y un miembro superior, Arcillas de Manecito, compuesto por una sucesión de lutitas. El ambiente depositacional para esta Formación es estrictamente marino excepto el miembro inferior que es marino somero con influencia continental, con un espesor promedio de unos 400m. Según GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, (1980), el conjunto de foraminíferos planctónicos de la Formación San Lorenzo abarca las zonas de *catapsydrax disimilis*, *catapsydrax santinforthi* y parte de la zona *Globigerinatella insueta*, todas del Mioceno Tardío.

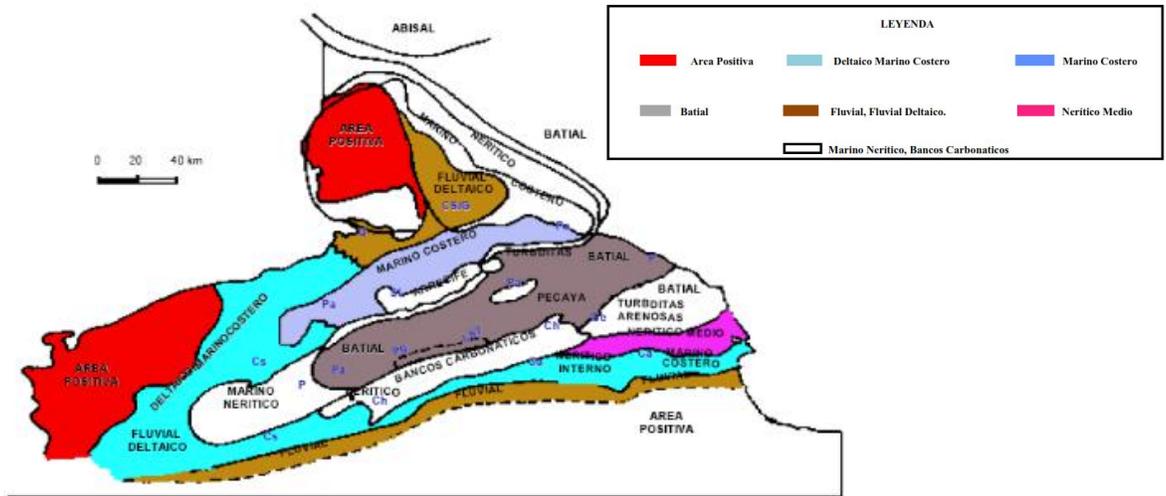


Figura 3.5. Paleogeografía y distribución de facies en el oligoceno de la cuenca de Falcón. Tomado y modificado de MENDOZA (2005).

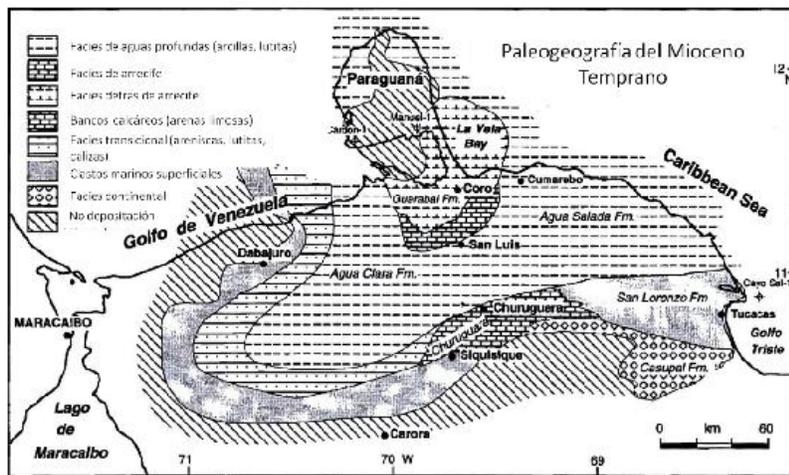


Figura 3.6. Paleogeografía y distribución de facies en el Mioceno Temprano de la cuenca de Falcón. Tomado y modificado de MACELLARI (1995).

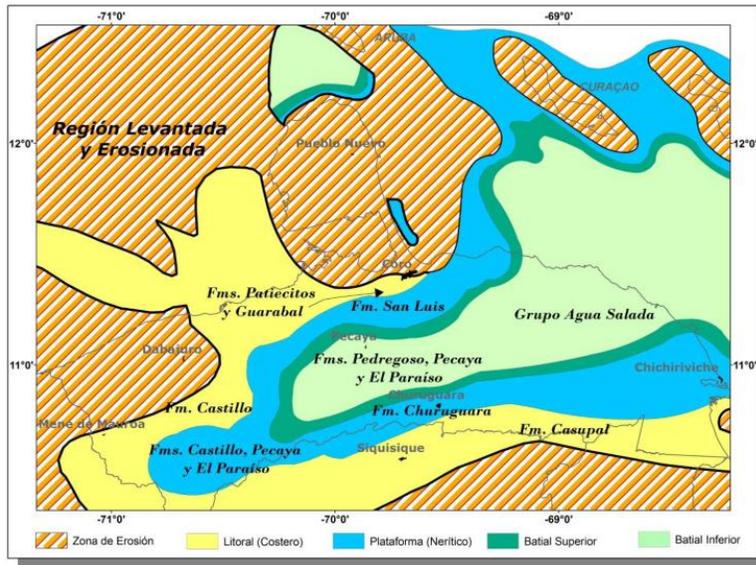


Figura 3.7. Mapa paleogeográfico del Oligoceno en la cuenca de Falcón. Tomado de TORIBIO, E., (2012).

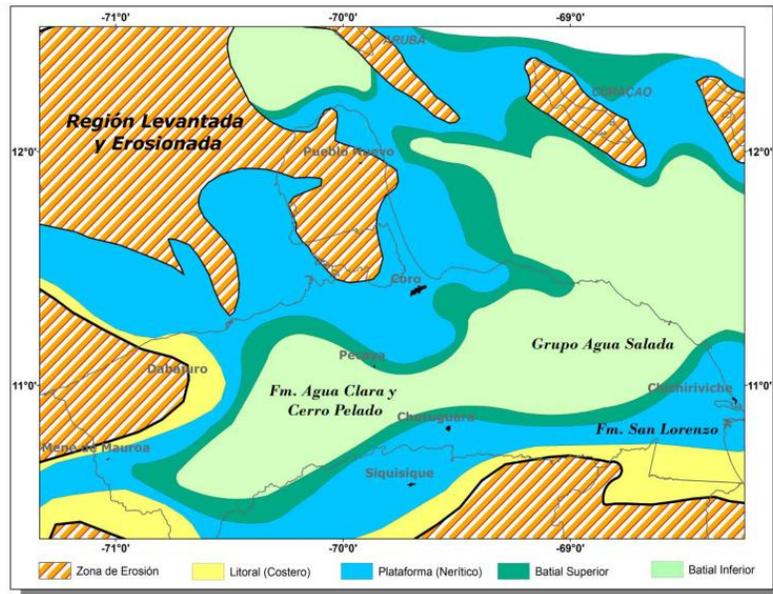


Figura 3.8. Mapa paleogeográfico del Mioceno Temprano en la cuenca de Falcón. Tomado de TORIBIO, E., (2012).

### 3.1.3. Mioceno Medio-Tardío

El conjunto Mioceno Medio-Tardío es globalmente menos marino, puesto que el eje de sedimentación es desplazado hacia el norte del anticlinorio de Falcón como consecuencia de la inversión tectónica del estrecho falconiano, cuyo eje solía estar situado a nivel de los afloramientos de las rocas intrusivas oligocenas de la región de Arauca, al sur de la sierra de San Luis. No obstante, el sector oriental de la cuenca de Falcón preservó su geometría de cuenca marino profunda durante este periodo, permitiendo así la acumulación de una secuencia pelítica denominada como Grupo Agua Salada, (AUDEMARD, 1995). Así mismo, según MACELLARI (1995) establece que luego de ese levantamiento que se generó vino un periodo de depositación el cual es el primero en cubrir por completo la cuenca incluyendo relieves topográficos como la Plataforma de Dabajuro y la península de Paraguaná con el nuevo material sedimentario proveniente de los nuevos altos topográficos al sur y al oeste de la cuenca de Falcón.

#### *Formaciones presentes hacia el centro de la cuenca de Falcón*

La **Formación Socorro**, ubicada sobre la Formación Querales, se encuentra hacia la zona de Cumarebo, la cual se describe por GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) como una intercalación de areniscas, lutitas, margas fosilíferas y calizas hacia su parte inferior y, hacia su parte superior areniscas, turbas y lutitas laminares sin restos carbonáticos. Según este mismo autor, dicha Formación posee un espesor medio de 1570 metros con microfauna asignada a la zona de *Globorotalia fohsil fohsil*. Según DÍAZ DE GAMERO (1989), la Formación Socorro tiene contacto inferior y superior con la Formación Querales y Urumaco hacia el área del surco de Urumaco, mientras que en la región del Alto de Coro está en contacto inferior y superior con la Formación Querales y Caujarao.

La **Formación Caujarao** compuesta principalmente por lutitas arcillosas con intercalación de margas y calizas fosilíferas. Hacia el valle del río Coro y en la estructura de la Vela dicha formación está representada por tres miembros: Miembro Muaco (inferior), Mataruca (intermedio), Taratara (superior) y Calizas de Cumarebo

(al este) según VALLENILLA (1961). Caujarao posee un espesor de unos 1220 metros depositándose en un ambiente plataformal con poca influencia marina. Hacia el oeste de la Formación Caujarao hay un cambio de facies con la Formación Urumaco.

La **Formación La Vela** está de manera suprayacente a la Formación Caujarao y VALLENILLA (1961) la describe como una unidad compuesta principalmente por areniscas altamente carbonatitas. Sin embargo, REY (1990) la describe en su mayoría como arcillas grises. Dicha Formación La Vela representa una sedimentación de aguas muy poco profundas con baja salinidad y con espesores máximos de 590 metros y su contacto con la Formación Coro es concordante según VALLENILLA (1961).

#### *Formaciones presentes hacia el oeste de la cuenca de Falcón*

El **Grupo la Puerta** comprende a todos los sedimentos depositados en este periodo cuya unidad se encuentra caracterizada por la presencia de arcillas, areniscas y lignito superpuesto por areniscas masivas con estratificación cruzada. Se cree que el Grupo La Puerta posee una sedimentación que va desde continental a costera cuya fuente de sedimentos era una zona emergida hacia el sur. Hacia la plataforma de Dabajuro el Grupo La Puerta reposa discordantemente sobre rocas del Eoceno cuyo espesor de este grupo es de unos 2140 metros (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

#### *Formaciones presentes hacia el noroeste de la cuenca de Falcón*

Los sedimentos depositados hacia esta zona descansar sobre el Grupo Agua Salada en la subcuenca agua salada, representados por la **Formación El Salto** cuya Formación posee 4 ciclos sedimentarios: a) Bloques olistotrosmos de 1-5m de diámetro de areniscas, limolitas y carbón embebidos en lutitas. b) areniscas de grano fino en capas de 20-50 centímetros de espesor. c) limolitas masivas con restos vegetales hacia la base. d) pequeños espesores de capas de areniscas. Además, es considerada como un depósito deltaico relacionado al aumento de procesos y corrientes de turbidez (DÍAZ DE GAMERO, 1985).

*Formaciones presentes hacia el sur de la cuenca de Falcón*

La **Formación Pozón** suprayace concordantemente con la Formación San Lorenzo y se define por la presencia de una capa característica rica en glauconítica. A su vez dicha formación se divide en tres miembros: un miembro inferior (Miembro Policarpio) de arenas fosilíferas y margas glauconíticas, un miembro intermedio (Miembro Husito) de arcillas margosas y un último miembro superior (Miembro Huso) comprendido por arcillas carbonáticas (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

La **Formación Solito** está constituida por areniscas de grano fino y medio, cuya localidad tipo se ubica en el Cerro Solito en el distrito Zamora. WHEELER (1963) establece que su espesor es de unos 300 metros y que según la microfauna que posee es indicativo de un ambiente de depositación de aguas turbias de al menos 450m de profundidad (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

La **Formación Ojo de Agua** suprayace a la secuencia de la Formación Pozón cuya litología está determinada por areniscas micáceas con intercalaciones de arcilla, conglomerados y calizas (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980). Según el mismo autor, el espesor va de 0-200 metros en el área de Mene Acosta y de unos 250 metros hacia el río Aroa. Su facie está representada por un ambiente marino somero de agua salobres cuyo contacto superior es discordante con sedimentos del cuaternario.

*Formaciones presentes hacia el centro-sureste de la cuenca de Falcón*

La **Formación Agua Linda** la cual suprayace a la Formación Casupal de manera concordante pero discordante con las calizas de Capadare es un equivalente lateral de la Formación Pozón, aunque en ambientes de menor profundidad y más cercanos a la costa y se compone principalmente de arenisca y conglomerados (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

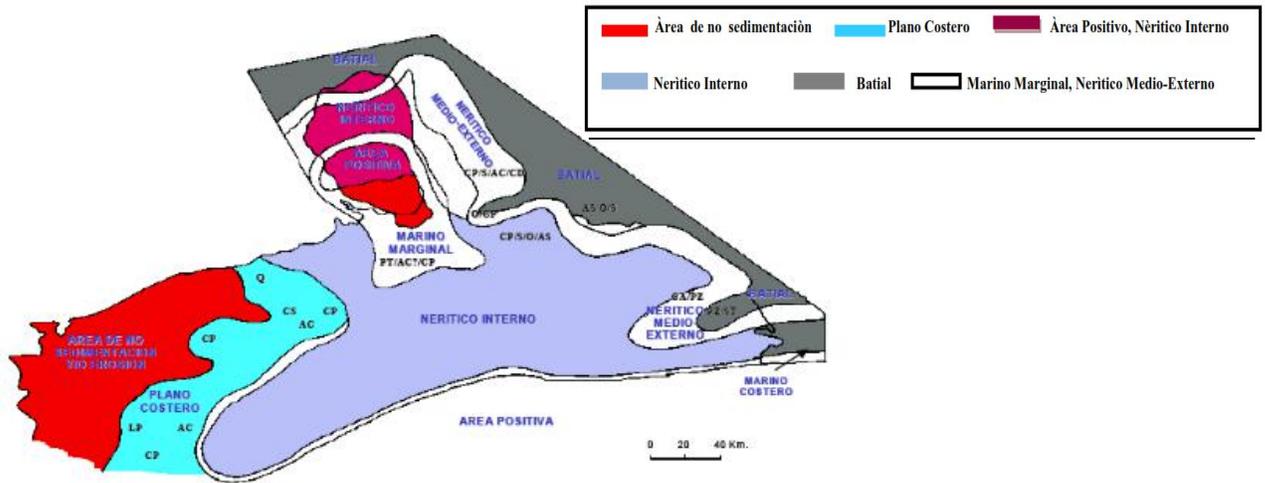


Figura 3.9. Paleogeografía y distribución de facies en el Mioceno Medio de la cuenca de Falcón. Tomado y modificado de MENDOZA (2005).

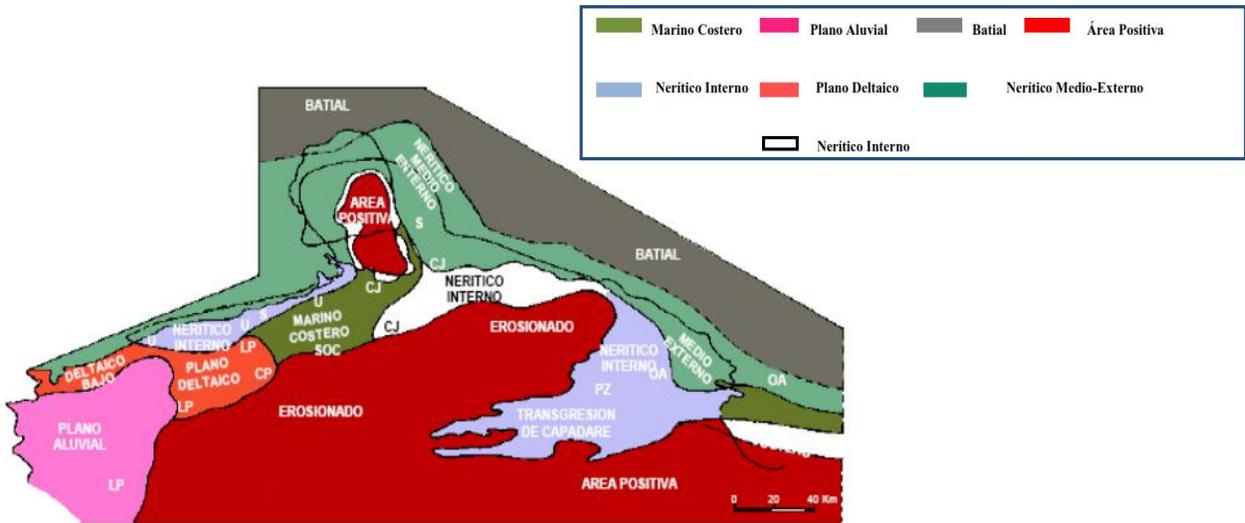


Figura 3.10. Paleogeografía y distribución de facies en el Mioceno Tardío de la cuenca de Falcón. Tomado y modificado de MENDOZA (2005).

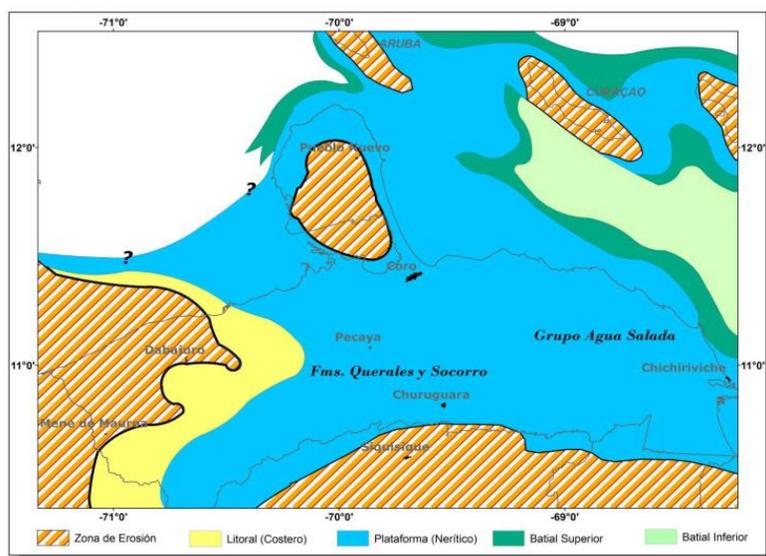


Figura 3.11. Mapa paleogeográfico del Mioceno Medio en la cuenca de Falcón. Tomado de TORIBIO, E., (2012).

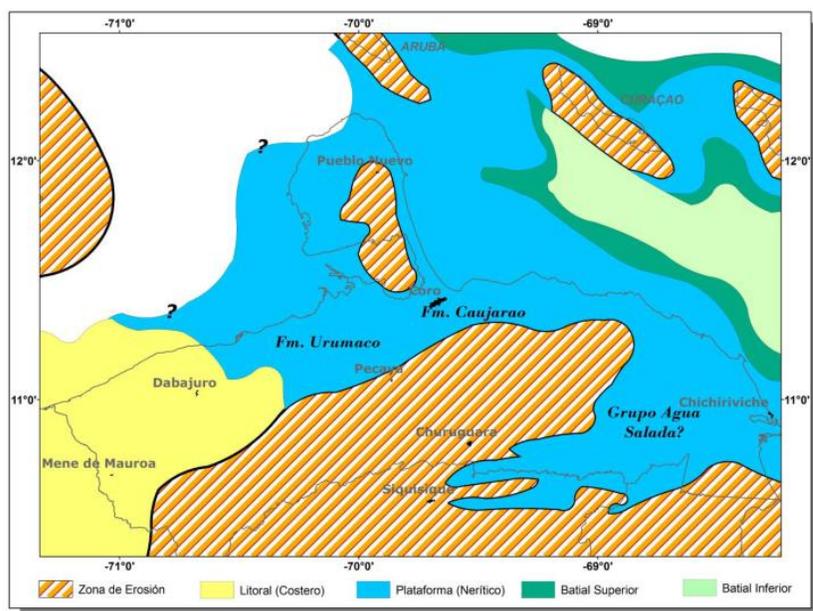


Figura 3.12. Mapa paleogeográfico del Mioceno Tardío Temprano en la cuenca de Falcón. Tomado de TORIBIO, E., (2012).

### 3.1.4. Plio-Cuaternario

Este periodo es esencialmente continental, exceptuando las zonas actualmente sumergidas y parcialmente sumergidas durante los máximos marinos interglaciares. Por consiguiente, dicho periodo está compuesto por depósitos continentales restringidos básicamente a la plataforma de Dabajuro y al sector norcentral del estado Falcón y por depósitos marinos asociados a la costa actual y a la península de Paraguaná, (AUDEMARD, 1995).

Por otro lado, la región norcentral del estado Falcón expone la secuencia terciaria más completa de todo el territorio nacional debido a la aridez del clima y sus formaciones están presentes en su mayoría hacia la parte septentrional del estado Falcón.

La **Formación San Gregorio** corresponde a la formación más occidental cuyo afloramiento está al norte de Urumaco, fue descrita por STAINFORTH (1962) el cual dividió esta formación en tres miembros: Vergel, Cocuiza y Río Seco, los dos primeros con litología limolítica mientras que en Río Seco abundan los conglomerados. Algunos autores como GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) han correlacionado el Miembro Río Seco con la Formación Coro.

La **Formación Coro** reposa sobre la Formación La Vela mediante un contacto transicional con litologías características de lentes conglomeráticos de grano grueso y un espesor de unos 650 metros. A su vez, esta formación está recubierta por sedimentos cuaternarios (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

La **Formación Paraguaná** está ubicada en la península de Paraguaná fueron descritas por HUNTER & BARTOK (1974) como una secuencia continua de lutitas carbonáticas al inicio y terminando con calizas en su tope. Se le asocia un ambiente marino somero y ambos autores correlacionan esta formación con las formaciones Gavilán y Tucupido en la zona de Cumarebo.

La **Formación El Veral** es un equivalente lateral de la Formación La Vela según PAYNE (1951) compuesta por arcillas glauconíticas intercaladas con arcillas fosilíferas cuyo ambiente depositacional DÍAZ DE GAMERO (1968) se lo atribuye a una plataforma continental con aguas cálidas y abundante contenido carbonático. El

espesor es de unos 210 m hacia la fila El Veral y de unos 350 metros hacia el río Cumarebo, debajo de la Formación El Veral se encuentra concordantemente la Formación Caujarao, mientras que, de manera discordante, hacia el tope está la Formación Tucupido.

La **Formación Tucupido** reposa discordantemente sobre la formación El Veral y se compone principalmente de calizas con matriz arcillosa y carbonática la cual meteoriza a un caliche blanco correspondiente a un ambiente marino somero de costas según GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980). Su espesor lo determina SUTTER (1937) estimando unos 150 metros.

La **Formación Punta Gavilán** aflora desde Tucupido por el oeste hasta Punta de Zamuro por el este en las zonas adyacentes a la costa. Dicha formación reposa discordantemente sobre depósitos de ambientes marino profundos de la Formación Pozón. La litología está determinada por calizas y margas de aguas profundas (RUSTSH, 1934). Sin embargo, DÍAZ DE GAMERO (1970) estudia el contenido planctónico que indican un ambiente somero de unos 60 metros de profundidad.

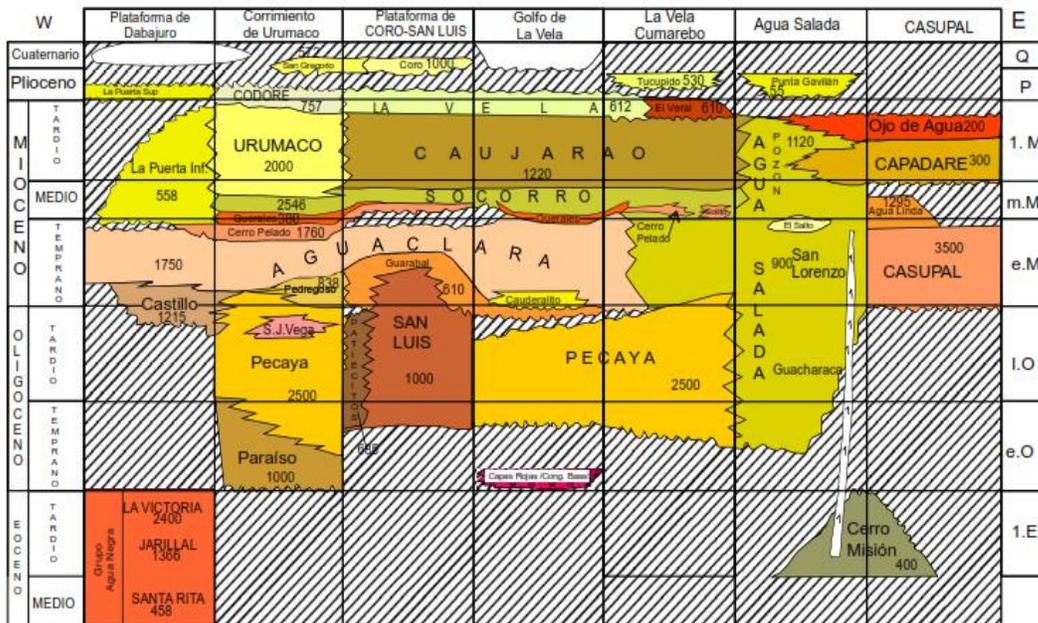


Figura 3.13. Correlación de la cuenca de Falcón plataforma Dabajuro-Casupal. Tomado y modificado de AUDEMARD (2001).

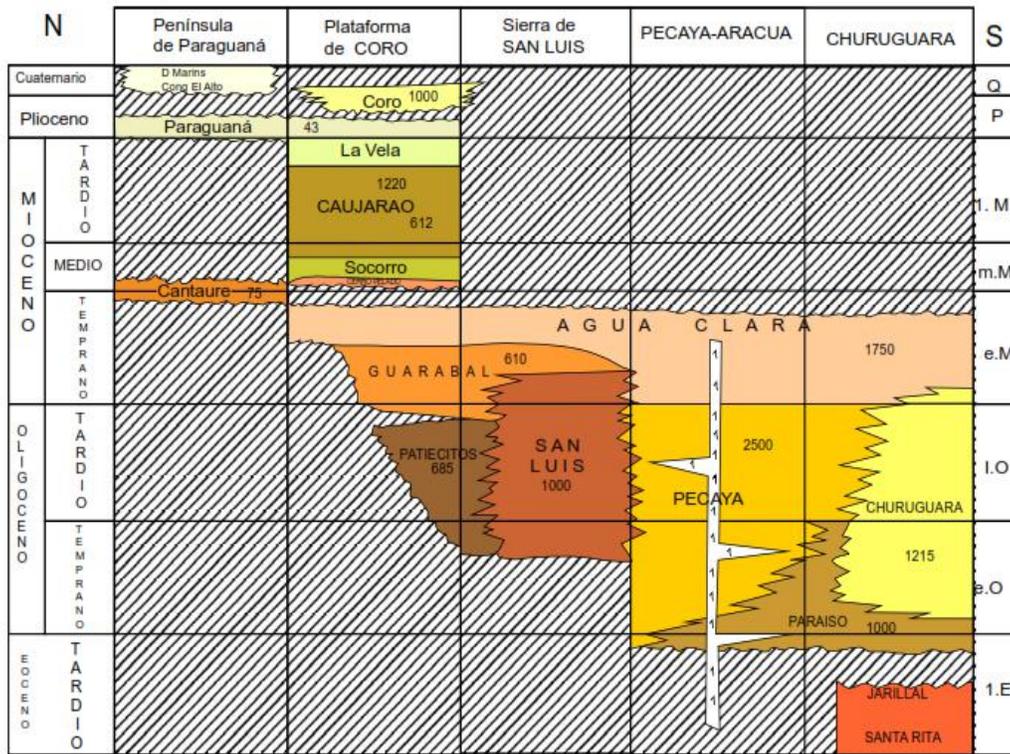


Figura 3.14. Correlación de la cuenca de Falcón Paraguana-Churuguara. Tomado y modificado de AUDEMARD (2001).

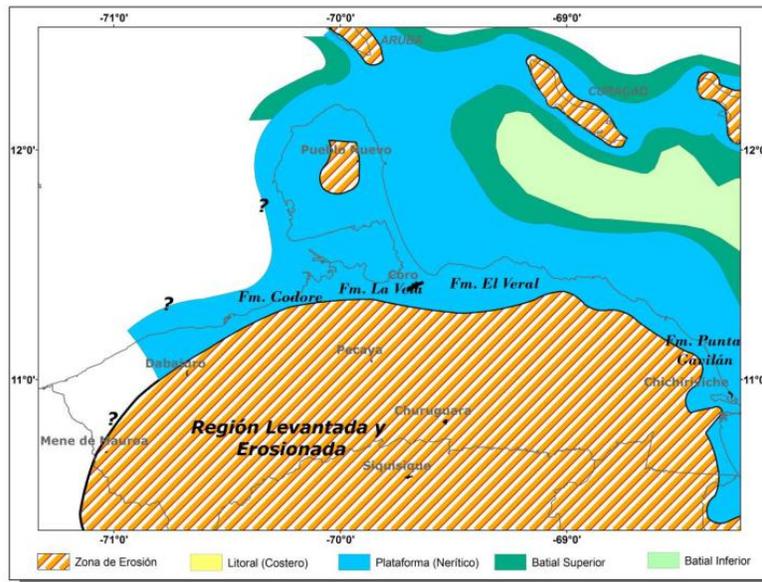


Figura 3.15. Mapa paleogeográfico del Plio-Cuaternario Temprano en la cuenca de Falcón. Tomado de TORIBIO, E., (2012).

### 3.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA CUENCA DE FALCÓN

La cuenca de Falcón-Bonaire presenta una geometría de graben estrecho y alargado limitado por fallas normales de buzamiento opuesto y centrípeto. Este graben muy estrecho evoluciono por ensanchamiento en un *rift* con adelgazamiento que permitió la intrusión y ocasionalmente la extrusión bajo la forma de coladas submarinas de rocas de composición basáltica a lo largo del eje de la cuenca de Falcón (BRUEREN, 1949, CORONEL 1970, MUESSIN 1978) (citado de AUDEMARD, 1995).

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 (ITUARTE & QUIJADA, 1985, citado por ESPARIS & HERNANDEZ, 2005). Así mismo, ITUARTE & QUIJADA (1985), establecen que las fallas de Oca-Chirinos y Pozo Negro separan dos áreas estructurales distintas como lo son: una al norte, donde un grupo se extiende hacia la costa y otra al sur que se extiende hasta el frente de montaña.

HAWKINS (1983), reconoce tres tendencias estructurales bien definidas, un patrón principal de orientación NE/SO, 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 NO/SE coincidente con las fallas Lagarto, Sabaneta, Los Médanos y la flexión de Adícora, y por último un patrón de rumbo E-W que coincide con la orientación de las fallas Guadalupe y La Vega.

Por otro lado, MUESSIG (1984) considera seis tendencias estructurales dentro del anticlinorio de Falcón:

- a) Fallas transcurrentes dextrales de rumbo este-oeste, las cuales son: la falla de Oca que se estima con un rango de desplazamiento entre 15 a 20 km, la falla Cuiza en la Península de la Guajira que se estima con un desplazamiento entre 15 a 25 km y la falla de San Sebastián con un desplazamiento transcurrente dextral de 140 km.

- b) 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.
- c) Fallas normales noroeste-norte, que limitan la Península de Paraguaná.
- d) 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.
- e) 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.
- f) 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.

PASSALAUQA (1984) establece cuatro tendencias estructurales bien definidas:

- a) La principal tendencia es perpendicular a la componente de compresión ( $\alpha 1$ ) N70E la cual coincide con la orientación de los ejes de los pliegues de los anticlinales de Las Pailas, La Vela y Cumarebo y el sinclinal de Píritu, así como las fallas inversas de Taima-Taima y Guadalupe.
- b) Perpendicular al eje de compresión está el esfuerzo ( $\alpha 3$ ) responsable de la presencia de las fallas normales con dirección N20W, como la falla de los Médanos y Urumaco.
- c) También se reconocen un conjunto menor de fallas transcurrentes, las cuales son las fallas transcurrentes dextrales de Sabaneta, Soledad, Santa Rita, Tocópero y Sabanas Altas.
- d) Las fallas transcurrentes sinestrales como la falla de Agua Clara.

AUDEMARD (1997) establece que el sistema de fallas de Oca-Ancón, constituye el accidente tectónico más importante de la región noroccidental de Venezuela por su longitud de unos 650km y una velocidad de desplazamiento de

aproximadamente 2mm/a. De la misma forma, este mismo autor plantea otras fallas de gran importancia presentes en el área septentrional de la cuenca de Falcón, las cuales son:

- a) La falla de Urumaco: Localizada al oeste de la ciudad de Coro entre los ríos Lagarto y Mitare. Dicha falla presenta una expresión morfológica mediante un escarpe de flexura de unos 30m de alto con rumbo NO y un carácter rumbo deslizante dextral.
- b) El cabalgamiento de Taima-Taima: correspondiente a la mayor estructura de la región de Coro. Posee una vergencia norte que se extiende de Este a Oeste por unos 60km entre los poblados Puerto Cumarebo y Las Piedras. El segmento más oriental está conformado por el corrimiento de Guadalupe presente en cota afuera.

Por otro lado, este mismo autor señala que la región de Falcón se encuentra actualmente sometida a un estado de esfuerzos caracterizado por un esfuerzo máximo horizontal de dirección NNNSSE a N-S y un esfuerzo mínimo horizontal orientado ENE-OSO. Además, plantea que Falcón constituye probablemente una de las mejores zonas a nivel nacional para estudiar y evaluar la actividad tectónica durante los últimos 30MMa, debido a la existencia de una sedimentación casi continua y detallada paleontológicamente.

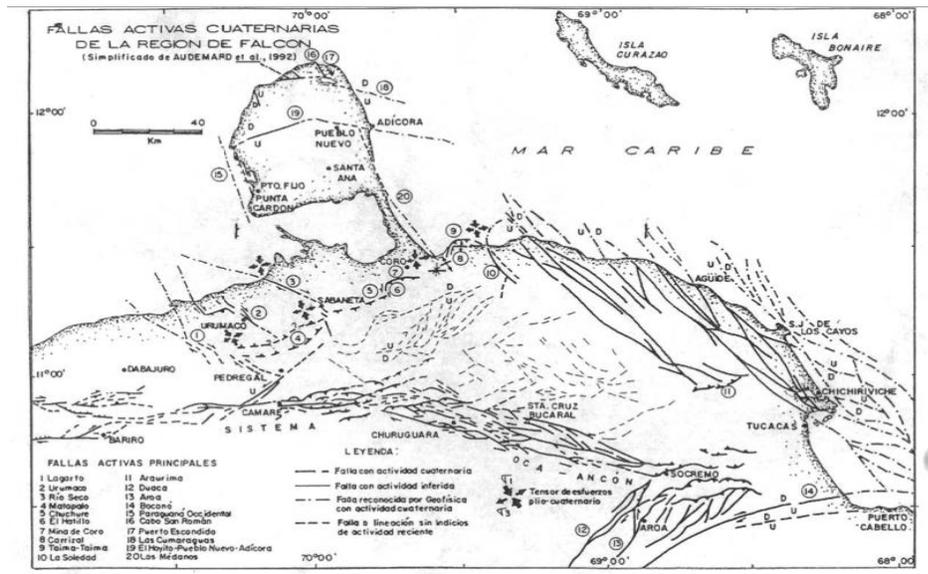


Figura 3.16. Mapa de fallas activas cuaternarias de la región falconiana. Tomado de AUDEMARD (1997) y simplificado de AUDEMARD *et al* (1992).

En otro orden de ideas, MUESSIG (1984), establece seis tendencias estructurales dentro del anticlinorio de Falcón:

- Fallas transcurrentes dextrales de rumbo E-W como lo es la falla de Oca.
- Fallas normales con dirección E-W como la falla de Ancón la cual se ubica al sur y paralela a la falla de Oca.
- Fallas normales NW-N que limitan la península de Paraguaná de edades Oligo-Mioceno.
- Estructuras plegadas y fallas inversas de rumbos E-NE donde los pliegues presentan un rumbo N80E en la parte central y N50E hacia el este.
- Pequeñas fallas transcurrentes dextrales con dirección W-NW las cuales abundan hacia el área de Puerto Cumarebo y hacia la zona de Urumaco.
- Fallas transcurrentes sinistralas de menor magnitud abundantes al sur de Coro y sureste de la cuenca de Falcón con un rumbo E-NE.

Además, considera que en los tiempos Paleoceno-Eoceno se registró la culminación de la orogénesis compresional en el borde sureste de la cuenca formándose esta bajo condiciones de tectónica tensional durante Oligoceno-Mioceno.

Según BOESI & GODDARD (1991), existen tres sistemas estructurales desarrollados simultáneamente en la cuenca:

- a) El primer sistema estructural consiste en un conjunto de fallas normales de rumbo NE localizadas hacia el norte de la cuenca formando una serie de estructuras *Horst* y *Graben*, destacando en la depresión de Urumaco, el Alto de Coro y la Bahía de La Vela

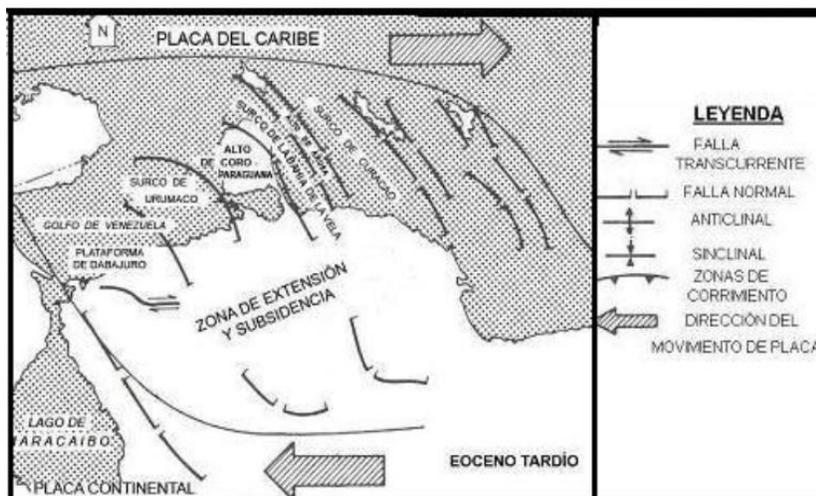


Figura 3.17. Tectónica de la cuenca de Falcón durante el Eoceno Tardío. Tomado y modificado de BOESI Y GODDARD (1991).

- b) El segundo sistema consiste de varios fallamientos E-NE, pliegues paralelos hacia el centro de la cuenca conocidos como el anticlinorio de Falcón, estos como resultado de una componente compresiva NW

c) Por último, el tercer sistema de fallamiento es dextral lateral, fallas transcurrentes los cuales se desarrollaron entre la cuenca del eoceno tardío al terciario tardío

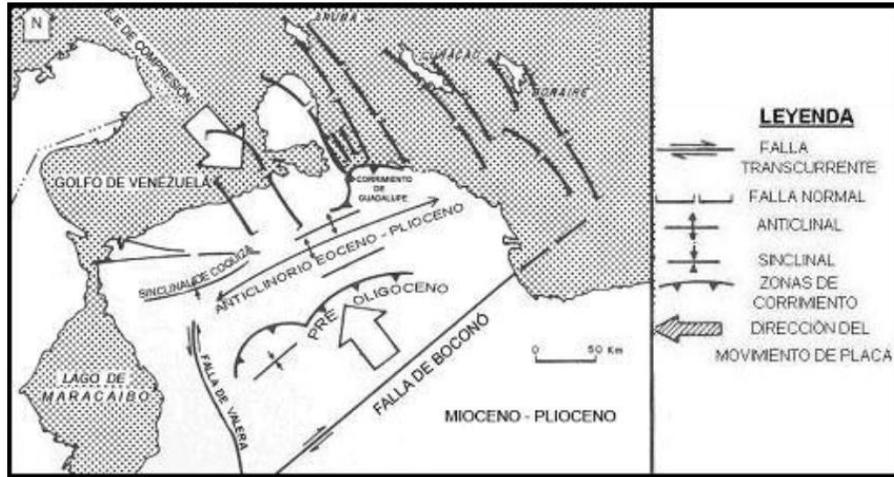


Figura 3.18. Tectónica de la cuenca de Falcón durante el Mioceno-Plioceno. Tomado y modificado de BOESI Y GODDARD (1991).

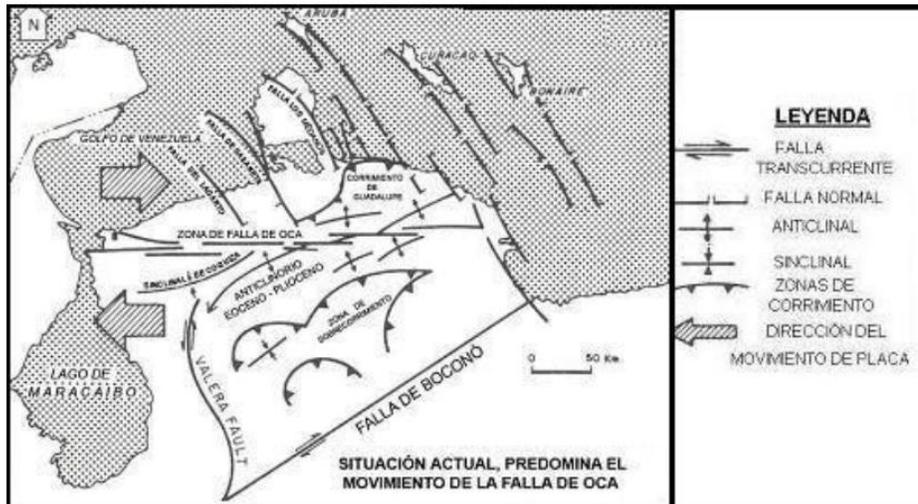


Figura 3.19. Condición estructural actual de la cuenca de Falcón. Tomado y modificado de BOESI Y GODDARD (1991).

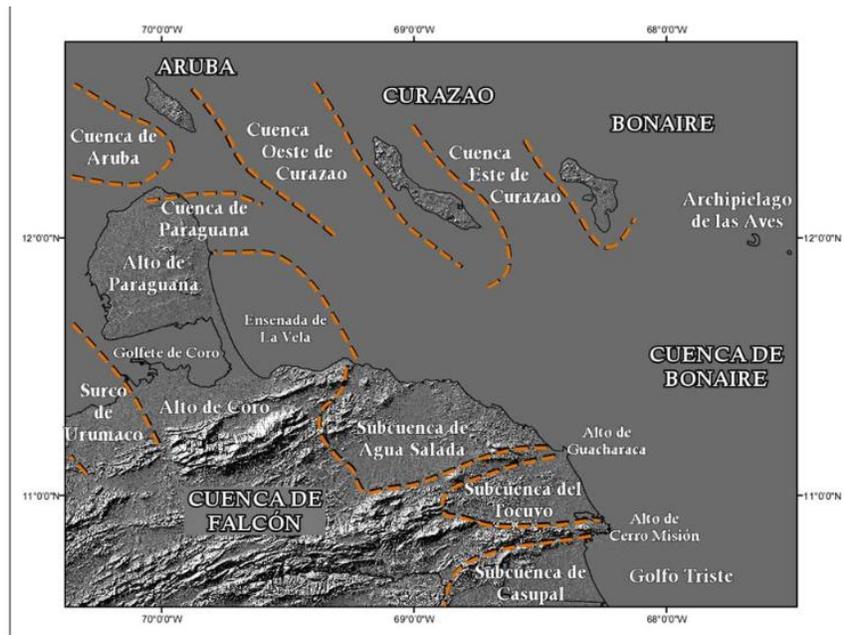


Figura 3.20. Mapa de configuración tectónica de Falcón. Tomado de TORIBIO, E., (2012).

### 3.3. EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA CUENCA DE FALCÓN

El origen de la cuenca de Falcón, dentro de un contexto tectónico regional, ha sido objeto de diversos estudios (PORRAS, 2000).

MUESSIG (1984) postuló que esta se originó por efectos transtensionales relacionados con fallas transcurrentes como las fallas de Oca y San Sebastián “teoría *Pull-Apart*”.

