

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO GEOLÓGICO DE LAS FORMACIONES EL VERAL Y TUCUPIDO EN EL SECTOR “CERRO MONTE OSCURO” UBICADO EN EL MUNICIPIO ZAMORA, ESTADO FALCÓN, VENEZUELA

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela para
Optar al título de Ingeniero Geólogo
Por los Brs.
De Ponte Fernandes, Diana
Sandoval Funes, Luis Fernando

Caracas, noviembre 2004

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO GEOLÓGICO DE LAS FORMACIONES EL VERAL Y TUCUPIDO EN EL SECTOR “CERRO MONTE OSCURO” UBICADO EN EL MUNICIPIO ZAMORA, ESTADO FALCÓN, VENEZUELA

Tutor académico: Prof. Rafael Falcón

Co-tutor académico: Prof. Olga Rey

Tutor industrial: Ing. Miguel Velasquéz

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela para
Optar al título de Ingeniero Geólogo
Por los Brs.
De Ponte Fernandes, Diana
Sandoval Funes, Luis Fernando

Caracas, noviembre 2004

Caracas, noviembre de 2004

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geológica para evaluar el trabajo especial de grado presentado por los Bachilleres, De Ponte Fernández Diana y Sandoval Funes Luis Fernando, titulado:

**ESTUDIO GEOLÓGICO DE LAS FORMACIONES EL VERAL Y
TUCUPIDO EN EL SECTOR “CERRO MONTE OSCURO”
UBICADO EN EL MUNICIPIO ZAMORA, ESTADO FALCÓN,
VENEZUELA**

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

Prof. Rafael Falcón
Tutor académico

Prof. Ricardo Alezones
Jurado

Prof. González Lenin
Jurado

DEDICATORIA

A mis padres

A mi hermana

A mis princesas Valentina y Gabriela

A mi gran amor, Luis

Diana

A DIOS

A la Virgen de la Coromoto

A Mama y Maria Fernanda

A mis tres tesoros Mariel Eugenia,
Camille Maria y Miguel Tote

A mi abuelita (*alalola tomalo*)

A Diana

Luis Fernando

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer a mis padres que siempre se han sacrificado por mí, y gracias a ellos me encuentro hoy aquí; *los amo*.

A mi hermana (mana), que ha sido como una segunda madre para mi, gracias por apoyarme siempre; a Antonio, que aunque en silencio siempre me brindó su apoyo incondicional, gracias cuñado.

Gracias a Maria Fernanda y a la Sra. Olga por darme ánimos y apoyo en los momentos difíciles tanto de la tesis como en lo personal.

Quiero agradecer a mis tutores Rafael Falcón y Miguel Velásquez que siempre nos orientaron en nuestros trabajo, y además por haber sido nuestros consejeros en estos últimos meses.

También a mi comadre Natalia Sánchez, con quien he vivido experiencias buenas y malas que me han hecho madurar.

Del estado Falcón a Juan Cortez, Doña Rosa, Marco Ricco, tortuguin, Jhonny Jinemez, Alirio, Raquel, y por ultimo a pocho.

A mis amigos y compañeros de escuela Roberto Conde (beto), Adriana González, María Gabriela Orihuela (catira), Juan Umerez, Maria Herminia Acero (Chepa), Jennifer Domínguez, Marco Hernández, Jenny Delgado; especialmente a Hildemaro Rodríguez (poli), Diego Vásquez (calvin) y Doris Olivar (pacheco) por brindarnos sus conocimientos. A los profesores José Centeno y Olga Rey por estar atentos en todo momento con nuestro trabajo.

Por último pero no menos importante, mi compañero de tesis y gran amor Luis Fernando, gracias por estar en las buenas y en las malas; gracias por estar conmigo en estos momentos tan difíciles, gracias por soportarme, gracias y simplemente gracias; TE AMO.

Diana

En primer lugar, quiero agradecer a mis papas y a DIOS que siempre han estado conmigo, a mi hermana Maria Fernanda que de verdad sin ella no podria estar escribiendo estas palabras; *Sin tu apoyo hermana hubiese tirado la toalla hace mucho, eres mi ejemplo de vida y te admiro. TE QUIERO MUCHO SISTER.*

A todos los Funes, que de una manera u otra también han contribuido con mi crecimiento como ser humano y como profesional, especialmente a mi tía Mary (chichi), tía Rosa, tía Tena, tío Yuli, tío Ruben y todo ese gentío de Turmero.

A la nueva familia que me ha adoptado este año, la familia De Ponte, y Osorio Fernandes, especialmente al señor Arlindo y sus vinos, la señora Valentina con sus malasadas y regaños, Marife y su cocina y Antonio.

Quiero agradecer a mis tutores y amigos Rafael Falcón y Miguel Velásquez que siempre nos orientaron en nuestros trabajo, y además por haber sido nuestros consejeros en estos últimos meses, asi como a Monica Martiz y el profe Villanueva.

A mis amigos y compañeros de escuela Ciego Vasquez, Jennifer Flores, Blanca Ochoa, El Team Wafle's conformado por Pedro, Arturo, Fernando (chapi) y El Poli; María Gabriela Orihuela (La catira), Juan Umerez, Maria Herminia Acero (Chepita), Jennifer Domínguez; especialmente a Hildemaro Rodríguez, Diego Vásquez (el ciego) y Doris Olivar (pacheco) por brindarnos sus conocimientos y ayudarnos en la rayita. A los profesores Olga Rey y José Centeno por estar atentos en todo momento con nuestro trabajo.

Del estado Falcón a Juan Cortez y su burro Pocholo, Doña Rosa, Marco Ricco y sus pizzas, tortuguin, Jhonny Jinemez, Alirio, Raquel, al gerente del Hotel Don Beto, y toda la gente de Puerto Cumarebo que colaboraron en nuestro trabajo y estadia.

A la boina (accent rojo) que nos llevo al estado Falcon en varias oportunidades y regresamos sanos y salvos a nuestros hogares.

Por ultimo, a Diana que me ha soportado todos mis ataques y mis malos humores, sigue así, TE AMO amorcito ito.

Luis Fernando

De Ponte F. Diana, Sandoval F. Luis F.

**ESTUDIO GEOLÓGICO DE LAS FORMACIONES EL VERAL Y
TUCUPIDO EN EL SECTOR “CERRO MONTE OSCURO”
UBICADO EN EL MUNICIPIO ZAMORA, ESTADO FALCÓN,
VENEZUELA**

Prof. Rafael Falcón e Ing. Miguel Velásquez
Tesis, Caracas UCV Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y
Geofísica. 2004, 112p

Palabras clave: El Veral - Tucupido - Aluminio - cemento - Falcón

HOLCIM, es uno de los líderes mundiales en la producción y distribución de cemento, árido, hormigón y servicios relacionados con la construcción. En 1993 aparece HOLCIM en Venezuela.

Actualmente HOLCIM de Venezuela se encuentra en la necesidad de determinar si la Formación El Veral posee continuidad en otras áreas de su propiedad, con el objetivo de buscar arcillas ricas en Al_2O_3 , siendo este el componente secundario por excelencia de la materia prima del cemento y del cual no se poseen reservas probadas suficientes. Así pues, el objetivo de este estudio es verificar si en los predios de HOLCIM de Venezuela, específicamente en el sector del Cerro Monte Oscuro existen estas arcillas de la Formación El Veral ricas en Al_2O_3 .

El área de estudio se encuentra ubicada al Este del estado Falcón, Distrito Zamora, entre Tocópero y Puerto Cumarebo.

