

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**“INTEGRACIÓN Y ACTUALIZACIÓN GEOLÓGICA DEL ÁREA
COMPRENDIDA ENTRE LAS POBLACIONES DE EL ROBLE, SAN
MIGUEL DE LA CRUZ, AGUA COLORADA
Y EL LIMÓN, ESTADOS FALCÓN Y LARA”**

Trabajo Especial de Grado
Para Optar al Título de Ingeniero Geólogo
Presentado Ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por los Brs.
Maklad, A. Firas,
Pallema, Y., Wilcar, J.

Caracas, Mayo de 2011

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**“INTEGRACIÓN Y ACTUALIZACIÓN GEOLÓGICA DEL ÁREA
COMPRENDIDA ENTRE LAS POBLACIONES DE EL ROBLE, SAN
MIGUEL DE LA CRUZ, AGUA COLORADA
Y EL LIMÓN, ESTADOS FALCÓN Y LARA”**

Tutor Académico: Prof. Rafael Falcón

Trabajo Especial de Grado
Para Optar al Título de Ingeniero Geólogo
Presentado Ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por los Brs.
Maklad, A. Firas,
Pallema, Y., Wilcar, J.

Caracas, Mayo de 2011

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geológica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Bachilleres Firas A. Maklad y Wilcar J. Pallemá Y., titulado:

**“INTEGRACIÓN Y ACTUALIZACIÓN GEOLÓGICA DEL ÁREA
COMPRENDIDA ENTRE LAS POBLACIONES DE EL ROBLE, SAN MIGUEL DE
LA CRUZ, AGUA COLORADA
Y EL LIMÓN, ESTADOS FALCÓN Y LARA”**

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingenieros Geólogos, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el (los) autor (es), lo declaran APROBADO

Prof. Rafael Falcón

Prof. Mauricio Hernández

Prof. Orlando Cabrera

A Dios Todopoderoso

A mis padres, hermanas y familia

En memoria a

Carlitos Rayi Maklad

FIRAS MAKLAD

Dedicatoria

A Dios por guiarme y

Apoyarme en todo momento,

A mis padres,

Hermanas y Familia, por su apoyo incondicional.

WILCAR PALLEMA

AGRADECIMIENTOS

Firas Maklad

Son muchas las personas que debería nombrar en estas líneas, pero me quedaré con las más trascendentales... con aquellas que no han bajado la guardia y siempre me han apoyado, tanto a lo largo del desarrollo de esta Tesis como a lo largo de mi vida.

Primero, debo dar gracias a mi madre. A aquella incansable mujer que desde que era pequeño me ha guiado y acompañado en los momentos en que más le he necesitado. Por su apoyo, por su incondicionalidad de madre y principalmente por su amor que no espera nada a cambio. Mamá, todo mi trabajo va dedicado a ti.

Mis hermanas son mis ojos y no puedo sino darle las gracias por el tiempo, por entender las veces en que no pude estar con ellas, pero sobre todo por el inmenso amor que siento de su parte. Diana, Liliana y Viviana, o Liliana, Diana y Viviana para que ninguna se sienta primero, todos los días le doy gracias a Dios por haberlas traído a mi vida. Gracias infinitas por siempre estar presentes. Gracias por ser mi apoyo, mí puesta a tierra.

Mi padre, a su manera, siempre ha jugado un rol importante en mi vida. Gracias a ti también papá, por ser el proveedor durante los años en que viví bajo tu techo; gracias por los consejos que siempre me diste y por preocuparte del desarrollo de esta Tesis.

No puedo dejar de nombrar a la mujer que llegó en su momento a alegrarme la vida y que fue mi pilar en los tiempos que estuve a su lado, Gracias Marieé Gil Gómez por ser mi compañera, mi amiga, mi confidente.... Gracias por aguantar las noches de desvelo y trabajo, en donde siempre me acompañaste... Gracias por el apoyo constante y los consejos que siempre tuviste en los momentos difíciles.

Doy gracias también a mis amigos incondicionales, Francis Alvares, Marielys Gómez, Andrés Malave, Johnny Ramírez, Abraham Arellano, José Malave, Arelys Gómez, María Baldallo, Juan Carlos Chacón, Jesús Quintero, Melisa Sánchez, Jesús Alberto Salazar Cabrera, Jose Cheik, Alirio Marcano, Wilcar Pallemá, Maybelys Perez, José Arcila, que siempre han estado a mi lado, siendo mi cable a tierra, mis confidentes y mis mejores amigos que jamás podría olvidar . . Con los que comparto las mismas experiencias y nos ponemos el hombro cada vez que se necesita, por su apoyo y ánimo en cada etapa que se pasa y viene a lo largo de estos años de estudio.

Agradezco a la Universidad Central De Venezuela, por ser mi segundo hogar y haberme brindado tantas oportunidades, así como también al grupo de profesores que la integran. Entre estos mencionare al profesor Carlos Albrizzio aunque no estés con nosotros, siempre te recordaremos y seguiremos tus buenos ejemplos a lo largo de todo el trayecto de nuestras vidas, gracias por su apoyo y aprecio.

Al profesor Rafael Falcón, por la colaboración en todo el desarrollo del presente trabajo Además por su incondicional apoyo y estímulo, por estar ahí cada vez que lo necesitamos, gracias. Sin dejar de mencionar a todos los profesores que nos formaron durante toda la trayectoria universitaria, Gracias Mauricio Hernández, A. Mederos, Lenin González, Ricardo Alezones, Carolina Machillanda.

Al Gobierno Bolivariano, La armada Bolivariana, y a los compañeros Junior , Ángel Omar Velásquez, Hidalgo, al Almirante Romer Fernández, Al Capitán Hidalgo, Francis Alvares, por el Gran apoyo prestado para el desempeño y labor de nuestro trabajo.

En general quisiera agradecer a todas y cada una de las personas que han vivido conmigo la realización de esta tesis, con sus altos y bajos y que no necesito nombrar porque tanto ellos como yo sabemos que desde lo más profundo de mi corazón les agradezco el haberme brindado todo el apoyo, colaboración, ánimo y sobre todo cariño y amistad.

Wilcar Pallemá

A la Universidad Central de Venezuela, a la verdadera, a la integral e integradora, la de las posturas de vanguardia, la de significación social... a la que se reinventa a sí misma, a esa... gracias!

A la Escuela Geología, Minas y Geofísica, a sus integrantes, por enseñarme secretos de la naturaleza y otras cosas, por habernos dado la posibilidad de crecer como personas, no sólo intelectualmente, pues los años en ella nos han dado una perspectiva de la vida mucho más humana.

A mi compañero de tesis Firas Maklad, por haber compartido y formado un gran equipo en el cual lo imposible jamás existió.

A mi familia por anclarme a un mundo sincero, humilde, amoroso, solidario, humano. Un mundo con defectos pero con esperanza. A mi familia por significar un compromiso con el bien.

A mis amigos, a los que están ahora y a los que andan de paseo, entre los cuales están Jhoni Rivera, Danny Blanca, Zulian Bastardo, Josse Cheik, Rogelio Fontaine, Liumbert Rodríguez, José Arcila, Elías Martínez, Juan Carlos Chacón, Aldo Bustos, Ender, Fernando, gracias por su apoyo en cada circunstancia y momentos.

A nuestro tutor profesor Rafael Falcón, por guiarnos en el desarrollo del presente trabajo.

Un agradecimiento muy en especial al Profesor Mauricio Hernández por su apoyo en cada momento en la realización de este trabajo, y a todos los profesores de la escuela: Ricardo Alezones, Sebastián Grande, Olga Rey, Carlos Albrizzio (Q.E.P.D), Paul Romero, Angela Rojas, Feliciano De Santis, por haber contribuido a mi formación profesional, mil gracias por eso.

Al Gobierno Bolivariano, La armada Bolivariana, y a los compañeros Junior , Ángel Omar Velásquez, al Almirante Romer Fernández, al Capitán Hidalgo, Francis Alvares, por su gran apoyo para la realización de nuestro trabajo.

Finalmente, le agradezco a Dios por guiarnos y ayudarnos en todo momento.

Maklad A., Firas y Pallega Y., Wilcar J.
**“INTEGRACIÓN Y ACTUALIZACIÓN GEOLÓGICA DEL ÁREA
COMPRENDIDA ENTRE LAS POBLACIONES DE EL ROBLE, SAN MIGUEL DE
LA CRUZ, AGUA COLORADA
Y EL LIMÓN, ESTADOS FALCÓN Y LARA”**

Tutor Académico: Prof. Rafael Falcón.
Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería.
Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2010,
Nº Páginas

Palabras claves: Maparari, Santa Cruz de Bucaral, Falcón Sur Central, El Limón Estado Lara, Rio Tocuyo, Integración de Datos, Cuenca de Falcón.

Resumen. Este trabajo compila los estudios geológicos existentes en la región sur-central del estado Falcón y norte de Lara. El mismo se lleva a cabo específicamente en la zona comprendida entre el Roble, San Miguel de la Cruz, Agua Colorada y El Limón. El objetivo principal de esta investigación es la recopilación e integración de datos geológicos y cartográficos, a partir de la información existente en trabajos (publicados o inéditos) contenida en: Trabajos Especiales de Grado, Congresos Geológicos nacionales, informes (publicados o inéditos), mapas pertenecientes al Ministerio de Energía y Minas (MEM) y mapas elaborados por la compañía Creole Petroleum Corporation Co. (1962), obteniéndose 16 hojas geológicas a escala 1:25.000, para luego generar un único mapa geológico a escala 1:50.000. En la zona de estudio, se determinó que aflora gran variedad de rocas, sobre todo en el sureste de la zona, en el límite entre los estados Falcón y Lara, como son las rocas de las formaciones Capadare, Churuguara y Ojo de Agua. También aflora una secuencia conformada por las siguientes unidades litoestratigráficas en orden ascendente: Matatere (Paleoceno), (Jarillal (Eoceno), El Paraíso (Oligoceno-Eoceno), Guacharaca (Oligoceno), Pecaya (oligoceno), Casupal (Oligoceno-Mioceno). Todas estas unidades han sido cartografiadas detalladamente en los nuevos mapas geológicos generados. Se elaboraron secciones estructurales generalizadas, a partir de la hoja geológica definitiva, a escala 1:50.000.

También se presenta un informe detallado y sectorizado de la zona, con la finalidad de facilitar el entendimiento de la disposición de las diferentes unidades en el área de estudio.

ÍNDICE GENERAL

CAPÍTULO I	PÁGINA
INTRODUCCIÓN	
1.1. Generalidades.....	1
1.2. Localización de la zona de estudio.....	1
1.3. Objetivos	
1.3.1. Objetivo general.....	2
1.3.2. Objetivos específicos.....	3
1.4. Vías de Acceso.....	3
1.5. Trabajos previos.....	3
1.5.1. Estudios Geológicos realizados.....	3
1.5.2. Trabajos previos relacionados con la metodología:.....	8
1.6. Metodología.....	10
1.6.1. Fase de Pre-Campo.....	10
1.6.2. Fase de Campo.....	11
1.6.3. Fase de Oficina.....	12
CAPÍTULO II	
GEOGRAFÍA FÍSICA	
2.1. Clima.....	13
2.2. Relieve.....	15
2.3. Suelo.....	17
2.4. Vegetación.....	20
2.5. Geomorfología.....	21
CAPÍTULO III	
ANÁLISIS TOPOGRAFICO	
3.1. Generalidades.....	23

3.1.1. Unidad I.....	24
3.1.2. Unidad II.....	28
3.1.3. Unidad III.....	31

CAPÍTULO IV

GEOLOGÍA REGIONAL

4.1. Generalidades.....	36
4.2. Estratigrafía y sedimentación regional.....	38
4.2.1. Generalidades.....	38
4.2.2. Eoceno Medio y Tardío.....	40
4.2.3. Oligoceno - Mioceno Temprano.....	43
4.2.4. Mioceno Medio-Tardío.....	62
4.2.5. Plioceno.....	73
4.3. Rocas Ígneas.....	78
4.4. Evolución tectónica regional.....	78

CAPÍTULO V

GEOLOGÍA LOCAL

5.1. Estratigrafía Local.....	98
5.1.1. Formación Matatere.....	99
5.1.1.1. Generalidades.....	99
5.1.1.2. Descripción litológica y características de campo.....	101
5.1.1.3. Contactos y Espesor.....	105
5.1.1.4. Paleoambiente.....	106
5.1.1.5. Edad.....	106
5.1.2. Formación Jarillal.....	106
5.1.2.1. Generalidades.....	106
5.1.2.2. Descripción litológica y características de campo.....	107
5.1.2.3. Contactos y Espesor.....	108
5.1.2.4. Paleoambiente.....	109

5.1.2.5. Edad.....	109
5.1.3. Formación El Paraíso.....	110
5.1.3.1. Generalidades.....	110
5.1.3.2. Descripción litológica y características de campo.....	112
5.1.3.3. Contactos y Espesor.....	114
5.1.3.4. Paleoambiente.....	116
5.1.3.5. Edad.....	117
5.1.4. Formación Guacharaca.....	118
5.1.4.1. Generalidades.....	118
5.1.4.2. Descripción litológica y características de campo.....	119
5.1.4.3. Contactos y Espesor.....	120
5.1.4.4. Paleoambiente.....	121
5.1.4.5. Edad.....	122
5.1.5. Formación Churuguara.....	123
5.1.5.1. Generalidades.....	123
5.1.5.2. Descripción litológica y características de campo.....	124
5.1.5.3. Contactos y Espesor.....	127
5.1.5.4. Paleoambiente.....	128
5.1.5.5. Edad.....	128
5.1.6. Formación Pecaya.....	129
5.1.6.1. Generalidades.....	129
5.1.6.2. Descripción litológica y características de campo.....	130
5.1.6.3. Contactos y Espesor.....	132
5.1.6.4. Paleoambiente.....	134
5.1.6.5. Edad.....	135
5.1.7. Formación Casupal.....	136
5.1.7.1. Generalidades.....	136
5.1.7.2. Descripción litológica y características de campo.....	137

5.1.7.3. Contactos y Espesor.....	142
5.1.7.4. Paleoambiente.....	146
5.1.7.5. Edad.....	146
5.1.8. Formación Capadare.....	147
5.1.8.1. Generalidades.....	147
5.1.8.2. Descripción litológica y características de campo.....	148
5.1.8.3. Contactos y Espesor.....	155
5.1.8.4. Paleoambiente.....	156
5.1.8.5. Edad.....	157
5.1.9. Formación Ojo de Agua.....	158
5.1.9.1. Generalidades.....	158
5.1.9.2. Descripción litológica y características de campo.....	158
5.1.9.3. Contactos y Espesor.....	160
5.1.9.4. Paleoambiente.....	161
5.1.9.5. Edad.....	161
5.1.10. Depósitos Cuaternarios.....	162
5.2. Rocas ígneas.....	164
5.3. Geología estructural local.....	172
5.3.1. Generalidades.....	172
5.3.2. Estratificación.....	176
5.3.3. Pliegues.....	178
5.3.4. Fallas.....	182
CAPÍTULO V	
CONCLUSIONES Y SUMARIO	186
CAPÍTULO VII	
RECOMENDACIONES.....	190
BIBLIOGRAFÍA.....	191
APÉNDICES Y ANEXOS.....	197

ÍNDICE DE FIGURAS

	PÁGINA
Figura 1. Mapa de la zona ubicada al sur del estado Falcón, entre las coordenadas 11°00' Norte 69°30' Este y 10° 40' Norte 69°00' Este.	2
Figura 2. Mapa del clima en Venezuela (Escala 1:50.0000), Haciendo énfasis en la clasificación propuesta para el Estado (modificado por el instituto geográfico de Venezuela Simón Bolívar).....	13
Figura 3. Mapa de relieve de Venezuela (Escala 1:500000), Haciendo énfasis en la clasificación propuesta para el Estado Falcón (modificado por el instituto geográfico de Venezuela Simón Bolívar).....	15
Figura 4. Mapa de taxonomía suelos de Venezuela (Escala 1:500000 m), haciendo énfasis en la clasificación propuesta para el estado Falcón (Modificado del sistema Geográfica de Venezuela Simón Bolívar).....	18
Figura 5. Mapa de vegetación de Venezuela, (Escala 1:500000 m). Haciendo énfasis en la clasificación propuesta para el Estado Falcón (modificado por el instituto geográfico de Venezuela Simón Bolívar).....	20
Figura 6. Modelo en 3D tomando como base el DEM de Venezuela de la zona de estudio Hoja 6348 Santa Cruz de Bucaral, donde se identifican las unidades topográficas presentes en el área de estudio.....	23
Figura 7. Modelo en 3D tomando como base el DEM de Venezuela de la zona de estudio Hoja 6348 Santa cruz de Bucaral, donde se identifican la unidad de montañas bajas presentes en el área de estudio.....	25
Figura 8. Fotografía tomada desde un helicóptero, donde se aprecian escarpes de falla en	

los alrededores de la localidad Cerro Las Piedras al este de Santa Cruz de Bucaral, ubicación coordenadas UTM (1198000-488000). Rumbo foto N30W. imagen de muestra la característica de esta unidad.....	26
Figura 9. Modelo en 3D tomando como base el DEM de Venezuela de la zona de estudio Hoja 6348 Santa cruz de Bucaral, donde se identifican la unidad de valle presentes en el área de estudio.....	28
Figura 10. Imagen tomada desde el helicóptero donde se evidencia el encajamiento del rio Tocuyo, además se encuentra adaptado a la topografía con rumbo E-W y conjuntos de tributarios subparalelos entre sí que desembocan al cauce principal . Rumbo foto N-S.....	29
Figura 11. Río Tocuyo con dirección E-W, ubicación en coordenadas UTM (469000E-1168000N) Rumbo foto N80°E.....	30
Figura12. Modelo en 3D tomando como base el DEM de Venezuela de la zona de estudio Hoja 6348 Santa Cruz de Bucaral, donde se identifican la unidad de colinas amesetadas presentes en el área de estudio.....	31
Figura 13. Colinas y lomas con topes asimétricos irregulares y pendientes bajas donde poseen alturas aproximadas de 350 m.s.n.m. Rumbo foto E-W.....	32
Figura 14. Perfiles topográficos de la hoja 6348 del mapa Santa Cruz De Bucaral.....	33
Figura 15 .Sección A-----B con dirección N25E de la hoja 6348 del mapa Santa Cruz De Bucaral.....	33
Figura 16. Sección C-----D con dirección N27E de la hoja 6348 del mapa Santa Cruz De Bucaral.....	34

Figura 17. Expresión topográfica donde se evidencia una depresión colgada de 848 m.s.n.m en la localidad de Santa Cruz De Bucaral. Coordenadas UTM (470886-1197370).....	34
Figura 18. Sección E-----F con dirección N23E de la hoja 6348 del mapa Santa Cruz De Bucaral.....	35
Figura 19. Imagen radar donde muestra la zona de estudio.....	36
Figura 20. Tabla de correlación Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).....	39
Figura 21. Tabla de correlación M.L GAMERO. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).....	42
Figura 22. Modelo Sedimentario esquemático durante el Oligoceno- Mioceno Temprano para la Cuenca de Falcón. Tomado de Porras (2000).....	44
Figura 23. Paleogeografía y distribución de facies en el Oligoceno, Cuenca de Falcón. Leyenda La Puerta LP, Ojo De Agua OA, Urumaco U, Cantaure Cn, Caujarao Cj, Capadare Cap, Querales Q, Socorro S, Cerro Pelado CP, Agua Clara AC, Caudelarito Cd, Casupal Ca, Castillo Cs, Churuguara Ch, San Luis SL, Guarabal G. Patiecitos Pt, Guacharaca Gc, Pecaya P. (Tomado de Mendoza, 2005).....	44
Figura 24. Tabla de correlación Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).....	47
Figura 25. Paleogeografía de la Cuenca de Falcón para el Mioceno Temprano. (Tomado y Modificado de Macellari, 1995).....	61

Figura 26. Paleogeografía y distribución de facies durante el Mioceno Medio, Cuenca de Falcón. Leyenda Cerro Pelado CP, Agua Clara AC, Querales Q, Castillo CS, La Puerta LP. Tomado de Mendoza (2005).....	63
Figura 27. Paleogeografía y distribución de facies durante el Mioceno Tardío, Cuenca de Falcón. Leyenda Cerro Pelado CP, La Puerta LP, Urumaco U, Caujarao Cj, Socorro S. Tomado de Mendoza (2005).....	64
Figura 28. Tabla de correlación de la Cuenca de Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).....	66
Figura 29. Tabla de correlación de la Cuenca Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).....	75
Figura30. Modelo Evolutivo de la cuenca de Falcón, como producto de una cuenca Pull Apart creada por el desplazamiento dextral de las fallas de Boconó y Oca. (Modificado de Macellari, 1995).....	86
Fig.31. Diagrama del estado de la litosfera para la etapa Cretácico Superior-Paleoceno (Tomado y Modificado de Audemard, 1993).....	87
Fig.32. Bloque diagramático del estado litosferico para la etapa Paleoceno-Eoceno Inferior (Tomado y Modificado por Audemard).....	89
Figura 33. Bloque diagramático a escala litosférica de la etapa Eoceno Medio (Tomado y Modificado de Audemard, 1993).....	91
Figura 34. Estado de las placas litosféricas al momento de la etapa del límite Mioceno Temprano – Medio (Tomado y Modificado de Audemard, 1993).....	92

Figura 35. Estado de las placas litosféricas al momento del lapso Mioceno Temprano a Medio (Tomado y Modificado de Audemard, 1993).....	94
Figura 36. Diagrama de bloques a escala litosférica para las condiciones de la etapa Plioceno (Tomado y Modificado de Audemard, 1993).....	95
Figura 37. Modelos gravimétricos basados directamente en los modelos de velocidad sísmica.....	96
(Figura 38). Diagrama de sismicidad local ($M_g > 3$) tomado del catalogo de FUNVISIS, sobre el modelo gravimétrico final. Sismicidad de profundidad intermedia sugieren algún grado de subducción de la placa Caribe, pero no define un claro patrón.....	97
Figura 39. Mapa geológico de Santa Cruz De Bucaral integrada por las formaciones Matatere, Jarillal, Paraíso, Guacharaca, Pecaya, Churuguara, Casupal, Capadare y Ojo de Agua.....	99
Figura 40. Anticlinal quebrada La Llanadita con una dirección aproximada del eje E-W. Ubicación coordenadas UTM (460000-1188500) Rumbo foto E-W.....	100
Figura 41. Ubicación espacial y extensión de la Formación Matatere, en el área de estudio.....	101
Figura 42. Capas conglomeraticas de carácter lenticular. Ubicada en la Quebrada Píritu. Rumbo foto N35E.....	102
Figura 43. Sucesión rítmica turbidítica de arenisca y lutita, Formación Matatere. Quebrada Canillones, UTM (1181000-460000). Rumbo de la foto Rumbo foto E-W.....	103
Figura 44. Conglomerado petromíctico polimíctico de la Formación Matatere, localizado en la quebrada Píritu, se presenta en capas gruesas, generalmente los clastos son de tamaño	

guijarro a bloque, compuestos por chert fragmentos de rocas volcánicas, sedimentarias y gabros. Rumbo foto N15E.....	104
Figura 45. Ilustración de Contacto discordante de Formación Matatere con Formación Capadare y Capusal.....	105
Figura 46. Ubicación espacial y extensión de la Formación Jarillal en el área de estudio.....	107
Figura 47. Tabla de correlación de la Cuenca de Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).....	110
Figura 48. Ubicación espacial y Extensión de la Formación El Paraíso en el área de estudio.....	111
Figura 49. Intercalaciones muy meteorizadas de lutitas con alto contenido de oxido junto con capas de areniscas de grano medio, caracterizados por una intensa deformación. Rumbo foto N-S.....	113
Figura 50. Intercalaciones de areniscas con lutitas negras, Estas areniscas suelen ser de grano fino a medio, carente de material carbonatico.....	113
Figura 51. El contacto superior, con la Formación Pecaya, es concordante y generalmente, transicional. Y el miembro inferior de la Formación El Paraíso descansa concordante debajo de la Formación Churuguara.....	115
Figura 52. Mapa paleogeográfico al terminar la sedimentación de la Formación El Paraíso (tomado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).....	116
Figura 53. Tabla de correlación de la Cuenca de Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO	

ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).....	117
Figura54. Ubicación espacial y extensión de la Formación Guacharaca en el área de estudio.....	119
Figura55. Ilustración Contacto discordante de Formación Guacharaca con Formación Churuguara.....	121
Figura 56 .Tabla de correlación de la Cuenca de Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).	
Figura57. Ubicación espacial y extensión de la Formación Churuguara en el area de estudio.....	123
Figura 58. Expresión topográfica de Formación Churuguara. Ubicación coordenadas UTM (466000-120400).Rumbo Foto N-S.....	124
Figura 59. Afloramiento de Caliza arrecifal, azul gris, perteneciente la Formación Churuguara (Ubicación coordenadas UTM (45200-120300). Rumbo foto N60E.....	125
Figura 60. Capa de calizas de la formación Churuguara. Ubicación coordenadas UTM (465000-120500) Rumbo foto N-S.....	126
Figura 61. Afloramiento perteneciente a la Formación Churuguara.....	127
(Figura63). Tabla de correlación de la Cuenca de Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).....	128
Figura 64. Expresión topográfica donde se encuentra la Formación Pecaya.....	129
Figura65. Ubicación espacial y extensión de la Formación Pecaya en área de estudio.....	130

Figura 66. Afloramiento de la Formación Pecaya.....	131
Figura 67. Fotomicrografía (bajo nicoles cruzados). Obj. 10x/0,90, ocular 12,5x, de una sección fina de lutita perteneciente a la Formación Pecaya.....	132
Figura 68. Ilustración Contacto concordante de Formación Pecaya con Formación El Paraíso Y transicional con la Formación Churuguara.....	133
Figura 69. Mapa paleogeográfico al terminar la sedimentación de las formaciones Pecaya y Pedregoso (tomado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).....	135
Figura 70. Tabla de correlación de la Cuenca de Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).....	136
Figura 71. Ubicación espacial y extensión de la Formación Casupal en el área de estudio.....	137
Figura 72. Predominancia de areniscas de grano fino y arcillas, la presencia de material carbonoso y por la estratificación en capas delgadas a medias.....	138
Figura 73. Areniscas interestratificadas con lutitas gris a negro, jarosíticas, masivas y carbonáceas.....	139
Figura 74. Arenisca con material carbonoso.....	139
Figura 75. Areniscas carbonáceas de grano fino a medio, gris claro a gris oscuro, ocasionalmente ferruginosas.....	140
Figura 76. Manifestación de aguas sulfurosas (H ₂ S) Quebrada la Llanadita.....	141
Figura 77. Contacto Discordante entre las formación Casupal y Capadare.....	142

Figura 78. Contacto Discordante de la formación Casupal y Cuaternario.....	143
Figura 79. Ilustración vista en planta del Contacto discordante de Formación Capusal, con Formación Churugura, Formación Capadare, Matatere.....	144
Figura 80. Evidencia del contacto discordante entre las formaciones Casupal-Capadare.....	145
Figura 82. Tabla de correlación de la Cuenca de Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).....	146
Figura 83. Ubicación espacial y extensión de la Formación Capadare en el área de estudio.....	147
Figura 84. Expresión topográfica en la cual se aprecia tanto a la Formación Capadare y Churuguara.....	148
Figura 85. Farallones de caliza arrecifal.....	150
Figura 86. Calizas margosas de color crema, algunas arenáceas o limosas y ricas en contenido faunal y escasas lentes de arenisca calcárea de grano fino.....	151
Figura 87. Arena limosa de color amarillo terroso, intercaladas con calizas marrones, delgadas y lenticulares.....	152
Figura 88. Intercalacion de arenas limosas con calizas lenticulares.....	153
Figura 89. Secuencias monotomas de areniscas y lutitas en la Formación Capadare.....	154

Figura 90. Vista E-W del afloramiento en la Formación Capadare donde se evidencian intercalaciones de areniscas y lutitas, estas se presentan muy meteorizadas.....	155
Figura 91. Ilustración vista en planta de la Formación Capadare, se presenta en contacto discordante con las formaciones Churuguara, Casupal, Matatere, Ojo de Agua.....	156
Figura 92. Tabla de correlación de la Cuenca Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).	
Figura 93. Ubicación espacial y extensión de la Formación Ojo de agua en el área de estudio.....	158
Figura 94. Afloramiento de la Formación Ojo de Agua, donde se observan los niveles conglomeráticos.....	159
Figura 95. Ilustración Contacto discordante de la Formación Ojo de Agua y la Formación Capadare.....	160
Figura 96. Tabla de correlación de la Cuenca de Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).....	161
Figura 97. Ubicación espacial y extensión de los Depósitos cuaternarios en el área de estudio.....	162
Figura 98. Areniscas limosas con niveles conglomeráticos que conforman las terrazas cuaternarias. Cercanas a la población de Tapatapa.....	163
Figura 99. Sedimentos de aluvión en las adyacencias del río Tocuyo, sector Las Vegas del Tuy.....	164

Figura 100. Mapa Santa Cruz De Bucaral. Extensión Cuerpos ígneos.....	165
Figura 101. Anticlinal La Llanadita.....	166
Figura 102 y 103. Afloramiento de Hornblendita, ubicada en la quebrada Canillones.....	168
Figura104. Horblendita protocataclastica, muestra La 633B. a) Cristales de anfíbol NP. B) Cristales de anfíboles fracturados, NX (Tomado de Muños & Rodríguez 2009).....	170
Figura105. Afloramiento de gabro en quebrada canillones, La 635(Tomado de Muños & Rodríguez 2009).....	170
Figura 106. Petrografía gabro protocataclastico, muestra La 633A tomado de de Muños & Rodríguez, 2009).....	171
Fig. 107. Sectorización del sistema de fallas de Oca-Ancón en función de su estilo estructural. Tomado y modificado de Audemard (1993).....	172
Fig.108. Mapa de tensor de esfuerzos Plio-Cuaternarios del noroeste de Venezuela. Tomado y modificado de Audemard, (2005).....	173
Fig109. Mapa estructural de la zona de estudio.....	174
Fig110. Diagrama de Wilcox ilustrando las estructuras características de zonas de falla transcurrentes.....	175
Figura 111. Mapa geologico de superficie hoja 6348 Santa Cruz De Bucaral.....	176
Figura 112. Interestratificacion de areniscas y lutitas de la Formación Matatere.....	177

Figura 113. Evidencias de fallamiento sinistral inversa.....	178
Figura 114. Mapa estructural en relieve de la zona de estudio.....	179
Figura 115. Sinclinal de Santa Cruz de Bucaral.....	180
Figura 116. Fotografía en dirección N-S con vista hacia Mapararí, donde se puede observar una cresta generado por el flanco norte del sinclinal de Santa Cruz de Bucaral.....	180
Figura 117. Fotografía en dirección NW con vista hacia el poblado de Churuguara, donde se detalla las ensilladuras en las cresta de los pliegues generadas por fallas transcurrentes.....	181

ÍNDICE DE TABLAS

PÁGINA

Tabla 1. Catalogo de las estructuras presentes en el área NE de la zona de estudio.....	183
Tabla 2. Catalogo de las estructuras presentes en el área SE de la zona de estudio.....	183
Tabla 3. Catalogo de las estructuras presentes en el área NE de la zona de estudio.....	184
Tabla 4. Catalogo de las estructuras presentes en el área SE de la zona de estudio.....	185

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 Generalidades

- **PLANTEAMIENTO Y JUSTIFICACIÓN DEL PROBLEMA:**

El estado Falcón es una zona que muestra en superficie de forma excelente todos los rasgos geológicos que lo caracterizan, lo cual ha llevado a muchos investigadores científicos a realizar diversos trabajos en esta zona, en los cuales algunos han descrito su complejidad estructural y estratigráfica típica de esta cuenca.

Debido a esa diversidad de estudios surge la necesidad de realizar una compilación e integración de toda la información geológica existente en dicho estado. De una manera este estudio tiene como objetivo la recopilación y actualización de datos obtenidos en trabajos previos, que se encuentran dispersos a lo largo del área comprendida entre las poblaciones El Roble, San Miguel de La Cruz, Agua Colorada y El Limón, al sur del estado Falcón y noreste del estado Lara, y de alguna manera completar la información necesaria y unificar esos criterios de los distintos autores para realizar una actualización geológica del área respectiva, que será integrado en un mapa final geológico – topográfico a escala 1:50.000.

Posteriormente esta información será incorporada a una base de datos geológica del estado Falcón y así, contribuir y ayudar en las futuras investigaciones a llevarse a cabo en dicho estado.

1. 2. LOCALIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

El trabajo especial de grado se realizara en el área comprendida entre las coordenadas 11°00' Norte 69°30'Este y 10°40' Norte 69°00' Este, que abarca una extensión de 1.989 Km2 aproximadamente. (Ver figura 1).

- **Ubicación de la zona de estudio**

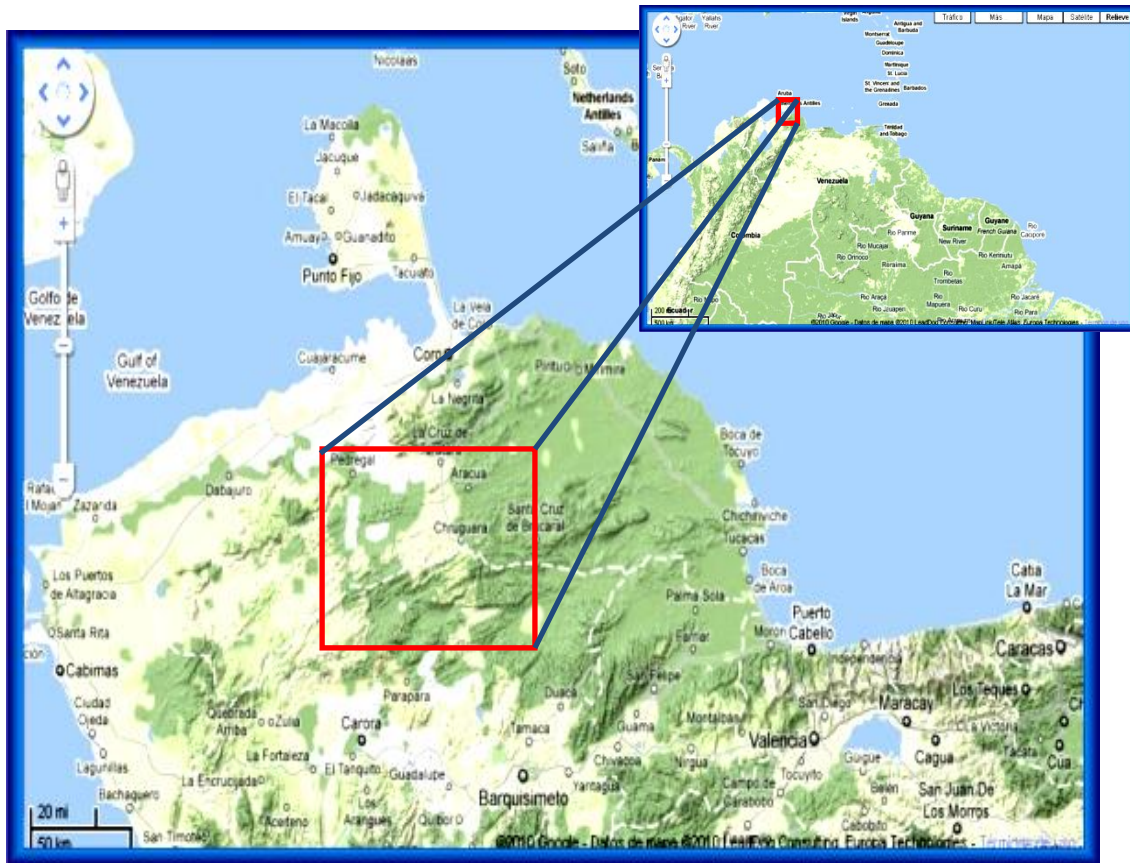


Figura 1. Mapa de la zona ubicada al sur del estado Falcón, entre las coordenadas 11°00' Norte 69°30' Este y 10° 40' Norte 69°00' Este.

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. OBJETIVO GENERAL

El objetivo general de este trabajo consiste en la recopilación e integración de datos geológicos y cartográficos de la zona ubicada al sur del estado Falcón, entre las coordenadas 11°00' Norte 69°30' Este y 10° 40' Norte 69°00' Este, con la finalidad de obtener una carta geológica actualizada de la zona de la zona de estudio.

1.3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Para cumplir y alcanzar el objetivo general, varias tareas individuales o específicas tienen que ser realizadas para finalmente ser integradas y dar el debido soporte técnico y académico a este trabajo. Los objetivos específicos a ser desarrollados son los siguientes:

- Recopilación de la información geológica, cartográfica, estructural y geomorfológica disponible en trabajos previos.
- Elaboración de 16 cartas geológicas a escala 1:25.000, a partir de los datos geológicos, estructurales y geomorfológicos disponibles en trabajos previos realizados en la zona de estudio.
- Selección de lugares estratégicos y necesarios para el estudio en campo, basándose en la búsqueda de todos aquellos sectores donde la información geológica-estructural sea escasa o contradictoria entre algunos autores.
- Elaboración de secciones estructurales y modelos bidimensionales.
- Elaboración de carta geológica a escala 1:50.000.

1.4. VIAS DE ACCESO

El acceso a la zona de estudio se realiza mediante vías pavimentadas, siendo las principales vías la que une las poblaciones de Churuguara-Santa Cruz de Bucaral, Santa Cruz de Bucaral-Agua Linda, Maparari-Santa Marta, Santa Cruz de Bucaral-Las Vegas del Tuy. Así mismo hay una serie de caminos de tierras y picas que cruzan la zona.

1.5. TRABAJOS PREVIOS

1.5.1. Estudios geológicos realizados en el estado Falcón.

BRUEREN (1949). Describe los cuerpos ígneos (cerros) y rocas ígneas de la parte de Falcón, además menciona que el área de Falcón que esté relacionada con las intrusiones ígneas corresponden a un eje de un geosinclinal terciario.

WHEELER. C. (1960). Menciona que la cuenca de Falcón en la parte norcentral del occidente de Venezuela, comenzó a desarrollarse a fines del Eoceno Tardío o durante el Oligoceno y era una pequeña y estrecha depresión sedimentaria y estructural orientada en una dirección este-oeste que durante el Oligoceno y Mioceno Temprano cubrió la mayor parte del Estado Falcón y parte de los Estados Zulia, Lara y Yaracuy. Después del Mioceno Temprano, la sedimentación estuvo restringida a las áreas costaneras de Falcón.

CORONEL (1970). Observa que las rocas ígneas en el área de Aracua reflejan una zona de debilidad en el eje de Cuenca de Falcón central el Paraíso-Pecaya. Una teoría generalmente aceptada asume que un magma máfico está intrusionado o extrusionado en porciones profundas de una cuenca subsidente.

Tal explicación implica que el área de estudio de Aracua recibió grandes volúmenes de sedimentos durante el tiempo de depositación del Paraíso-Pecaya. La ocurrencia de intrusiones ígneas en esta área puede sugerir también que el Terciario Temprano de la Cuenca de Falcón, está en menor proporción por debajo de la cuenca profunda del Eoceno.

Esto ocurrió en algún momento en que la ocurrencia de las rocas ígneas estaba genéticamente relacionada con el complejo ofiolítico del siquisique.

HUNTER, V; FERRER, A. (1972). En diferencia a trabajos de campo e investigaciones micropaleontológicas conforman las investigaciones hechas por A. AENN (1932, sin publicar), de que una secuencia de lutitas de bastante espesor separa las formaciones de San Juan de la Vega y el Paraíso en Falcón central, por lo tanto estas dos últimas formaciones no son correlacionables como ha sido sugerido por J. D. JHONSON (léxico estratigráfico, 1956) y C. B. WHEELER (1960). Consecuentemente el término de “Grupo Mitare” incluiría solamente las formaciones pedregoso, Pecaya y San Juan de la Vega definidas originalmente por MENCHER *et al.* (1951). La Formación El Paraíso es excluida

de tal grupo y asignada a la base del Oligoceno y la unidad de las lutitas intercaladas es definida como la Formación Peruche.

DIAZ DE GAMERO. M. (1977 a). Realizo una revisión de las edades correspondientes a las unidades litoestratigráficas de Falcón Central, en base al contenido de foraminíferos planctónicos, asignándolos a la Formación Cerro Pelado una edad comprendida en la zona de *Globorotalia foshi peripheroronda*, bases del mioceno medio y la Formación Socorro con edad que va desde la parte basal de la zona de *Glororotalia foshi foshi* hasta el tope de la zona *Globigerinoides ruber* extendiéndose quizás hasta la zona de *Globorotalia siabensis*.

DIAZ DE GAMERO. M. (1977 b). Concluye que de más antiguos a más joven las unidades y sus edades son: Formación El Paraíso, oligoceno temprano no determinado a la zona de *Globorotalia opima opima*. Formación Pecaya, de la zona anterior a la zona de *Catapsydrax dissimilis*, en el mioceno temprano. Formación pedregoso, equivalente lateral de la parte superior de la formación Pecaya, de la zona *Globigerinoides primordius* a zona de *Pracorbulina Glomerosa*, tope del Mioceno temprano. Formación cerro pelado zona de la *Globorotalia foshi Peripheroronda*. Formación socorro, zona de la *Globorotalia foshi foshi* a zona de la *Globigerinoides Ruber*. Formación la vela, de esta a la zona de *Globorotalia Margaritae*, del Plioceno temprano.

ESCALONA, N; TRUSKOWSKI, I; ZAPATA, E. (1978). Realizan el estudio de las facies en base a las características texturales de las calizas, mediante el análisis petrográfico y la clasificación de DUHAM 1972.

MEDINA, J. L. (1979). El presentan un informe de un estudio geológico de superficie realizado al noreste del Estado Falcón en el cual se identificaron las Formaciones agua Clara y cerro Pelado del Mioceno Temprano, y querales y socorro del Mioceno medio.

MUESSIG, K. (1984 a). Menciona que la Cuenca de Falcón en el noroeste de Venezuela y las cuencas adyacentes a la costa están desarrolladas dentro una zona de extensión tectónica durante el Mioceno, oligoceno.

GIL, J; HERRERA, S. (1984). Realiza el estudio en un área de unos 384,25 Km² mediante el levantamiento sedimentológico a detalle. Se encontró las formaciones San Luis, Pedregoso, Castillo, Agua Clara, Cerro Pelado y Querales, en esta zona hasta ahora desconocida en la literatura geológica de Venezuela. Este trabajo permitió determinar las variaciones paleoambientales.

MUESSIG, K. (1984 b). Observa que datos paleomagnéticos por intrusiones basálticas en la cuenca central de Falcón documentan una magnetización secundaria asociada con alteración durante el Mioceno. La magnetización ocurrió antes del Mioceno Tardío plegable en la cuenca e inmediatamente después de la intrusión.

AUDEMARD, F; DE MENA, J. (1985). Generan un modelo estructural en base a la integración de geología de superficie, levantamientos gravimétricos y sísmicos. Proponen que la Cuenca de Falcón luego de su formación estuvo afectada por lo menos tres regímenes compresivos, los cuales, le han otorgado a la cuenca su configuración actual y también sugieren, tomando información de otros autores, que la misma en la actualidad sigue afectada por la última fase compresiva.

CABRERA, E. (1985). Realiza un estudio que consiste en la evaluación estructural de la provincia geológica occidental de la Cuenca de Maracaibo y la provincia oriental del Sistema de Napas del Caribe.

DIAZ DE GAMERO, M. (1985). Propone la redefinición del Grupo Agua Salada para incluir en él, a la Formación Guacharaca que lo infrayace, que comprende una litología muy similar y pertenece al mismo ciclo sedimentario del grupo.

DIAZ DE GAMERO, M. (1989). Menciona que las unidades litoestratigráficas del Mioceno inferior y medio de Falcón Septentrional, formaciones Agua Clara, Cerro Pelado,

Querales y Socorro, han sido definidas en el surco de Urumaco y de allí correlacionadas a Falcón Norcentral, sobre el alto de Coro.

AUDEMARD, FR; BELTRAN, C; RODRIGUEZ, J. A; SINGER, A. (1994). Mencionan que el sistema de fallas de Oca-Ancon se extiende hacia el este sobre 650 Km. Desde Santa Marta (Colombia) hasta Boca de Aros (Venezuela). Su traza activa se subdivide estructuralmente en cinco sectores: Santa Marta-Toas, Toas-Mene Mauroa, Mene Mauroa-Paraíso, Paraíso-Socremo y Socremo-Boca de Aroa. Se describen estos sectores sucesivamente del oeste hacia el este, señalando que la traza Cuaternaria de este sistema de fallas (entre Santa Marta y Pedregal) ha sido descrita previamente por SOULAS, GIRALDO, BONNOT Y LUGO (1987). Se hace énfasis en los sectores 2 a 5, es decir; entre la isla de Toas y Golfo Triste, el sector 1 por ser el más conspicuo e igualmente el más descrito en la literatura desde la década de los 40, se describe esencialmente de dichos trabajos.

AUDEMARD, F. (1997). Menciona en su trabajo que a partir de datos microtectónicos medidos exclusivamente en las unidades Plio-Cuaternarias de Falcón septentrional se calculó el tensor de esfuerzos que es el responsable de la cinemática actual de cinco sistemas de fallas, el cual está caracterizado por un esfuerzo máximo de dirección NNO-SSE a N-S y un esfuerzo mínimo horizontal orientado ENE-SO.

GOSH, G; PIETER, P; MELENDEZ, L; TRUSKOWSKI, I; ZAMBRANO, E. (1977). Concluye que en la cuenca de Falcón existe una compleja relación entre las unidades litoestratigráficas en un marco cronoestratigráfico y secuencial, se logró reconocer diez megasecuencias y reconstruir la historia de la cuenca.

ESCORIHUELA & RONDON (2002). Realizan un estudio de las rocas ígneas que afloran en la parte central de Falcón, principalmente en los Cerros Redondo, Atravesado, las Guarabitas, la Ciénaga, incluyendo análisis petrográficos y químicos, con la finalidad de establecer ambientes tectónicos de formación de estos cuerpos rocosos.

LEAL., F.; RIVERO. O. (2004).

Mediante los métodos de fluorescencia por difracción de rayos X y determinación de carbono total por combustión caracterizan químicamente la sección superior de la formación el paraíso en el estado Falcón además, y determinaron las litofacies presentes en la columna sedimentaria y se realizó una comparación con los resultados obtenidos de los análisis químicos.

1.5.2. Trabajos previos relacionados con la metodología:

BARBOZA, L.; RODRIGUEZ, S. (2001). Realizan la integración de la cartografía geológica existente para el estado Vargas, ya que a raíz del evento de flujos torrenciales en diciembre de 1999, se pudo determinar que la información geológica se encontraba dispersa y que no se disponía de mapas de riesgos, y la consiguiente ordenación territorial de la región. Se integro la cartografía geológica del estado Vargas y del flanco sur del Ávila, obteniendo 23 mapas a escala 1:25.000 con un área total de 2400 Km².

OMAHÑA, I. (2002). Realiza la recopilación e integración geológico-cartográfica, a partir de la información existente en trabajos previos efectuados por tesis de la Universidad Central de Venezuela, y el Ministerio de Minas e Hidrocarburos, obteniendo 13 nuevas hojas geológicas a escala 1:25.000, compiladas y reinterpretadas.

TARDAGILA. P. (2002). En un área aproximadamente de 1424Km², ubicada entre las longitudes 67°45' y 67°22'30" 10°10', comprendida entre Bahía de Cata-Puerto Maya (hacia el norte), hasta San Vicente-Cagua(hacia el sur), lleva a cabo la compilación e integración geológica de 13 mapas geológicos a escala 1:25.000 a partir de los trabajos de RODRIGUEZ (1972), BECK. (1988) Y NOVOA & RODRIGUEZ (1990).

DIAZ, A. (2003). Compila la información geológica de la zona ubicada entre las coordenadas geográficas 10°00' y 10°30' de latitud norte y entre 66°52'30" y 67°22'30" de longitud oeste. Posee una extensión aproximada de 2.44Km² de superficie y se ubica sobre las localidades de Cua, el Pao de zarate, el valle, la victoria, los Teques, Paracotos,

san Antonio de los altos y san Casimiro. El objetivo principal se basa en la elaboración de 19 mapas geológicos actualizados de la zona estudiada a partir de la compilación e integración hecha de los mapas e información geológica proveniente de trabajos especiales de grado de la escuela de geología, informes del ministerio de energía y minas (MEN) y publicaciones diversas.

ORTA, M. (2003). Integra la información existente de una región entre el distrito capital y el estado Miranda, elaborando 18 hojas a escala 1:25.000

GOMEZ, P.; PRIETO, J. (2004). Compila los estudios geológicos existentes en la región noroccidental del estado Falcón. El mismo se ejecuta específicamente en la zona comprendida entre la plataforma de Dabajuro y el surco de Urumaco. El objetivo principal de esta investigación es la recopilación, actualización e integración geológico-cartográfica, a partir de la información existente en trabajos previos efectuados por profesores y tesis de la Universidad Central de Venezuela y el Ministerio de Minas e Hidrocarburos, obteniéndose 28 nuevas hojas geológicas a escala 1:25.000, digitalizadas, compiladas y reinterpretadas para luego generar un único mapa geológico-cartográfico a escala 1:50.000.

VILLARROEL, V. & PENIN, C. 2005. Integran y unifican los criterios de los diversos autores que han trabajado en la zona, para obtener una actualización geológica cartográfica, crítica y lógica, completa de la zona, obteniéndose dieciséis nuevas hojas geológicas a escala 1:25.000, digitalizadas, compiladas y reinterpretadas; y un mapa final geológico cartográfico a escala 1:50.000.

ESPARIS, E. & HERNANDEZ, O. 2005. Integran y unifican los criterios de los diversos autores que han trabajado en la zona de Churuguara y Piedra Grande, estados Falcón y Lara, para obtener una actualización geológica cartográfica, crítica y lógica, completa de la zona, obteniéndose dieciséis nuevas hojas geológicas a escala 1:25.000, digitalizadas, compiladas y reinterpretadas; y un mapa final geológico cartográfico a escala 1:50.000.

1.6. METODOLOGIA

Para el desarrollo de este proyecto se realizarán las actividades contenidas en las siguientes fases:

- Fase de pre – campo
- Fase de campo
- Fase de oficina

1.6.1. Fase de pre – campo:

Recopilación, revisión y validación de información bibliográfica y digitalización de datos, consiste en la búsqueda de literatura concerniente al área de trabajo. Esta información fue compilada a partir de:

- Publicaciones de congresos geológicos nacionales e internacionales
- Trabajos especiales de grado de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Facultad de Ingeniería de la U.C.V
- Informes geológicos inéditos.
- Cartografía y fotografías aéreas disponibles.
- Fotografías aéreas respectivas de la zona, correspondiente a la misión aérea N° 0202128, año 1981, escala 1:50.000.
- Mapas geológicos inéditos.
- Hojas topográficas a escala 1:25.000 de la zona de estudio, provenientes del Servicio Autónomo de Geografía y Cartografía Nacional actual Instituto Simón Bolívar.
- Hojas geológico-estructurales a escala 1:50.000 C-5-A, C-5-B, C-5-C, C-5-D, de la zona de estudio, provenientes de la Creole Petroleum Corporation Co, año 1962.
- Mapas elaborados por el antiguo Ministerio de Energía y Minas (MEN).
- Luego de la recolección de toda la información cartográfica, se procederá a digitalizar y vectorizar la información topográfico-geológica.

- Digitalización de mapas geológicos y topográficos a escala 1:25.000 de la zona de estudio (hoja 6348), mediante el programa auto cad 2010. tabla 1.
- Digitalización de columnas estratigráficas utilizando auto cad 2010, Agis 9.3.

Tabla 1. Hojas Topográficas de la hoja 6348, comprendida entre las poblaciones del Roble, San Miguel de la Cruz, Agua Colorada y el Limón.

6348-IV-NO	6348-IV-NE	6348-I-NO	6348-I-NE
6348-IV-SO	6348-IV-SE	6348-I-SO	6348-I-SE
6348-III-NO	6348-III-NE	6348-II-NO	648-II-NE
6348-III-SO	6348-III-SE	6348-II-SO	6348-II-SE

Esquema que muestra la disposición de las cartas topográficas a escala 1:25.000 de la hoja 6348 a escala 1:100.000, estas son las hojas en las cuales se realizara la compilación topográfica-geológica.

Al haberse terminado la compilación de la información geológica obtenida, se realizaron varias salidas de campo, durante las cuales se levantó geológicamente la zona de interés.

1.6.2. Fase de campo:

Al comparar toda la información recabada, se seleccionaron lugares para ser las visitas necesarias, con el objeto de revisar, complementar y validar la información donde existan discrepancia, entre ellos, para posteriormente corroborar la información existente de la zona

de estudio. Recolección de muestras. Estos serían el objeto de esta fase. Además de la comprobación y coherencia de toda la información integrada en la fase I.

Durante esta etapa se tomaron los datos necesarios para cartografiar posteriormente contactos, datos de rumbo y buzamientos de los estratos de los afloramientos, unidades geológicas, fallas entre otros datos de interés geológico; igualmente se recolectaron muestras representativas de algunas de las unidades geológicas estudiadas para su posterior análisis petrográfico en oficina.

1.6.3. Fase de Oficina:

Consiste en integrar los datos obtenidos en la fase primera y segunda fase, para generar cartas geológicas a escala 1:25.000, y una a 1:50.000 cortes geológicos, y el informe del Trabajo Especial de Grado, como resultado de dicha integración se obtuvieron:

- Integración de los 16 mapas topográficos a escala 1:25.000, utilizando como herramientas de trabajo programas como AutoCAD 2010, ArcGIS 9.3 para finalmente llevarlos a escala 1:50.000, las hojas a escala 1:25.000 son: las hojas de tabla 1.
- Digitalización de hojas geológicas-estructurales
- Elaboración y análisis de secciones finas.
- Elaboración de 6 secciones geológicas-estructurales
- Realización del informe final contemplando los aspectos geológicos de litología, estructuras, e interpretaciones generales del área de estudio.

CAPÍTULO II

GEOGRAFÍA FÍSICA

La geografía física de una región está definida por el conjunto de características físico-naturales que identifican y definen dicha área, relacionándolas con su ubicación geográfica. A continuación se describirá la geografía física de la zona de estudio basado en la clasificación.