AUDEMARD (1995) plantea la génesis evolutiva de la cuenca de Falcón mediante la “teoría de *rifting* e inversión”.

PORRAS (2000) establece que el origen de la cuenca de Falcón se debe a colapsos extensionales internos dentro de una cuenca de detrás de arco (“*back arc*”), “teoría de orógeno en flotación”.

A continuación, se presentan las principales teorías de la generación de la cuenca de Falcón:

### 3.3.1. Teoría *Pull-Apart*

MUESSIG (1984) propone que la cuenca de Falcón se originó por efectos transtensionales relacionados con fallas transcurrentes como las fallas de Oca y San Sebastián, lo que da lugar a una cuenca tipo *Pull-Apart* que se refiere a una zona de extensión de la corteza que se desarrolla en un sistema de fallas transcurrentes (CROWELL, 1974), donde dichos movimientos transcurrentes generaron una extensión cortical en dirección noreste, provocando fallamientos normales e intrusiones de magmas alcalinos. Razón por la cual, MUESSIG (1984) menciona que antes de la extensión Oligocena, las islas de Los Monjes, La Orchila, la península de Paraguaná y la cuenca de Falcón estaban parcialmente unidas. Este mismo autor plantea que la cuenca se originó en el Cenozoico (Eoceno tardío a Oligoceno), donde el desarrollo de la estructura *Pull-Apart* refleja la evolución tectónica del periodo Terciario.

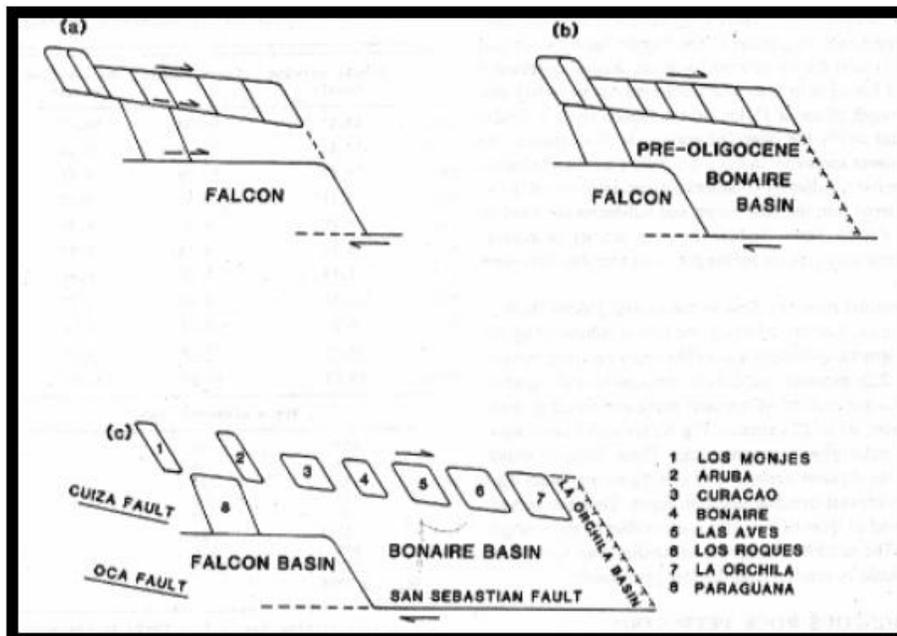


Figura 3.21. Evolución de la cuenca de Falcón según teoría pull-Apart. a y b representan la configuración previa a la extensión del Oligoceno y c representa la configuración actual. Tomado de MUESSING (1978).

Según MUESSIG (1984), la generación de esta cuenca va de la siguiente manera:

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

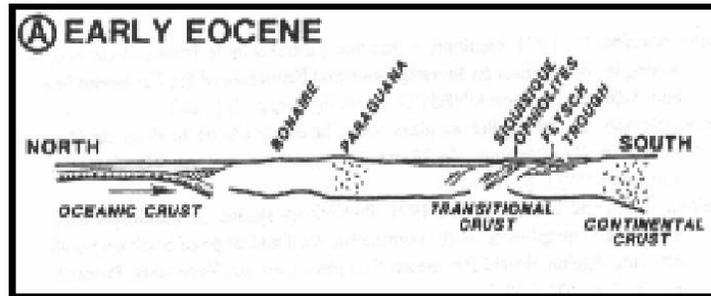


Figura 3.22. Modelo esquemático de la cuenca de Falcón en el Eoceno Temprano. Tomado de MUESSING (1978).

- b) Durante el Eoceno Tardío-Oligoceno por extensión se generó la cuenca, evidenciado por el cizallamiento e intrusiones basálticas.

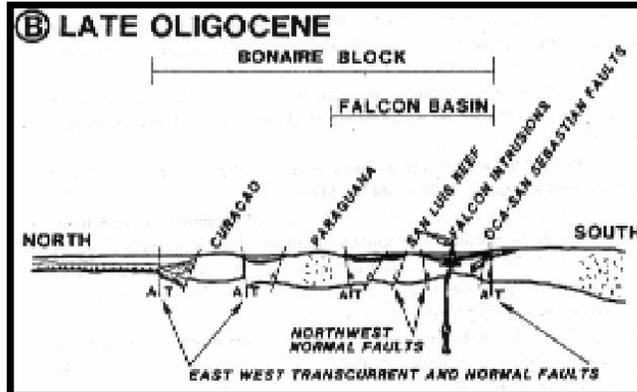


Figura 3.23. Modelo esquemático de la cuenca de Falcón en el Oligoceno Tardío. Tomado de MUESSING (1978).

- c) Del Mioceno al presente grandes eventos compresivos generaron un cambio en la evolución tectónica de la cuenca ocasionando su inversión.

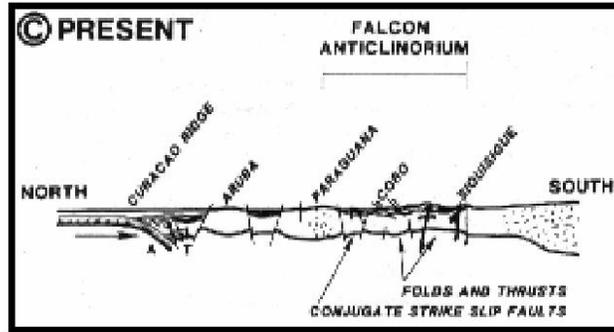


Figura 3.24. Modelo esquemático de la cuenca de Falcón en el Cuaternario. Tomado de MUESSING (1978).

En el año 1995, MACELLARI concuerda con MUESSIG (1978) en cuanto al proceso de generación de la cuenca según esta teoría mediante el estudio de cuencas *pull-apart* episuturales analizadas en la estratigrafía desde el Eoceno hasta el reciente de la siguiente forma:

- a) Eoceno Tardío: hay un desplazamiento opuesto entre las Placas del Caribe y la Placa Suramericana lo que genera una extensa zona *pull-apart* al norte de Suramérica.

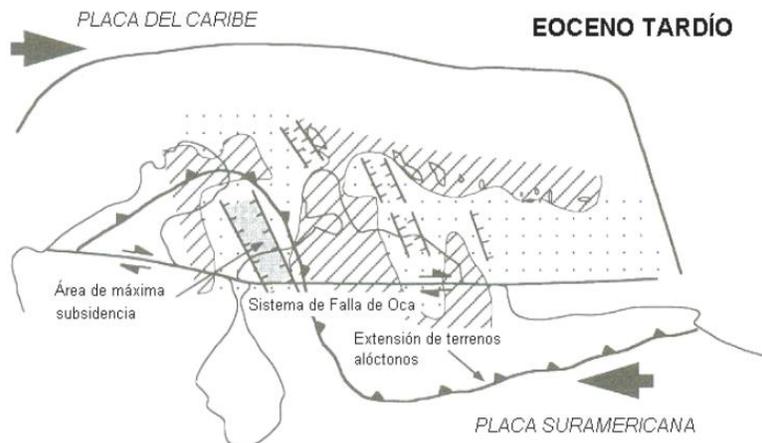


Figura 3.25. Modelo esquemático de generación de cuencas *pull-apart* episuturales por el desplazamiento de Placa Caribe y suramericana en el Eoceno Tardío. Tomado y modificado de MACELLARI (1995).

- b) Oligoceno-Mioceno: se empieza a generar un estrechamiento de la cuenca *pull-apart* debido al empuje del material alóctono (Placa Caribe) por lo que los ejes de máxima subsidencia migraron hacia el oeste entre el Surco de Urumaco y la Bahía de la Vela. Dicho emplazamiento continúa por medio de la Falla de Oca y se formó un frente de empuje que avanzó progresivamente hacia el norte formándose una cuenca tipo *foreland* con orientación ENE-OSO.

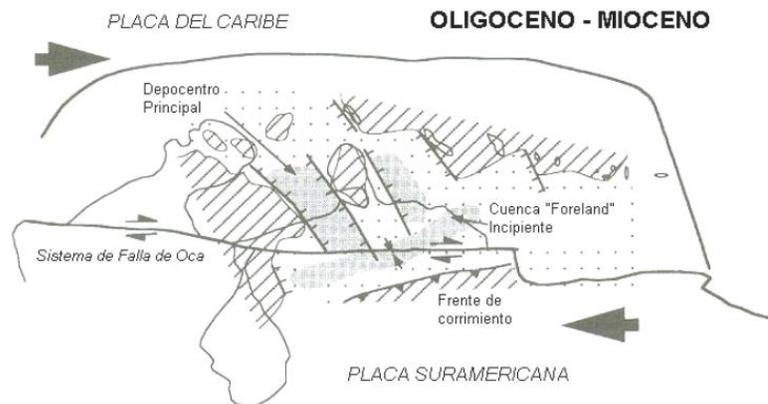


Figura 3.26. Modelo esquemático de generación de cuencas *pull-apart* episuturales por el desplazamiento de Placa Caribe y suramericana en el Oligo-Mioceno. Tomado y modificado de MACELLARI (1995).

- c) Plioceno-Reciente: el movimiento transpresivo de la falla del margen suramericano durante el Plioceno resultó en la subducción de bajo Angulo de Placa Caribe por debajo del *ridge* de Curazao. Además, durante este tiempo el frente de la falla del Anticlinorio de Falcón migro más lejos hacia el norte. En la cual los desplazamientos dextrales de la Falla de Boconó inician en este periodo.

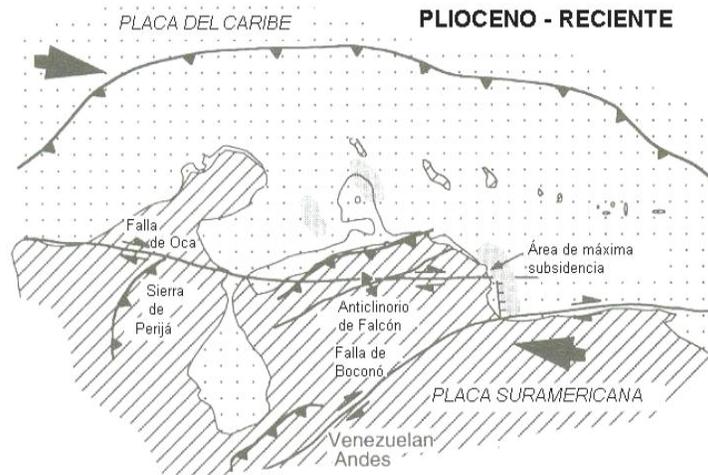


Figura 3.27. Modelo esquemático de generación de cuencas pull-apart episuturales por el desplazamiento de Placa Caribe y suramericana en el Plio-Cuaternario. Tomado y modificado de MACELLARI (1995).

### 3.3.2. Teoría de *Rifting* e Inversión

AUDEMARD (1995) establece la generación de la cuenca de Falcón mediante los siguientes periodos.

- a) Periodo *Rifting* (Oligoceno-Mioceno Temprano): En dicho periodo una fase distensiva es responsable de la estructuración de la cuenca de Falcón (GALLARDO, 1985) (citado de AUDEMARD, 1995). Lo cual generó una fosa estrecha del eje mayor a este-oeste, es decir, la cuenca de Falcón nace durante una fase de *rifting* de edad Oligoceno a consecuencia de un campo de esfuerzos regional distensivo.

La cuenca de Falcón siempre estuvo en perfecta continuidad hacia el este con la cuenca de Bonaire, cuya longitud Falcón-Bonaire es de unos 600 km, puesto que se extiende hasta el oeste de la isla de Margarita. Sin embargo, la cuenca de Falcón, en el sentido estricto, es de al menos unos 150 km, distribuidos entre la plataforma de Dabajuro y la costa oriental falconiana (AUDEMARD, 1995).

El proceso de formación de esta fosa alargada en dirección E-W muestra un diacronismo en el sentido de su eje mayor puesto que los primeros depósitos de la cuenca de Falcón son más viejos hacia el este, como lo reflejan los afloramientos de la Formación Cerro Misión de edad Eoceno Superior, según GONZALEZ DE JUANA *et al.*, (1980).

La cuenca de Falcón - Bonaire presenta una geometría de graben estrecho muy alargado limitado por fallas normales de buzamiento opuesto, cuyo graben evoluciona por el ensanchamiento de un *rift* que permitió la intrusión de rocas con composición basáltica a lo largo de todo el eje de dicha cuenca de edad posterior a las formaciones Paraíso de edad Oligoceno y Pecaya de edad Oligoceno-Mioceno Temprano, que a su vez constituyen la colmatación de esta cuenca profunda. Asimismo, se depositan plataformas carbonática en los bajos de los márgenes norte y sur.

Por otro lado, AUDEMARD (1995) plantea que es difícil concebir la génesis de la cuenca de Falcón-Bonaire, según las teorías propuestas por PORRAS (2000) Y MUESSIG (1984), debido a las dimensiones de dicha cuenca para que se genere un movimiento de tracción. Además, la existencia de una fase tectónica distensiva de edad Oligoceno es observada a lo largo de todo el margen norte del continente suramericano, desde la cuenca del bajo Magdalena, en Colombia, hasta la cuenca de Carúpano - Tobago, en el noreste venezolano.

- b) Periodo de cierre de la cuenca de Falcón (Mioceno Temprano-Cuaternario):

Periodo distribuido en tres etapas

- Inversión tectónica de edad Mioceno Medio-Tardío: Durante esta etapa la cuenca de Falcón atraviesa por un proceso de inversión tectónica originado por un campo de esfuerzos regional caracterizado por esfuerzos mínimo y máximo sub-horizontales. Dicho régimen tectónico estructura la cuenca en un gran anticlinorio, denominado anticlinorio de Falcón,

responsable del plegamiento general de dicha cuenca cuyos pliegues están orientados en dirección WSW-ENE. Dicho levantamiento induce a los procesos sedimentarios moverse hacia el norte del anticlinorio. Cuya depositación son secuencias de llanura costera y de plataforma marina.

- **Compresión Mio-Plioceno:** Esta fase es responsable de la discordancia que separa las formaciones La Puerta Superior Codore y El Veral de las formaciones La Puerta Inferior, Urumaco y Caujarao. En esta etapa el esfuerzo horizontal máximo evoluciona progresivamente de una dirección NW-SE a una más sub-meridiana (WOZNIAK & WOZNIAK, 1979)

Durante esta etapa el suco de Urumaco fue probablemente invertido a consecuencia de la compresión asociada a la transcurrencia dextral del sistema de fallas de Oca-Ancón y a los esfuerzos de esta fase tectónica de compresión.

- **Compresión Plio-Cuaternario:** Esta fase tectónica es responsable de la configuración actual de la cuenca de Falcón y que a su vez sigue estando activa. Dicha fase es la más submarina entre las antes mencionadas.

El inicio de esta fase empieza con la sedimentación de la Formación Coro.

Es importante resaltar que la mencionada fase tectónica es responsable de la actividad cuaternaria actual de las fallas pertenecientes a los patrones siguientes (AUDEMARD, 1993; AUDEMARD & SINGER, 1994): Sistema NW-SE con movimiento transcurrente dextral (Río Seco, Urumaco, Lagarto); Sistema NW-SE en fallas normales (Los Médanos, Cabo San Román, Puerto Escondido); Sistema N-S a NE-SW en transcurrencia sinistral (Carrizal, El Hatillo); Cabalgamiento de Chuchure-La Mina de Coro-Guadalupe en

dirección NE-SW; Sistema de fallas de Oca-Ancón de dirección general E-W con un movimiento dextral compresivo.

### 3.3.3. Teoría Orógeno Flotacional

Esta teoría propuesta por PORRAS (2000), considera que el origen de la cuenca Falcón-Bonaire está asociado a colapsos extensionales internos dentro de una cuenca detrás de arco (*“back arc”*), en un orógeno de flotación que colisionó oblicuamente con el extremo noroccidental de la placa suramericana, suturándose diacrónicamente de oeste a este desde el Cretácico Tardío hasta comienzo del Mioceno Temprano. Dicho modelo está basado en el esquema de orógeno en flotación de OLDOW, *et al* (1990), en la cual pueden ocurrir simultáneamente desplazamientos transcurrentes y compresivos.

A continuación, se resume la evolución tectónica del área según este autor:

- a) Periodo pre-formación de la cuenca de Falcón (Cretácico Tardío – Eoceno Medio): Desarrollo diacrónico de noroeste a sureste, colisión oblicua de placa caribe con el margen occidental de la placa suramericana (AUDEMARD, 1991; LUGO & MANN, 1995) (citado de PORRAS, 2000). La cual generó una cuenca antepaís (surco de Barquisimeto) donde se depositaron formaciones tipo *“Flysch”* Urama y Matatere, depositándose de noroeste a sureste con el avance de placa caribe. Dichas unidades fueron posteriormente plegadas y adosadas contra el margen norte de la placa suramericana.
- b) Periodo de colapso extensional detrás de arco (Eoceno – Mioceno Temprano): Para este periodo se inicia el desarrollo de la cuenca de Falcón – Bonaire, mediante un colapso tectónico detrás de la colisión entre las placas caribe y suramericana. En dicho periodo se comienzan a generar estructuras extensionales tipo *“grabens”* y *“half-grabens”*, en cuyos márgenes se depositaron sedimentos continentales y de aguas

someras, mientras que en el centro de las estructuras comienzan a desarrollarse condiciones más marinas.

Ya para el Mioceno Temprano continúa la tectónica de colapso extensional y subsidencia de la cuenca, acentuándose el desarrollo de ambientes marino profundos hacia la parte central de la cuenca, depositándose formaciones como Fm. Paraíso según GONZÁLEZ DE JUANA, *et al* (1980).

Sobre los altos estructurales, en el margen norcentral de la cuenca, se depositaron las calizas arrecifales de la Formación San Luis y hacia el margen sur las calizas de la Formación Churuguara. Mientras que hacia el sureste se depositó la Formación Casupal en ambientes deltaicos a marino somero

- c) Periodo compresivo asociado a la tectónica andina, fase de la inversión de la cuenca (Mioceno Medio-Plioceno Temprano): A partir del Mioceno Medio el efecto del levantamiento de los andes sobre la cuenca de Falcón-Bonaire, provocando la inversión tectónica de dicha cuenca de forma progresiva desde el suroeste hacia el noreste, así como el anticlinorio de Falcón y el desarrollo de fallas inversas con vergencia norte-noreste, causando el avance de la línea de costa y el cierre progresivo de la cuenca en este mismo sentido. Del mismo modo, Durante el Mioceno Medio, se depositan formaciones tales como La Vela, Caujarao y Socorro, que a su vez muestran una sedimentación de un periodo regresivo.

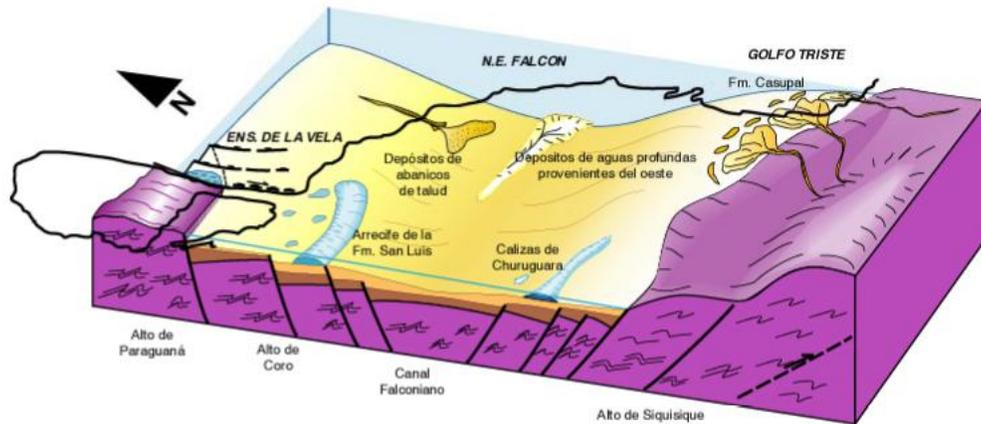


Figura 3.29. Modelo sedimentario esquemático durante el Eoceno-Mioceno temprano para la cuenca de Falcón. Tomado de Porras, 2000

Ya para el Plioceno Temprano, el avance del frente de deformación andino alcanzó la costa oriental actual del estado Falcón, provocando el cierre total de la porción occidental de dicha cuenca, depositándose formaciones menos marinas como la Fm. Codore y La Vela que refleja un ambiente menos marino de igual forma.

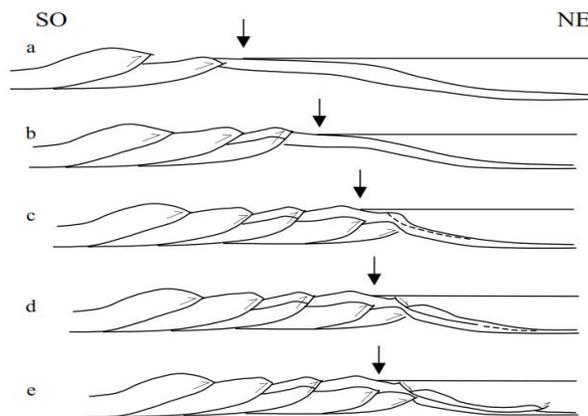


Figura 3.30. Esquema evolutivo para las fallas lístricas en el noreste de Falcón. a, avance del frente compresivo hacia el noreste por efectos de la orogénesis andina; b, continúa el avance y cierre de la cuenca, nótese el avance de la línea de costa; c, el frente de deformación comienza a plegar el talud, la línea de costa continúa avanzando y se comienzan a generar zonas de desestabilización en el talud (línea punteada); d, continúa el efecto de compresión regional, localmente se generan fallas

normales lítricas con buzamiento hacia la cuenca; e: crecimiento de las fallas normales y propagación de las mismas a través del talud provoca la formación de corrimientos en la cuenca. Nótese que la costa avanza poco en las últimas tres fases, debido a los efectos extensionales al generarse las primeras fallas lítricas, provocando ambientes profundos en el lado deprimido de estas. La cadena plegada resultante en el suroeste representa el actual Anticlinorio de Falcón. Tomado de Porras, 2000

- d) Periodo de transtensión – transpresión, asociado a las fallas de Boconó y San Sebastián (Plioceno Tardío-Reciente): Durante este periodo el margen entre las placas presenta un componente mayormente transcurrente en dirección E-O. Estos movimientos generaron estructuras de grandes dimensiones producto del movimiento transcurrente de la falla de Boconó y San Sebastián.

Por otro lado, MENDOZA, V. (2005) plantea la evolución tectónica de la cuenca de Falcón mediante 4 simples fases:

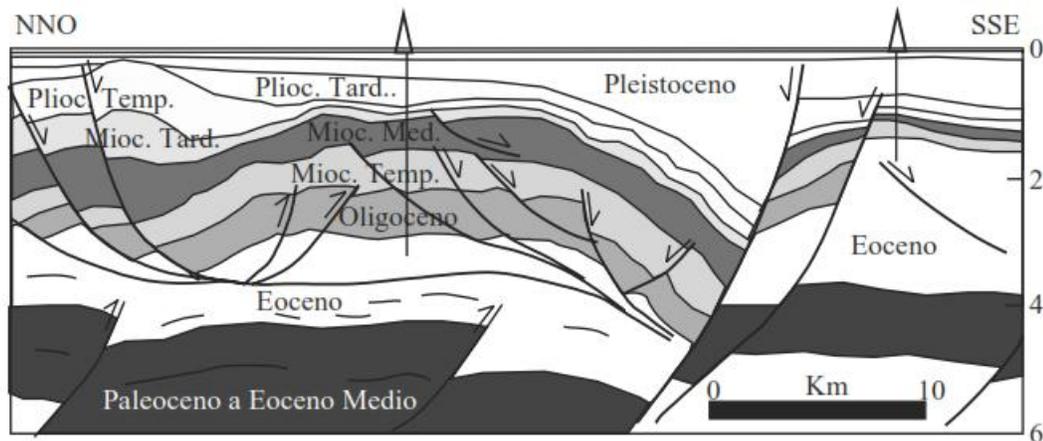


Figura 3.31. Modelo sedimentario esquemático actual para la cuenca de Falcón. Tomado de Porras, 2000

- a) Primera etapa – Eoceno Medio: En ambientes netamente marinos se depositan las unidades del Grupo Agua Negra, correlacionables con los

topes de las formaciones Misoa y Paují de la cuenca del Lago de Maracaibo.

- b) Segunda etapa – Eoceno Tardío: la regresión marina inicia a finales del Cretácico Superior, se acentúa y solo se registra sedimentación marina en algunas depresiones o fosas y grabenes fallados, posteriores al emplazamiento de las Napas de Lara, como consecuencia del desplazamiento hacia el este-sureste de Placa Caribe, depositándose en muchas de esas fosas sedimentos turbidíticos en áreas restringidas, relacionados con el inicio o reactivación de la falla de Oca.
- c) Tercera etapa – Oligo-Mioceno: debido al movimiento transcurrente de la falla de Oca se produjo el hundimiento de la cuenca y se originó el depocentro de la misma.
- d) Cuarta etapa – Inversión parcial de la cuenca: se desarrolló el anticlinorio de Falcón como consecuencia noroeste sureste a norte sur de la orogénesis andina. La cuenca de Falcón deja de existir como tal para convertirse en un cinturón sedimentario plegado. Actualmente la región falconiana está sometida a un estado de esfuerzos máximos de dirección NNW-SSE a N-S y un esfuerzo mínimo horizontal de dirección ENE-WSW, con el desarrollo Plio-Cuaternario de 5 sistemas de fallas: fallas dextrales E-W como la falla de Oca-Ancón; fallas dextrales NW-SE como las de Urumaco, rio seco y Lagarto; fallas normales NNW-SSE como las de la costa oeste de Paraguaná, Puerto Escondido, Los Médanos; fallas sinestrales N-S a NNE-SSW como Carrizal y fallas inversas ENE-WSW paralelas al plegamiento regional como las de Guadalupe, Araurima, Matapalo y Chuchure.

El desplazamiento de estas fallas es menor a 0,4 mm/a exceptuando el Sistema de Fallas de Oca-Ancon que es mayor a 2 mm/a.

## CAPÍTULO IV

### 4. MARCO GEOLÓGICO LOCAL

#### 4.1. Estratigrafía local de la cuenca Falcón

##### 4.1.1. Periodo Oligoceno medio - Mioceno Temprano

##### Grupo Agua Salada (Formación Guacharaca, Pozón y San Lorenzo)

El grupo Agua Salada está compuesto por las formaciones Guacharaca (inferior), San Lorenzo (intermedio) y Pozón (superior). En la cual la Formación Pozón no está dentro del área de estudio sino al este de la misma (DÍAZ DE GAMERO et al., 1985).

##### *Ubicación*

Dicha Formación ocupa la mayor parte de la zona este del área de estudio desde San Juan de los Cayos hasta Boca Rica, cubriendo de norte a sur y una pequeña parte al sureste de Puerto Cumarebo hacia las depresiones de los ríos Ricoa y Hueque en la sección de Mamposal (sureste de Puerto Cumarebo). Dicha Formación se extiende hasta el piedemonte oriental de la Sierra San Luis.

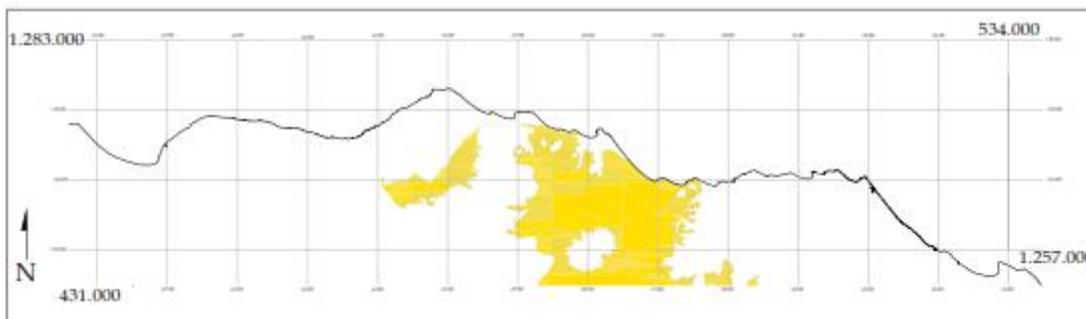


Figura 4.1. Ubicación del Grupo Agua Salada (Formación Guacharaca y San Lorenzo) en el Área de estudio. Tomado y modificado de LÓPEZ, I., (2005).

### **Formación Guacharaca**

SUTTER (1947) fue el primero en nombrar esta Formación, luego RENZ (1948), describe parcialmente los afloramientos de la Formación en el flanco sur del Alto de Guacharaca. Así mismo, esta formación se encuentra al tope del Grupo Agua Salada.

#### ***Litología***

Principalmente compuesta por areniscas impuras, glauconíticas dispuestas en capas delgadas.

Según WHEELER (1960), la Formación Guacharaca consta de tres Miembros, que de base a tope son: La Danta, lutitas con algunas intercalaciones de areniscas de grano fino y limolitas hacia la parte superior del mismo, este Miembro se correlaciona con la Formación El Paraíso. El Miembro intermedio es Tucurere el cual se correlaciona con la Formación Pecaya. Y el Miembro superior denominada Arcillas de Cotiza, compuesto por lutitas con capas delgadas de areniscas de grano fino, correlacionable con la Formación Pecaya.

#### ***Contactos y espesor***

RENTZ (1948) considera que esta Formación posee contactos concordantes en la base con la Formación Cerro Misión y en el tope con el Miembro El Salto de la Formación San Lorenzo y, según este mismo autor, posee un espesor medio de unos 250 metros. Mientras que WHEELER (1960) reporta un espesor de 1200 metros al sur de Mirimire y de 250 metros en el flanco sur del Alto de Guacharaca.

WHEELER (1960) correlaciona esta Formación con las formaciones El Paraíso y Pecaya en Falcón central.

#### ***Paleoambiente***

Según el L.E.V. II (1970), el ambiente de depositación es marino relativamente profundo.

***Edad***

RENZ (1948) no la considera más joven que Oligoceno Medio. Por su parte WHEELER (1963) establece que es únicamente Oligoceno, y HUNTER (1972) la define de edad Oligoceno Tardío – Mioceno Temprano.

**Formación San Lorenzo**

Esta unidad fue descrita por primera vez por RENZ (1948), subdividida en dos Miembros: El Salto y Menecito. Así mismo, este mismo autor ubica esta Formación hacia la base del Grupo Agua Salada.

***Litología***

Como se mencionó anteriormente, la unidad está dividida en dos Miembros: El Salto, constituido principalmente por una intercalación de areniscas, limolitas y lutitas de hasta 10 cm de espesor según DÍAZ DE GAMERO (1985). Además, el Miembro superior denominado arcillas de Menecito, compuesto por una secuencia uniforme de lutitas grisáceas.

***Contactos y espesor***

Como contacto superior está el Miembro Policarpio de la Formación Pozón y en contacto inferior con la Formación Guacharaca, según RENZ (1948). Cuyo espesor medio es de unos 400 m en la localidad tipo ubicada en la superficie del núcleo del anticlinal de Mene de Acosta.

Como parte de la correlación DÍAZ DE GAMERO (1985), establece que la unidad se correlaciona con las formaciones Pecaya y Pedregoso en la localidad tipo, con las formaciones Agua Clara, Cerro Pelado, Querales, San Luis, Patiecitos y Guarabal hacia el centro, mientras que al sur se correlaciona con las formaciones Churuguara y Casupal.

***Paleoambiente***

RENZ (1948) establece que para el Miembro El Salto dicha unidad es de origen marino somero de clima tropical con soterramiento rápido por acción de la depositación de las arcillas del miembro superior las cuales poseen profundidades marinas medias.

BLOW (1959) acota que la presencia de foraminíferos indica periodos de subsidencia seguidos de flujos turbidítico. AGUILERA (1993) estudia unos fósiles de esta unidad característicos de la zona batial superior.

### ***Edad***

Con base en los foraminíferos planctónicos estudiados por RENZ (1948), le asigna una edad Oligoceno Medio – Tardío. Mientras que WHEELER (1960) establece una edad de Mioceno Temprano.

### **Formación Querales**

Las primeras descripciones de esta unidad fue realizada por HODSON (1926), SENN (1935), GONZÁLEZ DE JUANA (1937), LIDDLE (1946), LEÓN & QUIJADA, (1985) y STAINFORTH (1962).

### ***Ubicación***

Aflora hacia el suroeste de la zona de estudio, entre el río lagarto, al oeste, y el piedemonte septentrional de la serranía de San Luis, al este. Así como se encuentra aflorando en la carretera Coro-Dos Bocas, en la quebrada Arenosa y en los alrededores del embalse EL Isidro.

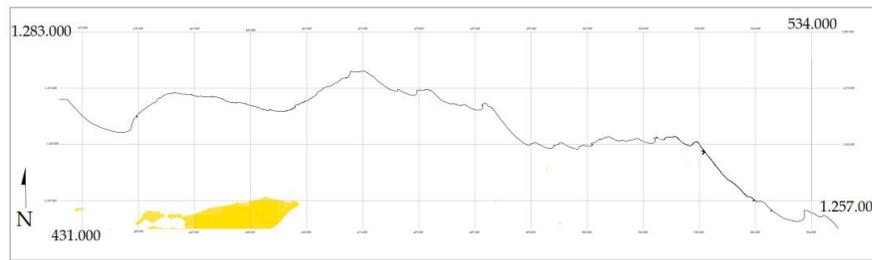


Figura 4.2. Ubicación de la Formación Querales en el Área de estudio.  
Tomado y modificado de LÓPEZ, I., (2005).

### ***Litología***

Compuesta esencialmente por una secuencia principal de lutitas gris verdoso a pardo oscuro rojizo, con concreciones, fisiles, laminación paralela, fosilíferas y con intercalaciones de capas delgadas de arenisca con algunas calizas (LEÓN & QUIJADA, (1985).

Las areniscas son la segunda litología más importante de esta Formación, características de color verde a pardo rojizo, micáceas de gran fino, con estratificación cruzada al tope.

Por otro lado, LEÓN & QUIJADA (1985), mediante un análisis petrográfico, definen que las rocas de esta Formación son, en su mayoría, de carácter lodoso. Por medio de ese análisis establecen que las rocas carbonáticas presentes son Wackstone (45%), Packstone (28%) siendo las clásticas Waca Litica (18%) y Waca Cuarzosa (9%).

### ***Contactos y espesor***

El espesor, según DÍAZ DE GAMERO (1988), es de unos 300 metros en la localidad tipo, al este del río Mitare unos 55 metros y unos 500 metros al sur de Coro. El contacto inferior está marcado por la Formación Cerro Pelado y el contacto superior por la Formación Socorro, ambos de carácter transicional concordante.

Según DÍAZ DE GAMERO (1988), se correlaciona con la Formación Cantaure en la península de Paraguaná.

### ***Paleoambiente***

Según LEÓN & QUIJADA, (1985) se compone principalmente de foraminíferos, por la cual se le asigna un ambiente de sedimentación dentro de la zona sublitoral de aguas marinas de profundidad media (80 metros). DÍAZ DE GAMERO (1988) le asigna un marco general de sedimentación deltaica asumiendo que la Formación Querales representa un evento transgresivo, consecuencia de una invasión marina.

### ***Edad***

LEÓN & QUIJADA, (1985) tomando en consideración fósiles marcadores del límite inferior del Mioceno Medio (*Orbitulina*), le asignan como edad el Mioceno Temprano.

## **4.1.2. Periodo Mioceno Medio – Mioceno Tardío**

### **Formación Solito**

GONZÁLEZ DE JUANA (1937) la describe como una Formación, mientras que PAYNE (1951), la considera como un Miembro de la Formación Ricoa.

### ***Ubicación***

Según LEÓN & QUIJADA, (1985) floran en la Fila El Solito.

Se ubica hacia el sur de la zona de estudio hacia sureste de Puerto Cumarebo.

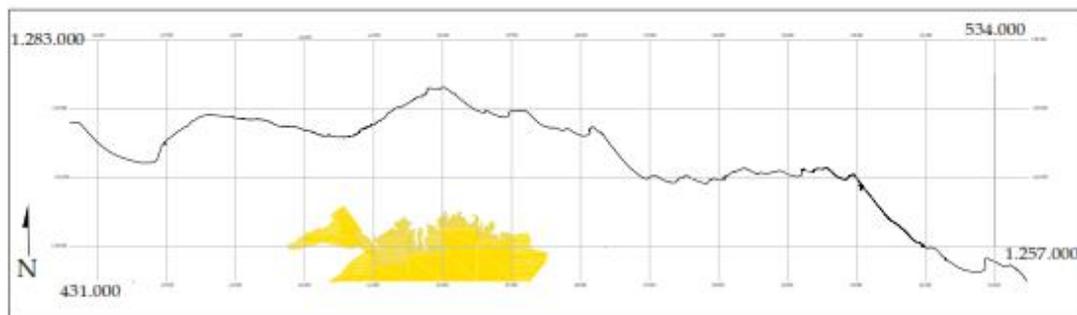


Figura 4.3. Ubicación de la Formación Solito en el Área de estudio. Tomado y modificado de LÓPEZ, I., (2005).

***Litología***

Lutitas grises con intercalaciones de areniscas lenticulares de grano medio. Posee algunas concreciones y capas nodulares de arcilla, así como laminación paralela. Las areniscas son de color gris claro, meteorizando a pardo rojizo y se ubican hacia el tope de la Formación (LEÓN & QUIJADA, 1985).

***Contactos y espesor***

El espesor medio reportado por LEÓN & QUIJADA (1985) es de unos 350 metros en la fila El Solito. Sin embargo, según GONZÁLEZ DE JUANA (1985), el espesor es desconocido pues muy poco se conoce de esta Formación.

Por otro lado, Según WHEELER (1960) la unidad es equivalente de la Formación Cerro Pelado, mientras que GONZÁLEZ DE JUANA *et al* (1980) la correlaciona con la Formación Agua clara.

LEÓN & QUIJADA (1985) establecen un contacto infrayacente con la Formación Agua Clara y suprayacente con la Formación Querales.

La localidad tipo se encuentra ubicada en el Cerro Solito a unos 8 Km al sur de la Soledad en el municipio Zamora.

***Paleoambiente***

Se le asigna un ambiente de aguas profundas de unos 450 metros, batiales y turbias, según GALEA (1976).

***Edad***

Según LEÓN & QUIJADA (1985), se le asigna una edad entre Mioceno Temprano y Mioceno Medio.

**Formación Caujarao*****Ubicación***

Esta unidad se extiende desde Sabaneta, al oeste, hasta la región de Tocópero al este. En el área de estudio se ubica hacia el centro-oeste de la misma. Como

expresión topográfica conforman las filas El Malecón y El Carmelo.

PETZALL (1959) subdivide esta Formación en 4 Miembros: Muaco (inferior), Mataruca (intermedio), Taratara (superior) y Calizas de Cumarebo (la cual aflora hacia el este de la zona de estudio).

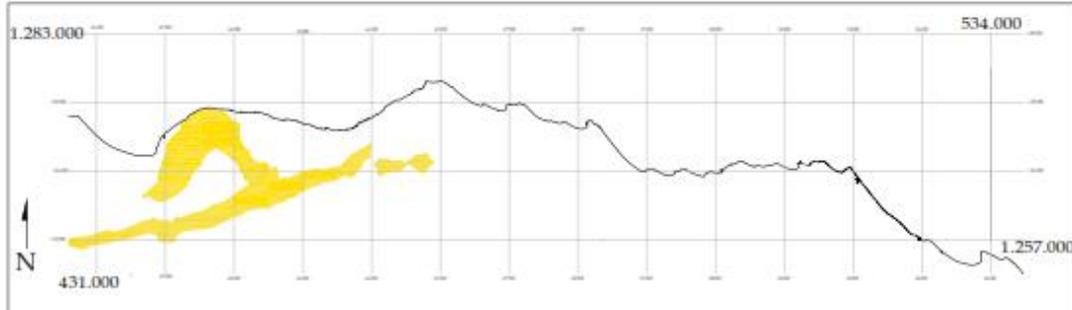


Figura 4.4. Ubicación de la Formación Caujarao en el Área de estudio. Tomado y modificado de LÓPEZ, I., (2005).

### ***Litología***

Formada principalmente por calizas impuras, fosilíferas y altamente compactadas de color gris claro a gris oscuro, meteorizando a un marrón casi negro y lutitas yesíferas (GALEA, 1976).

Hacia la parte superior de la unidad se encuentran lutitas yesíferas con tonalidades grisáceas mientras que hacia la parte inferior de la formación se caracteriza por la presencia de areniscas con buen escogimiento de grano muy fino (VALLENILLA, 1961).

La unidad se subdivide en 4 Miembros; Muaco (inferior), compuesto por lutitas yesíferas y presencia de laminación paralela con presencia de foraminíferos, Mataruca (intermedio) compuesto por lutitas y calizas, Taratara (superior) compuesto por lutitas microfósilíferas en su mayoría y Hacia la zona de Puerto Cumarebo un miembro llamado Calizas de Cumarebo la cual tiene su mayor expresión hacia el Cerro Mamposal (sureste de Puerto Cumarebo) compuesto por calizas con fragmentos de moluscos y algas carbonáticas GALEA (1976).

***Contactos y espesor***

Caujarao yace concordante a la Formación Socorro y se encuentra infrayacente a la Formación La Vela. Además, LEÓN & QUIJADA (1985) establecen que es correlativa con la Formación Urumaco. Para el miembro de Calizas de Cumarebo su contacto infrayacente es con la Formación Agua Salada (DÍAZ DE GAMERO, 1985).

El espesor de esta unidad, según VALLENILLA (1961), es de unos 1221 metros para el Miembro Muaco, 645 para Mataruca, 245 a Taratara y 280 metros para Las Calizas de Cumarebo (GIFFUNI, 1980).

Según GALEA (1976) la localidad tipo se encuentra en el río Coro, cerca del pueblo Caujarao a 3 km del sur de Coro.

***Paleoambiente***

VALLENILLA (1961) establece que por la ocurrencia de moluscos y una abundante cantidad de microfósiles el ambiente de formación es marino poco profundo con salinidad normal. Mientras que el de las Calizas de Cumarebo se le atribuye un ambiente marino cercano a mar abierto, de aguas cálidas, lejos de la costa.

***Edad***

Según VALLENILLA (1961), esta unidad posee una edad de Mioceno-Medio.

**Formación Socorro*****Ubicación***

La Formación aflora hacia el oeste de la zona de estudio entre el distrito Buchivacoa y el sur de Puerto Cumarebo LEÓN & QUIJADA, (1985). LEÓN & QUIJADA (1985) plantean afloramientos en la carretera Coro-Dos Bocas.

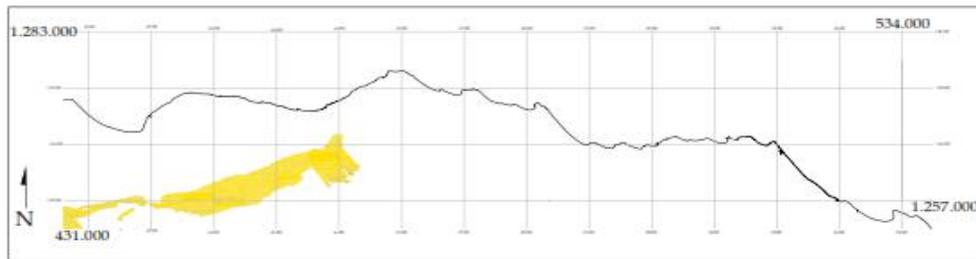


Figura 4.5. Ubicación de la Formación Socorro en el Área de estudio. Tomado y modificado de LÓPEZ, I., (2005).