La metodología utilizada comprende una etapa de campo y una de laboratorio; en la primera se realizó la geología de superficie y la descripción de 18 sondeos existente en la zona de estudio; la segunda etapa fue realizada en el laboratorio de química de Holcim de Venezuela, allí se realizaron análisis químicos de Frx a las muestras tomadas para determinar la composición química de los diferentes tipos litológicos.

En la zona de estudio se tienen tres formaciones; de base a tope son las siguientes: Turúpia, El Veral y Tucupido; la primera muy lutítica, la segunda muy limolítica con capas de arenisca, y la más superior bastante arenosa por ser los sedimentos de origen continental.

El área de estudio se encuentra estructuralmente ubicada en un homoclinal constituido por formaciones de rocas terciarias que están dispuestas de forma paralela a la línea de costa.

Las formaciones Tucupido y Veral químicamente son heterogéneas, los elementos químicos no poseen continuidad lateral a lo largo de las capas, por lo que se hace difícil predecir la química a lo largo del sector.

La Formación El Veral es la más rica en aluminio, pero también posee valores elevados de hierro y azufre; la Formación Tucupido también posee concentraciones importantes de aluminio y menores concentraciones de hierro y azufre.

El sector de mayor interés se encuentra al sur del área de estudio ya que la Formación El Veral se encuentra más cerca de la superficie; además, uno de las mayores concentraciones de aluminio está en este sector.

ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA	i
AGRADECIMIENTOS	ii
RESUMEN	iv
LISTA DE TABLAS	v
LISTA DE FIGURAS	vi
CAPÍTULO I	
INTRODUCCIÓN	1
1.1 Objetivos	2
1.1.1 Objetivo general	2
1.1.2 Objetivos específicos	2
1.2 Ubicación, extensión del área y vías de acceso	3
1.3 Geografía física	6
1.3.1 Relieve	6
1.3.2 Clima	7
1.3.3 Flora y Fauna	8
1.3.4 Erosión	9
1.3.5 Drenaje	10
1.3.6 Geomorfología	10
CAPÍTULO II	
MARCO TEÓRICO	12
2.1 Las arcillas	12
2.2 El cemento	18
2.3 Fluorescencia de RX	25
2.4 Perfiles de distribución	26
2.5 Reservas geológicas	27
CAPÍTULO III	
MARCO METODOLÓGICO	30
3.1 Métodos de campo	30
3.1.1 Descripción de núcleos	30

3.1.2 Geología de superficie	32
3.2 Métodos de laboratorio	33
3.2.1 Procedimiento para la preparación de perlas	33
3.2.2 Procedimiento para el análisis químico	35
CAPÍTULO IV	
GEOLOGÍA REGIONAL	37
4.1 Estratigrafía Regional	37
4.1.1 Formación Agua Salada	38
4.1.2 Formación Caujarao	44
4.1.3 Formación Cumarebo	50
4.1.4 Formación Turúpia	53
4.1.5 Formación El Veral	55
4.1.6 Formación La Vela	58
4.1.7 Formación Tucupido	62
4.2 Geología Estructural Regional	65
4.3 Geología Histórica	72
CAPÍTULO V	
GEOLOGÍA LOCAL	75
5.1 Estratigrafía Local	75
5.1.1 Formación Turúpia	75
5.1.2 Formación El Veral	77
5.1.3 Formación Tucupido	85
5.2 Geología Estructural Local	91
5.2.1 Estratificación	91
5.2.2 Fallamiento	93
CAPÍTULO VI	
GEOLOGÍA ECONÓMICA	96
6.1 Generalidades	96
6.2 Cálculo de volumen de roca	97
6.3 Características químicas de unidades estudiadas	99

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES 103

BIBLIOGRAFÍA 105

ANEXOS

LISTA DE FIGURAS

FIGURAS

	p.p
1. Mapa de ubicación de la empresa Holcim a nivel mundial	1
2. Mapa de ubicación de terminales y plantas en Venezuela	2
3. Mapa de Ubicación de la zona de tesis	3
4. Fotografía aérea del sector Monte Oscuro	4
5. Sistema de clasificación de Kóeppen	8
6. Cardon	9
7. Vegetación Xerófita	9
8. Chivo coriano	9
9. Desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana , Eoceno Tardío.....	67
10. Desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana, Oligoceno-Mioceno...	68
11. Desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana, Plioceno-Reciente.....	69
12. Arcillas grises con tonos marrones en quebrada Seca	76
13. Contacto entre las unidades B y C ubicado en la cantera de arcilla.....	77
14. Concentración de azufre en la unidad B	78
15. Molde fósil recubierto por jarosita	78
16. Paquete de Limonitas grises macizas característicos de la unidad A.....	79
17. Limonitas grises fosilíferos pertenecientes a la unidad A	79
18. Lutita marrón sin fósiles perteneciente a la unidad B	80
19. Presencia de yeso precipitado en forma de vetas. unidad B	80
20. Areniscas marrones en contacto con limonitas de la unidad B	81
21. Limolita marrón abundante en la unidad C	82
22. Intercalación de limonitas con areniscas, tope de la unidad C	82
23. Contacto discordante entre las formaciones El Veral y Tucupido	84
24. Fósiles encontrados en afloramientos. Formación El Veral	84
25. Corte de carretera cercano a la cantera de arcilla, Formación Tucupido...	85
26. Afloramiento de Formación Tucupido	86
27. Arenisca calcárea características de la unidad t1	87
28. Paquete de 4 metros de arenisca característico de la unidad t1	87
29. Arenisca muy meteorizada, de color ocre característica de la unidad t2...	88
30. Estratificación cruzada en arenisca de la unidad t2	89
31. Fósiles de la Formación Tucupido	90
32. Ophiomorfas encontradas en la unidad t1	91
33. Roseta de rumbos de las formaciones El Veral y Tucupido	92
34. Histogramas de buzamiento de las formaciones el Veral y Tucupido.....	93
35. Ensilladura de falla al sur de la zona de tesis	94
36. Traza de la falla F2 en el sector de la actual cantera de arcilla	95

LISTA DE TABLAS**TABLA**

p.p

1. Materias primas utilizadas en la fabricación del cemento	21
2. Muestras tomadas por sondeo	31
3. Volumen de formaciones y unidades del sector Cerro Monte Oscuro	99
4. Valores máximos y mínimos de elementos químicos por unidad	100
5. Características químicas de las formaciones El Veral y Tucupido	101

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

HOLCIM, es uno de los líderes mundiales en la producción y distribución de cemento, árido, hormigón y servicios relacionados con la construcción. HOLCIM inició su actividad en 1912 en la localidad Suiza de Holderbank. A partir de ese año su crecimiento ha sido constante a lo largo y ancho del mundo siendo hoy en día la empresa de su sector más extendida y diversificada puesto que cuenta con presencia en más de 70 países en los cinco continentes empleando a más de 50.000 profesionales (Fig. 1).



Fig. 1 Mapa de ubicación de la empresa Holcim a nivel mundial. Tomado de www.holcim.com/esp/

En 1993 aparece HOLCIM en Venezuela debido al ingreso de Cementos Caribe en ese grupo empresarial; y en el 2003 la empresa venezolana Cementos Caribe adopta el nombre HOLCIM de Venezuela; ahora, es la empresa venezolana que pertenece al Grupo Suizo Holcim; operan bajo la misma política general y el mismo esquema de direccionamiento estrategia.