2.1. CLIMA

El clima asociado a la zona de estudio según la clasificación de Köppen (1936), resulta algo variable por encontrarse en una zona de contacto entre cuatro zonas climáticas, tal como lo muestra la figura 3. Estas zonas son las siguientes:

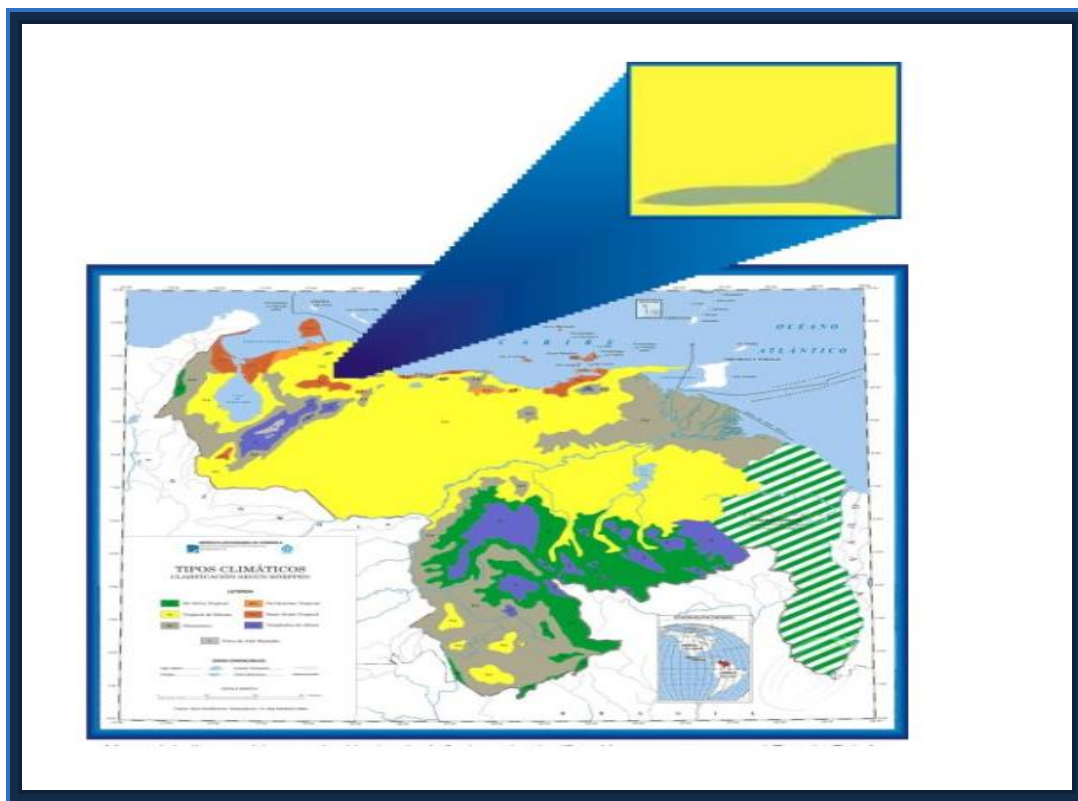


Figura 2. Mapa del clima en Venezuela (Escala 1:500000 m), Haciendo énfasis en la clasificación propuesta para el Estado Falcón (modificado por el instituto geográfico de Venezuela Simón Bolívar).

LEYENDA DE LA ZONA DE ESTUDIO



Estos componentes, al interactuar con factores geográficos como la latitud, altitud, vegetación, formas de relieve y cuerpos de agua, permiten definir el clima como la suma total de condiciones geoatmosféricas que caracterizan el ambiente de un lugar determinado.

- **Clima Aw tropical de sabana:** Comprende dos períodos definidos, secos entre diciembre y marzo y lluviosos el resto del año. La precipitación anual oscila entre 600 y 1.500 mm lo cual condiciona una vegetación predominantemente herbácea. Se localiza en toda la región de los llanos occidentales, centrales y orientales, al norte de la región Guayana y parte de la cordillera de los Andes y de la Costa.
- **Clima Am, monzónico:** Presenta un régimen de pluviosidad entre 1.600 y 2.500 mm anuales con una corta estación seca menor a 45 días, pero la precipitación es suficiente para soportar el crecimiento de plantas durante la estación seca. Se localiza al sur de los estados Bolívar y Amazonas, llanuras del Delta del Orinoco, cuenca del río Aroa y parte de la llanura de Barlovento.

2.2. RELIEVE

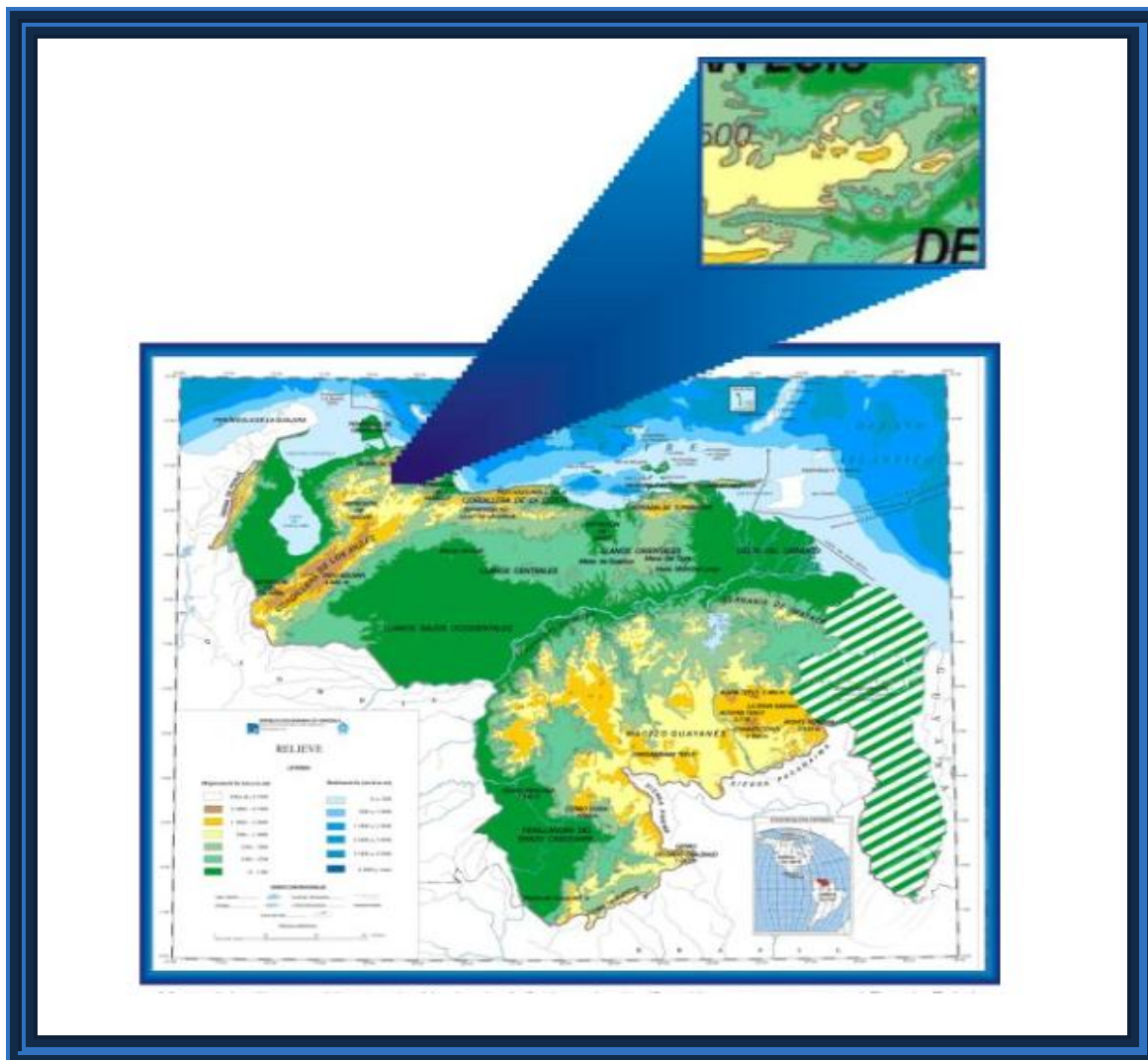
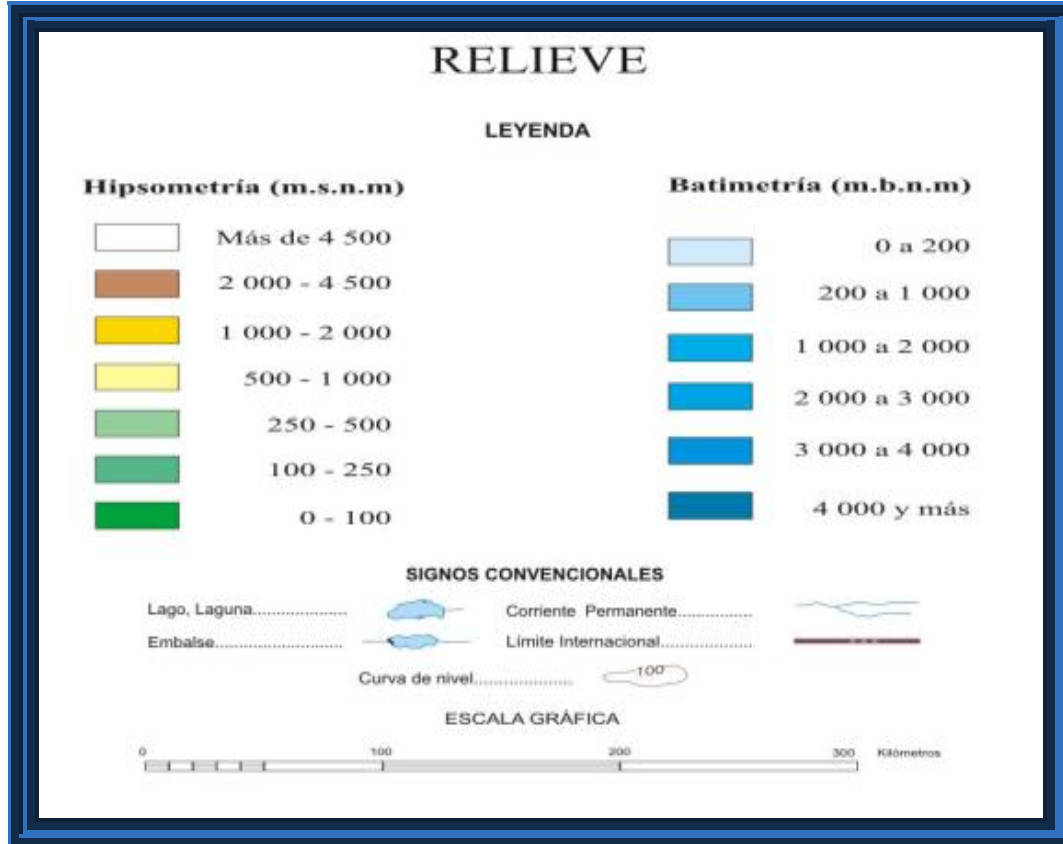


Figura 3. Mapa de relieve de Venezuela (Escala 1:500000 m), Haciendo énfasis en la clasificación propuesta para el Estado Falcón (modificado por el instituto geográfico de Venezuela Simón Bolívar).



El territorio nacional presenta un relieve variado y accidentado, que va desde el llano, de relieve plano-ondulado hasta las encumbradas montañas andinas de nieves perpetuas y los altiplanos guyaneses. Esta variedad geomórfica del relieve se sintetiza en estas importantes provincias fisiográficas:

- **Plataforma Continental Costera:** ubicada al norte, noroeste y noreste del país, abarca aproximadamente un 18% del total de la superficie continental. En general comprende una amplia faja costera de bajo relieve, entre los 0 y 100 metros sobre el nivel mar. Se ubica entre el Mar Caribe y las estribaciones septentrionales de la Cordillera de la Costa. A esta provincia corresponden las islas de soberanía venezolana, parte de la depresión del Unare en el extremo centro-nororiental, las llanuras y planicies costeras de muy bajo relieve, y las cuencas sedimentarias de los golfos de Venezuela y Cariaco.

- **Valles y Serranías:** Es una región de relieve variado y poco elevado, con altitudes entre 500 y 1.700 metros. Se ubica al nor-oeste del país y ocupa la casi totalidad de los estados Falcón, Lara y Yaracuy, con un área de aproximadamente 52.000 Km².

Se encuentran también en esta región las Llanuras de origen lacustre fluvial, además de los Médanos de Coro (en la costa de Falcón) constituidos por la acumulación de arenas que se desplazan por la acción permanente de los vientos que vienen del este y que a lo largo del tiempo han ido depositando a lo ancho del istmo las arenas procedentes del Golfo de la Vela de Coro.

2.3. Suelos

Según la clasificación USDA Soil Taxonomy (1999), utilizada por el Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar (Figura 2.6), para la clasificación del territorio venezolano, se pueden distinguir dos tipos principales de suelos para el área de estudio del presente trabajo

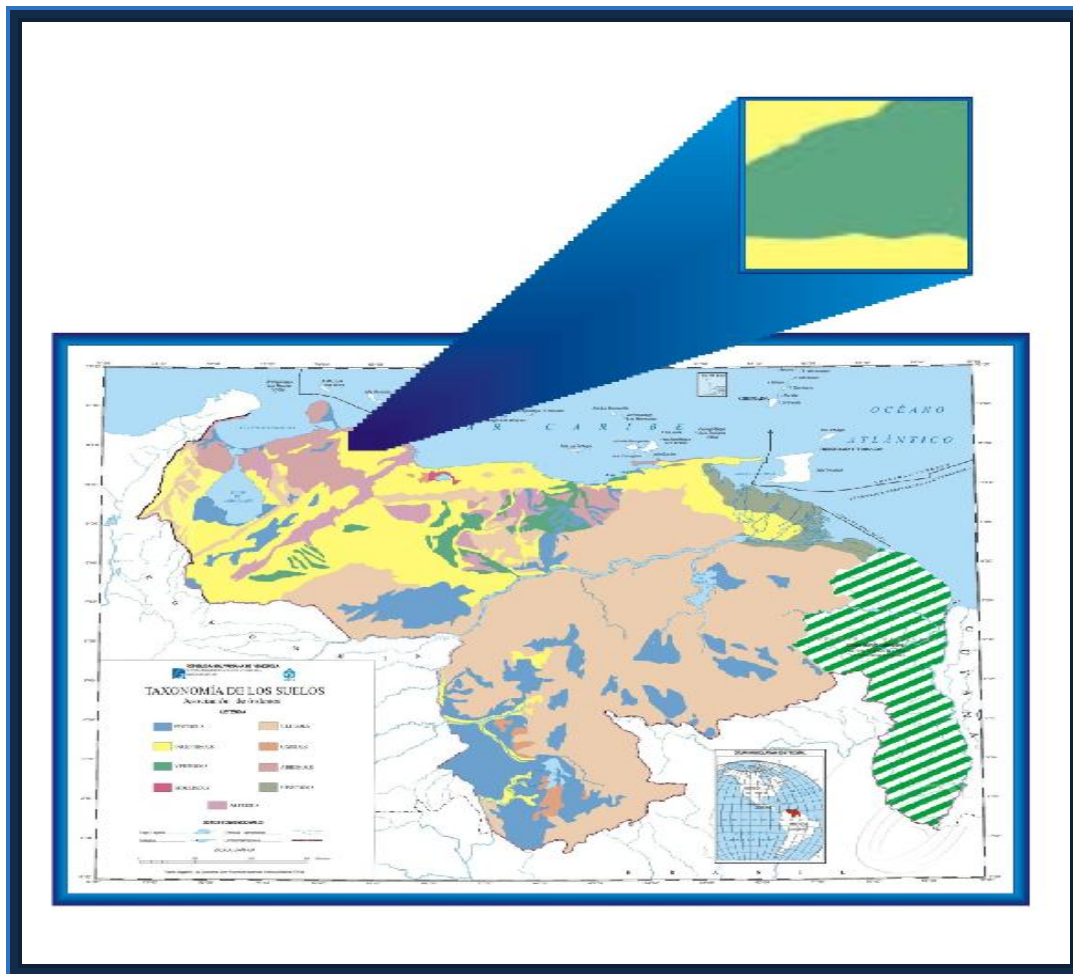
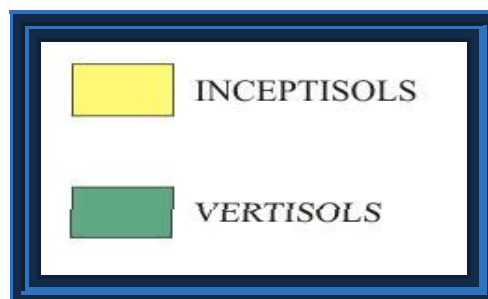


Figura 4. Mapa de taxonomía suelos de Venezuela (Escala 1:500000 m), haciendo énfasis en la clasificación propuesta para el estado Falcón (Modificado del sistema Geográfica de Venezuela Simón Bolívar).

LEYENDA DE LA ZONA DE ESTUDIO



La distribución de los suelos en el ámbito geográfico nacional obedece a una serie de condiciones físico-naturales y al hecho de estar localizada Venezuela en plena zona ecuatorial, con alturas desde el nivel del mar hasta más de 5.000 metros de altitud, aunada a su extensión territorial de 916.445 Km². aunada a su extensión territorial de 916.445 Km².

Desde el punto de vista ecológico, esto le confiere enorme importancia, lo cual se refleja en la existencia de una gran cantidad de ecosistemas naturales. En estos ecosistemas, además de la gran diversidad biológica, se manifiestan diferentes tipos de suelos, cada uno con características y propiedades específicas distintas, lo cual le confieren a su vez diferentes potencialidades de uso. De los once Órdenes de suelos conocidos en el sistema de clasificación denominado Soil Taxonomy, diez órdenes se presentan en el país.

Tipos y características de los suelos presentes en la zona de estudio:

- **Orden Inceptisols**

Son suelos jóvenes, con débil a moderada alteración de los materiales que lo constituyen, por lo que conservan algunas semejanzas con el material parental que les ha dado origen, el cual es muy resistente.

- **Orden Vertisols**

Son suelos muy arcillosos y oscuros con grietas anchas y profundas durante algún tiempo del año, las cuales se producen como consecuencia de la expansión y contracción de las arcillas en las épocas de sequía y de lluvias, respectivamente.

2.4. Vegetación

El instituto Geografico de venezuela Simon Bolivar indica en su leyenda los distintos tipos de vegetacion :

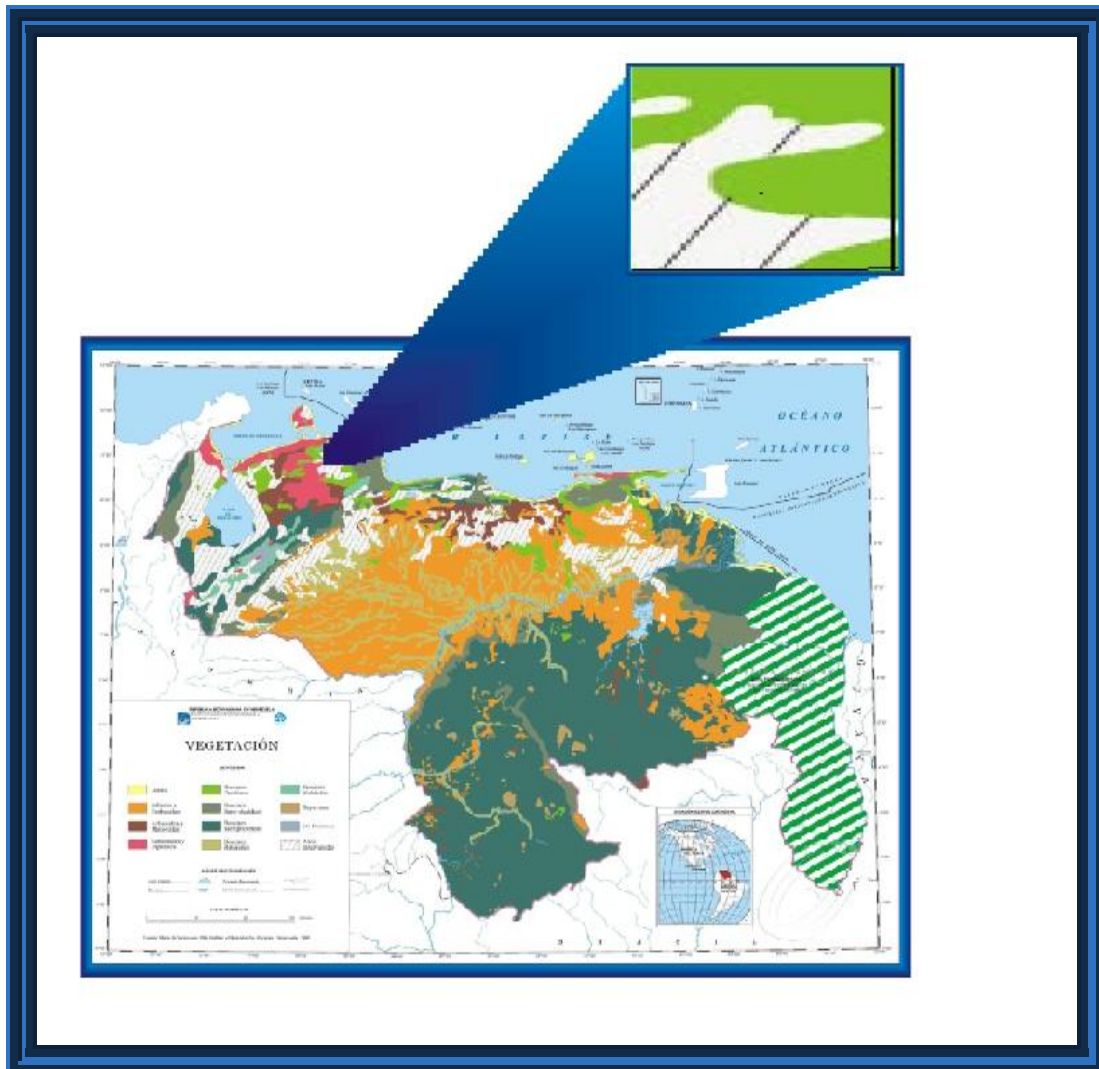


Figura 5. Mapa de vegetación de Venezuela, (Escala 1:500000 m). Haciendo énfasis en la clasificación propuesta para el Estado Falcón (modificado por el instituto geográfico de Venezuela Simón Bolívar).



Bosques Deciduos: es un bosque caducifolio (pierde sus hojas durante la estación seca), de poca altura y troncos delgados que se localiza principalmente en las faldas de las montañas de la Cordillera de la Costa y en la zona de las Mesas Orientales de los Estados Anzoátegui y Monagas.

2.5. Geomorfología

Es 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 entre los relieves más pronunciados de los Páramos Andinos, al oeste y la Cordillera de la Costa, al este. La extensa franja que va de oeste a este, y que ocupa la posición central meridional, se forma por varias serranías orientadas en filas paralelas alternadas con colinas bajas o depresiones profundas. Hacia el noroeste, los relieves disminuyen hasta desaparecer y formar una amplia llanura costera, ligeramente inclinada hacia el mar y hacia el este. Entre las últimas estribaciones montañosas, se encuentran “valles marítimos”, que se abren al Caribe.

Con una visión regional, se puede decir establecer que la zona de estudio y sus alrededores corresponden a la región occidental de la Cordillera de la Costa, emergido desde el final del Cretácico, pero con paroxismo orogénico durante el Eoceno Tardío.

Está representada por las estribaciones montañosas de las sierras de Aroa y Agua Fría, y por los valles del río Tocuyo y Aroa. (BELLIZA, 1985).

En la zona estudio se presentan montañas bajas, colinas y valles, los cuales originan una topografía irregular, con altos y bajos topográficos. El valle del río tocuyo se interpreta como una fosa tectónica (grabens). Se originaron a finales del Eoceno como consecuencia del fallamiento longitudinal ocurrido durante la orogénesis de la cordillera de la costa, (BELIZZIA 1985), creándose un sitio propicio para la acumulación de los sedimentos detríticos arrastrados desde la Sierra de Aroa y Agua Fría. Esta caracterizado por un paisaje de glaciares y terrazas aluviales escalonadas sobre las vegas del río Tocuyo. Las pendientes generales oscilan entre 1 y 6 grados.

CAPITULO III

ANÁLISIS TOPOGRÁFICO

3.1. Generalidades

El paisaje de la zona se caracteriza por tener tres unidades topográficas; unidad de montañas bajas, unidad de valle y unidad de colinas, donde estas oscilan entre los 60-1179 m.s.n.m., mostrando una topografía con elementos contrastantes y características bien definidas, que se agrupan de la siguiente manera:

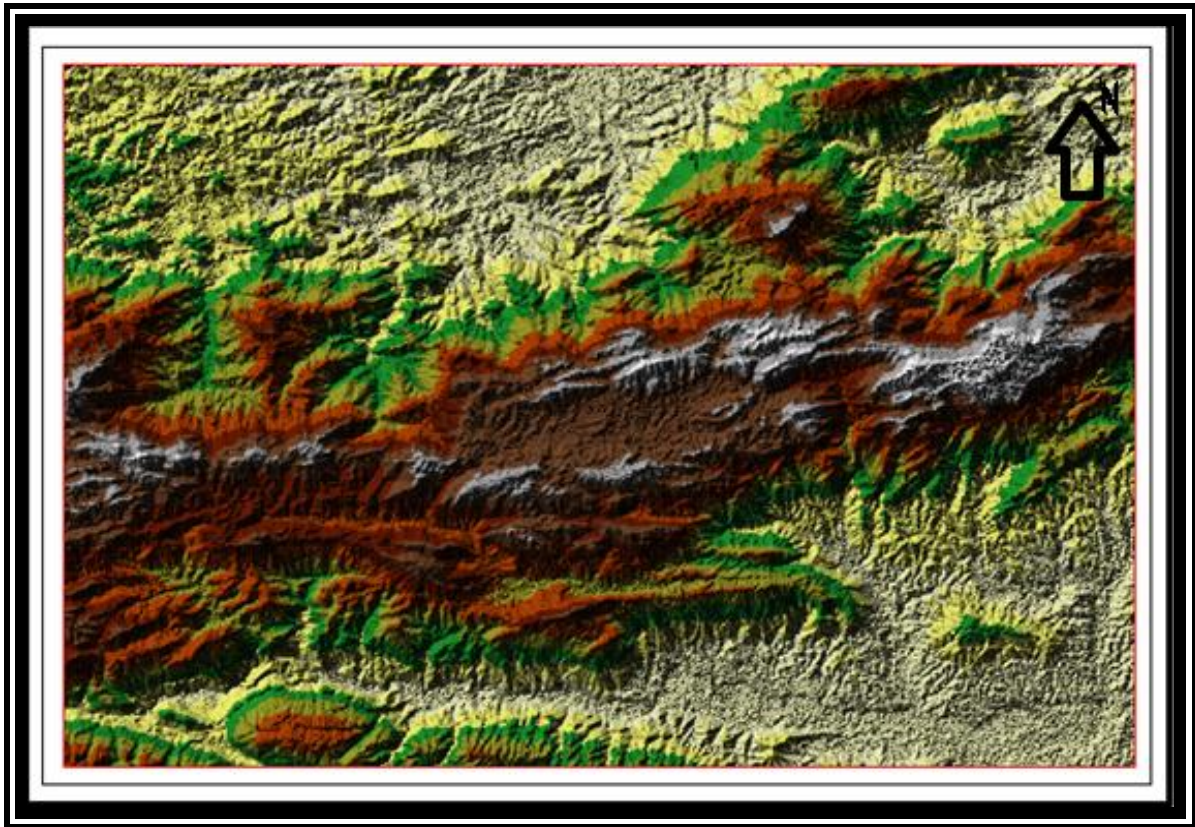
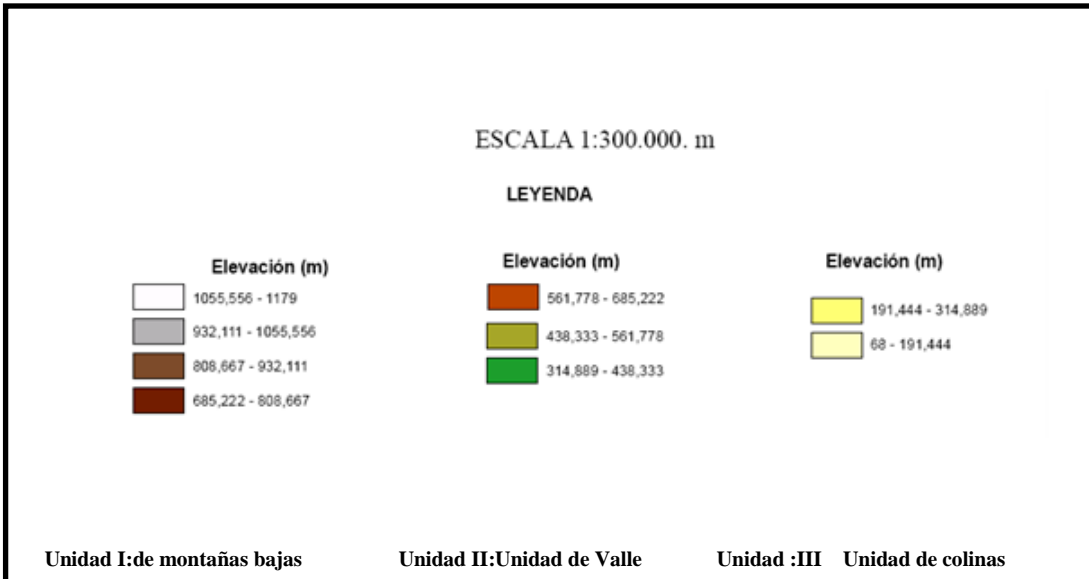


Figura 6. Modelo en 3D tomando como base el DEM de Venezuela de la zona de estudio Hoja 6348 Santa Cruz de Bucaral, donde se identifican las unidades topográficas presentes en el área de estudio.



3.1.1. Unidad I

Unidad de montaña baja

Esta unidad abarca aproximadamente el 60% del área total, esta se extiende en la parte central del mapa, se caracteriza por poseer cotas más altas en toda la zona alcanzando los 1000 m.s.n.m en las localidades de Mapurite, Real y Medio, El Roble, El Mirador, El Paramito, Mama Flor, Palmichal. Constituyen una Serranía continua a lo largo de dicha unidad, con laderas de pendientes que oscilan entre 20,23,52 grados al NO en las localidades de Las Tuburcitas y Maparari, en la zona central de la hoja, en las cercanías de las poblaciones del Rodeo y Las Virtudes, y al NE en las localidades de Cerro La Piedra y San Mateo respectivamente .

Las formas topográficas presentes en la unidad I son pseudoparalelas, con una orientación preferencial N80°E en la localidad del Tigre y La unión. Sin embargo, existen varios tipos de relieves bien diferenciados que hacen a esta una unidad algo heterogénea(Ver Figura 7)

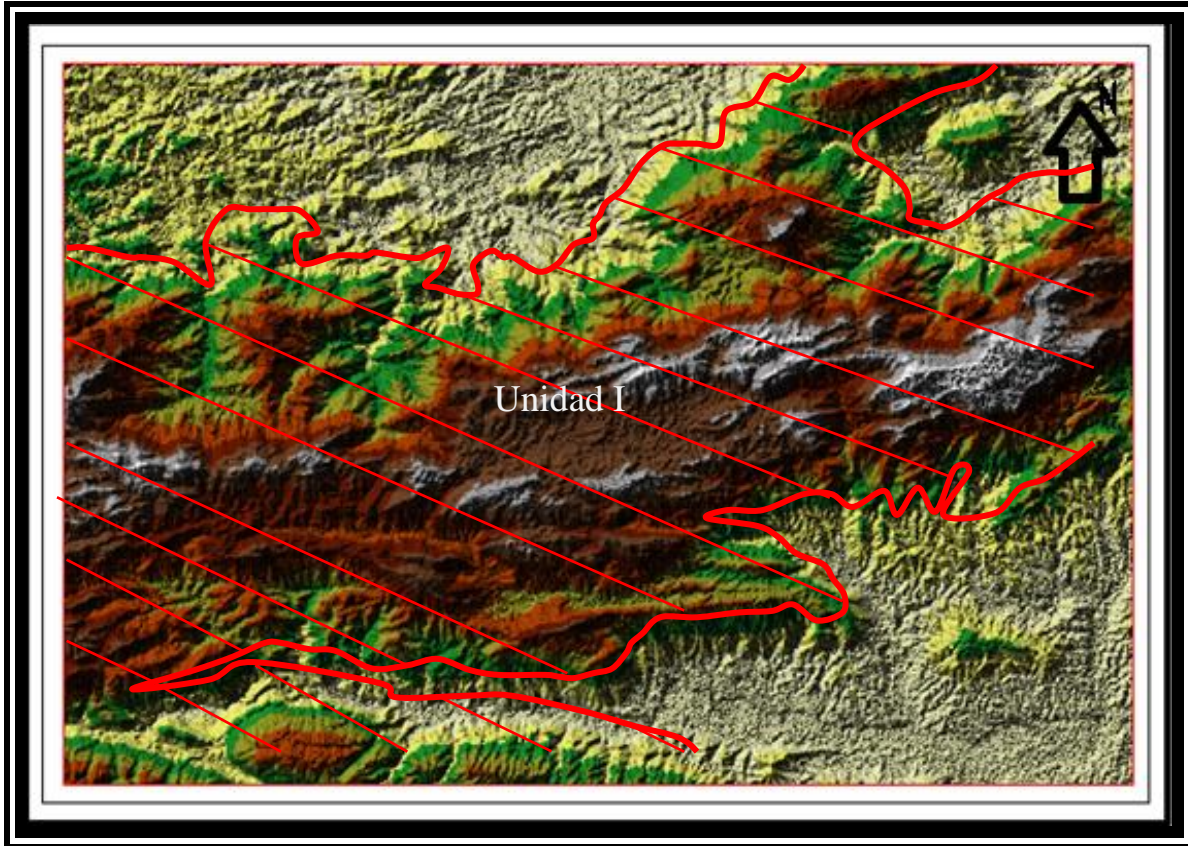
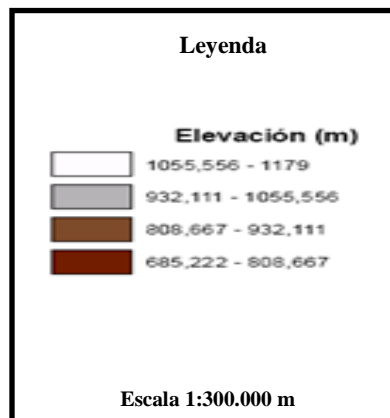


Figura 7. Modelo en 3D tomando como base el DEM de Venezuela de la zona de estudio Hoja 6348 Santa cruz de Bucaral, donde se identifican la unidad de montañas bajas presentes en el área de estudio.



En la zona se encuentran distribuidas filas alongadas que poseen alturas que oscilan en un

rango de 400 y 1179 m.s.n.m aproximadamente, se caracterizan por ser filas dispuestas de manera alargada con laderas asimétricas, con muchas estribaciones, principalmente hacia el sur, pendientes relativamente elevadas cercanas a los 60° y más abruptas hacia el sur hasta 82° (ver Figura 8). Las laderas y patrones subparalelos y dendríticos respectivamente.

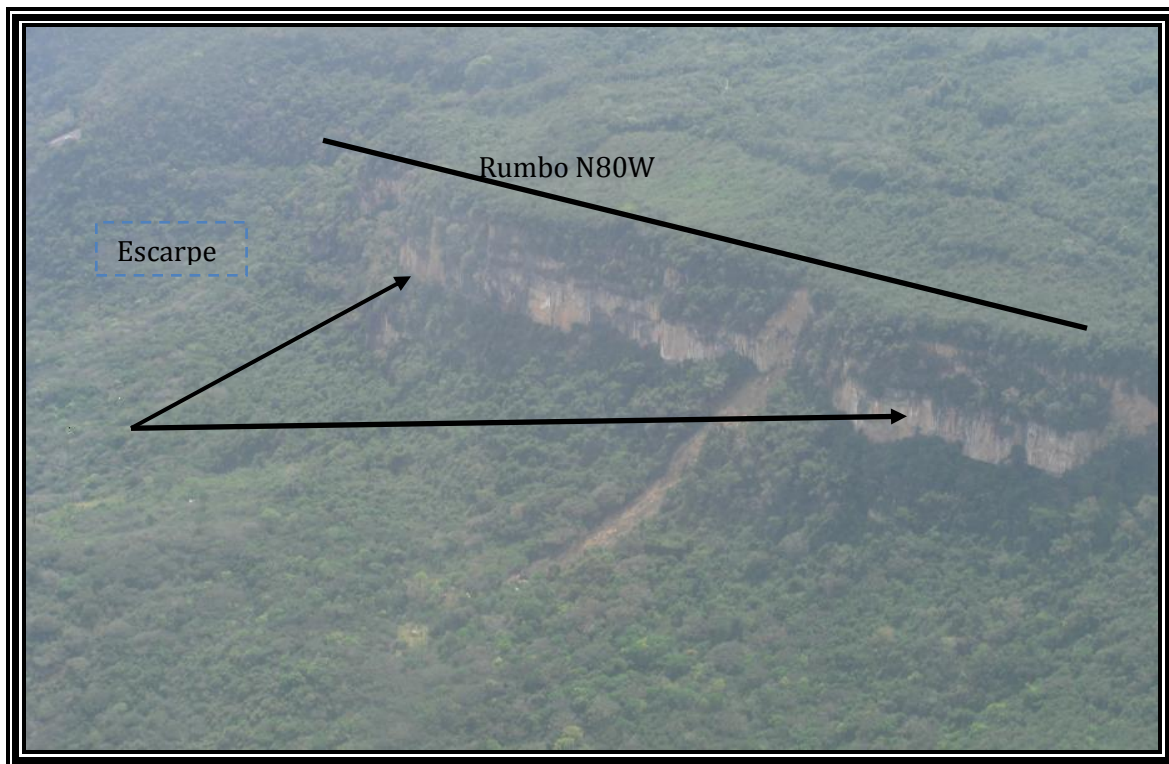


Figura 8. Fotografía tomada desde un helicóptero, donde se aprecian escarpes de falla en los alrededores de la localidad Cerro Las Piedras al este de Santa Cruz de Bucaral, ubicación coordenadas UTM (1198000-488000). Rumbo foto N30W. imagen de muestra la característica de esta unidad.

Las crestas de las filas se hayan pseudoparalelas y de carácter ligeramente sinuoso. La red de drenaje que surca la zona tiene un patrón dendrítico de carácter intermitente y se restringe a las laderas de la unidad, con una orientación general de las quebradas principales en sentido norte-sur. Solo en las localidades de Sta. Cruz de bucaral, Agua de hierro estas orientaciones se pierden conformando un patrón desordenado sin ninguna dirección preferencial pero con el mismo carácter dendrítico. Asimismo, se puede observar

algunas lagunas artificiales.

Las distintas quebradas fluyen hacia el sur y se ubican en las laderas Sur, conformando afluentes de quebradas como el Chicle, San Antonio, La Garza, Rio Agua Hierro, Rio Bucaral.

A lo largo de la montana principal Santa Elena se observan dos zonas donde la topografía se ve fuertemente desmembrada en comparación a sus adyacencias, la primera zona se ubica entre las localidades de Maparari, La Garza, donde los estribos se hacen muchos más delgados y la densidad de drenajes aumenta considerablemente; la segunda desde El chicle, El Charo, Cogóllales, donde la unidad se estrecha considerablemente y el drenaje se hace menos denso.

Las crestas de las filas se hayan pseudoparalelas y de carácter ligeramente sinuoso. La red de drenaje que surca la zona tiene un patrón dendrítico de carácter intermitente y se restringe a las laderas de la unidad, con una orientación general de las quebradas principales en sentido Norte-Sur. Solo en las localidades de Sta. Cruz de bucaral, Agua de hierro estas orientaciones se pierden conformando un patrón desordenado sin ninguna dirección preferencial pero con el mismo carácter dendrítico. Asimismo, se puede observar algunas lagunas artificiales.

Las distintas quebradas fluyen hacia el Sur y se ubican en las laderas Sur, conformando afluentes de quebradas como el Chicle, San Antonio, La garza, Rio agua hierro, Rio Bucaral.

A lo largo de la montana principal Santa Elena se observan dos zonas donde la topografía se ve fuertemente desmembrada en comparación a sus adyacencias, la primera zona se ubica entre las localidades de Maparari, La Garza, donde los estribos se hacen muchos más delgados y la densidad de drenajes aumenta considerablemente; la segunda desde El chicle, El Charo, Cogóllales, donde la unidad se estrecha considerablemente y el drenaje se hace menos denso.

3.1.2. Unidad II

Unidad de valle

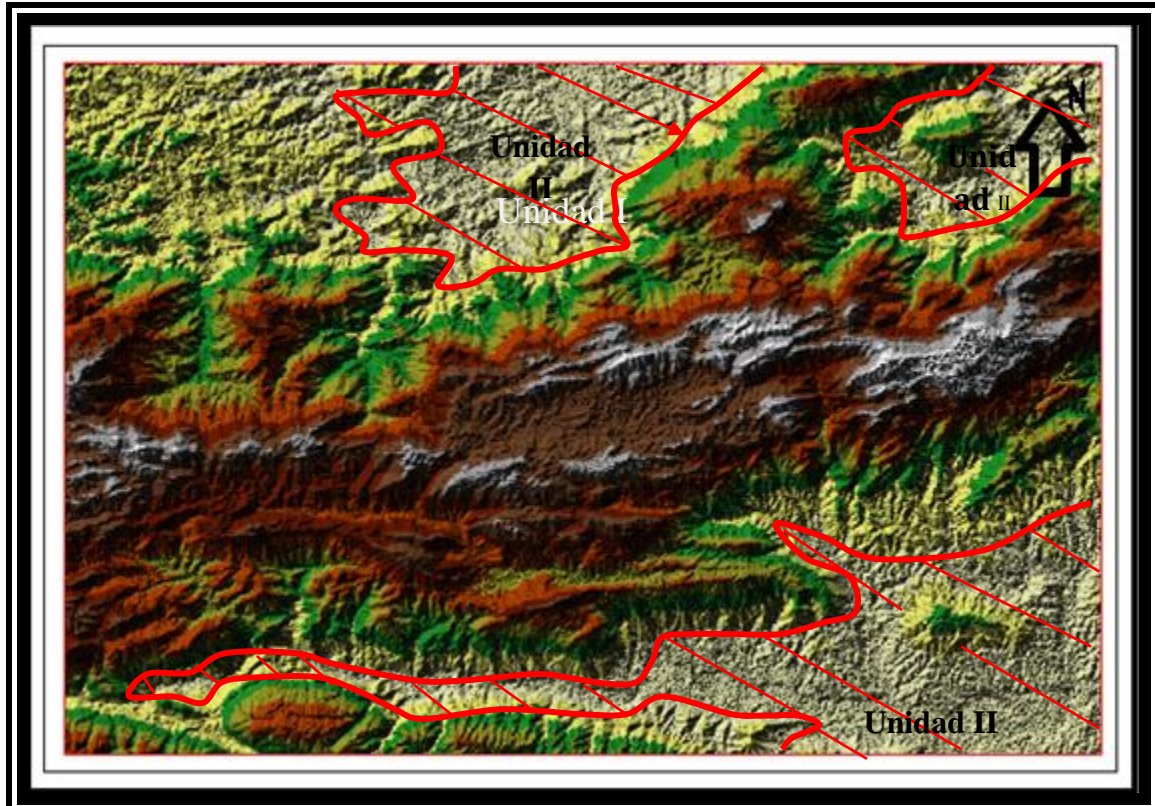
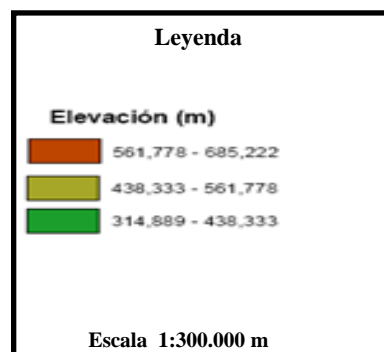


Figura 9. Modelo en 3D tomando como base el DEM de Venezuela de la zona de estudio Hoja 6348 Santa Cruz de Bucaral, donde se identifican la unidad de valle presentes en el área de estudio



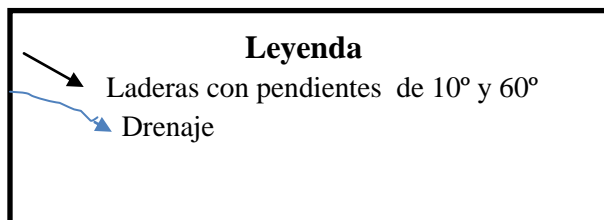
Ocupa aproximadamente el 20% del área de estudio, representada en el mapa Santa Cruz De Bucaral hoja 6348.

Dicha unidad se encuentra ubicada al Sur del mapa donde se encuentra el río Tocuyo, donde este posee dirección E-W y una extensión de aproximadamente 54.5 km, A lo largo de su trayecto recibe afluentes de carácter permanente, entre ellos están, los ríos Conillones, Piritu, Agua Colorada, Cubecito, Tuy, y el Barranco.

Cabe destacar que la red hidrográfica posee un patrón meandriforme (Figura 10.) y está constituido por los principales ríos de la región, El Tuy, El vapor, y otros afluentes de los mismos.



Figura 10. Imagen tomada desde el helicóptero donde se evidencia el encajamiento del río Tocuyo, además se encuentra adaptado a la topografía con rumbo E-W y conjuntos de tributarios subparalelos entre sí que desembocan al cauce principal. Rumbo foto N-S.



Durante su curso y el grado de encajamiento pudiese corresponder a un gran valle aluvial, donde la sinuosidad de los lazos es pronunciada. Este valle se encuentra pobremente

encajado a la topografía, por lo que el río se entrecruza en diferentes puntos, dejando a su paso canales entrelazados.

En el margen NE de la unidad Principal, se observa un conjunto de tributarios muy numerosos, entre esos se encuentran el Tuy, Maporas las cuales muestran un patrón subparalelo al aproximarse al cauce principal, donde la confluencia se efectúa con bajo ángulo, entre los 10° y 60° .

El sector correspondiente a la parte alta de la cuenca, donde nacen estos tributarios (río Tuy y Amaporas), se aprecia que esta red se hace un mucho más densa, definiendo un patrón dendrítico a subparalelo. Hacia el noreste de la cuenca, se observa que la densidad de los drenajes va disminuyendo, guardando la geometría de dendrítico a subparalelo.



**Figura 11. Río Tocuyo con dirección E-W, ubicación en coordenadas UTM (469000E-1168000N)
Rumbo foto N80°E.**

3.1.3. Unidad III

Unidad de Colinas

Esta unidad abarca el 20% total del área de estudio, está constituida por una serie de filas y colinas dispersas en la zona, que se encuentran separadas entre sí, mostrando características diferentes con respecto a la unidad de montaña. (Ver Figura 11)

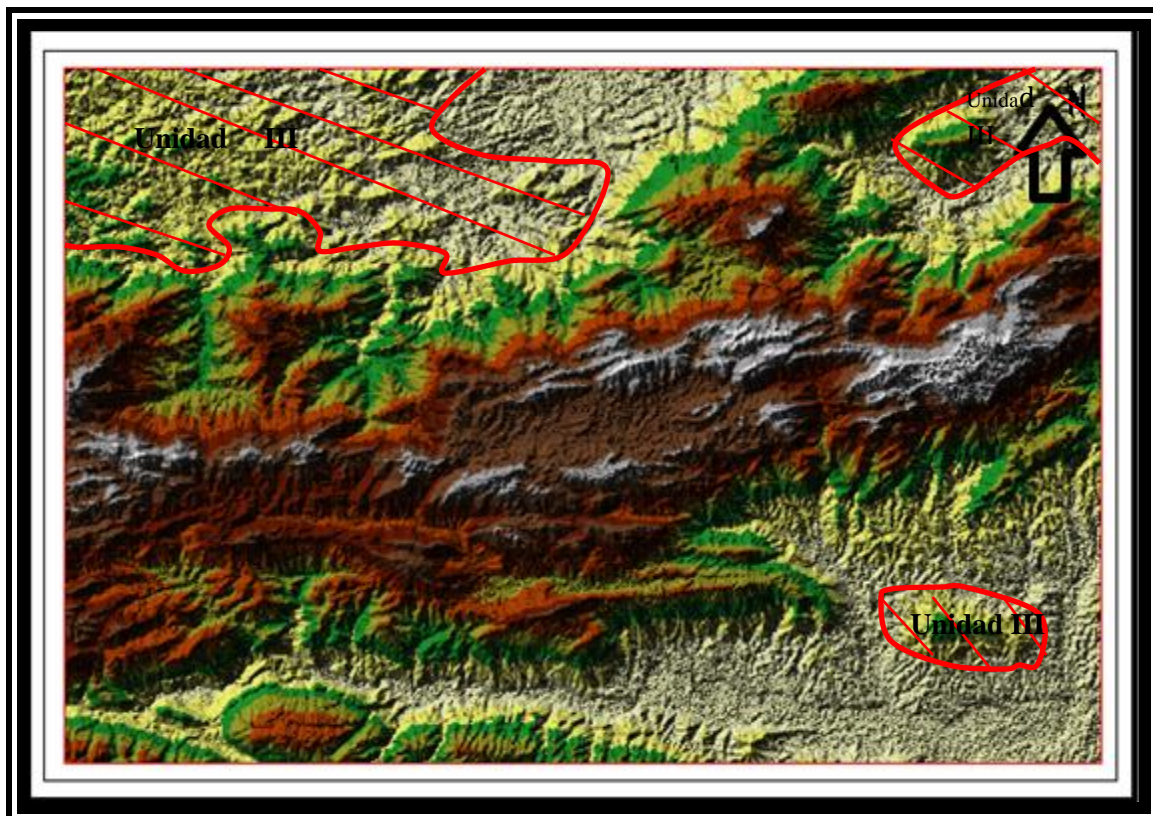
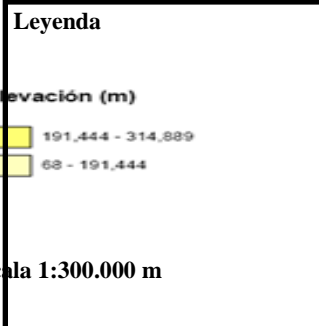


Figura12. Modelo en 3D tomando como base el DEM de Venezuela de la zona de estudio Hoja 6348 Santa Cruz de Bucaral, donde se identifican la unidad de colinas amesetadas presentes en el área de estudio.



Al NE de la zona se encuentran una serie de filas con orientación N60E, estas poseen laderas simétricas y pendientes bajas con topos irregulares que alcanzan alturas de 400m.s.n.m, estas se encuentran ubicadas en las localidades de Agua María, El Encantico, Cerro las Lomas, Cerro las Campanas y Agua Viva. Estas poseen formas elípticas y formas irregulares y pendientes generalmente bajas formando formas desmembradas de otras elevaciones de gran envergadura, siendo la red de drenajes de gran importancia que delinear las bases de las colinas. (Ver Figura 12).



Figura 13. Colinas y lomas con topos asimétricos irregulares y pendientes bajas donde poseen alturas aproximadas de 350 m.s.n.m. Rumbo foto E-W

La red hidrográfica posee un patrón dendrítico, por otra parte esta unidad a diferencia de las otras poseen alturas de 350m.s.n.m y pendientes muy bajas de 20 grados en promedio con topos aplanados elípticos. Los drenajes se encuentran ausentes en estas elevaciones, con algunas quebradas que delinear las formas de los cerros, esta se encuentra ubicada al NE de dicha unidad.

A continuación se presentan tres (3) perfiles, para la mejor interpretación e ilustración, de la topografía de la zona de estudio.

Figura 14. Perfiles topográficos de la hoja 6348 del mapa Santa Cruz De Bucaral.

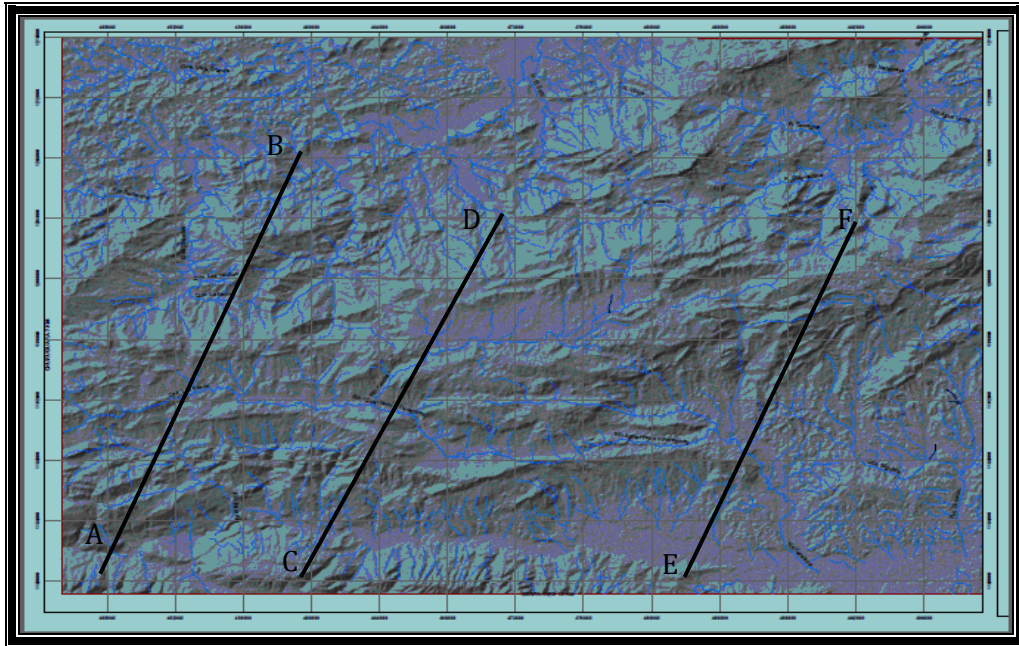
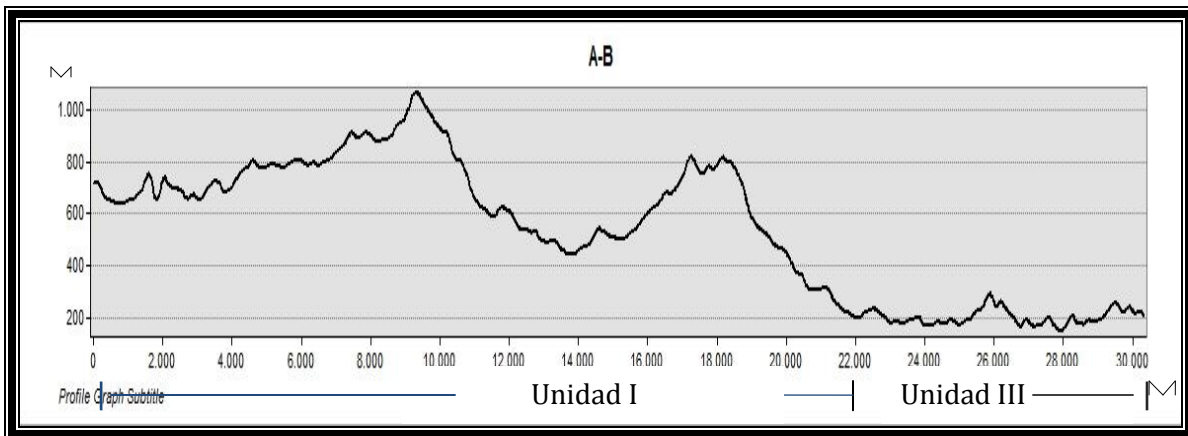


Figura 15 .Sección A-----B con dirección N25E de la hoja 6348 del mapa Santa Cruz De Bucaral.



La sección topográfica nos indica que existen dos unidades presentes, una unidad de montañas bajas y otra unidad de colinas. La unidad de montañas bajas posee una extensión del 60% donde aproximadamente se evidencian filas alargadas ligeramente sinuosas y laderas asimétricas con una orientación N80E. Las alturas oscilan desde 600 a 1100m, por otra parte a 400m se observa una depresión colgada. La red hidrográfica posee un patrón

dendrítico. La unidad de colinas representada como la unidad III abarca el 20% del área de estudio, está constituida por laderas simétricas y pendientes bajas con topes irregulares que alcanzan alturas hasta 350m.s.n.m, y pendientes muy bajas de 20 ° aproximadamente con topes aplanados elípticos.