### ***Litología***

Constituida principalmente por lutitas grises yesíferas, areniscas y calizas margosas en capas delgadas LEÓN & QUIJADA, (1985).

Las lutitas contienen gran contenido de materia orgánica (restos de troncos y hojas), nódulos de arcilla con concreciones en la parte media.

Las areniscas de color gris blanquecino bien escogidas poseen gran cantidad de estructuras sedimentarias como laminación paralela y estratificación cruzada de bajo ángulo, así como horadaciones y algunas conchas de hasta 3 por 3 cm según LEÓN & QUIJADA (1985).

Las calizas son margosas de color gris a negruzco, poseen intervalos arenosos y lutíticos, con alto contenido fosilífero distribuidas entre Wackstone y Packstone.

GALEA, F., (1976) establece que hacia el distrito Democracia del estado Falcón en los alrededores del pueblo El Socorro la litología que prevalece son areniscas pardo amarillentas a grises verdosas carbonáticas con estratificación cruzada. Sin embargo, hacia la zona de Puerto Cumarebo la litología principal son lutitas gris verdoso claro.

### ***Contactos y espesor***

Hacia la región del Alto de Coro entra en contacto inferior con la Formación Querales, mientras que le contacto superior es la Formación Cujaraao, según DÍAZ

DE GAMERO (1988). Hacia el este se origina un contacto transicional con la Formación Agua Salada en la zona de Puerto Cumarebo.

LEÓN & QUIJADA (1985) establecen que el contacto superior está definido con el Miembro de las Calizas de Cumarebo (Formación Caujarao) y que a su vez mediante un contacto concordante (Mioceno Medio) y Transicional, además establecen que es correlativa con la Formación Querales.

El espesor medio es definido por LEÓN & QUIJADA, (1985) a unos 840 metros en el área de estudio, mientras que en la localidad tipo el espesor es de unos 1500 metros según DÍAZ DE GAMERO (1988).

Según LEÓN & QUIJADA (1985) y GIFFUNI (1980) plantean que el contacto suprayacente con El Miembro Calizas de Cumarebo es concordante transicional.

### ***Paleoambiente***

A la Formación Socorro se le atribuye un ambiente costero marino de menos de 10 metros de profundidad y de baja energía, según LEÓN & QUIJADA (1985).

GALEA, F., (1976) le atribuye las zonas de *Globorotalia fohsi peripheroronda* y *Globorotalia fohsi fohsi*.

### ***Edad***

Según LEÓN & QUIJADA (1985) y con base en su contenido fósil, le atribuyen una edad de Mioceno Medio, basándose en la fauna encontrada en las lutitas recolectadas en los afloramientos en zonas cercanas a la carretera Coro-Dos Bocas, tomando en cuenta las biozonas de *Orbitulina suturalis* y *Globorotalia trilobus*.

### **Miembro Calizas de Cumarebo (Formación Caujarao)**

Esta unidad se considera lateralmente discontinua y a medida que se desplaza al oeste se hace más continental. Se denominan calizas de Jacura según LIDDLE

(1928), CASTRO (1979), la define como Calizas de Píritu y GONZÁLEZ DE JUANA (1980) la describe como Calizas de Cumarebo.

### *Ubicación*

La Formación aflora como bancos carbonaticos y complejos arrecifales separados en los distritos Acosta y silva del estado Falcón formando masas carbonática prominentes con relieve kárstico en los cerros más elevados de Falcón oriental que contrastan con el relieve y la topografía baja de las lutitas infrayacentes a estas estructuras elevadas (L.E.V., 1999). Dichas estructuras dómicas de esta unidad afloran en el Cerro Píritu, al sur, y El Caballo, al norte.

Según CASTRO (1979) estos cuerpos carbonaticos afloran en el cerro El Píritu y en las montañas de Hueque en el Distrito Zamora del estado Falcón. Según este mismo autor son unidades geomorfológicamente diferenciables por ser cerros aislados de hasta 300 m de elevación, rodeados por un relieve ondulado y de llanuras bajas parcialmente inundables.

LABADY (1979) establece que se ubican en las localidades o cerros más elevados de la zona de Píritu y El Caballo como bloques de roca caliza, denominadas también Calizas de Píritu y Calizas de El Caballo, encontrándose como bloques mas no como capas encontrándose en cualquier parte de las pendientes de los cerros antes mencionados como en el flanco oeste del Cerro Píritu.

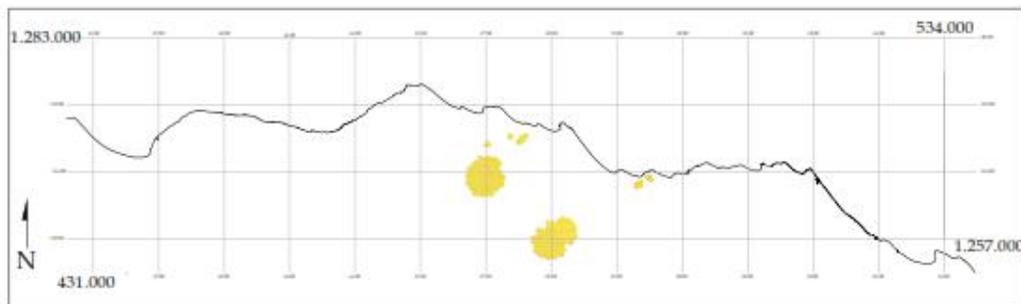


Figura 4.6. Ubicación de la Formación Capadare en el Área de estudio. Tomado y modificado de LÓPEZ, I., (2005).

### ***Litología***

Se caracteriza por la presencia de cuerpos de calizas bioclásticas aislados de color amarillento que va desde color mostaza a crema claro con ocasionales tonos rosas, son porosas y medianamente consolidadas con algunos fragmentos de conchas, equinodermos y pelecípedos (CASTRO, 1979).

Según LABADY (1979), las calizas presentes están dentro de las clasificaciones de Packstone, Wackstone y Grainstone (clasificación de DUNHAM (1962)). Además, observa la presencia de micrita en casi toda su totalidad. La estructura de los granos incluye en orden de abundancia restos de algas coralinas, foraminíferos, fragmentos de equinodermos y moluscos, entre los minerales se consiguen comúnmente minerales de arcilla mezclados con óxido de hierro, según el mismo autor.

GIFFUNI (1980) plantea que son calizas bioclásticas constituidas fundamentalmente por fragmentos esqueletales de moluscos y algas carbonáticas, donde la limolita está presente, pero en proporciones muy bajas.

En cuanto al contenido fósil CASTRO (1979) encuentra por medio de un estudio petrográfico foraminíferos bentónicos como *Amphistegina* sp, y algunos planctónicos como los del género de *Globigerinoides*.

### ***Contactos y espesor***

El contacto inferior, concordante y transicional con una base de lutitas pertenecientes a la Formación Socorro que hacia el tope de la unidad está sometido a erosión (CASTRO, 1979). Según este mismo autor, la localidad tipo se ubica en el Cerro Píritu del distrito Zamora donde afloran grandes bloques de caliza de hasta 4x3 metros que se pueden encontrar en la carretera principal de Falcón en su tramo cercano a San José. LABADY (1979) establece que por su manera de afloramiento (bloques) no es posible determinar cómo es el contacto con sus unidades contiguas.

Por otro lado, según RENZ (1948), esta unidad se correlaciona cronoestratigráficamente con el Miembro Huso de la Formación Pozón, DÍAZ DE

GAMERO (1985) la correlaciona con la Formación Socorro (del Mioceno-Medio) y parte de la Formación Caujarao (del Mioceno-Medio).

Según LEÓN & QUIJADA (1985) y GIFFUNI (1980), plantean que el contacto infrayacente con la Formación Socorro es concordante transicional, además este último autor plantea que este miembro es correlacionable con las Calizas de Capadare.

El espesor medio de la unidad no es mayor a 250 metros, según LABADY (1979).

La localidad tipo, según VÁSQUEZ (1978), se encuentra en el Cerro Capadare.

### ***Paleoambiente***

CASTRO (1979) propone un desarrollo carbonático de plataforma costera con aguas no turbias bien oxigenadas e influencia de algunas fluctuaciones marinas que indican que por cortos intervalos de tiempo las calizas estuvieron bajo la influencia directa del aire. Las profundidades no superarían los 30 metros. Además, se evidencian algunos moldes de foraminíferos y algas coralinas comunes de la zona litoral-sublitoral.

### ***Edad***

Se le asigna la edad de Mioceno-Medio según CASTRO (1979) basándose en los biocrones de los géneros *Globigerinoides*, *Orbitulina* y DÍAZ DE GAMERO (1985) de la zona *Globorotalia fohsi fohsi* a la zona *Globorotalia menardil* del Mioceno Medio.

LABADY (1979) la ubican en la zona de *Globorotalia siakensis*, del mioceno medio.

## **Formación La Vela**

### ***Ubicación***

En la zona de estudio la Formación La Vela aflora hacia el oeste de la misma entre el oeste del río Coro y Puente de Piedra al este de la estructura de La Vela (REY, 1990).

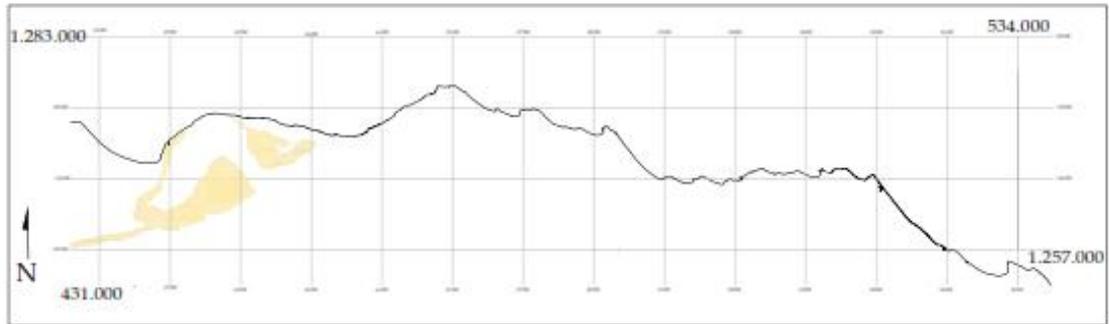


Figura 4.7. Ubicación de la Formación La Vela en el Área de estudio. Tomado y modificado de LÓPEZ, I., (2005).

### ***Litología***

Representada principalmente lutitas (95%) de colores grisáceos claros, masivas y con algunos clastos de hasta 4 cm de óxido de hierro (REY, 1990). Areniscas que conforman cerca de un 4,5% de color gris, de grano fino a medio con resto fósiles de bivalvos, gasterópodos y cirrípedos con presencia conglomerática hacia la base de la arenisca. Conglomerados masivos con presencia de estratificación cruzada, este último ubicado hacia la base de la unidad, según este mismo autor.

### ***Contactos y espesor***

Como contacto inferior está la Formación Caujarao y el superior con la Formación Coro (REY, 1980). Se correlaciona según DÍAZ DE GAMERO (1997) con las formaciones Turupía y el Veral.

Posee un espesor medio de unos 590 m, según VALLENILLA (1961).

### ***Paleoambiente***

LEÓN & QUIJADA, (1985) establecen un ambiente de sedimentación lacustre cercano a la costa, evidenciado por la fauna del genero *Ostrea* y por el alto contenido de bioturbaciones.

REY (1990) resalta un ambiente de llanura de inundación.

### ***Edad***

VALLENILLA (1961) le asigna el Mioceno Medio-Tardío por la fauna presente en la misma, mientras que LEÓN & QUIJADA, (1985) asigna Mioceno Tardío por la aparición de *globorotali margaritae*. DÍAZ DE GAMERO (1997) plantea que es de edad Plioceno Temprano al igual que REY (1990).

## **Formación Turupía**

### ***Ubicación***

Se ubica hacia el centro-norte del área de estudio en las localidades Turupía, San Patricio y Santa Cruz.

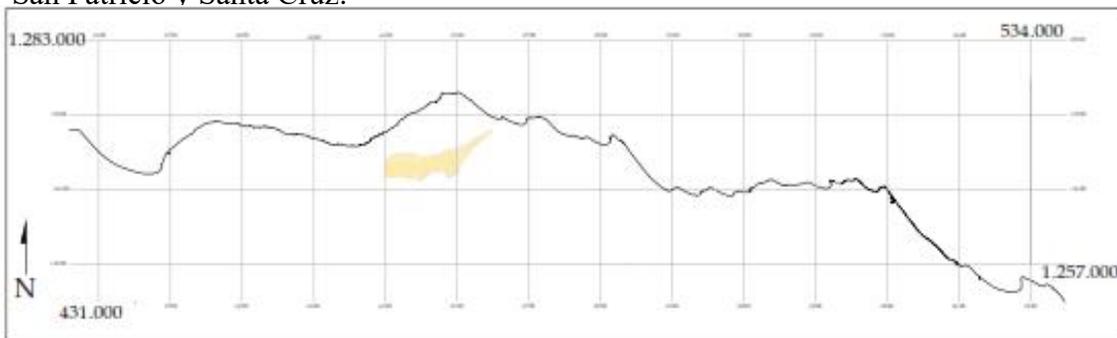


Figura 4.8. Ubicación de la Formación Turupía en el Área de estudio. Tomado y modificado de LÓPEZ, I., (2005).

### ***Litología***

Se caracteriza por la presencia de lutitas de color gris amarillento ocasionalmente carbonáticas con abundantes concreciones ferruginosas, a menudo aparecen capas de calizas intercaladas de color marrón grisáceo con espesores de hasta 12 m. Como hay alta meteorización en la zona, es común encontrar caliche blanco (GIFFUNI, 1980).

***Contactos y espesores***

Está en contacto inferior con el Grupo Agua Salada, pero infrayacente a la Formación El Veral. Ambos contactos son concordantes y se puede correlacionar con Las calizas de Cumarebo de la Formación Caujarao DÍAZ DE GAMERO (1997).

***Paleoambiente***

Esta unidad está depositada mayormente en el talud superior y corresponde a un sistema de alta energía (GIFFUNI, 1992).

***Edad***

DÍAZ DE GAMERO (1997) asigna una edad de Mioceno Tardío a Plioceno Temprano, abarcando, en términos de foraminíferos planctónicos, las zonas de *Globorotalia humerosa* a *Globorotalia margaritae*.

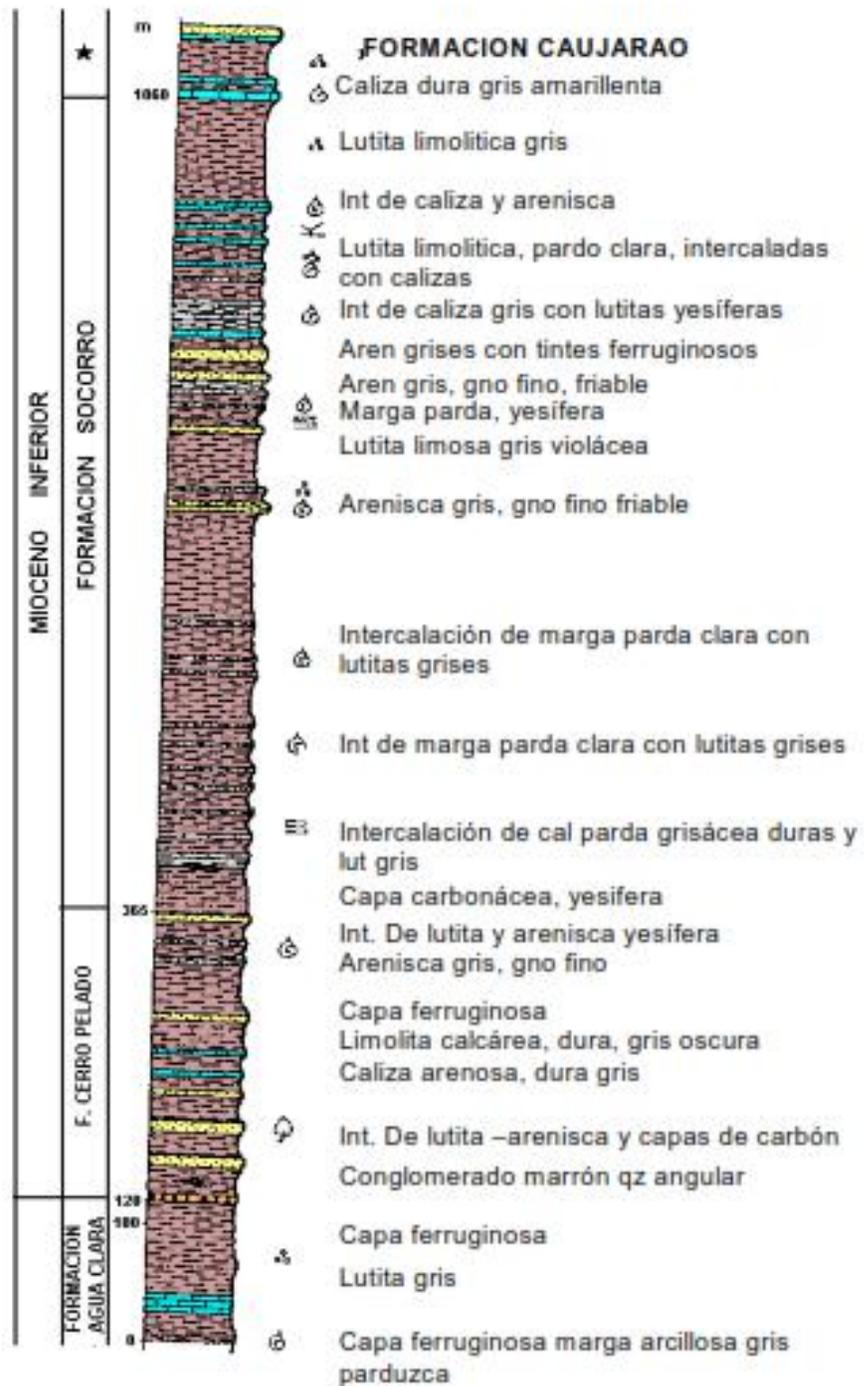


Figura 4.9. Cuadro estratigráfico del Terciario Superior. Tomado y modificado de GONZÁLEZ DE JUANA *et al* (1980).

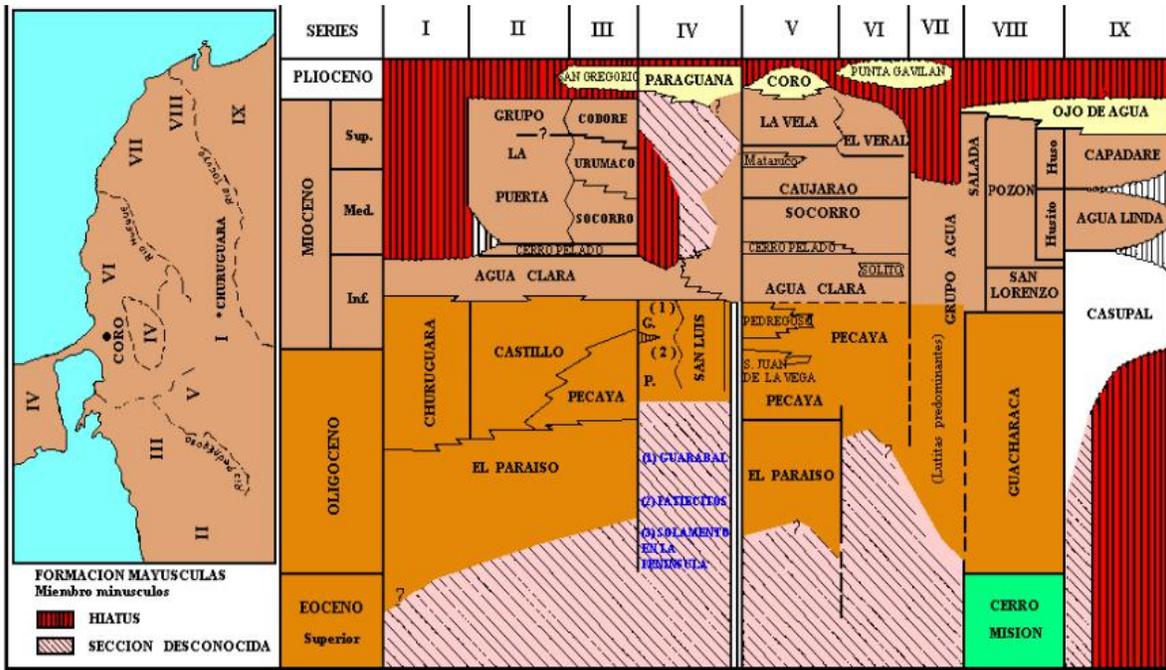


Figura 4.10. Formación Cerro Pelado y Socorro en el Mioceno Inferior. Tomado y modificado de GONZÁLEZ DE JUANA *et al* (1980).

**4.1.3. Periodo Plioceno Temprano – Plioceno Medio**

**Formación Coro**

*Ubicación*

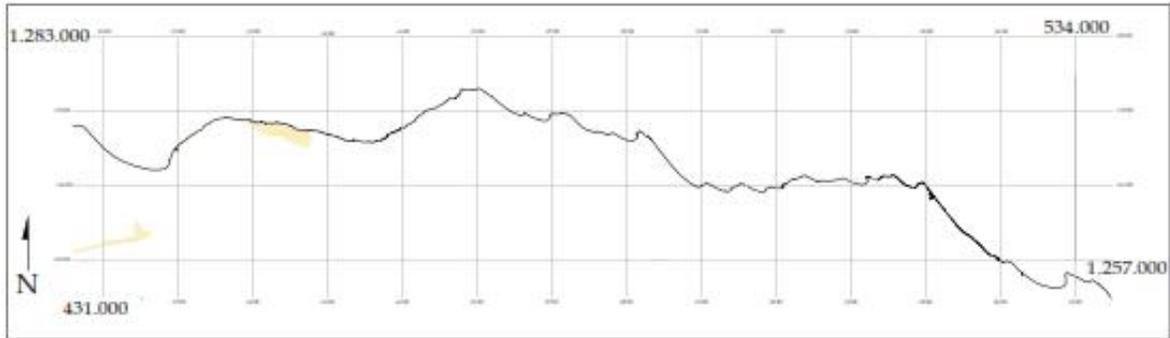


Figura 4.11. Ubicación de la Formación Coro en el Área de estudio. Tomado y modificado de LÓPEZ, I., (2005).

### ***Litología***

La unidad se encuentra caracterizada por secuencias de limolitas arenosas de color gris intercaladas con conglomerados formando lentes en una matriz arcillosa de color gris y presencia de estratificación cruzada de bajo ángulo y escasas areniscas mal escogidas de color pardo, algunas presencias de estratificación cruzada de ángulo bajo localizadas en la parte media y superior de la formación LEÓN & QUIJADA, (1985).

### ***Contactos y espesor***

El contacto inferior es concordante con la Formación La Vela mientras que el contacto superior es con sedimentos del Cuaternario REY (1990).

La Formación Coro se correlaciona con la Formación Tucupido al este y con la Formación San Gregorio al oeste, según este mismo autor.

El espesor reportado por REY (1990) es de unos 679 m en la localidad tipo en la carretera Coro-San Luis.

### ***Paleoambiente***

VALLENILLA (1961) establece un ambiente piemontino mientras que LEÓN

& QUIJADA, (1985) plantean que la sedimentación es de origen fluvial donde los conglomerados representan una sedimentación de tipo regresivo. Por su parte REY (1990), interpreta un abanico aluvial como ambiente de sedimentación.

### ***Edad***

LEÓN & QUIJADA (1985) como edad el Plioceno basándose en que esta de manera suprayacente a la Formación La Vela.

### **Formación El Veral**

#### ***Ubicación***

La unidad está presente al centro-norte del área de estudio desde la Fila El Veral hasta la región de Tocópero y sureste de Puerto Cumarebo.

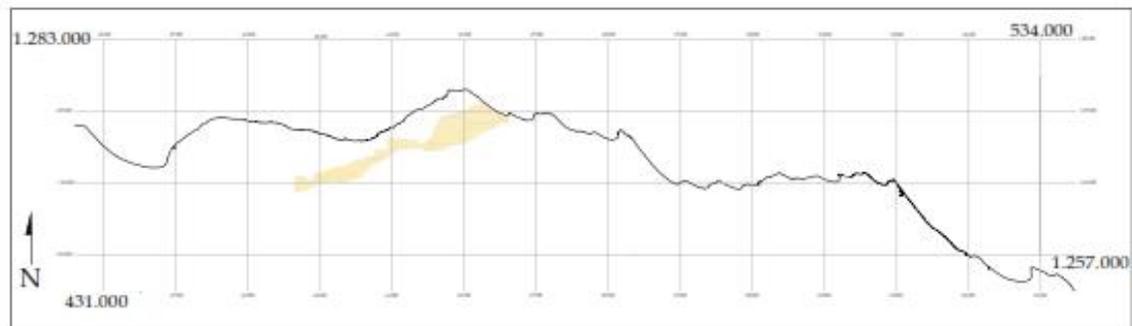


Figura 4.12. Ubicación de la Formación El Veral en el Área de estudio. Tomado y modificado de LÓPEZ, I., (2005).

### ***Litología***

Hacia el área del Mamposal (sureste de Puerto Cumarebo) está presente un conjunto de calizas intercaladas con lutitas y margas, así como también presencia de lutitas fosilíferas. Posee restos de foraminíferos y laminación paralela (GUFFUNI 1980).

### ***Contactos y espesor***

Esta unidad descansa sobre la Formación Turupía e infrayace a la Formación Tucupido. Se considera una continuación lateral a la Formación La Vela con la cual se puede correlacionar (L.E.V., 1999). Posee un espesor medio de unos 893 m hacia el área de Mamposal al sureste de Puerto Cumarebo (GUFFUNI 1980).

### ***Paleoambiente***

Establece que la Formación El Veral se sedimentó sobre la plataforma media-externa.

### ***Edad***

(GUFFUNI 1980) y DÍAZ DE GAMERO (1997) le asignan una edad de Plioceno temprano, zona *Globorotalia margaritae* a Zona *Globorotalia miocenica* en base a los foraminíferos planctónicos y *Zona reticulofenestra pseudoumbilica*.

## **Formación Tucupido**

### ***Ubicación***

Esta formación aflora hacia la parte central de la costa del área de estudio que va desde Puerto Cumarebo hasta la desembocadura del río Ricoa.

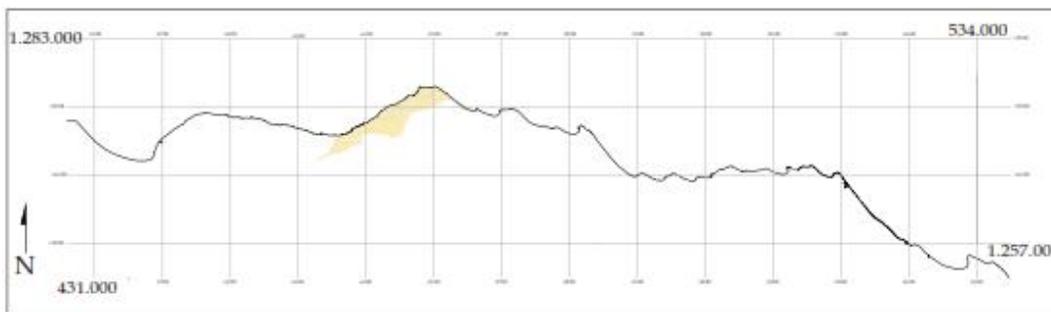


Figura 4.13. Ubicación de la Formación Tucupido en el Área de estudio. Tomado y modificado de LÓPEZ, I., (2005).

### ***Litología***

Unidad constituida principalmente por areniscas carbonáticas con estructuras sedimentarias tipo espina de pescado y laminación paralela, calizas clásticas intercaladas con margas y lutitas limosas ligeramente fosilíferas (GIFFUNI, 1980).

### ***Contactos y espesor***

Según PAYNE (1951) la Formación El Veral está en contacto inferior. Y como contacto superior GIFFUNI (1988) establece depósitos cuaternarios. Este mismo autor correlaciona esta unidad al este con la Formación Punta Gavilán y al oeste con la Formación San Gregorio.

El espesor medio según PAYNE (1951) es de unos 530 m mientras que GIFFUNI (1980) establece 340 m.

### ***Paleoambiente***

Por el contenido fósil GIFFUNI (1988) sugiere una sedimentación de plataforma interna, en aguas tropicales entre los 5 y 40 m de profundidad con posible influencia de agua fluviales.

### ***Edad***

Según GUFFINI (1988), el conjunto de foraminíferos planctónicos presentes es indicativo del Pleistoceno Medio, zona de *Pulleniatina obliquiloculata* o zona de *Globorotalia miocenica*.

## **Formación Punta Gavilán**

### ***Ubicación***

Esta unidad aflora hacia el norte del área de estudio por Boca Ricoa y Sabanas Altas DÍAZ DE GAMERO (1997).

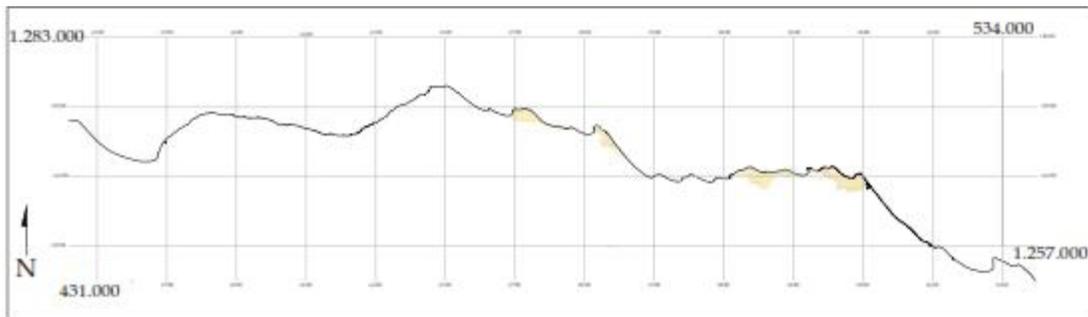


Figura 4.14. Ubicación de la Formación Punta Gavilán en el Área de estudio. Tomado y modificado de LÓPEZ, I., (2005).

### ***Litología***

Los afloramientos costeros de esta unidad se conforman principalmente por capas subhorizontales con buzamientos entre 10-12 grados (CASTRO, 1979).

La litología consiste principalmente de calizas margosas con abundantes clásticos (CASTRO, 1979) que en su mayoría y según LABADY (1979) son Grainstone con algas coralinas y foraminíferos planctónicos.

### ***Contactos y espesor***

Según CASTRO (1979), esta unidad reposa sobre la Formación Agua Salada mientras que el contacto superior es la superficie erosiva. Es correlacionable con las formaciones Turupía, El Veral y Tucupido (DÍAZ DE GAMERO 1997) que a su vez este mismo autor plantea un espesor medio de 55 m en la localidad tipo, mientras que LABADY (1979) establece un espesor de 10 metros.

### ***Paleoambiente***

DÍAZ DE GAMERO (1971), tomando en consideración el tipo de roca (caliza) junto con la abundancia de material terrígeno presente en ella y la naturaleza bioclástica de dichas calizas, indica que se formaron en un ambiente sublitoral de aguas cálidas con influencia de aguas fluviales.

**Edad**

DÍAZ DE GAMERO (1985) le asigna a esta unidad la edad Plioceno con las zonas *Globorotalia margaritae* y *Pulleniatina obliquiloculata*. Mientras que MACHADO *et al.*, (1996) definen una edad Plioceno Temprano.

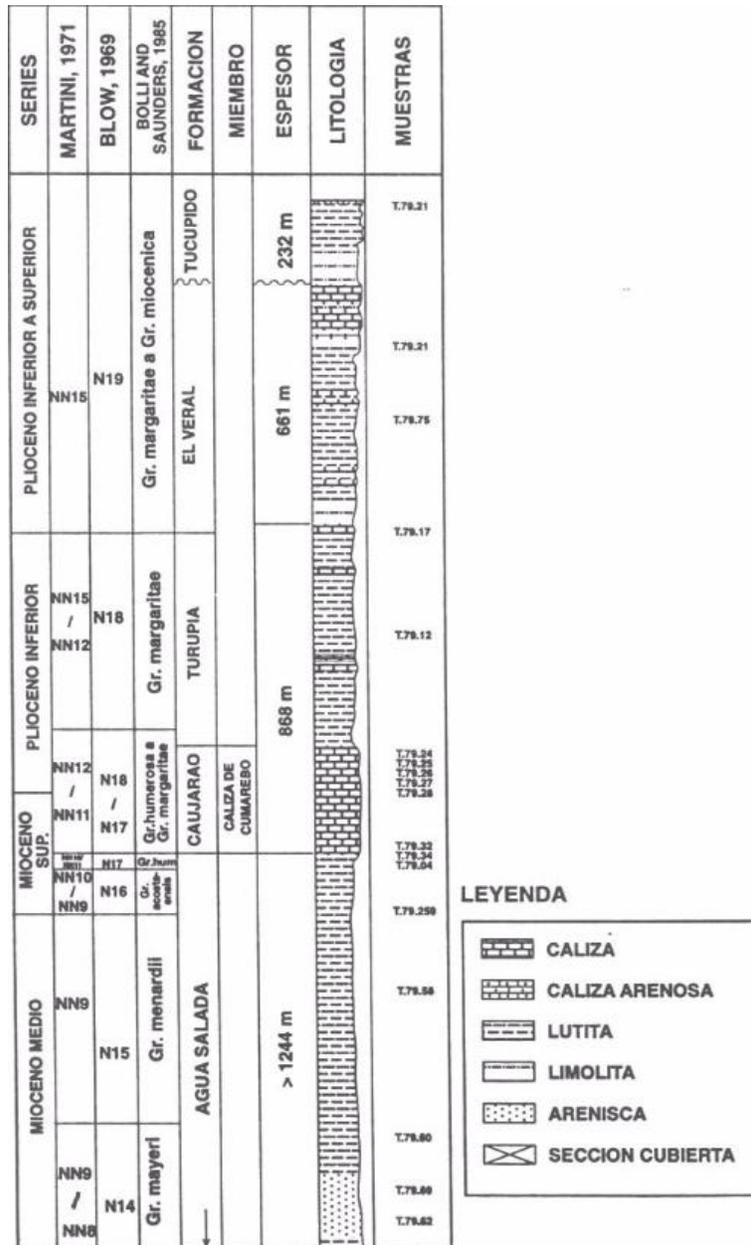


Figura 4.15. Columna estratigráfica de la región Mamposal, sureste de Puerto Cumarebo. Tomado y modificado de DÍAZ DE GAMERO (1997).



SERIE (ESTE TRABAJO)	REGION NORTE DE FALCON						CALIBRACION DE ZONACIONES SEGUN BOLLI & SAUNDERS, 1985		CALIBRACION DE ZONACIONES SEGUN HAO et al., 1986					
	URUMACO 1	CORO/ LA VELA 2	MAMPOSTAL 3	TOCOPERO 3	SABANAS ALTAS 4	SAN JOSE DE LA COSTA 4	BOLLI & SAUNDERS, 1985	Modificado de MARTINI 1971	SERIE	BLOW, 1969	Modificado de STAINFORTH et al., 1975	Modificado de MARTINI 1971	SERIE	TIEMPO EN Ma
PLIOCENO	SUPERIOR	S. GREGORIO	CORO	TUCUPIDO	TUCUPIDO	PUNTA GAVILAN	Gr. tosaensis	NN17 NN18	SUPERIOR	N21	Gr. truncatulinoides	NN17 NN18	SUPERIOR	3,5
	INFERIOR	CODORE	LA VELA	EL VERAL	EL VERAL	PUNTA GAVILAN	Gr. miocenica	NN16	MEDIO	N20	P. obliquiloculata	NN16	SUPERIOR	
MIOCENO	SUPERIOR	URUMACO	CAUJARAO	AGUA SALADA	AGUA SALADA	AGUA SALADA	Gr. margaritae	NN15 NN14 NN13	INFERIOR	N19	Gr. margaritae	NN14 NN13	INFERIOR	5,0
	SUPERIOR	URUMACO	CAUJARAO	AGUA SALADA	AGUA SALADA	AGUA SALADA	Gr. humerosa	NN12	SUPERIOR	N17	Gr. acostaensis	NN11	SUPERIOR	5,2
							Gr. acostaensis	NN10						5,8
	MEDIO	SOCORRO	SOCORRO	CALIZA DE CUMAREBO	TURUPIA	AGUA SALADA	Gr. menardii	NN9	MEDIO	N15	Gr. menardii	NN9	MIOCENO	6,3
MEDIO	SOCORRO	SOCORRO	CALIZA DE CUMAREBO	TURUPIA	AGUA SALADA	Gr. menardii	NN9	MEDIO	N15	Gr. menardii	NN9	MIOCENO	7,0	
														9,2
														10,2

Figura 4.17. Tabla de correlación del Neógeno Tardío al norte de Falcón. Tomado y modificado de DÍAZ DE GAMERO (1997).

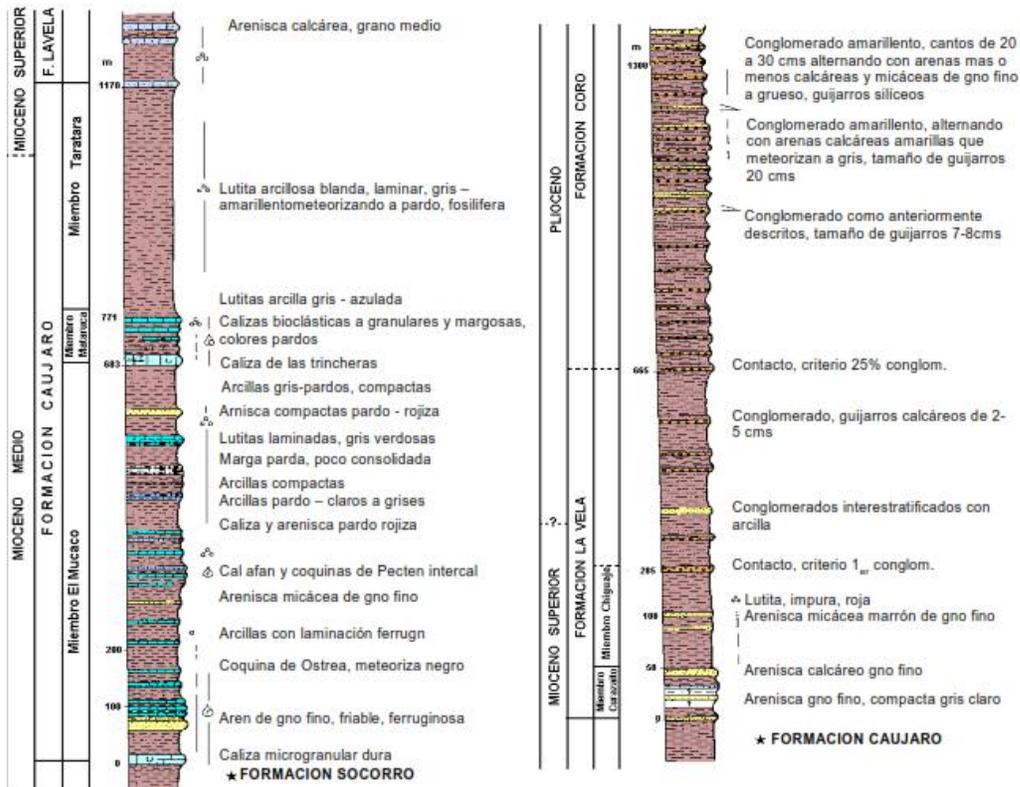


Figura 4.18. Formaciones Caujarao, La Vela y Coro en el Mio-Plioceno. Tomado y modificado de GONZÁLEZ DE JUANA *et al* (1980).

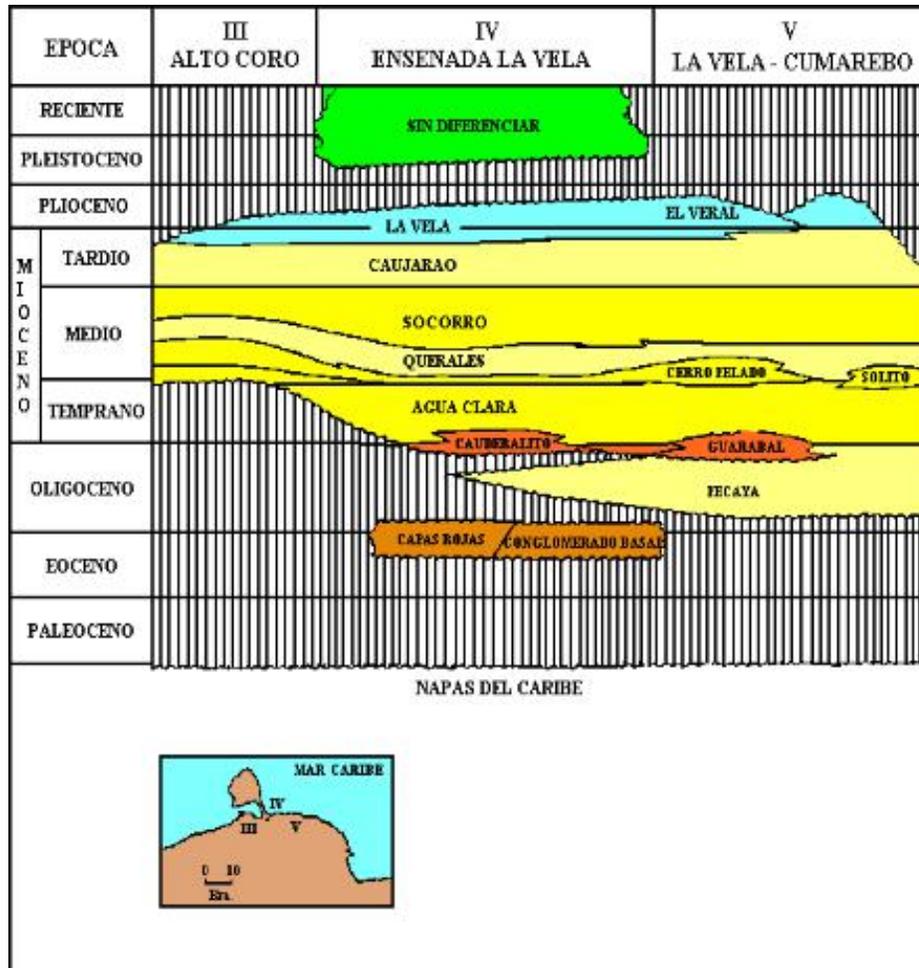


Figura 4.19. Relaciones estratigráficas del subsuelo de Falcón entre el Alto de Coro y La Vela-Cumarebo. Tomado y modificado de ARNSTEIN (1989).

## 4.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL LOCAL DE LA CUENCA FALCÓN

La geología estructural de la zona está íntimamente relacionada al desplazamiento de la Falla de Oca-Ancón, que a su vez es producto del movimiento transcurrente dextral entre la Placa Suramericana y la Placa del Caribe.

Por medio del análisis topográfico mediante modelos de elevaciones, recopilación bibliográfica y del estudio e interpretación de imágenes satelitales se encontraron diversas estructuras comprendidas entre fallas y pliegues, así como también valores de estratificación en cuanto Rumbos, Buzamientos, Planchetas triangulares, lineaciones y trazas.

### 4.2.1. Fallas

En cuanto a las fallas se aprecian 3 sistemas o zonas (A, B y C) que son similares entre si al igual que las orientaciones que siguen el siguiente patrón:

- a) Fallas con Trazas de rumbos variables entre N(0-40)W: Es el más importante representando un 80% de las fallas del área de estudio y se ubican al sur de Puerto Cumarebo con movimientos principalmente transcurrente dextral, pseudoparalelas.
- b) Fallas con Trazas de rumbos variables entre N(50-80)W: Destacan la falla de Santa Rita al sur de Puerto Cumarebo con rumbos promedio de N80W y la falla El Hatillo (PAYNE, 1950) la cual representa el límite del Miembro de las Calizas de Cumarebo de la Formación Caujarao.
- c) Fallas con Trazas de rumbos variables entre N(0-40)E: estas se ubican en la C (ver figura 4.20) en la zona de Boca del Muerto y Boca San Isidro.