En Venezuela, esta empresa produce cementos tipo I, II y III, en sus plantas ubicadas en San Sebastián y Cumarebo, alcanzando una capacidad total de 2.200.000 toneladas anuales de clinker; además cuenta con un conjunto de plantas y terminales a lo largo del país ver (Fig.2). También atiende mercados internacionales con una significativa actividad exportadora.

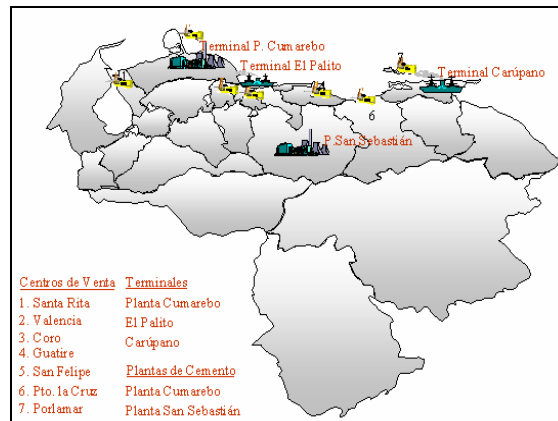


Fig. 2 Mapa de ubicación de terminales y plantas en Venezuela. Cortesía de Holcim Venezuela

Actualmente HOLCIM de Venezuela se encuentra en la necesidad de determinar si la Formación El Veral posee continuidad en otras áreas de su propiedad, con el objetivo de buscar arcillas ricas en Al_2O_3 , siendo este el componente secundario por excelencia de la materia prima del cemento y del cual no se poseen reservas probadas suficientes. Así pues, este trabajo persigue el verificar si en los predios de HOLCIM de Venezuela, específicamente en el sector del Cerro Monte Oscuro existen estas arcillas de la Formación El Veral ricas en Al_2O_3 .

1.1 Objetivos:

1.1.1 General: Determinar si la secuencia lutítica perteneciente a la Formación El Veral muestra continuidad en el Cerro Monte Oscuro, con el fin de solventar el déficit de Al_2O_3 que presentan las materias primas de HOLCIM de Venezuela.

1.1.2 Específicos:

- ✕ Caracterizar la Formación El Veral, Formación Tucupido y unidades litológicas equivalentes en el sector Cerro Monte Oscuro.
- ✕ Caracterización mineralógica y química de las arcillas presentes en la Formación El Veral y Formación Tucupido.

- ✖ Revisar la geología de la concesión minera Monte Oscuro de HOLCIM de Venezuela y presentar un modelo estratigráfico-estructural actualizado de la zona en estudio.
- ✖ Determinar las reservas geológicas existentes en Monte Oscuro.
- ✖ Cumplir con el último requisito académico para optar al título de Ingeniero Geólogo otorgado por la Universidad Central de Venezuela.

1.2 Ubicación, extensión del área y vías de acceso

El área de estudio se encuentra ubicada al Este del estado Falcón, Distrito Zamora, entre Tocópero y Puerto Cumarebo, a 30 minutos de la Vela de Coro. *HOLCIM de Venezuela*. Las coordenadas geográficas de la zona de acuerdo a la proyección U.T.M son las siguientes: latitud N1269200 – N1271200 y longitud E464800 – E467000. La misma posee una extensión areal de 2 Km² aproximadamente (Fig. 3 y Fig. 4).