Figura 16. Sección C-----D con dirección N27E de la hoja 6348 del mapa Santa Cruz De Bucaral.

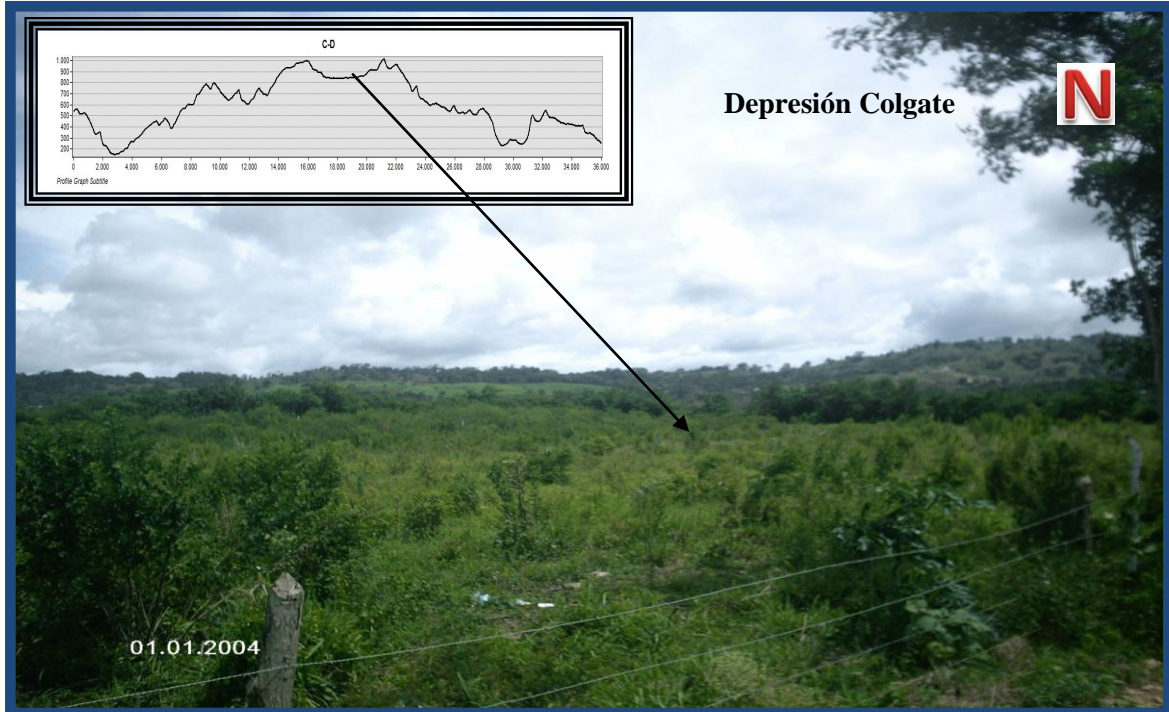
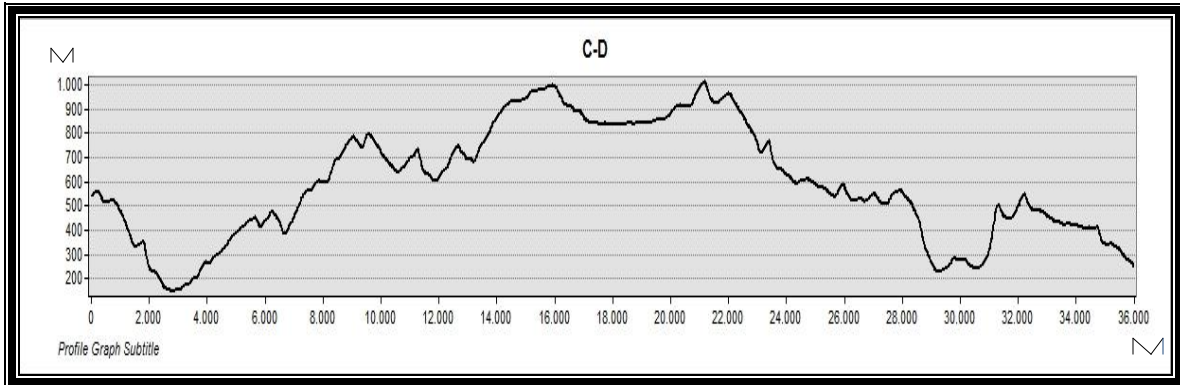
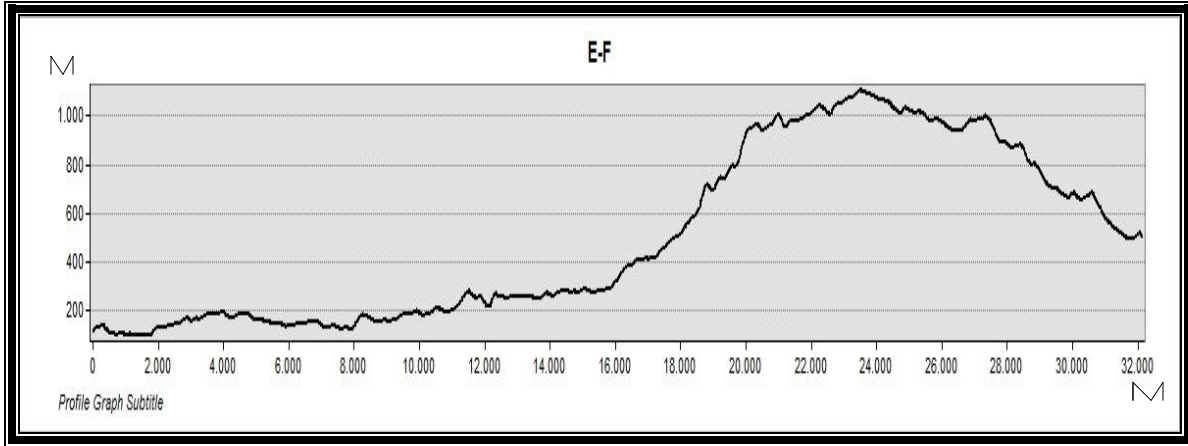


Figura 17. Expresión topográfica donde se evidencia una depresión colgada de 848 m.s.n.m en la localidad de Santa Cruz De Bucaral. Coordenadas UTM (470886-1197370).

Figura 18. Sección E-----F con dirección N23E de la hoja 6348 del mapa Santa Cruz De Bucaral.



CAPÍTULO IV

GEOLOGÍA REGIONAL

4.1. Generalidades

La cuenca de Falcón se originó durante el Eoceno Tardío–Oligoceno. Ocupa un área de unos 36.000 km², limita al norte con las islas de las Antillas Holandesas y las islas venezolanas de Las Aves, Los Roques y La Orchila; y al sur con las regiones elevadas de la Cordillera de La Costa y con la Plataforma de La Guaira. Hacia el este, un alto del basamento que parece ser la prolongación sur de La Orchila la separa de la cuenca de La Blanquilla. Obsérvese las imágenes de radar el área de estudio en la figura 19.

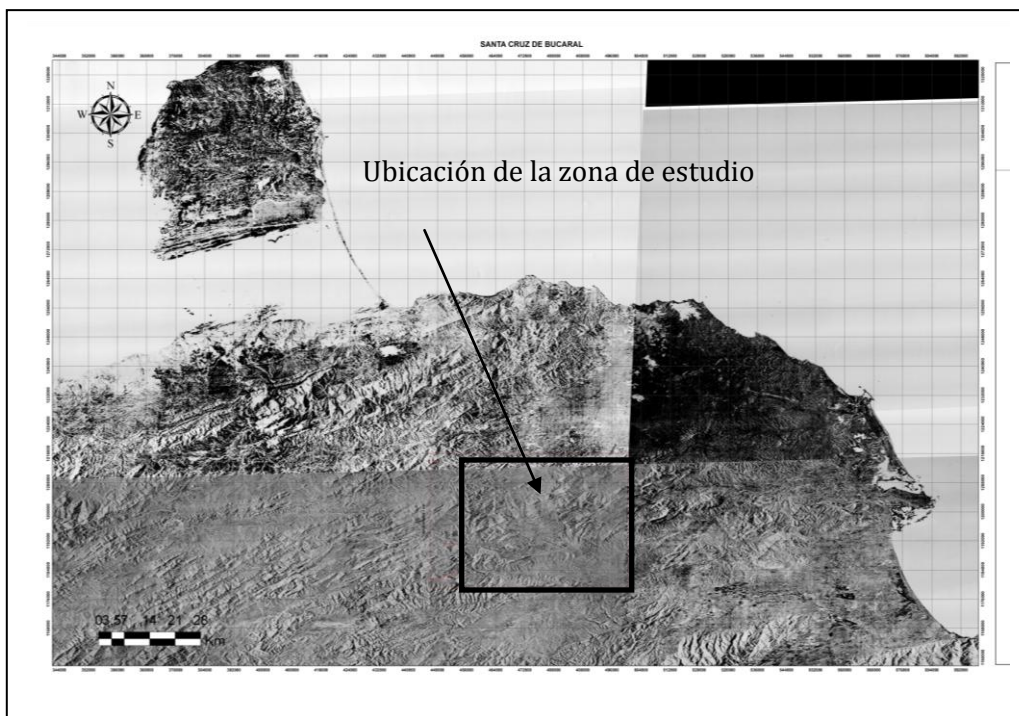


Figura 19. Imagen radar donde muestra la zona de estudio.

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

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

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

A partir del Mioceno Tardío, la sedimentación estuvo restringida exclusivamente al flanco norte del anticlinorio de Falcón en proceso de surrección y los ambientes sedimentarios se fueron haciendo progresivamente menos marinos y cada vez más continentales, tanto en forma vertical como lateral. El estudio tectónico y la síntesis crítica de los datos estratigráficos de la cuenca de Falcón han puesto de manifiesto la existencia de una evolución polifásica durante el Cenozoico (AUDEMARD 1993).

4.2 ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTACIÓN DE LA CUENCA

La cuenca de Falcón presenta un registro sedimentario que abarca desde el Eoceno hasta el Reciente. Como es de suponer, esta secuencia sedimentaria presenta variaciones litológicas muy notables a lo largo y ancho de toda la cuenca, según haya sido la fuente y la paleografía de la región; estos cambios litológicos definen la estratigrafía de La Cuenca de Falcón. Desde el punto de vista sedimentológico, son numerosos los trabajos desarrollados con el fin de estudiar dicha cuenca; y establecer la estratigrafía y consecuentes correlaciones, en este trabajo se utilizara como base estratigráfica la tabla mostrada por el Código estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela (Figura)

TABLA DE CORRELACION FALCON

M. L. GAMERO, 1997

EPOCA		DABAJO	URUMACO	CORO - LA VELA	PARAGUANA	CORO - SAN LUIS	ARACUA - CHURUGUARA	CUMAREBO	MIRIMIRE	MENE DE ACOSTA	AGUA LINDA	EPOCA
P L I O C E N O	TARDIO		SAN GREGORIO <small>RIO SECO COQUEZA VERGEL</small>					TUCUPIDO				TARDIO
	TEMPRANO		CODORE <small>ALGODONES CHIGUAJE</small>	CORO LA VELA	PARAGUANA <small>AMUAY EL HATO</small>	CORO LA VELA		EL VERAL	PUNTA GAVILAN			TEMPRANO
M I O C E N O	TARDIO	GRUPO LA PUERTA TIGUAJE	BARRO	TARATARA CAUJARAO		TARATARA CAUJARAO		TURUPIA		OJO DE AGUA		TARDIO
	MEDIO		QUISIRO	MATARUCA EL MUACO		MATARUCA EL MUACO		AGUA SALADA	AGUA SALADA <small>CAPADARE</small>	HUSO POZON		MEDIO
	TEMPRANO		SOCORRO	SOCORRO	CANTAURE	QUERALES GUARABAL		EL SALTO		SAN LORENZO <small>MENECITO EL SALTO</small>	AGUA LINDA CASUPAL	TEMPRANO
			CERRO PELADO	QUERALES CERRO PELADO						GRUPO AGUA SALADA		
O L I G O C E N O	TARDIO	AGUA CLARA <small>SANTIAGO CAUDERALITO</small>	PEDREGOSO	PATIECITOS SAN LUIS		PATIECITOS SAN LUIS	AGUA CLARA					TARDIO
	MEDIO	CASTILLO	PECAYA	S. J. VEGA			PECAYA CHURUGUARA				GUACHARACA	MEDIO
	TEMPRANO		EL PARAISO				EL PARAISO					TEMPRANO
E O C E N O	TARDIO	LA VICTORIA										TARDIO
	MEDIO	GRUPO AGUA NEGRA JARILLAL SANTA RITA					GRUPO AGUA NEGRA JARILLAL SANTA RITA			CERRO MISION		MEDIO

Figura 20. Tabla de correlación Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).

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

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

En tal sentido se puede describir una evolución estratigráfica basada en 3 etapas: Eoceno Medio–Eoceno Tardío, Oligoceno–Mioceno Temprano, y finalmente Mioceno Medio–Plioceno; las cuales serán descritas a continuación.

4.2.1 Periodo Eoceno Medio-Tardío

El Eoceno aflora en los cerros de Tacal, en la parte occidental de Falcón, referido por GONZÁLEZ DE JUANA en 1938, así como también se encuentra aflorando en Falcón oriental sobre el Alto de Guacharaca, y en la Sierra de Churuguara, donde se encuentra la sección tipo de las formaciones Santa Rita y Jarillal, las cuales se atribuyen actualmente al Eoceno Medio. Durante el Eoceno Medio tuvo lugar una extensa transgresión hacia el oeste suroeste que tiene su mejor expresión en la Formación Jarillal, mientras que la Formación La Victoria presenta características regresivas como posible antecedente del levantamiento y erosión característicos del Eoceno Tardío, al término de los cuales las condiciones paleosedimentarias cambiaron en toda Venezuela occidental (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980). La sedimentación de la cuenca de Falcón empezó, en el occidente, a finales del Eoceno Medio y en el oriente a finales del Eoceno Temprano. Los sedimentos relacionados con esta fase inicial de sedimentación en el occidente conforman el Grupo Agua Negra de

edad Eoceno Medio Tardío. Este grupo se compone por las formaciones Santa Rita, Jarillal y La Victoria (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980)

La sedimentación en la Cuenca de Falcón debió iniciarse a finales del Eoceno Medio para el oeste de Falcón y a finales de Eoceno Tardío para el este de esa entidad (Macellari, 1995). De hecho, los primeros registros sedimentarios que se tienen de la cuenca de Falcón constan, esencialmente, del Grupo Agua Negra (Eoceno Medio) en la parte central y la Formación Cerro Misión (Eoceno Tardío), que según el Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela se ubica en las cercanías de Mene de Acosta, al este del estado Falcón.

La Formación Santa Rita está formada por 400-450 m de espesor, de conglomerados de grano grueso, areniscas y margas arenosas intercaladas con calizas con orbitoides. El conglomerado consiste predominantemente de cantos rodados que alcanzan hasta 10 cm de diámetro de cuarzo blanco, ftanitas negras cretácicas, cuarcitas de grano grueso; los cantos de jaspe verde son especialmente característicos de estos conglomerados. La localidad tipo se encuentra en ambos flancos del anticlinal de Buena Vista, a lo largo del antiguo camino Piedra Grande-Baragua, en la serranía de Agua Negra, estado Falcón (SENN 1935). El tope de la formación se caracteriza por la presencia de calizas arenosas con bioclastos (PDVSA, 2009).

Otros autores mencionan que los conglomerados y calizas fosilíferas de la Formación Santa Rita fueron depositados en un ambiente litoral a nerítico interno, GUEVARA (1967). Según PITTELLI Y MOLINA (1989) las características paleontológicas y litológicas de las calizas evidencian una sedimentación en la plataforma externa, lejos de la costa, con alta energía y con una profundidad de agua entre 60 y 80 m.

TABLA DE CORRELACION FALCON						
M. L. GAMERO, 1997						
EPOCA		DABAJURO	URUMACO	CORO - LA VELA	PARAGUANA	CORO - SAN LUIS
E O C E N O	TARDIO	LA VICTORIA				
	MEDIO	JARILLAL				
		SANTA RITA				
EPOCA		ARACUA - CHURUGUARA	CUMAREBO	MIRIMIRE	MENE DE ACOSTA	AGUA LINDA
E O C E N O	TARDIO	JARILLAL			CERRO MISION	
	MEDIO	SANTA RITA			?	

Figura 21. Tabla de correlación M.L GAMERO. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).

La unidad suprayacente, designada originalmente como lutitas de Jarillal por SENN (1935), tiene su sección tipo en el mismo anticlinal de Buena Vista. Consiste allí en unos 375 m de lutitas más o menos arenosas, de colores abigarrados, desde gris oscuro hasta rojo por meteorización. Los 50 m inferiores son muy fosilíferos y contienen una abundante fauna de moluscos y cangrejos y consideradas de edad Eoceno Tardío. Las lutitas superiores de la Formación Jarillal no contienen macrofósiles en su sección tipo, por lo que SENN (1935) pensó que su edad pudiera llegar al Oligoceno Temprano. WHEELER (1960; 1963) incluye una lista de foraminíferos provenientes de la parte superior de la formación y que indican, según él, una edad Eoceno Tardío. HUNTER (1974), reinterpreta la evidencia paleontológica como indicativa de edad Eoceno Medio, parte terminal. Por su parte, PITTELLI Y MOLINA (1989) la describieron como una secuencia monótona de lutitas, cerca del 90% de la formación, y algunos intervalos delgados de areniscas y ocasionales calizas lodosas hacia la base de la formación. Las lutitas son gris oscuro a negro, duras, ocasionalmente limosas y arenosas, con macrofósiles. Ocasionalmente, a través de este intervalo, se encuentran gránulos de cuarzo, chert y fragmentos ferruginosos.

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

(SUTTON 1946 21 & GUEVARA 1967). Esta formación fue predominantemente depositada en un ambiente lacustrino con incursión de agua salobre (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

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

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

4.2.2 Periodo Oligoceno–Mioceno Temprano

A continuación se muestra un modelo paleogeográfico para el Oligoceno (Figura 18 y Figura 19), según el cual la cuenca para dicho período presenta forma de “U” abierta hacia el noreste y las facies más profundas se establecerán en el interior dicha “U” siendo los depocentros principales el Canal Falconiano y el surco de Urumaco, mientras que hacia la periferia se depositarían las facies más someras, definiendo como áreas positivas la Península de Paraguaná y la Plataforma de Dabajuro.

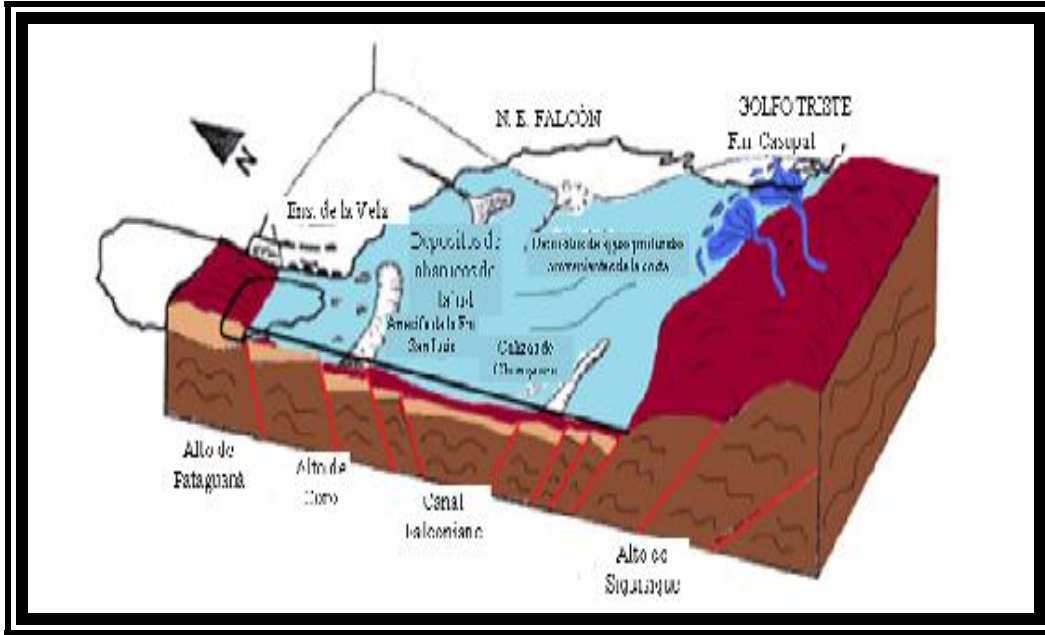


Figura 22. Modelo Sedimentario esquemático durante el Oligoceno- Mioceno Temprano para la Cuenca de Falcón. Tomado de Porras (2000).

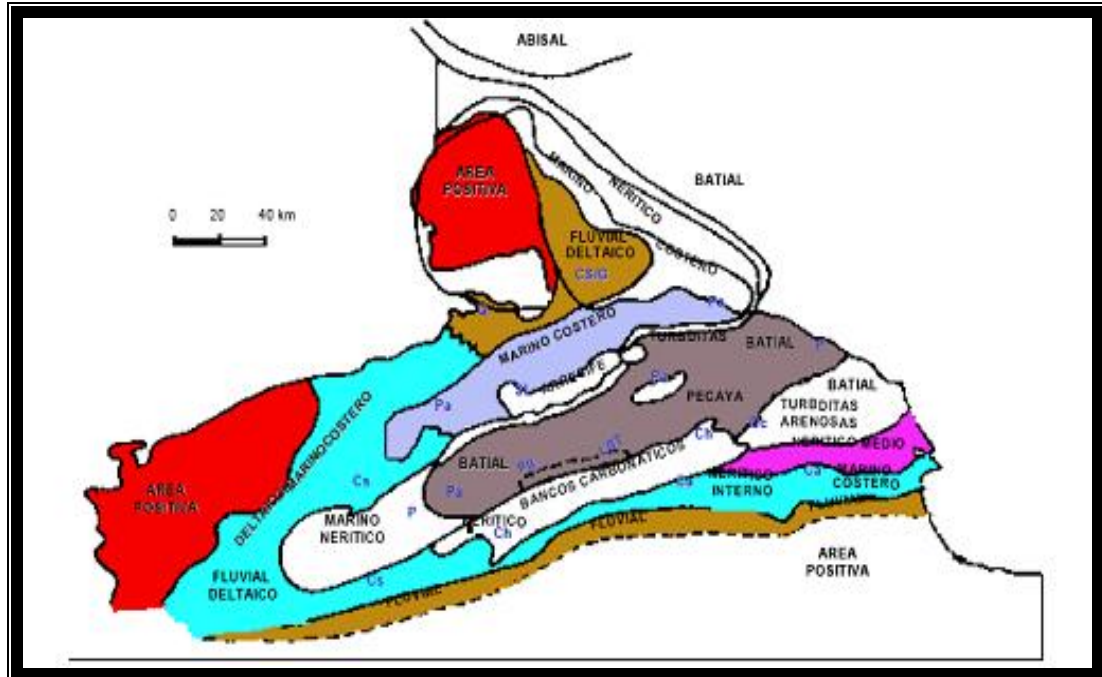
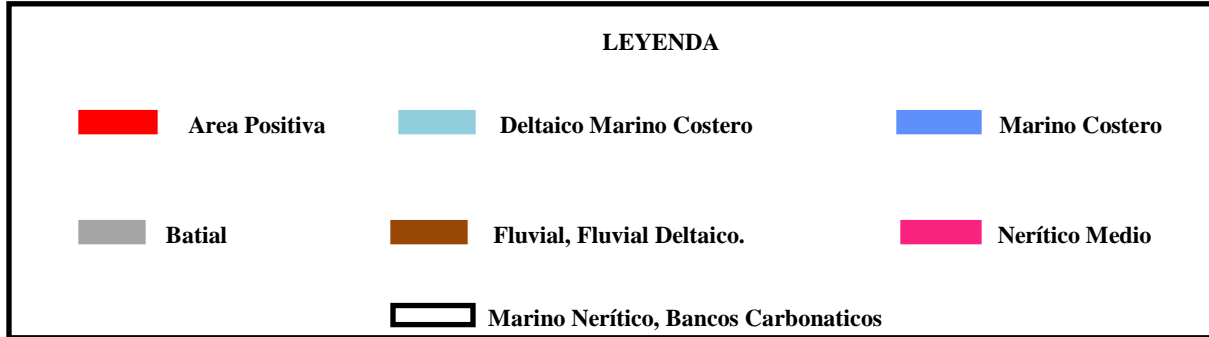


Figura 23. Paleogeografía y distribución de facies en el Oligoceno, Cuenca de Falcón. Leyenda La Puerta LP, Ojo De Agua OA, Urumaco U, Cantaure Cn, Caujarao Cj, Capadare Cap, Querales Q, Socorro S, Cerro Pelado CP, Agua Clara AC, Caudelarito Cd, Casupal Ca, Castillo Cs, Churuguara Ch, San Luis SL, Guarabal G. Patiecitos Pt, Guacharaca Gc, Pecaya P. (Tomado de Mendoza, 2005)



Esta tendencia se conserva en el Mioceno Temprano, siguiendo la geometría en forma de “U” abierta hacia el noreste, presentando la misma distribución de facies (Macellari, 1995).

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

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

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

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

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

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

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

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

TABLA DE CORRELACION FALCON							
M. L. GAMERO, 1997							
EPOCA		DABAJURO	URUMACO	CORO - LA VELA	PARAGUANA	CORO - SAN LUIS	
M I O C E N O	TEMPRANO	CERRO PELADO	QUERALES	QUERALES	CANTAURE	QUERALES	
		AGUA CLARA	CERRO PELADO	GUARABAL		GUARABAL	
		AGUA CLARA	AGUA CLARA	?		?	?
O L I G O C E N O	TARDIO	CASTILLO	PEDREGOSO	PATIECITOS	?	PATIECITOS	
	MEDIO	PECAYA	PECAYA	?		?	?
	TEMPRANO	EL PARAISO	S. J. VEGA	?		?	?
EPOCA		ARACUA - CHURUGUARA	CUMAREBO	MIRIMIRE	MENE DE ACOSTA	AGUA LINDA	
M I O C E N O	TEMPRANO	AGUA CLARA	?	EL SALTO	GRUPO AGUA SALADA	AGUA LINDA	
		PECAYA		CHURUGUARA		SAN LORENZO	CASUPAL
		EL PARAISO		EL PARAISO		EL SALTO	GUACHARACA
O L I G O C E N O	TARDIO	PECAYA	?	?	GRUPO AGUA SALADA	?	
	MEDIO	CHURUGUARA	?	?		?	
	TEMPRANO	EL PARAISO	?	?		?	

Figura 24. Tabla de correlación Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).

Centro de la Cuenca

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

El área central representa el principal depocentro de la cuenca de Falcón. La sedimentación se inició con la Formación Paraíso (Oligoceno Temprano a Medio), cuya parte inferior se caracteriza por areniscas ricas en chert intercaladas con lutitas, seguido por un conglomerado con guijarros de chert y cuarzo. La parte inferior de la formación, en el anticlinal de Taparoy, indica un fuerte levantamiento al sur, posiblemente de carácter local, pasando rápidamente de condiciones marinas someras, a litorales, e incluso fluviales (DÍAZ DE GAMERO 1977 b).

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

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

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

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

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

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

c) Entre los ríos Pedregal y Mojino, la litología es similar a la del área tipo, pero las areniscas, de grano medio a grueso, constituyen más del 50% de la formación, y los paquetes llegan a alcanzar hasta 20 m de espesor, aunque las capas individuales rara vez

sobrepasan los 2 m. Petrográficamente, las areniscas del miembro superior de la Formación El Paraíso, son arenitas de cuarzo (ortocuarzitas), con los granos de cuarzo cementados por sílice en continuidad óptica, mostrando una textura de mosaico, en la que se hace difícil discriminar los granos originales. Esta característica se mantiene en toda su extensión lateral. (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999)

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

La Formación Paraíso aflora en una larga faja anticlinal, desde el río Mojino en el oeste, hasta los ríos Remedios y Hueque al oeste. En el extremo occidental desaparece bajo las lutitas de la Formación Pecaya, suprayacente, mientras que al este adelgaza hasta su práctica terminación antes de ser cubierta por los aluviones del río Hueque y sus afluentes. Esta unidad aflora extensamente en la región central de la cuenca de Falcón, en los núcleos de estructuras anticlinales alargadas que forman colinas y filas, cuya altura está relacionada directamente con la proporción de areniscas respecto a las lutitas. Así es que las alturas van aumentando en altura de este a oeste, hasta alcanzar unos 1000 m entre los ríos Pedregal y Mojino (DÍAZ DE GAMERO 1977 a).

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

La Formación El Paraíso en su contacto superior se encuentra de manera concordante con la Formación Pecaya, y es generalmente transicional (WHEELER 1960, 1963; DÍAZ DE

GAMERO, 1977 a). Hacia el anticlinal de Taparoy, al sur del estado Falcón, el miembro inferior de la Formación El Paraíso, descansa concordante debajo de la Formación Churuguara, y es posible que esta relación se mantenga en la faja más meridional de los afloramientos de esta Formación (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

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

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

Por último, hay que mencionar que la parte inferior de la unidad, en las cercanías de Taparoy, indica un fuerte levantamiento al sur, posiblemente de carácter local, ya que se pasa rápidamente, de condiciones marinas someras a litorales, e incluso fluviales (PDVSA, 2009). La mayor parte de la Formación El Paraíso es de tipo regresivo, en la cual la costa avanzó desde el suroeste hacia el norte y noreste. Los sedimentos fueron transportados por varios ríos, que progresivamente construyeron una amplia llanura deltaica. En tal sentido, los carbones observados en esta unidad marcan el límite oriental de dicha llanura. El oleaje y las corrientes litorales, retrabajaron los clásticos gruesos, y los extendieron por grandes distancias a lo largo de la costa. Al este del río predominaron las condiciones marinas y las lenguas clásticas, separadas por lutitas marinas, las cuales definen las oscilaciones de la línea de costa durante la sedimentación de la formación.

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

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

La Formación Pecaya (Oligoceno Medio a Mioceno Temprano) consiste de lutitas gris oscuro, generalmente fósiles y limolitas, localmente calcáreas, con ocasionales interestratificaciones de areniscas y calizas bioclásticas en capas muy delgadas. Este tipo de intercalaciones se ven generalmente en la región norte, cerca de la sierra de San Luis, donde se ven concreciones irregulares de material calcáreo de hasta más de 2 m de diámetro (DÍAZ DE GAMERO 1977 a). Hacia los bordes de la cuenca se observan capas de areniscas parduzcas, limolitas nodulares gris oscuro, areniscas glauconíticas, y algunas intercalaciones de calizas. También se encuentran nódulos de arcillas ferrolíticos de unos 10 cm de diámetro alineados con la estratificación (WHEELER 1960; 1963) (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

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

su posible fuente de aporte. La biota indica la depositación marina poco profunda dentro de las lutitas de aguas profundas de la Formación Pecaya (DÍAZ DE GAMERO, 1977 a). El Miembro San Juan de La Vega refleja una posible depositación en un sistema de bajo nivel asociada con una caída mundial en el nivel del mar que ocurrió en la Zona de *Globorotalia opima opima* (VAIL & HARDENBOL 1980).

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

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

Esta unidad se encuentra en contacto inferior con la Formación El Paraíso concordante y en forma transicional. Su contacto superior es variable a lo largo de su extensión lateral ya que en su parte norte, específicamente al este de la Formación Pecaya se interdigita con la Formación San Luis; desde Pecaya hasta Pedregal, el contacto superior es concordante y transicional con la Formación Pedregoso; al oeste de Pedregal es concordante con la Formación Castillo, y hacia el sur se intercala con la Formación Churugara (DÍAZ DE GAMERO 1977 a).

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

En cuanto a la correlación, WHEELER (1960, 1963) consideró todo el Grupo Mitare, que incluye el Miembro San Juan de la Vega, mas la parte superior de la Formación Pecaya y la Formación Pedregoso como equivalentes a la Formación San Luis. DÍAZ DE GAMERO (1977 a), considera que solo la parte de la Formación Pecaya que aflora por encima del Miembro San Juan de la Vega se correlaciona con la Formación San Luis. El término Grupo Mitare ha quedado en desuso según el Código Estratigráfico de las Cuencas Petroleras de Venezuela. Teniendo su equivalencia en las formaciones (válidas): El Paraíso, Pecaya y Pedregoso.

Oeste de Falcón

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

La Formación Castillo (Oligoceno a Mioceno Temprano) De acuerdo a la descripción original de WHEELER (1960), la Formación Castillo se caracteriza por una secuencia litológica altamente variable, lateral y verticalmente y por la presencia de gruesas capas de areniscas y conglomerados. En el área tipo, la parte inferior de la Formación muestra un predominio de limolitas y arcillas, de color gris, compactas, masivas; las lutitas son físis, marrón oscuro, carbonáceas, con delgadas capas de carbón; las areniscas son de grano medio a grueso, con estratificación cruzada y se presentan en capas de 1 a 40 m de espesor. La parte superior de la unidad se caracteriza por el predominio de areniscas y conglomerados. Las areniscas son similares a las de la parte inferior, pero contienen delgadas lentes de conglomerados con guijarros de cuarzo blanco, cuarzo ahumado y areniscas calcáreas, cementados generalmente por óxidos de hierro; las limolitas y arcillas en esta parte de la formación son arenosas, grises, amarillas, rojas o púrpuras y localmente carbonáceas.

Hacia el centro de la cuenca (este), las areniscas se hacen de grano más fino y pierden el aspecto multicolor, tomando colores oscuros; se disponen también en capas de menor espesor, superando rara vez los 2 metros de espesor; las lutitas son de colores oscuros, localmente limosas, carbonáceas, con raras intercalaciones de lignitos. Aquí se encuentran también esporádicas intercalaciones de calizas arenosas de color oscuro, de hasta 1 m de espesor.

Con respecto a los contactos, WHEELER (1960), señala que en afloramientos hacia la cuenca abierta, la Formación Castillo yace concordantemente sobre las Lutitas de Pecaya. Hacia el borde de la cuenca, la Formación Castillo descansa con discordancia angular sobre rocas eocenas. Las capas subyacentes pertenecen a las formaciones Santa Rita, Paují, Misoa y Trujillo. La unidad también es discordante sobre las ofiolitas que afloran cerca del cerro Algodones al noroeste de Siquisique.

WHEELER (1960) correlaciona esta unidad hacia el este, y a lo largo del flanco sur de la cuenca, con la Formación Churuguara; hacia la parte central la correlaciona con la Formación Pedregoso y localmente, con las formaciones Pecaya y Paraíso.

Por último, WHEELER (1960) considera que la formación se depositó en diferentes ambientes, encontrándose facies de aguas someras y salobres en las cercanías de Cerro Castillo y de Cerro Frío; con facies más marinas hacia la cuenca. Las facies de aguas no marinas, se encuentran tanto en las cercanías de la localidad tipo, como en la región de Vega Oscura en Falcón occidental y en el noroeste del estado Lara. Lorente (1986), con base en la asociación de palinomorfos y materia orgánica, postula que en el área del campo Tiguaje, la Formación Castillo se depositó dentro del complejo de ambientes de la llanura costera.

Macellari (1995), señala que hacia el oeste de Falcón, es decir lo más cercano a la zona de estudio del presente trabajo, la Formación Pedregoso es más arenosa y delgada, pudiendo correlacionarse con la Formación Castillo. Esta última, es concordante por la base con las lutitas de la Formación Pacaya. Hacia el oeste, este contacto se hace angular con los estratos del Eoceno. La Formación Castillo es dominada por areniscas y conglomerados, con menores cantidades de lutitas y capas de carbón. La unidad fue depositada bajo condiciones marinas hacia el centro de la cuenca, con facies salobres e incluso continentales influenciando el margen oeste. El principal depócentro de la Formación Castillo (más de 1480 m) forma un cinturón paralelo a la antigua línea de costa.

Alto de Coro

Durante el Oligoceno-Mioceno se desarrolló a lo largo del margen sur del alto de Coro, un complejo arrecifal conocido con el nombre de Formación San Luis. Esta formación consiste principalmente de calizas arrecifales macizas, densas, grises azulosas, con foraminíferos grandes, algas y corales, intercaladas con areniscas de grano fino, arcillosas y calcáreas, lutitas fósiles con nódulos ferruginosos y, hacia el tope, areniscas conglomeráticas con

granos y guijarros de cuarzo blanco y ftanita negra tipo sal y pimienta (WHEELER 1960, 1963).

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

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

La Formación Patiecitos se describe como una secuencia de lutitas interestratificadas con areniscas y algunas calizas; las lutitas predominan en la parte inferior de la unidad, pero la proporción de arenas incrementa gradualmente hacia la parte superior. Las calizas se encuentran más frecuentes hacia el tope. Las lutitas son de color gris oscuro y tienen fractura en bloques. Las areniscas son frecuentemente de tipo "sal y pimienta", de grano fino a grueso y de colores gris, gris blanquecino y marrón. En la parte superior de la formación contienen lentes conglomeráticos. Las calizas generalmente son de colores grises, fosilíferos, arenosos y se encuentran en capas delgadas hasta capas de espesor mediano. Hacia el tope de la formación se encuentran frecuentes capas gruesas de calizas del tipo de las calizas de San Luís (WHEELER 1960, 1963).

Falcón sur-central

La cuenca de Falcón sur-central se desarrolló sobre facies carbonáticas a lo largo de la extensión sur del Alto de Coro. La secuencia completa del Oligoceno- Mioceno Inferior consiste de una serie de lomas formadas por calizas, areniscas y lutitas de 125 m de espesor, las cuales juntas forman a la Formación Churuguara (WHEELER 1963, citado por MACELLARI 1995). El contacto inferior de la Formación Churuguara es concordante con la Formación Jarillal y el contacto superior también es concordante con la Formación Agua Clara (LEAL & RIVERO 2004).

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

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

restringidos a la región cercana a Churuguara (LÉXICOESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

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

Este de Falcón

MACELLARI (1995), explica que en esta zona de la cuenca, la depositación durante este ciclo se compone de una gran variedad de facies. Al norte del Alto de la Esperanza y Churuguara se encuentran lutitas de aguas profundas (Grupo Agua Salada), acumulada en lo que es llamado la subcuenca de Agua Salada (DÍAZ DE GAMERO 1985) o el depocentro Hueque (WHEELER 1963). Al sur de este alto, los estratos son considerablemente de granos gruesos y son incluidos en las formaciones Guacharaca y Casupal (RENZ, 1948; BLOW, 1959; DÍAZ DE GAMERO, 1985, citado por LEAL Y RIVERO, 2004). Observar ilustración del Mioceno Temprano, Macellari, 1995. Figura....

6.2.2 Formación Guacharaca (Grupo Agua Salada)

La Formación Guacharaca en la descripción original de SUTER (1947), este autor menciona que la unidad contiene areniscas glauconíticas en su parte superior, dispuestas en

capas delgadas (1,5 a 6,5 m), que denomina Arenas de Guayabal-La Danta. Su espesor varía de 235 m a 250 m. En el subsuelo de Mene de Acosta, la formación consiste de una secuencia de lutitas calcáreas y no calcáreas y lutitas limolíticas, con capas ocasionales de arenisca en su parte superior (RENZ, 1948). El Contacto inferior es transicional con la Formación Cerro Misión y el contacto superior es transicional por debajo de las areniscas del Miembro El Salto de la Formación San Lorenzo.

Falcón sur oriental

La Formación Casupal aflora en las zonas sur-central y suroriental de la subcuenca de Casupal, desde la región de Riecito-Cerro Misión-Cerro Sanare y al norte y este de los macizos Tarana y San Quintín, abarcando un área aproximada de 10%. De acuerdo a la literatura la Formación Casupal presenta las siguientes características litológicas y contactos litológicos:

En Falcón suroriental la Formación Casupal puede dividirse en dos miembros: uno inferior, con predominio de areniscas de grano fino y arcillas, presencia de material carbonoso y estratificación en capas masivas. En general la granularidad es más gruesa hacia el tope; los primeros conglomerados aparecen en la parte media del miembro superior, contienen guijarros de cuarzo y ftanita negra en una matriz calcárea que al ascender en la sección están poco consolidados (WHEELER, 1963; p.55).

La base de la Formación Casupal se desconoce en el sureste de Falcón; sólo en el flanco sur del cerro Sanare se observa una discordancia sobre rocas más antiguas (Formación Cerro Misión) y en inconformidad con las unidades ígneo-metamórficas. El tope es generalmente discordante por debajo de calizas y lutitas de las Formaciones Agua Linda y Capadare (WHEELER, 1963).

Región al norte del rancho Casupal, en la confluencia de los ríos Guachipano y Los Cumarebos, al sur del cerro Misión, distrito Silva del estado Falcón, MÉNDEZ (1967)-

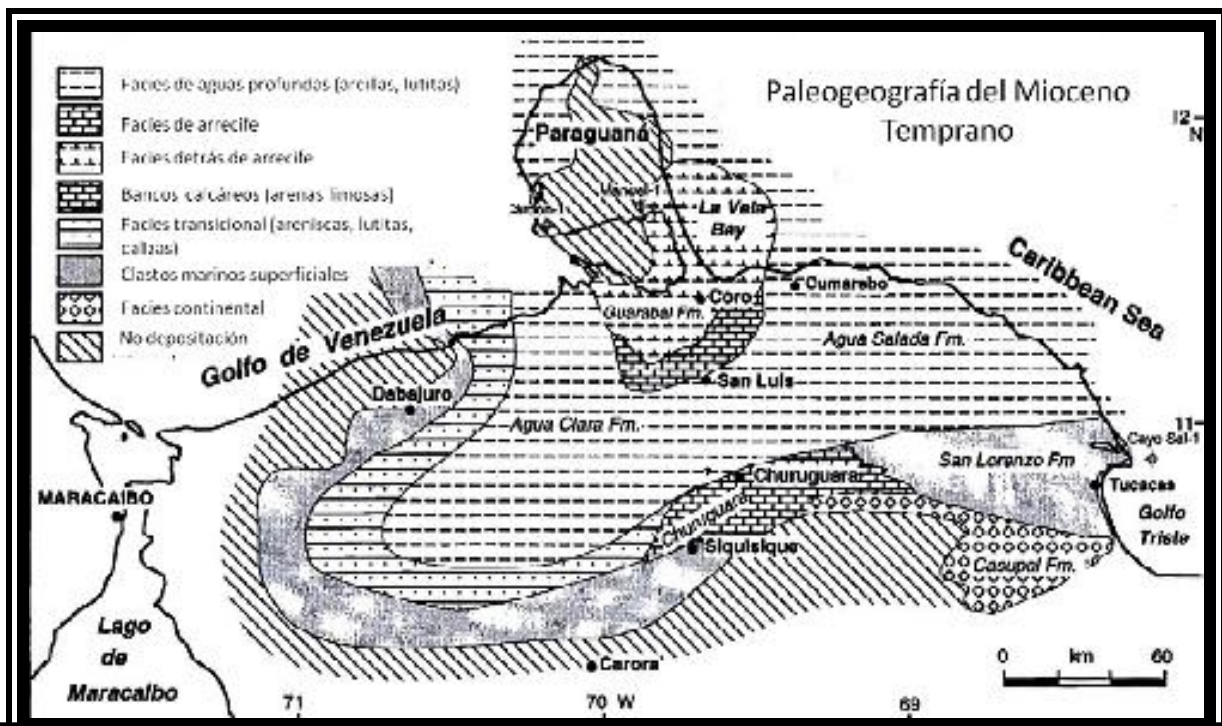


Figura 25. Paleogeografía de la Cuenca de Falcón para el Mioceno Temprano. (Tomado y Modificado de Macellari, 1995).

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

lutitas típicas de Agua Clara en pocas areniscas interestratificadas (citado por ROMERO Y SALAS 2004).

I.1.B.6_ Formación Cerro Pelado (Mioceno Temprano) La referencia original de esta formación la brinda LIDDLE (1928, 1946). DÍAZ DE GAMERO (1989a) describe la formación en el área del Surco de Urumaco, como constituida predominantemente por areniscas de grano fino a medio, con intervalos de grano grueso y hasta conglomerático, dispuestas en capas desde pocos metros a 20 y 30 m de espesor. El contacto inferior es concordante y transicional con la Formación Agua Clara, y el superior igualmente concordante y transicional con la Formación Querales. Asimismo, la Formación Cerro Pelado se correlaciona con la Formación Guarabal de Falcón norcentral (DÍAZ DE GAMERO, 1989a). Se supone correlativa con la Formación Solito, de la región de Cumarebo (WHEELER, 1960, 1963). DÍAZ DE GAMERO (1985) la correlaciona con el Miembro El Salto de la Formación Agua Salada, en Falcón nororiental.

4.2.3 Mioceno Medio-Tardío

A finales del Mioceno Temprano, el patrón de sedimentación en la Cuenca de Falcón había cambiado significativamente, dando como resultado un relativo descenso del nivel del mar. Después de este evento, se reanuda la subsidencia iniciada con un nuevo ciclo de sedimentación, el cual en un principio colmató completamente la cuenca, incluso cubriendo los relieves topográficos de la Plataforma de Dabajuro y la Península de Paraguaná, este proceso marca el fin de la fase anterior (MACELLARI, 1995). La estratigrafía de esta región queda definida por las formaciones Socorro, Urumaco y el Grupo La Puerta.

En tal sentido, para inicios del Mioceno Medio, se contaba con una paleografía (Figura 3. 9 y Figura 3. 10), en la cual la cuenca pierde parcialmente la forma de U, conservando como

áreas positivas el margen sur de la cuenca (lo que hoy en día sería la Sierra de San Luis o más al sur la sierra de Aroa) y por el norte, la línea de costa se adentra más hacia el continente quedando solo como terrenos positivos la parte norte de la plataforma de Dabajuro y lo que sería la Isla de Paraguaná, teniendo las mayores profundidades en el centro de esta cuenca.

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

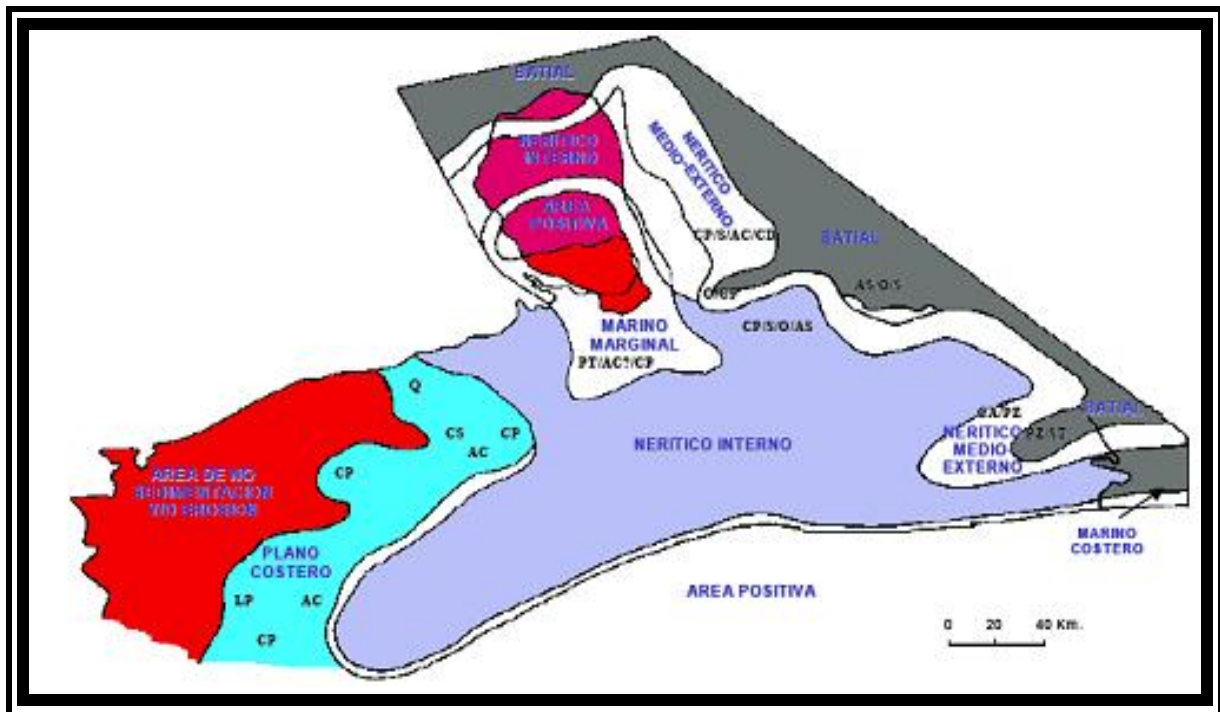


Figura26. Paleogeografía y distribución de facies durante el Mioceno Medio, Cuenca de Falcón. Leyenda Cerro Pelado CP, Agua Clara AC, Querales Q, Castillo CS, La Puerta LP. Tomado de Mendoza (2005).

Leyenda, fig.26.

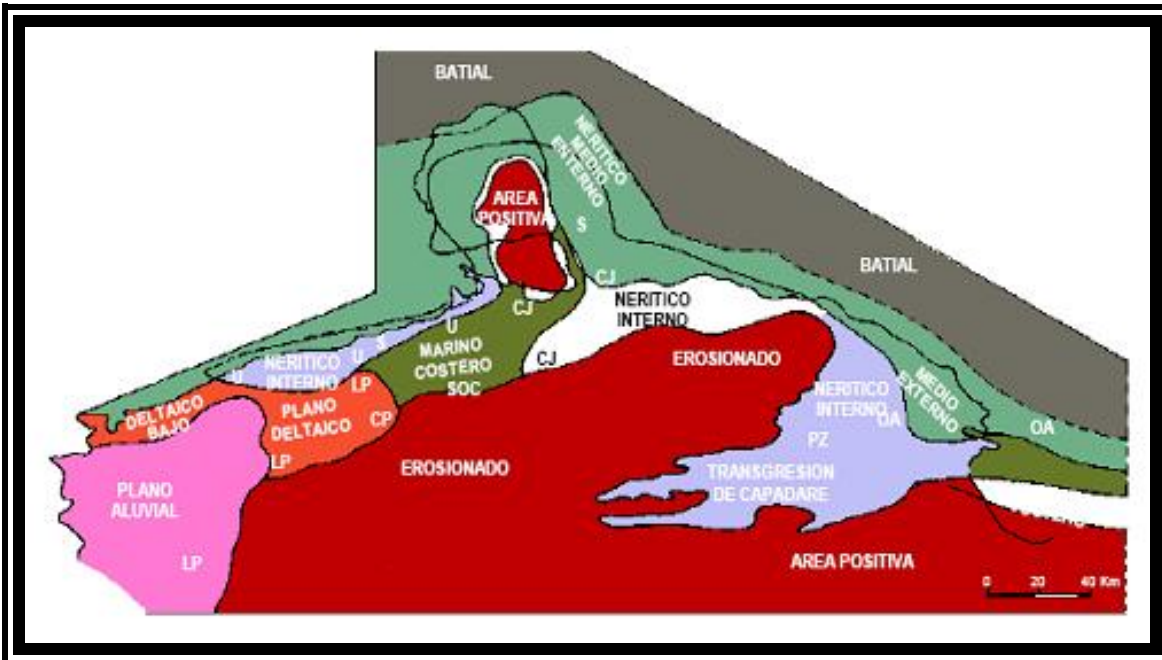
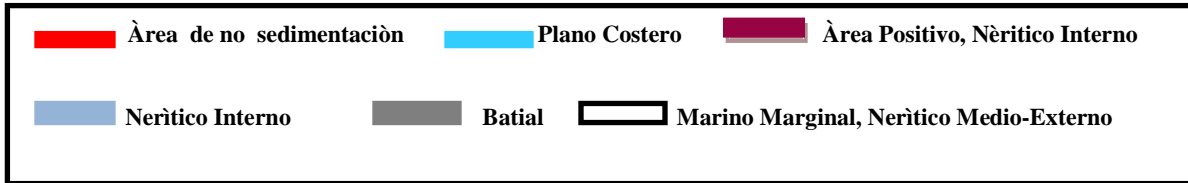


Figura27. Paleogeografía y distribución de facies durante el Mioceno Tardío, Cuenca de Falcón. Leyenda Cerro Pelado CP, La Puerta LP, Urumaco U, Caujarao Cj, Socorro S. Tomado de Mendoza (2005).

Leyenda



Área central de la cuenca

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

La Formación Socorro tiene 1570 m de espesor pero adelgaza a 660 m al sur de Coro (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980). La microfauna de la parte baja de la sucesión es asignada a la *Globorotalia foshi foshi* (Mioceno Temprano a Medio, DÍAZ DE GAMERO 1977 b). La Formación Socorro fue depositada en un ambiente costero al oeste, el cual se hizo más marino gradualmente al este (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980). La Formación Socorro posee una sucesión gradual ascendente hacia la Formación Urumaco en el área del Surco de Urumaco y adelante al este, hacia el Formación Caujarao (MACELLARI 1995).

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

Hacia el oeste, en el área del Surco de Urumaco, la Formación Caujarao es remplazada por la Formación Urumaco. Estas son facies más proximales que la Formación Caujarao e

incluyen lutitas marinas y no marinas, areniscas y carbones marcadores. El espesor de la Formación Urumaco está sobre los 1675 m (MACELLARI 1995).

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

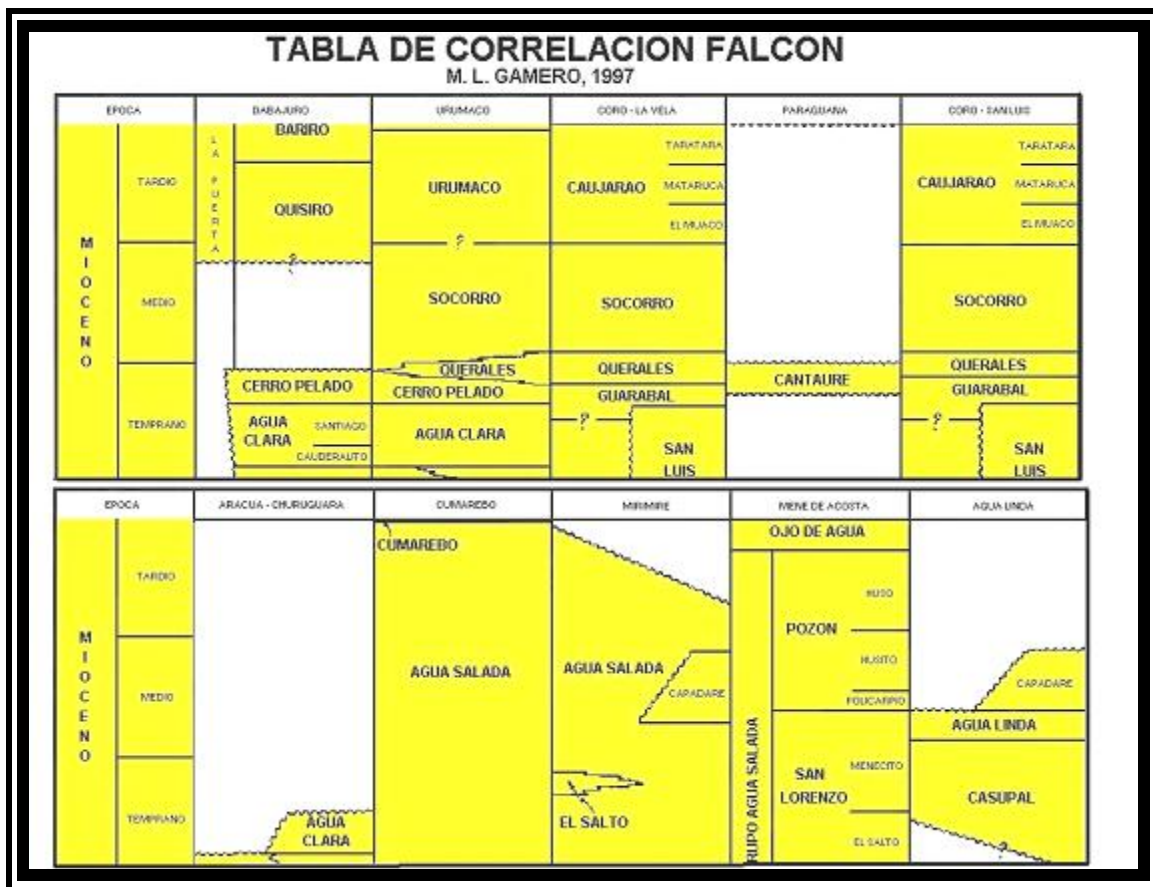


Figura 28. Tabla de correlación de la Cuenca de Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).