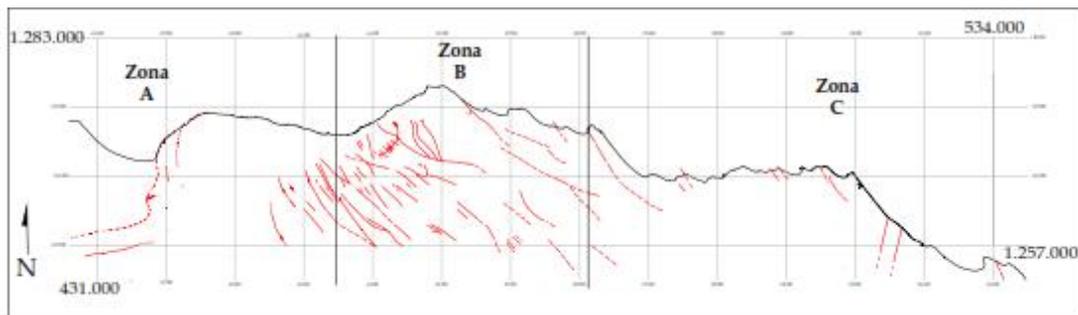


Figura 4.20. Mapa de Fallas y orientaciones. Tomado y modificado de LÓPEZ, I., (2005).

#### 4.2.2. Pliegues

Este tipo de estructuras se asocian mayormente al corrimiento de Taima-Taima, presentes en su mayoría en la zona A (ver figura 4.21).

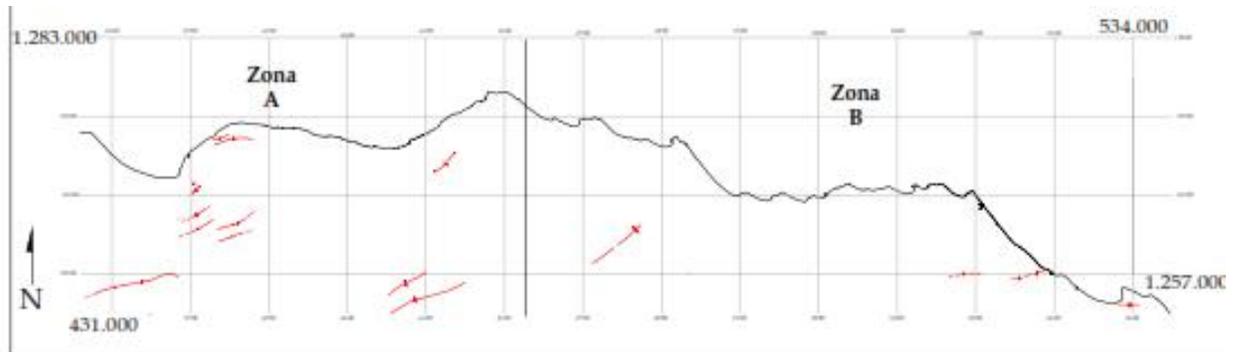


Figura 4.21. Mapa de pliegues. Tomado y modificado de LÓPEZ, I., (2005).

#### 4.2.3. Estratificación

Posee una alineación preferencial de N(35-60)W en la mayoría de los casos salvo algunas excepciones que van en el rango de N(10-20)W.

Los buzamientos están entre 30 y 80 grados al sur de Coro y la Región de la Vela. Sin embargo, hacia la zona de Puerto Cumarebo y Mamposal (sureste de Puerto Cumarebo) los buzamientos son menores y van de 15 a 25 grados hacia el norte.

#### 4.2.4. Diaclasas

Hacia la zona c (ver figura 4.20) TRUSKOWSKI (1976), define dos sistemas de diaclasas, uno con rumbo y buzamiento de N70E75S y el segundo N45W80N.

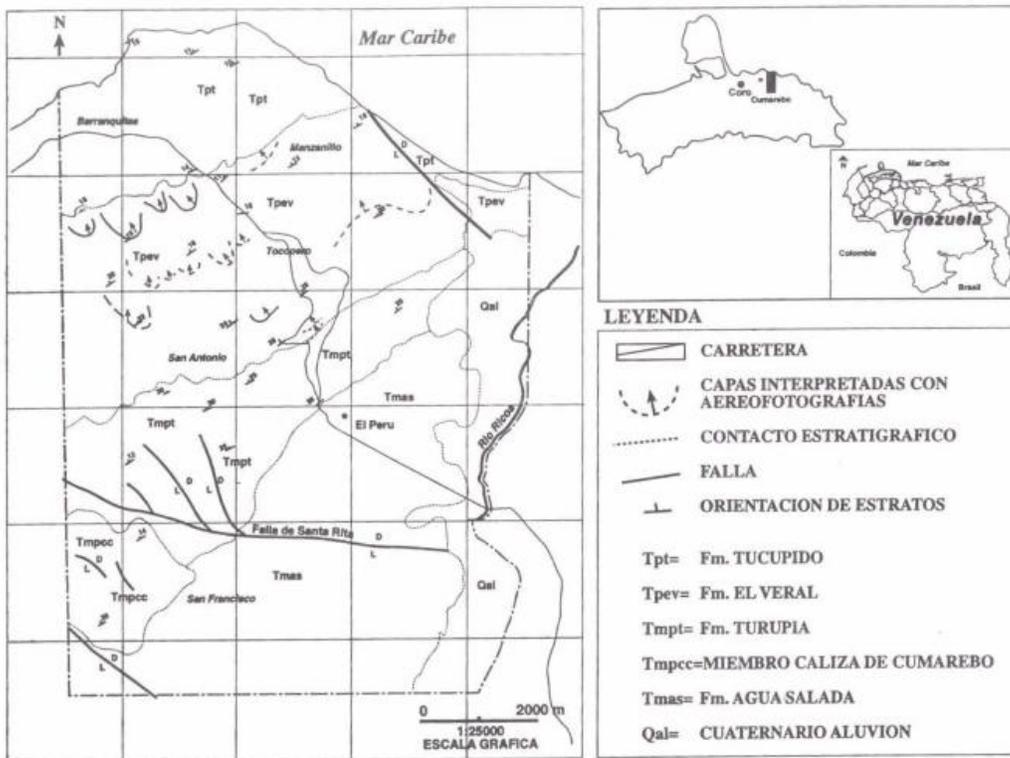


Figura 4.22. Mapa estructural. Tomado y modificado de DÍAZ DE GAMERO (1997)

## CAPÍTULO V

### 5. RESULTADOS

#### 5.1. Generalidades

Los resultados de esta investigación correspondieron a aquellos obtenidos mediante la digitalización, vectorización de curvas de nivel y cualquier otra información presente en las hojas cartográficas usadas como base pertenecientes al Instituto Geográfico Venezolano Simón Bolívar a escala 1:25.000, así como la elaboración de capas como rumbos, buzamientos, estructuras tipo fallas y pliegues, contactos y trazas litológicas, redes irregulares de triángulos (TIN), modelo digital de elevación (DEM), Modelo digital de iluminación y sombra (MDIS) en 2D y 3D, mapas de pendientes y mapas de orientación de laderas. Todo lo antes mencionado obtenido mediante el uso de la herramienta ArcGIS y con una resolución de 10 metros cada pixel.

Con respecto a los sensores remotos, se utilizaron las imágenes satelitales Landsat 8 (path5-row52 y path6-row52) que cubren toda el área de estudio. A las imágenes se le realizó la corrección radiométrica, calibración de radiancia, corrección atmosférica y calibración de reflectancia. Todo esto con la finalidad de realizar interpretaciones geológicas estructurales y litológicas de la zona de interés. El procesamiento de los sensores remotos se realizó con los programas Erdas 15 y Envi 5. Los resultados obtenidos de las imágenes satelitales tienen una resolución espacial de 30m por pixel.

#### 5.2. Resultados obtenidos mediante sistema de información geográfica (ArcGIS)

Esta fase de datos SIG permitió la digitalización, vectorización e interpretación de 11 hojas cartográficas a escala 1:25.000 identificadas como: 6350 I SO, 6350 II NE, 6350 II SE, 6350 II SO, 6350 II NO, 6350 III NE, 6350 III SE, 6350

III SO, 6350 III NO, 6350 IV SE y 6350 IV SO, que posteriormente se integraron para obtener la hoja completa a escala 1:100.000 de la hoja Puerto Cumarebo 6350 con una resolución de 10 metros cada pixel y a una escala de 1:25.000.

Como resultado de lo antes mencionado se logró obtener una red irregular de triángulos (TIN), modelo digital de elevación (DEM), Modelo digital de iluminación y sombra (MDIS) en 2D y 3D, mapas de pendientes y mapas de orientación de laderas, los cuales serán descritos a continuación.

### **5.2.1. Hoja cartográfica digitalizada**

Corresponde al primer producto obtenido como resultados de la digitalización y vectorización de las 11 cartas 6350 I SO, 6350 II NE, 6350 II SE, 6350 II SO, 6350 II NO, 6350 III NE, 6350 III SE, 6350 III SO, 6350 III NO, 6350 IV SE y 6350 IV SO en escala 1:25.000, las cuales se integraron de manera de generar una hoja a escala 1:100.000, de la hoja Puerto Cumarebo, con un alcance de resolución de una escala a 1:25.000. Este producto tuvo una gran importancia en base a la ejecución del proyecto y los resultados del mismo puesto que de las hojas ya digitalizadas y vectorizadas es que se obtuvieron los demás productos que permitieron la generación de resultados para análisis más profundos como el análisis de relieve, estructural y litológico, es decir, la base para los resultados en datos GIS, fueron las hojas cartográficas digitalizadas y más específicamente los atributos de las curvas de nivel, como las alturas, así como la disposición y configuración del drenaje.

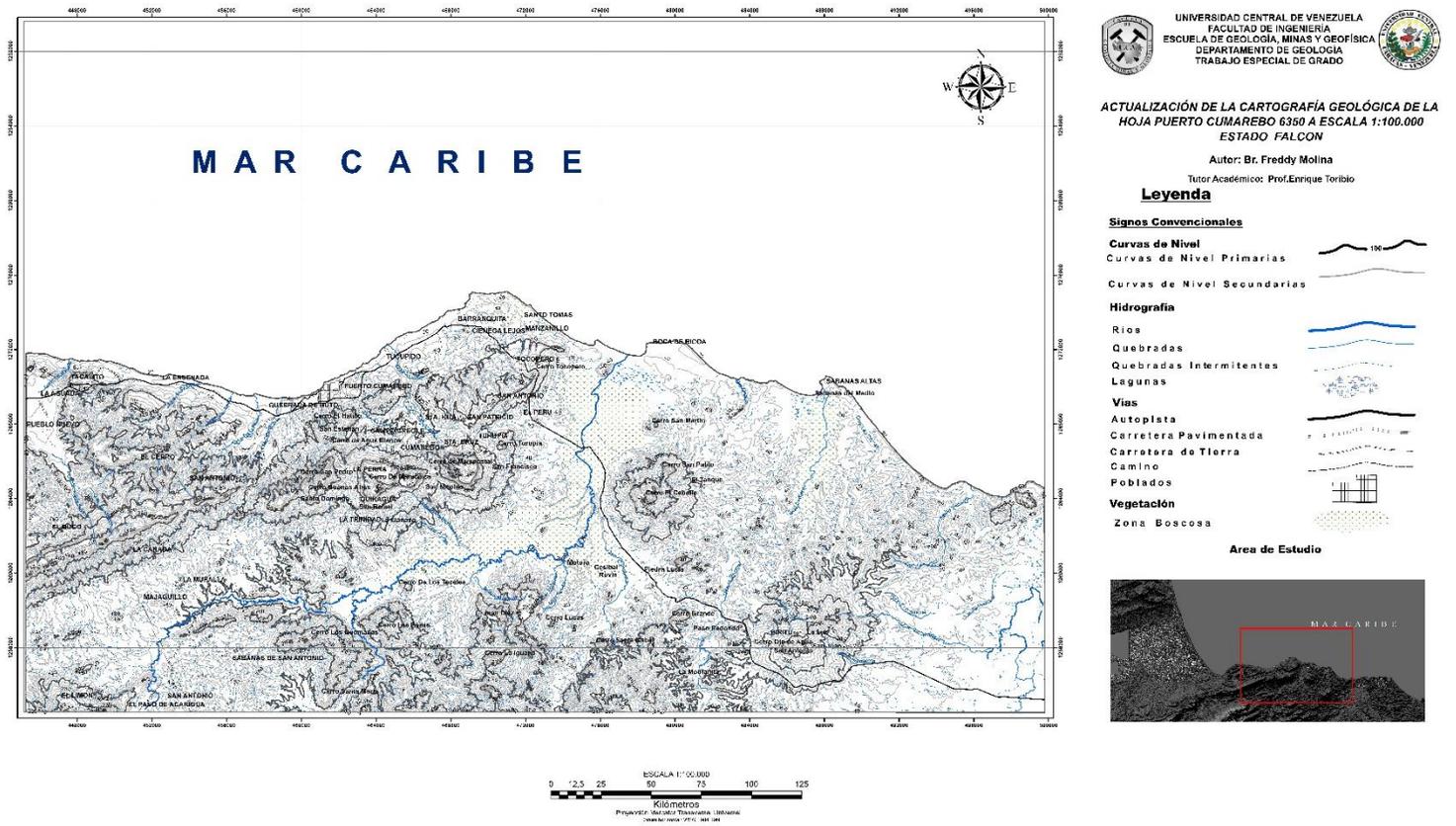


Figura 5.1. Hoja cartográfica Puerto Cumarebo 6350 digitalizada mediante la herramienta ArcGIS, tomando como base las 11 cartas topográficas a escala 1:25.000 pertenecientes al IGVSB.

### 5.2.2. Redes irregulares de triángulos (TIN)

Mediante el algoritmo generado por el programa ArcGIS conformado por una red irregular de triángulos o *Tringular irregular networks* (TIN) basado en datos geográficos digitales de vectores que se construyen mediante la triangulación de un conjunto de vértices de triángulos unidos por medio de sus aristas que forman dicha red de triángulos se pudo representar por medio de diferentes colores los distintos niveles de alturas presentes en la zonas de estudio así como la morfología de la superficie y apreciar con mayor claridad las diferentes unidades de relieve en dicha zona de estudio, presencia de zonas más bajas tipo valles, zonas amesetadas y entre otros rasgos morfológicos.

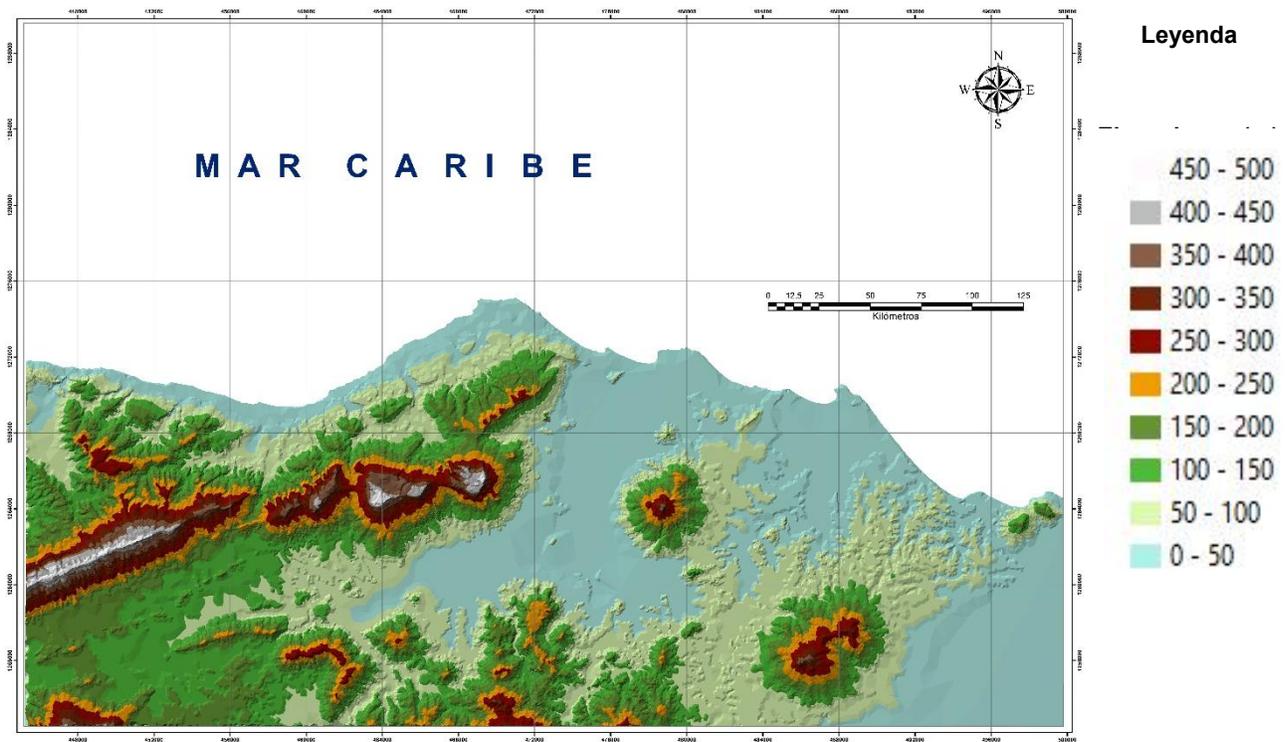


Figura 5.2. Modelo algorítmico de red irregular de triángulos (TIN) mediante la herramienta ArcGIS correspondiente a la zona de estudio, tomando como base las curvas de nivel de la carta topográfica a escala 1:100.000 ya vectorizada.

### 5.2.3. Modelo digital de elevación (DEM)

El modelo digital de elevación o *digital elevation models* es una imagen que por medio de un *dataset* raster modela una superficie mediante una matriz de celdas o también denominada píxeles organizadas en filas y columnas. Este producto se obtuvo por medio de un algoritmo del programa ArcGIS denominado *conversión* en la cual se realizó la conversión del TIN, generado anteriormente, a dicha imagen raster DEM que además de ser más práctica de manejar, puesto que es mucho más liviana que el TIN, fue de gran utilidad como base para poder realizar los perfiles topográficos, los modelos digitales de iluminación y sobre en 2D y 3D (este último se realizó con la extensión *ArcScene*), el mapa de pendientes y las orientaciones de las laderas. Por otro lado, el DEM refleja con facilidad los drenajes, su abundancia y su configuración en las zonas más elevadas, en las laderas y en las zonas más bajas y, en base al relieve, muestra las zonas más elevadas y las zonas más bajas en una escala de grises, siendo los colores más claros las zonas elevadas y los colores más oscuros hacia las zonas más bajas.

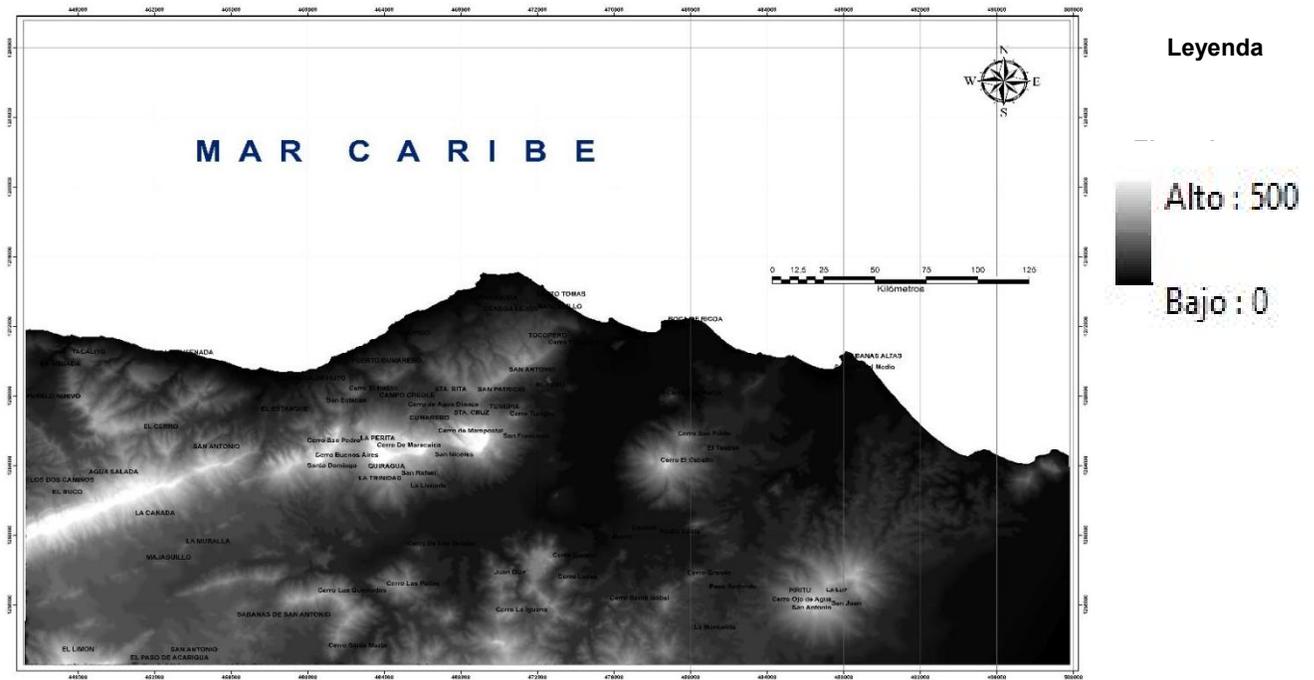


Figura 5.3. Modelo Digital de Elevación (DEM) mediante la herramienta ArcGIS correspondiente a la zona de estudio. tomando como el TIN.

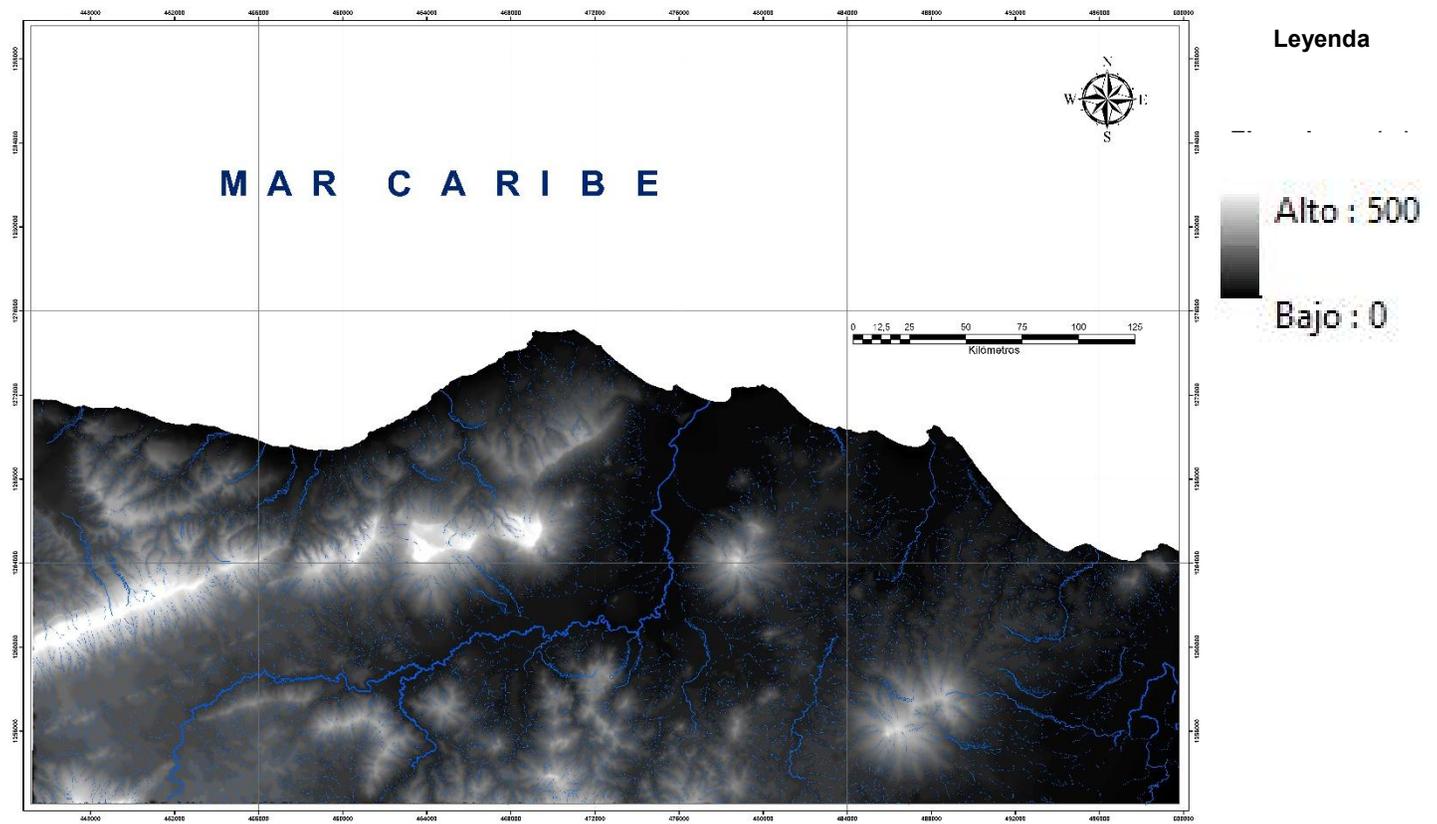


Figura 5.4. Modelo Digital de Elevación (DEM), reflejando el drenaje, mediante la herramienta ArcGIS correspondiente a la zona de estudio. tomando como base el TIN

En cuanto al drenaje:

Con base en los perfiles topográficos obtenidos mediante la herramienta *interpolate shape* de ArcGIS, permitieron apreciar de una manera más practica los desniveles del relieve, están los siguientes:

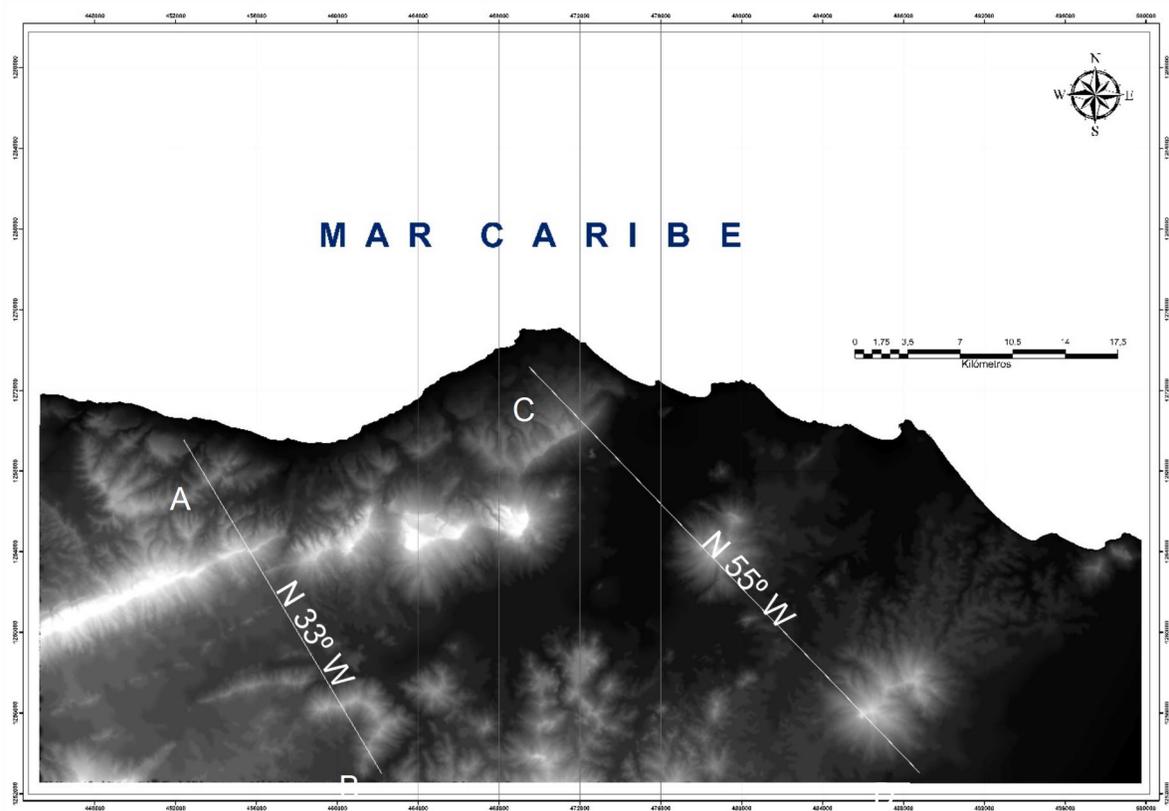


Figura 5.5. Modelo Digital de Elevación (DEM), reflejando los perfiles topográficos, mediante la herramienta ArcGIS correspondiente a la zona de estudio. tomando como base el TIN

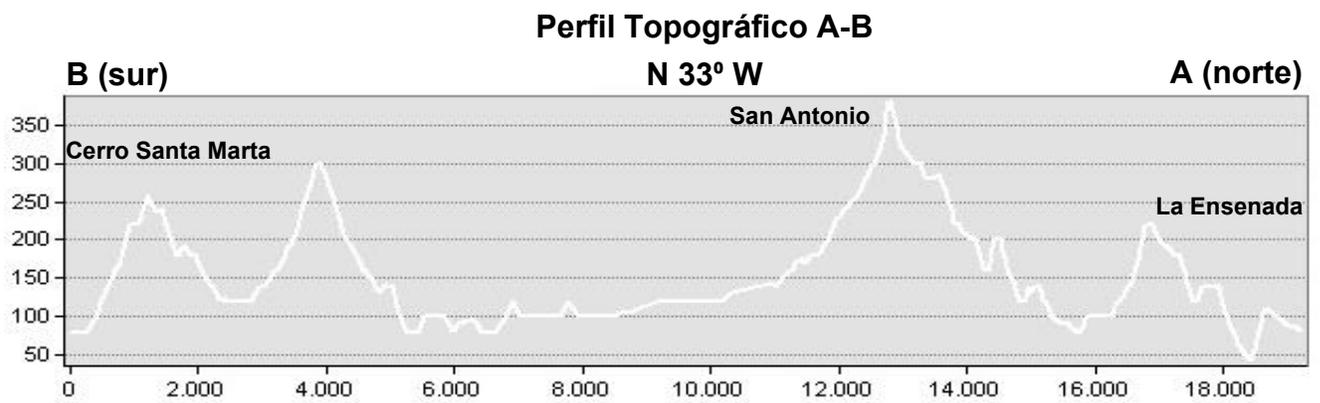


Figura 5.6. Perfil topográfico A-B de la zona de estudio.

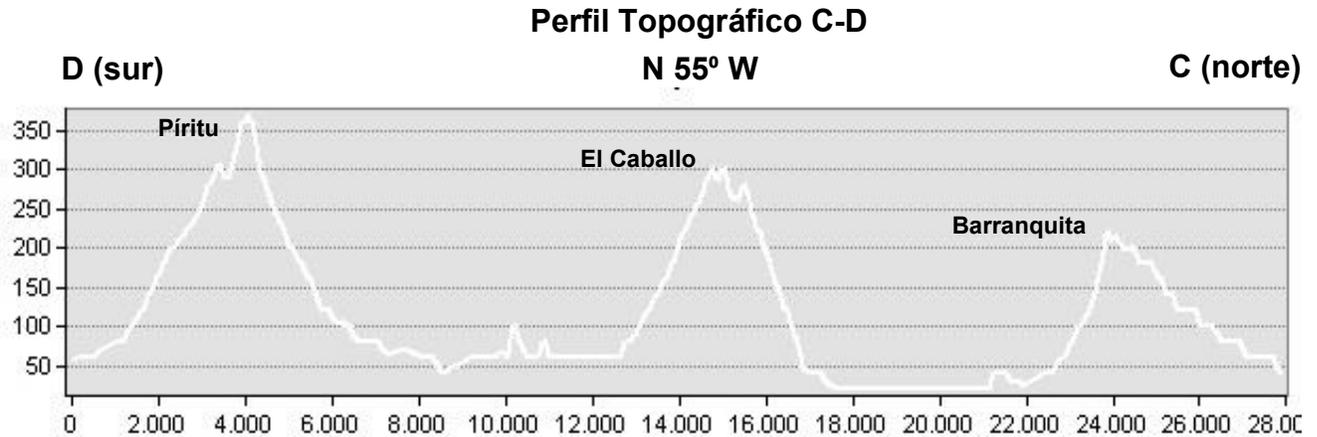


Figura 5.7. Perfil topográfico C-D de la zona de estudio.

#### 5.2.4. Modelo digital de iluminación y sombra (MDIS)

La obtención de este producto fue mediante el algoritmo *surface-hillshade* de la herramienta ArcGIS, en la cual se utilizó como base la imagen raster del DEM, cuya utilidad principal fue permitir el realce del relieve, interpretación estructural tipo fallas, pliegues, lineaciones, fracturas y otros, diferencias en cuanto a texturas presente en una zona, realzar aspectos litológicos, observar el entallamiento del drenaje con los elementos topográficos que con solo un mapa topográficos, un TIN o un DEM, no sería posible observar y todo esto mediante la simulación de iluminación de la luz del sol sobre la superficie basado en la permutación entre el ángulo o azimut de la ubicación del sol y su altura, ambos medidos en grados. El azimut del sol va de  $0^{\circ}$  a  $360^{\circ}$  y la altura del mismo va de  $0^{\circ}$  a  $360^{\circ}$ . De manera que la posición del sol, tanto azimut como altura, se configura a conveniencia propia, que en el caso de este proyecto se realizaron las siguientes combinaciones entre azimut y altura:  $0^{\circ} 30^{\circ}$ ,  $0^{\circ} 90^{\circ}$ ,  $45^{\circ} 45^{\circ}$ ,  $315^{\circ} 60^{\circ}$ ,  $315^{\circ} 90^{\circ}$ ,  $315^{\circ} 45^{\circ}$  y  $270^{\circ} 45^{\circ}$  siendo las más destacadas  $315^{\circ} 45^{\circ}$  y  $270^{\circ} 45^{\circ}$  en cuanto al realce de la topografía en el área de estudio y  $0^{\circ} 90^{\circ}$  para el realce de aquellas zonas de mayor pendiente como cornizas.



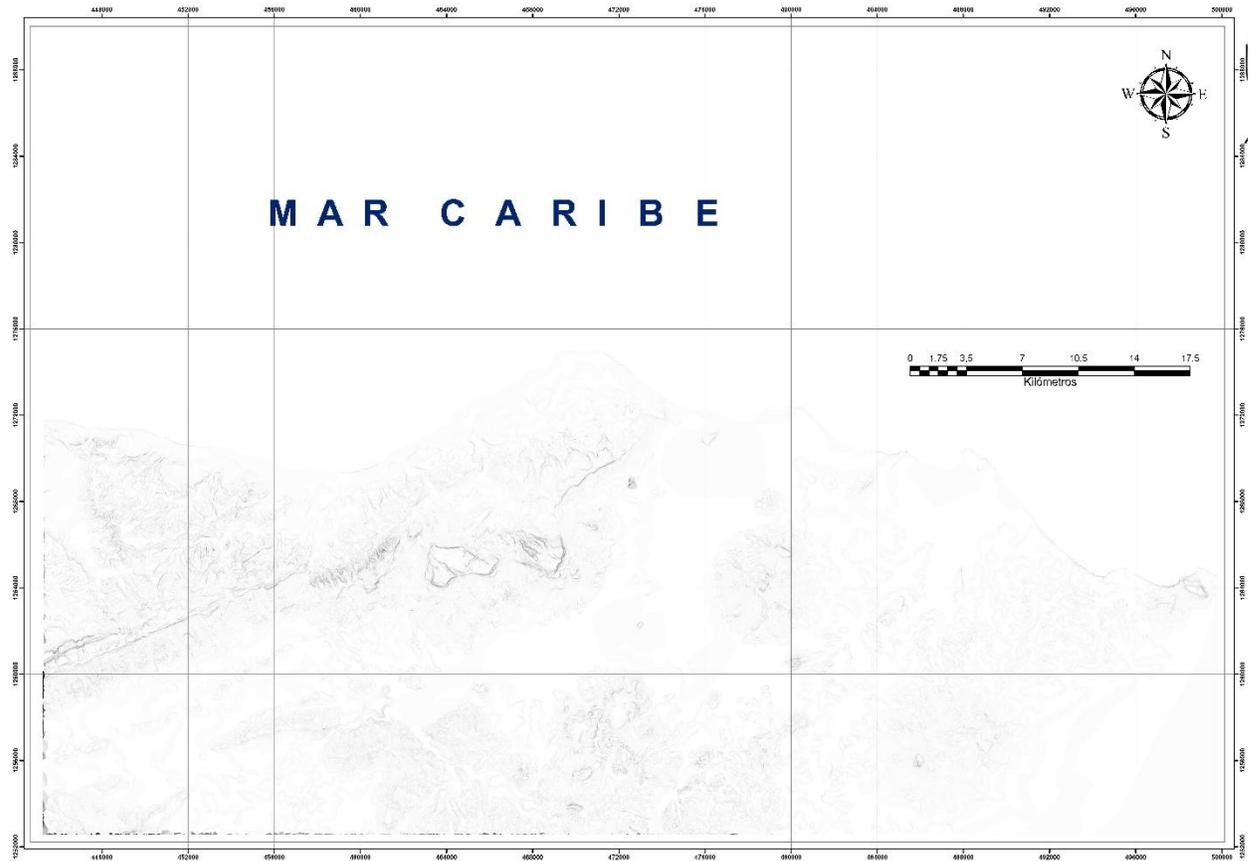


Figura 5.9. Modelo Digital de Iluminación y Sombra (MDIS) con una configuración de  $0^{\circ} 90^{\circ}$  donde se reflejan las cornizas en tonos grises más oscuros, generado mediante la herramienta ArcGIS correspondiente a la zona de estudio, tomando como base el DEM.

Con relación al modelo digital de elevación y sombra (MDIS) en 3D se obtuvieron las siguientes vistas más significativas:

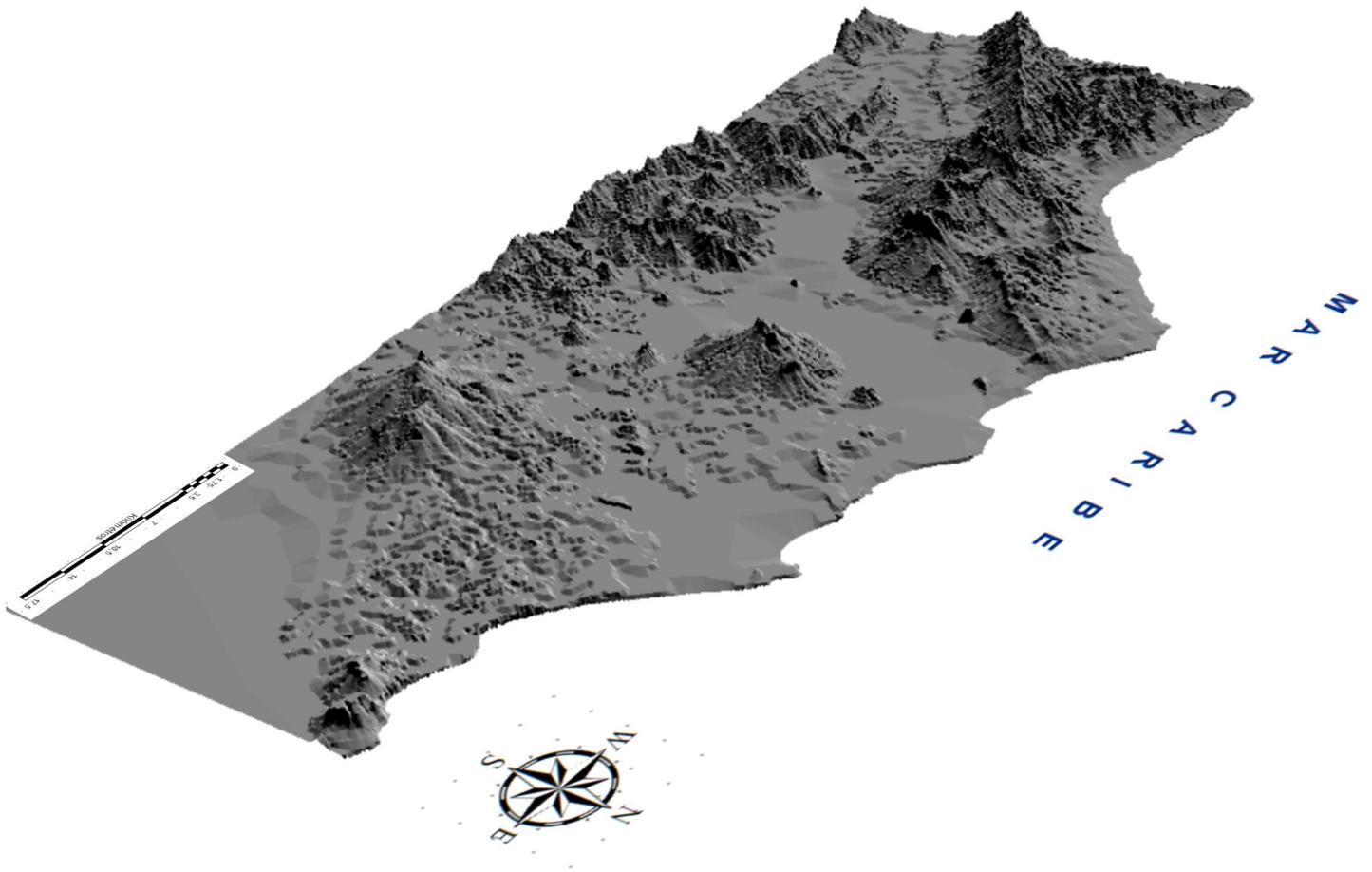


Figura 5.10a Modelo Digital de Iluminación y Sombra (MDIS) en 3D, generado mediante la extensión *ArcScene* correspondiente a la zona de estudio.



Figura 5.10b Modelo Digital de Iluminación y Sombra (MDIS) en 3D, generado mediante la extensión *ArcScene* correspondiente a la zona de estudio.



Figura 5.10c Modelo Digital de Iluminación y Sombra (MDIS) en 3D, generado mediante la extensión *ArcScene* correspondiente a la zona de estudio

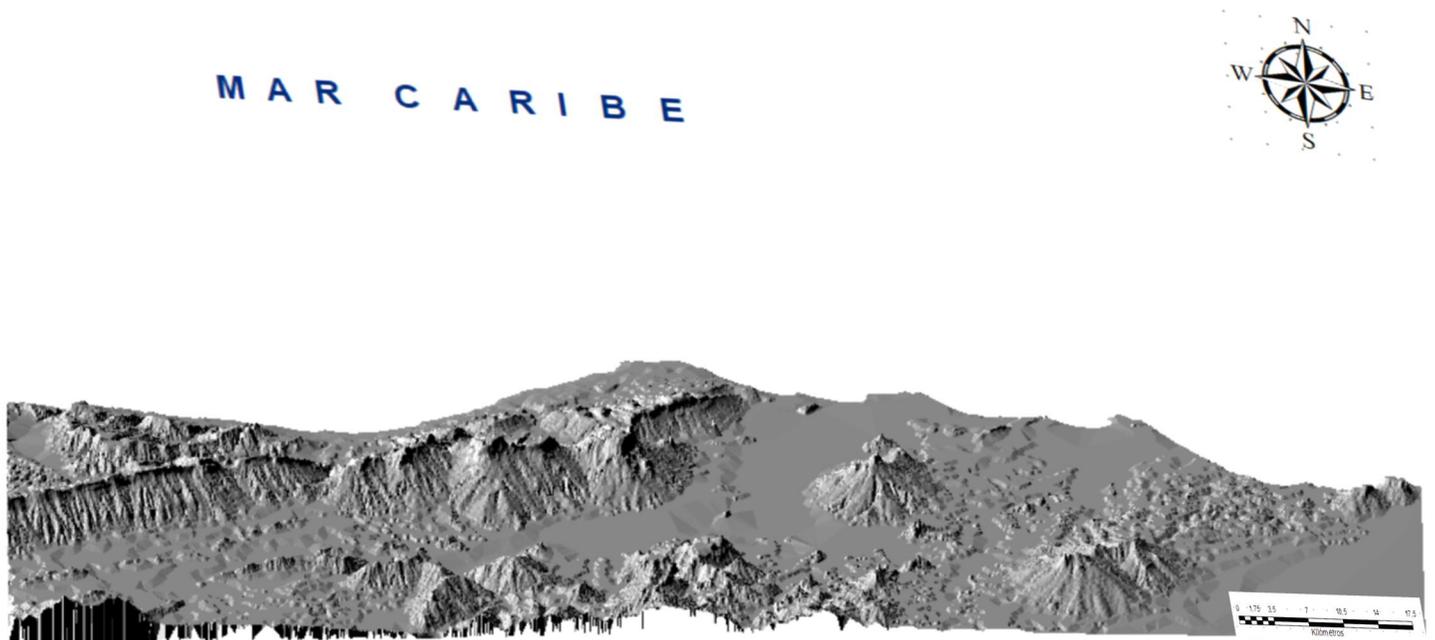


Figura 5.10d Modelo Digital de Iluminación y Sombra (MDIS) en 3D, generado mediante la extensión *ArcScene* correspondiente a la zona de estudio.