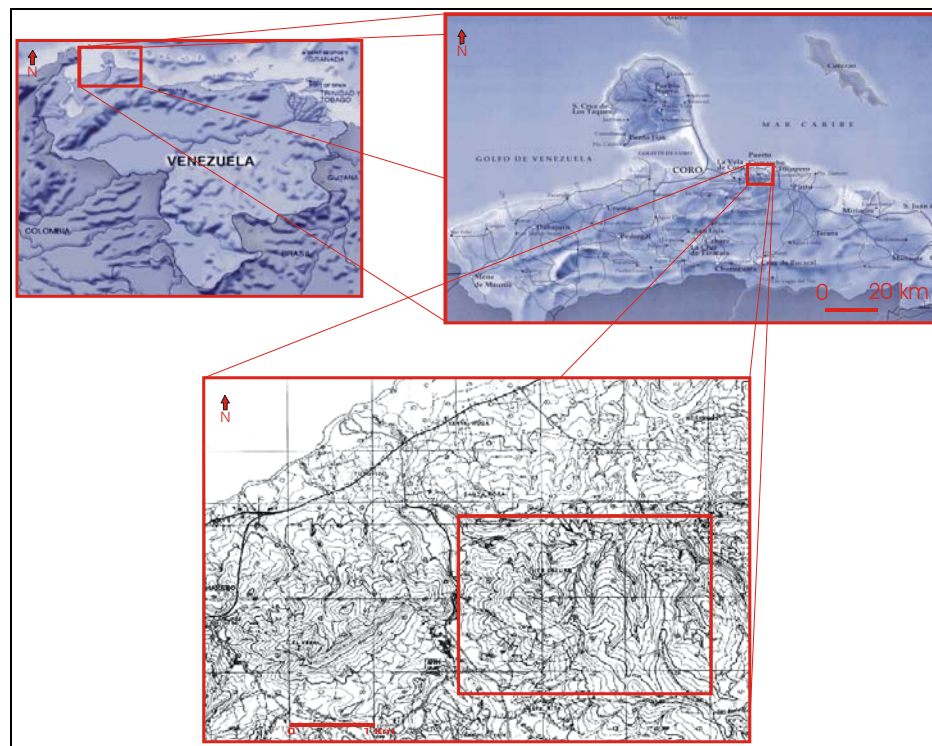


Fig. 3 Mapa de Ubicación de la zona de tesis

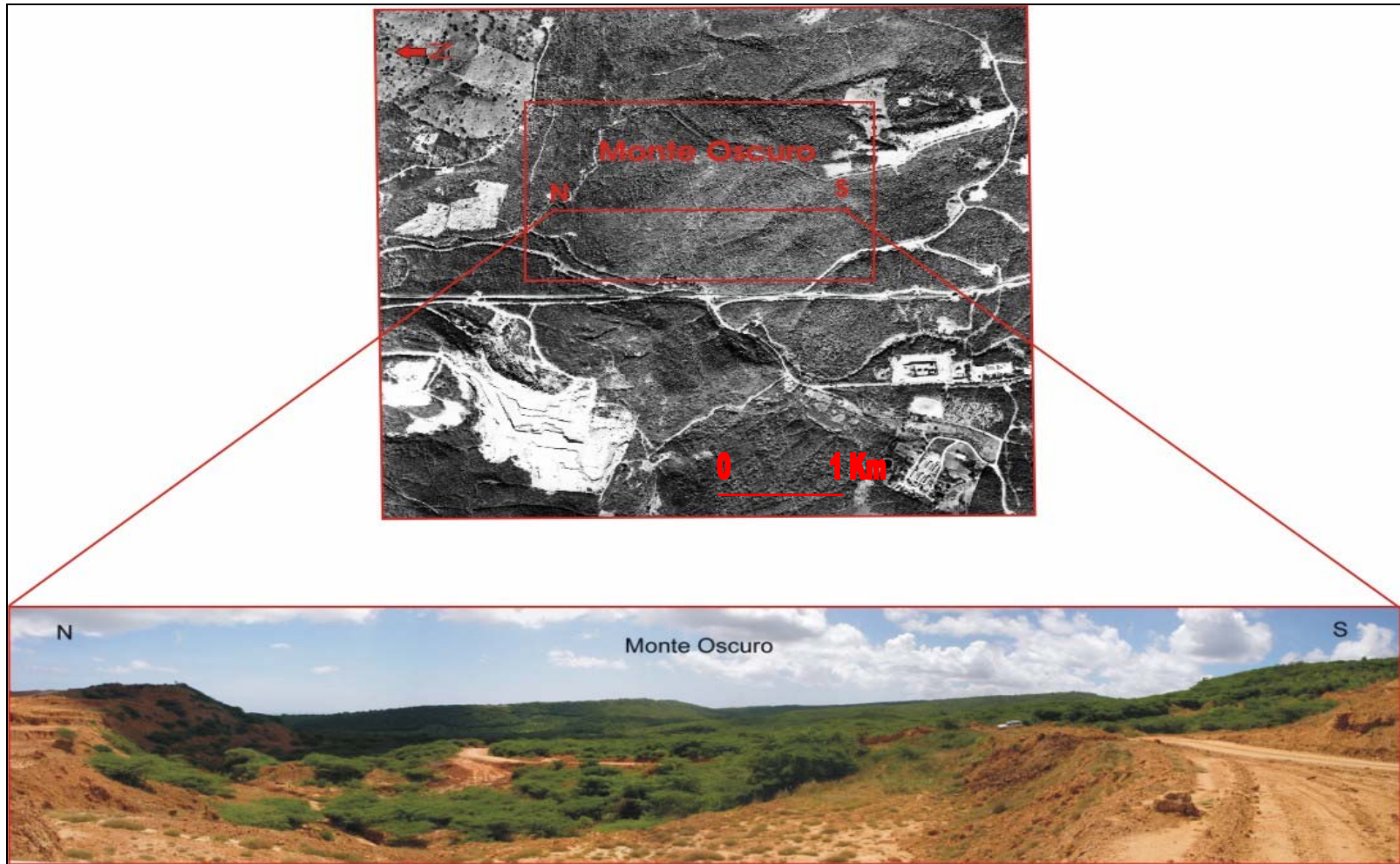


Fig. 4 Imagen superior corresponde a la fotografía aérea del sector Monte Oscuro, la vista inferior es una vista desde la cantera de arcilla de Monte Oscuro (zona de tesis, orientación de fotografía E-O)

Ahora bien, al tomar la carretera Morón-Coro en sentido hacia Coro, llegando a la población de Santa Rosa a 400 metros de Auto-repuestos Santa Rosa (negocio de mecánica general que se observa desde la carretera), se tiene la entrada a Cerro Monte Oscuro; carretera de doble vía en malas condiciones de asfaltado, que conduce a las poblaciones de Santa Rita, Taica y San Vicente, así como, a Cerro Mampostal.

La orientación de los primeros 500 metros de esta carretera es norte-sur y como punto de referencia se tiene la cinta de transporte de HOLCIM de Venezuela que atraviesa la carretera Morón-Coro y se encuentra a 70 metros de la entrada. Luego de los primeros 700 metros, después de la intersección con la Morón-Coro se observa una “Y”, se toma la vía de la derecha y se recorren 1450 metros hasta llegar a una batea de la carretera por donde pasa la intermitente quebrada El Rayo; este punto es fácil de reconocer ya que la cinta de transporte que viene de Cerro Mampostal (Cantera de Caliza de Holcim) pasa justamente por ese punto y sigue 2500 metros hasta llegar a la Planta de Puerto Cumarebo.

El acceso a la quebrada El Rayo es a pie, se tienen dos buenos puntos de entrada con respecto a la batea antes mencionada, el primero se encuentra a 45 metros caminando en dirección N45°E y el segundo se encuentra a 1145 metros caminando por la carretera en dirección N10°O, en este punto, se sale de la carretera por la derecha y a 35 metros se encuentra nuevamente la quebrada El Rayo.

Los afloramientos de la quebrada El Rayo son de fácil acceso, y no se requiere de ningún permiso, a pesar de que esa zona es una concesión minera otorgada a Holcim de Venezuela; otros afloramientos visitados en la zona, como la Cantera de arcilla y el sector oriental de la Fila El Veral, requiere de vehículo

doble tracción y un pase o permiso de entrada otorgado por el Departamento de Seguridad Industrial de Holcim Puerto Cumarebo.

1.3 Geografía Física

El estado Falcón está ubicado al noreste de Venezuela, entre los 10°18'08", 12°11'46" de latitud norte y los 68°14'28", 71°18'21" de longitud oeste. Limita por el norte con las Islas de Aruba y Curazao, al este con el mar Caribe, al oeste con el estado Zulia y al sur con los estados Lara y Yaracuy. Tiene una superficie de 24800 Km lo cual representa un 2,81 % de la superficie total de Venezuela.

1.3.1 Relieve

La topografía de la zona está básicamente controlada por la litología y algunas estructuras geológicas, como fallas y plegamientos, observándose en su mayoría un paisaje mixto-montañoso costero. Las pocas crestas que se observan son redondeadas, y geométricamente lineales sin quiebres abruptos, teniendo un declive hacia el noreste en su mayoría; las laderas de los cerros son bastante simétricas y suaves, siendo sus pendientes muy uniformes (ver mapa geológico 1:25000 y 1:2500).

Cabe destacar que en algunos sectores, el drenaje tiene un grado de entallamiento alto, posiblemente esto es consecuencia de la litología presente en la región y haciendo de las zonas altas superficies de erosión y de las zonas bajas superficies de sedimentación (ver mapa geológico 1:25000 y 1:2500).

1.3.2 Clima

Según el sistema de clasificación de Kóeppen (Coplanarh 2004), los vientos alisios actúan constantemente sobre la costa del estado, modificando las condiciones climáticas, la temperatura promedio en las llanuras costeras es de 28,7 °C, mientras que en la zona montañosa el promedio es de 21,2 °C.

Las precipitaciones son escasas hacia la costa, aumentando hacia las zonas montañosas, con una media anual de 750 mm. De acuerdo al sistema de clasificación de Kóeppen, en la entidad se dan diversos climas, como el de estepa (Bs), sabana (Aw) y desierto (Bw).

En esta zona el clima es semiárido, con un promedio anual de 442 mm de precipitación. La sequedad de tal región determina la existencia de una capa de vegetación escasa (xerófita) que aporta una muy pobre protección a los materiales sueltos que recubren la superficie. Estas condiciones son favorables a la erosión eólica, máxima si la velocidad de los vientos alisios del nordeste sopla en el lugar con velocidades promedio entre 16 y 24 Km/hora a lo largo del año. Nótese la diferencia si apenas se necesita una velocidad de tan solo 3,6 Km/hora para levantar granos de arena de 0,1 mm de diámetro. Por lo tanto los suelos quedan a merced de la deflación.

En la zona de estudio el clima se encuentra representado por sabana (Aw) y desierto (Bw) donde los vientos juegan el papel principal, llevando las lluvias a zonas altas donde ocurren persistentes precipitaciones. Al norte, cerca de la costa nuevamente el viento, con la fuerza del mar azota la costa, dejando un rastro erosivo muy grande (Fig. 5).