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

La Formación Agua Linda consiste en una intercalación de arcillas, lutitas y calizas con menor proporción de conglomerados calcáreos, areniscas calcáreas y limolitas. Las lutitas y arcillas que constituyen la mayor parte de la formación, son calcáreas, limosas o arenosas, de color gris verdoso a gris azulado, micáceas y/o yesíferas, incluyendo concreciones, restos de plantas y conchas pequeñas; frecuentemente tienen olor a petróleo. Calizas grises a pardo amarillentas, duras, en lentes o en capas de unos 20 a 40 cm de espesor y limolitas grises, duras, se encuentran frecuentemente entre las arcillas y lutitas. Hacia la parte inferior, en la parte media y hacia la parte superior de la formación se observan intervalos más duros formados por calizas grises a pardo amarillentas en capas gruesas, duras, arenosas a guijarrosas, arcillosas, asociadas con areniscas calcáreas, conglomerados calcáreos y arcillas calcáreas. Las calizas se hacen más arenosas hacia el este y pasan a areniscas calcáreas. CAMACHO *et al.* (1989) describen la unidad como constituida principalmente por lutitas y lutitas limosas, micro y macrofósilíferas, calcáreas, con algunos niveles de calizas y areniscas (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

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

Oeste de Falcón

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

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

Noreste de Falcón

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

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

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

DÍAZ DE GAMERO (1985), en la parte nororiental de la cuenca, solo distingue el Miembro El Salto dentro de la Formación Agua Salada. Distingue cuatro unidades litológicas informales, o litofacies, denominadas I, II, III y IV, que muestran una extensión lateral discontinua. La unidad I consiste de un olistostromo, en donde varios bloques de areniscas, limolitas y carbón de diversos tamaños y formas se encuentran embebidos en una matriz lutítica. La unidad II consiste de intercalaciones de areniscas de grano fino, entre 0,2 y 0,5 m de espesor y hasta 1,5 m, que muestran las estructuras sedimentarias típicas de turbiditas. La litofacies III muestra finas intercalaciones de lutitas, limolitas y areniscas de

grano fino, que pasa hacia arriba a capas más gruesas de areniscas de grano medio a grueso y, localmente, conglomerático. Por último, la unidad IV consiste predominantemente de pocas capas muy gruesas de arenisca y algunas intercalaciones menores de areniscas turbidíticas en gruesos intervalos de arcillas.

Petrográficamente, las areniscas son texturalmente inmaduras, predominando las grauvacas feldespáticas y las areniscas arcósicas (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

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

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

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

LORENTE (1978), propone como estratotipo el que aflora en el camino de Amachima a El Cayude, en el cerro Capadare. Allí la secuencia empieza con un intervalo de biocalcirrudita porosa, con fragmentos de conchas; sigue una biocalcirrudita con abundantes fragmentos de equinoides irregulares aplanados y madrigueras enrejadas tipo *Thalassinoides*; continúa

una litología semejante a la anterior, con menor proporción de equinodermos; sigue una calcarenitas porosa y luego una caliza formada esencialmente por fragmentos y conchas completas de bivalvos; siguen varios intervalos de calizas bioclásticas porosas, con ocasionales intervalos en que hay abundantes *Thalassinoides*, mientras que en otros predominan las conchas de bivalvos. La secuencia termina en una capa formada casi exclusivamente por conchas de ostreidos. Los colores frescos son de tonalidades mostaza, que meteorizan a colores claros, blanquecinos o crema (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

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

Falcón sur-central

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

rocas son asignadas al comienzo del Mioceno Medio hasta el Mioceno Tardío (DÍAZ DE GAMERO 1985).

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

El Miembro Husito, está compuesto por arcillas margosas de color gris pardo a marrón chocolate, intercaladas con abundantes margas de foraminíferos, más frecuentes hacia arriba, y un horizonte de concreciones de marga consolidada blanca y amarilla. Toda la sección contiene granos diseminados de glauconita. El Miembro Huso, es el superior, se compone de arcillas con intercalaciones de margas y arcillas margosas amarillas, con lentejones delgados de arena calcárea de grano fino hacia el tope (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

La unidad tiene 1.042 m de espesor en la sección tipo, que pasa a una sección incompleta de 1.120 m en el Mene de Acosta, donde falta el tope. RENZ (1948), mencionó que la unidad se adelgaza hacia el oeste y engruesa hacia el este y norte (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

La Formación Ojo de Agua

RENTZ (1956, LEV I). La formación consiste predominantemente de areniscas micáceas interestratificadas con arcillas, conglomerados, calizas arenosas y nodulares, con ostras y otros moluscos. El espesor de la formación varía entre 0 y 200 m (LEV I, 1956). La formación se depositó en aguas salobres a marinas muy someras, no lejos de la costa (RENTZ, LEV I, 1956). La localidad tipo se encuentra en el cerro Ojo de Agua de Pozón,

distrito Acosta, estado Falcón y la sección tipo se encuentra en la continuación hacia el sur de Loma Luca, sección tipo de la Formación Pozón (RENZ, LEV I, 1956). Hoja de Cartografía Nacional No. 6448, escala 1:100.000. RENZ (1948) la correlaciona con la Formación La Vela de Falcón central pero, por su edad, parece más bien corresponder a la parte superior de la Formación Caujarao. La Formación Ojo de Agua se encuentra en contacto concordante con la Formación Pozón infrayacente, estando el contacto entre las dos formaciones a nivel de la base de la primera arena masiva. Hacia el oeste del anticlinal de Pozón-El Mene de Acosta, la formación se interdigita con las arcillas del Miembro Huso Formación Pozón), hasta reemplazarlas totalmente. Hacia el este ocurre al contrario, pues las arcillas del Miembro Huso se interdigitan con la Formación Ojo de Agua, hasta reemplazarla (RENZ, 1948 y 1956).

4.2.4 Plioceno

La región norcentral del estado Falcón expone la secuencia terciaria más completa del territorio nacional. Más aún, por la aridez de su clima, las llanuras costeras septentrionales de dicha región presentan los mejores afloramientos de rocas sedimentarias de edad Plioceno y Pleistoceno en el noroccidente venezolano, las cuales están muy afectadas tanto por deformación frágil como dúctil. Estas deformaciones resultan de una evolución tectónica polifásica responsable de la inversión tectónica de la cuenca marina de Falcón a partir del Mioceno Medio, cuya sedimentación esencialmente era de edad Oligoceno a Mioceno Temprano, hasta la edificación de las serranías de Falcón central, también conocidas como el Anticlinorio de Falcón, donde facies clásticas gruesas pertenecientes a las formaciones San Gregorio y Coro, fueron depositadas al norte de tan importante estructura. Hacia el área costera nororiental las rocas están compuestas por limolitas calcáreas, margas fosilíferas y calizas argiláceas, pertenecientes a la Formación Punta Gavilán (AUDEMARD 1997). El más occidental de los afloramientos de esta edad se presenta al norte de Urumaco, y es conocido como la Formación San Gregorio, descrita por STAINFORTH (1962), y este fue subdividido en tres miembros. En los dos miembros inferiores predomina una litología de limolitas, y solamente en el superior, Río Seco, abundan los conglomerados. El intervalo central es fosilífero, siendo este el Miembro

Cocuiza. Se determinó que es de edad Plioceno por correlación con la Formación Tucupido, en la región de Cumarebo. Algunos autores han correlacionado los conglomerados del Miembro Río Seco con la Formación Coro (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

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

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

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

El Miembro Cocuiza se caracteriza por la presencia de intercalaciones de coquinas y limolitas masivas calcáreas, con ocasionales niveles de moluscos y horadaciones, con escasas areniscas calcáreas grises, con laminación paralela o bioturbadas. El Miembro Río Seco se caracteriza por las intercalaciones de limolitas masivas con conglomerados polimícticos de guijarros (hasta 5 cm de diámetro), masivos o con estratificación planar y festoneada y niveles arenosos. Al este de la quebrada El Paují y hasta las cercanías de Coro

no se reconocen miembros y la Formación San Gregorio se caracteriza por la intercalación de grandes espesores de limolitas masivas de colores abigarrados y delgados conglomerados polimícticos (hasta 10 cm de diámetro), con bandas de areniscas conglomeráticas, masivos o con estratificación cruzada festoneada. (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

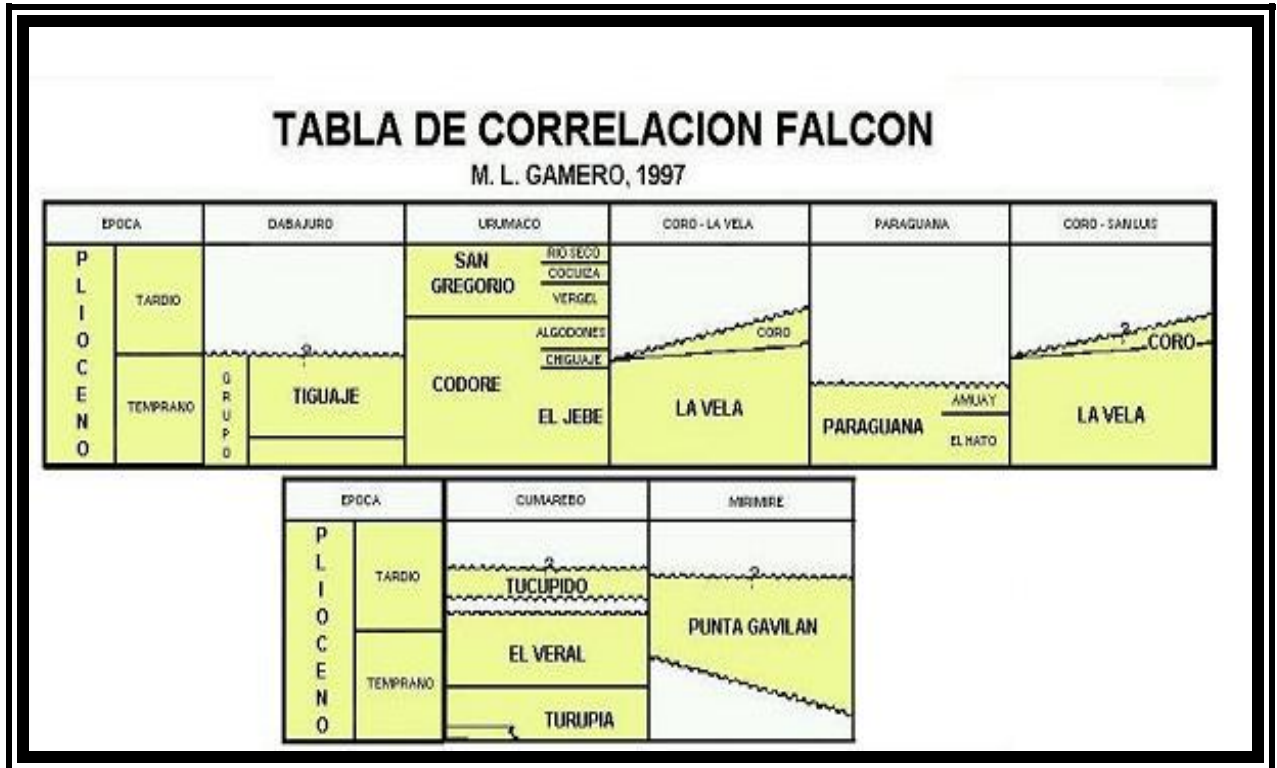


Figura 29. Tabla de correlación de la Cuenca Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).

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

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

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

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

Litotipo de conglomerados polimícticos: se observa a lo largo de toda la sección, como cuerpos tabulares o lenticulares, entre 0,5m y 11 m de espesor; presentan lentes arenosos o de guijarros, pueden ser masivos o presentar gradación inversa o normal, estratificación cruzada festoneada; el diámetro de los clastos varía entre 10 y 20 cm, pudiendo alcanzar 60 cm.

Litotipo de intercalaciones de limolitas y conglomerados de guijarros: se observa en la mitad superior de la sección, con espesores entre 6,3m y 52,8 m; las limolitas son masivas,

de color gris; los conglomerados de guijarros son polimícticos, se presentan en cuerpos tabulares o como bolsones de espesor entre 0,2m y 2 m, masivos o con estratificación cruzada festoneada o con gradación normal.

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

Litotipo de intercalaciones de limolitas y conglomerados: se observa en la mitad superior de la formación, con espesores entre 12m y 52m,8 m; las limolitas son masivas, de color gris; los conglomerados son polimícticos, como lentes o niveles delgados de 0,8m a 1 m de espesor, con tamaño de clastos entre 10 y 20 cm. Litotipo de areniscas calcáreas: solo presente en la base de la formación, de grano fino a medio, con estratificación cruzada, gradación normal y laminación paralela, con espesores entre 1m y 1,5 m (LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

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

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

La Formación Tucupido suprayace en discordancia angular a la Formación El Veral, que DÍAZ DE GAMERO (1968) considera extendida hasta el Mioceno Tardío. El ambiente de

las capas expuestas es marino somero, y la Formación Tucupido se hace menos marina en sentido ascendente (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

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

Los ambientes marinos muestran una considerable reducción de profundidad, desde 1000 m de la Formación Pozón a 50 o 60 m de la Formación Punta Gavilán. En general se puede decir que esta zona en el Plioceno representa una regresión con respecto al Mioceno, marcada por las diferencias paleoecológicas de las formaciones el Veral y Tucupido en Cumarebo, y por las formaciones Pozón y Punta Gavilán en Punta de Zamuro (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980)

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

4.3 Rocas Ígneas

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

Cerro Atravesado: es un compuesto de roca ígnea densa de color grisáceo oscuro. Algunos cristales son visibles y parecen estar completamente alterados.

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

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

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

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

CORONEL (1970) Describe los contactos entre las rocas ígneas y sedimentarias el área de las Guarabitas donde además puede observarse claramente que las rocas ígneas se encuentran intrusionando a las sedimentarias. Los sedimentos cerca del contacto están recrystalizados y tienen la apariencia de hornfels. La estratificación está aún visible. Las

areniscas cuarcíticas tienden a hacerse más densas y más oscuras, mientras que las pizarras de contacto presentan un color amarillento y franjas de cuarzo oscuro. Las Guarabitas representan un sill intrusivo. Localmente se observa que las rocas sedimentarias presentan aureolas de contacto debido a la fuerte alteración termal (hornfel). En los cerros Manaure y Agachiche se observan grandes inclusiones de pizarras en las rocas ígneas. Grandes brechas ígneas con bloques de cuarcita y pizarra son también halladas en esta área.

Según CORONEL 1970(*op.at*). Las rocas vistas en el área de Aracua reflejan una zona de debilidad en el eje Paraíso-Pecaya en la cuenca de Falcón central. Una teoría generalmente aceptada asume que un magma básico está extrusionando en porciones profundas de una cuenca subsidente. Esto implicaría que esta área recibió un gran aporte de sedimentos durante el período de sedimentación de las Formaciones El Paraíso y Pecaya, por lo que los mismos no eran sólidos para la época.

La descripción petrológica y observaciones resalantes de las muestras tomadas por CORONEL (1970) están expresadas en la Tabla 2.

cerro	Características de los minerales	observaciones
Aracua	<ul style="list-style-type: none"> -El piroxeno es probablemente diópsido y presenta como cristales ideomorficos con tendencia a alterar a clorita -la mica es Biotita -Plagiclasa es el mineral dominante y ocurre en cristales delgados en forma de barra, se encuentran muy alterados 	Estas fueron originadas desde un magma gabroide y pueden estar clasificadas como gabros, doleritas, basaltos y andesitas porfiricas.
Paraguachoa		Consiste de una pequeña diferencia el tipo de roca, típicamente piroclastica y principalmente compuesta por fragmentos basálticos

		erosionados, cuarcita y esquistos embebido en una matriz de grano fino. Piroclastos muestran alguna estratificación alternado con conglomerados bastos y tufos, pero las capas están ausentes.
Pascual		Es un ordinario tipo de gabro con delgados y grandes cristales de mineral de titanio.
Paujicito		Los gabros de cerro Paujicito están meteorizados
Atravesado		Las rocas ígneas son flujos de lavas basálticas con fabrica conglomeratica a brechoide, contiene abundantes bloques de oficalcíticas similar a las halladas en el area de Las Guarabitas.

De acuerdo a CORONEL (*op.at*), la Posición Estratigráfica de las Rocas Ígneas es la siguiente:

El Cerro Manaure y el Cerro Agachiche, están intrusionando a las lutitas de la Formación El Paraíso.

- Lutitas y lentes limolíticos de la Formación Pecaya al norte del Cerro Manaure han sido interrumpidos y localmente elevados por esta intrusión.
- Los sills de Las Guarabitas están localmente paralelos a los planos o estratos de las rocas de la Formación El Paraíso.
- Las rocas sedimentarias que se encuentran cerca del los contactos con las rocas ígneas han sufrido algún metamorfismo hidrotermal

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

SÚPER-ASOCIACIÓN RÍO TOCUYO

Esta unidad se encuentra conformada por una asociación que afloran en la zona de estudio, de naturaleza ígnea (Siquisique).

.

Asociación ígnea Siquisique:

La unidad se encuentra representada por dos tipos litológicos, la Unidad de Volcánicas, que incluye tanto al basalto como a la diabasa y la Unidad de las Plutónicas, que incluye al gabro, eventualmente intrusionado por el basalto de la unidad anterior.

STEPHAN (1982), después de una serie de opiniones dispares respecto a la edad de estas rocas, logra hacer una división de esta asociación en dos unidades, asignándole a una de estas, la conformada por rocas plutónicas, edad Cretácico Temprano, mientras que a la otra, la conformada por rocas hipoabisales y volcánicas, edad Cretácico, específicamente Albiense – Cenomaniense.

Esta unidad se observa las cercanías de Puente Limón (carretera Barquisimeto - Churuguara).

Unidad Plutónica

STEPHAN (1982), señala que la composición de los gabros es homogénea y que los afloramientos frescos no son comunes. Al microscopio se observa que generalmente se encuentran alterados a pumpellita, clorita, epidoto y calcita. Por la composición mineralógica, estos gabros pueden ser clasificados como troctolitas con textura de cúmulo, formados principalmente por plagioclasa y por diópsido y espinela en menor proporción, presentes como megacristales formando intercúmulos. Existen además otras variedades de gabro, relativamente ricos en sílice. En la periferia de los clinopiroxenos se identificó también un anfíbol de origen primario, hastingsita magnesio-titanífera-cromífera.

Unidad Volcánica e Hipoabisal

Éstas se encuentran en contacto de falla tanto con los cuerpos de gabro como con la secuencia volcanosedimentaria, a diferencia de que en esta última se presenta además en forma de sills. Este tipo litológico se encuentra menos alterado que el de gabro, sin embargo se encuentran espilitizado.

STEPHAN (1982) distingue tres tipos de diabasa, unas relativamente brechada y con textura de pseudo-almohadillas, hacia el oeste, las cuales poseen reliquias recristalizadas de rocas carbonáticas; otra hacia el sur, presentada en forma de diques y que se encuentra atravesando la masa gabroide; finalmente una brecha explosiva con fragmentos de diabasa, roca toleítica y eventuales clastos carbonáticos, el diámetro de estos fragmentos pueden alcanzar hasta los 3 m.

Según las dataciones realizadas por el método K40/Ar40 (STEPHAN 1982), se distinguieron dos episodios magmáticos, un primero hace 136 ± 15 Ma (Valanginiense - Hauteriviense), correspondiente a la cristalización del gabro y un segundo episodio hace 105 ± 10 Ma (Albiense - Cenomaniense), correspondiente a las lavas.

STEPHAN (*op.at*), cita el método de la microsonda de electrones, utilizado por D. Girard y el cual, por medio del estudio del clinopiroxeno presente, es este caso augita, permitió

ubicar esta roca en el campo del basalto anorogénico, no alcalino, intraplacas, del tipo continental u oceánico. Esto concuerda con los resultados obtenidos a partir de elementos trazas de LOUBET *et al.* (1985) quienes ubican a esta roca en el campo de la toleita oceánica, a pesar de que la posición de STEPHAN (*op.at*) y BELLIZZIA (1984) consideran este magmatismo como continental, al igual que las lavas asociadas a la napa de Caucagua – El Tinaco – Yumare – Siquisique.

Posteriormente, GIUNTA (2000), basado en nuevos datos obtenidos de análisis tanto petrológicos como geoquímicos, afirman la afinidad del basalto de la zona con basaltos de dorsales centro-oceánicas (MORB, por sus siglas en inglés). Los rasgos químicos junto a un característico orden de cristalización, en donde las plagioclasas cristalizan antes que los clinopiroxenos, tanto en rocas intrusivas como extrusivas, sugieren la similitud con los basaltos de dorsales centro-oceánicas y con los de mesetas oceánicas. Los olistolitos de basalto de Siquisique muestran una clara afinidad petrológica con los MORB, pudiéndose considerar equivalentes a los de la Unidad de Loma de Hierro, tal como lo propone BELLIZZIA (1986).

MARTÍNEZ & VALLETTA (2008) encontraron olistolitos de diabasa perteneciente a esta unidad, dentro de la Formación Matatere, como consecuencia de las napas generadas por el paso de la placa Caribe por el borde norte de Suramérica, generando altos topográficos que proveyeron sedimentos a la cuenca antepaís en donde se depositó Matatere (STEPHAN 1982).

Recientemente, KERR. (2008), por medio de datación geocronológica Ar-Ar a los gabros y diabasas, determinó una edad cretácica (90-95 Ma) para estos episodios magmáticos, lo que corresponde a los pisos Cenomaniense y Coniaciense, con afinidad de basalto de meseta (plateau) oceánica.

4.4 EVOLUCIÓN TECTOESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA DE FALCÓN

Respecto a la evolución tectónica – estratigráfica de la cuenca de Falcón, se han planteado numerosos trabajos para explicar dicha cuenca, los cuales aún se mantienen en discusión. A partir de estos se pueden numerar dos posturas principales que den respuesta a esta evolución.

Teoría de La Cuenca Transtensional (Pull-Apart Basin)

Desde mediados de la década de los 80, se comienza a hablar de la cuenca de Falcón como producto de un movimiento transtensivo, mejor conocido como cuenca pull-apart. MUESSIG (1984), propone el desarrollo de una cuenca pull-apart difusa (Figura 30), entre un sistema de fallas transcurrentes dextrales en la región de Falcón. Según éste, la extensión se dispersa sobre una amplia zona, resultando de esto una región de relativa estabilidad y subsidencia. Las áreas de Paraguaná, Dabajuro, Guajira y otras zonas continentales continúan siendo altos topográficos y en consecuencia fuente de sedimentos para aquellas zonas de cuencas graben y pull- apart. La cuenca de Falcón, el surco de Urumaco, la Bahía de la Vela y la cuenca de Bonaire son las zonas de mayor subsidencia. La evolución planteada por MUESSIG (1984) se desarrolla de la siguiente forma:

Lapso Paleoceno a Eoceno Temprano

Las rocas del borde sur de la cuenca, marcan la finalización de la compresión orogénica generando depositación tipo flysch, empuje, obducción de suites ofiolíticas, rotación tectónica y el desarrollo de olistostromos. Por otra parte, son formadas durante este periodo las islas Antillanas, siendo éstas contiguas unidades conectadas a la península de Paraguaná y Falcón.

Lapso Eoceno Medio

A inicios de este periodo se suscitan grandes cambios en el estilo de deformación, al norte de Venezuela. Este cambio es marcado por el cese del esfuerzo hacia el sur y la

deposición en el margen central y occidental de Venezuela para finales del Eoceno Medio. Se produce un sistema de fallas transcurrentes dextrales con rumbo este-oeste, el cual se inicia en la parte norte de Sur América a finales del Eoceno. De igual forma señala que en las Antillas Menores se generó un vulcanismo andesítico debido al inicio de la subducción durante el Eoceno, lo cual implica que la placa Caribe había comenzado su movimiento hacia el este, con respecto a la placa Sur Americana sin considerar su movimiento pre-Eoceno.

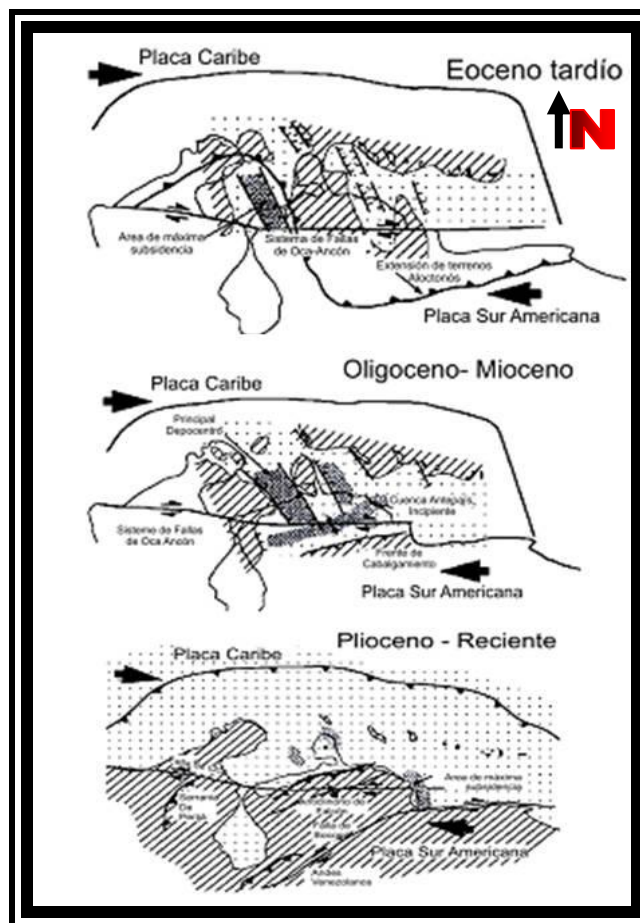


Figura30. Modelo Evolutivo de la cuenca de Falcón, como producto de una cuenca Pull Apart creada por el desplazamiento dextral de las fallas de Boconó y Oca. (Modificado de Macellari, 1995).

Esta teoría es la que ha perdurado en la bibliografía por más tiempo, estando apoyada por autores como MACELLARI, (1995), al indicar que su estudio analiza la estratigrafía depositada durante una etapa que abarca desde el Eoceno al Reciente, en lo que considera una serie de cuencas pull apart episuturales (Figura 30). Asimismo señala que durante el Plioceno se produjo al sur del Golfo Triste, la tasa más alta de sedimentación, lo cual ocurre en una cuenca pull-apart creada por el desplazamiento dextral de las fallas de Boconó y Oca.

Teoría de Origen extensional (Graben)

AUDEMARD, (1993) plantea que la cuenca de Falcón se originó como resultado de un graben en un contexto de retro-arco por colapso orogénico, consecuencia de un campo de esfuerzo regional distensivo, cuyo esfuerzo mínimo estuvo orientado en dirección N30°W. Para explicar este proceso propone las siguientes etapas:

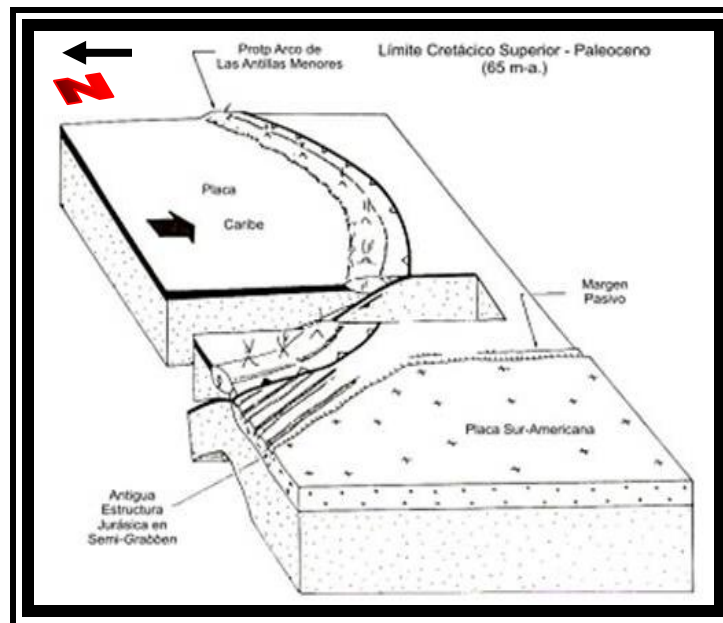


Fig.31. Diagrama del estado de la litosfera para la etapa Cretácico Superior-Paleoceno (Tomado y Modificado de Audemard, 1993).

Etapa Cretácico Tardío-Paleoceno (≈65 m. a.)

Durante este estado el proto-arco de las Antillas Menores, migra en sentido noreste, habiendo cruzado el estrecho que separa América del Norte de América del Sur; y colisiona con el margen pasivo de Yucatán al norte de Sur América (Figura 31). Al sur, el proto-arco de las Antillas Menores se convierte en el promontorio andino, a nivel de la actual península de La Guajira, debido a la depositación progresiva en dirección este-oeste; se construye la cadena Caribe mediante la incorporación de las zonas más externas (zona de la Cordillera de La Costa en su conjunto, para entonces cuencas de flexuras terrígenas).

Etapa Paleoceno-Eoceno Temprano (60-50 m. a.)

Como resultado de un ligero movimiento de rotación horario, consecuencia de la colisión al nivel del margen noroccidental del cratón Sur-Americano, la paleo-placa Caribe progresa globalmente hacia el este entre las dos Américas. El límite sur de la placa Caribe esta caracterizado por los principales empujes (Figura 32). El enfrentamiento entre el Arco Mesozoico Caribe (también conocido como proto-arco de las Antillas Menores) y el continente Sur Americano sigue a medida que aumenta el emplazamiento de alóctonos y la tectonización de áreas de crecimiento externos (áreas meridionales). La rotación horaria del Arco Mesozoico Caribe contra el frente norte del continente suramericano avanza y termina en el Eoceno Superior, generalizándose en todo el frente.

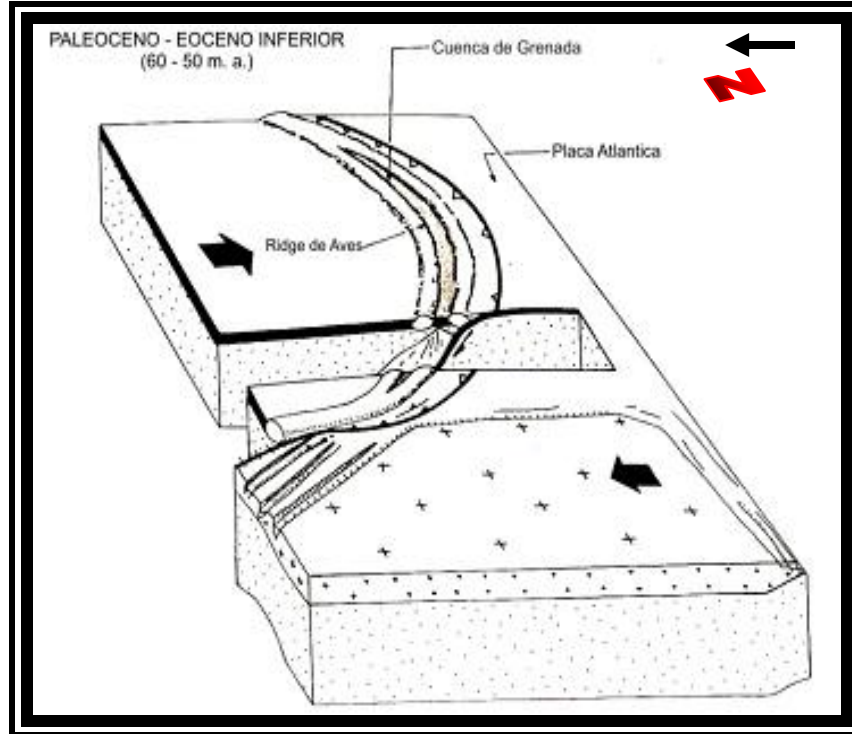


Fig.32. Bloque diagramático del estado litosférico para la etapa Paleoceno-Eoceno Inferior (Tomado y Modificado por Audemard).

La intensa colisión oblicua entre el paleo-arco de las Antillas Menores y la esquina noroeste de la placa suramericana disminuye considerablemente el desplazamiento hacia el este de la placa Caribe. En consecuencia, la compresión a nivel de la subducción de la placa Atlántica bajo el Arco Mesozoico del Caribe, pierde su intensidad, lo cual se compensa con la apertura de la cuenca de retro-arco de Grenada. La apertura de esta cuenca se produce por el aumento de la pendiente de la subducción que modifica la circulación del manto, lo que genera un estiramiento seguido del rifting del Arco Mesozoico del Caribe. El rifting, con formación de corteza oceánica, se mueve a lo largo de la zona de fragilidad previamente calentada por el arco mesozoico. La apertura de dicha cuenca, comienza en el centro del arco, en las cercanías de la Isla de Grenada en el Paleoceno (BOUYSE, 1988, citado en AUDEMARD, 1993) y el Eoceno (PINET *et al.*, 1985, citado en AUDEMARD, 1993) y avanza simétricamente de norte a sur hasta el límite Oligoceno-Mioceno Inferior. El rifting Oligo-Mioceno o por lo menos el estiramiento cortical del paleo-arco alcanza respectivamente el banco de Saba al norte y la cuenca de

Falcón al sur. Este rifting progresivo es responsable de la forma de luna creciente de la cuenca de Falcón- Grenada.

La apertura de la cuenca de Grenada es responsable de detener el vulcanismo a lo largo del Arco Mesozoico del Caribe (A.M.C.) en el Paleoceno. El alto de la isla de Aves representa actualmente la parte inactiva del A.M.C.

Etapa Eoceno Medio (50–38 m. a.)

La colisión oblicua progresa hacia el este con una inflexión en sentido horario del A. M. C. hacia el margen pasivo suramericano, mientras que el rifting de la cuenca de Grenada avanza hacia el norte y el sur. Durante esta etapa, un fragmento del paleo – arco cretácico (napas de Villa de Cura) es transportado al margen pasivo del continente suramericano. Simultáneamente, las cadenas de pre- flysch del borde sur de las napas de Caribe son plegadas y montadas hacia el SE. AUDEMARD (1993), propone que la colisión entre el arco y el continente, y el acarreo de las napas derivadas, se realizó según un dispositivo de bloques que son progresivamente arrastrados en el continente y rotados en sentido horario hacia la dirección E-W (Figura 33). La estructura de los bloques podría beneficiarse de fallas transformantes antiguas del rift jurásico, idea propuesta por ciertos autores sobre las fallas NW-SE, asociadas y sintéticas del movimiento dextral existente en la actualidad a lo largo del límite septentrional de la placa suramericana.

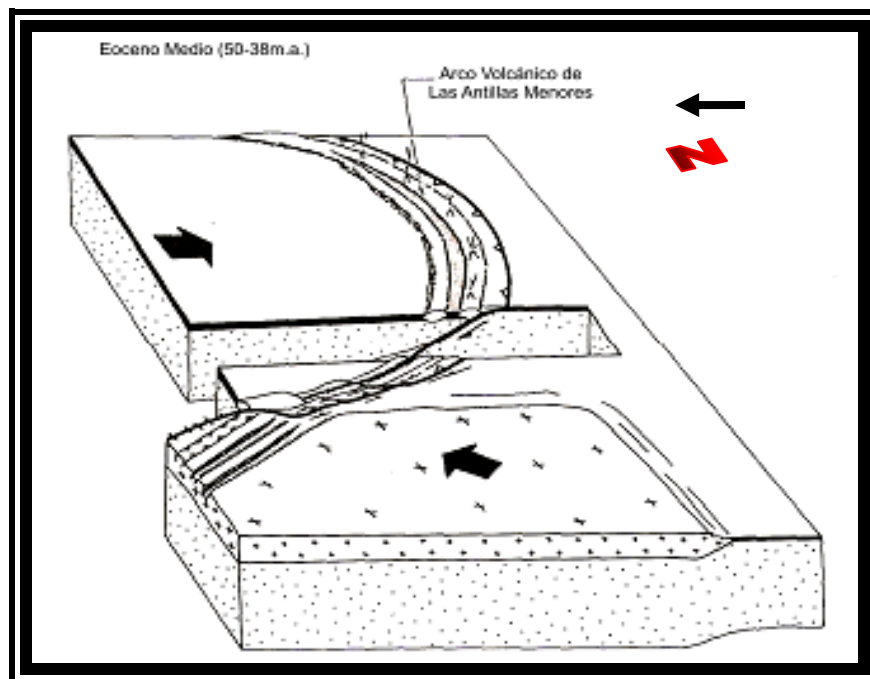


Figura 33. Bloque diagramático a escala litosférica de la etapa Eoceno Medio (Tomado y Modificado de Audemard, 1993).

Una fase de convergencia entre las Américas, tiene inicios hace 49 m. a. (PINDELL *et al.*, 1988, citado en AUDEMARD, 1993), a la cual se puede adjudicar la aceleración del movimiento hacia el Este de la placa Caribe y en consecuencia de la activación volcánica del Arco de las Antillas Menores. Sin embargo, BOUYSSSE (1988) propone que la actividad volcánica a lo largo de las Antillas Menores comienza hacia el límite Paleoceno – Eoceno (55 m. a.).

Etapa Eoceno Superior (38-35 m. a.)

Durante esta etapa, la colisión oblicua del arco contra el margen pasivo se caracteriza por el emplazamiento de importantes secuencias. El dispositivo de bloques permite el transporte de los elementos de la cadena central del Caribe. Por su parte, el rifting de la cuenca de Grenada hacia al sur progresa hasta la cuenca de Bonaire y probablemente más hacia el suroeste, a nivel de la región oriental falconiana (sedimentación de la formación Cerro Misión) (Figura 34).

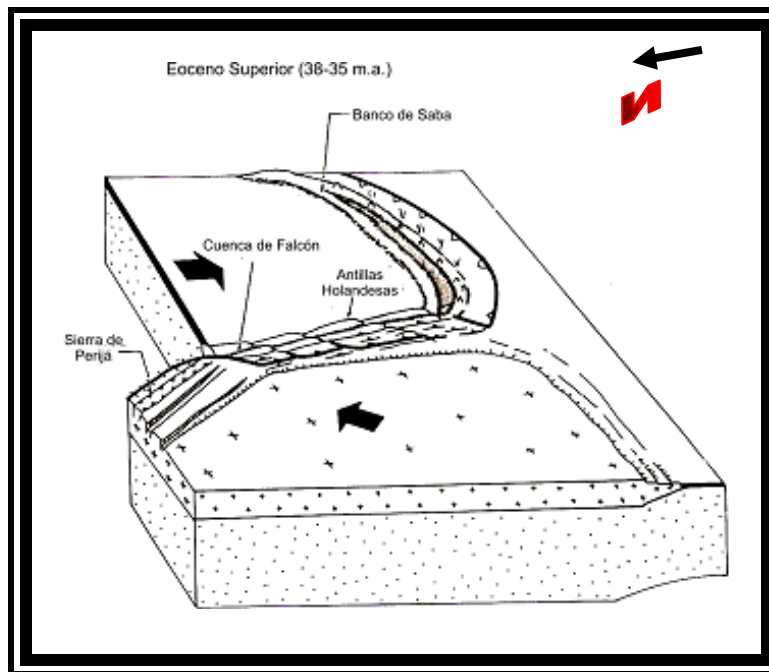


Figura 34. Estado de las placas litosféricas al momento de la etapa del límite Mioceno Temprano – Medio (Tomado y Modificado de Audemard, 1993).

Durante el Oligoceno, las cuencas de Grenada y Falcón-Bonaire son muy subsidentes. El transporte existente deforma las cuencas de ante-país y el margen pasivo a nivel de la cuenca de Guárico. A finales del Oligoceno, se producen las últimas intrusiones basálticas de la serie oligocena en la cuenca de Falcón. El rifting a nivel de esta última no supera los

estados iniciales del rifting intra-arco, ya que ningún indicio de corteza oceánica es reconocido bajo la cuenca de Falcón.

Etapa Limite Mioceno Temprano– Medio (17 m. a.)

Durante este periodo, el acarreo de las napas Caribe continúa en el frente norte del continente Suramericano, a nivel de la cuenca de Guárico. Un cambio radical de la geodinámica de la placa Caribe tiene lugar en este período. Todas las cuencas subsidentes del norte de Venezuela y la cuenca de Grenada presentan una discordancia de extensiones regionales, contemporáneas con el inicio de la inversión tectónica de la cuenca de Falcón.

El dispositivo en bloques señalado previamente ya no permite el desplazamiento hacia el este de la placa Caribe. Entonces, un gran sistema transcurrente dextral, que incluye la zona fragilizada por el rifting Oligoceno, se instala a lo largo del margen sur de la cuenca de Falcón-Bonaire, utilizando también otros grandes accidentes de la tectónica de colisión (Figura 35). Cabe destacar, que la aparición del sistema de falla de Oca-San Sebastian-El Pilar en esta época, no excluye la posibilidad de deformaciones ductiles y/o a cabalgamientos paralelos al frente de colisión entre el A. M. C. y la placa Sur-Americana, a lo largo del desarrollo de la colisión oblicua. Sin embargo, no se puede atribuir un desplazamiento de aproximadamente 1000 km al este de la placa Caribe a esta red de fallas.

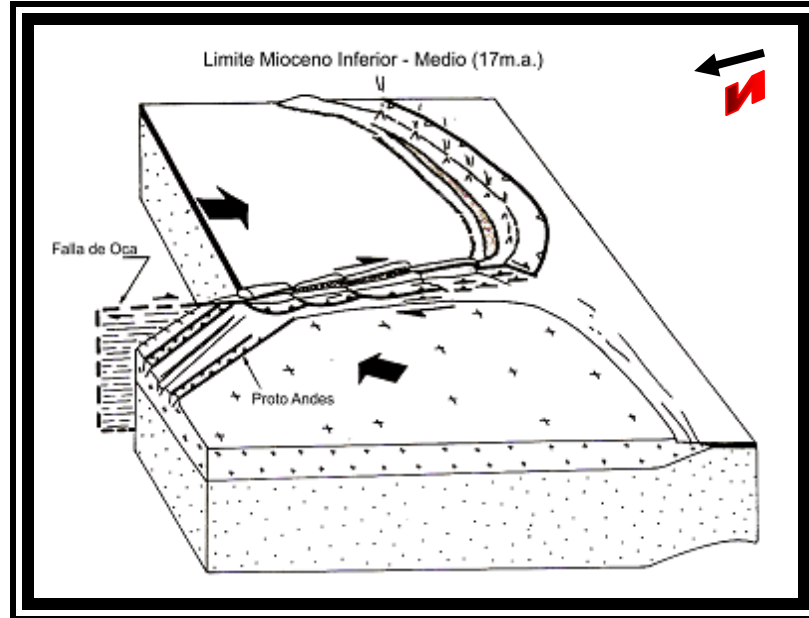


Figura 35. Estado de las placas litosféricas al momento del lapso Mioceno Temprano a Medio (Tomado y Modificado de Audemard, 1993).

En el Mioceno Superior:

- El acarreo de napas Caribe se realiza a nivel de la cuenca de Maturín debido a la progresión de la placa Caribe hacia el este, pero a lo largo del borde sur de la cadena Caribe la remoción del alóctono Caribe es causada por la fase de compresión tectónica mayor del Mioceno Medio a Superior.
- Una primera cadena andina surge en el lugar de los futuros Andes venezolanos.

Etapla Plioceno (5 – 3 m. a.)

La configuración y los límites de la placa Caribe anuncian las condiciones actuales. El límite principal transcurrente dextral de la zona de deformación entre las placas Caribe y Sur América se desplaza del sistema este-oeste de Oca-San Sebastián-El Pilar al sistema dextral de Boconó-San Sebastián-El Pilar. (Figura 36)

Este cambio de límite puede deberse a la colisión del arco panameño contra el margen oeste del continente Sur Americano, lo cual conlleva a:

- El desplazamiento hacia el norte del bloque limitado por los sistemas de fallas dextrales de Boconó, las fallas de piedemonte de la Cadena Oriental Colombiana y la falla de Guayaquil.
- La expulsión hacia el norte del bloque de Maracaibo, limitado por las fallas de Santa Marta-Bucaramanga y Boconó.
- La subducción de la cuenca de Venezuela (Placa Caribe) debajo del frente nor-venezolano, a nivel de las Antillas Holandesas.

La fase compresiva del Plio-Cuaternario es responsable del levantamiento de los Andes venezolanos actuales.

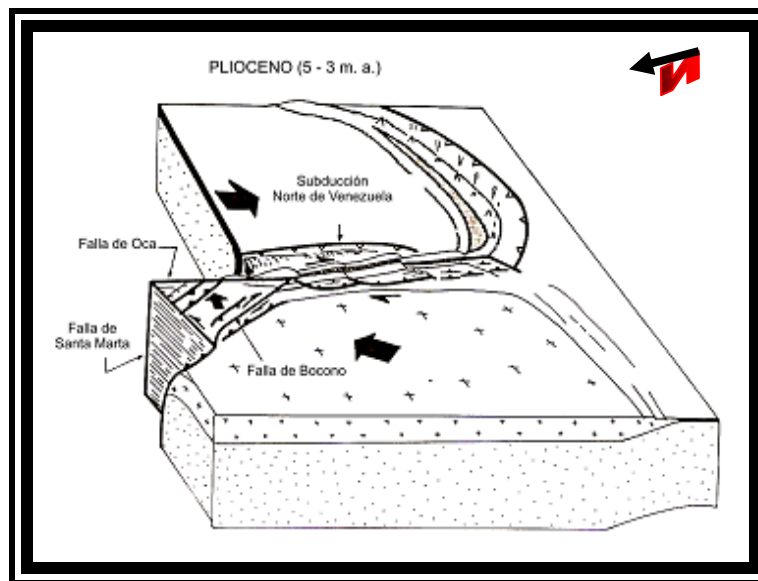


Figura 36. Diagrama de bloques a escala litosférica para las condiciones de la etapa Plioceno (Tomado y Modificado de Audemard, 1993).

Esta teoría pese a ser muy discutida en la actualidad, autores recientes la han corroborado. Por ejemplo, Porrás et al. (2000), consideran el origen de la Cuenca de Falcón-Bonaire asociado a colapsos extensionales internos dentro de una cuenca detrás de un arco de islas, en un orógeno en flotación que colisionó oblicuamente con el extremo noroccidental de la placa Suramericana, suturándose diacrónicamente de oeste a este, desde el Cretácico Tardío hasta comienzos del Mioceno Temprano. Este autor basa su modelo en el esquema de orógeno en flotación, en el cual pueden ocurrir simultáneamente desplazamientos transcurrentes (paralelos a la sutura) y contraccionales (perpendiculares a la sutura).

Asimismo, BEZADA *et al.* (2007), estudia la estructura cortical en la Cuenca de Falcón a partir de estudios geofísicos de evidencias sísmicas (Figura 37) y gravimétricas (Figura 38), señalando un adelgazamiento cortical en la cuenca de Falcón, lo cual corrobora la teoría de la existencia de un rifting parecido al rift de Kenia, favoreciendo la hipótesis de una cuenca Graben. Esta teoría de la cuenca Graben, será tomada como la hipótesis base para el desarrollo del presente trabajo de grado, por tener las pruebas más contundentes y ser de estudios más recientes.

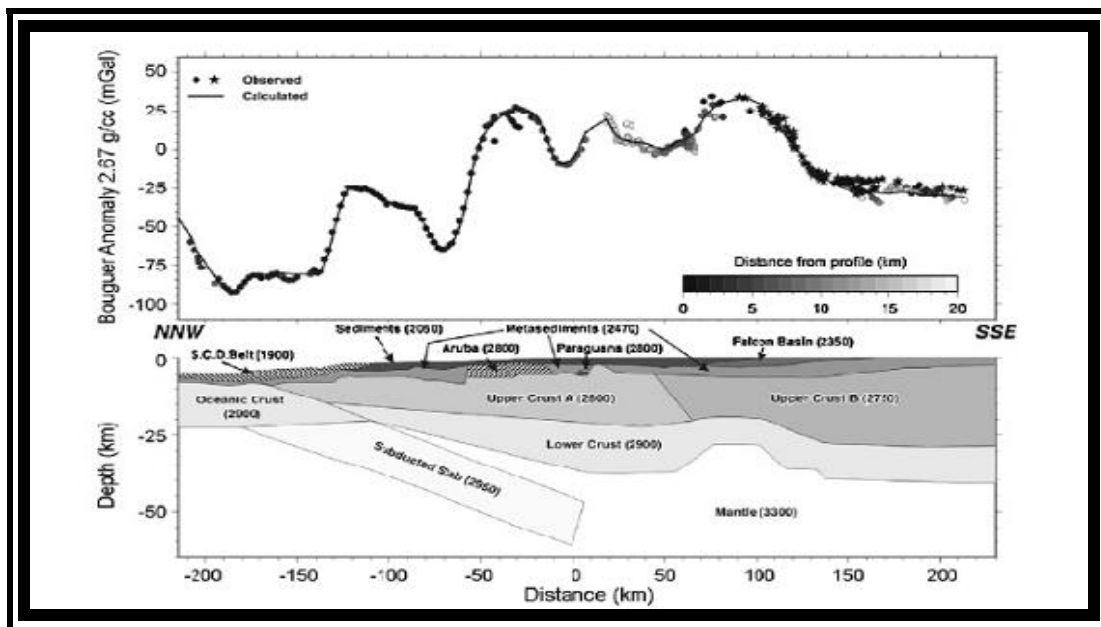
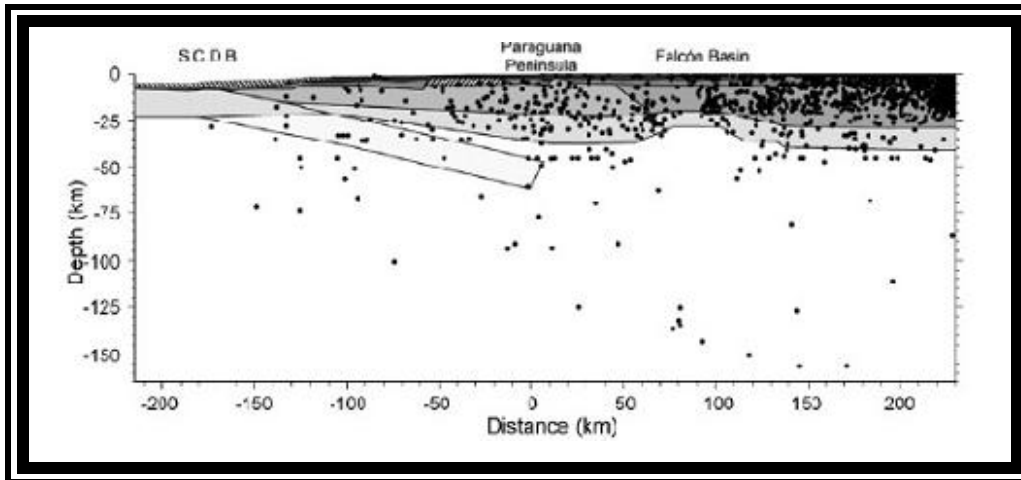


Figura 37. Modelos gravimétricos basados directamente en los modelos de velocidad sísmica.

Figura (37). Obsérvese los puntos de gravedad de la base de datos de la Universidad Simón Bolívar y el trabajo de grado de Rodríguez & Sousa (2003). En escala de grises se observa la representación perpendicular de los puntos de gravedad en distancia perpendicular medidas en kilómetros al perfil topográfico, según la escala en la figura. Los valores de densidad de cada bloque vienen dados en kg/m^3 . Las siglas SCD Belt, se refieren al Cinturón Deformado del Caribe Sur (Tomado de Bezada, 2007).



(Figura 38). Diagrama de sismicidad local ($M_g > 3$) tomado del catalogo de FUNVISIS, sobre el modelo gravimétrico final. Sismicidad de profundidad intermedia sugieren algún grado de subducción de la placa Caribe, pero no define un claro patrón. Los bloques en el modelo están etiquetados en la Figura 3. 19. (Tomado de Bezada, 2007).

CAPITULO V

GEOLOGÍA LOCAL

5.1 Estratigrafía Local

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

Para facilitar la visualización de ubicación de las diferentes unidades se presenta una cartografía con colores contrastantes, diferentes a los colores asignados por edades utilizados para la elaborar los mapas geológicos de este estudio (ver figura 36).

A continuación se describen las diferentes unidades presentes en la zona de estudio, integrada en orden ascendente por las formaciones Matatere, Jarillal, Paraíso, Guacharaca, Pecaya, Churuguara, Casupal, Capadare y Ojo de Agua:

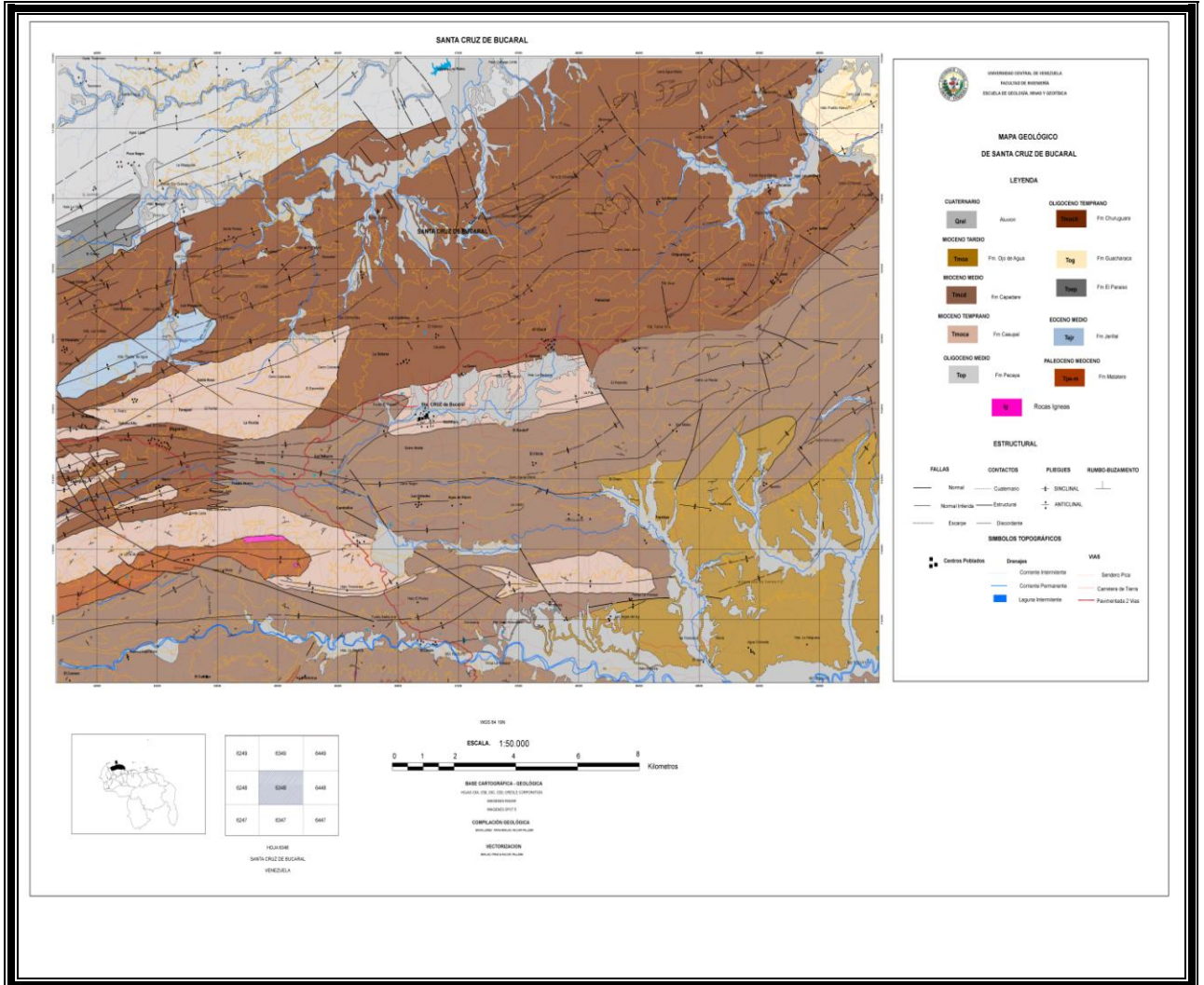


Figura 39. Mapa geológico de Santa Cruz De Bucaral integrada por las formaciones Matatere, Jarillal, Paraíso, Guacharaca, Pecaya, Churuguara, Casupal, Capadare y Ojo de Agua.