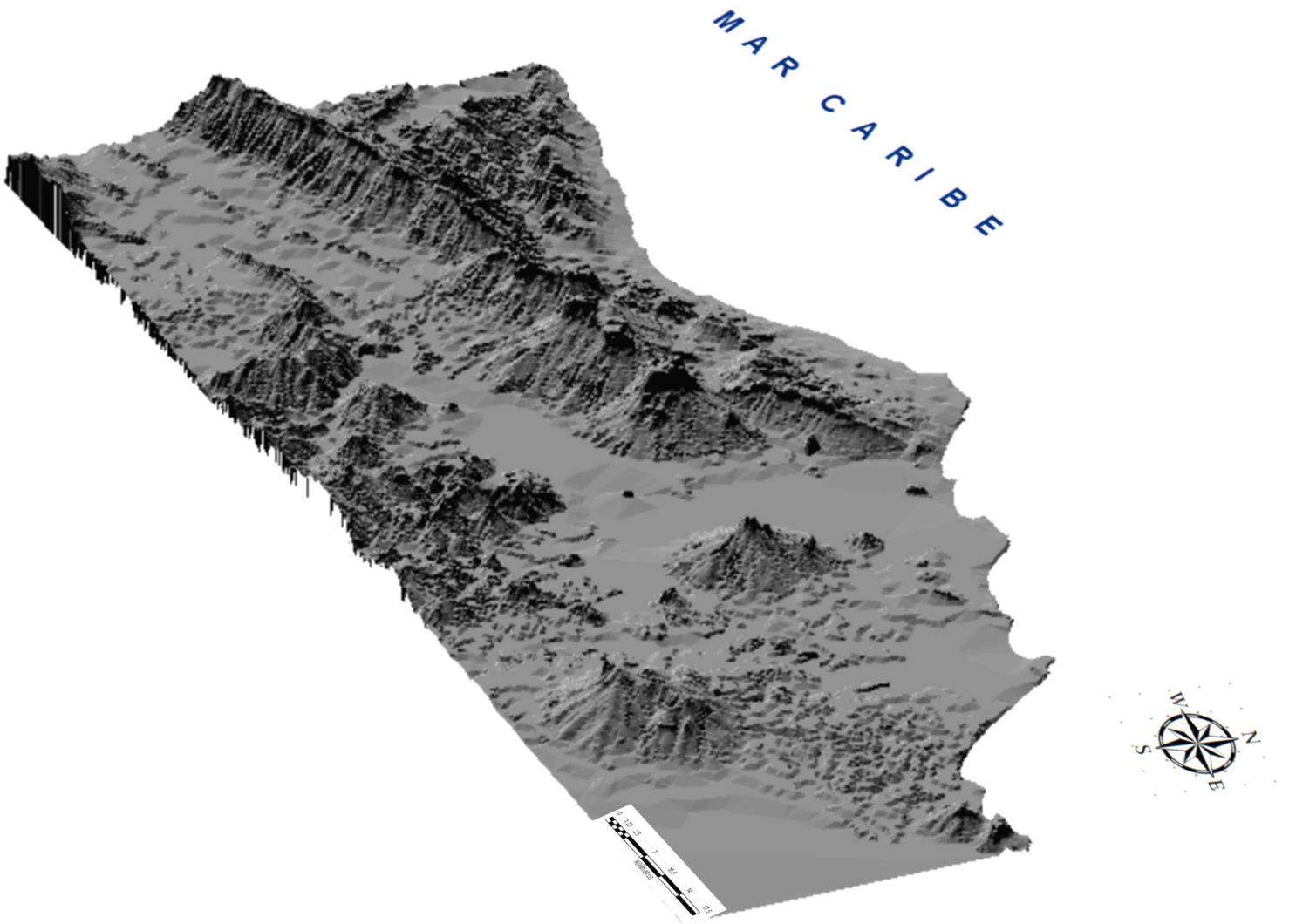


Figura 5.10e Modelo Digital de Iluminación y Sombra (MDIS) en 3D, generado mediante la extensión *ArcScene* correspondiente a la zona de estudio.

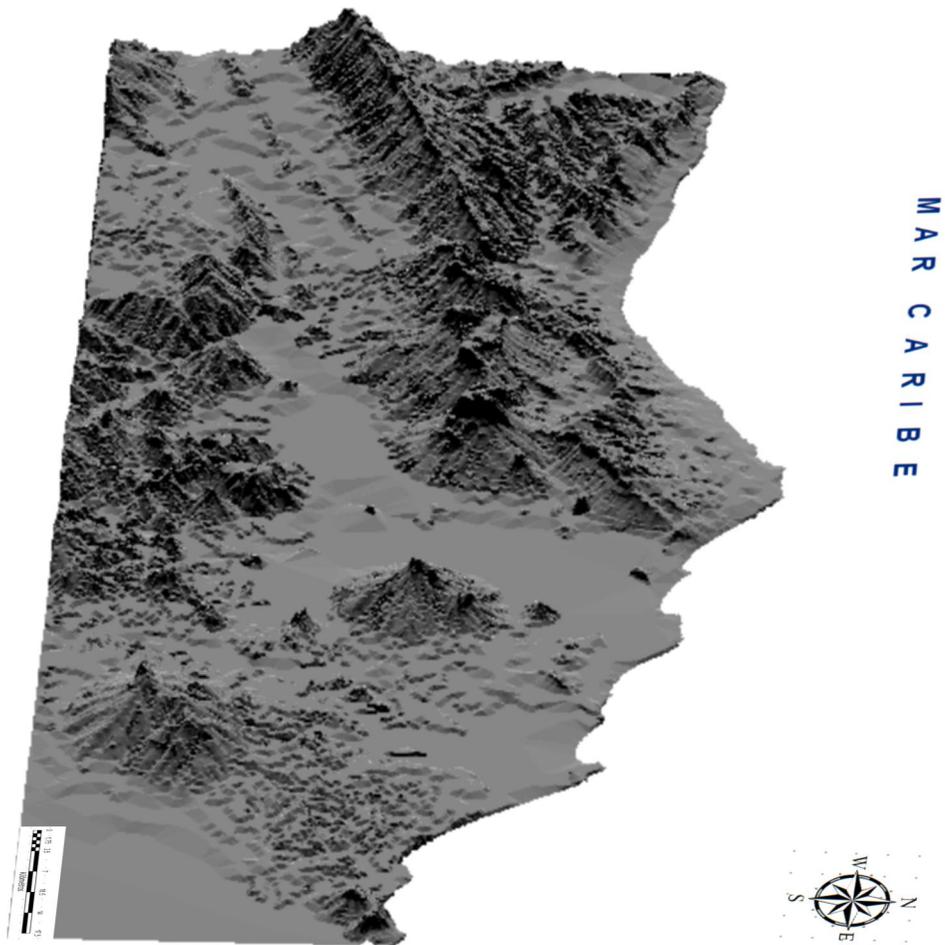


Figura 5.10f Modelo Digital de Iluminación y Sombra (MDIS) en 3D, generado mediante la extensión *ArcScene* correspondiente a la zona de estudio.

### 5.2.5. Mapa de Pendientes

La obtención de este producto fue mediante el algoritmo *surface-slope* de la herramienta ArcGIS, en la cual se utilizó como base la imagen raster del DEM, cuya utilidad principal fue resaltar las zonas con diferentes pendientes, que van desde  $0^{\circ}$  hasta  $90^{\circ}$  las más abruptas y, de esta manera, poder clasificar el tipo de relieve según su nivel de pendiente. Que en este caso se utilizó la clasificación de GAMBOA (1986) para dicha discriminación, en la que este autor plantea lo siguiente:

- a) Llano a muy suave ( $0^{\circ}$  - $2^{\circ}$ )
- b) suave ( $2^{\circ}$  - $5^{\circ}$ )
- c) moderado ( $5^{\circ}$ - $10^{\circ}$ )
- d) moderadamente abrupto ( $10^{\circ}$  - $18^{\circ}$ )
- e) abrupto ( $18^{\circ}$  - $30^{\circ}$ )
- f) muy abrupto ( $30^{\circ}$  - $45^{\circ}$ )
- g) escarpado ( $45^{\circ}$  - $90^{\circ}$ )

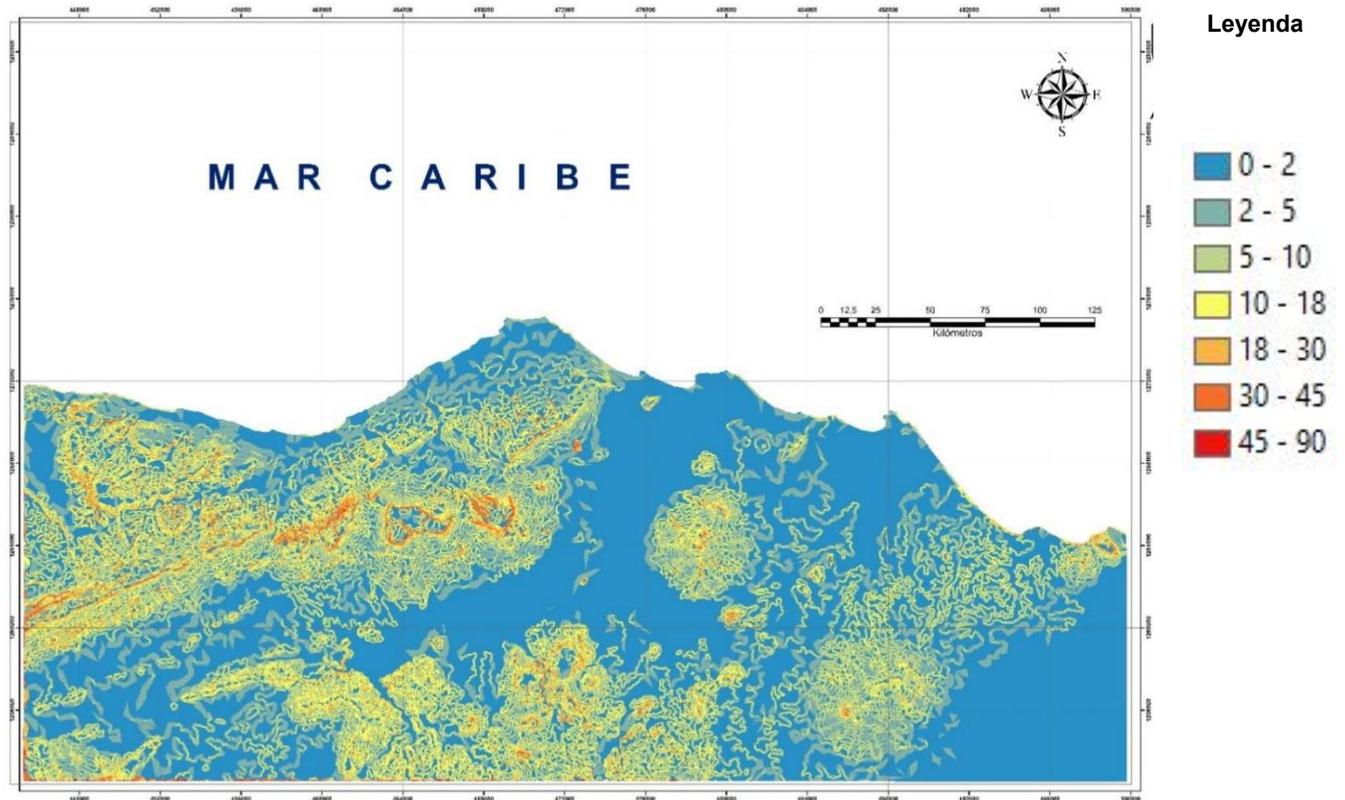


Figura 5.11 Mapa de pendientes, generado mediante *Surface-slope* de ArcGIS, donde se aprecian las zonas más abruptas en color rojo y las más suaves en color azul. correspondiente a la zona de estudio. tomando como base el DEM.

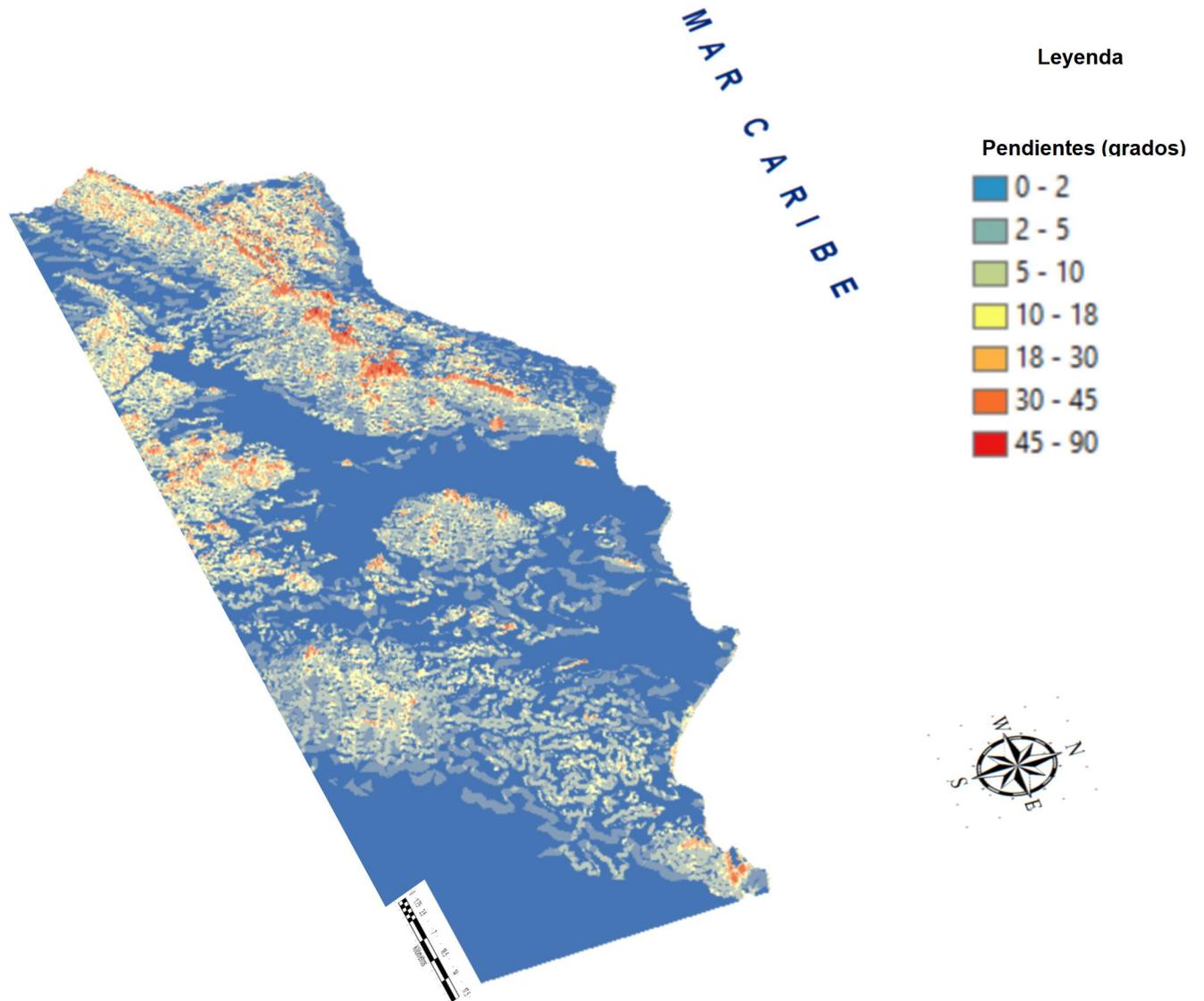


Figura 5.12. Mapa de pendientes en 3D, generado mediante la extensión *ArcScene*, donde se aprecian las zonas más abruptas en color rojo y las más suaves en color azul, correspondiente a la zona de estudio, tomando como base el DEM.

#### 5.2.6. Mapa de orientación de laderas

La obtención de este producto fue mediante el algoritmo *surface-aspect* de la herramienta ArcGIS, en la cual se utilizó como base la imagen raster del DEM, cuya utilidad principal fue resaltar las diferentes orientaciones que poseen las laderas de la zona de estudio dentro de un rango de azimut de  $360^0$  medidos desde el norte en sentido horario, de manera que con este mapa se lograron inferir aquellos rasgos estructurales y litológicos que evidencian los cambios abruptos en las diferentes orientaciones de las laderas

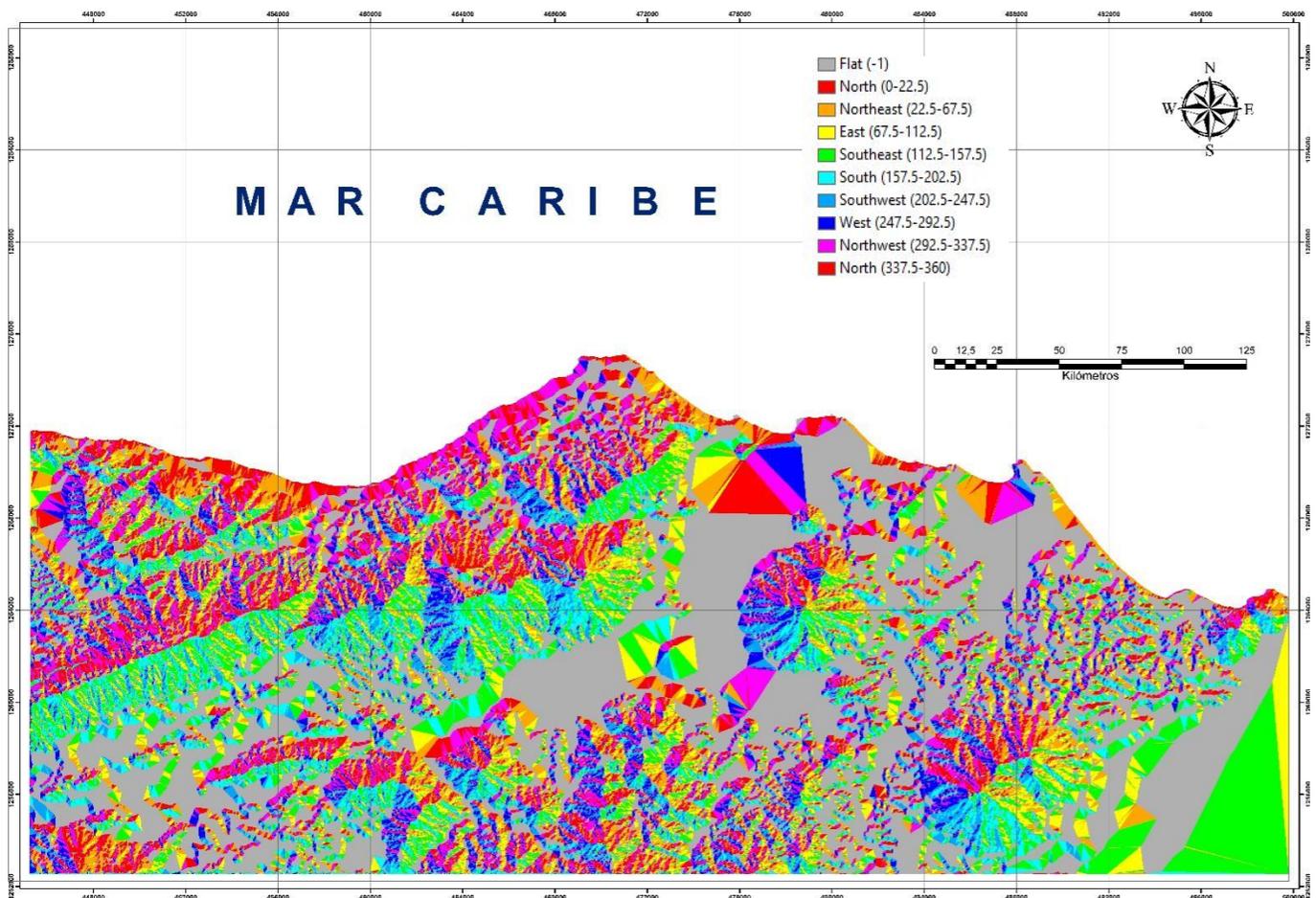


Figura 5.13. Mapa de orientaciones de laderas, generado mediante *Surface-aspect* de ArcGIS, donde se aprecian los diferentes ángulos de orientación de las laderas, correspondiente a la zona de estudio, tomando como base el DEM.

### 5.2.7. Rasgos estructurales

Para la obtención de este producto se tomó como base principal el uso del Modelo Digital de Iluminación y Sombra (MDIS) con una combinación de  $270^{\circ}$  de azimut  $45^{\circ}$  como altura sola, el cual permitió la observación e inferencia de evidencias y rasgos del relieve generado por pliegues, fallas, planchetas triangulares, trazas y lineaciones presentes, que dan como resultado una expresión superficial característica que se logran asociar con deformaciones o rasgos estructurales. De la misma forma, también se tomó como base comparativa las cartas geológicas recopiladas como lo es la carta Puerto Cumarebo a escala 12500 de Servigeomin (1986) y las cartas B-5-C y B-5-D pertenecientes a la Creole y todas aquellas mencionadas en el capítulo II.

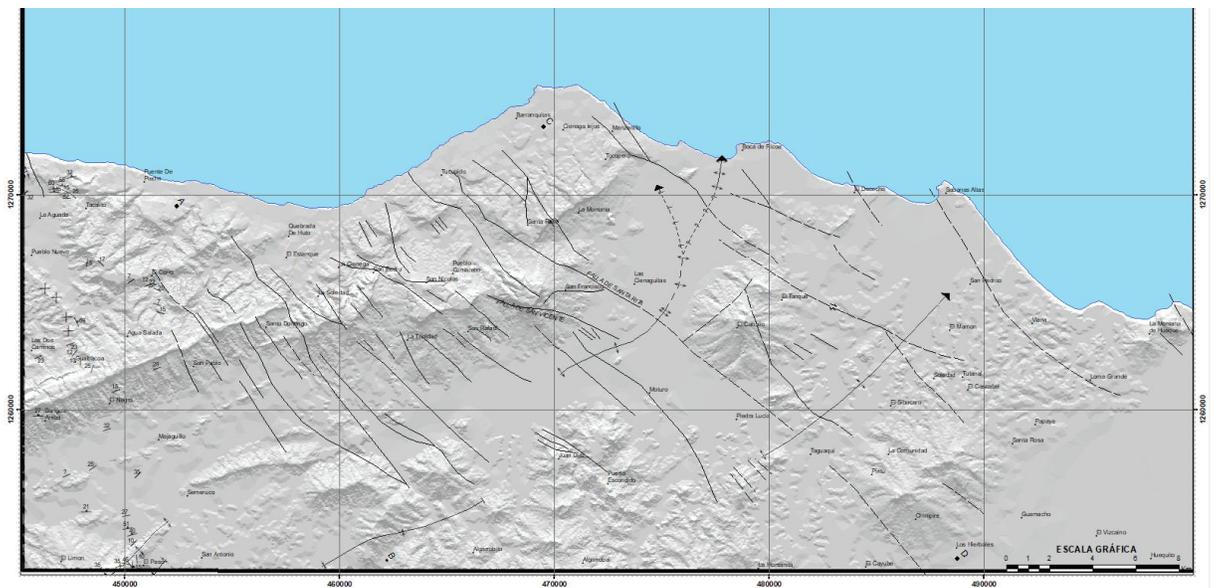


Figura 5.14. Mapa del MDIS general del área de interés con la interpretación estructural de la zona de estudio, remarcando las fallas, fracturas, planos y pliegues.

### 5.3. Resultados obtenidos mediante el procesamiento de imágenes satelitales

#### 5.3.1 Adquisición de las imágenes satelitales y descarga de programas especializados

Las imágenes Landsat 8 (path5-row52 y path6-row52) fueron adquiridas gratuitamente en la página web: <http://earthexplorer.usgs.gov>. Posteriormente, las imágenes fueron procesadas e interpretadas en el programa ENVI 5, el cual fue descargado gratuitamente en la página web: <https://es.freedownloadmanager.org/Windows-PC/ENVI.html>. Mientras que el programa de interpretación y de análisis de las imágenes satelitales fue el ERDAS 15, el cual también fue descargado gratuitamente en la página Web: <http://edutechsoft.blogspot.com/2016/08/>.

#### 5.3.2 Procesamiento de las imágenes satelitales Landsat 8

En la Figura 5.14 (a, b, c y d) se pueden apreciar los distintos procesamientos realizados a la imagen satelital Landsat 8 (path6-row52) en el cual se efectuaron: la calibración de radiancia (ver Figura 5.14a), la corrección radiométrica (ver Figura 5.14b), la calibración de reflectancia (ver Figura 5.14c) y la corrección atmosférica (ver Figura 5.14d).

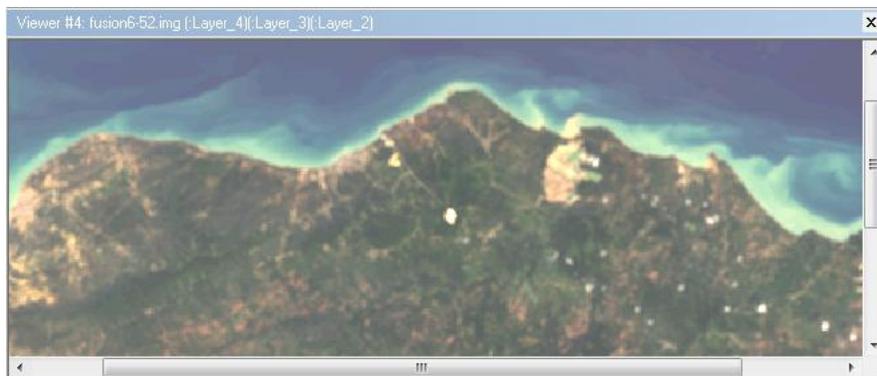


Figura 5.14a: Calibración de radiancia de la imagen satelital path6row52.



Figura 5.14b: Corrección radiométrica de la imagen satelital path6row52.

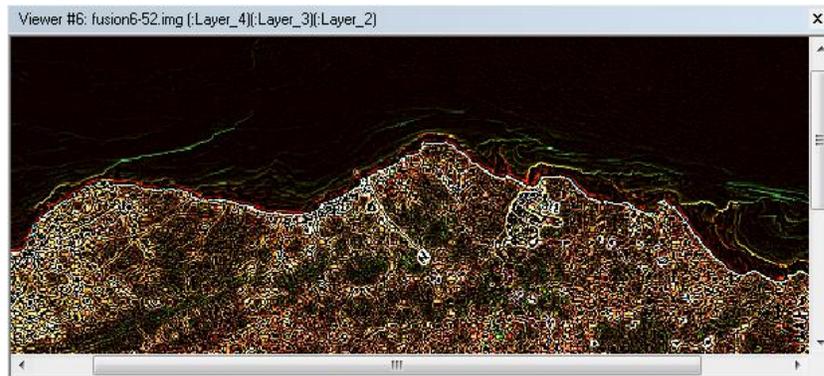


Figura 5.14c: Calibración de reflectancia de la imagen satelital path6row52.

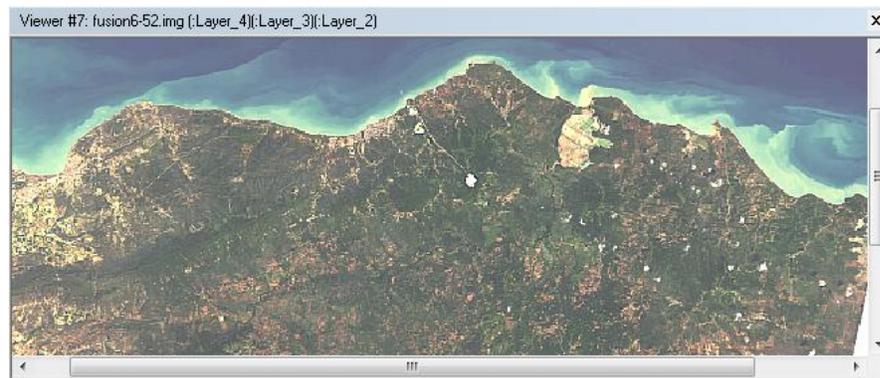


Figura 5.14d: Corrección atmosférica de la imagen satelital path6row52.

### 5.3.3 Evaluación de los Índices de Pureza de Pixel (IPP)

Las imágenes Landsat fueron evaluadas a través de los Índices de Pureza de Pixel (IPP). En este procesamiento, se determinaron los píxeles que fueron corregidos para tener una correcta disposición de los píxeles dentro de las imágenes satelitales (ver Figura 5.15).



Figura 5.15: Evaluación del Índice de Pureza de Pixel (IPP).

## CAPÍTULO VI

### 6. ANÁLISIS DE RESULTADOS

#### 6.1. Análisis topográfico

##### 6.1.1. Generalidades

El estado Falcón presenta, en general, una orografía de poca elevación, que STREBIN (1990) en su informe “Capacidad de uso de las tierras del estado Falcón” describe como: una transición de los relieves más pronunciados del Páramo Andino, al oeste y de la cordillera de la costa, al este.

Por otra parte, el objetivo principal del análisis topográfico consiste en describir de manera detallada la organización de las formas del relieve, basados en desniveles topográficos, descripción de drenajes, laderas, pendientes de las laderas, similitud entre las topoformas, entre otros, que no son más que una expresión superficial del control estructural y litológico en la zona de estudio que se dispone en el área de la hoja Puerto Cumarebo 6350 a escala 1:100.000.

En base al orden jerárquico para clasificación geomorfológica del paisaje del área de estudio se tomó como referencia la clasificación de ZINCK (1981) cuya clasificación esta diferenciada por cinco niveles categóricos, según la escala de mapeo:

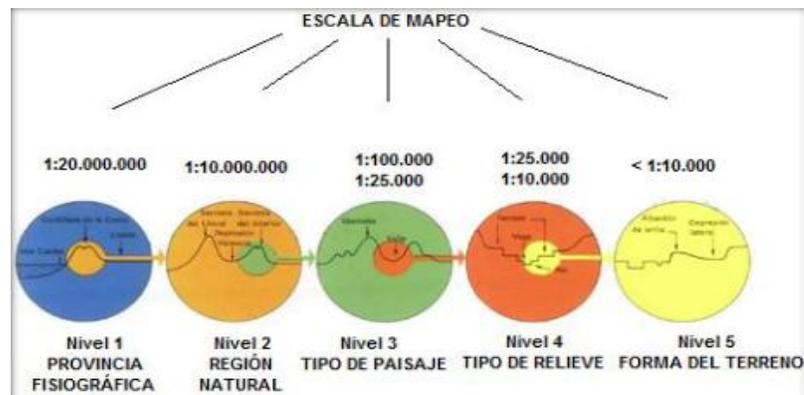


Figura 6.1. clasificación geomorfológica del paisaje. Tomado y modificado de ZINCK (1981).

Con relación a lo antes mencionado, para la clasificación geomorfológica de la zona de estudio y de unidades topográficas se tomó en consideración el tipo de relieve que corresponde al nivel tres de la clasificación (ver figura 6.1) puesto que la escala de los 11 mapas vectorizados es de 1:25.000.

GAMBOA (1986) establece que no hay una altitud específica para designar y discriminar a las montañas y, por esta razón, el investigador puede establecer con cierta amplitud sus propios criterios según su área de estudio. De esta manera y, en base a que la clasificación de unidades será tomando en cuenta el tipo de relieve (ver figura 6.1), la zona de estudio se dividió en 3 unidades topográficas, siendo estas: unidad de montañas bajas con alturas que van de 350 – 500 metros, unidad de colinas y filas bajas, con alturas que van de 100 – 350 metros y unidad valle con alturas que van de 0 - 100 metros con sus respectivas tipificaciones cada una de esas unidades. Las cuales se describen a continuación en un orden jerárquico de mayor a menor influencia o importancia geomorfológica en la zona de estudio:

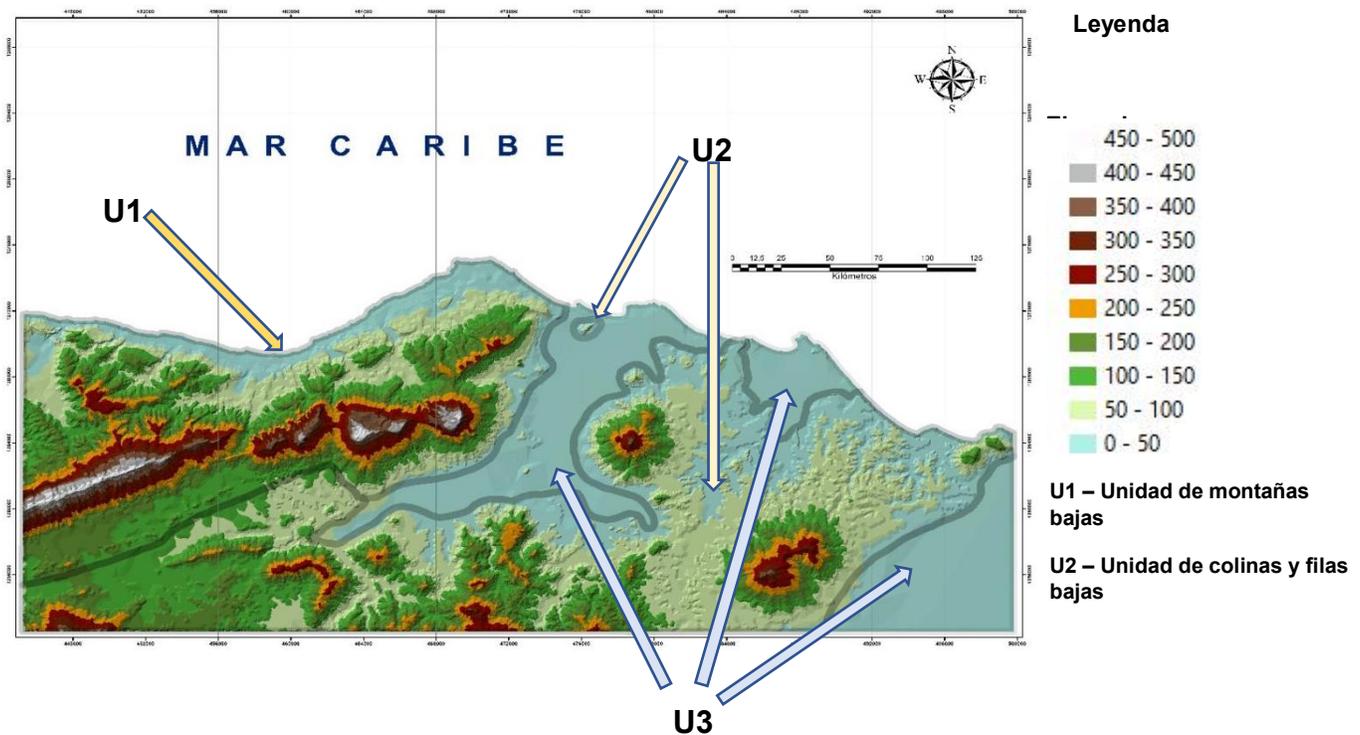


Figura 6.2. División de unidades topográficas en la zona de estudio.

### **6.1.2. Unidad de montañas bajas (U1)**

Este tipo de relieve se ubica hacia el E-NE de la zona de estudio, desde la localidad de Tacalito hacia el oeste hasta la localidad de Tocópero al este, ambos hacia la parte más septentrional, mientras que hacia el sur de dicha unidad la localidad de El Perú al este y la localidad de Majaguillo al oeste. Con relación a los contactos con otras unidades topográficas se encuentra la unidad de colinas y filas bajas (U2) por el suroeste y la unidad de valle (U3) por el sureste (Ver figura 6.2).

La presente unidad abarca una superficie relativa en cuanto al área de estudio de unos 326,4 km<sup>2</sup> que equivalen a un 33,55%, cuyo poblado principal de esta unidad es Puerto Cumarebo, por el cual se le atribuye el nombre a la hoja objeto de estudio.

En base a los desniveles topográficos las mayores elevaciones se encuentran tanto en la fila ubicada al norte de la localidad La Cañada, hacia el Cerro Buenos Aires y hacia el Cerro San Nicolás, las cuales están dispuestas de oeste a este, respectivamente. Cuya elevación corresponde a 500 metros, que, además, es la mayor elevación presente en toda la zona de estudio. De manera contraria, las menores elevaciones se disponen hacia el sur de San Nicolás y San Rafael, así como hacia toda el área más septentrional de dicha unidad donde yacen los poblados de La ensenada, Tacalito, Tucupido y Barranquita, las cuales no superan los 100 metros de altura.

En cuanto a las tipificaciones dentro de esta unidad se logró diferenciar 4 tipos que serán descritos a continuación:

#### ***Filas alargadas asimétricas con topes amesetados (T1)***

Con relación a las topofomas presentes en la unidad estas son las de mayor importancia, están presentes hacia el centro de la unidad con una orientación clara preferencial de N 65° E, al oeste y N 75° E, al este (Ver figura 6.3) donde, a su vez, de ubican las mayores elevaciones. Además de la orientación preferencial de las filas también se lograron encontrar una serie de cornizas características de litologías competentes (Ver figura 6.4) yuxtapuestas a dichas filas. Por otro lado, estas filas son alargadas, asimétricas, con topes amesetados y con laderas de pendientes cóncavas con buzamiento al norte y al sur (ver figura 6.5) y entalladas por interfluvios, cuyo

entallamiento es mucho mayor hacia el oeste con relación al estallamiento que hay al este de dichas filas alargadas por lo que se infiere un cambio litológico (Ver figura 6.6). Las laderas ubicadas al norte de las filas poseen mayor pendiente que las laderas hacia el sur de estas que a su vez finalizan en una depresión de fondo ancho de la unidad de valle (U3) (Ver figura 6.7).

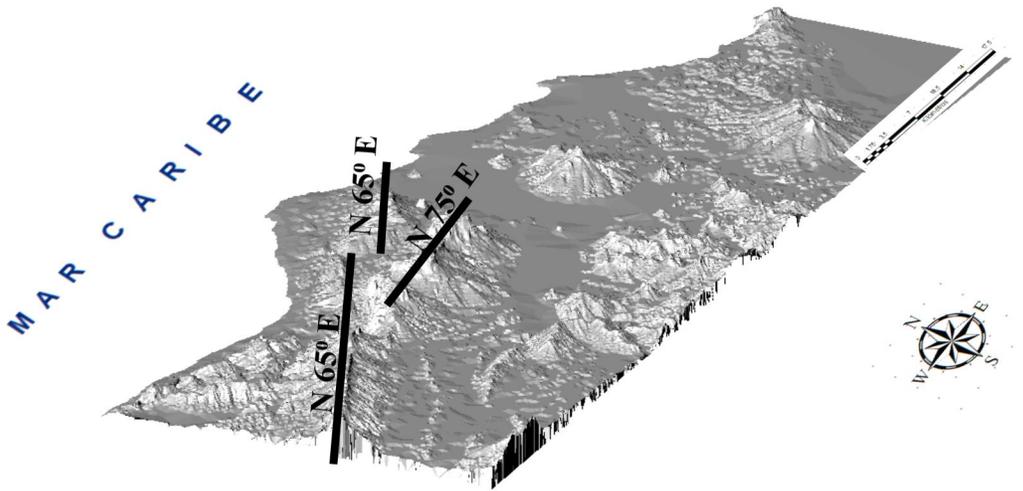


Figura 6.3. Orientación y ubicación de T1 indicada por las líneas negras, correspondientes a la U1. Donde se aprecian las orientaciones preferenciales de la topografía.

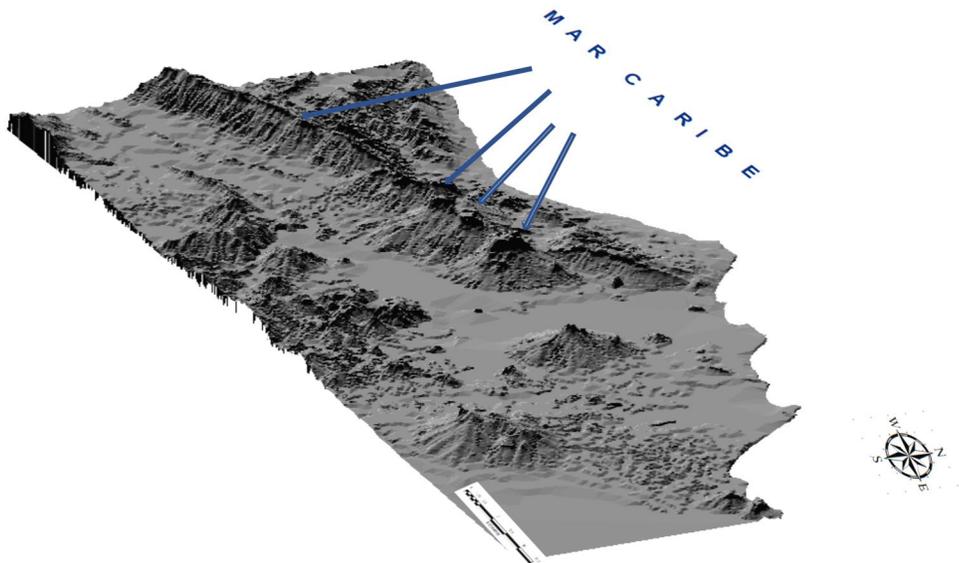


Figura 6.4. Representación de las cornizas en T1, indicadas por las flechas azules, correspondientes a la U1.

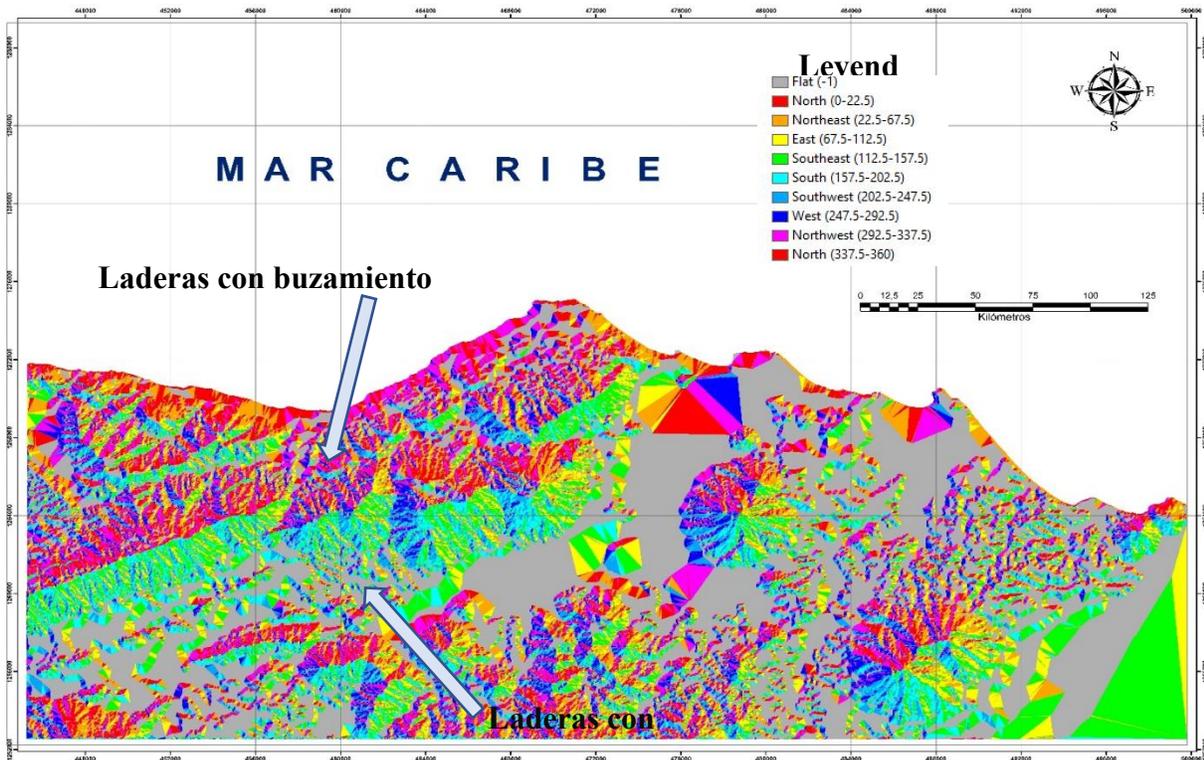


Figura 6.5. Orientaciones de las ladera norte y sur en T1, indicadas por las flechas azules,, correspondientes a la U1. Donde se aprecian en color rojo aquellas que buzanan al norte y en color verde aquellas hacia el sur.