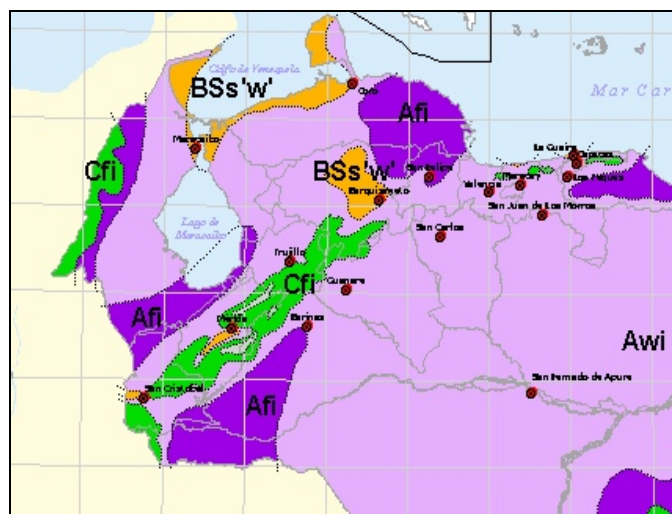


Fig. 5 Sistema de clasificación de Köppen. Tomado de COPLANARH , (2004). (Comisión del Plan Nacional de Aprovechamiento de los Recursos Hidráulicos).

1.3.3 Flora y Fauna

El estado Falcón cuenta con seis categorías de unidades de vegetación. En primer término están las sabanas con predominancia de gramíneas; los bosques divididos en manglares, caducifolios y perennifolios; los matorrales: caducifolios y perennifolios; los espinares: médanos y espinares típicos; los pastos y cultivos, así como las zonas erodadas y salinas, estas últimas presentan la mayoría de su superficie desnuda (Giffuni 1980).

El potencial forestal del estado Falcón está localizado en las zonas montañosas, cuya función principal es protectora. Destacando que la disponibilidad de bosques es relativamente baja en virtud de que la vegetación predominante es de espinares y matorrales.

En la zona de trabajo la flora esta representada por vegetación xerofítica y matorrales, incluyendo gramíneas, esta diversidad en tan poca extensión se debe al suelo enriquecido de minerales que favorecen el crecimiento de tanta vegetación (Fig. 6 y Fig. 7).

**Fig. 6 Cardón****Fig. 7 Vegetación Xerófito**

Como en el resto del país, la fauna del sistema falconiano es rica en diversas especies de mamíferos, aves, reptiles y peces, además de los hermosos pájaros que abundan en la región (Fig. 8).

**Fig. 8 Chivo coriano**

1.3.4 Erosión

Debido a las características de la vegetación, que proporcionan poca cobertura a los suelos y a la agresividad del clima (lluvias de temporadas y fuertes vientos), estas tierras son altamente susceptibles a la erosión.

En el área de estudio, las arcillas se caracterizan por presentar grietas de desecación y en algunos sectores se observan derrumbes debido al alto nivel freático que presenta el suelo. Son muy comunes los deslizamientos en rocas

presentes en las quebradas, sobre todo en areniscas calcáreas que presentan diaclasas y además están soportadas por espesores importantes de arcilla.

Cabe destacar que en la zona hay ciclos tormentosos que intensifican la acción de los agentes erosivos en la zona, esto se evidencia por observaciones de campo donde luego de una tormenta de 3 días cambiaron las condiciones físicas de la zona.

1.3.5 Drenaje

En las adyacencias de la zona de estudio existen dos drenajes importantes; al este el río Ricoa y al oeste el río Cumarebo, estos ríos tienen caudal durante todo el año, y en épocas de lluvia se desbordan con facilidad depositando sedimentos en áreas aledañas al curso principal.

Tanto al norte como al sur de la zona de estudio, los flujos son intermitentes y limitados a las estaciones de lluvia, permaneciendo secos la mayor parte del tiempo.

Los drenajes contenidos en la zona de estudio son las quebradas El Rayo, San Vicente y San Pedro. El patrón general de drenaje es dendrítico donde los drenajes secundarios se interceptan con los drenajes principales con un patrón pinado.

1.3.6 Geomorfología

La geomorfología del sistema costero depende de la interacción y dinámica de factores hidrológicos, geológicos, climáticos y ecológicos.

Las costas del estado Falcón, específicamente en el tramo comprendido entre La Vela de Coro y Tucacas, es en su mayor parte una costa de erosión, mostrando acantilados donde el relieve llega a la costa. Las áreas de sedimentación en este sector, se localizan en las desembocaduras de los ríos mayores (valles marítimos), los cuales transportan importantes volúmenes de sedimentos; esto es evidente debido a la coloración que posee en mar en las zonas aledañas a estos drenajes.

La zona de estudio se encuentra emplazada en las estribaciones nororientales de la región denominada colinas del anticlinorio de Falcón, donde el relieve continental se pone en contacto con el mar.

Todas las morfoestructuras en la zona de estudio son correspondientes a las estructuras.

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

2.1 Las arcillas

Según Carmona (1954), se denominan arcillas aquellas sustancias terrosas formadas principalmente por silicatos aluminicos con materia coloidal y trozos de fragmentos de rocas, que generalmente se hacen plásticas cuando están húmedas y pétreas por la acción del fuego. Estas propiedades dan a las arcillas su utilidad, puesto que se les puede moldear en casi todas las formas, las cuales conservan después de ser sometidas a la acción del fuego. La arcilla tiene muchos otros usos además de la cerámica, principalmente en la construcción y fabricación. El vocablo arcilla proviene del latín arguilla, palabra asignada a las materias arcillosas.

La arcilla no es un mineral sino un agregado de minerales y de sustancias coloidales que se han formado mediante la desintegración química de las rocas aluminicas. Está compuesta principalmente por sílice, alúmina y agua; conteniendo también otras sustancias como fragmentos de rocas, de óxidos hidratados de hierro, álcalis y materiales coloidales. En esencia los minerales de la arcilla son silicatos de aluminio. En algunas arcillas los elementos alcalinos se presentan como constituyentes; en otras el magnesio, el hierro o ambos elementos sustituyen total o parcialmente al aluminio. La mayoría de las arcillas se han formado por la desintegración de rocas con un alto contenido de alúmina, a pesar de que algunas son producto del metamorfismo. Estas últimas aparecen sólo en pequeñas cantidades.

Una arcilla es un material fino, terroso, natural, compuesto por los minerales arcillosos. De esta forma se incluyen, además de las arcillas propiamente dichas, las lutitas, las limolitas y los suelos que tengan propiedades argiláceas.

Los constituyentes químicos esenciales de los minerales de la arcilla varían no sólo en cantidad sino también en el modo en que se combina o se presentan en los diferentes minerales. Los minerales arcillosos más importantes se encuentran en el grupo de las caolinitas y de las montmorilonitas. Las arcillas esenciales de los sedimentos arcillosos son el resultado de la meteorización de rocas ígneas y metamórficas. En condiciones de escasa precipitación, el magnesio de las rocas ígneas máficas permanece en la zona de meteorización y la arcilla producida es montmorilonita. Si la precipitación es considerable, se efectúa una lixiviación completa de la roca, el magnesio es separado y el producto de la meteorización es caolinita. A partir de una roca ígnea ácida se origina illita y montmorilonita en condición de meteorización, con tal que ocurra retención de potasio y magnesio, pero se formaría caolinita de prevalecer una lixiviación excesiva. A continuación presentamos una lista de los minerales arcillosos y sus composiciones (Carmona 1981).