5.1.1. Formación Matatere

5.1.1.1. Generalidades

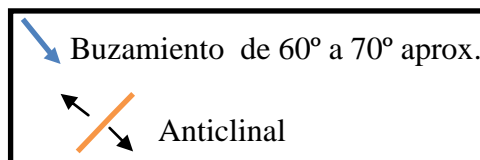
La Formación Matatere aflora en las Serranías de Matatere y Parupano, Estado Lara. Los mejores afloramientos se encuentran en las quebradas que disectan las serranías de Matatere y Parupano al norte del Estado Lara. Los afloramientos en las quebradas Matatere

y Cambural se mencionan como secciones de referencia. En la figura 37, se observa parte del relieve en el cual se encuentra parte de la formación Matatere, por las cercanías a cambulloncito.



Figura 40. Anticlinal quebrada La Llanadita con una dirección aproximada del eje E-W. Ubicación coordenadas UTM (460000-1188500) Rumbo foto E-W.

Leyenda



Litológicamente está formada esencialmente por una secuencia turbidítica, depositadas en gran parte debido a corrientes de turbidez, bajo condiciones sedimentarias semejantes a las facies de “flysch” europeo.

En nuestro recorrido por las quebradas mencionadas, se observo gran similitud respecto a la exposición de la litología, encontrándose grandes espesores subverticales de flysch y turbiditas hacia la base, haciéndose el intervalo más lutítico-arenoso hacia la parte media superior. La secuencia del “flysch” está formada por capas regulares de areniscas de grano fino de 10 a 30 cm. de espesor alternadas rítmicamente con delgados niveles de 5 a 10 cm. de lutitas negras. Siempre hacia la parte inferior de la Formación se observaron algunas capas de limolitas arcillosas compactas y lutitas masivas con guijarros de cuarzo. También se observaron algunas capas conglomeráticas de carácter lenticular (Ver Figura 42.).



Figura 42. Capas conglomeráticas de carácter lenticular. Ubicada en la Quebrada Píritu. Rumbo foto

N35E

Las capas turbidíticas están formadas por arenas finas no micáceas, masivas, sin estratificación, con algunos niveles conglomeráticos y arcillo-arenosos hasta de 2,5 m de espesor. Ver Figura 43



Figura 43. Sucesión rítmica turbidítica de arenisca y lutita, Formación Matatere. Quebrada Canillones, UTM (1181000-460000). Rumbo de la foto Rumbo foto E-W

Las capas de conglomerados, hasta de 2,6 m de espesor, están constituidas por clastos sub redondeados de cuarzo y rocas verdes. Las lutitas de la parte media superior son generalmente masivas o poco estratificadas, de color pardo oscuro. Hacia la parte media de la secuencia flysch se observó una zona donde las capas de areniscas son sustituidas por capas delgadas de areniscas gris claro de 10 a 35 cm. de espesor, alternadas siempre con niveles lutíticos duros muy carbonosos. Hacia el tope se mantiene el espesor de la arenisca mientras aumenta el espesor de las lutitas. La secuencia del flysch se mantiene con relativa

regularidad hasta el tope de la Formación Matatere, donde aumenta el espesor de los conglomerados.

Una muestra recolectada, se reconoció en campo y mediante una análisis petrográfico fue clasificado como conglomerado petromiástico polimástico (ver anexo), se presenta en capas gruesas, generalmente los clastos son de tamaño guijarro a bloque, compuestos por chert fragmentos de rocas volcánicas, sedimentarias y gabros. Figura (44).



Figura 44. Conglomerado petromiástico polimástico de la Formación Matatere, localizado en la quebrada Píritu, se presenta en capas gruesas, generalmente los clastos son de tamaño guijarro a bloque, compuestos por chert fragmentos de rocas volcánicas, sedimentarias y gabros. Rumbo foto

N15E

5.1.1.3. Contactos y espesor

Según MUÑOS & RODRÍGUEZ, 2009, La Formación Matatere se encuentra en contacto de falla con las unidades pertenecientes a la Súper asociación Ígneo-sedimentaria Río Tocuyo, mientras que con el resto de las formaciones que conforman la cobertura sedimentaria, el contacto es estratigráficamente discordante. En el área de estudio se presenta discordante con las Formaciones Capadare y Casupal. El espesor de la Formación se ha estimado en 3.000 metros (III L.E.V 1999)

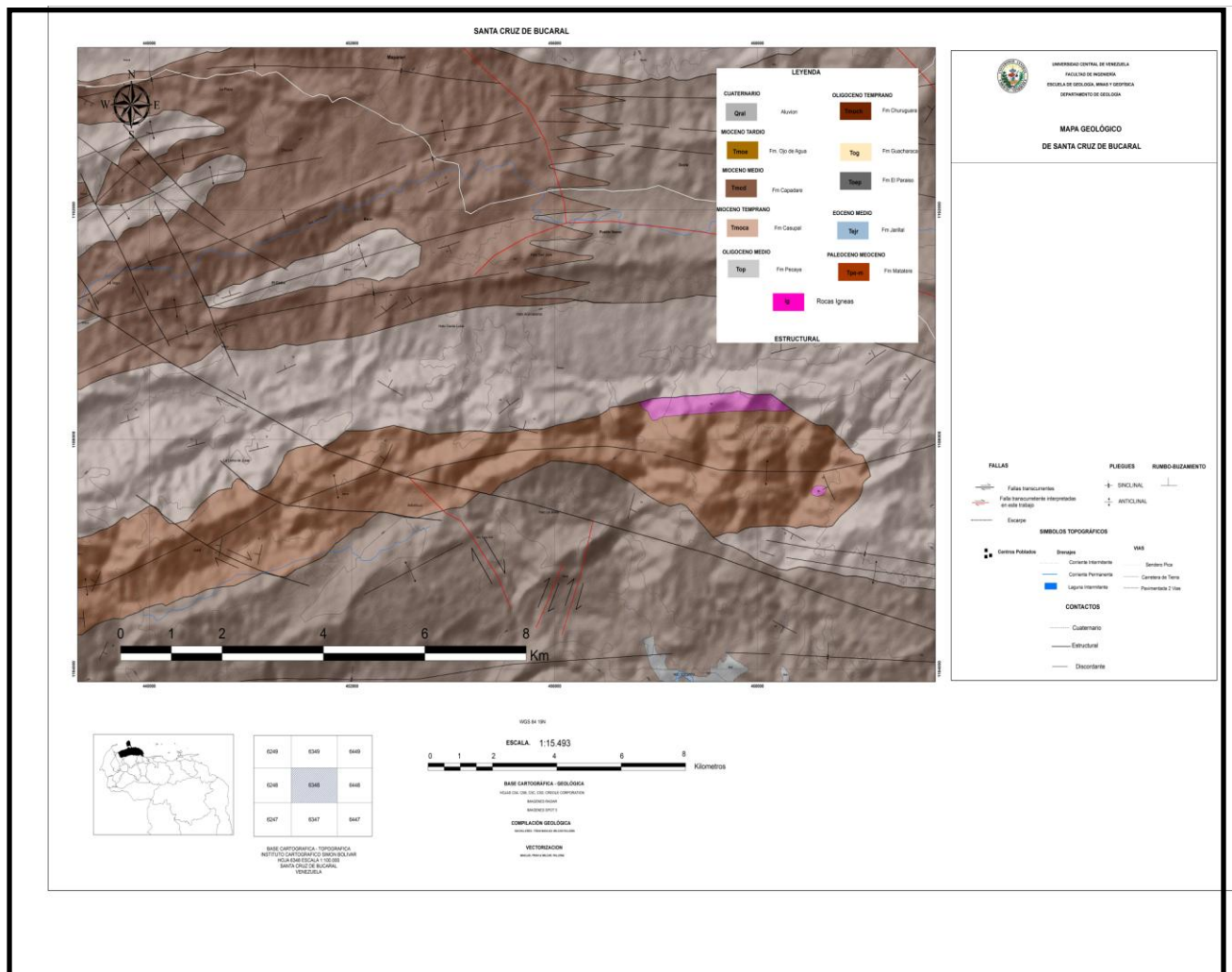


Figura45. Ilustración de Contacto discordante de Formación Matatere con Formación Capadare y Casupal.

5.1.1.4. Paleoambientes

La presencia de olistostromos de rocas metamórficas y volcánicas en esta formación, sugiere levantamiento epirogénico de las áreas limítrofes del surco de Barquisimeto, donde abundan grandes espesores de turbiditas asociadas a fenómenos de deslizamiento submarino por efectos gravitatorios. El desarrollo de calizas arrecifales es evidencia de levantamiento durante el Paleoceno en la región del Tocuyo y Carora. (III L.E.V 1999).

5.1.1.5. Edad

A pesar de que la lutita de esta formación es poco fosilífera, se identificaron *Cribrostomoides trinitatensis*, *Cyclammina elegans*, *Glomospira sp.* y *Haplophragweides excavata*, atribuyéndole una edad Paleoceno – Eoceno. (III L.E.V 1999)

5.1.2 FORMACIÓN JARILLAL

5.1.2.1. Generalidades

Según SENN (1935), se ubica en parte de los distritos federación y democracia, estado falcón, así como Urdaneta y Torres del estado Lara. GUEVARA (1967), extendió su empleo a la parte oriental del estado Zulia. Ocupa 24,86 Km² del área de estudio al norte de la población de Maparari (Hojas 6348-IV-SO y 6348-IV-SE). (Figura 46).

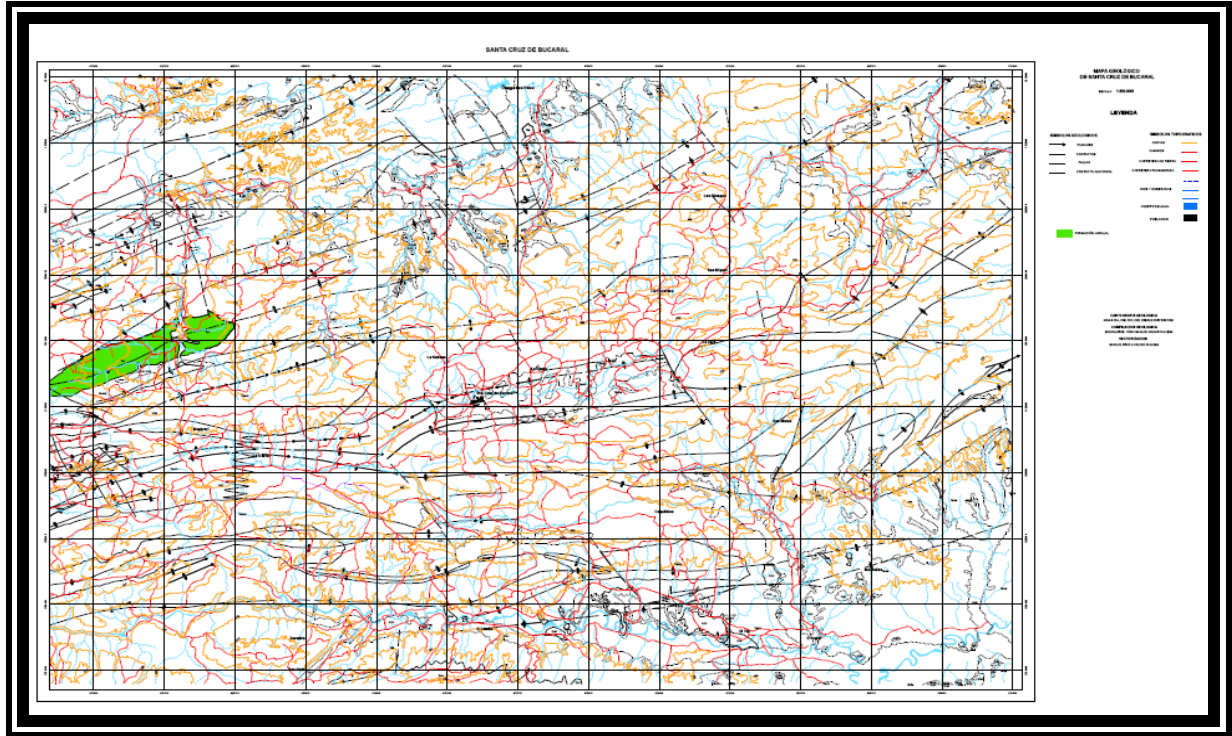


Figura 46. Ubicación espacial y extensión de la Formación Jarillal en el área de estudio (



5.1.2.2. Descripción litológica y características de campo

Un afloramiento, en nuestra área de estudio de esta Formación, lo encontramos en la quebrada Los Ralones al norte de la Hacienda Piedra de agua.

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

En nuestro recorrido por la quebrada Los Ralones, se observa que la base de la unidad se caracteriza por la presencia de una arenisca potente de color fresco gris que meteoriza a tonalidades verdosas, posee un espesor aproximado de 1,5 metros, es de grano fino, masiva, mal escogida, presenta fragmentos de chert, micas y óxido de hierro.

La parte media de la unidad se caracteriza por ser un intervalo lutítico formado por una secuencia monótona de arcillitas grises que meteorizan a color marrón. Se presentan formando capas de espesores de aproximadamente 5 centímetros y exhiben laminación paralela. Este intervalo es de gran espesor.

En parte superior de la unidad se presenta un intervalo arenoso – lutítico de gran espesor, consiste de una alternancia de areniscas y arcillitas, donde mantienen ambas litologías el espesor constante, las primeras de 15 centímetros y las segundas de 10 centímetros.

5.1.2.3 Contactos y espesor

Guevara (1967), señala que la sección tipo de la Formación Jarillal es concordante y transicional sobre la Formación Santa Rita. El contacto superior es concordante y transicional con la Formación La Victoria, tomándose el límite en la base de las primeras capas conspicuas de areniscas. WHEELER (1960), postuló un hiatus considerable en el tope, pero posteriormente, en 1963, rectificó y señaló un contacto superior concordante con la Formación Churuguara.

SENN (*op. Cit.*) Registró 375 m para la localidad tipo. En las secciones de referencia en la región de Paloma Alta, GUEVARA (*op. Cit.*), estimo un espesor de 450 y 775 m. Un espesor de 2000 m es indicado por GONZALEZ DE JUANA (*op. Cit.*), en la sección del río Capazón (noreste del macizo Avispa), alcanza apenas 100 m. en el pozo Pica Pica-IX, PITTELLI Y MOLINA (*op. cit.*) estimaron un espesor de 1366m.

5.1.2.4. Paleoambientes

Según GUEVARA (*op. Cit.*), la Formación Jarillal representa el alcance máximo de la transgresión, que comenzó localmente con la Formación Santa Rita, en un ambiente litoral a nerítico interior, alcanzando condiciones marinas abiertas relativamente profundas. PITTELI Y MOLINA (*op. Cit.*) La describen como una formación depositada en ambiente marino, a una paleopropundidad entre 100 y 200 m, representando un máximo transgresivo y el inicio de un ciclo regresivo.

5.1.2.5. Edad

Estudios por HUNTER, (1974); PITTELLI & MOLINA (1989), señalan una edad Eoceno Medio tardío a Eoceno Tardío temprano, en base a fauna y flora Zona de *Truncorotaloides rohri*. En base a zonas palinológicas *Retitricolporites guianensis* a *Janmulleripollis pentaradiatus* MULLER *et al.* (1987) siguiere la misma edad.

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

En la Figura 47, se muestra una tabla de correlación realizada por GAMERO 1997, en la cual se aprecia la edad propuesta por este autor.

M.L. GAMERO, 1997

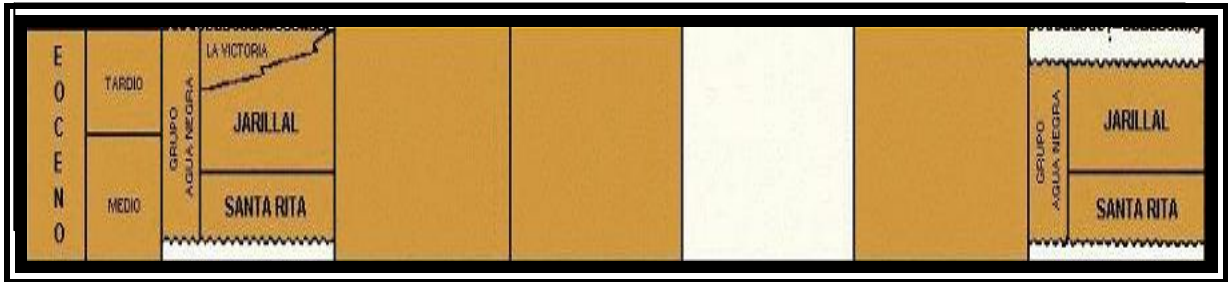


Figura 47. Tabla de correlación de la Cuenca de Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).

5.1.3. FORMACIÓN EL PARAÍSO

5.1.3.1 Generalidades

La Formación El Paraíso ocupa en la zona de estudio un área de 19,89 km² (ver Figura 49) (en la hoja 6348-IV-SO)

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

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

Los extensos afloramientos de la formación que se encuentran en las colinas de la llanura central de Falcón pertenecen al miembro superior de WHEELER (1960,1963).

5.1.3.2. Descripción litológica y características de campo

En nuestra área de estudio, encontramos aflorando esta unidad en la quebrada Colorado, al norte de la población el Charal.

Según descripción previa, WHEELER (1960), divide esta unidad en dos miembros: un miembro inferior, caracterizado por areniscas “sal y pimienta”, calcáreas, moderadamente endurecidas, las cuales contienen granos de ftanita negro, estas areniscas meteorizan a gris-marrón con una matriz calcárea, blanca y blanda. El miembro superior, está caracterizado por areniscas cuarzosas, bien endurecidas, comúnmente silicificadas.

En nuestro recorrido observamos que la base de la unidad, se caracteriza por la intercalación de arcillitas y limolitas. Las arcillitas son de color fresco negro y color meteorizado gris plomo. Se presentan muy compactas y hacia el tope se enriquecen en jarosita, las limolitas forman capas de espesor aproximado de 5 cm, de color meteorizado marrón rojizo y fresco gris intenso. Esta intercalación tiene un espesor de aproximadamente 5 metros.

En la parte media de la unidad encontramos areniscas, limolitas y lutitas, Dicha arenisca es de color fresco gris claro y color meteorizado marrón rojizo. Es de grano medio, friable, de forma tabular y posee un alto grado de meteorización. Las limolitas forman capas de aproximadamente 5 centímetros son de color gris plomo y meteorizan a tonalidades marrones rojizas, las lutitas son de color negro y meteorizan a gris plomo, presentan un espesor de aproximadamente 10 centímetros que permanece constante a lo largo de todo el horizonte medio.

El resto de la secuencia aflorante se hace relativamente monótona formado por capas sub-paralelas de 30 cm a 50cm de arenisca pardo claro separadas con capas de 4 a 8 m de lutitas grises con niveles de arcillas arenosas.

En las figuras 49 y 50 se muestra parte de la litología de la Formación El Paraíso, (tomado de FIGUEROA & PÉREZ 2009.)



Figura 49. Intercalaciones muy meteorizadas de lutitas con alto contenido de oxido junto con capas de areniscas de grano medio, caracterizados por una intensa deformación. Rumbo foto N-S.



Figura 50. Intercalaciones de areniscas con lutitas negras, Estas areniscas suelen ser de grano fino a medio, carente de material carbonatico. Descrita por DÍAZ DE GAMERO (1977 a). (Tomado de de Figueroa & Pérez).

5.1.3.3.Contactos y espesor

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

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

Formación Pecaya, es concordante y generalmente, transicional con Formacion churuguara, Hacia el sur, la Formación El Paraíso se correlaciona con la parte inferior de la Formación Churuguara. (Ver figura 51).

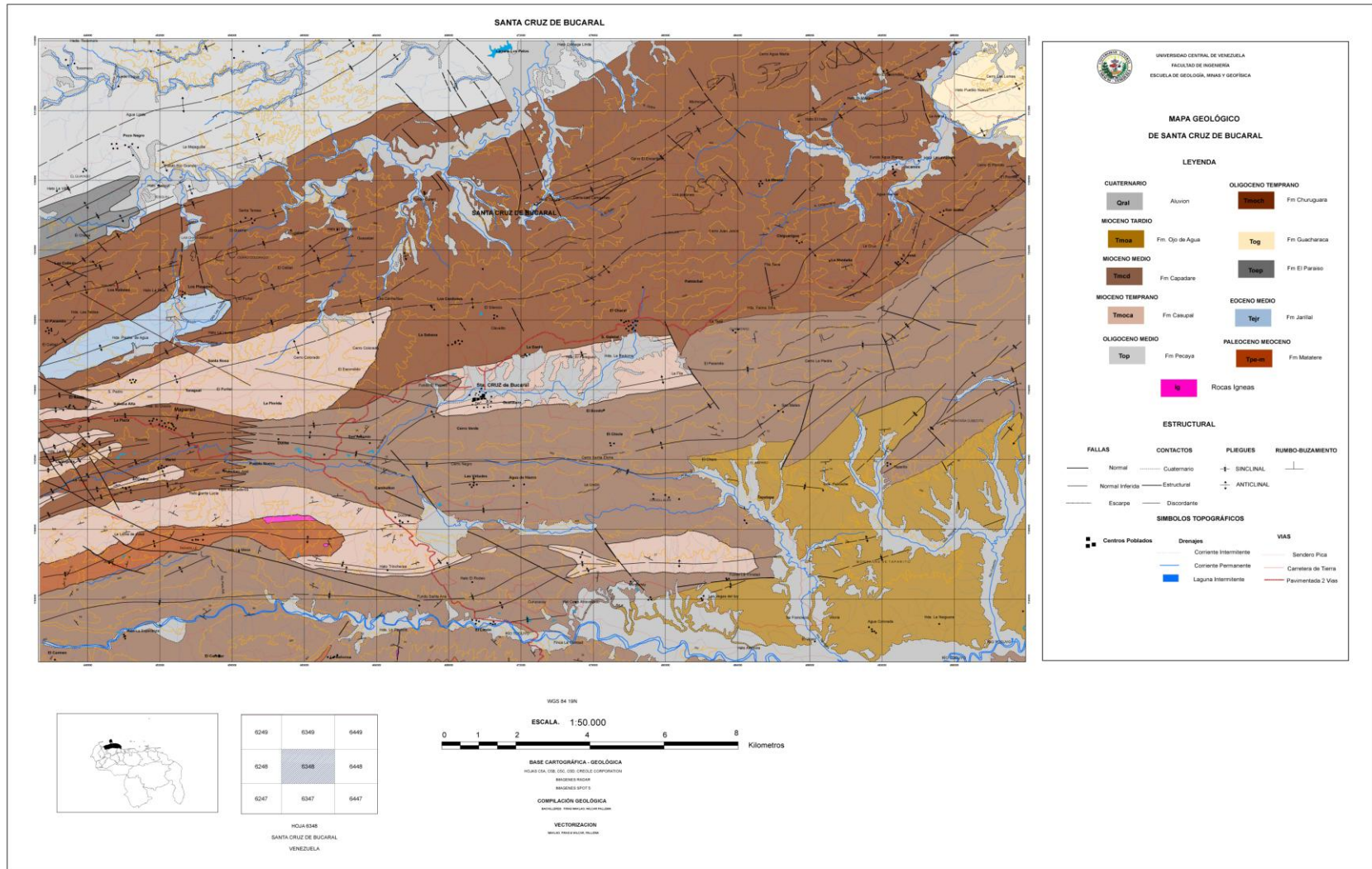


Figura 51. El contacto superior, con la Formación Pecaya, es concordante y generalmente, transicional. Y el miembro inferior de la Formación El Paraíso descansa concordante debajo de la Formación Churuguara.

5.1.3.5. Edad

WHEELER (1960), asignó la unidad al Oligoceno Tardío y postuló un largo hiato entre ella y el Eoceno infrayacente. Posteriormente en 1963, modificó esta interpretación y la consideró Oligoceno Temprano a Medio. DÍAZ DE GAMERO (1977), establece con un mayor volumen de datos y en base a los nuevos conocimientos sobre los foraminíferos planctónicos, que va del Oligoceno Temprano al Medio. La parte inferior, prácticamente estéril, puede asignarse a la zona de *Globigerina ampliapertura* o quizás llegue a la zona de *Cassigerinella chipolensis-Hastigerina micra*. La parte superior está en la zona de *Globorotalia opima opima*.

MUESSIG (1978), estudia las intrusiones basálticas que penetran la Formación El Paraíso, obteniendo una edad K-Ar de $22,9 \pm 0,9$ m.a.

En la Figura 53, se muestra una tabla de correlación realizada por GAMERO 1997, en la cual se aprecia la edad propuesta por este autor.

M.L. GAMERO, 1997

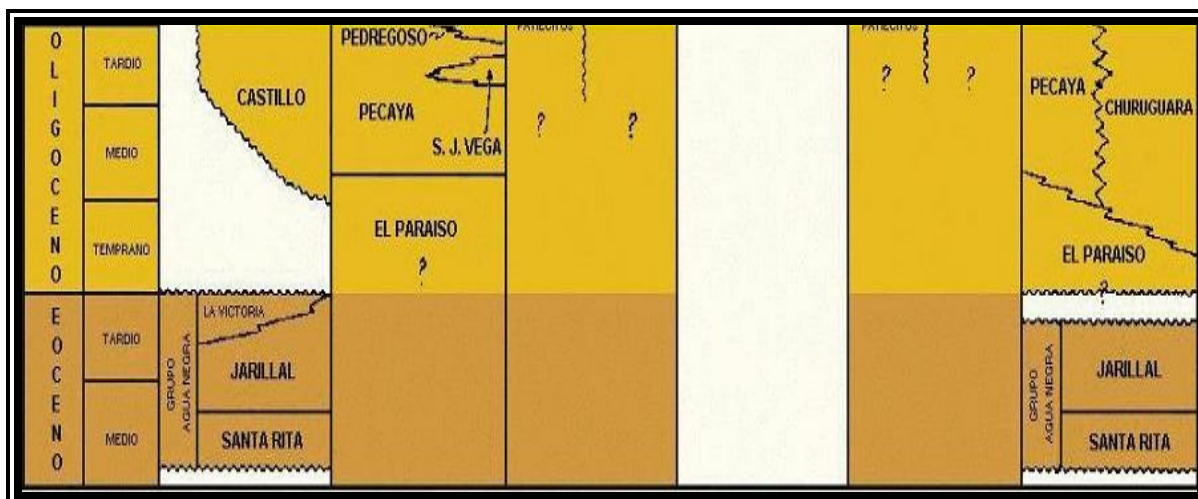


Figura 53. Tabla de correlación de la Cuenca de Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).

5.1.4. FORMACIÓN GUACHARACA

5.1.4.1. Generalidades

SUTTER (1947), fue el primero en nombrar esta formación, dándole el nombre a una unidad en el subsuelo del Campo de Mene de Acosta. RENZ (1948), describe los afloramientos de la formación parcialmente en el flanco sur del alto de Guacharaca y en el subsuelo de Mene de Acosta. WHEELER (1960), menciona una subdivisión de la unidad en tres miembros, realizada por los geólogos de la North Venezuelan Petroleum (N.V.P).

La Formación Guacharaca ocupa un área de 64,64 km² de la zona de estudio (ver Figura 55) (en la hoja 6348-I-NE). Se caracteriza por presentar alturas menores a 200m.

Esta formación tiene una pequeña extensión en el margen noreste de la zona de estudio, los afloramientos de esta Formación no pudieron ser vistos debido al difícil acceso a la zona en la cual se encuentran. Sin embargo, se realiza una descripción de lo expuesto en la literatura por distintos autores, que de manera general coinciden en sus observaciones realizadas en campo.

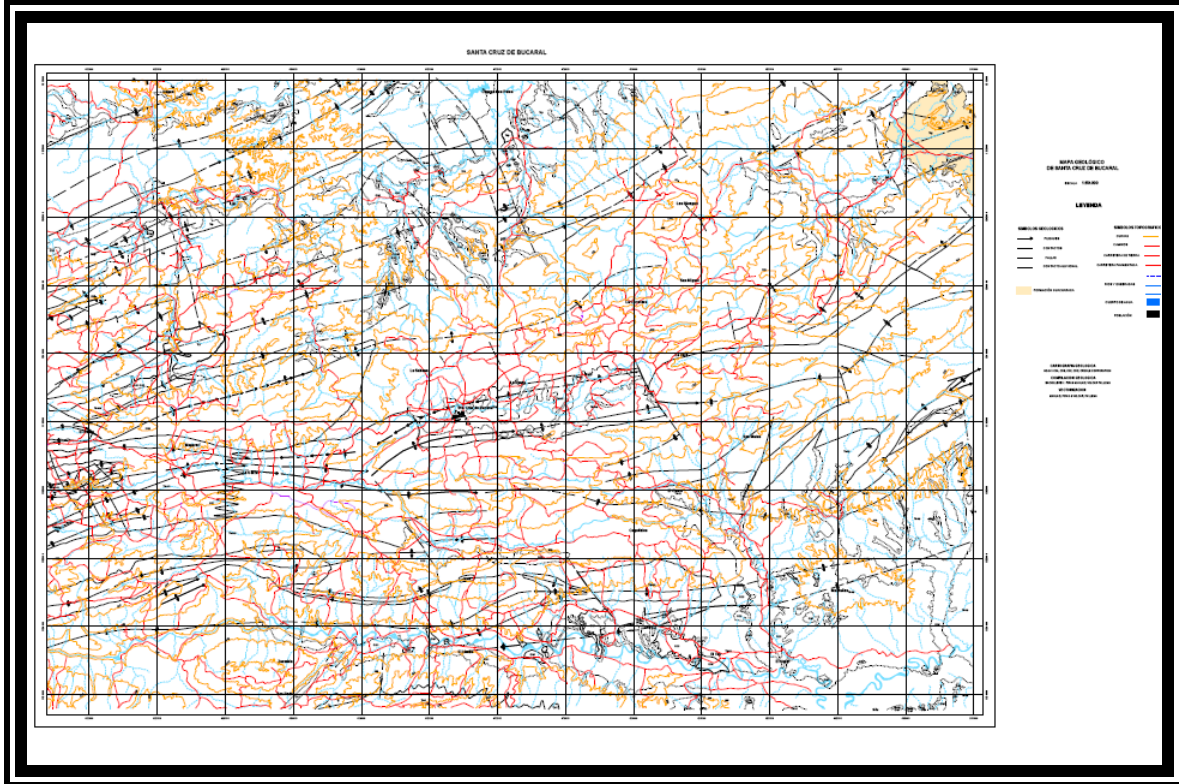


Figura54. Ubicación espacial y extensión de la Formación Guacharaca en el área de estudio (●)

5.1.4.2. Descripción litológica y características de campo

De acuerdo a la literatura, la Formación Guacharaca presenta las siguientes características litológicas y contactos formacionales: En la descripción original de SUTER (1947), este autor menciona que la unidad contiene areniscas glauconíticas en su parte superior, dispuestas en capas delgadas (1,5 a 6,5 m), que denomina Arenas de Guayabal-La Danta. En el subsuelo de Mene de Acosta, la formación consiste de una secuencia de lutitas calcáreas y no calcáreas y lutitas limolíticas, con capas ocasionales de arenisca en su parte superior (RENZ, 1948).

WHEELER (1960) menciona que, al norte del alto de Guacharaca la formación consiste, de base a tope, de lutitas y arcillas con frecuentes interestratificaciones de capas delgadas de areniscas de grano fino (Miembro la Danta), seguidas de margas (Miembro Tucurere) y

arcillas (Miembro Cotiza). Al sur de la estructura, se reconoce solamente la unidad inferior, La Danta. En la parte norte de la subcuenca de Agua Salada, DIAZ DE GAMERO (1985b) no puede discriminar, en base a criterios litológicos, la Formación Guacharaca en ausencia del Miembro El Salto de la Formación San Lorenzo, por ser enteramente lutítica, con un intervalo intermedio de lutitas calcareas que seguramente corresponden al miembro Tucurere de WHEELER (1960).

5.1.4.3. Contactos y espesor

Las relaciones estratigráficas según RENZ (1948) son de concordancia, tanto en su base como en su tope. De acuerdo a WHEELER (1960, 1963), el contacto inferior es de discordancia con la Formación Cerro Misión, del Eoceno, aunque esta relación no es evidente en campo.

WHEELER (1960,1963) presenta dos modelos estratigráficos para el contacto superior, uno con contacto concordante y otro discordante, concluyendo que el problema necesita más estudio.

En la zona de estudio se presenta discordante con la Formación Churuguara y con la Formación Capadare (ver figura 55).

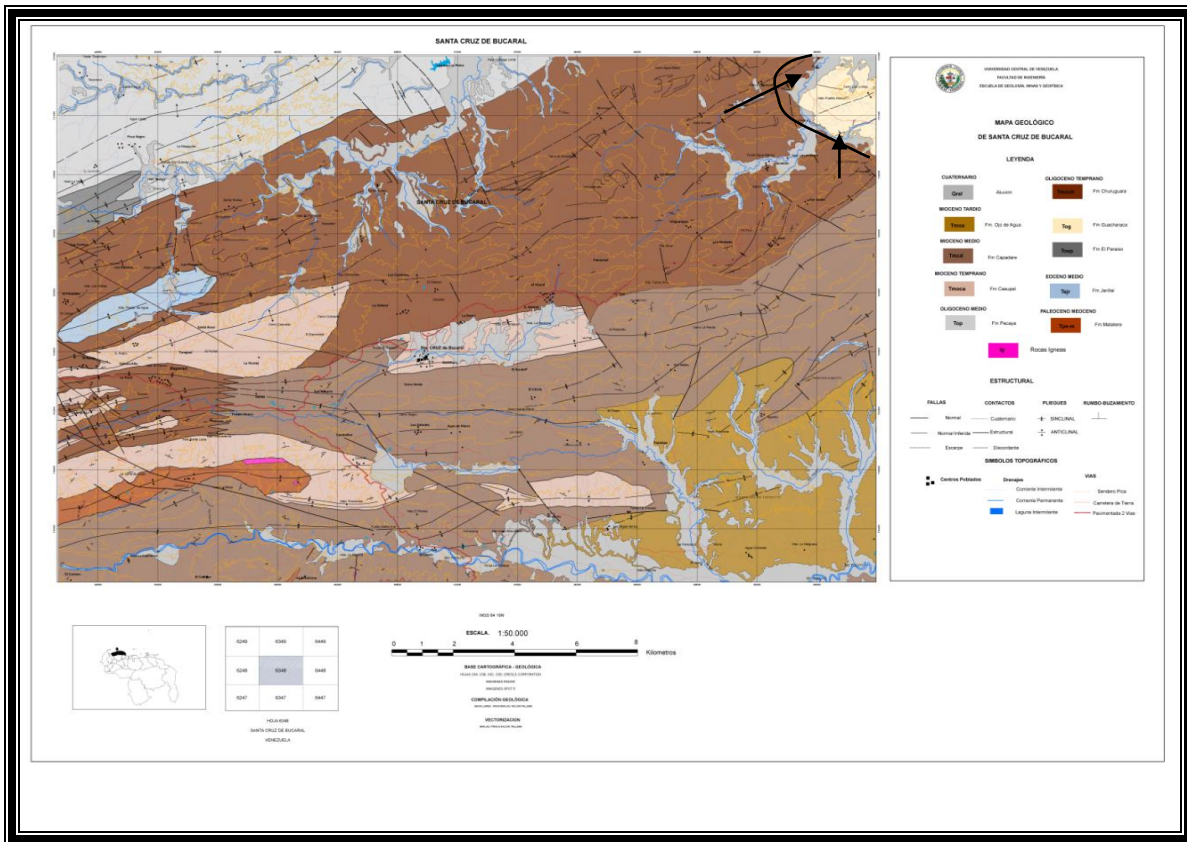


Figura55. Ilustración Contacto discordante de Formación Guacharaca con Formación Churuguara.

El espesor varia de 235 a 250 m en el subsuelo de Mene de Acosta (RENTZ, 1948); 1.200 m al sur de Mirimire y 250 m en el flanco sur del alto de Guacharaca (WHEELER, 1960).

5.1.4.4. Paleoambientes

DEL OLLO, *et al.* (1994) mencionan que los bitúmenes de la Formación Guacharaca se correlacionan con menes del área de Pozón utilizando marcadores biológicos. Los mismos autores encuentran que los menes ubicados en la subcuenca de Agua Salada presentan una distribución de marcadores biológicos similar a la de crudos y menes de Falcón occidental, a pesar de la enorme diferencia en los ambientes deposicionales entre ambas áreas. Así, los análisis de CG y CG-EM indican que los crudos y menes en la cuenca, al igual que los

bitúmenes del Grupo Agua Salada, fueron originados de materia orgánica derivada de una mezcla de material marino y terrestre sedimentada en un ambiente transicional con influencia de desarrollos deltaicos.

5.1.4.5. Edad

BLOW (1959) considera la Formación Guacharaca como oligocena, llegando hasta el inicio del Mioceno, Zona de *Globorotalia kugleri*, en base a foraminíferos planctónicos. WHEELER (1963) la considera enteramente oligocena.

En la Figura 56, se muestra una tabla de correlación realizada por GAMERO 1997, en la cual se aprecia la edad propuesta por este autor.

M.L. GAMERO, 1997

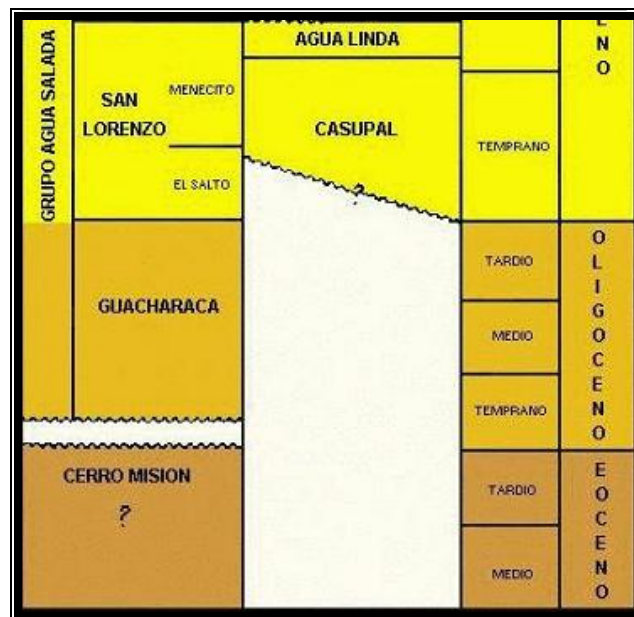


Figura 56 .Tabla de correlación de la Cuenca de Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).

5.1.5. FORMACIÓN CHURUGUARA

5.1.5.1. Generalidades

La Formación Churuguara ocupa un área de 596,6 km² es la segunda formación con mas extensión areal en la zona de estudio, y está ubicada en gran parte del área hacia el noreste (ver figura 58). En esta se encuentra expuesta concordante con la formación Pecaya, el Paraíso y discordante con las formaciones Jarillal, Capadare, Guacharaca, y Capusal. La Formación Churuguara aflora extensamente en el margen sur de la cuenca y se reconoce desde la quebrada Mamoncito en el oeste, hasta más allá de Santa Cruz de Bucaral, al este.

La localidad y sección tipo fueron designadas por SENN (1935) en los flancos del anticlinal de Buena Vista, a lo largo del camino real Piedra Grande-Baragua. (En las hojas 1:25000 abarca las 6348-I-NE, 6348-I-NO, 6348-I-SO, 6348-IV-NE, 6348-I-SO y 6348-IV-SO).

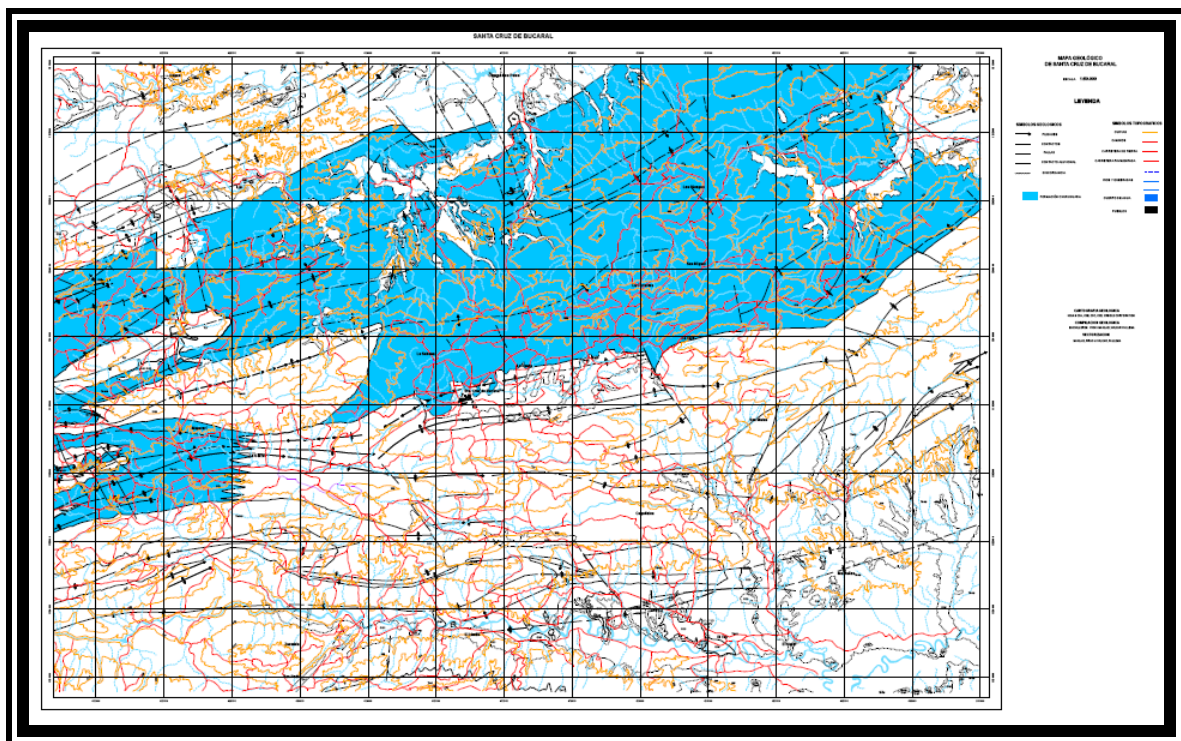


Figura57. Ubicación espacial y extensión de la Formación Churuguara en el area de estudio ().

En la Figura 58, se puede apreciar una expresión topográfica de la Formación Churuguara.



Figura 58. Expresión topográfica de Formación Churuguara. Ubicación coordenadas UTM (466000-120400). Rumbo Foto N-S.

5.1.5.2 .Descripción litológica y características de campo

En nuestra área de estudio, encontramos aflorando esta unidad a orillas de la carretera nacional vía Barquisimeto a Coro, entre las localidades de Maparari y La Plaza, Edo Falcón.

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

El mismo autor describe un intervalo, que reconoce como el miembro basal de la Formación Churuguara de esta forma: en la base de la Formación Churuguara existe un

distintivo intervalo de arenisca “sal y pimienta”, el cual se asemeja muchísimo al miembro inferior, de la Formación El Paraíso, pero carece de los lentes conglomeráticos en la mayoría de los lugares.

En nuestro recorrido observamos, calizas margosas muy fosilíferas en capas de 0.9 a 1.5 m de espesor, intercaladas con arenas arcillosas y limos arenosos pardo amarillentos. Un poco más al norte de Maparari, la formación se caracteriza por grandes bloques de caliza arrecifal (ver Figura 59)



Figura 59. Afloramiento de Caliza arrecifal, azul gris, perteneciente la Formación Churuguara (Ubicación coordenadas UTM (45200-120300). Rumbo foto N60°E.

También se pudo observa que esta formación está constituida por calizas arenosas de granos finos a grueso, fosilíferos, bien endurecidos, las cuales pasan gradualmente a areniscas calcáreas (ver Figura60)



Figura 60. Capa de calizas de la formación Churuguara. Ubicación coordenadas UTM (465000-120500) Rumbo foto N-S.

Por otra parte, se aprecian intercalaciones de lutitas y calizas, con capas de lutitas que varían entre 1 a 1.2 m de espesor de color gris oscuro y capas de calizas que varían de 0.9 a 1 m de espesor, de color marrón. (Ver Figura 61)



Figura61. Afloramiento perteneciente a la Formación Churuguara, Calizas (—X—) y lutitas (—) intercaladas con orientación N32°O32°S, rumbo de la foto S85°OE ubicación coordenadas UTM (46200-120300).

5.1.5.3. Contactos y espesor

De acuerdo a WHEELER (1963), el contacto de la formación Churugaura con la Formación Jarillal, infrayacente, es concordante al igual que su contacto con la Formación Agua Clara, suprayacente. Según DIAZ DE GAMERO (1977), el contacto inferior es concordante al norte con la Formación El Paraíso. WHEELER (1960, 1963) afirma que el cambio lateral de facies de la Formación Churuguara a la Formación Castillo puede ser seguido en el campo, estableciéndose arbitrariamente la división entre ambas formaciones al oeste de la quebrada Mamoncito. El mismo autor indica que, hacia el sur y sureste la formación pasa a la Formación Casupal y hacia el norte la parte media de la formación Churuguara se interdigita con la formación con la Formación Pecaya. DIAZ DE GAMERO (1977) indica que, a lo largo del límite septentrional de la Formación Churugura, la edad del contacto Pecaya-Churuguara es muy variable, de acuerdo con el nivel a que este expuesta la interdigitación entre ambas unidades.

WHEELER (1960) indica un espesor de 1215 m en la quebrada Mamoncito, mencionando que la unidad se hace más delgada hacia el sur y más gruesa hacia el norte y oeste.

5.1.5.4. Paleoambientes

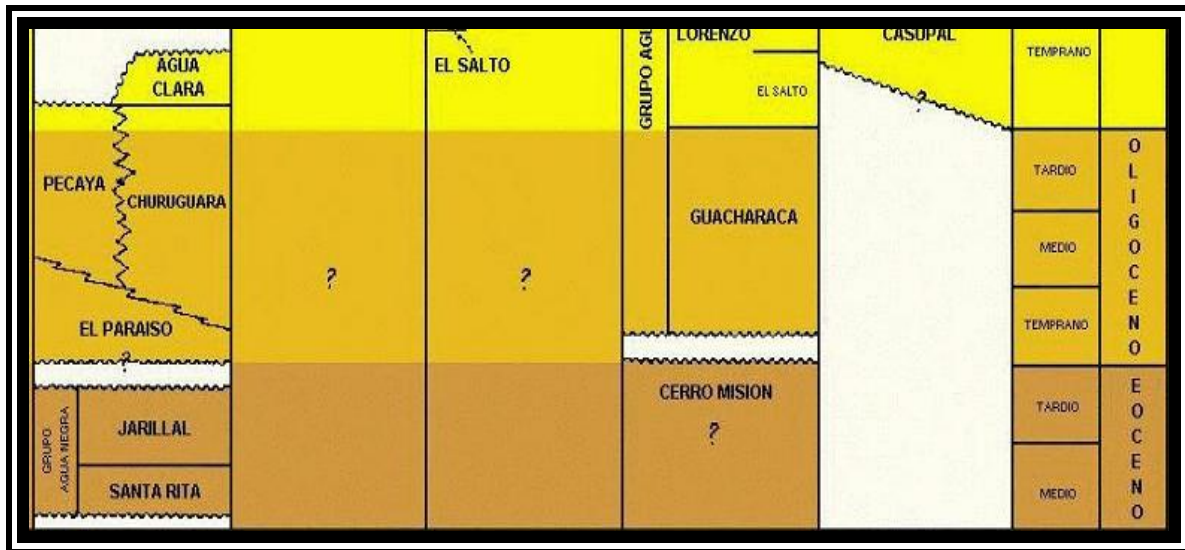
ESCALONA *et al.* (1978) estudiaron las facies carbonáticas de las calizas en el área de Churuguara, identificando las facies correspondientes a ambientes de talud (plataforma marginal y pendiente frontal), ambiente de construcción orgánica, ambiente somero en aguas agitadas y ambiente de plataforma lagunal con circulación abierta.

5.1.5.5. Edad

Según WHEELER (1963), la Formación Churuguara es de edad Oligoceno temprano a medio cerca de la base, Oligoceno medio a tardío en la parte media y Mioceno en el tope. DIAZ DE GAMERO (1977), la considera, así mismo, Oligoceno temprano a Mioceno temprano.

En la Figura 62, se muestra una tabla de correlación realizada por Gamero 1997, en la cual se aprecia la edad propuesta por este autor.

M.L. GAMERO, 1997



(Figura63). Tabla de correlación de la Cuenca de Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).

5.1.6. FORMACIÓN PECAYA

5.1.6.1. Generalidades

Esta Formación ocupa aproximadamente 193,92 Km² del área de estudio, (Ver Figura 64), Ocupa todo el centro de la cuenca de Falcón, entre las serranías de San Luis, al norte y Churuguara, al sur. Hacia el oeste llega a la cuenca del río Tupure y al este hasta la llanura aluvial de los ríos Remedios y Hueque (DÍAZ DE GAMERO, 1977). (Se presenta en la Hojas 6348-IV-NE y 6348-I-NO). Se caracteriza por formar zonas de baja topografía (WHEELER 1960). Ver (figura64)



Figura64. Expresión topográfica donde se encuentra la Formación Pecaya (Ubicación coordenadas UTM 47200-121300) Rumbo foto S35°E.

Esta formación tiene una pequeña extensión en el margen noroeste (Ver Figura 64) de la zona de estudio, específicamente en la zona aluvial del río Remedios, Mediante el

recorrido hecho vía aérea se pueden tomar datos en cuanto a la expresión topográfica de la Formación en la zona de estudio.(ver anexo, video zona de estudio).

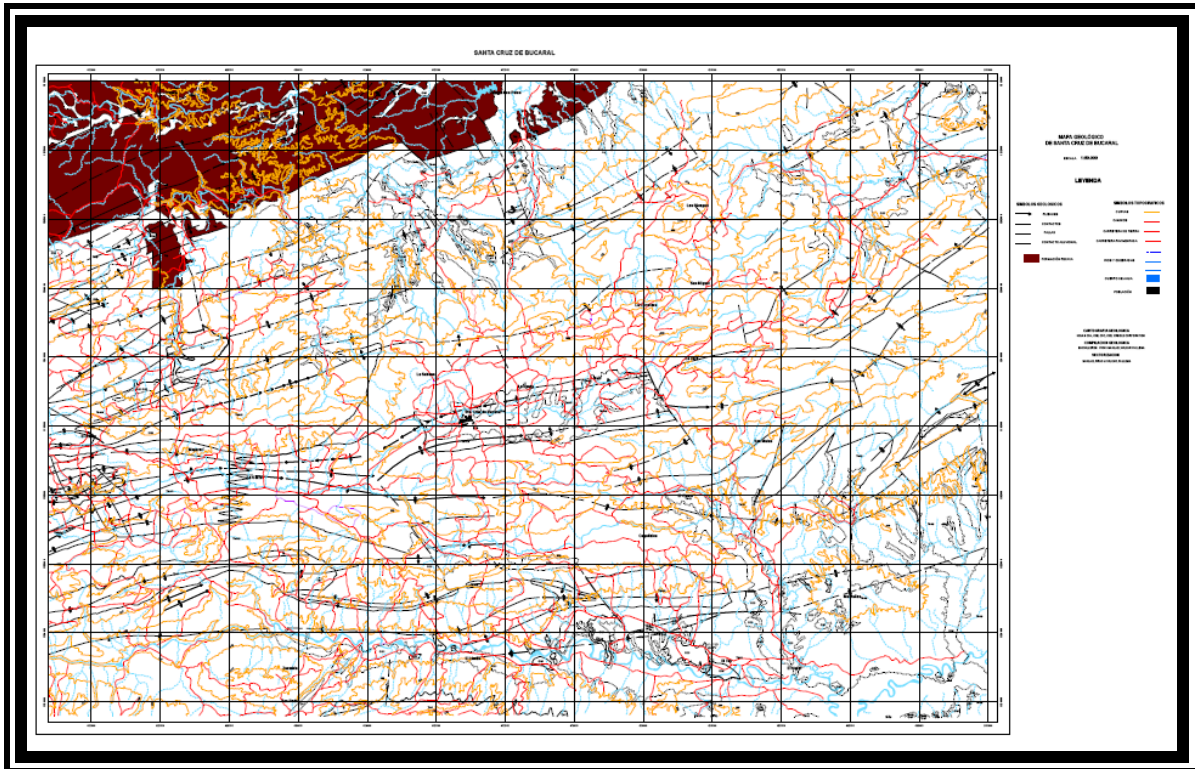


Figura65. Ubicación espacial y extensión de la Formación Pecaya en área de estudio (●).

5.1.6.2. Descripción litológica y características de campo

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

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

Nuestro recorrido se realizó por las adyacencias del río Remedios, cercano al Fundo Río Grande, al norte de Maparari, en donde se apreció un afloramiento de esta unidad.

La litología observada en este sector es bastante monótona: está formada en un 80% por lutitas y el restante 20% son areniscas y raras capas de calizas. Las lutitas son de color gris oscuro o pardo rojizo con nódulos alineados de arcilla ferrolítica a veces sin estratificación aparente, en paquetes hasta de 10 a 12 m. hacia la parte inferior presenta raras capas subparalelas hasta de 1.5 a 2 m de areniscas limosas de color gris verdoso. Las capas de calizas son muy delgadas, de color gris claro en fractura fresca, fosilíferas. (Ver Figura 66)



Figura 66. Afloramiento de la Formación Pecaya Ubicación (1213000-473000).rumbo foto E-W

Por otro lado se puede mencionar que las lutitas dentro de esta unidad, son bastante homogéneas, tanto en sentido lateral como vertical. En general, presentan un color fresco gris oscuro; meteorizando a gris claro, localmente presentan manchones rojizos producto de la misma meteorización. Se fracturan en forma concoidea o en astillas. Son abundantes las vetas de yeso cortando la estratificación en todas las direcciones, a veces son jarosíticas (CHOMIAK, 1986).