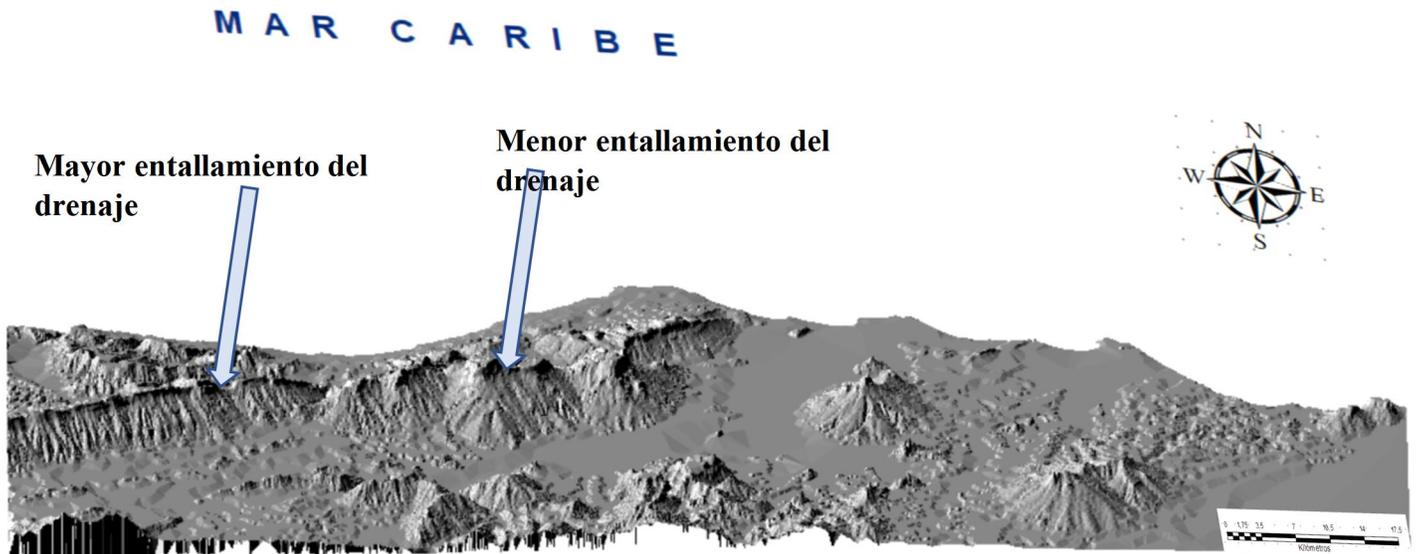


Figura 6.6. Entallamiento del drenaje en las laderas sur en T1, indicadas por las flechas azules,, correspondientes a la U1. Donde se observa mayor entallamiento del drenaje hacia el oeste de T1.

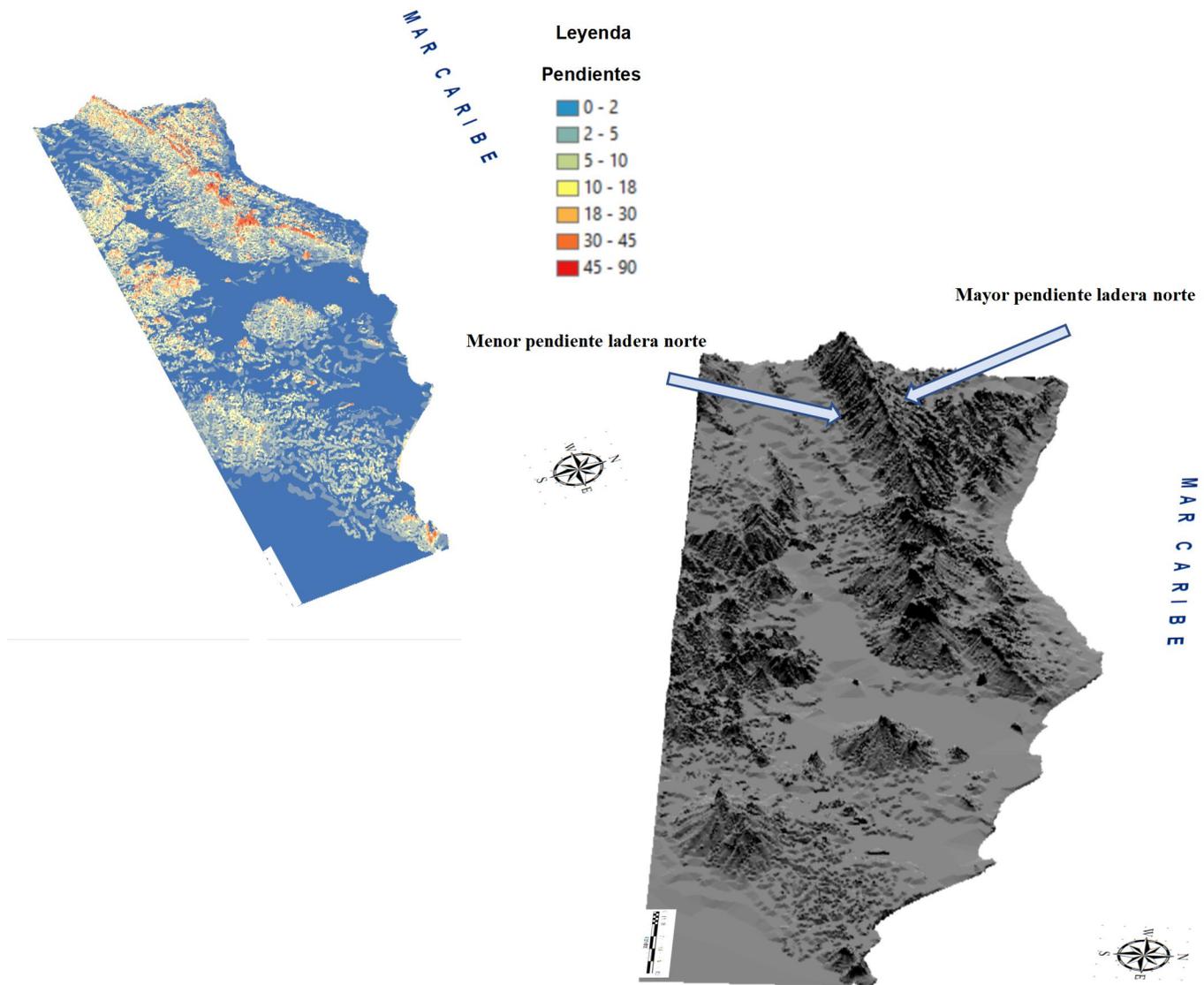


Figura 6.7. Pendientes de las ladera norte y sur en T1, indicadas por las flechas azules, correspondientes a la U1. Donde se observa una pendiente más abrupta en la ladera norte de T1.

Con relación al drenaje presente al oeste de esta tipificación se logró determinar que los drenajes dispuestos en las laderas norte drenan hacia la costa, mientras que por la ladera sur los drenajes desembocan hacia la cuenca principal de la zona de estudio que corresponde al río Boca Rica. Además de esto, se observó una diferenciación en cuanto a la forma y abundancia de los drenajes entre las laderas norte y sur puesto que al sur dichos drenajes son más dendríticos y abundantes que en las laderas norte, por lo que se infiere un control litológico. Por otro lado, al este de dicha tipificación el drenaje es mucho menos abundante en comparación con la zona oeste y se dispone de manera radial desembocando en el río Boca Rica por el sur y al mar Caribe por el norte (Ver figura 6.8).

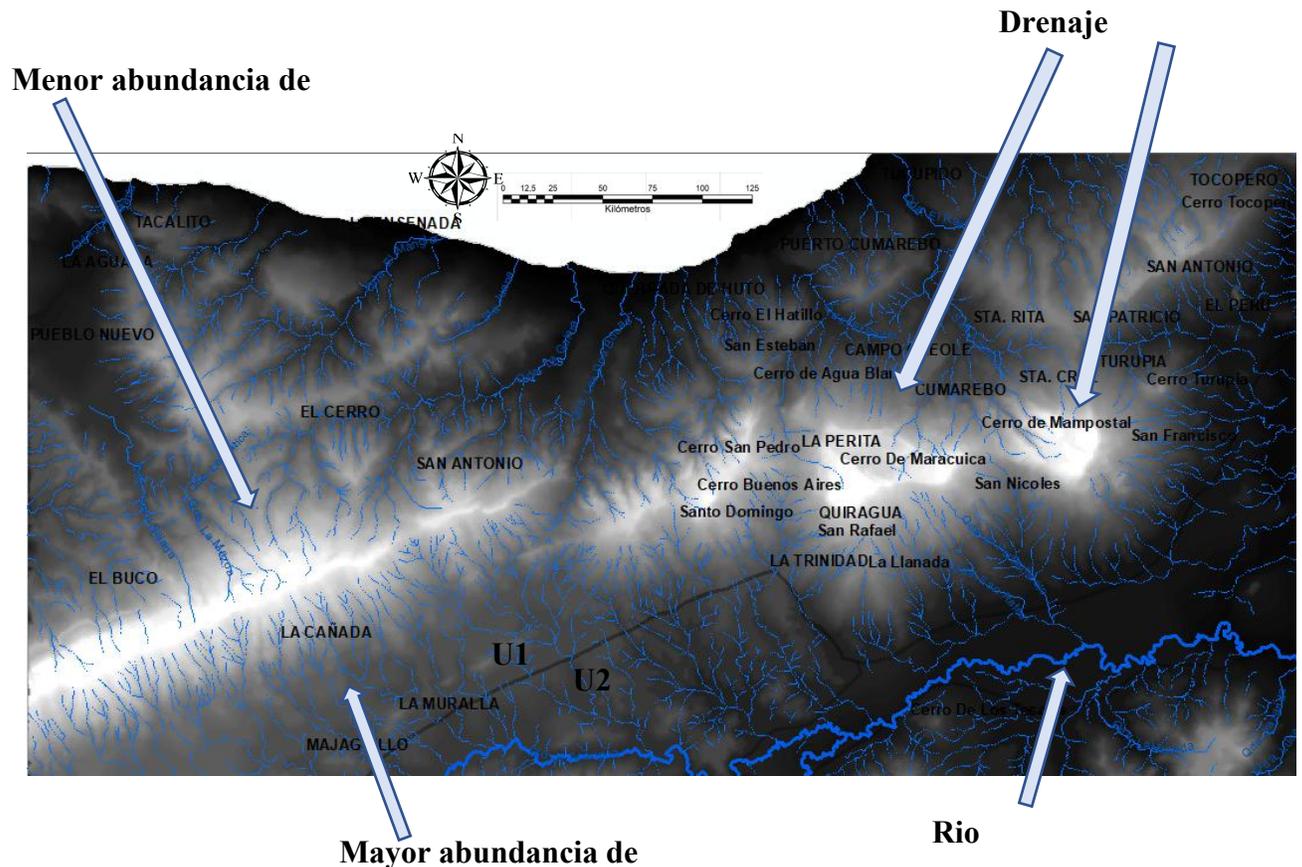


Figura 6.8. Disposición del drenaje en TI indicadas por las flechas azules, correspondientes a la U1. Donde se observa la variación y diferenciación del mismo.

### *Sistema de lomeríos (T2)*

El sistema de lomeríos se ubica hacia el noroeste de la U1 el cual no posee un patrón de forma definido sino más bien lo componen una serie de colinas bajas sin una relativa orientación preferencial. Sin embargo, se observó que las capas presentes en este sistema están buzando hacia el norte (Ver figura 6.9).

Con relación al drenaje es medianamente abundante y dendrítico los cuales desembocan en la costa del área de estudio y además está adaptado a la topografía (Ver figura 6.10).

Este sistema posee alturas no mayores a los 300 metros.

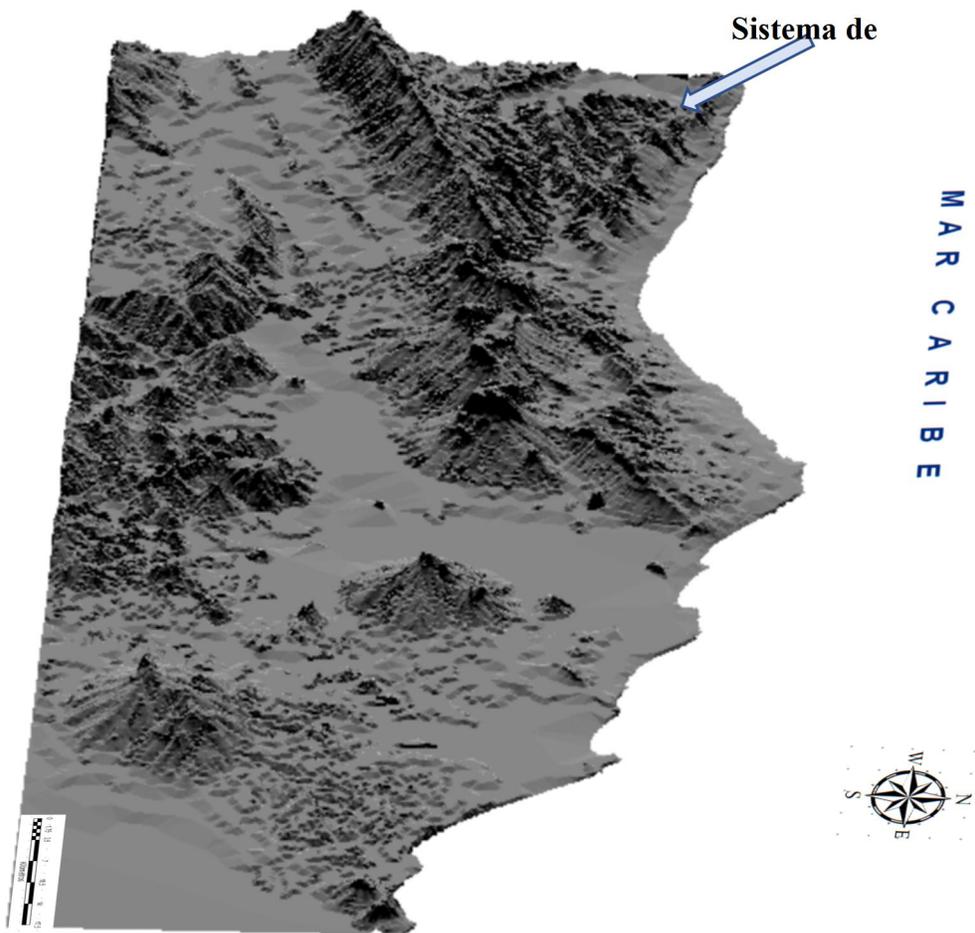


Figura 6.9. Ubicación de T2 en la zona de estudio, indicada por las flechas azules, correspondientes a la U1.

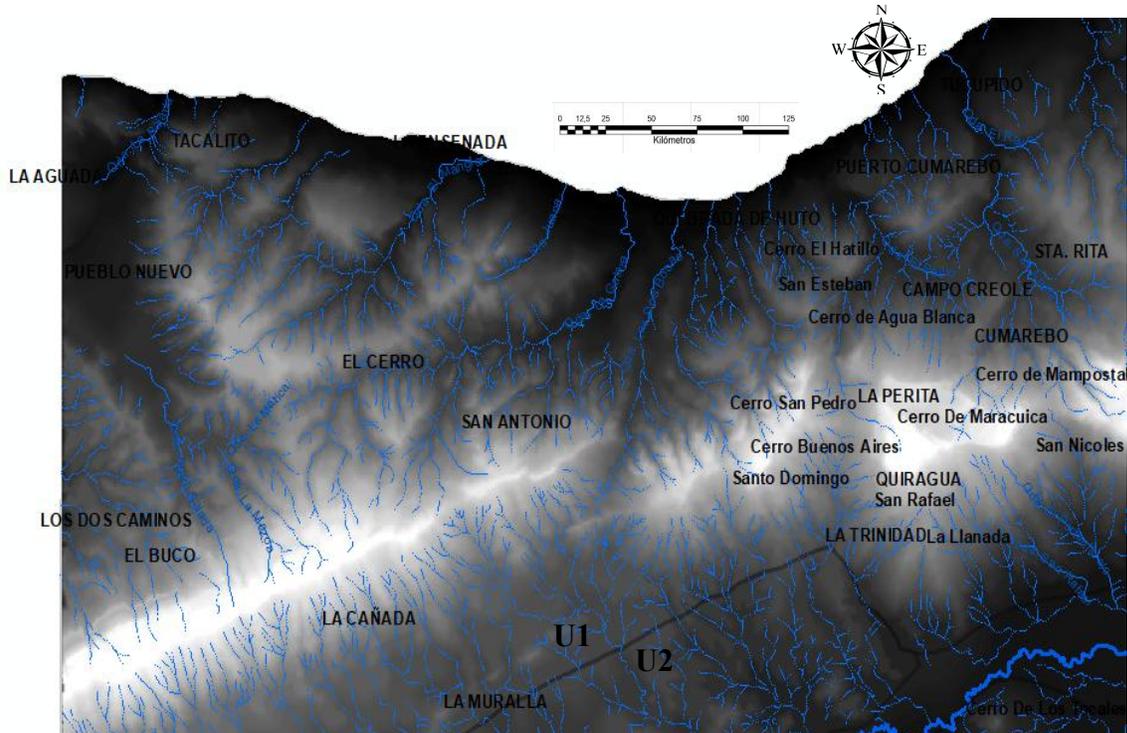


Figura 6.10. Disposición del drenaje en T2, correspondientes a la U1. Donde se observa la variación y diferenciación del mismo.

### *Llanura Fluvial (T3)*

Se ubica tanto al este y oeste de T2 como al norte de T1 el cual forma parte de un colector natural de los drenajes provenientes de T2 y T3, cuyas elevaciones van de 50 a 100 metros (Ver Figura 6.11).

Las pendientes son de aproximadamente  $2^{\circ}$  cuyo buzamiento se orienta al norte (Ver figura 5.11. Capítulo V).

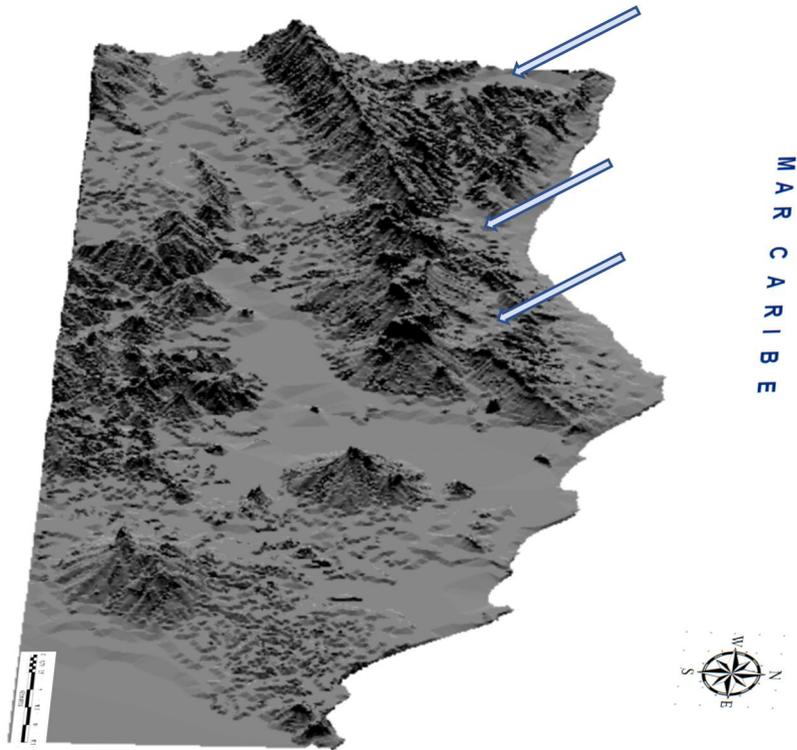


Figura 6.11. Ubicación de T3 en la zona de estudio, indicada por las flechas azules, correspondientes a la U1.

#### ***Cerros alargados (T4)***

Esta subclase dentro de la U1 se ubica hacia el sur de la zona oeste de T1. La cual posee alturas que van de los 100 a los 200 metros. Posee la característica de disponerse por medio de un conjunto de cerros aislados alargados en forma de rosario con una alineación preferencial de orientación  $N 65^{\circ} E$  al igual que una de las filas de T1 (Ver figura 6.12).

Posee un patrón de drenaje de tipo dendrítico al este y radial al oeste, así como se muestra en algunos casos tanto adaptado como desadaptado a la topografía (Ver figura 6.13).

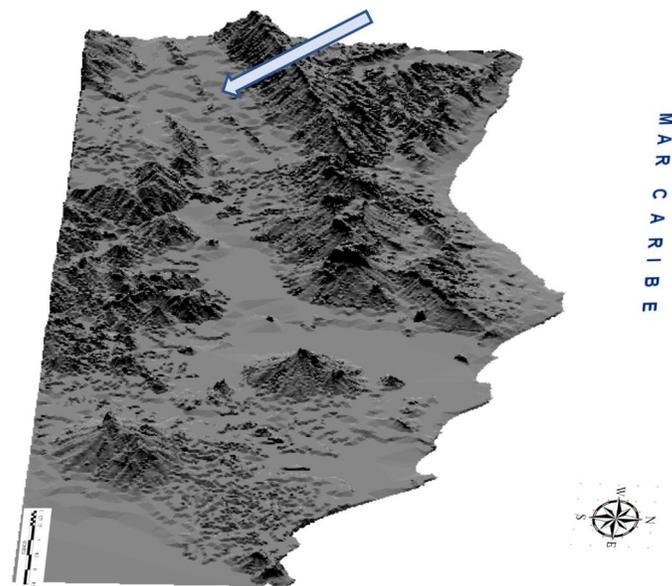


Figura 6.12. Ubicación de T4 en la zona de estudio, indicada por las flechas azules, correspondientes a la U1.

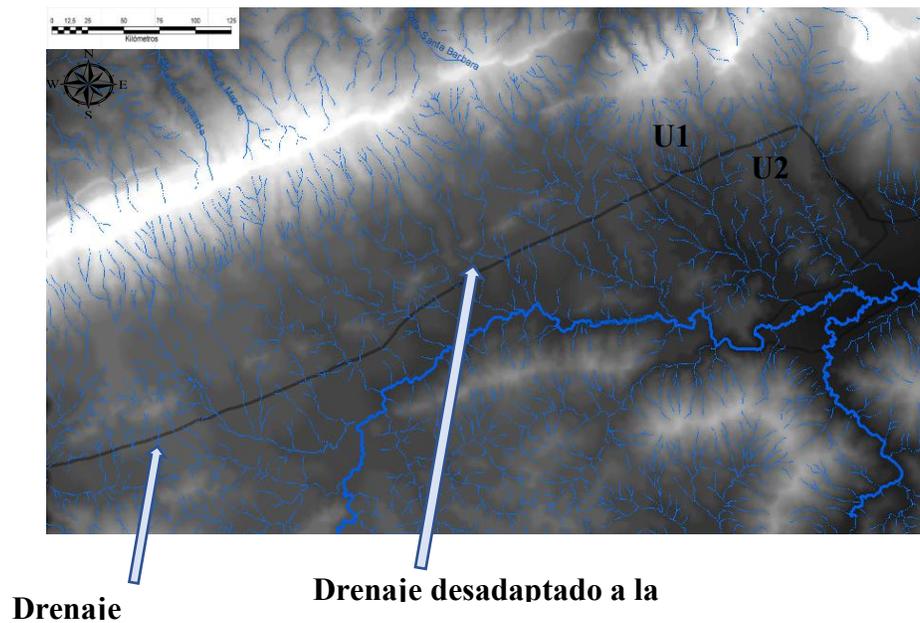


Figura 6.13. Disposición del drenaje en T4, correspondientes a la U1. Donde se observa la variación y diferenciación del mismo mediante las flechas azules.

### **6.1.3. Unidad de colinas y filas bajas (U2)**

La unidad 2 compuesta fundamentalmente por colinas y filas bajas ocupa varias zonas alrededor de la hoja Puerto Cumarebo 6350. Se ubica desde la localidad de EL Limón, por el suroeste, donde está en contacto con la unidad 1, hasta el Cerro Píritu por el sureste, donde está en contacto con la unidad 3, así como incluye la localidad de El Caballo por el centro-este de la zona de estudio que de igual manera está en contacto con la unidad 3 por esta área. Hacia el centro-sur de esta unidad se encuentran localidades como Sabanas de San Antonio y el Cerro la Iguana cuya zona comparte límite con la unidad 3 (Ver figura 6.2).

Por otro lado, la U2 abarca una superficie, con relación al área de estudio, de 480,6 km<sup>2</sup> que equivalen a un 49,39%, de manera que dicha unidad es la que abarca mayor cobertura en cuanto a superficie se refiere en comparación con la U1 y U3.

En base a los desniveles topográficos, se obtuvo que las mayores cotas de esta unidad se encuentran en el Cerro EL Caballo, Cerro Píritu, al sur del Cerro La Iguana, al sur del Cerro Los Quemados y al sur de la localidad de El Limón llegando dichas elevaciones hasta los 400 metros exceptuando el Cerro Los Quemados cuyas cotas no superan los 300m. respecto a las zonas con menor elevación se encuentran en las áreas circundante a los Cerros Píritu y El Caballo y al norte de Cerro Santa Isabel, Cerro Lucas y Cerros Las Pailas cuyas elevaciones no superan los 100 metros.

Esta unidad posee la característica de conformarse por cuerpos parcialmente aislados. Sin embargo, cuanto a las tipificaciones se logró diferenciar 5 tipos que serán descritos a continuación en orden de mayor a menor importancia:

#### ***Cerros aislados redondeados (T5)***

Esta tipificación de la U2 se caracteriza por la presencia de cerros o colinas redondeadas que se disponen de manera dispersa en varios sectores de dicha unidad con la particularidad de estar aislados, los cuales corresponden en orden jerárquico de mayor a menor tamaño e influencia de la topografía a: Cerro Píritu, Cerro El Caballo, Cerro Las Pailas, los dos cerros ubicados hacia el noreste de la zona de estudio adyacentes a la costa, Cerro San Martín, Cerro Piedra Lucía, cerro grande, y aquel

ubicado al este de Cerro Tocópero que se encuentra dentro de U3, dando un total de 9 cerros aislados y dispersos dentro de la presente unidad (Ver figura 6.14).

Estos cerros poseen la característica de presentar un drenaje radial subparalelo a excepción del Cerro ubicado al este de Cerro Tocópero y una topografía de bajo entallamiento por parte de los interfluvios por lo que se infiere una baja permeabilidad litológica y poca cobertura vegetal (Ver figura 6.15).

En base al nivel de pendiente presentes en estos cerros se logró determinar que estas van de  $10^{\circ}$  a  $45^{\circ}$  (Ver figura 5.11. Capítulo 5).

Con relación a las elevaciones estas llegan hasta 400 metros en el Cerro Píritu y El Caballo, en el Cerro Las Pailas hasta unos 300 metros, hasta 200 metros en Cerro Grande, Cerro Piedra Lucia, Los dos Cerros que están al NE y a escasos 100 metros en Cerro San Martin y el Cerro al este de Cerro Tocópero (Ver figura 6.16).

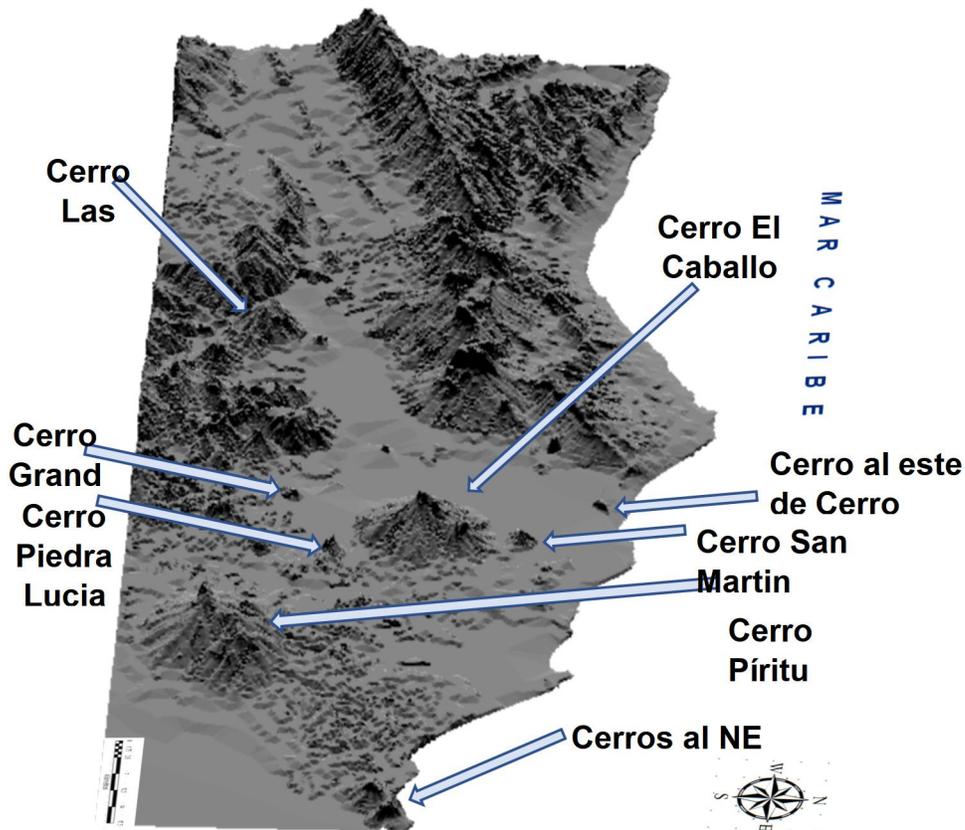


Figura 6.14. ubicación e identificación de los cerros aislados en T5, correspondientes a la U2. Mediante las flechas azules

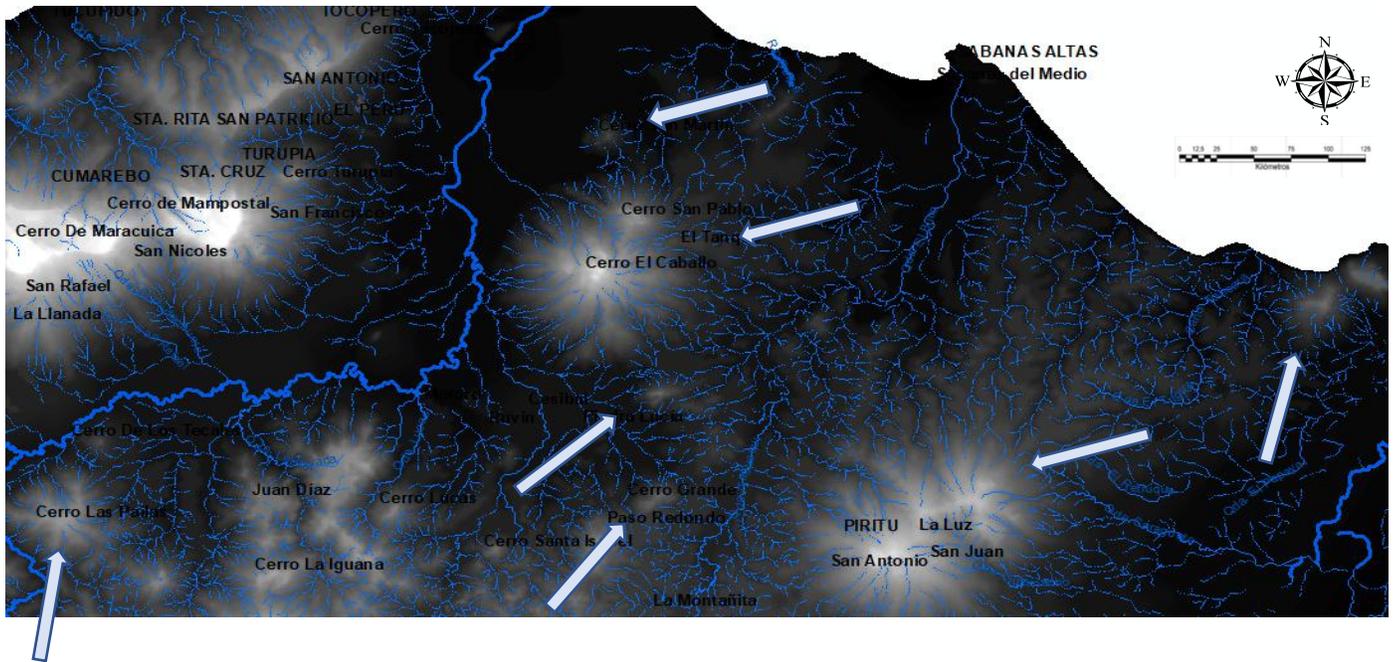


Figura 6.15. Disposición del drenaje en T5, correspondientes a la U2. Donde se observa el drenaje de tipo radial.

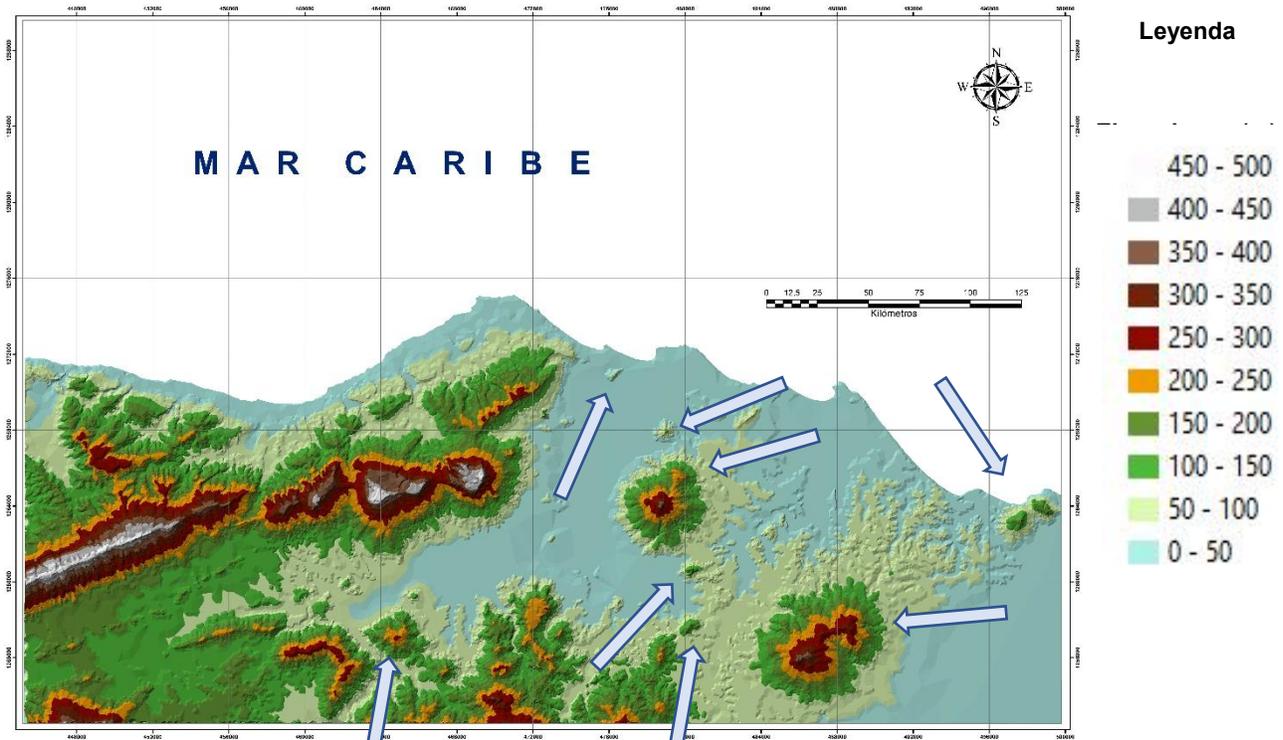


Figura 6.16. Altura de las diferentes colinas en T5, correspondientes a la U2. Señaladas mediante las flechas azules.

Esta topoforma se ubica en el Cerro Los Quemados, al centro-suroeste de la zona de estudio, la cual posee una forma muy particular de herradura cuya concavidad apunta hacia el suroeste y que además posee alturas no mayores de 350 metros (Ver figura 6.17).

Posee una topografía bastante irregular degradada y entallada por interfluvios que a su vez drenan hacia la cuenca principal del Rio Boca Rica por las laderas norte, este y sur mientras que los drenajes ubicados en la parte interna de la herradura drenan hacia afluentes minoritarios. Cabe destacar que es drenaje es parcialmente dendrítico poco abundante y está adaptado a la topografía (Ver figura 6.18).

Es importante resaltar que el tope de esta estructura es parcialmente amesetado con ángulos no mayores a los  $2^{\circ}$  y que además presenta laderas asimétricas con pendientes que no superan los  $10^{\circ}$  (Ver figura 5.11. Capítulo V).

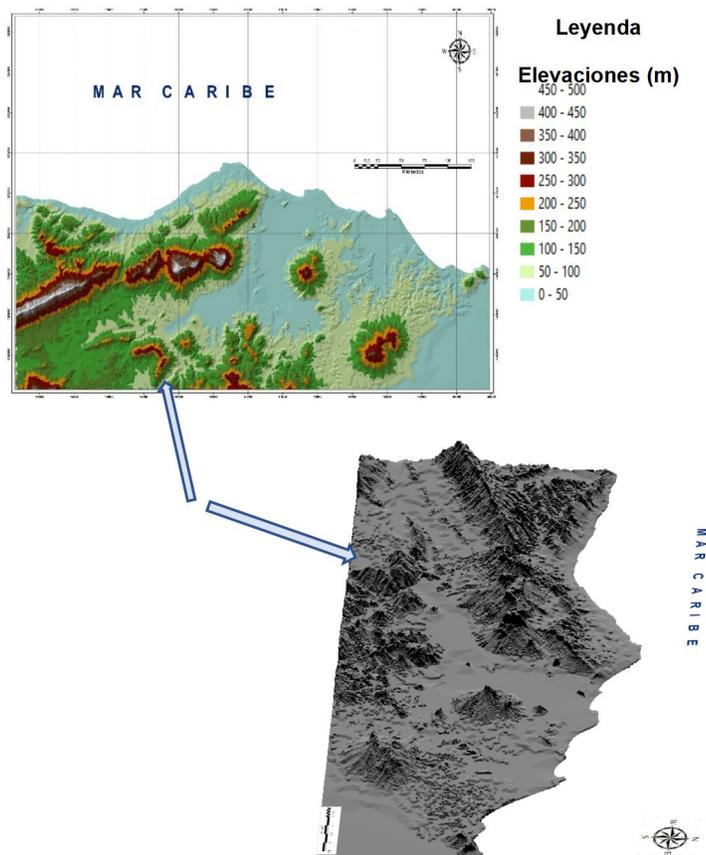
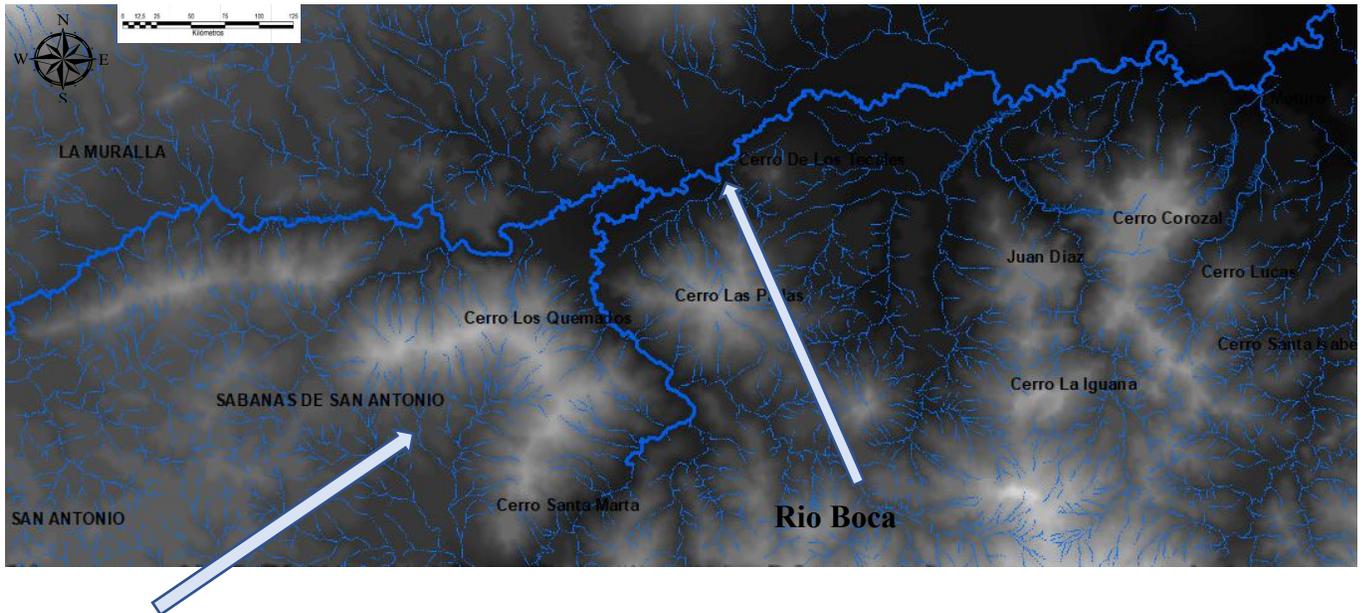


Figura 6.17. Ubicación de T6, correspondiente a la U2. Donde se observa la fila con la forma de herraduras y sus elevaciones mediante las flechas azules



### Drenaje en la fila con forma de Herradura

Figura 6.18. Disposición del drenaje en T6, correspondientes a la U2. Donde se observa el drenaje de tipo dendrítico.

### *Sistema de lomeríos (T7)*

Esta tipificación se ubica hacia el centro-sur de la zona de estudio desde el Cerro La Iguana por el oeste hasta La Montañita por el este, posee alturas que llegan hasta los 400 metro al sur del Cerro La Iguana (Ver figura).

Con relación a la topografía esta se muestra altamente degradada por interfluvios y que a su vez son muy abundantes y de tipo dendrítico sin ningún patrón definido en cuanto a la dirección de drenaje (ver figura).

En base a la orientación de las laderas no presentan un patrón definido. Sin embargo, como se mencionó anteriormente, se observó que T7 posee un alto grado de degradación con relación al relieve.

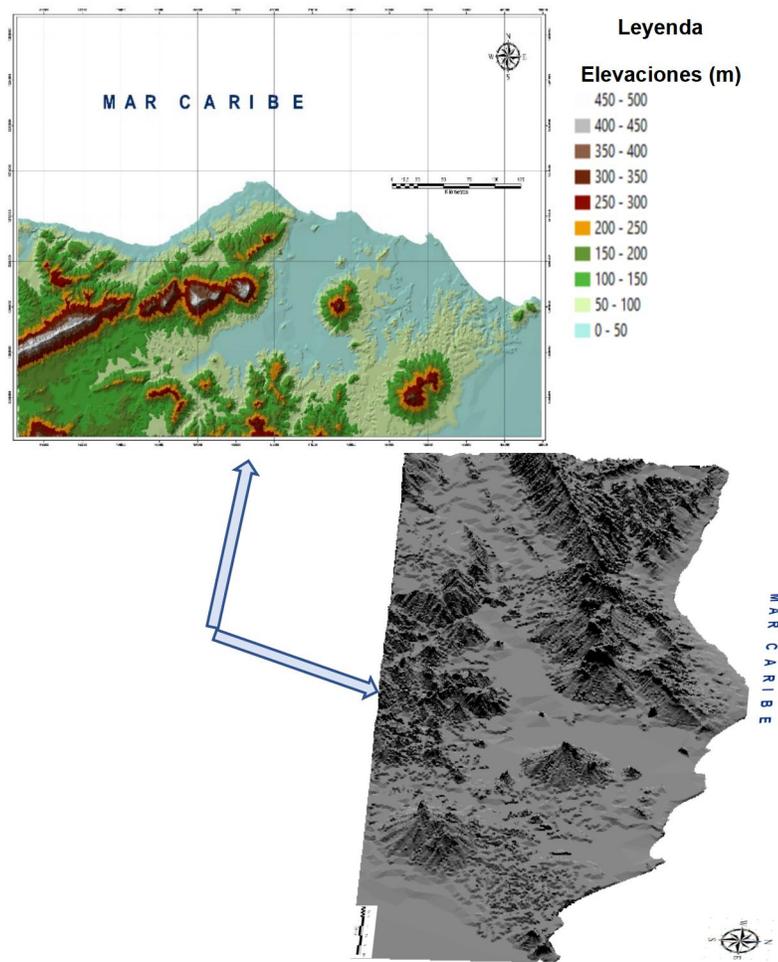


Figura 6.19. Ubicación de T7, correspondientes a la U2. Donde se observa el sistema de lomeríos y sus elevaciones mediante las flechas azules.