<u>Mineral</u>	<u>Composición</u>
Caolinita	$\text{Si}_2\text{O}_5\text{Al}_2(\text{OH})_4$
Montmorilonita	$\text{Si}_{24}\text{O}_{60}\text{Mg}_2(\text{OH})_{12}(\text{Na}_2\text{Ca})$
Illita	$(\text{Si}_2\text{Al}_2) (\text{O}_5\text{K}) (\text{Al Fe Mg}) (\text{OH})$
Atapulgita	$\text{Si}_8\text{O}_{20}\text{Mg}_5(\text{O}_2\text{H}) 4 \text{H}_2\text{O}$

Según el origen se pueden distinguir dos categorías de arcillas: las residuales y las transportadas, dentro de estas últimas se encuentran las (a) marinas, (b) lacustres, (c) aluviales, (d) estuarinas, (e) deltáicas, (f) glaciales y (g) eólicas. Por consiguiente, desde el punto de vista geológico las arcillas tienen una distribución prácticamente universal; a pesar de ello los yacimientos de alta calidad son difíciles de localizar.

Las propiedades físicas más importantes de las arcillas son: (1) plasticidad, que permite que sea moldeada; (2) resistencia a compresión, tensión

o cizallamiento; (3) retracción tanto en el secado como mientras está en el horno; (4) temperatura de cocción y vitrificación; y (5) color de calcinación, que se debe principalmente a los óxidos de hierro presentes.

La composición y su naturaleza determinan el uso y el valor de la arcilla. El cuarzo disminuye la plasticidad y la retracción, y contribuye a hacerla refractaria. La sílice en forma coloidal aumenta la plasticidad. La alúmina la hace refractaria. El óxido de hierro, al igual que el feldespato, disminuye la temperatura de fusión, actúa como fundente y también es un poderoso agente colorante. Un poco de óxido de hierro colorea intensamente la arcilla tostada, pero una gran cantidad la convierte en un producto rojo o blanco si tiene 5% menos. Según sus propiedades, las arcillas se dividen en dos grupos: el grupo cerámico y el grupo no cerámico (Espejo 1989).

Según Rodríguez (1986), el grupo cerámico comprende los siguientes productos:

Productos estructurales: Las características de las arcillas de este grupo son básicamente: resistencia en crudo y en cocción, color de calcinación, plasticidad, temperatura de cocción y encogimiento. En los productos están incluidos ladrillos, tejas, bloques, tubos de cerámica, etc.

Porcelana: Las características de este grupo de arcillas son color blanco de calcinación, que son refractarias y su alta temperatura de vitrificación. Dentro de este grupo se utilizan las arcillas denominadas caolines. Los depósitos más importantes y puros de caolines son aquellos de origen residual.

Refractarias: Las arcillas refractarias son todas aquellas que tengan un cono pirométrico equivalente superior al 19 (1.541° C). Generalmente tienen un alto porcentaje de caolinita con algo de cuarzo libre de impureza. Se utiliza en

la fábrica de ladrillos y en formas especiales refractarias. Son muy importantes para usos en calderas u hornos de temperaturas relativamente bajas.

Potería: En este grupo se utilizan arcillas de cocción densa, con colores no necesariamente claros y con características aceptables de viscosidad.

Agregados de arcillas: En la elaboración de agregados para concreto se utilizan arcillas con características expansibles.

El grupo no cerámico comprende los siguientes tipos de arcillas: arcillas decolorantes; arcillas absorbentes; arcillas como material de relleno en papel, caucho, linóleo, textiles fertilizantes y otros; arcillas como pigmentos en pinturas y plásticos; arcillas como matriz en fundiciones; arcillas como lodo en perforaciones en la industria petrolera; arcilla en cemento; y arcillas para infinidad de usos industriales de menor importancia tales como catalizadores, detergentes, relleno en medicinas impermeabilizadores de suelos, coagulantes, cohetería, etc.

Las arcillas se clasifican en los tipos siguientes:

Arcillas caolines: Son arcillas residuales, las más puras, de alto porcentaje de caolinita. Son de alto grado, grano fino. Cocción en blanco. Se emplean en la manufactura de loza, porcelana y papel.

Arcillas grasas: Son arcillas muy plásticas y untuosas. Cocción en blanco. Se emplean en la manufactura de loza.

Arcillas refractarias: Son arcillas que contienen poco óxido metálico y álcalis, y pueden resistir temperaturas elevadas sin desagregarse, por cuya razón se usan en la construcción de hornos, crisoles, estufas y obras similares.

Arcillas de alfarería: Son arcillas semirefractarias de fuerte acción y muy semejantes a las arcillas refractarias. Se emplean en alfarería y cerámica.

Arcillas para ladrillos y tejas: Constituyen el tipo más corriente. Son de bajo valor. Se emplean en todas partes para estos productos. Al ser sometidas a la acción del fuego adquieren un color rojo.

Las arcillas comerciales o arcillas empleadas como material crudo en las construcciones están entre los más importantes recursos minerales no metálicos. El valor de estas arcillas está estrechamente relacionado con sus composiciones mineralógicas y químicas, especialmente las arcillas que contienen los minerales caolinita, montmorilonita, illita y atapulgita, La presencia de otros minerales o impurezas de sales solubles restringe sus usos. Las impurezas más comunes son cuarzo, carbonatos, óxido de hierro, sulfatos y feldespato. Las arcillas comerciales son:

Arcillas caoliníticas: Las que contienen un gran porcentaje del mineral caolinita. Varias arcillas comerciales están compuestas predominantemente de caolinita; estas son: arcilla china, arcillas esferoidales, arcillas refractarias y arcillas duras que se emplean en la manufactura de cerámica (alfarería, porcelana, refractarios), papel, pintura, plásticos, insecticidas, catalizadores y tinta; en la industria eléctrica, etc.

Arcilla china: Son caolines blancos de gran calidad. Se emplean en la manufactura de cerámica (alfarería, refractarias y porcelana), papeles, pintura, plásticos, insecticidas, catalizadores y tinta.

Arcilla dura: Es una arcilla refractaria compuesta esencialmente de caolinita, pero es plástica.

Arcilla diáspora: Es una arcilla compuesta de diáspora y caolinita. La diáspora es un óxido de aluminio hidratado con 85% de Al_2O_3 y 15% de agua.

Es muy dura y muy refractaria. Se emplea casi exclusivamente en la industria refractaria.

Arcillas esferoidales: Compuestas principalmente de caolinita pero de color más oscuro que el caolín. Se emplean en la manufactura de cerámica donde no prevalece el color blanco.

Arcillas refractarias: Compuestas de caolinita, con pequeñas cantidades de impurezas como illita y cuarzo. Soportan temperaturas de 1500°C o más. Se emplean en revestimientos de hornos, vasijas para productos químicos, crisoles, retortas, equipos para fundición, ladrillos refractarios, etc.

Arcillas de atapulgita: Son silicato de aluminio y magnesio hidratados. Se emplean para decolorar y en el refinado de aceites minerales y vegetales y cera.

Arcillas mixtas: La mayoría de las arcillas contienen mezclas en diferentes proporciones de caolinita, montmorilonita, illita y atapulgita, La industria de estructurales de arcilla es el mayor consumidor de este tipo de arcilla. Con ellas se fabrican ladrillos, tejas, conductos de agua, baldosas, desagües, albañales, bloques, etc.

La arcilla y sus productos tienen tantos usos que es difícil hacer una lista completa de ellos. A manera general, se puede decir que la arcilla se usa en cerámica, porcelana, jarros, ornamentos, tejas, telas impermeables, linóleo, papel, jabón, ladrillos y en la fabricación de cemento, siendo este último el más importante. En los diferentes edificios se emplean para ladrillo de construcción, tejas para techos, tubos para conducción de aguas limpias y negras, baldosas, revestimientos, etc. En la industria eléctrica se utiliza en cajas para enchufes, aisladores, conmutadores, etc. En refractarios para revestir hornos, vasijas para productos químicos, crisoles, retortas, etc. Otros usos son arenas de fundición,

ruedas de esmeril, balastos cemento, filtrado de aceite, fabricación de papel y muchos otros de menor importancia.