CHOMIAK (1986), realizó un análisis petrográfico a una muestra de lutita, observando gran cantidad de lodo calcáreo asociado con materia orgánica, foraminíferos tanto béticos como planctónicos recristalizados total o parcialmente a calcita y/o reemplazados por sílice y pirita; en menores cantidades se observaron granos sub redondeados de cuarzo y trazas de micas. (Fig. 67).

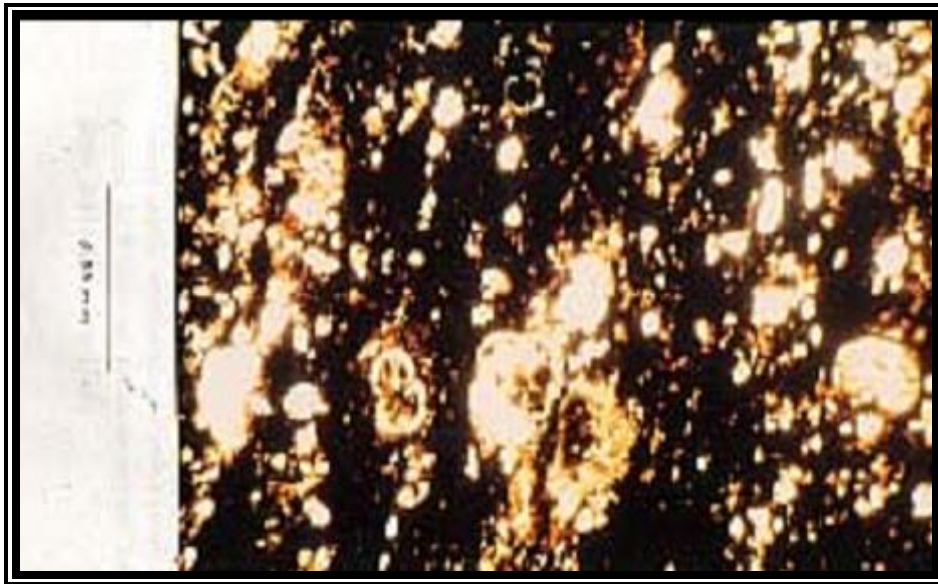


Figura 67. Fotomicrografía (bajo nicoles cruzados). Obj. 10x/0,90, ocular 12,5x, de una sección fina de lutita perteneciente a la Formación Pecaya. En esta muestra predomina la materia orgánica y el reemplazamiento parcial por sílice y pirita en foraminíferos. Muestra FA-91-84 (TOMADO DE CHOMIAK 1986).

5.1.6.3. Contactos y espesor

El contacto inferior, es concordante y de carácter transicional con la Formación El Paraíso.

El contacto superior es variable. En la parte norte, de las cercanías de La Cruz de Taratara hacia el este, la Formación Pecaya se interdigita con la Formación San Luis, hasta que, al terminar esta, las lutitas de Pecaya se confunden con la sección predominantemente lutítica de Falcón oriental. Desde Pecaya a Pedregal, el contacto superior es concordante y

transicional con la Formación Pedregoso. Hacia el sur, la Formación Pecaya se intercala repetidamente con la Formación Churuguara (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

En la zona de estudio se presenta concordante con la Formación El Paraíso y transicional con la Formación Churuguara (ver figura 68).

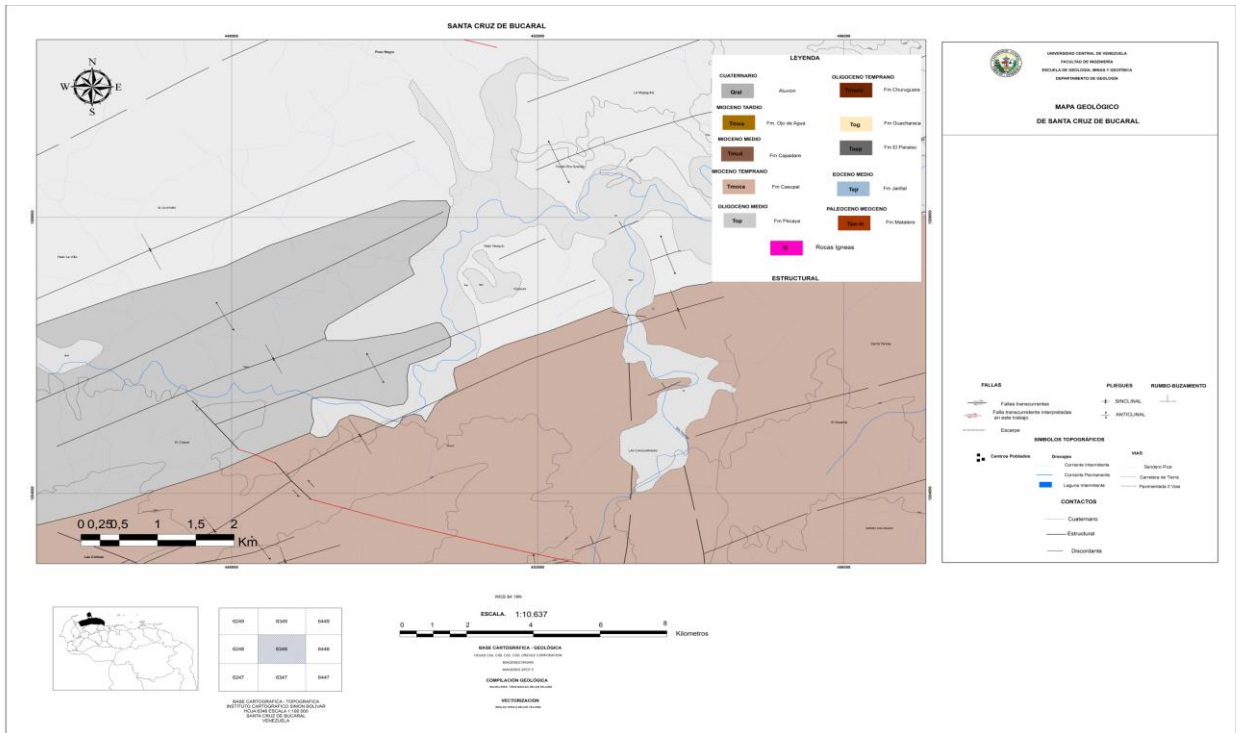


Figura68. Ilustración Contacto concordante de Formación Pecaya con Formación El Paraíso Y transicional con la Formación Churuguara.

WHEELER (1963) menciona un espesor de 600 m cerca de Pedregal, en el área tipo, que corresponde tan solo a la parte superior de la formación, por encima del Miembro San Juan de la Vega. Al oeste, en el distrito Buchivacoa, el mismo autor indica un espesor de 1.300

m. JAECKLI y ERDMANN (1952), citados por DÍAZ DE GAMERO (1977), sugieren un espesor superior a los 2.500 m, llegando a mencionar un valor de hasta 4.000 m para el espesor original de la Formación Pecaya al sur y sureste de Tupure. DÍAZ DE GAMERO (1977) menciona 1.000 m para la parte superior de la Formación Pecaya, entre el Miembro San Juan de la Vega y la Formación San Luis, al este de Pecaya. Igualmente, estima en no menos de 1.000 m el espesor de la parte inferior de la formación, entre la Formación El Paraíso y el su “Formación Purureche” (inválido, parte inferior de la Formación Pecaya) en la quebrada Maica, al sur de Purureche.

5.1.6.4. Paleoambientes

La espesa y extensa unidad lutítica fue sedimentada en condiciones marinas profundas. DÍAZ DE GAMERO (1977) (Ver figura 69), documenta profusamente la evolución paleobatimétrica de la formación en base a los foraminíferos béticos. Los intervalos basales de las lutitas que suprayacen a la Formación El Paraíso (e, igualmente, al Miembro San Juan de la Vega) contienen una microfauna indicativa de profundidades moderadas, alrededor de 100 m. Las asociaciones subsiguientes indican una rápida subsidencia hasta la zona batial intermedia, seguramente sin llegar a los 1.000 m de profundidad para la parte inferior de la Formación Pecaya. El intervalo de faunas arenáceas marca un período de fuerte subsidencia que, en un corto tiempo, llevó a la cuenca a profundidades superiores a los 1.000 m, posiblemente llegando a los 1.500 metros.

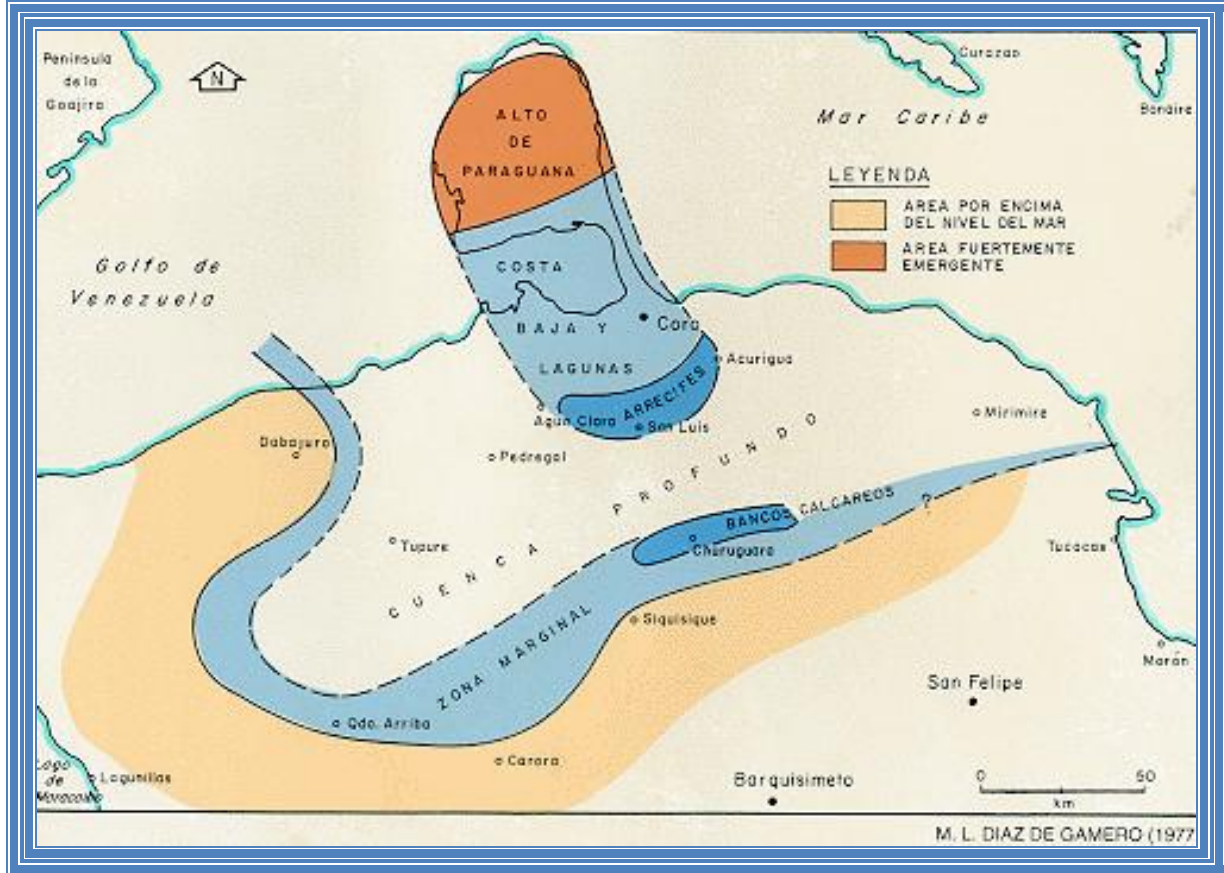


Figura 69. Mapa paleogeográfico al terminar la sedimentación de las formaciones Pecaya y Pedregoso (tomado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA 1999).

5.1.6.5 Edad

La edad definida en base a foraminíferos planctónicos y nannoplancton calcáreo, va desde la Zona de *Globorotalia opima opima*, a la Zona de *Catapsydrax dissimilis*, y desde la Zona de *Sphenolithus distentus* a la Zona de *Discoaster druggi*, respectivamente, las dos correspondientes al Oligoceno Medio – Mioceno Temprano. (III L.E.V)

MUESSIG (1978) determinó una edad K-Ar de $22,9 \pm 0,9$ Ma en los cuerpos ígneos intrusivos dentro de la Formación Pecaya.

En la Figura 70, se muestra una tabla de correlación realizada por GAMERO 1997, en la cual se aprecia la edad propuesta por este autor.

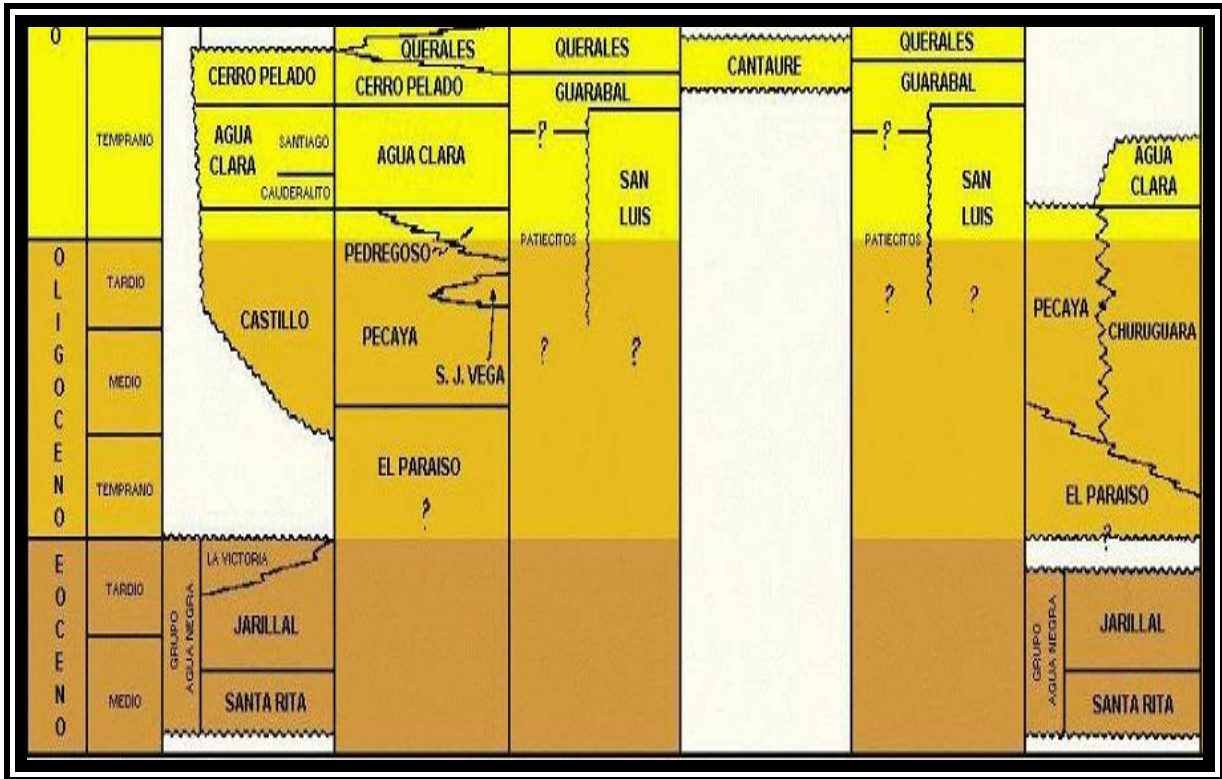


Figura 70. Tabla de correlación de la Cuenca de Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).

5.1.7. FORMACIÓN CASUPAL

5.1.7.1. Generalidades

Se extiende desde el margen sur-central y suoriental de la cuenca de Falcón. La Formación aflora en el cerro Riecito y en cerro Misión y montañas de Agua Linda, entre los ríos Tocuyo y Aroa.

En la zona de estudio esta Formación ocupa aproximadamente 201,34 Km² del área de total, (Ver Figura 71).

(En las hojas 1:25000 la Formación Casupal se presenta en las 6348-II-SO, 6348-I-SO, 6348-III-SE, 6348-III-NO y 6348-IV-SO)

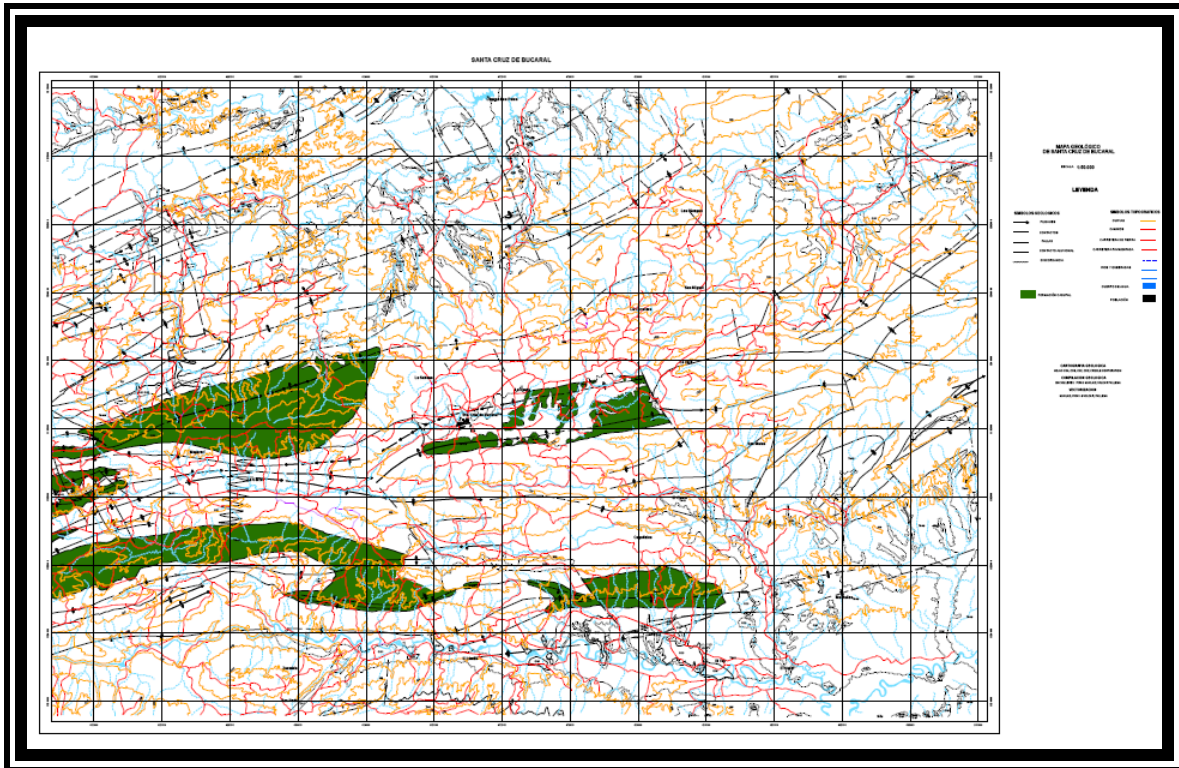


Figura 71. Ubicación espacial y extensión de la Formación Casupal en el área de estudio ().

5.1.7.2. Descripción litológica y características de campo

WHEELER (1960, 1963). Indica que la Formación Casupal en su área tipo se divide en dos miembros: el inferior se caracteriza por la predominancia de areniscas de grano fino y arcillas, la presencia de material carbonoso y por la estratificación en capas delgadas a medias. El miembro superior contiene areniscas de grano grueso y conglomerados, menos material carbonoso, ausencia de carbones y estratificación en capas masivas. En términos generales, la formación se hace de grano más grueso hacia el tope.

En nuestra zona de estudio, los primeros afloramientos atribuidos a esta formación los encontramos, un poco al norte del Río Tocuyo, adyacente a la población el Docoral. En este sector se observaron capas de hasta 10 m de arcillas limosas pardo-rojizo y capas de 15cms

de limos arenosos grises. También relativamente frecuente areniscas grises, poco consolidadas. (Ver Figura 72).



Figura 72. Predominancia de areniscas de grano fino y arcillas, la presencia de material carbonoso y por la estratificación en capas delgadas a medias. Ubicación coordenadas UTM (460000-1191000). Rumbo foto N30°W.

Se aprecian areniscas interestratificadas con lutitas gris a negro, jarosíticas, masivas y carbonáceas con intervalos ocasionales muy carbonosos. Aunque no muy comunes, se encuentran unas pocas calizas densas, de color gris, intercaladas en las lutitas. (Ver Figura 73).



Figura 73. Areniscas interestratificadas con lutitas gris a negro, jarosíticas, masivas y carbonáceas, (Ubicación UTM 1195000-444000).Rumbo foto N60E.

Claramente se observó la presencia de arenisca con material carbonoso (ver Figuras 73).



Figura 74. Arenisca con material carbonoso, (Ubicación UTM 1195000-44800) Rumbo foto N60°E

Las capas de areniscas, presentan estratificación cruzada y están separadas por capas de hasta 4 m. de limos arenosos de color pardo claro-blanquecino y están asociadas a material carbonoso (ver figura 75). Siempre hacia la parte superior disminuye la frecuencia de las capas de areniscas cruzada, separadas por capas de 4 a 5 m. de lutitas arenosas grises. Hacia el tope de la formación encontramos conglomerados y areniscas intercaladas con capas hasta de 6 m. de arcillas limosas. Las capas de conglomerados, con espesores inferiores a los 2 m. el espesor de los lentes de carbón, asociados con frecuencia a las lutitas, no superan generalmente los 30 cm.



Figura 75. Areniscas carbonáceas de grano fino a medio, gris claro a gris oscuro, ocasionalmente ferruginosas (Ubicación coordenadas UTM 1195000-448000). Rumbo foto N63E.

Ver apéndice de sección fina de Formación Casupal (Muestra 1 y 2)

Manifestación termal asociada al sistema de falla Oca-Ancon

Un aspecto importante que resaltar, es la verificación de la presencia de H₂S en la zona de estudio, en la cual existen 5 manifestaciones, una de ellas fue encontrada en la quebrada La Llanadita, se ubica a unos 200 m aproximadamente del contacto discordante, entre un pequeño cuerpo de rocas ígneas basálticas y la Formación Casupal del Mio-Oligoceno. Ver Figura 76.



Figura 76. Manifestación de aguas sulfurosas (H₂S) Quebrada la Llanadita. Rumbo foto E-W.

Para más detalles ver anexos de las distintas evidencias de aguas sulfurosas en la zona de estudio.

5.1.7.3. Contactos y espesor

WHEELER (1960, 1963), anota que el contacto inferior se desconoce en la localidad tipo, pero que más al sur la Formación Casupal yace discordantemente sobre rocas eocenas.

MÉNDEZ (1967) indica que la base está en contacto de falla en las quebradas La Pluma y Bachacal, mientras que es discordante sobre lutitas paleocenas con bloques alóctonos del Cretácico en la quebrada Chapano, o sobre metamórficas de la Serranía de Aroa en la quebrada San Antonio. El contacto superior es con lutitas y calizas del Mioceno Medio (WHEELER, 1960, 1963). MÉNDEZ (1967) observa un contacto superior concordante con la Formación Agua Linda en las tributarias sur de la quebrada Casupal, mientras que es discordante con la Formación Capadare en la quebrada La Pluma, discordante con la caliza de Riecito en la quebrada Bachacal y discordante con la Formación Agua Linda en el río Los Cumarebos y la quebrada San Antonio. En la figura 77, se observa el contacto discordante de la Formación Casupal con la Formación Capadare, observado en campo.



Figura77. Contacto Discordante entre las formación Casupal y Capadare, Ubicación en coordenadas UTM (466767- 1185742) Rumbo foto N40E.

Por otro lado se pudo evidenciar en nuestro recorrido en campo, la expresión del contacto discordante entre la Formación Casupal y sedimentos Cuaternarios. (Ver figura 78).



Figura 78. Contacto Discordante de la formación Casupal y Cuaternario. Coordenadas UTM (466346-1186755).Rumbo de la foto N31W.

En la siguiente figura se muestra la vista en planta de los contactos de la Formación Casupal, con la Formación Churugura, Formación Capadare, Matatere.

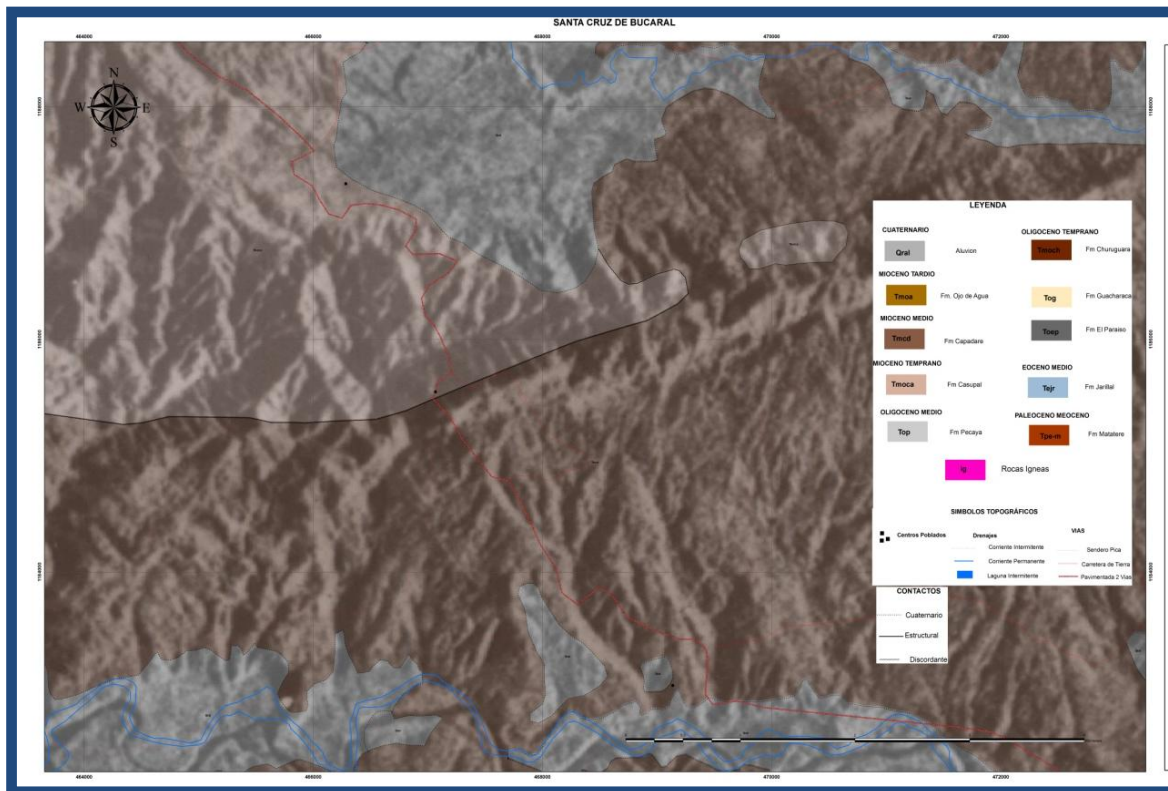


Figura 80. Evidencia (en rojo), del contacto discordante entre las formaciones Casupal- Capadare.

No se conoce el espesor exacto de la Formación Casupal, ya que su base está fallada en todos los afloramientos. WHEELER (1960), menciona que el espesor del miembro inferior en la localidad tipo es de por lo menos 500 m, pero la parte inferior no aflora. El miembro superior tiene más de 1200 m de espesor en la localidad tipo. La Formación Casupal se adelgaza hacia el oeste. WHEELER (1963), cita un espesor de 1000 m al sur de Churuguara. MÉNDEZ (1967) menciona un espesor de 1700 m en la quebrada La Pluma, 2100 m en el río Los Cumarebos y 3500 m en el río Corépano.

5.1.7.4. Paleoambientes

Los sedimentos de la Formación Casupal representan una facies de sedimentación piemontina-costera con influencia marina litoral restringida. (González de Juana, *et. al.*, *op. cit.*).

5.1.7.5. EDAD

En base a la evidencia paleontológica y palinológica, se considera la edad de la Formación Casupal como Oligoceno?-Mioceno Temprano, con posible extensión al Mioceno Medio (MÉNDEZ, 1967). Sin embargo, es de hacer destacar que en ninguno de los estudios publicados hay evidencia clara de una edad oligocena. Probablemente la edad de la Formación Casupal sea Mioceno Temprano a Mioceno Medio. (III L.E.V 1999).

En la Figura 81, se muestra una tabla de correlación realizada por GAMERO 1997, en la cual se aprecia la edad propuesta por este autor.

M.L. GAMERO, 1997

AGUA LINDA		EPOCA	
		TARDIO	P L I O C E N O
		TEMPRANO	
		TARDIO	M I O C E N O
	CAPADARE	MEDIO	
AGUA LINDA		TEMPRANO	
CASUPAL			O L I
		TARDIO	

Figura 82. Tabla de correlación de la Cuenca de Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).

5.1.8. FORMACIÓN CAPADARE

5.1.8.1. Generalidades

La Formación Capadare aflora en gran parte de la zona de estudio, principalmente en la parte sur de la hoja de desde el suroeste a noreste, ocupa aproximadamente 546,96 Km² (ver Figura 68). Siendo la Formación con mayor extensión en el área. Desde el limón hasta Maparari se puede observar parte de la Formación Capadare. Igualmente desde Duvisi vía a la población de Santa Cruz de Bucaral. En la ruta hacia el Este de la zona de estudio por problemas de accesibilidad fue imposible realizar la logística para acceder al sitio. Sin embargo, a la toma aérea realizada en la zona se pudo obtener información de la expresión topográfica donde se presenta la Formación en parte de esta área.(ver anexo video zona de estudio).

La formación aflora como bancos calcáreos y complejos arrecifales separados en los distritos Acosta y Silva del estado Falcón. Topográficamente forma masas calcáreas prominentes con relieve cárstico en los cerros más elevados de Falcón sur-oriental, que contrastan con el relieve ondulante y la topografía baja de las lutitas infrayacentes (L.E.V. 1999).

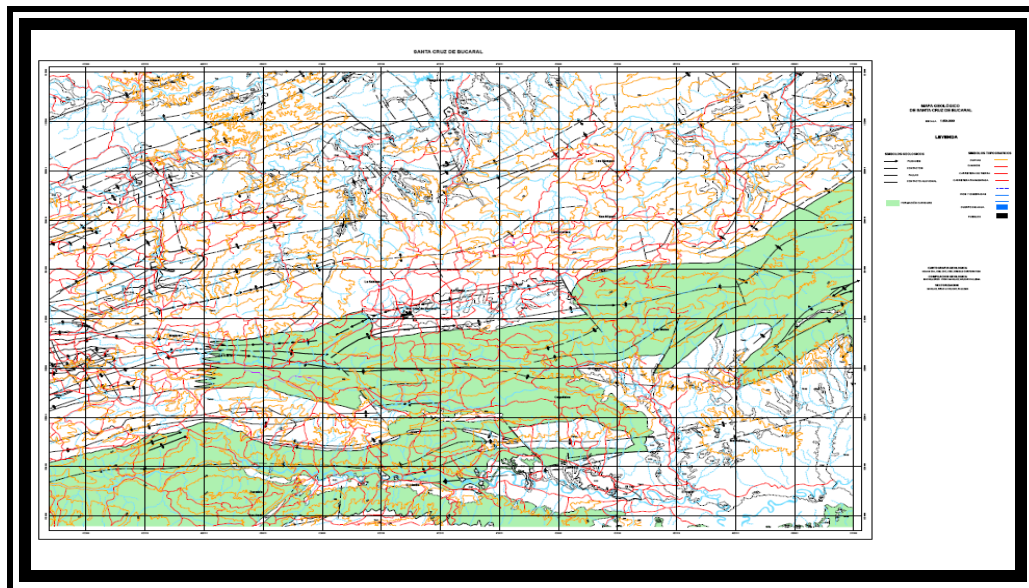


Figura 83. Ubicación espacial y extensión de la Formación Capadare en el área de estudio (●).

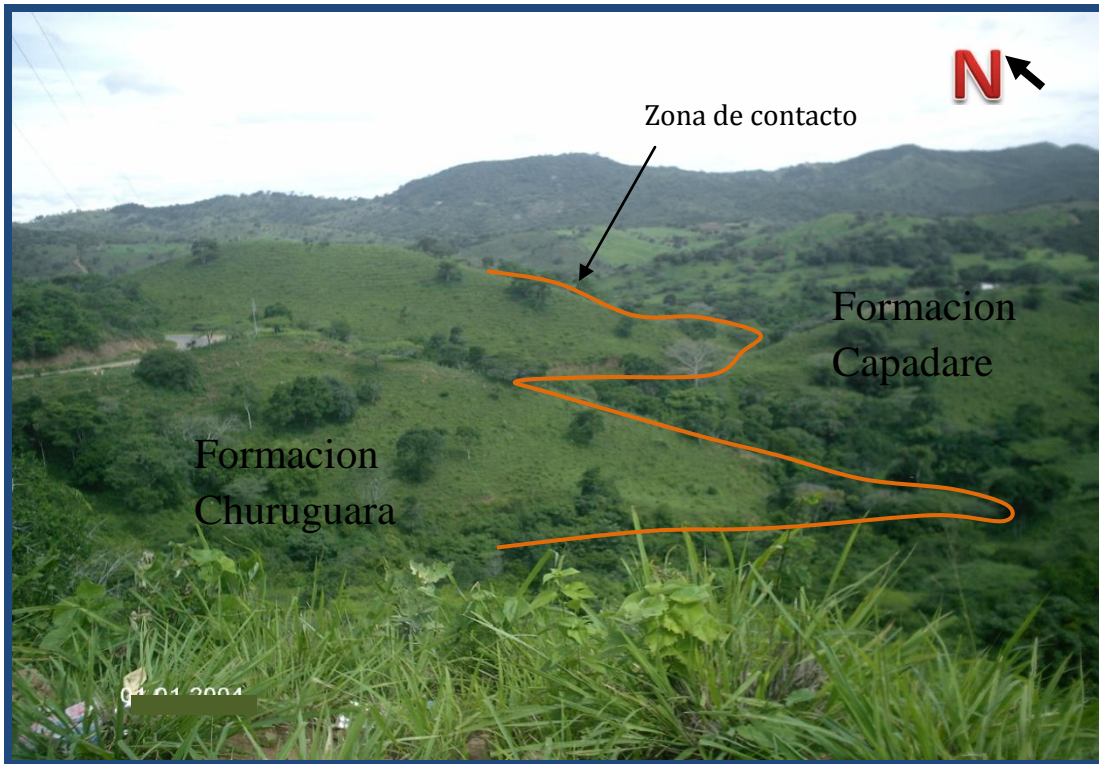


Figura 84. Expresión topográfica en la cual se aprecia tanto a la Formación Capadare y Churuguara ubicación La Garza, coordenadas UTM (457000-1193000), rumbo de foto S30E.

5.1.8.2. Descripción litológica y características de campo

En nuestra área de estudio, encontramos aflorando esta unidad a orillas de la carretera nacional vía Barquisimeto a Coro, entre las localidades de las palmas hasta las adyacencias del Hato Trincheras y desde Cambullón hasta Duvisi, Estado Falcón.

DÍAZ DE GAMERO (1985) describe la caliza de Capadare en los cerros Capadare, Mirimire y Jacura como de color claro, compuesta mayormente por algas, con foraminíferos y fragmentos bioclásticos diversos. Localmente hay horizontes con abundantes equinoideos irregulares del tipo *Clypeaster*. Forma masas aproximadamente tabulares, que se elevan sobre la topografía baja y ondulante de las lutitas de la Formación Agua Salada.

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

En nuestro recorrido pudimos observar esta parte de la Formación Capadare, aflorando en la vía del Limón a Duvisi de sur a norte en el área de estudio por la carretera nacional, vía coro, se pudo observa que la unidad está constituida esencialmente por calizas arrecifales de color blanquecino, que forman farallones abruptos (ver figura 85). Los afloramientos de este horizonte en los alrededores del Rio Tocuyo están constituidos por calizas margosas de color crema. Estos farallones abruptos son descritos claramente por WIEDENMAYER (1924).

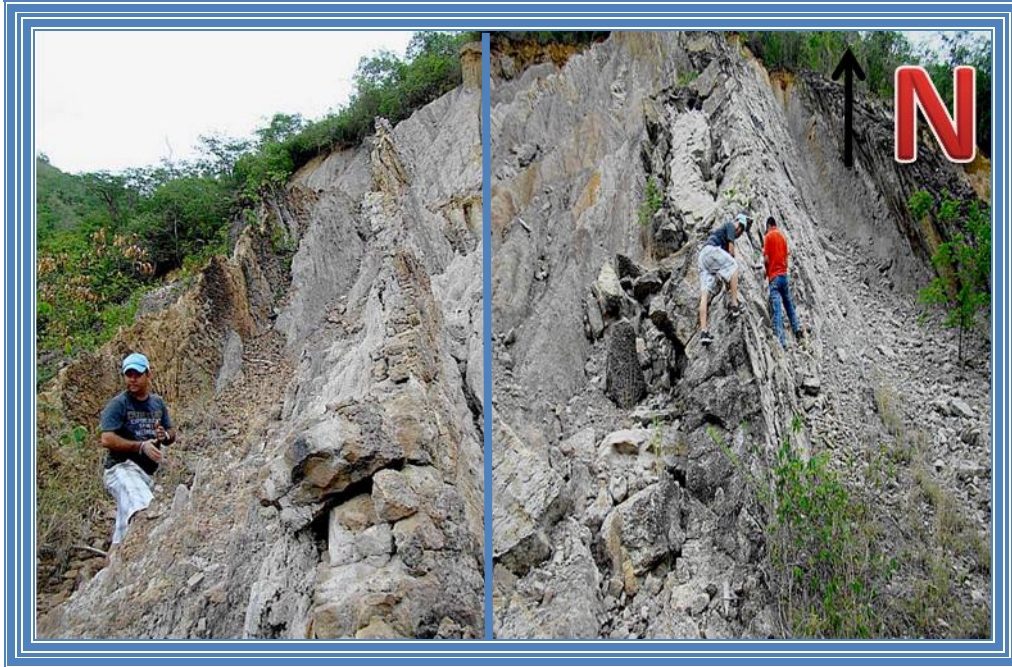


Figura 85. Farallones de caliza arrecifal, (Ubicación coordenadas UTM 1192000-46000).Rumbo foto E-W

Se pudo observar calizas margosas de color crema, lutitas calcáreas también de color crema (ver figura 86) ricas en contenido faunal.



Figura 86. Calizas margosas de color crema, algunas arenáceas o limosas y ricas en contenido faunal y escasas lentes de arenisca calcárea de grano fino. Ubicación UTM. Rumbo de la foto E-W

En la vía del Limón a Duvisi de sur a norte en el área de estudio por la carretera nacional, vía coro, se aprecian arenas limosas de color amarillo terroso, intercaladas con calizas marrones, delgadas y lenticulares (ver figura 87 y figura 88). Lo cual coincide con lo descrito por LAMUS *et al.* (1989).



**Figura 87. Arena limosa de color amarillo terroso, intercaladas con calizas marrones, delgadas y lenticulares.
(Ubicación UTM 119200-453000). Rumbo foto N60°E.**



**Figura 88. Intercalacion de arenas limosas con calizas lenticulares, ubicado en la formacion Capadare .
Rumbo foto N140E.Coordenadas UTM(466767-1185742).**

Las calizas presentan una rica fauna fósil, entre algunas tenemos ostreas, turrítelas.

En las cercanías a la población Las Palmas, se observaron secuencias monótonas de areniscas y lutitas, muy meteorizadas, con espesores de 0,60 y 0,15 cm respectivamente (Ver Figura 89).



Figura 89. Secuencias monotomas de areniscas y lutitas en la formación Capadare, con dirección N35W70N y coordenadas UTM (472899-1180588) rumbo de foto: N15E.

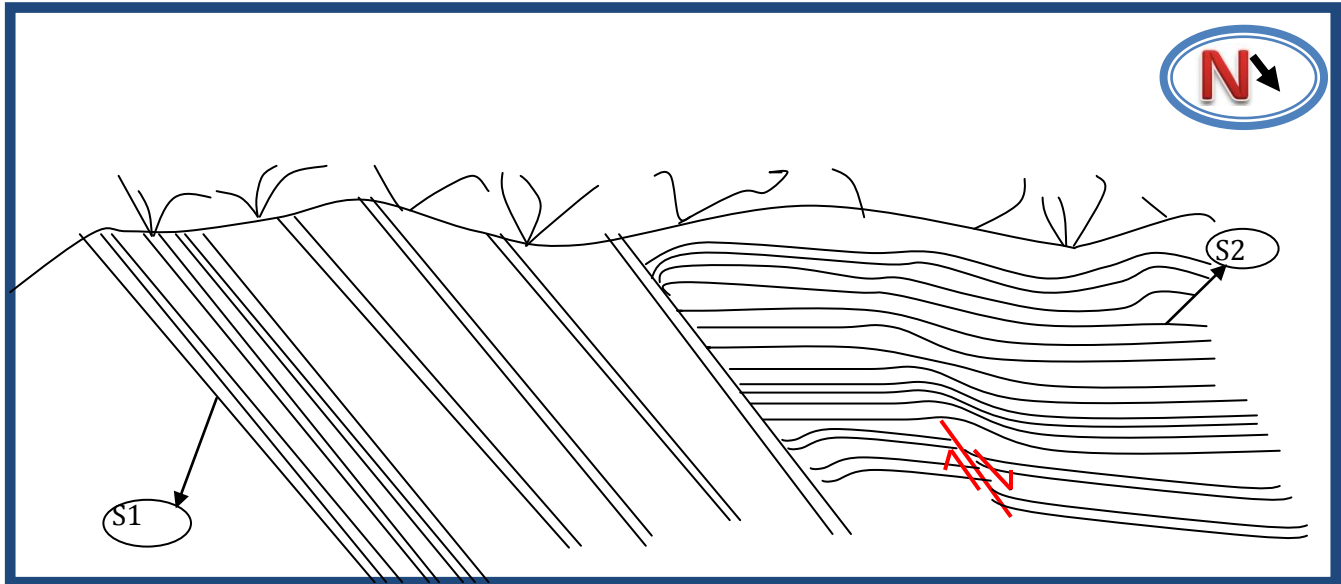


Figura 90. Vista E-W del afloramiento en la formación Capadare donde se evidencian intercalaciones de areniscas y lutitas, estas se presentan muy meteorizadas. Poseen espesores de 0,60 y 0,15 cm respectivamente, poseen direcciones S1: N75E70N y S2:N35E25N.

Ver en apéndices sección fina de Formación Capadare (Muestra 3, 4 y 5) y corte geológico generalizado perteneciente a esta Formación.

5.1.8.3. Contactos y espesor

El contacto inferior es discordante con las formaciones Casupal y Agua Linda (MÉNDEZ, 1967) y con las rocas metamórficas en el valle del río Aroa (BELLIZZIA Y RODRÍGUEZ, 1967).

DÍAZ DE GAMERO (1985) reporta contacto transicional de lutitas moderadamente calcáreas a muy calcáreas y calizas en varias localidades al este del río Hueque. En la mayoría de los cuerpos carbonáticos que conforman la Formación Capadare, está expuesta a la erosión y no la recubre ninguna otra unidad estratigráfica. Sin embargo, GONZÁLEZ

Lamus *et al.* (1989), basados en evidencias petrográficas y geoquímicas del reemplazamiento de calcita por dolomita y por los minerales fosfóricos dahlita y colofana, postulan un ambiente de plataforma marina que no sobrepasa los 150 m de profundidad.

5.1.8.5. EDAD

Díaz de Gamero (1985), le asigna una edad que va de la zona de *Globorotalia fohsi fohsi* a la Zona de *Globorotalia menardii* del Mioceno Medio.

En la Figura xxx, se muestra una tabla de correlacion realizada por GAMERO 1997, en la cual se aprecia la edad propuesta por este autor.

M.L. GAMERO, 1997

AGUA LINDA	EPOCA	
	TARDIO	P L I O C E N O
	TEMPRANO	
	TARDIO	M I O C E N O
CAPADARE	MEDIO	
AGUA LINDA	TEMPRANO	
CASUPAL	TEMPRANO	O L I
	TARDIO	

Figura 92. Tabla de correlación de la Cuenca Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).

La formación consiste predominantemente de areniscas micáceas interestratificadas con arcillas, conglomerados, calizas arenosas y nodulares, con ostras y otros moluscos.

De acuerdo a lo observado en campo, la Formación Ojo de Agua se encuentra constituida por arenas sueltas, de color amarillo terroso a ocre, micáceas, con niveles conglomeráticos y estratificación cruzada, interestratificadas con arcillas de color amarillo claro. En la cercanías a la Localidad de Tapatapa (Ver figura 94).

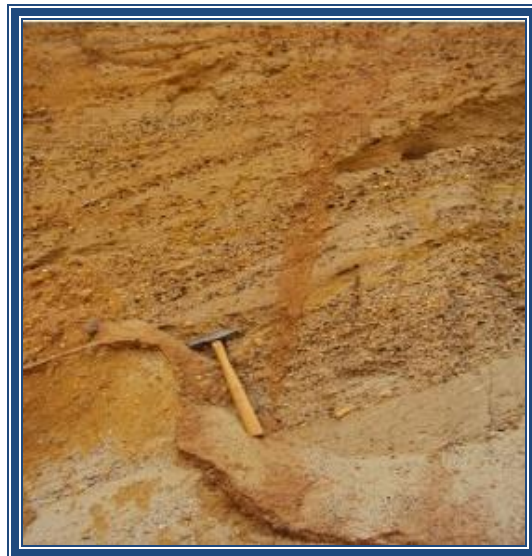


Figura 94. Afloramiento de la Formación Ojo de Agua, donde se observan los niveles conglomeráticos. Rumbo de la Foto N35E.

En general la litología que expresa esta unidad, se basa en arenas calcáreas ligeramente consolidadas, limos arenosos pardos mal consolidados, capas delgadas de arenas arcillosas hasta 3.5 m con clastos de cuarzo, también se observaron espesores de arcillas limosas con intercalaciones cada de arenas limosas de espesores de 1 m. , con nódulos calcáreos y algunos niveles de aluviones poco consolidados.

5.1.9.3. Contactos y espesor

La Formación Ojo de Agua se encuentra en contacto concordante con la Formación Pozón infrayacente, estando el contacto entre las dos formaciones a nivel de la base de la primera arena masiva. Hacia el oeste del anticlinal de Pozón-El Mene de Acosta, la formación se interdigita con las arcillas del Miembro Huso (Formación Pozón), hasta reemplazarlas totalmente. Hacia el este ocurre al contrario, pues las arcillas del Miembro Huso se interdigitan con la Formación Ojo de Agua, hasta reemplazarla (RENZ, 1948 y 1956).

En el área de estudio la Formación Ojo de Agua se encuentra en contacto discordante con la Formación Capadare. (Ver figura 95).

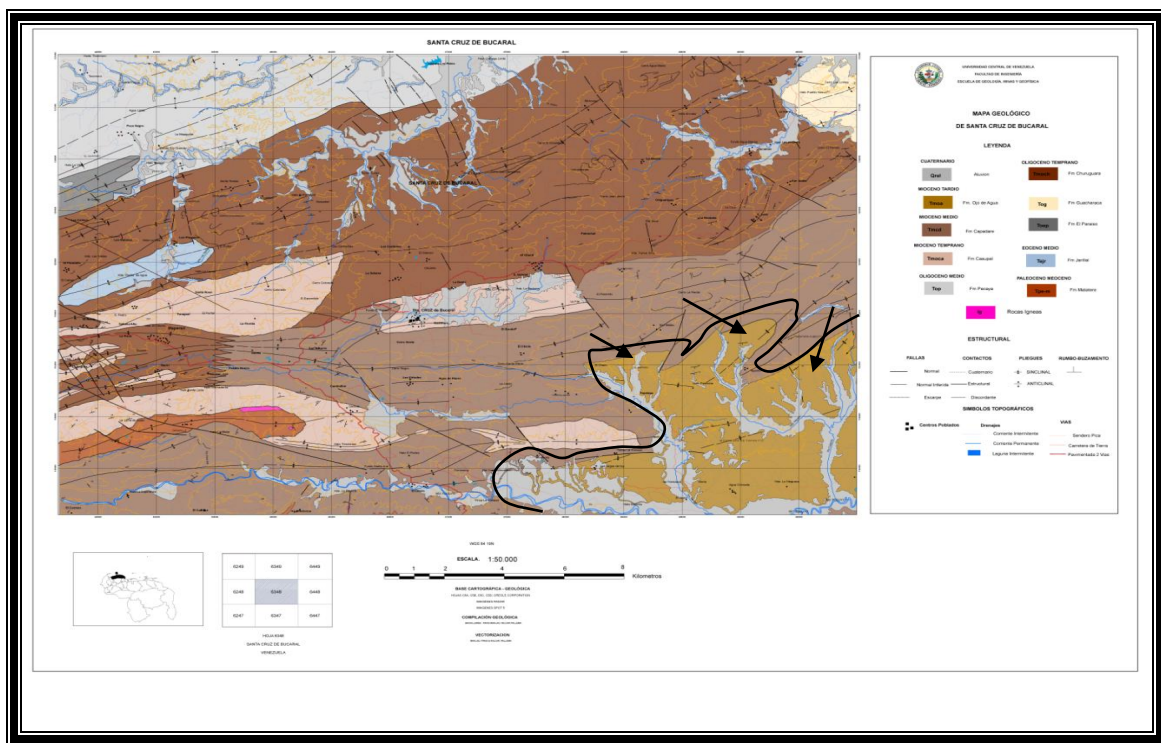


Figura 95. Ilustración Contacto discordante de la Formación Ojo de Agua y la Formación Capadare.

5.1.9.4. Paleoambientes

(RENZ, LEV, 1956), La formación se depositó en aguas salobres a marinas muy someras, no lejos de la costa.

5.1.9.5. Edad

RENZ (1948), le asigna una edad Mioceno Tardío, aparentemente en base a su fauna de moluscos.

En la Figura 96, se muestra una tabla de correlación realizada por GAMERO 1997, en la cual se aprecia la edad propuesta por este autor.

M.L. GAMERO, 1997



Figura 96. Tabla de correlación de la Cuenca de Falcón. Tomado y modificado de LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA (1999).

5.1.9.10. Depósitos Cuaternarios

Generalidades

Los depósitos cuaternarios constituyen un área aproximada de 38,5 Km² de la zona de estudio, se observan en la parte sureste de la misma, en las laderas del río tocuayo. Los depósitos cuaternarios suprayacen discordantemente a la Formación Ojo de Agua. (Ver Figura 97).

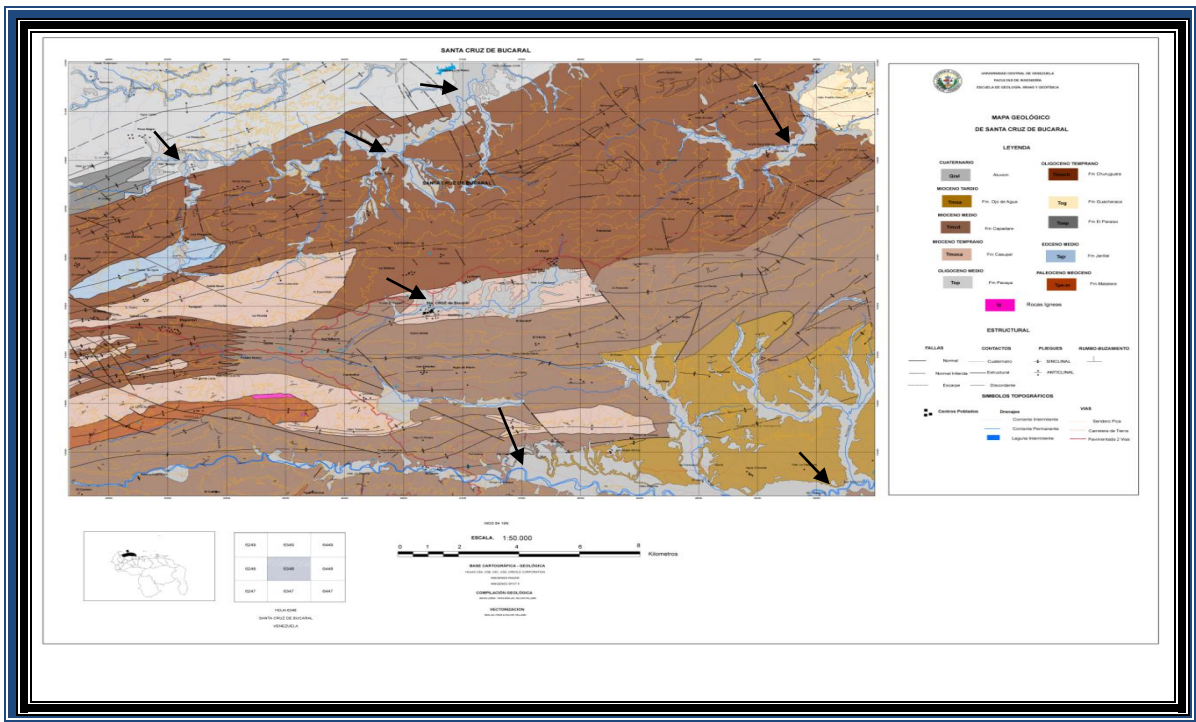


Figura 97. Ubicación espacial y extensión de los Depósitos cuaternarios en el área de estudio.

Descripciones de campo

Estos depósitos consta de terrazas cuaternarias y aluviones, estos fueron descritos en las adyacencias del Rio Tocuyo, cercano a la población de Las Vegas del Tuy.

Esta unidad constan de areniscas limosas, mal escogidas de color marrón ocre con niveles conglomeráticos de guijarros. (Ver Figura xxx y zzz). Los depósitos cuaternarios se ubican zonas de elevaciones bajas.



Figura 98. Areniscas limosas con niveles conglomeráticos que conforman las terrazas cuaternarias. Cercanas a la población de Tapatapa (ubicación UTM 118800-470000.) Rumbo foto N75°E y N790E respectivamente.



Figura 99. Sedimentos de aluvión en las adyacencias del río Tocuyo, sector Las Vegas del Tuy, Rumbo foto N15E.