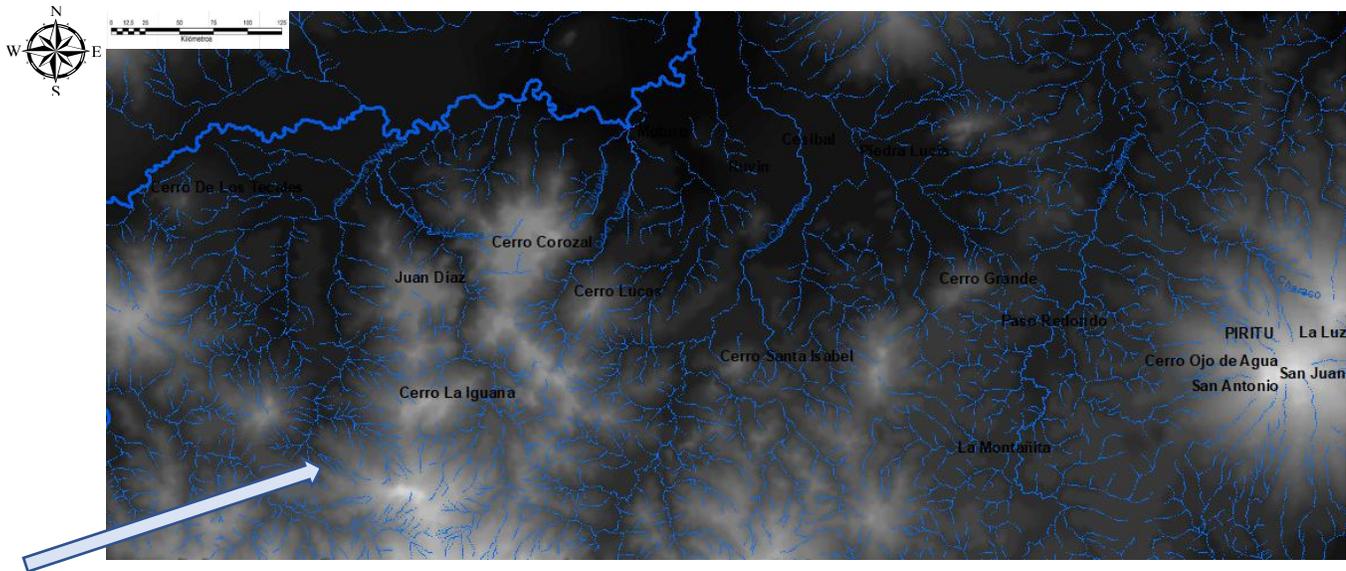


Figura 6.20. Disposición del drenaje en T7, correspondientes a la U2. Donde se observa la variación y diferenciación del mismo mediante las flechas azules.

### ***Cerro alargado (T8)***

Este cerro de forma alargada se ubica hacia el noroeste del Cerro Los Quemados donde está la fila con forma de Herradura (T6). Posee una altura máxima que no supera los 250 metros. Se dispone de manera aislada puesto que solo hay una topoforma con esta geometría en la presente U2.

Con relación al drenaje es muy similar al drenaje en T6, parcialmente dendrítico y poco abundante.

Posee laderas asimétricas entalladas y degradadas por los interfluvios con pendientes que no superan los  $10^0$  y topos amesetados con pendientes que no superaran los  $2^0$  (Ver figura 5.11. Capítulo V).

Cabe destacar que se infiere que T8 corresponde a la continuación de T6, debido a sus semejanzas en cuanto a todas las características topográficas.

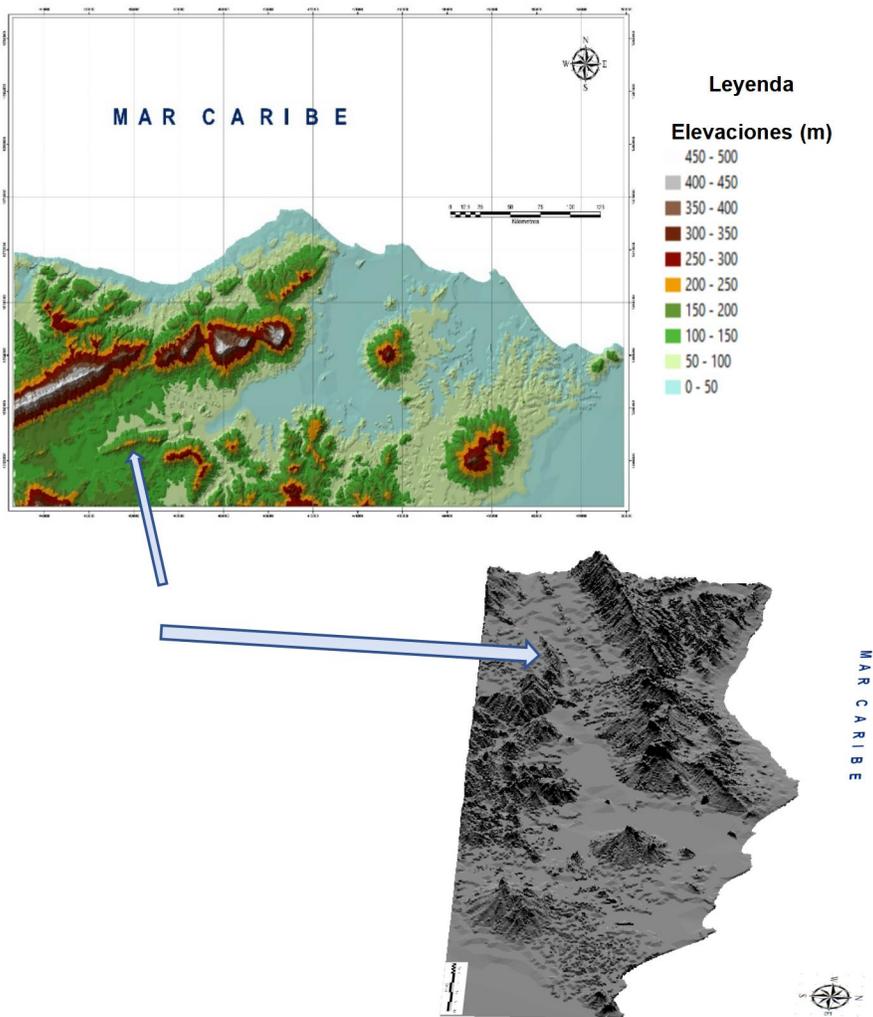
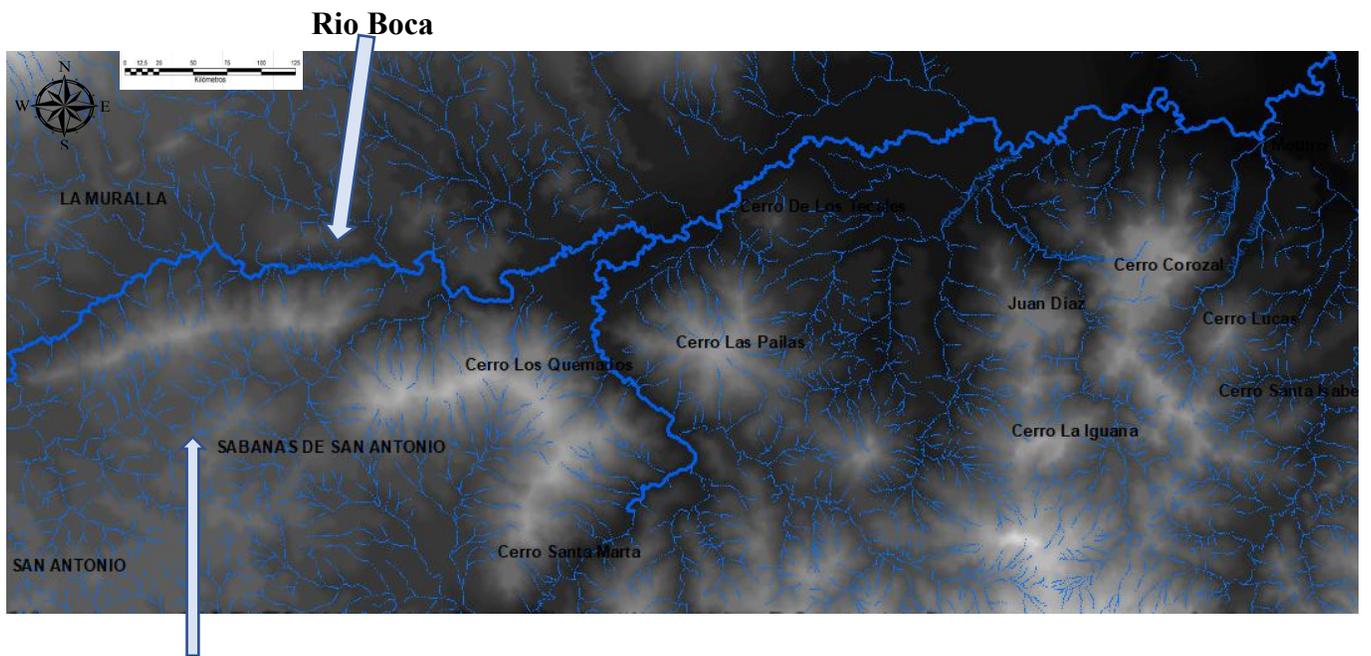


Figura 6.21. Ubicación de T8, correspondientes a la U2. El cerro alargado y sus elevaciones mediante las flechas azules.



**Drenaje en la fila con forma de**

Figura 6.21. Disposición del drenaje en T8, correspondientes a la U2. Donde se observa el drenaje de tipo dendrítico y similar al de T6.

### *Llanura de inundación (T9)*

Corresponde a las zonas más bajas dentro de U2 cuyas elevaciones no superan los 100 metros (Ver figura 6.22) y con ángulos de pendientes que van desde los  $0^{\circ}$  hasta los  $18^{\circ}$  (Ver figura 5.11. Capítulo V). dichas pendientes tienen orientaciones variadas (Ver figura 5.13. Capítulo V).

Con relación al drenaje es bastante abundante y dendrítico.

Respecto a su ubicación está dispuesta en las zonas circundantes a T5 y parte norte y noreste de T7.

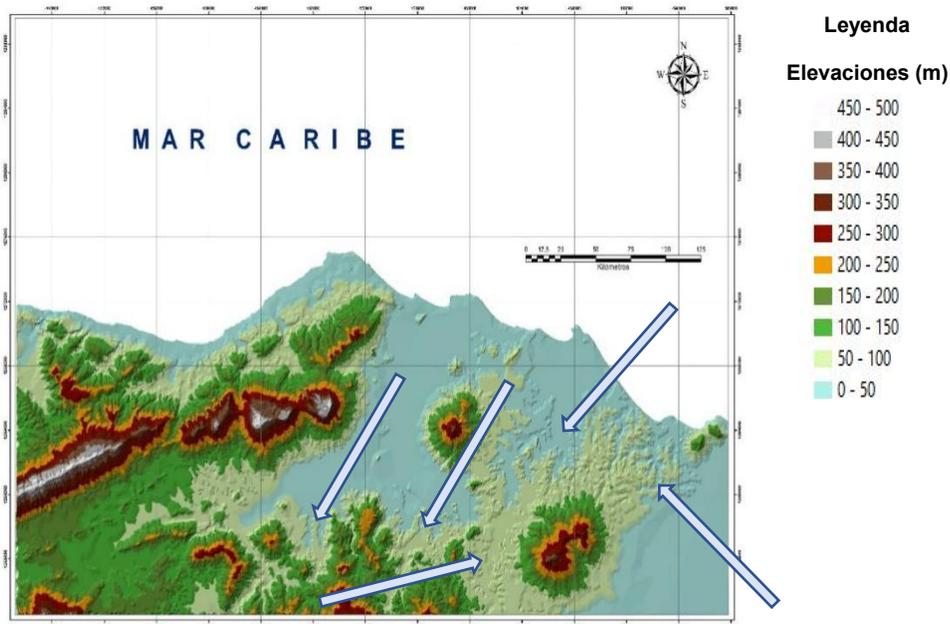


Figura 6.22. Ubicación de T9, correspondientes a la U2. Mediante las flechas azules.

#### 6.1.4. Unidad valle (U3)

Esta unidad se dispone en tres zonas, la de mayor superficie entre las unidades 1 y 2, otra zona al noreste de El Caballo y otra al este de Píritu. Está conformada principalmente por una depresión de fondo ancho en la cual su topografía no varía significativamente razón por la cual no se generó tipificaciones para esta unidad. Cabe destacar que esta unidad no posee ningún poblado asociado (Ver figura 6.2).

En cuanto a la superficie que abarca esta unidad con relación a la zona de estudio corresponde a unos 166 km<sup>2</sup> que representan un 17,06%, por lo que dicha unidad es la de menor superficie representativa en la hoja Puerto Cumarebo 6350.

En base a los desniveles topográficos posee elevaciones que no superan los 50 metros con una topografía muy uniforme que hasta forman niveles de terraza. Sin embargo, en algunas zonas se observan escasos montículos sectorizados de hasta 100 metros, estos, sobre todo, al centro del área más occidental de esta unidad (Ver figura 6.23).

Con relación al drenaje, esta unidad posee las cuencas principales de toda el área de estudio, que corresponden al Río Boca Ricoa y al Río Acarigua que a su vez funcionan como colectores de gran parte del sistema de drenajes de la zona. Dicho río Ricoa desemboca hacia el Mar Caribe en la zona de Boca Ricoa. Este posee una geometría meandriforme y se observó que hacia la zona de T6 muestra un cambio de dirección muy abrupto por lo cual se infiere un control estructural al igual que en la zona de El Caballo que cambia de dirección de manera abrupta (Ver figura 6.24).

En cuanto al Río Acarigua, que se ubica al norte de T8 de manera paralela a dicha tipificación (T8), presenta un cambio de dirección repentino al este de El Limón. Es importante resaltar que el río Acarigua desemboca en el río Boca Ricoa al norte del Cerro Las Pailas (Ver figura 6.24).

De manera general las cuencas principales de la zona de estudio (Río Boca Ricoa y Río Acarigua) poseen una geometría meandriforme mientras que mientras que todas las subcuencas provenientes de las unidades 1 y 2 lo hacen por medio de drenajes dendríticos en su mayoría y esto debido a un control litológico característico de rocas blandas, además de la influencia de la baja a casi nula pendiente en esta

unidad la cual es constante y no supera los 2<sup>0</sup> con un buzamiento muy leve al norte (Ver figura 5.13. Capítulo V).

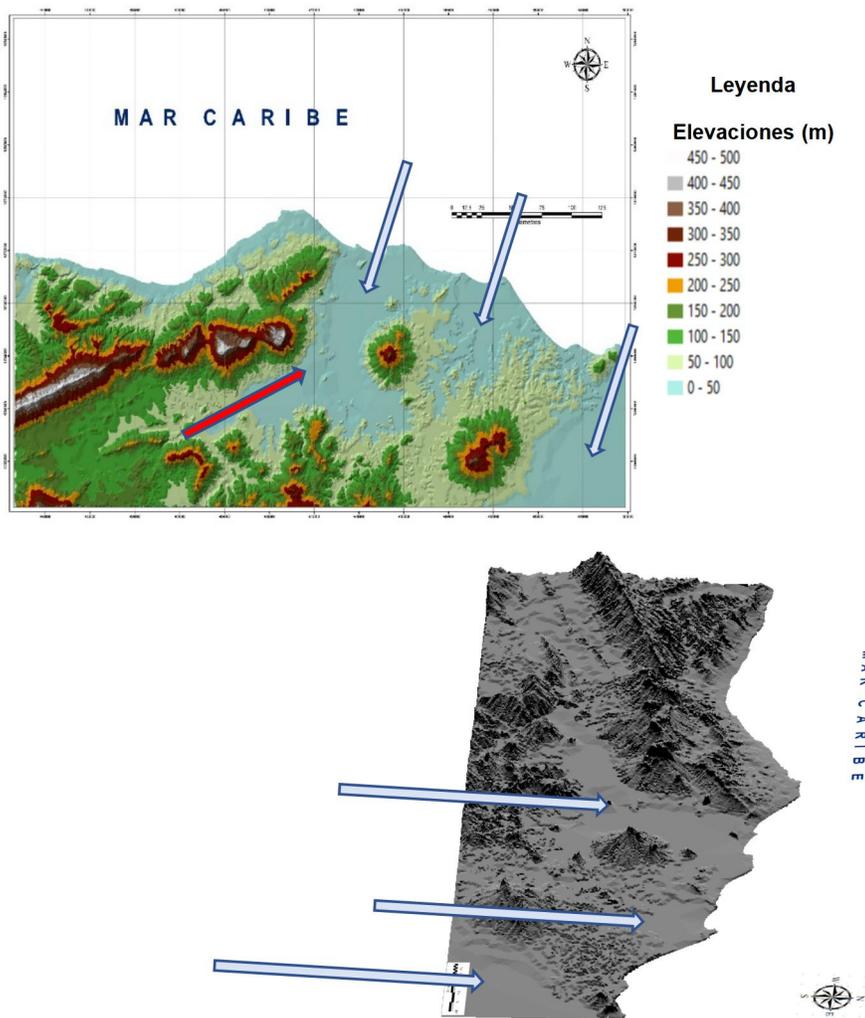


Figura 6.23. Ubicación de U3. Mediante las flechas azules. Los pequeños montículos están señalados con la flecha roja.

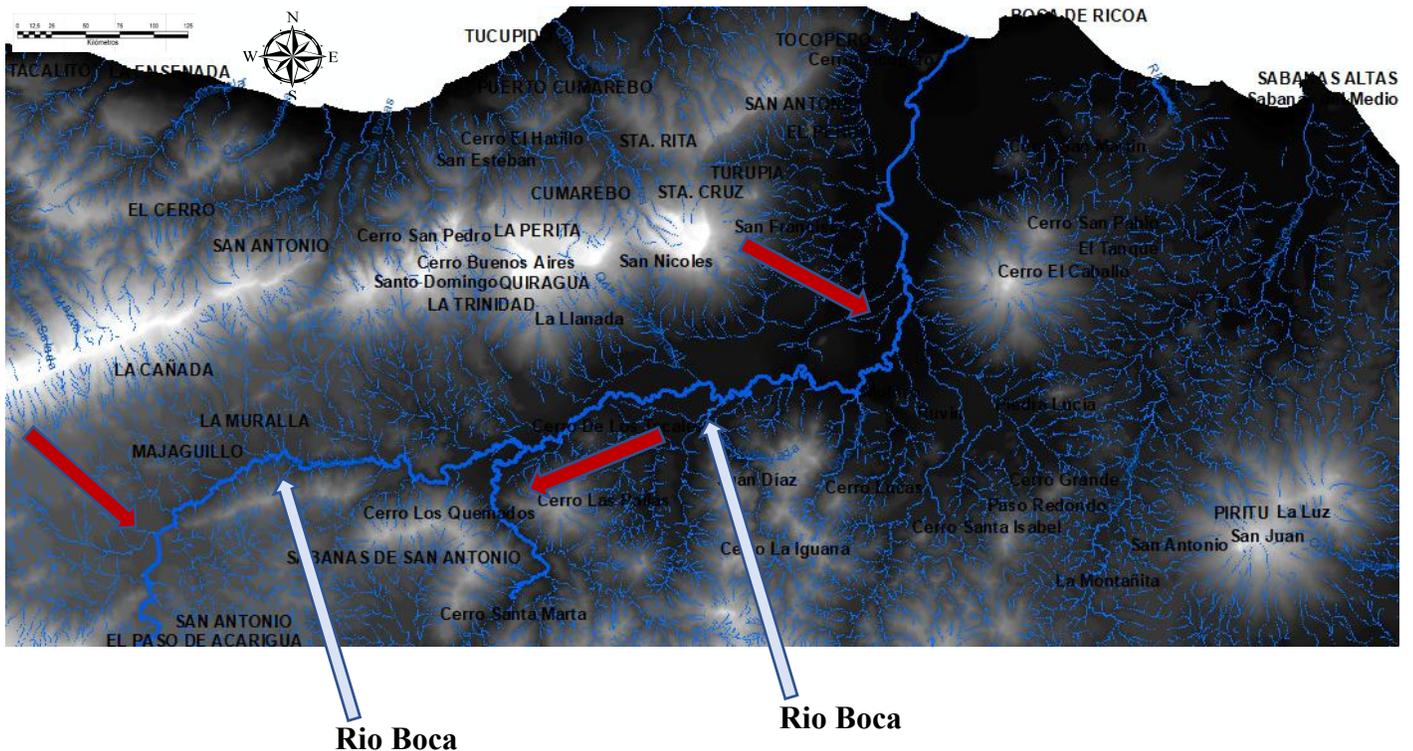


Figura 6.24. Disposición del drenaje en U3. Donde se observa la variación y diferenciación del mismo mediante las flechas azules y los cambios abruptos de dirección mediante las flechas rojas.

## 6.2. Análisis estructural

El análisis geológico estructural se realizó mediante la interpretación de las imágenes Landsat 8 path5row52 y path6row52 y el Hillshade. En este respecto, las combinaciones de bandas 564 y 659 (RGB) fueron de gran utilidad para identificar rasgos estructurales, tales como: lineaciones, trazas de capas, fallas, patrones de fracturas, direcciones de buzamientos (“A” y “V”) e inclusive pliegues de fallas. En esencia, las imágenes poseen una resolución espacial de 30m por pixel, los cuales fueron fusionados con las bandas pancromáticas del sensor Landsat (banda 8) para alcanzar una resolución ideal de 15m por pixel.

### 6.2.1 Estructuras principales

En la zona de estudio se representan las principales direcciones preferenciales de las deformaciones frágiles (fallas) y dúctiles (pliegues). En la figura 6.25 se grafica en color rojo las direcciones preferenciales de las fallas (N35°W). Mientras que, en color verde se representan la dirección preferencial de los ejes de los pliegues (N55°E). Como se puede apreciar, existe una relación angular de 90° aproximadamente entre las estructuras frágiles y las dúctiles, siendo esto consistente con un régimen de esfuerzos con dirección preferencial de N35°W-S35°E. Cabe acotar que, estos patrones de deformación son perfectamente consistentes con las direcciones reconocidas por HAWKINS (1983) y PASSALAUQA (1984). En la hoja 6350, las fallas llegan a tener extensiones aproximadas de hasta 14km. Teniendo extensiones promedio de 2km. Por su parte, las frecuencias de las fallas/fracturas es de (1) falla cada (1000) hectáreas aproximadamente.

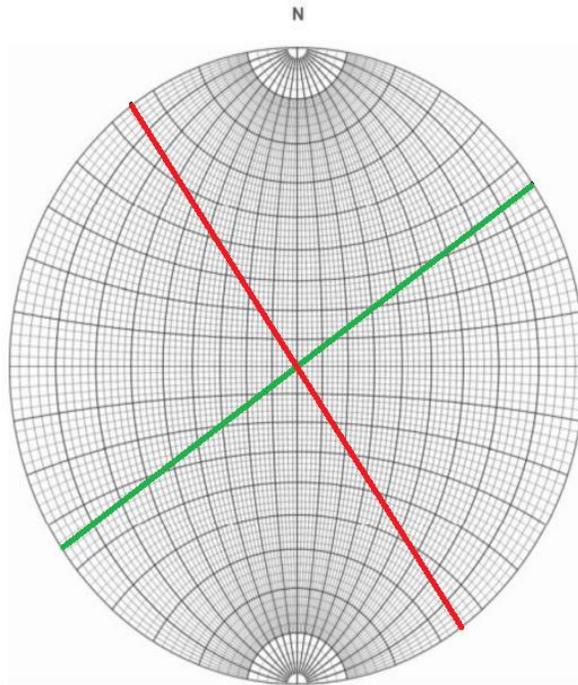


Figura 6.25: Dirección preferencial de las principales estructuras en la zona de estudio.

### 6.2.2 Hillshade

El Hillshade ayudó a la interpretación de los principales rasgos estructurales (ver Figura 6.26). Entre estos podemos mencionar: patrones de buzamientos, lineaciones de rumbos de capas, fallas, fracturas y pliegues. Vale la pena mencionar que, esta herramienta debe ser integrada con otros análisis estructurales para poder obtener una cabal comprensión de los fenómenos descritos. Así mismo, corroborarlo con la continuidad litológica para el caso de las fallas estructurales.

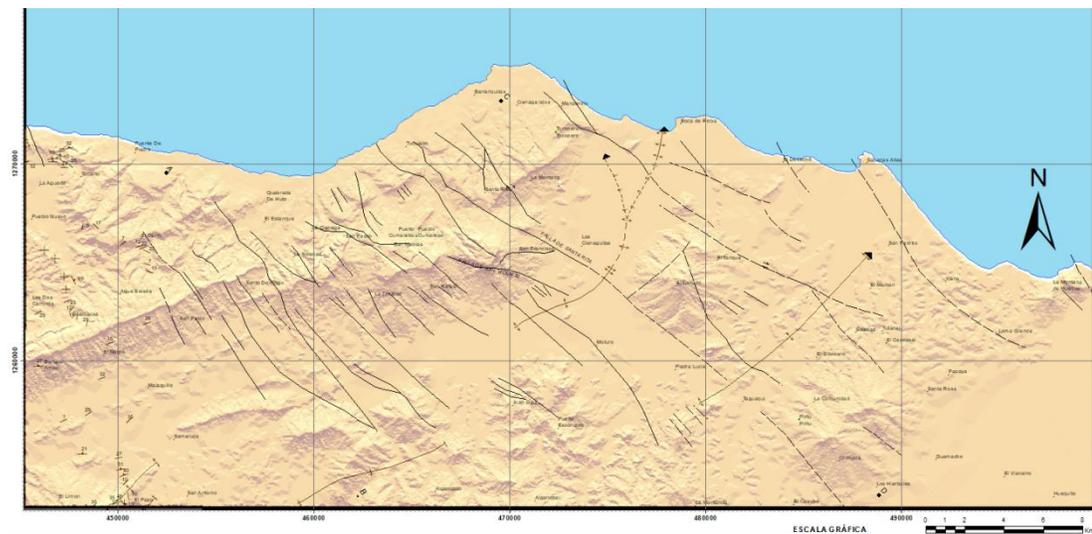


Figura 6.26: Hillshade de la zona de estudio.

### 6.2.3 Combinaciones de bandas

Las combinaciones de bandas espectrales con una resolución de 15m ayuda a visualizar mejor los contrastes en las diferencias: litológicas, de vegetación, de suelos, mineralógicas, entre otras (ver Figura 6.27a y Figura 6.27b). Las cuales pueden a su vez estar asociadas a controles estructurales (fallas, fracturas, pliegues, etc).

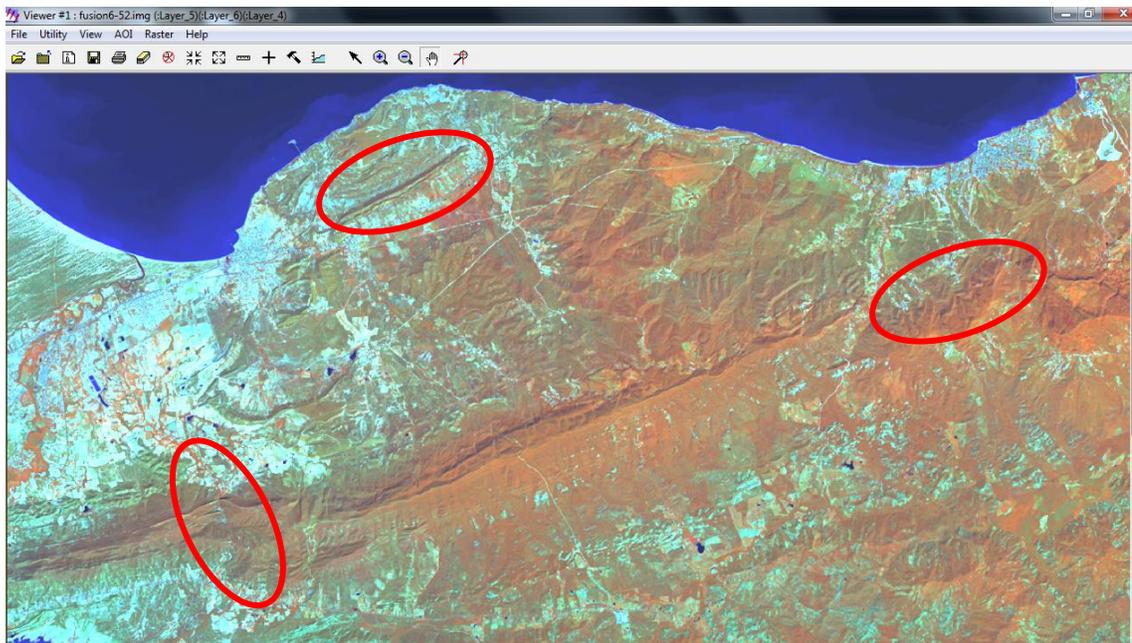


Figura 6.27a: Combinación de bandas 564 (RGB) de la Imagen path6row52. Esta combinación de bandas ayudó a interpretar estructuras de deformación como patrones de buzamientos de las capas, o paquetes estratigráficos, filas, desplazamientos relativos de fallas, entre otros. En óvalos rojos se identifican lineaciones, fallas y trazas.

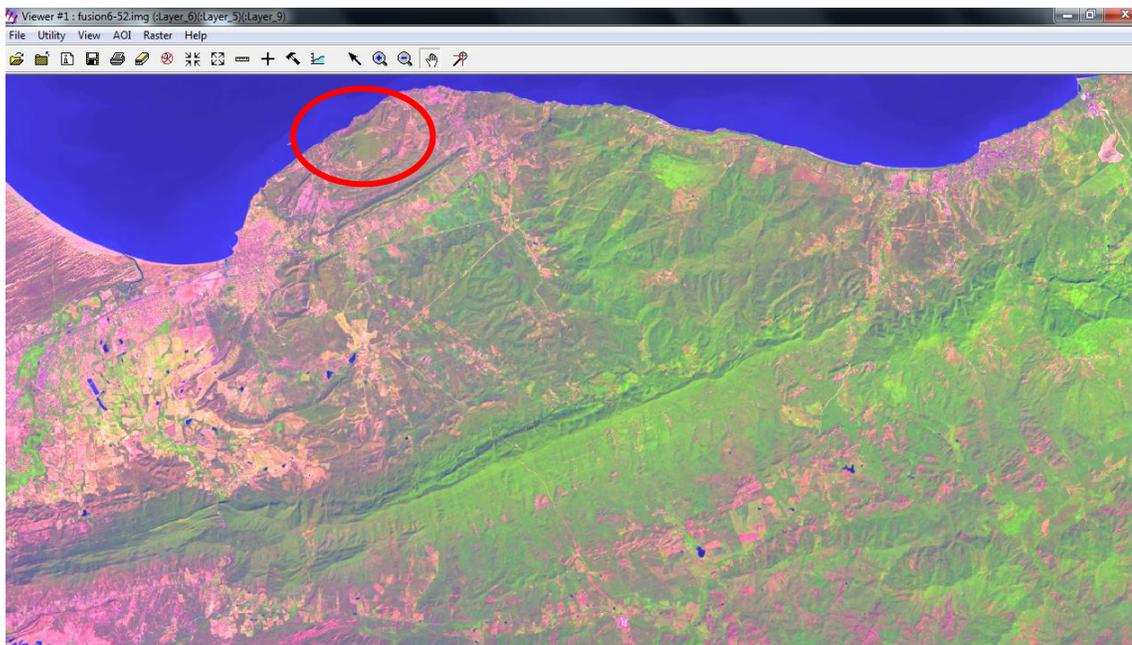


Figura 6.27b: Combinación de bandas 659 (RGB) de la Imagen path6row52. En tonos verdes se aprecia el material que es más propenso a tener mayor vegetación, estas

pueden ser zonas asociadas a litologías calcáreas y/o arcillosas. Así mismo, el color verde ayuda a contrastar lineamientos y fracturas en las rocas (carbonatos) y la red de drenaje (arcillas). Mientras que, en el óvalo rojo se identifica un pliegue cerrado.

#### 6.2.4 Decorrelación

La decorrelación 725 (RGB) sirvió para identificar varios rasgos cartográficos y geológicos estructurales (ver figura 6.28) como: drenajes, vialidades, picas, trazas de capas, pliegues, etc.

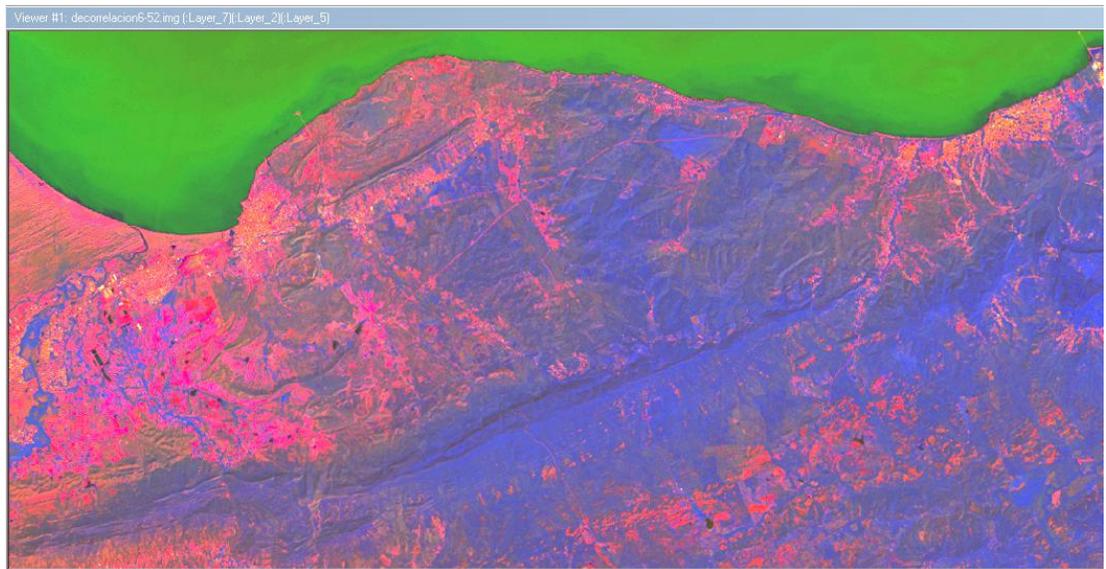


Figura 6.28: Decorrelación 725 (RGB) de la Imagen path6row52. En la figura se aprecian redes de drenajes principales (colores azules), vialidades (colores rosados), poblados (tonos naranjas), el mar (color verde), topografías altas (tonos violetas), cuerpos de arenas (color salmón), entre otros.

### 6.3 Análisis litológico

El análisis litológico y mineralógico se realizó indirectamente por medio de la interpretación de distintos algoritmos matemáticos utilizados en el campo espectral de las imágenes Landsat 8 path5row52 y path6row52.

### 6.3.1 Fracción Mínima de Ruido (MNF)

Uno de los procesamientos que ayudó a determinar diferencias litológicas fue la evaluación de la Fracción Mínima de Ruido (MNF por sus siglas en inglés). Más específicamente la combinación de bandas 359 (ver Figura 6.29). En ella, se puede discriminar las regiones húmedas (colores azules y verdes), de las regiones cálidas (colores morados y violetas). A su vez, se logró segregar las regiones con mayor vegetación (colores naranjas), de las regiones con menor vegetación (colores morados y violetas). Desde el punto de vista geológico, podemos asociar las regiones con colores morados y violetas con zonas áridas, extensos cuerpos de arenas y/o litologías que prácticamente no conservan la humedad.

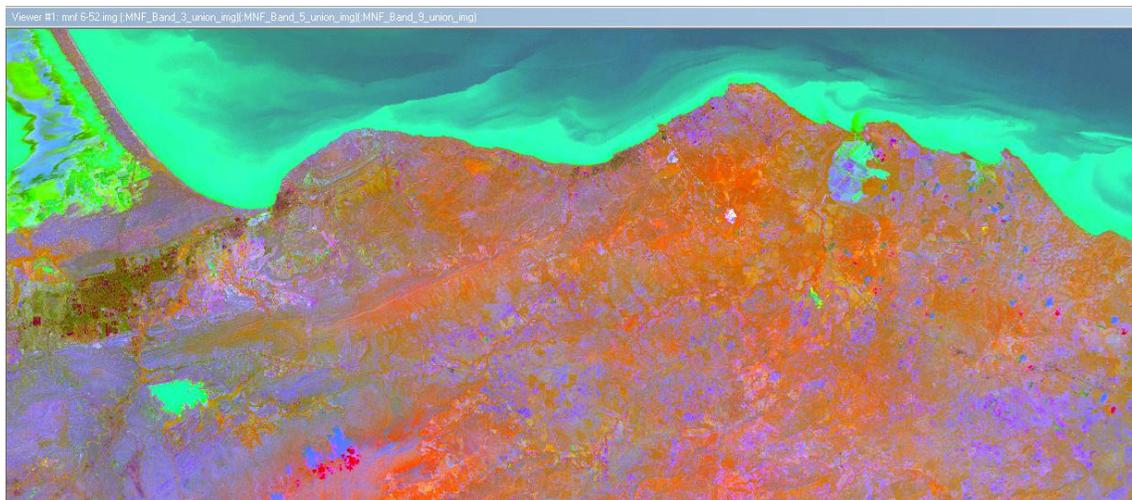


Figura 6.29: MNF (359) utilizada para discriminar regiones áridas (colores morados) de regiones húmedas (colores Verde-azules y naranjas).

### 6.3.2 Índice de Vegetación (IV)

El Índice de vegetación (IV) también ayuda a discriminar ciertas litologías desde el punto de vista geológico (ver Figura 6.30). Esto es cierto si consideramos que una abundancia en la vegetación, con diversidad y grandes alturas (árboles) es directamente proporcional a la cantidad de agua que debe existir en el sistema, y este

a su vez, es directamente proporcional a las litologías que puedan preservar este contenido de agua dentro de ellas. Por ende, lo contrario también es correspondiente.

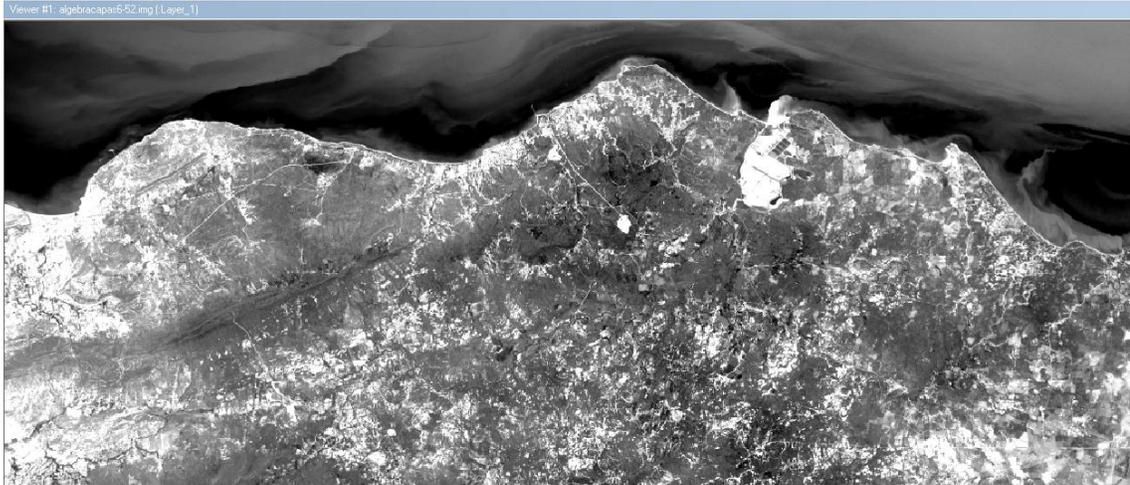


Figura 6.30: Índice de vegetación, en tonos oscuros se encuentra la mayor diversidad y abundancia de la vegetación. Mientras que, en tonos claros se encuentra la menor proporción de abundancia.

### 6.3.3 Álgebra de Bandas

También se utilizó el álgebra de bandas como operación matemática para identificar las áreas con mayor vegetación (ver Figura 6.31). Específicamente, se utilizó la aritmética:  $\text{banda } 5/\text{banda } 7$ ,  $\text{banda } 5/\text{banda } 4$ ,  $\text{banda } 3/\text{banda } 1$  (RGB). En donde, los colores verdosos indican la mayor cantidad de vegetación y los colores rojizos la menor proporción de vegetación.

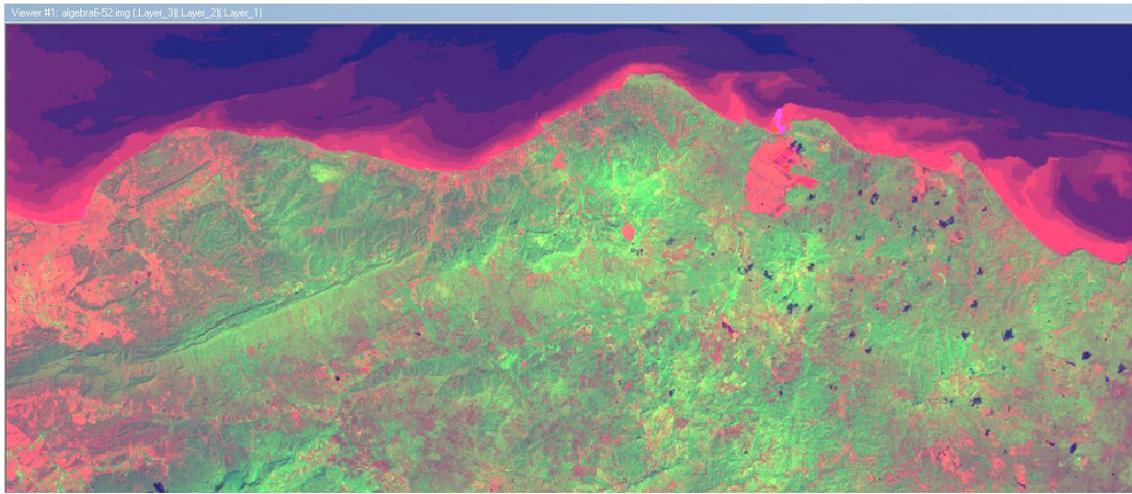


Figura 6.31: Algebra de bandas: banda 5/banda7, banda5/banda4, banda3/banda1. Los colores verdosos indican mayor vegetación y los colores rojizos menor vegetación. También, se aprecian la variación de sedimentos en los cuerpos de agua (tonos rosados) y las mayores profundidades batimétricas (tonos azules y violetas).

#### 6.3.4 Mapeo del Ángulo Espectral (SAM)

Mineralógicamente se utilizó la herramienta del Mapeo del Ángulo Espectral (SAM por sus siglas en inglés). En nuestro caso, se identificaron los distintos comportamientos espectrales del mineral Calcita (ver Figura 6.32), en cada pixel de las imágenes satelitales Landsat 8 path5row52 y path6row52. Según el SAM los colores violetas indican mayores concentraciones del mineral Calcita en la superficie de la imagen y los colores verdes su contraparte.