2.2 El cemento

El cemento es una combinación de silicatos dicálcicos, silicatos tricálcicos, aluminato tricálcico, férrico, aluminato tetracálcico, etc. Por ello para su obtención se requiere de materia prima enriquecida en óxido de calcio, alúmina y óxidos de hierro. La materia prima puede ser de origen natural y productos industriales (Carmona 1981).

Los requerimientos químicos básicos para fabricar el cemento rara vez se encuentran en las proporciones deseadas en una sola sustancia; por lo tanto, en la mayoría de los casos es una combinación de tres o más sustancias. Las materias primas para la industria de cemento se pueden dividir en cuatro tipos: (1) componentes calcáreos, (2) componentes ricos en alúmina (arcillas), (3) componentes silíceos (arenas) y (4) componentes ferruginosos.

Los componentes calcáreos usados frecuentemente en la industria del cemento son “cement rock”, calizas, margas, conchas de ostras, coquinas, caliche, etc. La caliza es la materia prima más usada en el mundo, principalmente por su abundancia y su gran aporte de calcio. Raramente llega a tener 99% de carbonato de calcio, frecuentemente contiene cantidades de arcillas y arena, componentes que no son impurezas objetables para la fabricación de cemento por cuanto aportan alúmina, sílice y óxido de -hierro. El factor más importante que controla la utilización de la caliza en la industria de cemento es el contenido de óxido de magnesio. El contenido máximo permitido es 3%, por ello se descarta el uso de caliza dolomítica con este fin. La marga, debido a su abundancia y al hecho de contener material calcáreo y arcilloso en estado homogeneizado, constituye una excelente materia prima. En otros países

se usan conchas de ostras, coquina y caliche, pero en Venezuela no hay depósitos suficientes que soporten los requerimientos de una planta de cemento.

Cuando la caliza empleada no contiene suficiente alúmina y sílice, es necesaria la adición de material arcilloso. Por eso la arcilla es la segunda materia prima importante para la fabricación de cemento. Como se sabe, las arcillas están formadas principalmente por hidrosilicatos de alúmina, sin embargo, exhiben una amplia variación en su composición mineralógica y química. Varían desde las compuestas exclusivamente por silicatos de aluminio (blancas), hasta las que pueden contener más de 50 % de sílice libre, o contener hidróxido de hierro, sulfuro de hierro, carbonato de calcio, etc. El hidróxido de hierro es el componente colorante más frecuente de las arcillas. La granulometría es importante, lo preferible es la presencia de sílice finamente dividida. La arcilla es igualmente la principal fuente de álcalis en el proceso de fabricación de cemento.

Aunque las arcillas sí representan un elemento importante por su composición y las cantidades necesarias, generalmente no constituyen un gran dolor de cabeza. Siempre es posible conseguir una arcilla de composición apropiada dentro del área relativamente cercana a la planta de cemento, La mineralogía y la composición química de las arcillas es muy amplia y es fácil conseguir la apropiada para ser usada como aditivo. En Venezuela hay arcillas de distintas composiciones químicas y en grandes volúmenes.

Para corregir las deficiencias de alúmina también es común el empleo de otros materiales como bauxita, esquistos, estaurolita, granodioritas, escoria de siderurgias y plantas de aluminio. Mientras que para compensar la deficiencia de sílice se utiliza arena o arenisca. Aunque estos materiales son principalmente ricos en cuarzo, contienen cantidades variables de arcillas y otros minerales. También se usan cuarcitas, tierras de diatomeas, etc.

Los cementos de bajo calor de hidratación requieren la incorporación de aditivos ricos en hierro. La materia prima comúnmente usada para cumplir este fin es la mena de hierro y ceniza producto de la calcinación de la pirita.

La materia prima condicionante para la fabricación de cemento, ya lo hemos visto, es la caliza; los demás componentes (arcilla, arenas, mena de hierro, bauxita, etc.) son componentes correctores y se agregan en la proporción necesaria hasta obtener la composición química deseada. A excepción de las arcillas, esos otros elementos son incorporados generalmente en cantidades menores.

Como hemos visto, el óxido de magnesio es el condicionante más importante para las materias primas en la fabricación de cemento. Los álcalis están limitados por una concentración no mayor de 0,6 % en el cemento elaborado. Comúnmente la materia prima puede contener un porcentaje mayor, ya que parte de ellos se volatilizan durante el proceso de cocción. El azufre suele presentarse combinado como sulfuro (pirita) en casi todas las materias primas para cemento, a lo que hay que agregar el azufre incorporado por los combustibles empleados. Los contenidos de azufre, cloruros, fluoruros y fósforos de la materia prima de la mayoría de las fábricas de cemento están en los siguientes rangos: de 0,16 a 0,5 % de azufre, de 0,01 a 0,3 % de cloruros, de 0,03 a 0,08 % de fluoruros y de 0,05 a 0,25 % de fósforos.

Al final del proceso de fabricación de cemento se hace necesaria la incorporación de pequeñas cantidades de yeso con objeto de regular el tiempo de fraguado; por ello constituye una materia prima importante que se debe tomar en cuenta para la instalación de una planta de cemento.

Existe la tendencia a fabricar cementos de distintas clases, adaptadas a usos determinados, tales como: cementos de gran resistencia para albañilería, de baja temperatura, de elevado contenido de alúmina y para pozos petroleros.

Por ejemplo el cemento Portland es un conglomerado hidráulico constituido principalmente por silicatos de calcio. Las materias primas utilizadas en su fabricación son principalmente materiales como la piedra caliza (entre 76 % y 80 % de calizas, o sea 42,5 % de CaO), materiales arcillosos (20 % de SiO₂ y Al₂O₃) y 5 % de álcalis y magnesio (Tabla 1). Las materias primas deben tener un contenido muy bajo de óxido férrico, el Mg no debe exceder 5 % del producto acabado. Las materias primas se mezclan y muelen a la misma finura que el propio cemento, operación que se puede realizar en seco (vía seca) o con agua (vía húmeda). La mezcla pulverizada se cuece en grandes hornos rotativos a entre 1370° y 1550° C para producir el clínker de cemento Portland. Al clínker se le añade 3 % de sulfato de calcio (yeso) antes del pulverizado final, para impedir un fraguado demasiado rápido del producto. Después, la mezcla de clínker y yeso se muele hasta un grado de finura donde 90 % de la mezcla pase por un tamiz 200. Hay diferentes tipos de cementos Portland (principalmente cinco), dependiendo de su composición química, granulometría, tiempo de fraguado, resistencia en la actividad química, etc.

Tabla 1. Materias primas utilizadas en la fabricación del cemento.

<i>Materia prima</i>	<i>Frecuencia de uso (%)</i>
"Cement rock" o caliza sola	5
Caliza y arcilla	12
Caliza y lutita	21
Caliza y "cement rock"	6
Caliza, arcilla y lutita	5
Caliza, lutita y arena	11
Caliza, arena y óxido de hierro	4
Caliza, arcilla, lutita y mena de hierro	5
Conchas marinas, arcilla, arena y materiales ferrosos	4
Total	100

Así pues, el proceso de fabricación del cemento consta de 9 etapas importantes:

1. Extracción de materias primas

El proceso de fabricación del cemento se inicia con los estudios y evaluación minera de materias primas (calizas y arcillas) necesarias para la producción. Una vez evaluada se tramita la concesión o derechos sobre la cantera. Como segundo paso se complementan los estudios geológicos, se planifica la explotación y se inicia el proceso de trituración y preparación de materias primas.