5.2. CUERPOS ÍGNEOS

GENERALIDADES

Son una pequeña porción del área de estudio con apenas 0,5 Km², ubicados al suroeste (ver figura 81). Son 4 cuerpos distribuidos de la siguiente manera:

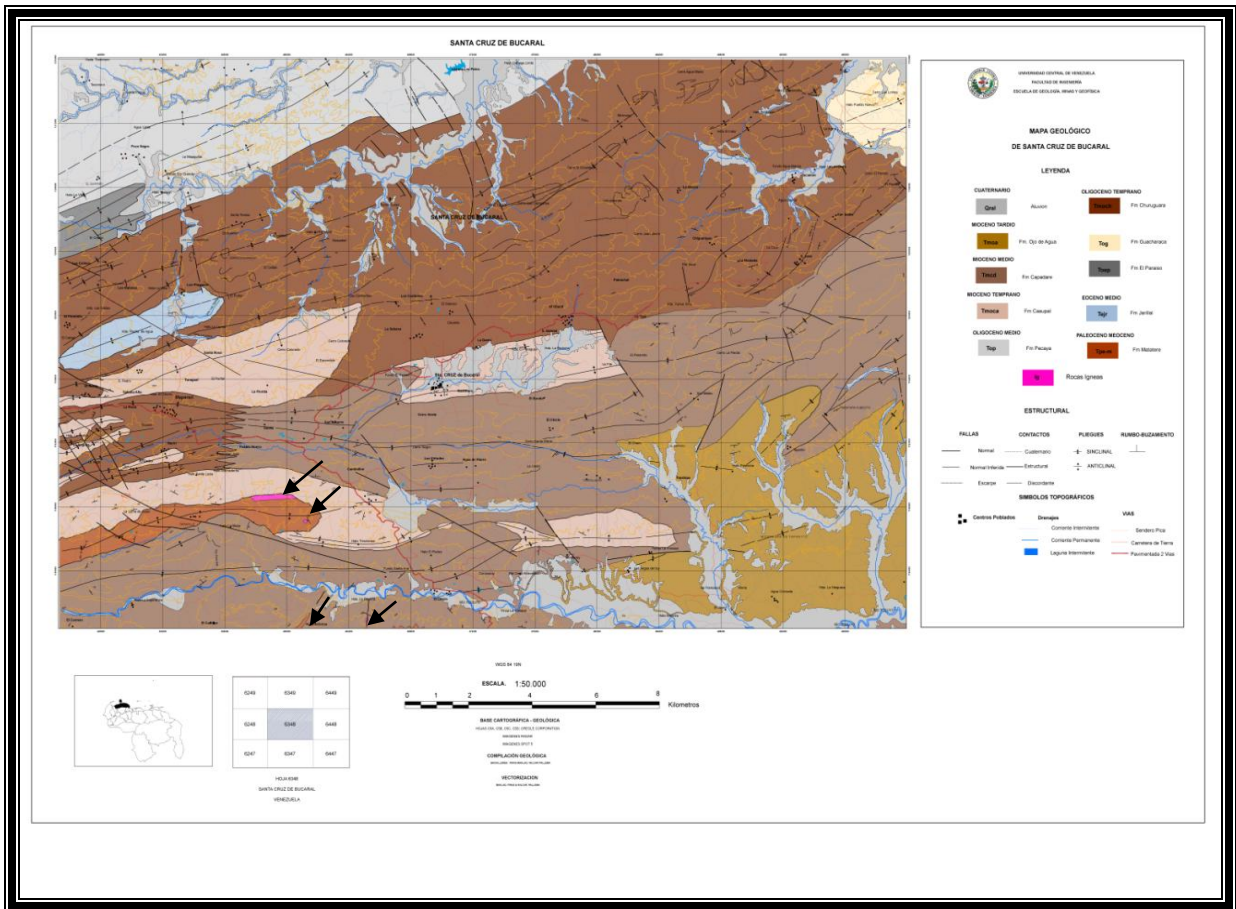


Figura 100. Mapa Santa Cruz De Bucaral. Extensión Cuerpos ígneos.

Al Oeste de Cambullón, se encuentra un cuerpo ígneo con una orientación este – oeste, justo en el flanco norte del anticlinal denominado La Llanadita y paralelo a la Quebrada La Llanadita, El otro cuerpo de menor extensión se ubica en flanco Sur casi en cercano al anticlinal. (Ver figura 101).



Figura 101. Anticlinal



La Llanadita en el cual se encuentran los dos cuerpos ígneos mencionados anteriormente, ubicación coordenadas UTM (460000-1188500). Rumbo foto E-W.

Por razones de accesibilidad y la abundante vegetación que presentan las laderas no fue posible ubicar y realizar las descripciones necesarias de estos cuerpos ígneos.

En la zona cercana a la población de El Limón, por la población de la pastora en la quebrada Canillones, se encuentra los dos cuerpos restantes, uno grande en forma de “triángulo” hacia el sur de la hoja 6348-III-SE y, uno al centro de la misma hoja de muy pequeña extensión (Fig.100 descrita anteriormente). Los cuales serán los únicos descritos en esta sección por la razón mencionada anteriormente.

DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA Y CARACTERÍSTICAS DE CAMPO

Los cuerpos presentes en la zona suroeste de la zona de estudio al oeste del limón se describen de siguiente manera:

SÚPER ASOCIACIÓN RÍO TOCUYO

Esta unidad se encuentra conformada por dos asociaciones, las cuales se encuentran sobrecorridas por encima de las formaciones sedimentarias del Terciario, detalladas más adelante. Este cabalgamiento, asociado frecuentemente a la napa d Caucagua – El Tinaco – Yumare –Siquisique (STEPHAN 1985), ha dejado *klippes* debido a la erosión del material emplazado.

Asociación Ígnea Siquisique

Se encuentra representada por los cuerpos al oeste del limón, cerca a la comunidad La Pastora, en la Quebrada Canillones (ver figura 100).

En la zona cercana a El Limón, el cuerpo de mayor extensión se encuentra limitado por las formaciones Capadare (al norte) y Matatere (al sur), y el cuerpo pequeño al este de la zona se encuentra limitado principalmente por la Formación Capadare.

Muños & Rodríguez 2009 partiendo de observaciones realizadas en los afloramientos, con muestras de mano y secciones finas, reconocen 11 tipos litológicos separados en dos grupos principales, los de origen plutónico y los de origen volcánico e hipoabisal, de los cuales solo se hará referencia solo los presentes en la zona de estudio del presente trabajo.

Plutónica

Hornblendita protocataclastica

Ubicado al este del limón, (ver figura 100), en la Quebrada Canillones se encuentra como canto rodados. Fig.102.



Figura 103. Afloramiento de Hornblendita (↗) ubicada en la quebrada Canillones, coordenadas UTM (1180000-485000). Rumbo foto N30°W.

Muestra	Qtz	Cpx	Amp	Atg	Chl	Prh	Ep
La 633B	0	5	60	5	0	30	0

Composición mineralógica de la Hornblendita protocataclástica, punto La 633B (tomado de Muños & Rodríguez 2009).

Clinopiroxeno (augita): bajo nicoles paralelos es incolora y su color de interferencia es anaranjada.

Anfibol: (Horblenda y antofilita): la horblenda es de color verde, bajo nicoles cruzados exhibe colores variados. La antofilita es incolora bajo nicoles paralelos.

Antigorita: de habito fibroso y es producto de alteración del piroxeno.

Clorita: se presenta como pequeños agregados que se encuentran rellenando las fracturas.

Cuarzo: se encuentra en vetas y fracturas.

Prehnita: se presenta como pequeños cristales disgregados.

Epidoto: Pequeños cristales incoloros

Muños & Rodríguez 2009 mencionan que Este tipo litológico presenta estructuras no foliadas protocataclásticas, por esta razón se le agrega la palabra protocataclástica como sufijo.

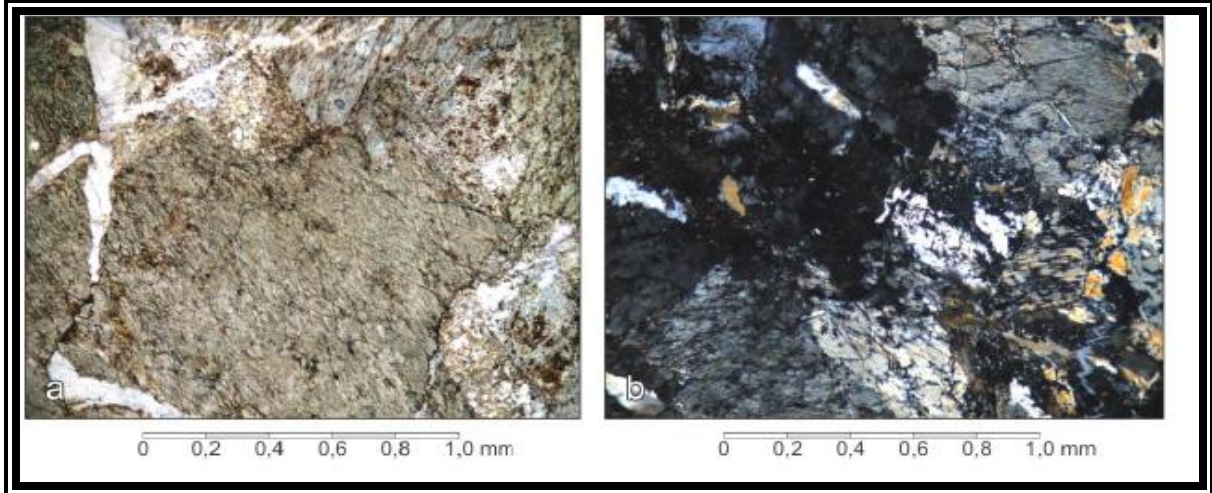


Figura104. Horblendita protocataclastica, muestra La 633B. a) Cristales de anfíbol NP. B) Cristales de anfíboles fracturados, NX (Tomado de Muños & Rodríguez 2009).

Gabro

Se localiza en la quebrada canillones, Muños & Rodríguez 2009 menciona que este se encuentra significativamente más alterado, debido al clima húmedo de la región. (Figura 105).



Figura105. Afloramiento de gabro en quebrada canillones, La 635(Tomado de Muños & Rodríguez 2009).

En el análisis petrográfico realizado por Muños & Rodríguez 2009, clasifican a esta gabro, como gabro olivinifero protocataclastico.

Muestra	Qtz	Pl	Cpx	Srp	Atg	Chl	Prh	Ca	Op
La 653	0	42	20	0	12	5	18	0	3

Gabro olivinifero protocataclastico, La 635 (Tomado de Muños & Rodríguez 2009).

Gabro protocataclastico (La 633A). (figura 106)

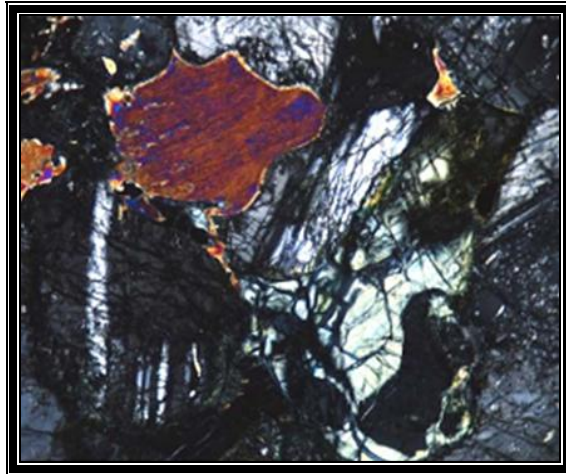


Figura 106. Petrografía gabro protocataclastico, muestra La 633A tomado de de Muños & Rodríguez, 2009).

muestra	Pl	Cpx	Chl	Prh	Ca	Op
La 633A	46	15	8	25	5	1

Composición mineralógica del gabro protocataclastico, tomado de Muños& Rodríguez, 2009).

5.3 Geología Estructural Local

5.3.1 Generalidades

La cuenca invertida de Falcón (AUDEMARD, 1995, 1997, 2001), constituye un panorama representativo de tectónica activa, evidenciado por numerosas manifestaciones morfotectónicas de edad mio-pliocenica a reciente, las cuales han sido descritas por diferentes autores (AUDEMARD, 1993, 1995, 2001; MUESSING, 1984). La morfología en la zona de estudio es controlada por estructuras importantes, como lo es el sistema de fallas de Oca-Ancón, la cual atraviesa la cuenca de Falcón de oeste a este, con una extensión de más de 650 Km medida desde Santa Marta (Colombia) hasta Boca de Aroa (Venezuela).

Este sistema de fallas, catalogada por varios autores de edad Oligoceno-Eoceno, es considerada por consenso general como transcurrente dextral. Por el contrario la existencia de una componente vertical a lo largo del sistema de fallas es objeto de controversia (AUDEMARD, 1993). AUDEMARD *et al* (1994), subdividieron la traza activa del sistema Oca-Ancón en cinco sectores: A.-Santa Marta - Toas, B.-Toas – Mene Mauroa, C.- Mene Maruoa – Paraíso, D.- Paraíso - Socremo, y E.- Socremo - Boca de Aroa, (Fig107).

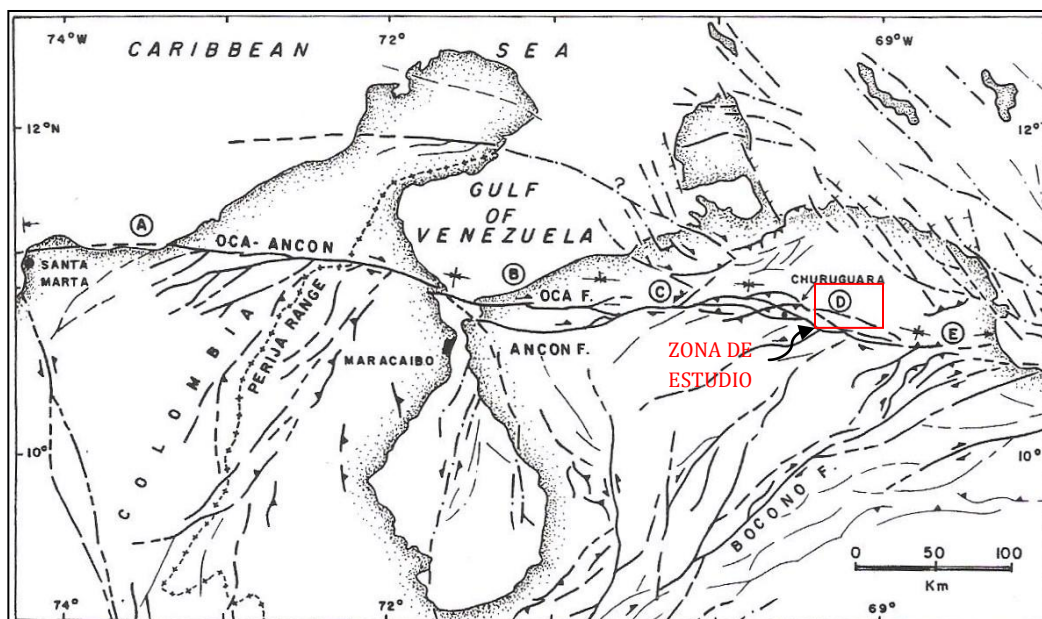


Fig. 107. Sectorización del sistema de fallas de Oca-Ancón en función de su estilo estructural. Tomado y modificado de Audemard (1993).

En el sector D (fig107), al sur de la sierra San Luis, la traza de Oca-Ancón atraviesa la zona de estudio pasando por las poblaciones de Churuguara, Maparari y Santa Cruz de Bucaral, con una dirección preferencial ESE, abandonando la dirección E-W que presentaba desde Santa Marta (Colombia).

Tomando en cuenta el tensor de esfuerzos propuesto por AUDEMARD (2005) (fig108) y la dirección que adopta el sistema de falla de Oca-Ancon, se puede discernir un cambio en el estilo estructural de la falla en la zona de estudio, pasando probablemente a un movimiento transcurrente puro, contrastando con el movimiento transpresivo descrito por varios autores, a lo largo de la dirección general W-E de la falla.

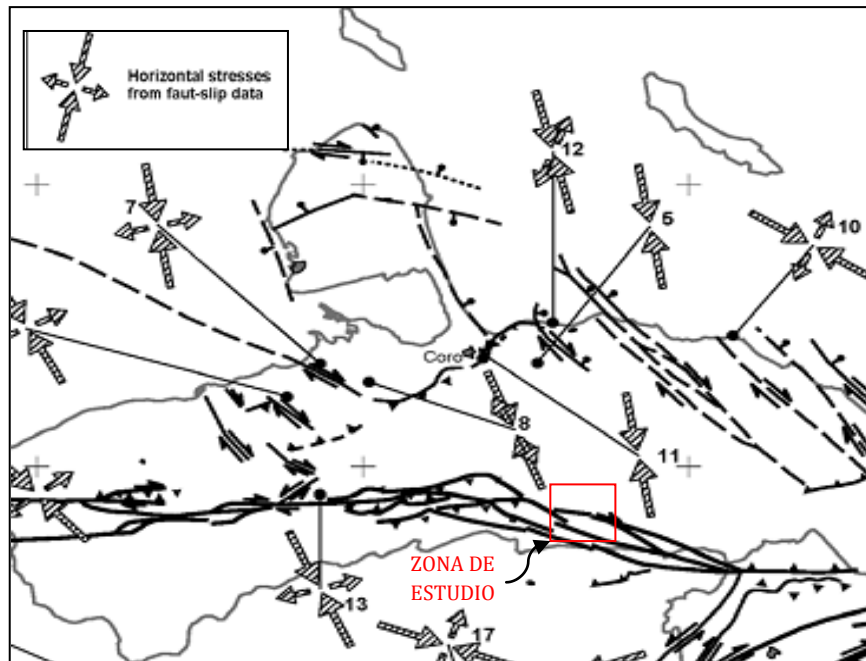


Fig.108. Mapa de tensor de esfuerzos Plio-Cuaternarios del noroeste de Venezuela. Tomado y modificado de Audemard, (2005).

Localmente este cambio de estilo estructural se caracteriza por la integración de varias fallas rectilíneas subparalelas dispuesta en échelon, la cual constituyen una franja deformada de unos 15 Km de ancho (fig.109).

Este sistema de fallas corta casi perpendicularmente estructuras plegadas de tendencia ENE-WSW conocida como el anticlinorio de Falcón (GONZÁLEZ DE JUANA *et. al.* 1980), la cual representa el levantamiento y deformación de la cuenca de falcon en tiempos del Mioceno-Plioceno (AUDEMARD, 1993, 1995, 2001; MUESSING, 1984).

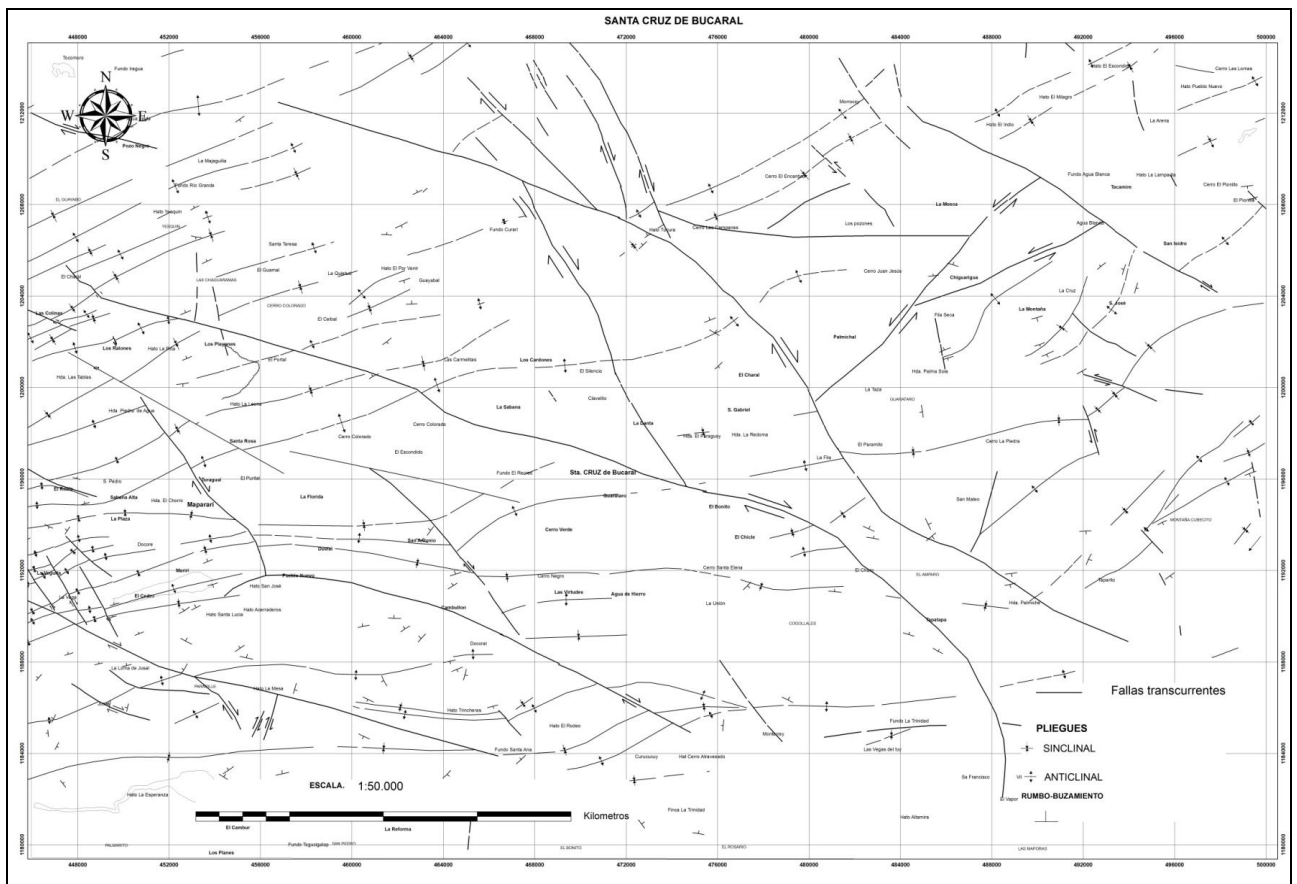


Fig109. Mapa estructural de la zona de estudio

Las características estructurales dentro de la zona de estudio incluye: fallas transcurrentes dextrales de dirección NNW-SSE a NW-SE, fallas transcurrentes sinestrales de dirección NE-SW y pliegues con ejes orientados en dirección ENE. Estas características estructurales concuerdan con el patrón de deformación propuesto por Wilcox *et al*, (1973) para sistemas transcurrentes dextrales (fig 110).

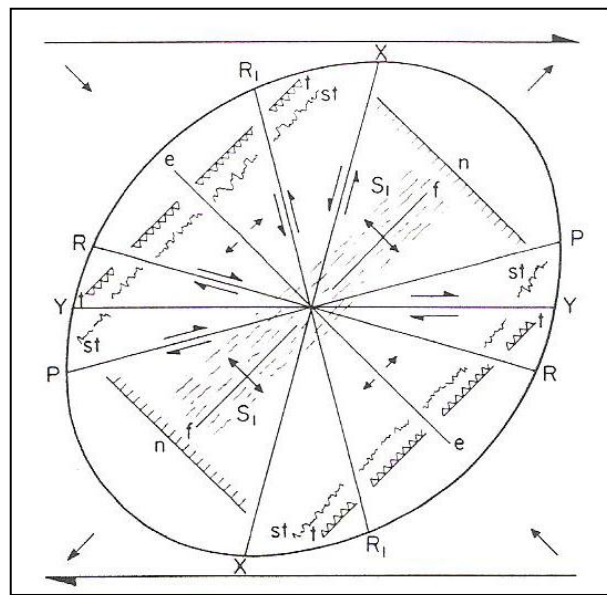


Fig110. Diagrama de Wilcox ilustrando las estructuras características de zonas de falla transcurrentes.

Al realizar la respectiva recopilación de trabajos estructurales existentes en la zona de estudio, a partir de los trabajos previos, se obtiene una base de datos constituida por los siguientes rasgos estructurales: estratificación, plegamientos y fallas.

El análisis estructural que se describe se basa en datos de campo, fotointerpretación, interpretaciones cartográficas, así como, documentación bibliográfica. Para facilitar la descripción se divide la zona de estudio en 4 cuadrantes

Esta orientación preferencial representa el 35 % de todas las mediciones, El resto de la capas tienen una orientación similar, dentro de un rango N-W y en algunos casos N-O.

En cuanto a los planos de buzamiento se tiene que el 65,0% buzamiento al norte, la magnitud del buzamiento es muy variada van desde 80 grados hasta 5 grados.



Figura 112. Interestratificación de areniscas y lutitas de la Formación Matatere, de orientación preferencial N85W y se ubica en la zona 6348-III, Orientación Foto S550.

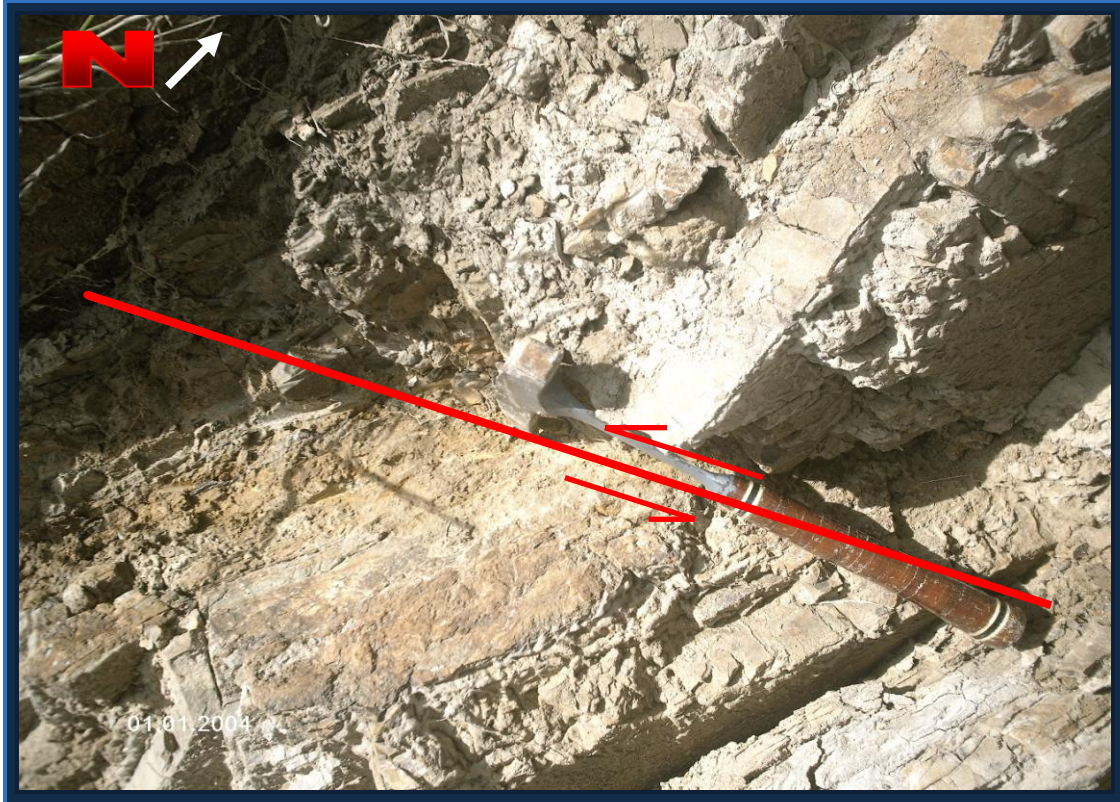


Figura113. Evidencias de fallamiento sinistral inversa con desplazamiento de 40cm, observadas en la secuencia de areniscas y lutitas en la formación Matatere, con orientación N35E25N.

5.3.3 PLIEGUES

Los pliegues son las características morfoestructural más resaltante dentro de la zona de estudio. Sus ejes presentan una tendencia preferencial de aproximadamente N60E, siendo rectilíneos en unos casos y en otros sinuosos (Fig1 14), producto del alto cizallamiento presente en la franja deformante antes mencionada. Pliegues anticlinales y sinclinales aproximadamente simétricos bien desarrollados se pueden observar al NW de la zona, mientras sinclinales más o menos amplios se pueden observar al centro de la zona de estudio, como por ejemplo el valle del rio Manital, el cual pasa a través de Santa Cruz de Bucaral (fig 115).

Fig116. Fotografía en dirección N-S con vista hacia Mapararí, donde se puede observar una creston generado por el flanco norte del sinclinal de Santa Cruz de Bucaral.

Otro pliegue sinclinal de extensión importante es el del valle del Rio Tocuyo, el cual posee una orientación aproximadamente W-E, la cual es cortado y deformado al oeste de la zona de estudio por el paso del la Falla de Oca-Ancon.

5.3.4 Fallas

Estas estructuras pueden ser observadas a lo largo de la zona de estudio, son fallas transcurrentes paralelas a subparalelas, la cuales cortan los pliegues generando, en algunos casos la dislocación de los mismos y en otros, ensilladuras de fallas observables en las crestas de los estos (117.). Este movimiento transcurrente ha generado también desplazamientos dextrales de los drenajes, como es el caso del rio Agua Hierro ubicado al sur de la zona de estudio.



Fig.117.Fotografía en dirección NW con vista hacia el poblado de Churuguara, donde se detalla las ensilladuras en las cresta de los pliegues generadas por fallas transcurrentes.

Fallas NE-SW

Estas fallas de longitud relativamente corta, son poco observables en la zona de estudio. Estas estructuras se interpretan como fallas transcurrentes sinestras, la cuales constituyen *riedel* sintéticos de la traza principal del sistemas de fallas de Oca-Ancon.

De maneral general se podrían definir en la zona de estudio dos sistemas de fallas en cuanto a su extensión y orientación, una de fallas principales que se extienden desde el noroeste hacia el sureste de la zona de estudio, con una orientación aproximadamente de 25 a 30 grados, siendo subparalelas entre sí, y otras de fallas secundarias, con menor extensión que podrían ser derivadas de las principales, que igualmente van desde el noroeste hacia el sureste con una orientación aproximada de 35 a 45 grados.

A manera de mejorar el entendimiento estructural de la zona de estudio se presenta un catalogo en forma de tablas de la descripción de las principales trazas de fallas según su orientación, magnitud, ubicación, movimiento. (Las magnitudes son referentes a proyecciones horizontales).

NE DE LA ZONA DE ESTUDIO

Orientación	Longitud de la traza (metros)	Ubicación en la zona	Localización (UTM)	Movimiento	Descripción (VISTA EN PLANTA)
N45W	2000m	Al oeste de Los Riesgos.	490000-492000(meridiano) 1202000-1204000(paralelo).	Sinistral (inferida)	Corta ejes de pliegues Desplaza 250m Fm.Churuguara.
N60W	5500m	Al NE de la hoja	492000-496000(meridiano). 1204000-1208000(paralelo).	Dextral	De un anticlinal desplaza 500m dentro de la formación Capadare.
N68W	3500m	Al NE de la hoja	492000-496000(M) 1200000-1204000(P).	Dextral	Dezplaza 250m eje sinclinal, dentro de las

					formaciones Capadare y Casupal.
N19W	2750m	Al NE de la hoja	488000-492000(M) 1196000-1200000(P).	Sinistral (inferida)	Corta eje de sinclinal 250m dentro de la formaciones Capadare y Casupal.
N27W	5500m	Al NE de la hoja	480000-484000(M) 1196000-1200000(P).	Dextral (inferida)	Corta el eje del sinclinal en la formación Capadare.

Tabla 1. Catalogo de las estructuras presentes en el área NE de la zona de estudio

SE DE LA ZONA ESTUDIO

Orientación	Longitud de la traza (metros)	Ubicación en la zona	Localización (UTM)	Movimiento	Descripción (VISTA EN PLANTA)
N37W	4000m	Este de la localidad Los Cogollales	476000-480000(M) 1184000-1188000(P).	Dextral	Desplaza eje de un anticlinal 250 metros dentro de la Formación Casupal.
N37W	8000m	Este de la localidad del Tuy	484000-488000(M) 1184000-1188000(P).	Dextral	Desplaza 500 metros eje de Sinclinal, dentro de la Formación Ojo de Agua.

Tabla 2. Catalogo de las estructuras presentes en el área SE de la zona de estudio

NE DE LA ZONA DE ESTUDIO

Orientación	Longitud de la traza (metros)	Ubicación en la zona	Localización (UTM) .	Movimiento	Descripción (VISTA EN PLANTA)
N37W	5000m	Al Noroeste de la localidad del Romero	460000-470000(M) 1190000-1200000(P).	Dextral	Desplaza eje de anticlinal (f1 sinestral) 250 metros de desplazamiento dentro de la Formación Paraíso.
N70E	23750	Al Noroeste de la localidad de Cerro Las Popas	460000-470000(M) 1190000-1200000(P)	Dextral	Desplaza eje de Sinclinal (f1 dextral) 250 metros Formación Paraíso.
N60W	5000m	Al Noroeste de la localidad de Mapurite	440000-450000(M). 1190000-1200000(P)	Dextral	Desplaza el eje de un sinclinal 250 m dentro de la formación Casupal
N75W	25000m	Al NO de la localidad La Chara y Fundo Santa Elena	460000-470000(M). 1180000-1190000(P).	Dextral	Desplaza 500m el eje de un sinclinal dentro de la formación Capadare
N65W	12000m	NO Hato Las Virtudes	470000-475000(M). 1185000-1190000(P).	Dextral	Desplaza 600m el eje de un anticlinal dentro de la formación Capadare.

Tabla 3. Catalogo de las estructuras presentes en el área NE de la zona de estudio

SE DE LA ZONA DE ESTUDIO

Orientación	Longitud de la traza (metros)	Ubicación en la zona	Localización (UTM)	Movimiento	Descripción (VISTA EN PLANTA)
N60W	12000m	Los Ralones	450000-455000(M) 1200000-1210000(P).	Dextral	Desplaza 300 metros el eje de un anticlinal dentro de la formación Jarillal.
N60W	12000m	Hato la Ribiera	450000-455000(M) 1200000-1210000(P).	Dextral	Desplaza 400m el eje de un sinclinal, dentro de la formación de Churuguara.
N10W	700m	Al NO de la localidad de Los Playones	450000-455000(M). 1210000-1215000(P)	Sinistral	Desplaza el eje del anticlinal 200m dentro de la formación de Churuguara.
N60W	12000m	NE de la localidad de Los Bañitos	450000-455000(M) 1200000-1210000(P).	Dextral	Desplaza 500m del eje del anticlinal, dentro de la formación Casupal.
N40W	1000m	Al NE de la localidad del Charal.	450000-455000(M) 1200000-1210000(P).	Sinistral	Desplaza el eje de sinclinal con 200m dentro de la formación Churuguara.

Tabla 4. Catalogo de las estructuras presentes en el área SE de la zona de estudio

CAPITULO VI

SUMARIO Y CONCLUSIONES

Se estudio la región comprendida entre las poblaciones del Roble, San Miguel de la Cruz, Agua Colorada y el Limón, estados Falcón y Lara, donde se integró toda la información geológica de trabajos previos, publicada e inédita. A partir de ello se compiló la información litológica, y estructural para la obtención de la cartografía geológica de 16 hojas cartográficas a escala 1:25.000.

Las hojas obtenidas son:

6348-I-NE; HOYA DE LOS RÍOS HUEQUE Y RICOA
6348-I-SE; HOYA DE LOS RÍOS HUEQUE Y RICOA
6348-I-SO; HOYA DE LOS RÍOS HUEQUE Y RICOA
6348-I-NO; HOYA DE LOS RÍOS HUEQUE Y RICOA
6348-II-NE; HOYA DE LOS RÍOS HUEQUE Y RICOA
6348-II-SE; CUENCA ESTE DEL RÍO TOCUYO
6348-II-SO; CUENCA ESTE DEL RÍO TOCUYO
6348-II-NO; CUENCA ESTE DEL RÍO TOCUYO
6348-III-NE; HOYA DE LOS RÍOS HUEQUE Y RICOA
6348-III-SE CUENCA ESTE DEL RÍO TOCUYO
6348-III-SO; CUENCA ESTE DEL RÍO TOCUYO
6348-III-NO; HOYA DE LOS RÍOS HUEQUE Y RICOA
6348-IV-NE; HOYA DE LOS RÍOS HUEQUE Y RICOA
6348-IV-SE; HOYA DE LOS RÍOS HUEQUE Y RICOA
6348-IV-SO; HOYA DE LOS RÍOS HUEQUE Y RICOA
6348-IV-NO; HOYA DE LOS RÍOS HUEQUE Y RICOA

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

Se presenta la cartografía geológica de 10 unidades sedimentarias, 2 ígneas.
que a continuación se resumen:

Unidades sedimentarias:

Aluvión (Qral) Reciente

Formacon Ojo de Agua (Tmoa) Mioceno Tardío

Formación Capadare (Tmcd) Mioceno Medio

Formación Casupal (Tmoca) Mioceno Temprano

Formación Pecaya (Tøp) Oligoceno medio - Mioceno Temprano

Formación Churuguara (Tmøch) Oligoceno Temprano - Mioceno Temprano

Formación Guacaraca (Tog) Oligoceno Temprano

Formación El Paraíso (Tøpø) Oligoceno Temprano - Medio

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

Formación Matatere (Tøem) Paleoceno-Eoceno.

Unidades ígneas:

Asociación Ígnea Siquisique (Hornblendita protocataclástica, Gabro)

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

La Formación Matatere

Las características principales en las zonas de estudio son, la secuencia rítmica de arenisca y lutita, eventualmente se observan capas de conglomerados, con clastos tamaño guijarro. El color de meteorización de esta formación es generalmente marrón parduzco, mientras que su color fresco de la arenisca es gris verdoso.

La Formación Jarillal ocupa 24,96 km², es una secuencia lutítica moderadamente arenosa, de color gris oscuro a abigarrado, con sectores muy fosilíferos, con moluscos y crustáceos; aunque la parte superior de esta unidad en la localidad tipo es de lutitas estériles.

La Formación El Paraíso ocupa en la zona de estudio un área de 19,89 km², se puede dividir en dos miembros, el inferior, caracterizado por areniscas “sal y pimienta”, calcáreas, con granos de fñanita negra, color meteorizado gris-marrón con una matriz calcárea, blanca y blanda. El miembro superior, está caracterizado por areniscas cuarzosas, bien endurecidas, comúnmente silicificadas

La Formación Guacharaca ocupa un área de 64,64 km² de la zona de estudio, SUTER (1947), menciona que la unidad se caracteriza por contener areniscas glauconíticas en su parte superior, dispuestas en capas delgadas (1,5 a 6,5 m), que denomina Arenas de Guayabal-La Danta. En el subsuelo de Mene de Acosta, la formación consiste de una secuencia de lutitas calcáreas y no calcáreas y lutitas limolíticas, con capas ocasionales de arenisca en su parte superior (RENTZ, 1948).

La Formación Churuguara ocupa un área de 596,6 km², consiste de una gruesa y variable calizas margosas muy fosilíferas, intercaladas con arenas arcillosas y limos arenosos pardo amarillentos, caliza arrecifal , calizas arenosas de granos finos a grueso, fosilíferos, bien endurecidos, las cuales pasan gradualmente a areniscas calcáreas.

La Formación Pecaya ocupa aproximadamente 193,92 Km² del área de estudio, está compuesta esencialmente por lutitas limolíticas gris oscuro, las cuales meteorizan en gris a marrón rojizo, areniscas y algunas capas de calizas.

La Formación Casupal ocupa aproximadamente 201,34 Km² del área de estudio, presenta una sección de areniscas de grano medio intercaladas con lutitas gris, conglomerados y abundante material carbonoso.

La Formación Capadare ocupa aproximadamente 546,96 Km² de la area de estudio, calizas margosas de color crema, lutitas calcáreas, calizas arrecifales de color blanquecino.

Formacion Ojo de Agua 273,48 Km² de la zona de estudio, La formación consiste predominantemente de areniscas micáceas interestratificadas con arcillas, conglomerados, calizas arenosas y nodulares, con ostras y otros moluscos.

Las unidades ígneas Son una pequeña porción del área de estudio con apenas 0,5 Km², ubicados al suroeste, Asociación Ígnea Siquisique: Hornblendita protocataclástica (plutónica) y Gabro.

Presencia de H₂S en la zona de estudio, manifestación termal asociada al sistema de falla Oca-Ancon.

Las características estructurales dentro de la zona de estudio incluye: fallas transcurrentes dextrales de dirección NNW-SSE a NW-SE, fallas transcurrentes sinestrales de dirección NE-SW y pliegues con ejes orientados en dirección ENE.

CAPÍTULO VII

RECOMENDACIONES

- Realizar estudios detallados a nivel de toda la zona de la carta topográfica 6348, ya que los trabajos existentes sólo muestran una descripción regional

- Elaborar columnas estratigráficas a detalle en cada zona que permitan visualizar con mayor precisión las variaciones laterales, espesores, cambios de litología y geometría de cada una de las formaciones existentes en la zona

- Realizar estudios estructurales a nivel local de la carta topográfica 6348 para ser comparados con los datos que se encuentran en las cartas geológicas de la Creole Petroleum Corporation año 1962 y de esta manera compararlos con modelos estructurales modernos que lleven a explicar mejor el mecanismo geodinámico del área

- Realizar estudios hacia la zona sureste y noroeste de la carta topográfica 6348 ya que no existe información suficiente

- Realizar un trabajo en la zona de contacto entre las formaciones Churuguara-Capadare , ceracano a las poblaciones de Duvisi y Pueblo Nuevo, para el entendimiento de lo ocurre en la zona.

BIBLIOGRAFIA

Audemard, F. & J. De Mena. (1985). Falcón oriental, nueva interpretación Estructural. VI Congreso Geológico Venezolano, Soc. Venezolana de Geólogos. Tomo IV. Pág. 2317-2329.

Audemard, F. (1993). Basement involved from northwestern Maracaibo basin. AAPG / Sociedad Venezolana de Geólogos. Caracas, pág. 3/14-17-93

Audemard, Fr; A. Singer., J. Rodríguez & C. Beltran. (1994). Definición de la traza activa del sistema de fallas de Oca – Ancón, noroccidente de Venezuela. VII Congreso Venezolano de Geofísicos, Soc. Venezolana de Ingenieros Geofísicos. Tomo I pág. 42 - 50.

Audemard, Fr. (1997). Tectónica activa de la región septentrional de la cuenca invertida de Falcón, Venezuela Occidental. Memoria del VIII Congreso Geológico Venezolano, Soc. Venezolana de Geól. – Tomo I pág. 93 - 100.

Barboza, L. & S. Rodríguez. (2001). Integración de la Geología del estado Vargas y del flanco sur del macizo del Ávila al norte de Caracas. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.

Bellizzia, A. & D. Rodríguez. (1967). Guía de excursión a la región Duaca-Barquisimeto Bobare. Bol. Geol. 8 (16). Pág 289-309.

Bezzada, M., Jacome, M., Audemard, F., & Izarra, C. (s.f). Crustal structure in the Falcón basin area, northwestern Venezuela, from seismic and gravimetric evidence. Unpubl.

Brueren J. W. R. (1949). Geological Report CPMS-310 Paraíso-Manaure Area Central Falcón. Congreso Geológico Venezolano, Caracas (10): 6575 - 614.

Cabrera De Molina, E. (1985). Evolución Estructural de Falcón Central. Trabajo Especial de Grado, M.Sc. no publicado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela. 59 p.

Chomiak, Z. (1986). Estudio geológico-geotectónico en un área ubicada al oeste de Pedregal, estado Falcón. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.

Coronel, G. (1970). Igneous Rocks of Central Falcón. Bol. Inf., Asociación Venezolana de Geología, Minas y Petróleo; 13 (5): 155 – 159.

CREOLE PETROLEUN CORPORATION (1962). Mapa de Geología de Superficie, Hoja C-5-A, C-5-B, C-5-C, C-5-D. Escalas 1:50.000

Díaz De Gamero, M. (1968). Paleontología de la Formación El Veral (Mioceno), estado Falcón. Geos N° 17, Universidad Central de Venezuela. Escuela de Geología, Minas y Metalurgia, Pág. 7-51.

Díaz De Gamero, M. (1977 a). Estratigrafía y micropaleontología del Oligoceno y Mioceno inferior del centro de la Cuenca de Falcón, Venezuela. GEOS, Universidad Central de Venezuela, Caracas, Vol. 22, pág. 3-60.

Díaz De Gamero, M. (1977 b). Revisión de las edades de las unidades litoestratigráficas en Falcón Central en base a su contenido de foraminíferos planctónicos. V Congreso Geológico Venezolano. Ministerio de Minas e Hidrocarburos - Sociedad Venezolana de Geólogos, Tomo I, pág. 81- 86.

Díaz De Gamero, M. (1985). Estratigrafía de Falcón nororiental. VI Congreso Geológico Venezolano. Memoria 1, pág. 454-502.

Díaz De Gamero, M. (1989). El Mioceno Temprano y Medio de Falcón septentrional. Geos N° 29, Universidad Central de Venezuela. Escuela de Geología, Minas y Metalurgia, pág. 25 – 35.

Díaz, A (2003). Integración Geológica de la región Los Teques – La Victoria – San Casimiro, Distrito Capital, Estados Aragua y Miranda. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.

Escalona, N. & I. Truskowski & Zapata, E. (1978). Estudio de facies carbonáticas en la Formación Churuguara, estado Falcón. Boletín informativo, Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo. 20; 4, pág. 144-174.

Escorihuela, N. & J. Rondon. (2002). Estudio de las rocas ígneas que afloran en la parte central de la cuenca de Falcón. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito

Figuroa, L. & Pérez, M. (2009). Analisis Geologico-Estructural de Falcón Occidental. Sistemas de Fallas Oca-Ancon. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito

Ghosh, S., L. Pestman, I. Truskowski & E. Zambrano. (1997). Evolución Tectonoestratigráfica y Sistemas Petrolíferos de la Cuenca de Falcón, Venezuela noroccidental. VIII Congreso Geológico Venezolano, Soc. Venezolana de Geól – Tomo I - pág.317 – 3 29.

Gil, J. L. & S. I. Herrera. (1984). Estudio Sedimentológico en la zona de los distritos Buchivacoa y Democracia, estado Falcón. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.

Gómez, P. & J. Prieto. (2004). Integración y actualización geológica del área del Surco de Urumaco y la plataforma de Dabajuro, Estado Falcón. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.

Graf, C. (1969). Relaciones entre tectonismo y sedimentación en el Holoceno del noreste de Venezuela. IV Congreso Geológico Venezolano, Ministerio de Minas e Hidrocarburos Sociedad Venezolana de Geólogos. Boletín de Geología N° 5, Tomo II, pág. 1125 – 144.

Guevara, E. (1967). The Santa Rita, Jarillal and La Victoria formations. Asoc. Ven. Geol. Min. Petr. Boll Inform., 10 (2): 51-69.

Halse, G. W. (1937). La estratigrafía del Occidente del distrito Buchivacoa, estado Falcón, Venezuela. I Congreso Geológico Venezolano, pág. 183-193

Hernandez, D. & Sanchez, S. (2004). Distribucion, Caracterización y Marco Geológico de la Aguas Termales en Venezuela. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.

Hunter, V. & A. Ferrell. (1972). Redefinición de algunas unidades estratigráficas del Oligoceno de Falcón Central. IV Congreso Geológico Venezolano, Ministerio de Minas e hidrocarburos- Sociedad Venezolana de Geólogos. Boletín de Geología, N° 5, Tomo II, pág. 807 –816.

Hunter, V. F. (1974). A Mid-Tertiary stratigraphic unit of the southern Caribbean Area. En: Contributions dedicated to the Geology and Paleobiology of the Caribbean and Adyacent Areas. The Kugler Volume, P. JUNG et al., Editores. Vernhandl. Naturf. Ges. Basilea. Suiza. 84 (1). Pág. 520.

Instituto Geográfico De Venezuela Simón Bolívar. (1969). Mapa Topográfico a escala 1:100.000, hoja 6348.

Instituto Geográfico De Venezuela Simón Bolívar. (1969). Mapas Topográficos a escala 1:25.000, hoja 6348.

Lamus, A.; N. La Cruz & W. Scherer. (1989). Estudio geológico y ubicación de depósitos de fosfatos al norte de Tucaras, distrito Silva, estado Falcón. Caracas. Geos 29, Universidad Central de Venezuela, pág. 68-79.

Leal, F; & O. Rivero. (2004). Estudio de Litofacies y Quimioestratigrafía de la Sección Superior de la Formación El Paraíso Mediante los Métodos de Fluorescencia por Disfracción de Rayos X y Determinación de Carbono Total por Combustión. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito. Pág. 196.

Liddle, R.A. (1928). The Geology of Venezuela and Trinidad. Texas. Mc. Gowan, Fort. Worth, pág. 552.

Lorente, M. A. (1986). Palynology and Palynofacies of the Upper Tertiary in Venezuela. Berlin, J. Cramer, pág. 224. (Dissertationes Botanicae, Band 99).

Macellari, C. (1995). Cenozoic sedimentation and tectonics of the southwestern Caribbean pull -apart basin, Venezuela and Colombia, in A.J. Tankard, R.

Medina, J. L. (1979). Geología sedimentaria de una zona de los distritos Miranda y Democracia, estado Falcón, Venezuela. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.

Méndez, A. (1967). La edad de Venezuela. En CIEN 2005 Casupal, Formación.

Mendoza, V. (2005). Geología de la Cuenca de Falcon. En *Geología de Venezuela* (Págs 246-286). Ciudad Bolívar, Venezuela.

Muessig, K. (1978). The Central Falcon Igneous Suite, Venezuela: alkaline basaltic intrusions of Oligocene-Miocene age. *Geol. en Mijín* 57 (2) Pág. 261-266.

Muessig, K. (1984 a). Structure and Cenozoic tectonics of the Falcón Basin, Venezuela, and adjacent areas. *Geological Society of America. Memoir* 162. pág. 217-229.

Muessig, K. (1984 b). Paleomagnetic Data on the Basic Igneous Intrusions of the Central Falcon Basin, Venezuela. *Geological Society of America. Memoir* 162. pág. 217 – 229.

Muñoz, P & Rodríguez, H (2009). Geología de las unidades ígneas y sedimentarias de Siquisique – Puente Limon, Estado Lara.

Omaña, I. (2002). Integración de la geología de la zona de Morón – Valencia Ocumare de la Costa Estado Carabobo y Aragua. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.

Orta, M. (2003). Integración Geológica de la región Caracas – Charallave – Santa Teresa el

Tuy, Distrito Capital y estado Miranda. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.

Osuna, S. & R. Arnstein. (1997). Distribución del Oligoceno en el occidente de Venezuela. VIII Congreso Geológico Venezolano, Soc. Venezolana de Geól. Tomo II pág. 228- 233.

Payne, A. (1951). Cumarebo oil field Falcón, Venezuela. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists. 35; 8, pág. 1850-1878.

Petzall, C. (1959). Estudio de una Sección de la Formación Caujarao en el Anticlinal de la Vela, estado Falcón. Asociación Venezolana de Geólogos, Mineros y Petroleros, Boletín Informativo. Vol. 2, pág. 269-319.

Pitelli, R & A. Molina. (1989). El Grupo Agua Negra de la cuenca de Falcón. Boletín de la Sociedad Venezolana de Geólogos. N° 36, pág. 5-12.

Porras, L. (2000). Evolución tectónica y estilos estructurales de la región costa fuera de las cuencas de Falcón y Donaire". VII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. Sociedad Venezolana de Geólogos. Tomo I, pág. 279-292.

Renz, H. (1948). Stratigraphy and fauna of the Agua Salada Group, state of Falcón, *Venezuela*. Geol. Soc. Amer, Mem. 32, pág. 219.

Rey, O. (1990). Análisis comparativo y correlación de las formaciones Codore y La Vela, estado Falcón. Trabajo de Postgrado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.

Romero, J. & R. Salas. (2004). Estudio de litofacies del Eoceno Superior – Mioceno en la zona centro occidental de la Cuenca de Falcón, sección sureste de la población Pedregal. Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, Departamento de Geología. Inédito

Senn (1935). Die stratigraphische Verbreitung der Tertiären Orbitoiden, mit spezieller Berücksichtigung ihres Vorkommens in Nord-Venezuela und Nork - Marokko. *Eclog. Geol. Helv.* Volumen 28, N°1, pág. 51-113.

Stainforth, R. (1962). Definitions of Some New Stratigraphic Units in Western Venezuela Las Pilas, Cocuiza, Vergel, El Jebe, Tres Esquinas and Nazaret. *Boletín Informativo* N°5(10) pág. 279-282.

Sutton, F. A. (1946). Geology of Maracaibo Basin, Venezuela, *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.* 30(10): 1621-1741.

Tardáguila, P. (2002). Integración de la Geología de la zona de Choroni-Puerto Maya y Maracay, estados Aragua y Carabobo. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.

Vail, P. & Hardenbol. (1980). Sea-Level Changes During the Tertiary: *Oceanus*. Vol. 22, Pág. 71-79.

Vallenilla, P. (1961). Estratigrafía de las Formaciones Caujarao, La Vela y Coro en sus localidades tipo, estado Falcón. Caracas. Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo, Boletín Informativo. Vol. 4, N° 2. Pág 29-78.

Wheeler, C. B. (1960). Estratigrafía del Oligoceno y Mioceno Inferior de Falcón Occidental y Nororiental. III Congreso Geológico Venezolano, Soc. Venezolana de Geól. – Tomo I pág. 407 - 65.

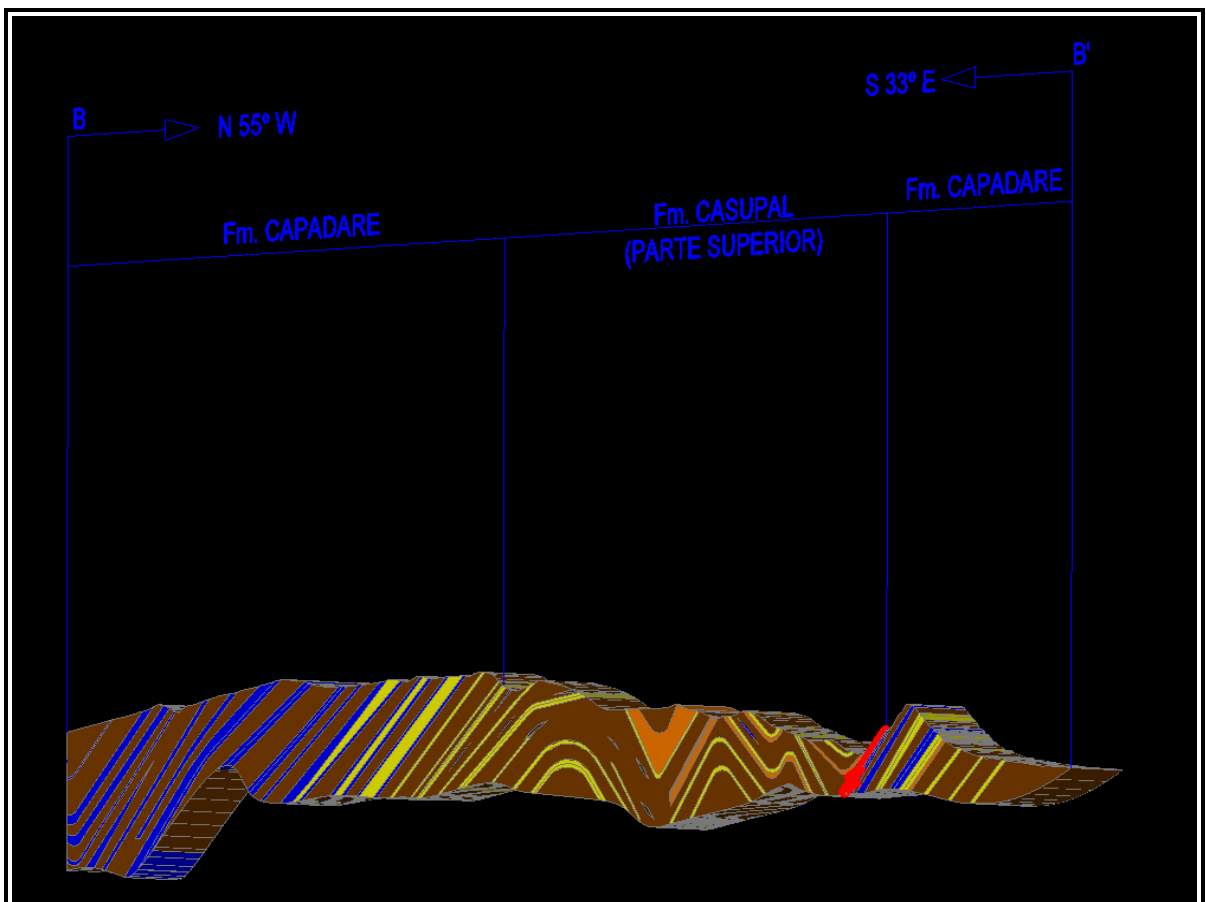
Wheeler, C. B. (1963). Oligocene and lower Miocene stratigraphy of western and northeastern Falcón basin, Venezuela: *AAPG Bulletin*, Vol. 47, pág. 35-68.