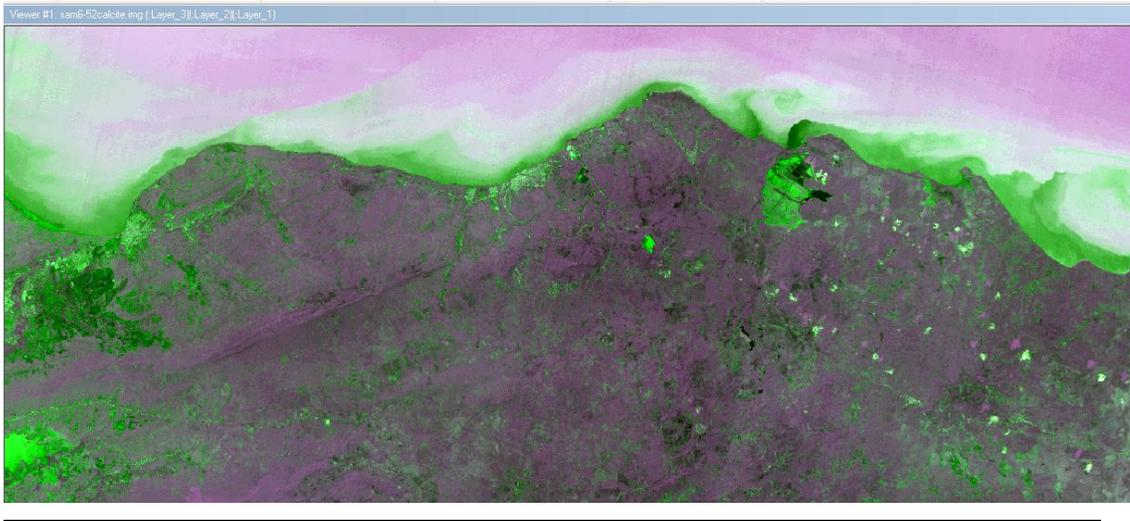


Figura 6.32: SAM para identificación de minerales de Calcita. Los colores violetas indican mayor presencia del mineral Calcita en la superficie. Mientras que, los colores verdes se pudieran asociar a cuerpos de arenas y los colores rosados al mar.

### 6.3.5 Firmas Espectrales (Comportamiento Espectral)

Uno de los principales retos de la interpretación en los sensores remotos aplicados en la geología es la capacidad de poder discriminar los diferentes cuerpos litológicos a través de las Firmas o Huellas Espectrales. Sin embargo, algunos autores plantean que cada localidad de la Tierra es única, con características atmosféricas, geológicas y de vegetación - suelos que hacen que cada cuerpo tenga un “comportamiento espectral” específico. Es por ello que es preferible hablar de Comportamiento Espectral y no de Firma Espectral. Es en este sentido que realizamos la interpretación del Comportamiento Espectral en las imágenes satelitales multiespectrales (path5row52 y path6row52) con especial énfasis en la banda mineralógica (banda 5 del sensor Landsat 8).

En esta investigación, se pudo discriminar fácilmente el Comportamiento Espectral de la nube (ver el óvalo amarillo en la Figura 6.33a), en contraste con el Comportamiento Espectral de los cuerpos de agua y suelos (ver óvalo azul en la Figura 6.33a), en contraposición de los cuerpos litológicos (ver óvalo rojo en la

Figura 6.33a). Cabe destacar que, es justamente la banda 5 (banda asociada al comportamiento mineralógico) del sensor Landsat 8 en donde se encuentran las mayores diferencias entre las nubes, el agua, el suelo y las rocas (ver Figura 6.33a).

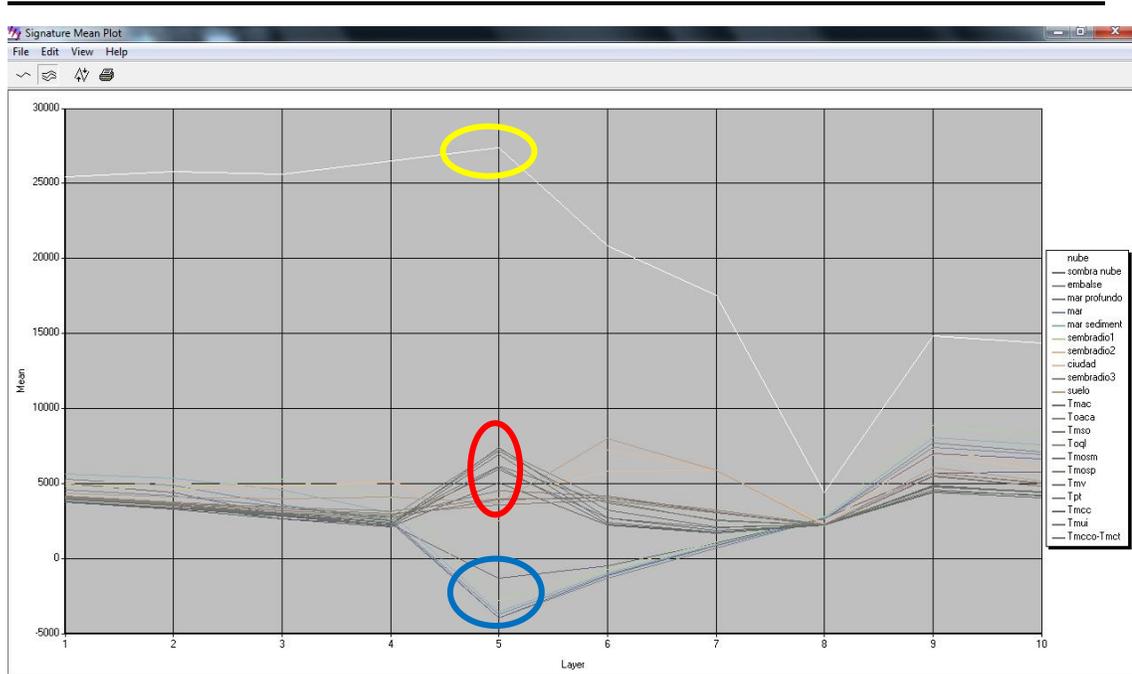


Figura 6.33a: Firmas espectrales en la zona de estudio.

Al seleccionar únicamente el Comportamiento Espectral de los cuerpos rocosos (firmas espectrales dentro del óvalo rojo de la Figura 6.33a), podremos discriminar fácilmente las distintas formaciones geológicas dentro del área de estudio (ver figura 6.33b). Por lo tanto, es la banda 5 del sensor Landsat 8 quien logró discriminar las unidades geológicas: Formación Agua Clara (Toac), Formación Querales (Toq) y Formación Tucupido (Tpt) del resto de las formaciones geológicas del área de estudio (ver óvalo negro en la Figura 6.33b).

Es importante resaltar que, tanto la Formación Agua Clara como la Formación Querales son de edad Oligoceno superior. Por lo que, se infiere que el sensor pudo determinar alguna diferenciación particular en esta unidad litoestratigráfica, asociado a algún componente mineralógico debido a que se diferencia en la banda 5 (banda mineralógica). Por su parte, la Formación Tucupido de edad Plioceno consiste en una caliza arrecifal que meteoriza a “caliche”, rasgo que pudo ser discriminable por la banda 5 (mineralógica).

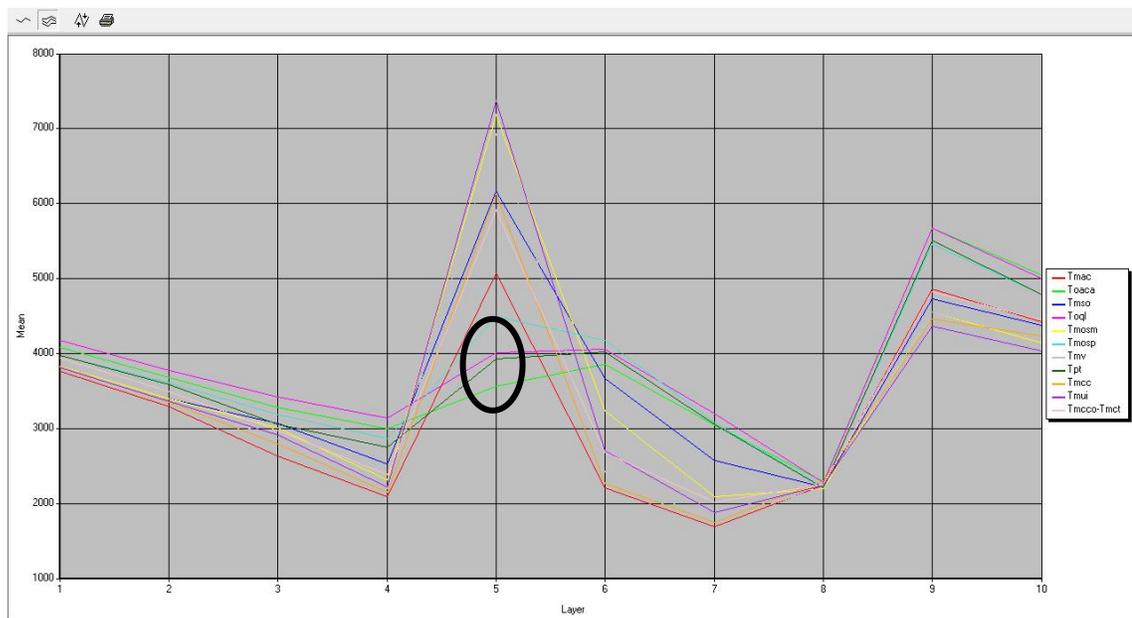


Figura 6.33b: Firmas espectrales de las distintas formaciones geológicas.

### 6.3.6 Clasificación No-supervisada

La Clasificación No-supervisada fue utilizada para discriminar ciertos cuerpos litológicos, entre las clases identificadas tenemos: sembradíos, cuerpos de agua profunda, cuerpos de agua somera, arenas (sedimentos), vegetación abundante, vegetación asociada a climas áridos, entre otros (ver Figura 6.34).



Figura 6.34: Clasificación no-supervisada con 15 clases definidas. En color azul se diferencian las aguas someras (azul claro) y aguas profundas (azul oscuro), en color amarillo las arenas (sedimentos), en color verde oscuro la vegetación abundante y en color verde claro vegetación de menor abundancia.

### 6.3.7 Clasificación Supervisada

Litológicamente, se utilizaron las redes neuronales o inteligencia artificial para entrenar al programa para identificar determinados cuerpos de rocas. Para ello, el programa ERDAS 15 cuenta con un módulo especializado para trabajar con la Clasificación Supervisada tomando en cuenta las Firmas Espectrales.

Con respecto al análisis litológico la Clasificación Supervisada fue la que arrojó mejores resultados. Para este estudio se determinaron 22 clases espectrales (ver Figura 6.35a), las cuales contemplan: nubes, cuerpos de agua, suelos, cultivos, ciudad y las distintas formaciones geológicas definidas para el área de estudio (ver Figura 6.35b).

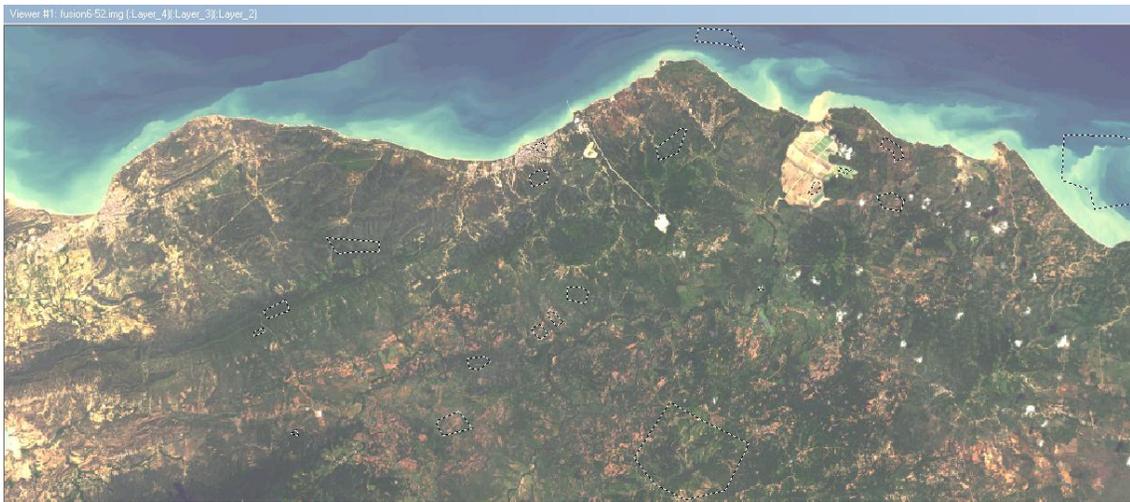


Figura 6.35a: Ubicación de las 22 clases en la clasificación supervisada.

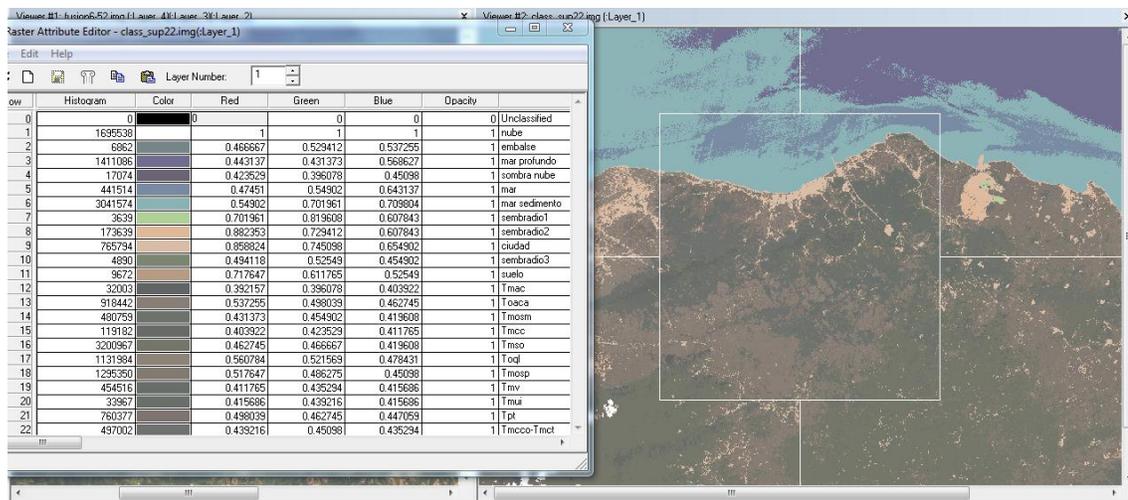


Figura 6.35b: Clasificación supervisada con 22 clases de interés.

Una vez establecidas las 22 clases espectrales (semillas de las redes neuronales), el programa interpoló las firmas espectrales al resto de las imágenes satelitales, pixel por pixel, buscando geoestadísticamente la mayor correspondencia (ver Figura 6.35c). De las 22 clases definidas 16 tuvieron una buena correspondencia con la realidad, representando un 72,72% de eficiencia. Las 16 clases espectrales que

obtuvieron la correspondencia fueron: 1°) nube, 2°) embalse, 3°) mar profundo, 4°) sombra de nube, 5°) mar, 6°) mar con sedimento, 7°) sembradío “1”, 8°) sembradío “2”, 9°) sembradío “3”, 10°) suelo, 11°) Miembro Mosquito (Tmosm) de la Formación Socorro, 12°) Miembro Cumarebo (Tmcc) de la Formación Caujarao, 13°) Formación Solito (Tmso), 14°) Miembro Meseta (Tmui) de la Formación Urumaco, 15°) Formación Tucupido (Tpt) y 16°) Miembros Corocorote-Turupia (Tmcco-Tmct) de la Formación Caujarao.

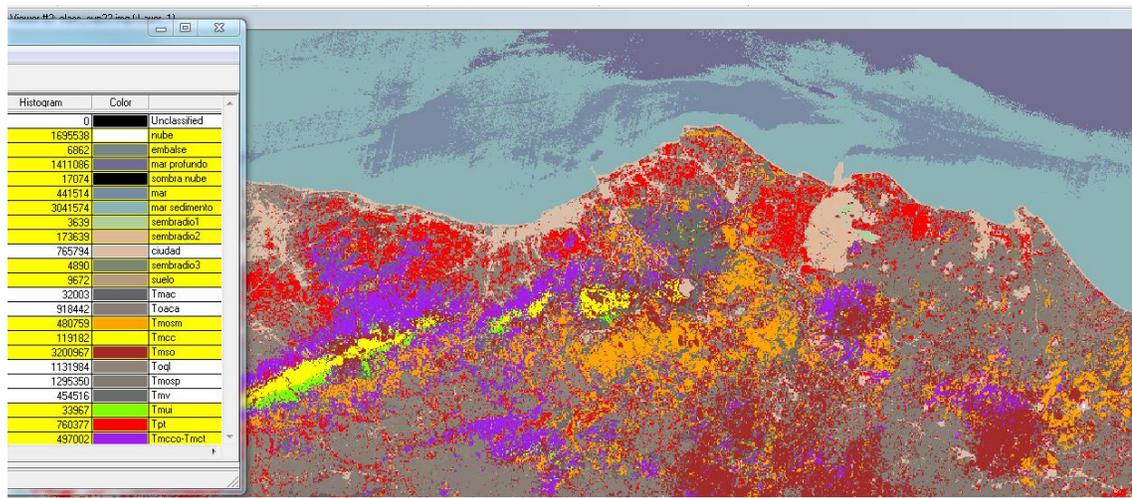


Figura 6.35c: Correspondencias litológicas con la clasificación supervisada. En amarillo se resaltan las clases espectrales que mejor correspondieron con la realidad.

### 6.3.8 Análisis de las formaciones geológicas

Con respecto a la diferenciación de las formaciones geológicas se utilizaron varios criterios, entre estos se pueden mencionar: características topográficas, hidrológicas, comportamiento de las pendientes, dureza o resistencia mecánica de las rocas a la meteorización, características estructurales dominantes y el comportamiento de las firmas espectrales de las formaciones geológicas específicamente en sus bandas 5, 6 y 9, las cuales representan mejor las distinciones litológicas (Ver Tabla 1). En la tabla anexa se resumen estas características distintivas que fueron analizadas para la zona

de estudio. Cabe destacar que, las variables deben analizarse en conjunto para poder describir integralmente las características generales de cada formación geológica.

Tabla 1: Resumen de las características distintivas de las formaciones geológicas en la Hoja cartográfica 6350.

Edad	Código	Nombre	Litología	Topografía	Pendientes	Hidrografía	Dureza	Estructural	Comportamiento Firma Espectral (Bandas: 5/6/9)
Cuaternario	Qral	Aluvión	Arcillas	Valles amplios	Horizontal	Pseudoparalelo	Blando	Levemente deformado	(3686/7929/6060)
	Qt	Terrazas	Arenas	Laderas de valles	Horizontal	Gargantas	Duro	Levemente deformado	(7272/3888/4848)
Plioceno	Tpt	Fm. Tucupido	Calizas arenosas	Zonas costeras	Suaves al Norte	Rectilíneo	Duro	Levemente fracturado	(3939/4040/5606)
Mioceno S	Tmco/ Tmv/ Tmg	Fm. Codore/ El Veral/ Punta de Gavilán	Lutitas, Lutitas calcáreas, Margas y Calizas	Colinas y valles	Suaves al Norte	Dendrítico a paralelo	Blando a Medio	Fracturado y fallado	(6868/2424/4595)
	Tmcoa	Mbo. Algodones	Lutitas arenosas	Valles y colinas	Suaves al Norte	Dendrítico	Blando	Levemente deformado	(5202/2171/4848)
Mioceno M	Tmt	Fm. Turupia	Lutitas calcáreas	Filas y colinas	Fuerte al Norte	Dendrítico	Medio	Fracturado y fallado	(5808/2626/4898)
	Tmcc	Mbo. Cumarebo	Calizas	Filas y colinas	Afiladas y radial	Gargantas	Duro	Fuertemente fracturado y fallado	(6161/2272/4494)
Mioceno M- Oligoceno S	Tmos	Fm. Socorro	Areniscas y lutitas	Filas y valles	Afiladas y radial	Dendrítico	Blando a Medio	Fuertemente fracturado, fallado y plegado	(7171/3282/4545)
Oligoceno S	Toq	Fm. Querales	Lutitas	Colinas y valles	Suaves variados	Dendrítico a paralelo	Blando	Plegado y fracturado	(3989/4040/5707)
	Tmso	Fm. Solito	Areniscas	Colinas y valles	Variados	Dendrítico	Duro a Medio	Plegado y fracturado	(6262/3686/4747)

#### 6.4. Análisis de mapa geológico

Gracias a la integración de todos los resultados obtenidos mediante la interpretación de la Clasificación supervisada, los distintos subproductos en las imágenes multiespectrales, las interpretaciones de los Modelos Digitales de Elevación de Terreno, la Topografía, la Geomorfología, los patrones de drenaje, la litología y las características estructurales se pudo generar el Mapa Geológico de la Hoja Cartográfica 6350 (ver Anexo 1 y Figura 6.36 como referencia).

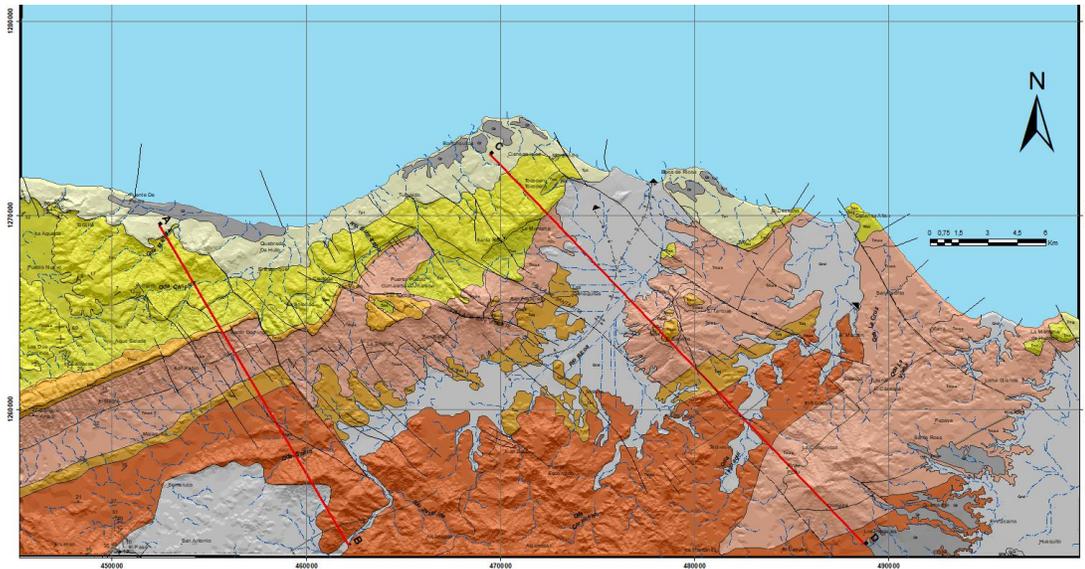


Figura 6.36: Mapa Geológico de la Hoja Cartográfica 6350 (ver Anexo 1).

A continuación se presentan algunos cambios entre este estudio con respecto a los mapas previos.

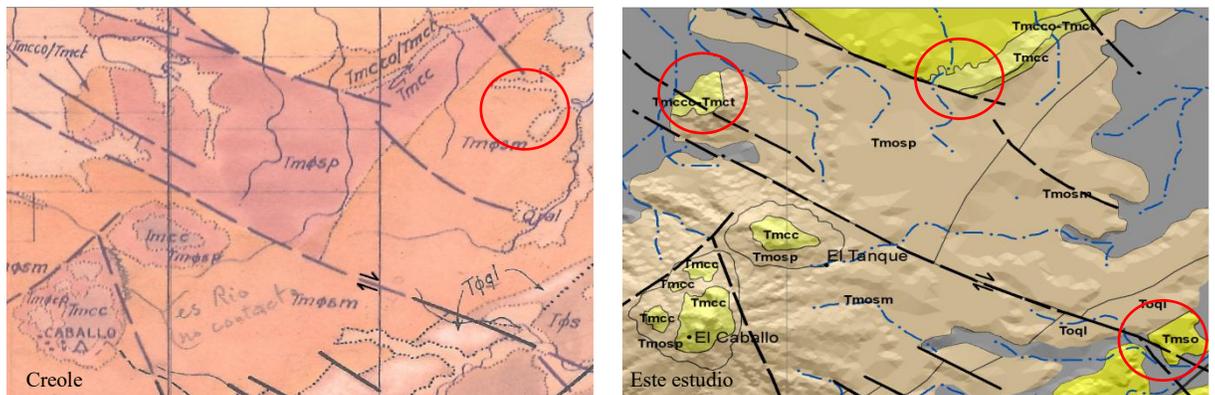


Figura 6.37a: Comparación entre el Mapa Geológico de Creole y el Mapa Geológico 6350 de este estudio.

En la figura 6.37a se presenta un detalle del Mapa Geológico de Creole con respecto al Mapa generado en este estudio. En círculos rojos se demarcan algunas diferencias de interés. En el caso del círculo rojo identificado en el Mapa Creole

(izquierda) puede deberse a un cambio en los sedimentos cuaternarios del presente. Mientras que, los tres (3) círculos rojos en el Mapa Geológico 6350 de este estudio (derecha) se debe a modificaciones litológicas, estos responden mejor a la integración de los diferentes análisis realizados en este estudio contemplando sensores remotos e interpretación geomorfológica.

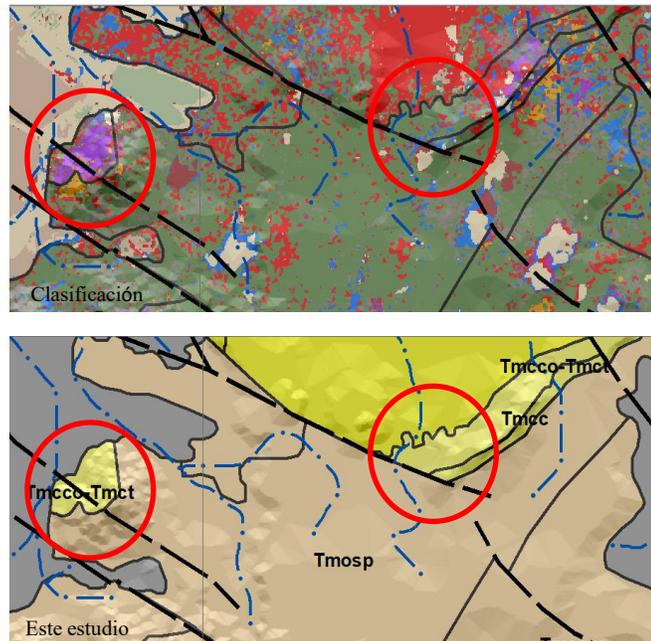


Figura 6.37b: Comparación entre la Clasificación Supervisada con 22 clases en la imagen satelital Landsat 8 y su influencia en el Mapa Geológico 6350 de este estudio.

Aunado a la figura anterior (6.37a), podemos ver que en la parte superior de la Figura 6.37b se demuestra un detalle de la Clasificación Supervisada con 22 clases de la imagen satelital Landsat 8 y en la parte inferior la misma región en el mapa geológico 6350 de este estudio. En los círculos rojos dentro de la Clasificación Supervisada se denotan regiones con las mismas características de valor espectral, por esta razón, los límites de los contactos formacionales en este estudio fueron calcados de la clasificación supervisada (ver los círculos rojos en la zona inferior de la Figura 6.37b).

### 6.5. Interpretación de perfiles geológicos

Se generaron dos (2) perfiles geológicos perpendiculares a los principales frentes de deformación en la Hoja Cartográfica 6350, representando las estructuras y las formaciones involucradas en la región occidental (escala 1:40.000 y dirección N60W) y la región oriental (escala 1:55.000 y dirección N48W), “AB” y “CD” respectivamente (ver Anexo 1 y Figura 6.38 como referencia).

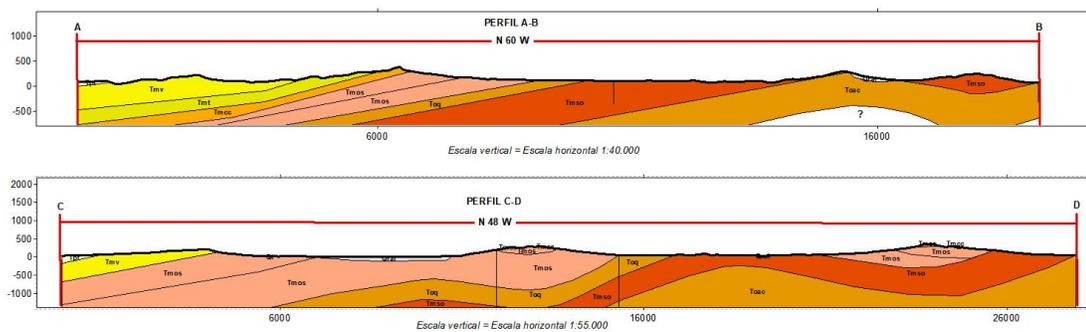


Figura 6.38: Cortes o Secciones Estructurales “AB” y “CD” de la Hoja Cartográfica 6350 (ver Anexo 1).

En el Perfil “AB” se aprecia una notable correspondencia entre el relieve del paisaje con respecto a los binomios de dureza litológicos (ver Figura 6.38). Este es el caso del Miembro Cumarebo (Tmcc) de la Formación Caujarao, el cual consiste en una caliza arrecifal competente. Lo propio ocurre con las calizas detríticas y glauconíticas de la Formación El Veral (Tmv), las cuales le dan mayor competitividad a la unidad.

En el Perfil “CD” geomorfológicamente se aprecia un sinclinal colgado en el Miembro Portachuelo (Tmosp) de la Formación Socorro, lo que estaría representando la no-correspondencia entre el control litológico y el control estructural (ver Figura 6.38). De aquí se deduce que es la litología quien modela y controla el relieve del

paisaje. En este perfil también se nota la competitividad que las calizas arrecifales y glauconíticas le otorgan a la Formación El Veral.

Cabe destacar que, en ambos perfiles se aprecian importantes cambios de espesores litológicos, lo que sugiere que estos pueden responder a las variaciones laterales (acuñamientos) que ocurren en la Cuenca de Falcón (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

### 6.5. Evolución tectonoestratigráfica

Finalmente, se configuró la comprensión de la Tectonoestratigráfica involucrada en la Hoja Cartográfica 6350 (ver Figura 6.39). Cabe destacar que, el modelo tectónico que mejor se adapta a las características estratigráficas y litológicas es el de AUDEMARD (1995)

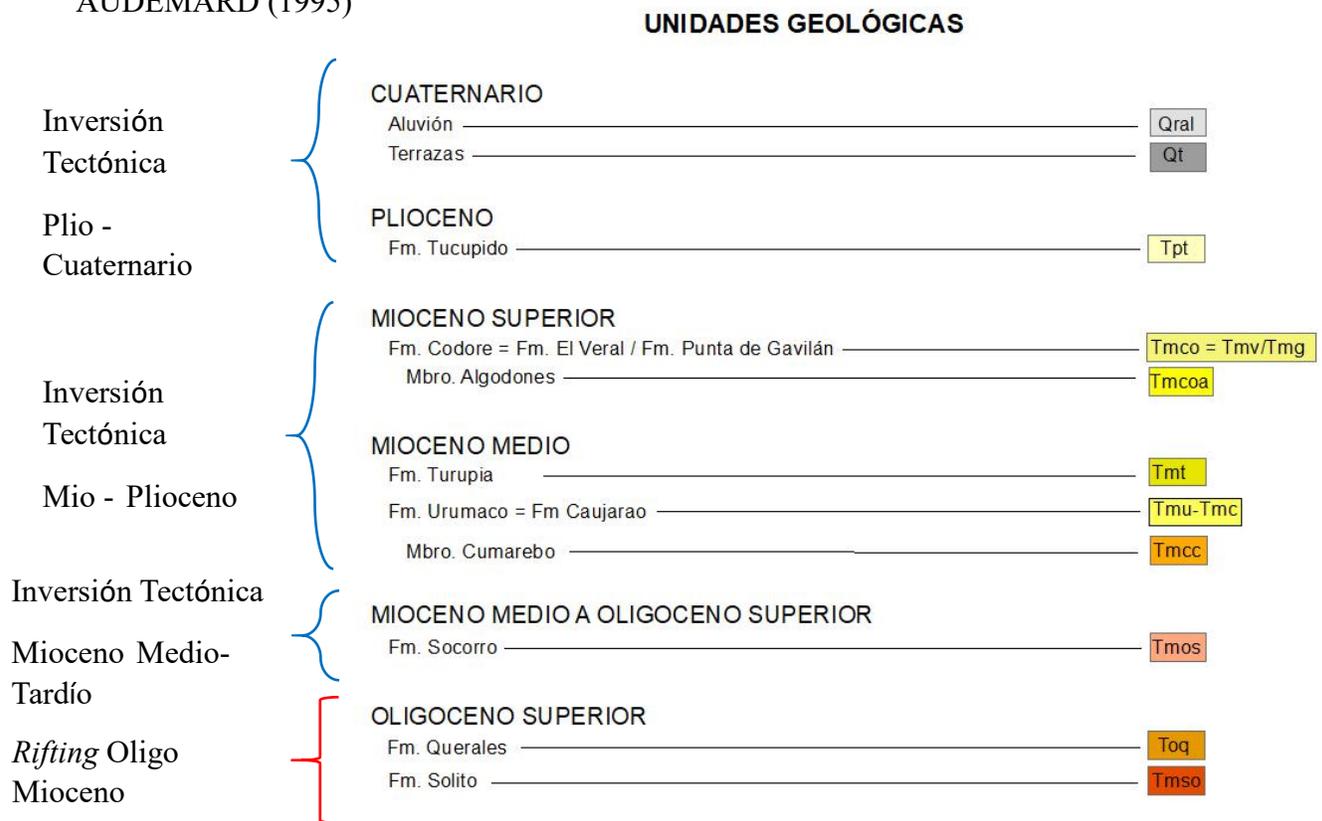


Figura 6.39: Correspondencia estratigráfica con el modelo tectonoestratigráfico de AUDEMARD (1995).

Según AUDEMARD (1995), los periodos de deformación tectónica se subdividen en cuatro (4), las cuales se pueden corresponder con la estratigrafía y litología encontrada en la Hoja Cartográfica 6350, a saber:

1) Periodo Rifting (Oligoceno-Mioceno Temprano): En dicho periodo una fase distensiva es responsable de la estructuración de la cuenca de Falcón (GALLARDO, 1985) (citado de AUDEMARD, 1995). Lo cual generó una fosa estrecha del eje mayor a este-oeste, es decir, la cuenca de Falcón nace durante una fase de rifting de edad Oligoceno a consecuencia de un campo de esfuerzos regional distensivo. Según nuestra interpretación, en este periodo se depositaron las formaciones: Agua Clara, Solito y Querales.

2) Periodo de cierre de la cuenca de Falcón (Mioceno Temprano-Cuaternario):

Periodo distribuido en tres etapas

- a) Inversión tectónica de edad Mioceno Medio-Tardío: Durante esta etapa la cuenca de Falcón atraviesa por un proceso de inversión tectónica originado por un campo de esfuerzos regional caracterizado por esfuerzos mínimo y máximo sub-horizontales. Dicho régimen tectónico estructura la cuenca en un gran anticlinorio, denominado anticlinorio de Falcón, responsable del plegamiento general de dicha cuenca cuyos pliegues están orientados en dirección WSW-ENE. Dicho levantamiento induce a los procesos sedimentarios moverse hacia el norte del anticlinorio. Cuya depositación son secuencias de llanura costera y de plataforma marina. Según nuestra interpretación, se asocia la Formación Socorro.
- b) Compresión Mio-Plioceno: Esta fase es responsable de la discordancia que separa las formaciones La Puerta Superior Codore y El Veral de las formaciones La Puerta Inferior,

Urumaco y Caujarao. Según nuestra interpretación, justamente fue depositado las formaciones: Urumaco, Caujarao, Codore y El Veral.

- c) Compresión Plio-Cuaternario: Esta fase tectónica es responsable de la configuración actual de la cuenca de Falcón y que a su vez sigue estando activa. El inicio de esta fase empieza con la sedimentación de la Formación Coro.

Es importante resaltar que la mencionada fase tectónica es responsable de la actividad cuaternaria actual, como por ejemplo el Cabalgamiento de Chuchure-La Mina de Coro-Guadalupe en dirección NE-SW. Según nuestra interpretación, en este momento fue depositado la Formación Tucupido y los sedimentos Cuaternarios.

## CAPÍTULO VII

### 7. CONCLUSIONES

- Se pudo generar la actualización de la cartografía geológica escala 1:100.000 de la Hoja Cartográfica 6350 a través de la integración de la interpretación de distintas imágenes satelitales con la información de mapas previos.
- Se realizaron dos (2) cortes geológicos estructurales de la zona de estudio, tomando como base la topografía generada por los mapas topográficos 1:25.000.
- Dentro de los distintos métodos de análisis espectral el que otorgó un resultado más óptimo fue el uso de inteligencia artificial a través de la clasificación supervisada de 22 clases o unidades espectrales.
- Los análisis de combinación de bandas (RGB) produjeron resultados asociados a lineamientos, trazas y fallas (564) o material frágil, fracturas y pliegues (659).
- La decorrelación 725 sirvió para identificar rasgos cartográficos (drenajes, vialidades y picas), y geológicos estructurales (trazas de capas y pliegues).
- La MNF (359) ayudó a discriminar regiones áridas de regiones húmedas.
- Tanto el índice de vegetación como con el álgebra de bandas (banda 5/banda7, banda5/banda4, banda3/banda1) se pudo discriminar las regiones de mayor vegetación contra las regiones de menor vegetación.
- Con la herramienta del SAM se pudo identificar las áreas con mayor contenido de calcita ( $\text{CaCO}_2$ ).
- A través de la interpretación de la banda 5 (mineralógica) del sensor Landsat 8 en las firmas espectrales se pudo diferenciar fácilmente los cuerpos de roca, de los cuerpos de agua, de suelo e incluso de las nubes. Adicionalmente, dentro de los componentes litológicos de la banda 5 se pudieron discriminar las formaciones calcáreas y las más arenosas,

- La clasificación no-supervisada con 15 clases definidas determinó los cuerpos de aguas someras, aguas profundas, arenas (sedimentos), vegetación abundante y vegetación de menor abundancia.

- Geomorfológicamente se pudieron identificar:

Unidad de montañas bajas (U1) el cual consiste en; filas alargadas asimétricas con topes amesetados (T1), sistemas de lomeríos (T2), llanura fluvial (T3) y cerros alargados (T4).

Unidad de colinas y filas bajas (U2) el cual consiste en; cerros aislados redondeados (T5), fila con forma de herradura (T6), sistema de lomeríos (T7), cerro alargado (T8) y llanura de inundación (T9).

Unidad de valle (U3).

## CAPÍTULO VIII

### 8. RECOMENDACIONES

- Gracias a los resultados obtenidos, se recomienda aplicar el flujograma de trabajo utilizado en este estudio a otras áreas de Venezuela a fin de actualizar la cartografía geológica a escala 1:100.000.
- Realizar campañas de campo para verificar la certidumbre de la metodología aplicada.
- Ampliar la interpretación de sensores remotos con imágenes satelitales con mayor resolución espacial (pixel menor a los 30m).
- Ampliar la interpretación de sensores remotos con imágenes satelitales con mayor resolución espectral (imágenes hiperespectrales).
- Complementar la información geológica con toma de muestras para secciones finas, Difracción de Rayos X, bioestratigrafía, etc.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AUDEMARD, F., (1993). *Neotectonique, sismotectonique et aleva sismique du nord-ouest du Venezuela (systeme de failles d'Oca-Ancon)*. Ph.D. Thesis, universitede Montpellier, France. 369p.

AUDEMARD, F., (1995). La cuenca terciaria de Falcón, Venezuela noroccidental: síntesis estratigráfica, génesis e inversión tectónica. IX congreso latinoamericano de geología.

AUDEMARD, F., (1997). Tectónica activa de la región septentrional de la cuenca invertida de Falcón, Venezuela occidental. VIII congreso geológico venezolano, sociedad venezolana de geología tomo I, 93-100.

AUDEMARD, F., & SINGER, A., (1994). *Seismic source assessment in northwestern Venezuela. Regional seismological assembly in south America*. 92p.

BRUEREN, J., (1949). *Geological report cpms-310*. Paraíso Manaure, Área central de Falcón. 614p.

CROWELL, J., (1974) *sedimentation along the San Andreas Fault, California, in dott. Society of economic paleontologist and mineralogists special publication 19*, 292-303p.

CASTRO (1979). Estudio bioestratigráfico de una zona ubicada al NE de Piritu Distrito Zamora Estado Falcón. Trabajo especial de Grado. Inédito. Departamento de geología, UCV. 83-126p.

DIAZ DE GAMERO (1977). Estratigrafía y micropaleontología del oligoceno y mioceno inferior del centro de la Cuenca de Falcón en las formaciones Caujarao y Tucupía, Falcón nororiental. Bol., Soc. Venezolana de geología, Vol., 22, Nro. 1, 25-35p.

ESPARIS, E., HERNANDEZ, O., (2005), Integración y actualización geológica del área comprendida entre las poblaciones de Churuguara y piedra grande, estados falcón y Lara. Trabajo especial de grado. Inédito. Departamento de geología, UCV. 49-56p.

GONZALEZ DE JUANA, C., (1937). Geología general y estratigrafía de la región de Cumarebo, estado Falcón. Bol. De geología y minería, Caracas. Vol. 1, Nro2-4. 197-217p.

GALEA (1976). Estudio de una sección del Mioceno situada al sur de la sierra de Guaibacoa, distritos Colina y Zamora, Estado Falcón. Trabajo especial de Grado. Inédito. Departamento de geología, UCV. 24-38p.

GIFFUNI (1980). Geología del área de Tocópero y su relación con la cuenca de Agua Salada Estado Falcón. Trabajo especial de Grado. Inédito. Departamento de geología, UCV. 52-67p.

GONZALEZ DE JUANA, C., *et al.*, (1980). Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas. Tomo I. Ediciones Foninves. Caracas. 172p.

GAMBOA, L., (1986). Procesos metodológicos para la interpretación de los mapas topográficos. Trabajo especial de grado. Universidad Centra de Venezuela. Facultad de Humanidades y educación. 197p.

HUNTER, V.F., (1974) *A mid-Tertiary stratigraphi unit of the southern Caribbean area.* 520p.

KAVANAGH, C., (1953). Estudio de una sección de la Formación Caujarao en el anticlinal de la vela, estado Falcón. Trabajo especial de grado Inédito, departamento de geología, UCV. 122p.

LABADY (1979). Geología de una zona ubicada al norte de Píritu, Distrito Zamora Estado Falcón. Trabajo especial de Grado. Inédito. Departamento de geología, UCV. 66-74p.

LEÓN & QUIJADA (1985). Estratigrafía y sedimentología de un área situada al sureste de Coro Edo. Falcón. Trabajo especial de Grado. Inédito. Departamento de geología, UCV. 30p.

MUESSIN, K., (1984). *Structure and Cenozoic tectonics of the falcon basin, Venezuela and adjacent areas*. 217-230p.

OLDOW, J., *et al* (1990). *Transpression, orogenic float and lithospheric balance geology*, v. 18, 991-994p.

PORRAS, L., (2000). Evolución tectónica y estilos estructurales de la región costa afuera de las cuencas de Falcón y Bonaire. 2-12p.

SENN, A., (1935). *Die stratigraphische verbreitung der tertiaren orbitoiden. Venezuela and nord-Marokko*. 369-373p.

STAINFORTH, R., (1962). *Definitions of some new stratigraphy units in western Venezuela. Las pilas cocuiza*. Bol. Nro 5. 279-282p.

VALLENILLA, P., (1961). Estratigrafía de las formaciones Caujarao, La Vela y Coro en sus localidades tipo estado Falcón. Asociación venezolana de geología minería y petróleo. 29-78p.

WHEELER, B., (1963). *Oligocene and lower Miocene stratigraphy of western and notheasern falcon basin, Venezuela*. 35-68p.

WILLISTON, S., & NICHOLS, R., (1928). *The geology of Venezuela and Trinidad*. 445-451p.

WOZNIAK, J. & WOZNIAK, M., (1979). Geología de la región de Cabure estado Falcón. Reporte Inédito. 64p.

ZAMBRANO, E., DUVAL, M., & CONFFINIERES, B., (1971). Síntesis paleogeográfica y petrolera del occidente de Venezuela: memoria, IV congreso geológico venezolano, Caracas. Publicación especial Nro. 5. 481-552p.

ZINCK, A., (1980). Valles de Venezuela. Caracas: Lagoven. Petróleos de Venezuela S.A.

ZINCK, A., (1981). Definición del ambiente geomorfológico con fines de descripción de suelos. CIDIAT, Mérida. SC-46.