Wiedenmayer, C. (1924). Zur geologie von Ost Falcón (Nordwest-Venezuela). *Amer. Assoc. Petrol. Helv.* Volumen 18, pág. 508-512.

APENDICES Y ANEXOS

Cortes Geológicos Generalizados

Las siguientes secciones muestran de una manera generalizada la variación lateral de los estratos y sedimentos presentes en la Formación Capadare.



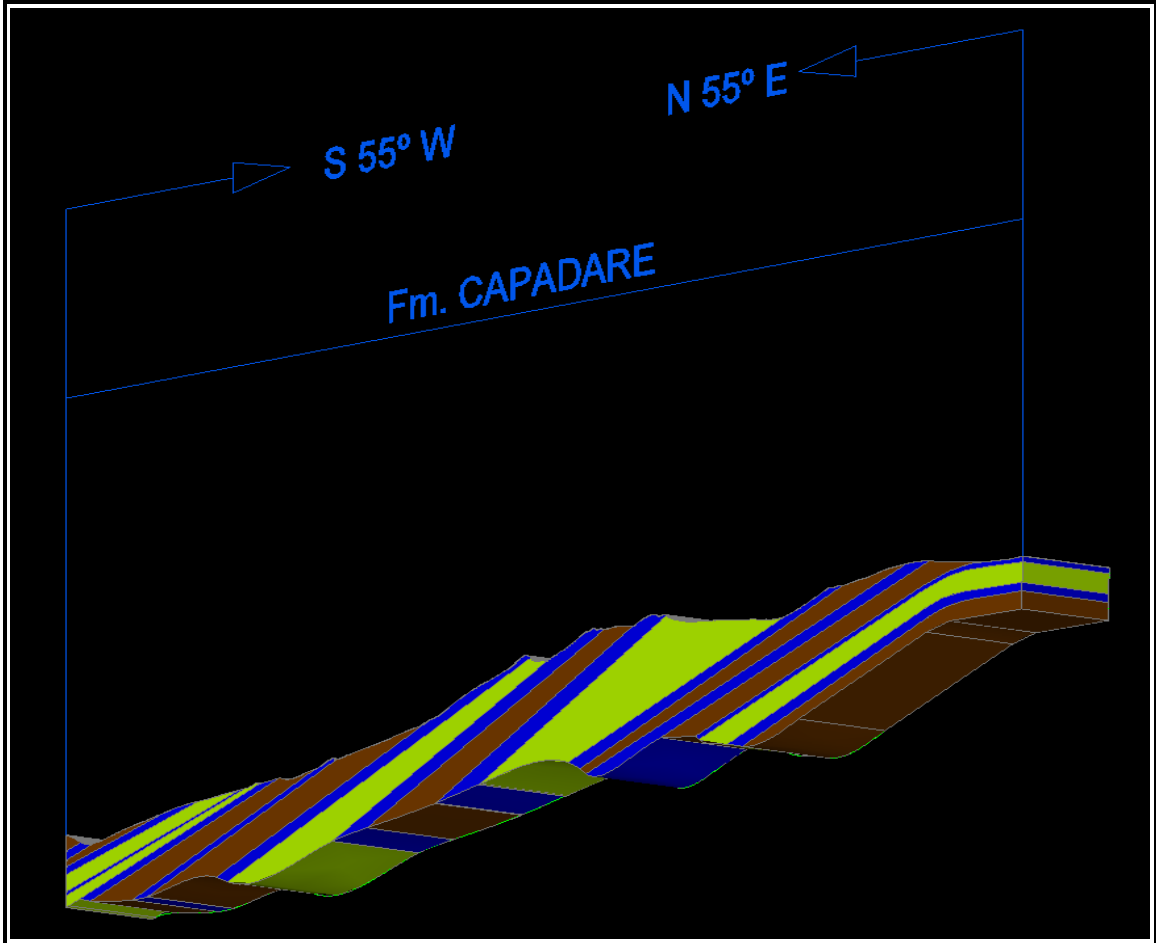
Corte 1. Sección B-----B'. LOS BATALONES-NORTE RIO TOCUYO



Esta sección, ver (fig.120), alcanza una longitud de 19,750 km. y tiene una orientación aproximada NW-SE, al norte del río Tocuyo, hasta la localidad de los Botalones. En este sector encontramos capas poco consolidadas de arenas limosas, limos arenosos, lutitas grises y capas arenoso-calcareas que pasan lateralmente unas a otras. También se observaron capas de areniscas conglomeráticas de grano fino y lutitas carbono-jarositicas que contienen con frecuencia lentes de carbón.

Las capas de areniscas con textura tipo sal y pimienta, presentan estratificación e interestratificación cruzada y están separadas por capas hasta de 4 m. de limos arenosos de color pardo claro-blanquecino. Siempre hacia la parte superior disminuye la frecuencia de las capas de areniscas ahora con estratificación cruzada e interestratificación paralela, separadas por capas de 4-5 m. de lutitas arenosas grises. Hacia el tope de la formación encontramos y areniscas intercaladas con capas hasta de 6m. de arcillas limosas. Las capas de conglomerados, con espesores inferiores a los 2 m., están formadas por clastos redondeados de cuarzo blanco y ftanita negra en una matriz arenosa gris, no calcárea. El espesor de las capas de conglomerados muestran hacia el tope hasta 4 m. de espesor. Las lutitas de color negro son con frecuencia jarositicas y yesíferas y pueden presentar raras capas de ostreas. El espesor de los lentes de carbón, asociados con frecuencia a las lutitas, no superan generalmente los 30 cm.

Esta unidad está constituida esencialmente por calizas arrecifales de color blanquecino. Los afloramientos de este horizonte en los alrededores del río tocuyo están constituidos por calizas margosas de color rosado o crema, las cuales podrían considerarse verdaderas coquinas. Esta sección B-B' las capas de caliza de Capadare alcanzan hasta 4m. de espesor, presentan con frecuencia ostreas grandes y están intercaladas a veces con arcillas azuladas muy blandas.

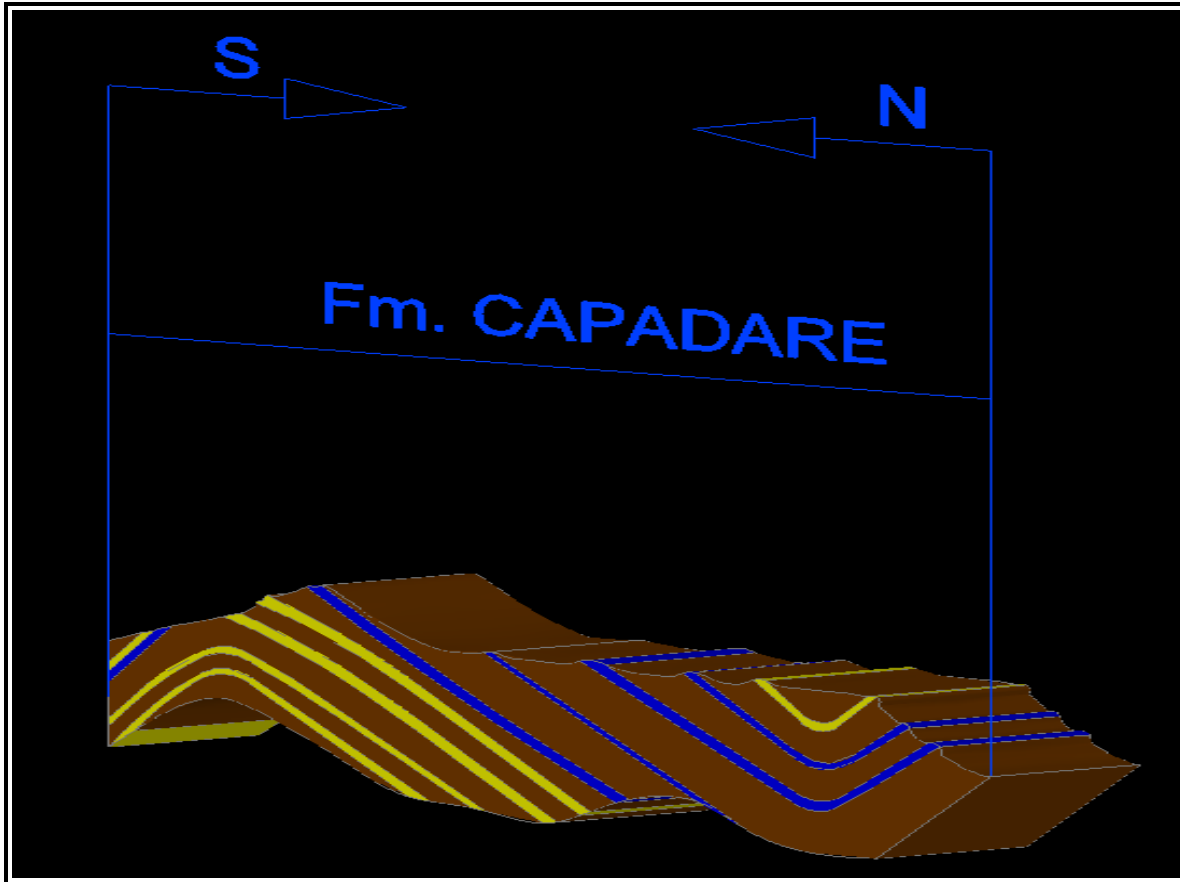


Corte 2. Sección C-----C'. LOS BATALONES - SANTA CRUZ DE BUCARAL



Tiene una orientación aproximada NNE-SSW. Esta comprendida entre las localidades de los Botalones y la localidad del Silencio en Sta. Cruz de Bucaral. Posee una longitud de 8,625 Km.

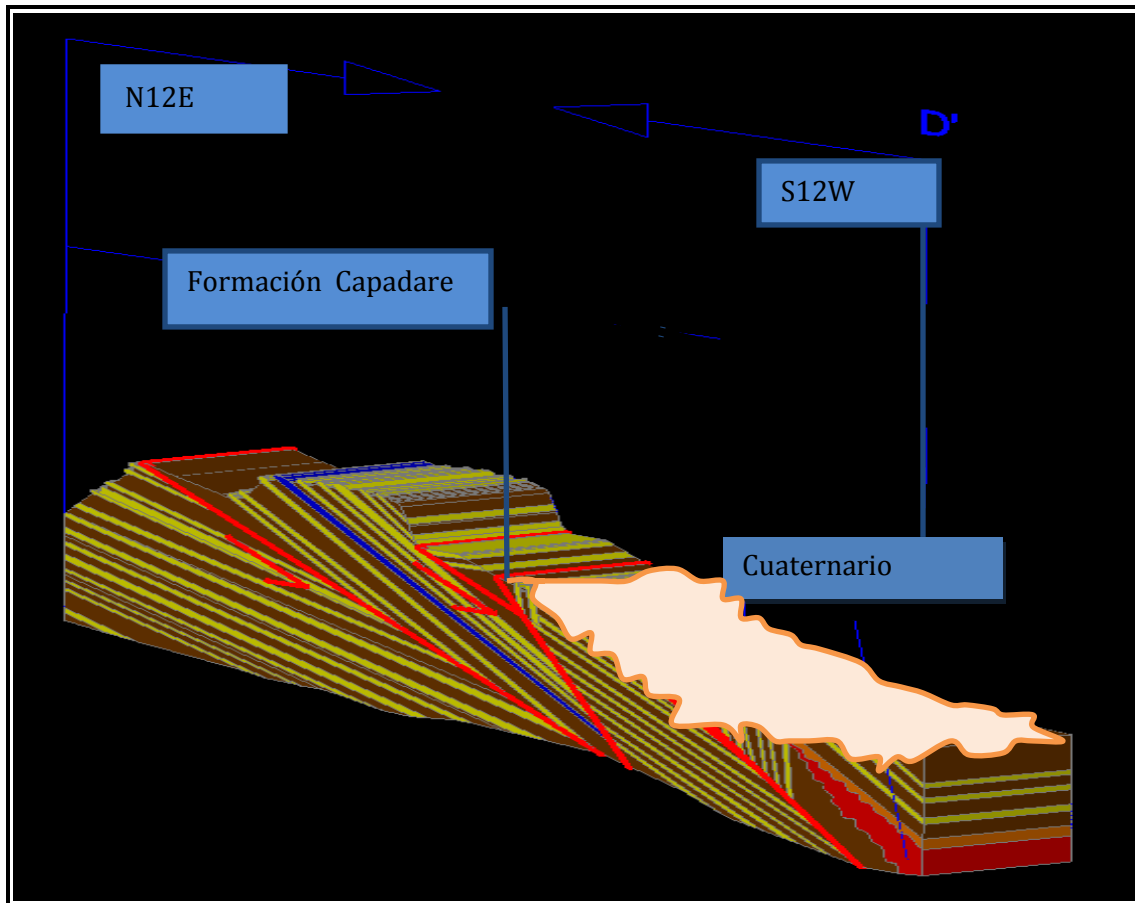
En la sección C-C', fig.121, las calizas organogénicas son de menor espesor: 0.6- 0.8 m. intercaladas a medianos espesores de arcillas limosas y se siguen viendo capas hasta de 3.5 m. de arcillas azules muy plásticas con niveles arenosos discontinuos. Las calizas, unas veces arenosas y otras veces arcillosas presentan una rica fauna fósil de ostreras, pecten, turrítelas y coquinas.



Corte 3. Sección D-----D'. LOS BATALONES - SANTA CRUZ DE BUCARAL

LEYENDA

	CALIZAS ARRECIFALES		LUTITAS
	ARENISCAS CALCAREAS		LUTITAS ARENOSAS
	ARENISCAS		CONGLOMERADOS
	LIMOLITAS		LENTES DE CARBON
	FALLAS		DISCORDANCIAS



Corte 4 Sección E-----E'. LAS PALMAS – EL LIMON (RIO TOCUYO).



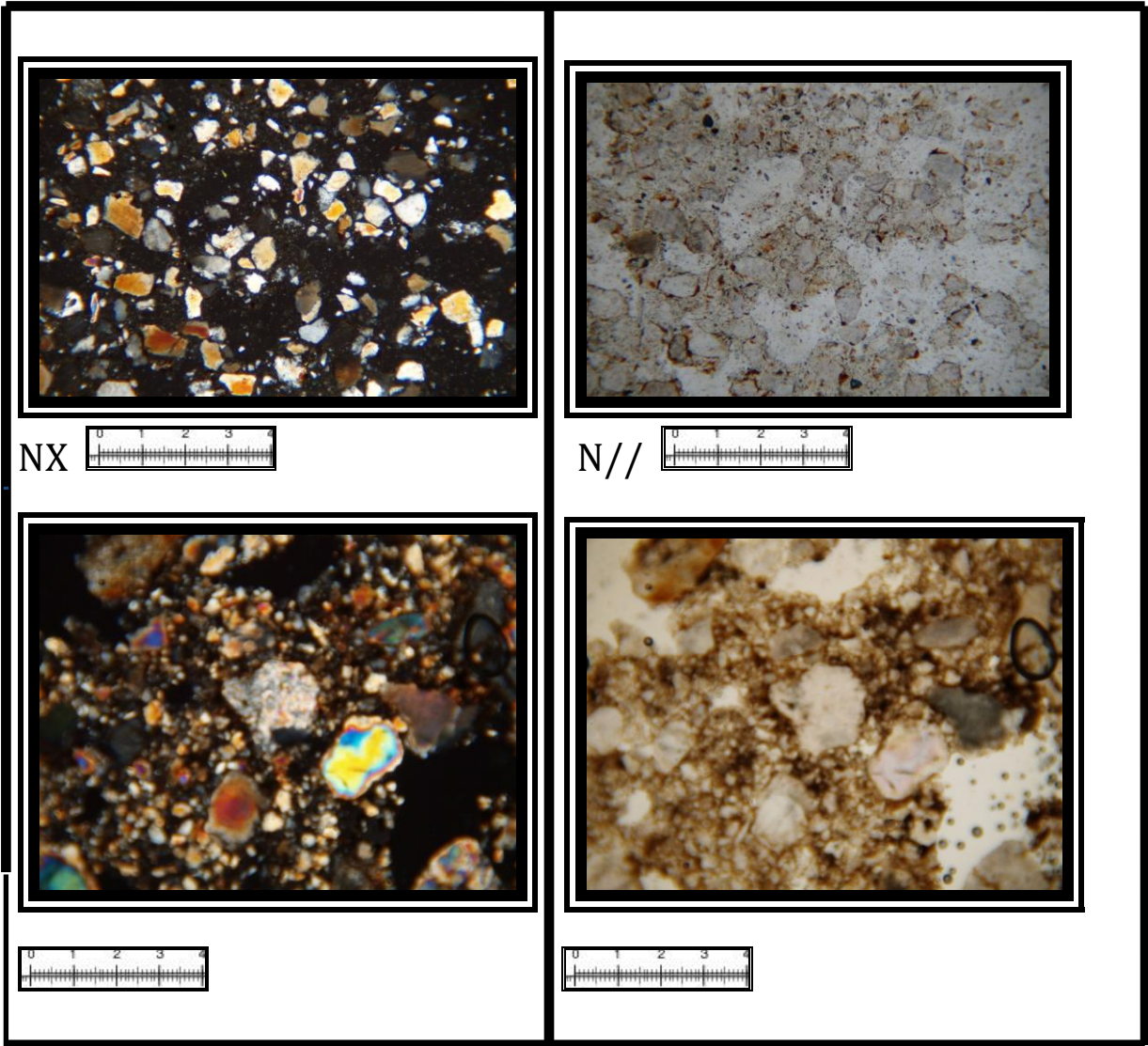
Está ubicada al sur del Río Tocuyo, entre las localidades de las palmas y El Limón (rio tocuyo). Tiene una longitud de casi 5 Km. y está orientada aproximadamente N-S.

La litología son arenas calcáreas ligeramente consolidadas, limos arenosos pardo- verdosos mal consolidados, capas delgadas de arenas arcillosas hasta 3.50 m. con clastos de cuarzo, esquistos, ftanita y areniscas.

En la misma estación hay un poco más de 200 m. de arcillas limosas con intercalaciones cada 20-30 m. de arenas limosas con espesores de 1m., con nódulos calcáreos y niveles de 30-40 m. de aluviones poco consolidados. Hasta este punto, estos afloramientos muestran buzamientos de 40°-50° al Sur.

Secciones Finas

Muestra 1. Zona de localización: Formación Casupal



textura

1. tamaño de grano

Tamaño de grano=0.06mm
Tamaño promedio=0.12mm
Tamaño máximo=0.3mm

2. Escogimiento

medianamente escogidos

3.Redondez

angular y subangular

4. Componentes Principales (100%)

Granos (55%)
Matriz (12%)
Cemento (18%)
Porosidad (15%)

5. Contactos (20%)

Grano-Matriz	}	igual
Grano-Cemento		
Cóncavo-convexo	}	proporción
Suturado		
Longitudinal		

6. Porosidad (15%)

interparticula	}	5%
intraparticula		
Disolución	}	10 %
Fractura		

7. Orientación

Isotrópica

COMPOSICION Granos (55%)

Cuarzo (10%)

Cz mc ígneo plutónico
Cz pc ígneo plutónico

Fed. (5%)

Plagioclasas

Fragmentos de roca (40%)

Chert
FR sedimentaria

accesorios (5%)

Muscovita
Circón
Fosfato

Matriz (12%)

Minerales de arcilla
Oxido de hierro

Cemento (18%)

Cuarzo
Oxido de hierro (hematita y goetita)

Es una arenisca lítica.

Efectos diageneticos

Compactación

Alta y media

tipos de contacto: Cóncavo-convexo

Deformación de granos dúctiles (FR, micas, etc.)

Cementación

Tipos de cementos predominantes: Oxido de hierro. Se presentan relleno de poros, y en aros, forros, envoltorios de granos.

Disolución

Granos, Matriz, Cemento

Alteración

Feld

Fr

Presión-Solución

Contactos long y conc-conv

contactos suturados.

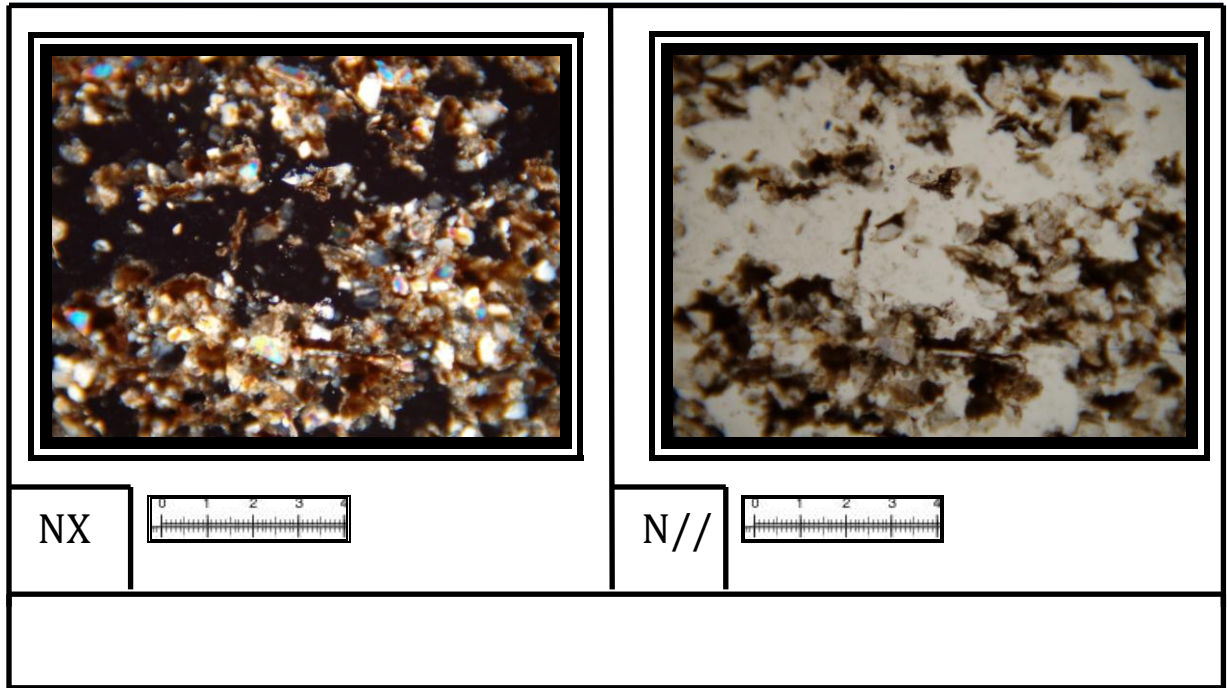
Observaciones: Presencia de oxido de hierro

Hay zonas donde no existe la presencia de cemento y posee alta compactación

Presencia de varios fragmentos de rocas de mayor a 2mm de diámetro

Presencia de ópalo

Muestra 2. Zona de localización: Formación Casupal



textura

1. tamaño de grano

Tamaño de grano=0.06mm
Tamaño promedio=0.09mm
Tamaño máximo=2m.

2. Escogimiento

medianamente escogidos

3.Redondez

angular y subangular

4. Componentes Principales (100%)

Granos (60%)
Matriz (6%)
Cemento (14%)
Porosidad (20%)

5. Contactos (20%)

Grano-Matriz	}	igual
Grano-Cemento		
Cóncavo-convexo	}	proporción
Suturado		
Longitudinal		

6. Porosidad (20%)

interpartícula	}	2%
intrapartícula		
Disolución		16 %
Fractura		2%

7. Orientación

Isotrópica

COMPOSICION Granos (60%)

Cuarzo (5%)

Cz mc Igneo plutónico

Cz pc ígneo plutónico

Feld (4%)

ortosa

Fragmentos de roca (50%)

Chert

accesorios (1%)

Circón

Matriz (6%)

Minerales de arcilla < 2%

Oxido de hierro

Cemento (14%)

Oxido de hierro

Es una arenisca lítica.

Efectos diageneticos

Compactación

Alta

tipos de contacto: Cóncavo-convexo

Deformación de granos dúctiles (FR, micas, etc.)

Deformación de granos

Cementación

Tipos de cementos predominantes: Oxido de hierro. Se presentan rellenando poros, y en aros, forros, envoltorios de granos.

Disolución

Granos, Matriz, Cemento

Alteración

Feld

Presión-Solución

Contactos long y conc-conv

Contactos suturados

Observaciones:

Presencia de varios fragmentos de rocas.

Fragmento de roca de 1mm a > de 2mm

Arenisca lítica:

Haciendo referencia en las secciones finas antes descritas, podemos inferir lo siguiente:

- . Alteración de minerales y fragmentos inestables.
- . Deformación de minerales y fragmentos dúctiles.
- . Formación de envoltorios de minerales de arcilla.
- . Disolución de algunos fragmentos de roca.
- . Sobrecrecimiento de C3 y feldespato
- . Cementación Carbonatica.

Las areniscas líticas implican que se encuentra en un relieve moderado, en una plataforma estable, donde estas areniscas son trabajadas y retrabajadas, pero en este caso los clastos dominantes sus formas son de tendencia angular a sub-angular lo cual nos indica que no ha sido muy trabajadas y han tenido poco transporte, esto nos da a conocer que estos clastos están cercanos a la fuente de origen, a parte de la presencia de un porcentaje alto de fragmento de rocas sedimentarias.

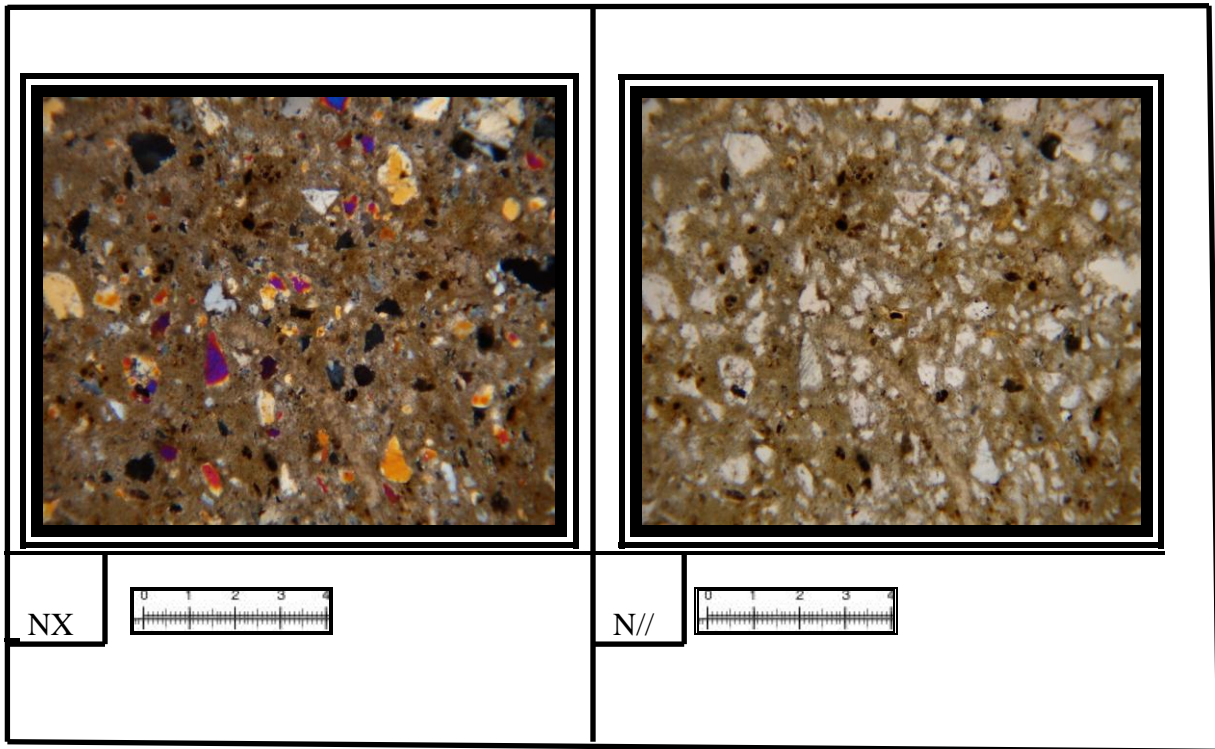
Debido a la presencia de una baja porosidad de compactación media a alta, existe contacto suturado, longitudinal y cóncavos-convexo, presencia de disolución, alteración a minerales de arcilla, presencia de oxidación de minerales de hierro, podemos ubicar la muestra en una etapa diagenética media a tardía.

Existe la presencia de C3 mayoritariamente como mineral.

Estabilidad y madurez mineralógica alta, pero por no tener buen escogimiento, ni buen redondeamiento solo un bajo porcentaje de matriz podemos inferir una madurez media.

Descripción petrográfica de carbonatos

Muestra 3. Zona de localización: Formación Capadare



Componentes principales(100%)

Componentes Extraclásticos:	30%
Componentes ortoquímicos	50%
Componentes Aloquímicos	5%

Porosidad (%)	15%
---------------	-----

Interpartícula	1%
Intrapartícula	1%
Disolución	11%
Fractura	2%
Móldica	-----

Composición(%)

Composición Extraclásticos (30%)

Cuarzo(20%)

Cz mc ígneo plutónico
Cz pc ígneo plutónico

Feldespatos (5%)

plagioclasas
ortosa

FR de roca (2%)

FR. Sedimentarias

accesorios (3%)

Muscovita
Fosfato

Componentes Ortoquímicos (30%)

Matriz (15%)

Micrita

Cemento (35%)

Microespato (30%)
Pseudoespato (5%)

Componentes Aloquímicos

Intraclastos (5%)

Fragmentos de Braquiopodos
Fragmentos de moluscos

Clasificación según MONT es Caliza Arenosa

Cementación

Tipo de cemento: Microespato
Se presenta de manera precipitado
Textura: Cemento Isòpaco y Cemento equigranular/ mosaico.

Disolución

Granos
Matriz
Cemento

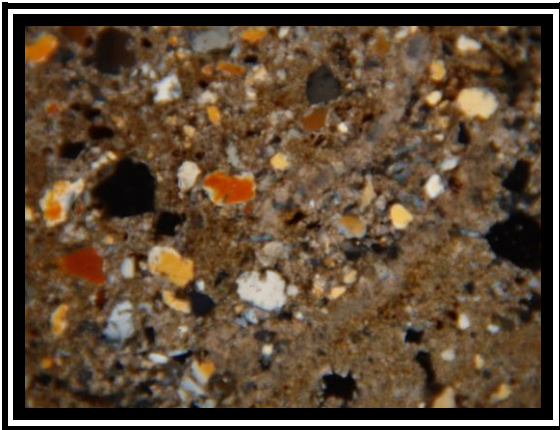
Neomorfismo

N. Inversión Heteroaxial de Fr. De moluscos

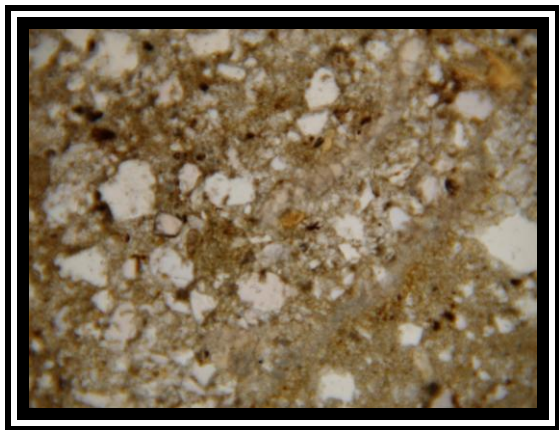
Observaciones:

Presencia de Oxido de hierro (Fe)

Muestra 4. Zona de localización: Formación Capadare



NX



N//



Componentes principales(100%)

Componentes Extraclásticos: 30%
Componentes ortoquímicos 60%
Componentes Aloquímicos 5%

Porosidad (%)	5%
---------------	----

Interpartícula	1%
Intrapartícula	1%
Disolución	3% a 4%
Fractura	1%
Móldica	-----

Composición (%)

Composición Extraclásticos (30%)

Cuarzo (20%)

Cz mc ígneo plutónico

Feldespato (5%)

plagioclasas
Ortosa

FR de roca (3%)

FR. Sedimentarias
Chert

accesorios (2%)

Muscovita

Componentes Ortoquímicos (30%)

Matriz (10%)

Micrita

Cemento (50%)

Microespato (45%)
Pseudoespato (5%)

Componentes Aloquímicos(5%)

Intraclastos (5%)

Fragmentos de moluscos

Clasificación según MONT es Caliza Arenosa

Cementación

Tipo de cemento: Microespato

Se presenta de manera precipitado

Textura: Cemento Isòpaco y Cemento mosaico

Disolución

Granos

Matriz

Cemento(mayoritario)

Neomorfismo

N. Inversión Heteroaxial de Fr. De moluscos

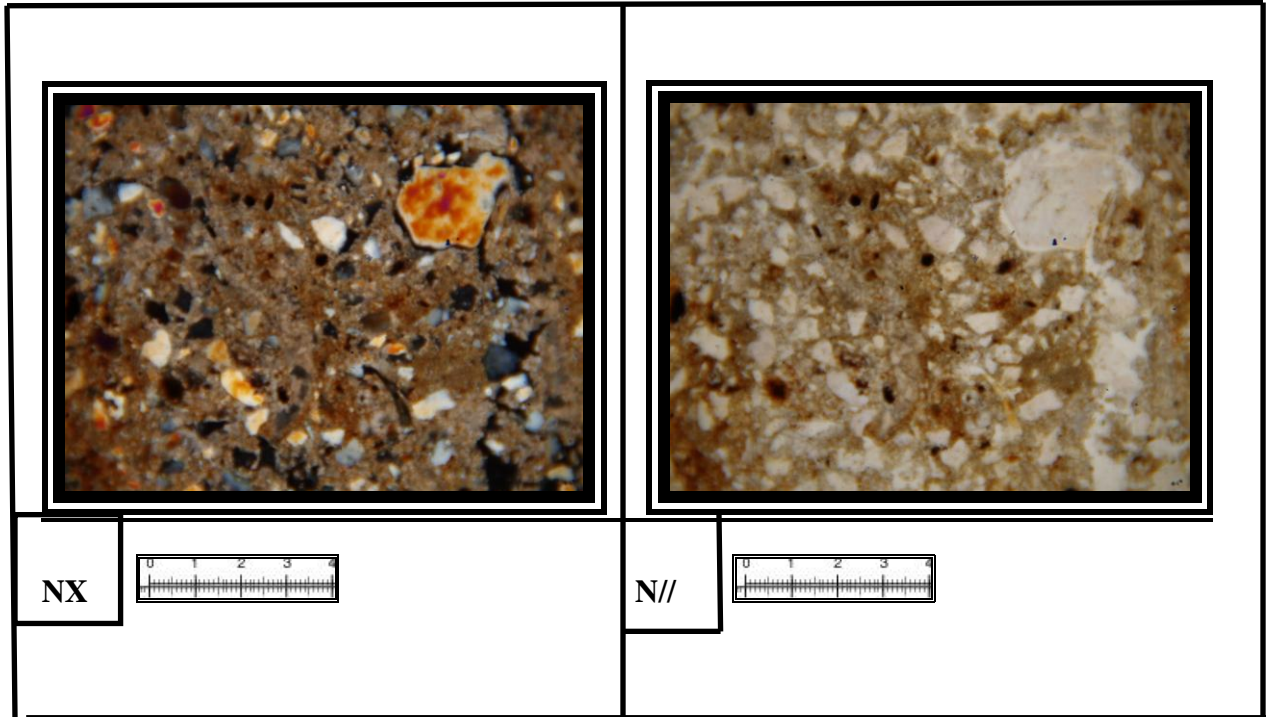
Observaciones:

Presencia de Oxido de hierro (Fe)

Presencia de lutitas y restos orgánicos

Alteración de feldespato

Muestra 5. Localización: Formación Capadare



Componentes principales(100%)

Componentes Extraclásticos:	40%
Componentes ortoquímicos	45%
Componentes Aloquímicos	5%
Porosidad	10%

Porosidad (%)	10%
---------------	-----

Interpartícula	< 1%
Intrapartícula	<1%
Disolución	} 9%
Fractura	
Móldica	-----

Composición(%)

Composición Extraclásticos (40%)

Cuarzo (25%)

Cz mc ígneo plutónico
Cz pc ígneo plutónico

Feldespato (8%)

plagioclasas
ortosa

FR de roca (5%)

FR. Sedimentarias
Chert

accesorios (2%)

Muscovita
Epidoto
Fosfato

Componentes Ortoquímicos (40%)

Matriz (5%)

Micrita

Cemento (35%)

Microespato (30%)
Pseudoespato (5%)

Componentes Aloquímicos(5%)

Intraclastos (5%)

Fragmentos de Braquiopodos

OOIDES

Clasificación según MONT es Caliza Arenosa

Cementación

Tipo de cemento: Microespato
Se presenta de manera precipitado
Textura: Cemento Isòpaco y Cemento mosaico

Disolución

Granos
Matriz
Cemento (mayoritario)

Neomorfismo

N. Inversión Heteroaxial de Fr. De moluscos

Observaciones:

Presencia de Oxido de hierro (Fe)
Presencia de lutitas y restos orgánicos
Alteración de Ooides

Carbonatos de mezcla:

Debida a la presencia mayoritaria del 30% de siliciclastos, la muestra es clasificada como carbonato de mezcla.

Dada la presencia aproximada entre el 30% y 45 % de cemento de tipo microespato de tipo mosaico podemos deducir que nos estamos en un ambiente diagenético de zona freática dados los ortoquímicos presentes.

La mezcla de siliciclasticos y carbonatos ocurren por:

- .Cambio del nivel del mar.
- .Variaciones de aportes de sedimentos.
- . Control tectónico

MOUNT (1984):

Plantea cuatro procesos.

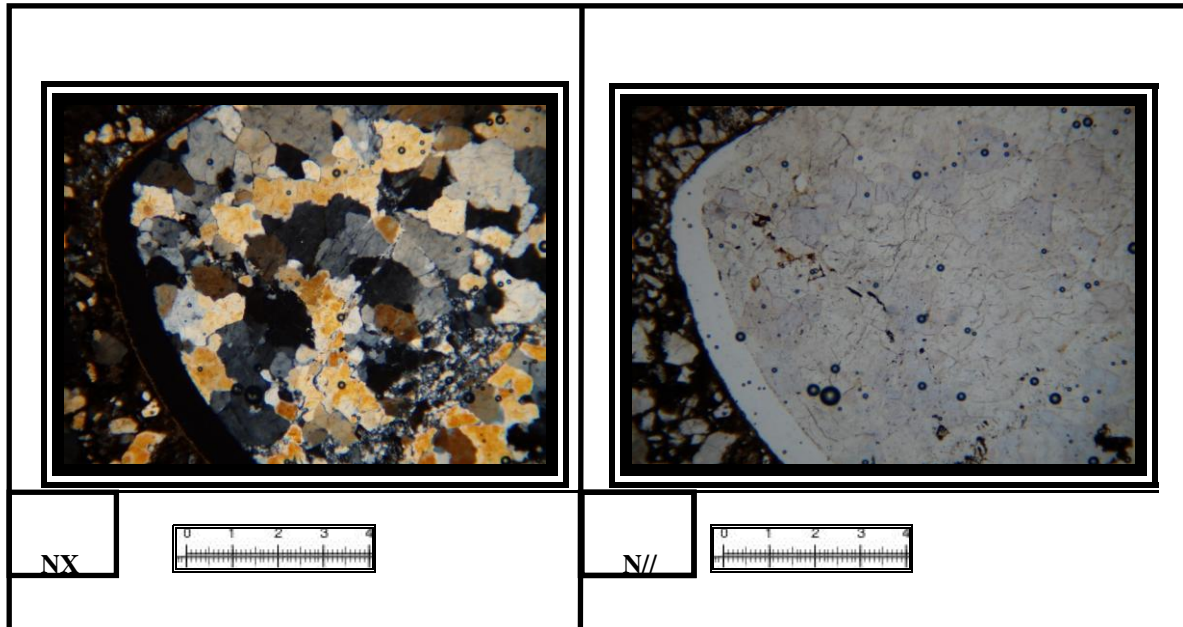
Mezcla puntual, donde las tormentas esporádicas y otros eventos periódicos extremos transfieren sedimentos a partir de un ambiente depositacional a otro.

Facies de mezclas, donde los sedimentos son mezclados a lo largo de límites difusos entre facies contratantes.

.Mezcla en situ, donde la fracción carbonatica consiste se asociaciones muertas de organismos calcáreos autóctonos y parautoctonos que se acumulan en o entre sustratos siliciclasticos.

.Mezcla de fuente: donde las mezclas es formada por el levantamiento y erosión de terrenos fuertes carbonaticos cercanos.

Conglomerados



NX



N//



Componentes principales

Clastos	80%
Matriz	5%

Características texturales de los clastos

Tamaño

Min (mm)	2mm
Max (mm)	12mm
Promedio (mm)	7mm

Guijarros (4-64)

Granulo (2-4)

Orientación

Isotrópica

Escogimiento

Pobremente escogido

Redondez

Subangular

Angular

Esfericidad

Media

Media-Baja

Contactos en Granos

Cóncavo-convexo

Longitudinal

Estabilidad de los clastos

Petromictico (Composición Variada)

Tipos de clastos

Polimictico (composición variada)

Conglomerado: Brecha de Cantos angulosos

Composición de la Matriz (15%)

Minerales de arcilla
Oxido de hierro
Mineral Carbonatico

Cemento (5%)

Mineral Calcáreo

Composición de los granos contenidos en la matriz (80%)

Cuarzo (10%)

Mc. Plutónico

Feldespato (8%)

Plagioclasas

Fragmento de roca (60%)

Chert
Sedimentario:
Chert (5%)
Limolita (5%)
Arenisca (35%)
Carbonato de mezcla (10%)
Lutitas (5%)

accesorios (2%)

Biotita
Moscovita
Glauconita

Efectos diagenéticos

Compactacion

Media

Cementacion

Tipo de cemento predominante: Carbonato de calcio
Rellenando poro

Disolución

Matriz
Cemento

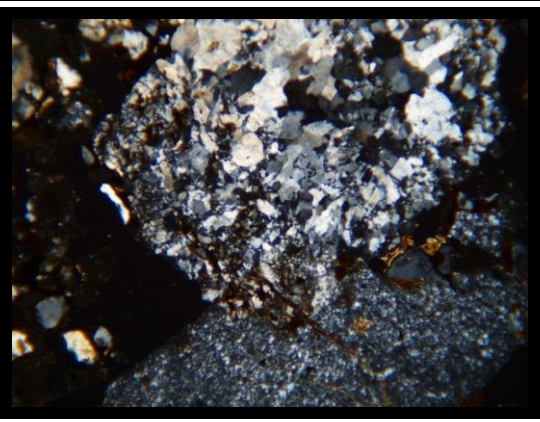
Alteración

Feldespato
Moscovita
Biotita
FR

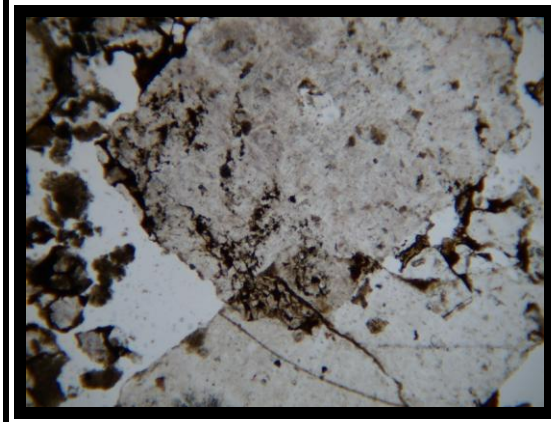
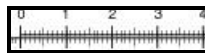
Presión- Solución

Contacto: log y conc-conv

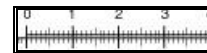
Conglomerado: Ortoconglomerado Petromiástico u Polimiástico



NX



N//



Componentes principales

Clastos	60%
Matriz y Cemento	40%

Características texturales de los clastos

Tamaño

Min (mm)	0.7mm
Max (mm)	2.5mm
Promedio (mm)	1mm

Granulo (2-4)

Orientación

Isotrópica

Escogimiento

Pobremente escogido

Redondez

Subangular

Esfericidad

Media-Baja

Contactos en Granos

Cóncavo-convexo

Longitudinal

Estabilidad de los clastos

Petromictico (Composición Variada)

Tipos de clastos

Polimictico (composición variada)

Conglomerado: Brecha de Cantos angulosos

Composición de la Matriz (10%)

Minerales de arcilla
Oxido de hierro
Mineral Carbonatico

Cemento (30%)

Mineral Calcáreo
Mineral de arcilla

Composición de los granos contenidos en la matriz (60%)

Cuarzo (15%)

Mc. Plutónico

Feldespato (5%)

Plagioclasas
Ortosa

Fragmento de roca (35%)

Chert
Sedimentario:
Chert
Limolita (5%)
Arenisca (35%)
Lutitas (5%)

accesorios (5%)

Biotita
Moscovita
Glauconita
Oxido Fe
Circón
Fosfato

Efectos diagenéticos

Compactacion

Media

Cementacion

Tipo de cemento predominante: Arcilloso y calcareo
Rellenando poros

Disolución

Matriz
Cemento
Granos

Alteracion

Feldspato
Moscovita
FR

Presión- Solución

Contacto: log y conc-conv

Conglomerado: Ortoconglomerado Petromictico u Polimictico
--

Dada la presencia de orientación isotrópica, redondez angular, esfericidad baja, mal escogimiento, baja estabilidad mineralógica (petromictico) y clastos variados (polimícticos), podemos deducir que ambas muestras están relativamente cerca de la fuente de origen, por la cual sufren poca modificación con respecto a las rocas de las cuales derivan, permitiendo una interpretación paleoecológica realista.

Los ambientes sedimentarios característicos pueden ser: Abanicos aluviales y submarinos, línea de costa, sedimentos fluviales y lacustricos, deslizamientos.

Diagénesis: Debido a la compactación media, deformación leve de granos, cementación baja, presencia de disolución, pero sobre todo presencia de alteración y presencia de contactos longitudinales podemos inferir una etapa diagenética de temprana a media.

Ortoconglomerados:

- Conglomerados epiclasticos, extraformacional
- Soporte de clastos:
- Matriz ↓ (poca) (arenosa); +- Cemento

Polimictico: petromictico

Espesor ↑

-Componentes diversos → Componentes inestables

- Redondeamiento ↓ Inmaduros

Aéreas de tectónica activa: Orogénicas

Base de Cuenca: Abanicos Aluviales.

También puede ser descrito como brecha clástica donde :

- Los fragmentos son muy angulosos
- Del mismo tipo: oligomictico
- Con cemento +- temprano
- Transporte muy corto: poco importante

Diagénesis de los ortoconglomerados

- Deformación de los clastos inestables
- Disolución de los clastos inestables
- Contacto directo grano- grano
- Presencia de cementación

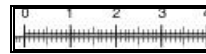
Petrografías tomadas en el estudio posterior al trabajo de campo en la localidad de los Canillones.



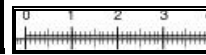
Petrografía de ortoconglomerado petromictico polimictico tomada en la quebrada Canillones (nicos cruzados).



Petrografia de ortoconglomerado petromictico polimictico tomada en la quebrada canillones nicos paralelos



- Petrografía de ortoconglomerado petromictico polimictico, nicoles cruzados Quebrada canillones.



Petrografía de ortoconglomerado petromictico polimictico, nicoles paralelos. (Qda. Canillones)

Manifestación termal asociada al sistema de falla Oca-Ancon

Tapatapa Fa-11

Sigla: Fa-12																				
Nombre: Tapatapa (Fa-11)																				
Localidad: se ubica cerca del caserío tapatapa, a 16 km al noroeste, del cruce sobre el río Tocuyo de la carretera coro-churuguara, Edo Falcon																				
Tipo de manifestación: Fuente termal																				
Coordenadas UTM: 1189378,92-483152,804																				
Descripción: NAR																				
Aspectos Geológicos: brota en afloramientos de calizas de la formación capadare (mioceno)																				
Temperatura: NAR fecha de la visita: 1957																				
Composición Físico-Química: <table><thead><tr><th>Ph</th><th>Con.</th><th>Alc.</th><th>Dur.</th><th>T.S.D</th><th>SiO2</th><th>Fe</th><th>Mn</th><th>Ca</th><th>Mg</th></tr></thead><tbody><tr><td colspan="10">NAR</td></tr></tbody></table>	Ph	Con.	Alc.	Dur.	T.S.D	SiO2	Fe	Mn	Ca	Mg	NAR									
Ph	Con.	Alc.	Dur.	T.S.D	SiO2	Fe	Mn	Ca	Mg											
NAR																				
<table><thead><tr><th>Na</th><th>K</th><th>Li</th><th>HCO3</th><th>SO4</th><th>Cl</th><th>F</th><th>NO3</th><th>B</th></tr></thead><tbody><tr><td colspan="9">NAR</td></tr></tbody></table>	Na	K	Li	HCO3	SO4	Cl	F	NO3	B	NAR										
Na	K	Li	HCO3	SO4	Cl	F	NO3	B												
NAR																				
Tipo de agua: NAR																				
Uso: NAR																				
Análisis: NAR																				
Referencia Primaria: CREOLE PETROLEUM CO. Otras referencias: anónimo(1982i), anónimo(1982m), anónimo(1991 ^a), anónimo(1991h), castejon&silva(1990), conde(1935), correa(1981), Derishiusa&rishiusa(1993), Delgado(1924,1927), Gonzalez(1948, 1969,1980,1990,1991), Gueron(1982), Guerrero(1986), Jones(1929), kupper(1980), landaeta(1																				

919),lesniak(1928),ostos(1938), serrano(1984),urbani(1991). Rísquez(1939)

La Taza Fa-12

Sigla: Fa-12

Nombre: La Taza (Fa-12)

Localidad: Ubicada al noreste de Santa Cruz de Bucaral, Edo Falcon

Tipo de manifestación: Fuente sulfurosa

Coordenadas UTM: 1198079,06-484427,69

Descripción: esta manifestación se encuentra en el fondo de una gran depresión cársica o valle de la Taza

Aspectos Geológicos: Brota de rocas de la formación capadare (Mioceno)

Temperatura: NAR

fecha de la visita: 1957

Composición Físico-Química:

Ph Con. Alc. Dur. T.S.D SiO2 Fe Mn Ca Mg

NAR

Na K Li HCO3 SO4 Cl F NO3 B

NAR

Tipo de agua: NAR

Uso: NAR

Análisis: NAR

Referencia Primaria: CREOLE PETROLEUM CO.Otras referencias:
anónimo(1982i),anónimo(1982m),anónimo(1991^a),anónimo(1991h),castejon&silva(1990),
conde(1935),correa(1981),Derishiusa&trishiusa(1993),Delgado(1924,1927),Gonzalez(1948,
1969,1980,1990,1991),Gueron(1982),Guerrero(1986),Jones(1929),kupper(1980),landaeta(1
919),lesniak(1928),ostos(1938), serrano(1984),urbani(1991). Rísquez(1939)

Agua negra Fa-13

Sigla: Fa-13										
Nombre: Agua Negra (Fa-12)										
Localidad: Ubicada al sureste de Santa Cruz de Bucaral, Edo Falcon										
Tipo de manifestación: Fuente sulfurosa										
Coordenadas UTM: 1185615,62-474808,05										
Descripcion: NAR										
Aspectos Geológicos: Emerge en el contacto discordante entre las formaciones Capadare (Mioceno) Y Casupal (Mio-Oligoceno), además esta equidistante de los ejes de un sinclinal y un anticlinal.										
Temperatura: NAR fecha de la visita: 1957										
Composición Fisico-Quimica: <table><thead><tr><th>Ph</th><th>Con.</th><th>Alc.</th><th>Dur.</th><th>T.S.D</th><th>SiO2</th><th>Fe</th><th>Mn</th><th>Ca</th><th>Mg</th></tr></thead></table> NAR	Ph	Con.	Alc.	Dur.	T.S.D	SiO2	Fe	Mn	Ca	Mg
Ph	Con.	Alc.	Dur.	T.S.D	SiO2	Fe	Mn	Ca	Mg	
<table><thead><tr><th>Na</th><th>K</th><th>Li</th><th>HCO3</th><th>SO4</th><th>Cl</th><th>F</th><th>NO3</th><th>B</th></tr></thead></table> NAR	Na	K	Li	HCO3	SO4	Cl	F	NO3	B	
Na	K	Li	HCO3	SO4	Cl	F	NO3	B		
Tipo de agua: NAR										
Uso: NAR										
Analisis: NAR										
Referencia Primaria: CREOLE PETROLEUM CO.Otras referencias: anónimo(1982i),anónimo(1982m),anónimo(1991*),anónimo(1991h),castejon&silva(1990), conde(1935),correa(1981),Derishiusa&trishiusa(1993),Delgado(1924,1927),Gonzalez(1948, 1969,1980,1990,1991),Gueron(1982),Guerrero(1986),Jones(1929),kupper(1980),landaeta(1919),lesniak(1928),ostos(1938), serrano(1984),urbani(1991). Rísquez(1939)										

Trincheras Fa-14

Sigla: Fa-14	
Nombre: Trincheras (Fa-14)	
Localidad: Ubicada al suroeste de Maparari, Edo Falcon	
Tipo de manifestación: Fuente sulfurosa	
Coordenadas UTM: 1187015,59-458033,3	
Descripcion: NAR	
Aspectos Geologicos: brota en contacto discordante entre las formciones capadare(Mioceno) y Jarillal ()	
Temperatura: NAR	fecha de la visita: 1957
Composición Fisico-Quimica:	
Ph Con. Alc. Dur. T.S.D SiO2 Fe Mn Ca Mg	
NAR	
Na K Li HCO3 SO4 Cl F NO3 B	
NAR	
Tipo de agua: NAR	
Uso: NAR	
Analisis: NAR	
Referencia Primaria: CREOLE PETROLEUM CO.Otras referencias: anónimo(1982i),anónimo(1982m),anónimo(1991 ^a),anónimo(1991h),castejon&silva(1990), conde(1935),correa(1981),Derishiusa&rishiusa(1993),Delgado(1924,1927),Gonzalez(1948, 1969,1980,1990,1991),Gueron(1982),Guerrero(1986),Jones(1929),kupper(1980),landaeta(1 919),lesniak(1928),ostos(1938), serrano(1984),urbani(1991). Rísquez(1939)	

Aguas sulfuradas: contienen más de 1 mg/L de azufre bivalente, de ordinario bajo las formas de H₂S y ácidos polisulfhídricos. Su olor es característico a huevos podridos. Suelen tener materia orgánica que supone una fuente adicional de azufre elemento: Algas y bacterias (sulfobacterias o sulfuraría).