2. Trituración y preparación de las materias primas

Una vez removido el material y clasificado, se inicia el proceso de trituración reduciendo el tamaño de la roca. El material es fracturado hasta obtener una granulometría apropiada para el producido de molienda, perforación, quema, remoción, clasificación, cargue y transporte de materia prima.

3. Prehomogeneización

Los materiales han sido analizados a su paso mediante un equipo de rayos gamma localizado sobre la banda transportadora. El material triturado se transporta por medio de bandas hasta el patio, de prehomogeneización, donde se organizan en dos pilas en capas horizontales para luego consumirse en cortes (tajadas) verticales. Con esto se logra una primera homogeneidad de las materias primas. Este material es transportado y almacenado en un silo del cual se alimenta el molino de crudo. Allí mismo se tienen dos silos más con los

materiales correctivos (minerales de hierro y caliza correctiva alta. Se dosifica dependiendo de sus características; y mediante básculas el material al molino de harina (o crudo).

4. Molienda de materias primas

El material extraído y dosificado de los silos tiene un tamaño de 10 cm, se transporta a un molino vertical que consiste en una mesa giratoria con tres rodillos, sobre la cual muelen el material que cae sobre la mesa hasta pulverizarlo.

5. Fabricación de clinker

Este material pulverizado es transportado mediante la succión de gases calientes provenientes del horno, hasta el filtro de mangas, donde es separado el material del aire y transportado al silo de homogeneización, en el silo se homogeneiza, la harina mediante aire para, obtener una harina cuya, composición química sea la ideal para la fabricación del clinker.

6. Molienda de cemento: Adiciones finales y molienda

El clinker salido del horno es almacenado en un depósito cubierto y de allí se lleva a una prensa (o molino) de rodillos para una premolienda (reducción de tamaño) y luego alimentar el molino de bolas en conjunto con el yeso y la adición , si ésta se requiere En este punto del proceso, la molienda determinará el tipo de Cemento. Para ello señala si es o no adicionado, y la finura con la cual se obtiene la diversidad de productos para la construcción En el proceso de molienda, se alimentan los materiales (clinker, yeso, y adición) según el tipo de cemento a fabricar, y se determina la finura del cemento. En el proceso de molienda y a la salida del molino, el material es conducido a través de un

clasificador de partículas que separa las gruesas para reintroducirlas al molino y las partículas finas se transportan a los silos de cemento. Cuando se fabrica el clinker se ha tenido el tipo o los tipos de cemento que se desean obtener. En cementos Boyacá producimos dos tipos de clinker y 8 tipos de cemento

7. Despachos

Área que programa y ordena el cargue de cemento de acuerdo a la solicitud del cliente

8. Control de Calidad

Para comprobar la calidad de los productos, se efectúan diversos controles a través del proceso iniciando en la cantera y finalizando en el despacho del cemento. Se cuenta con modernos laboratorios para el control de Calidad de nuestros productos.

9. Almacenamiento

El cemento se lleva por medio de bandas transportadoras o de sistemas neumáticos hacia los silos de almacenamiento de donde se extrae para ser despachado en bolsas o a granel, empacado en bolsa. La operación de empacado se hace mediante tres equipos (empacadoras) que llenan los sacos y en forma automática una vez completan su peso, son descargados en una banda transportadora, esta banda puede ir directamente al vehículo o a una paletizadora automática donde se organiza en grupos de 5 sacos por fila, y 8 o 9 filas para ser cargado mediante montacargas a los camiones.

2.3 Fluorescencia de RX

Preparación de perlas para la determinación de su composición química por fluorescencia de rayos X.

La técnica de fusión consiste ante todo en calentar a alta temperatura (800-1200 °C) una mezcla de muestra y fundente para que éste último funda y disuelva la muestra. La dilución y las condiciones de enfriamiento deben ser elegidas de tal manera que el producto final después del enfriamiento sea una estructura amorfa. El calentamiento de la mezcla muestra/solvente es realizado normalmente en un crisol de Pt-Au. Los fundentes utilizados más corrientemente son los boratos (tetraborato de sodio, tetraborato de litio y metaborato de litio), siendo el tetraborato de litio el más utilizado ya que satisface las necesidades más corrientes.

Los equipos utilizados en el laboratorio fueron los siguientes:

- ✖ Balanza analítica, clase I, e= 0,001g, d: 0,0001 g, 220 g máximo.
- ✖ Horno mufla, rango de temperatura: 0-1200 °C.
- ✖ Crisoles de 25 c.c. y moldes circulares de 30 mm de diámetro de Pt/Au (95/5).
- ✖ Mechero a gas.
- ✖ Espátula.

La muestra es cargada en la cámara de medida del espectrómetro y excitada a través de un haz de rayos X primario proveniente del tubo de RX. Este emite por ende un haz de rayos secundario policromático donde las longitudes de onda de los fotones dependen de los elementos que lo componen. El haz de rayos secundarios es enviado hacia los sistemas dispersivos llamados en nuestro caso monocromadores y goniómetro. Estos sistemas producen un espectro de líneas características con relación a los elementos contenidos en la muestra.

El espectrómetro mide intensidades. Las concentraciones son obtenidas solamente cuando el instrumento ha sido calibrado. Es bueno resaltar que el espectrómetro es un buen comparador, sin embargo, la exactitud del resultado depende completamente de la calidad de los patrones empleados para la calibración. La relación entre las intensidades y la concentración es generalmente de tipo polinomial de primer grado:

$$C (\%) = a_0 + a_1 \cdot I$$

Donde:

I = intensidad medida por el espectrómetro

a₀, a₁= son las constantes de la curva de calibración

C = concentración en %

2.4 Perfiles de Distribución

Son representaciones gráficas de los datos que ayudan a visualizar los valores atípicos. Normalmente, las variables se representan en el eje horizontal y los valores de escala en el eje vertical. Las puntuaciones de objetos (originales o estandarizadas) se representan como puntos del gráfico.

La geoquímica trata sobre la distribución y migración de los elementos químicos y sus especies atómicas (isótopos) en el interior y en la superficie de la corteza, en el espacio y tiempo. Cada tipo de roca, desde distintos puntos de vista, se puede considerar como un sistema químico en el cual distintos agentes pueden producir cambios químicos. Estos cambios implican una perturbación del equilibrio, con ulterior formación de un nuevo sistema, el cual, bajo nuevas condiciones, a su vez llega a ser estable.

Las variaciones de los porcentajes en óxidos de las rocas sedimentarias son un reflejo de un conjunto de variables, endógenas y exógenas, que actúan antes y durante la formación de la roca, las principales variables que controlan la cantidad y distribución de los elementos químicos en las rocas sedimentarias se exponen a continuación:

- ✖ Composición de la roca fuente
- ✖ Factores que actúan durante la meteorización y erosión de la roca fuente (relieve, drenaje, clima, temperatura, humedad)
- ✖ Ambiente tectónico
- ✖ Ambiente de depositación, condiciones hidrodinámicas, salinidad, características físico-químicas del medio, Eh y pH.
- ✖ Condiciones reinantes durante los procesos de soterramiento, diagénesis y litificación. (Tomado de RODRÍGUEZ *et al.* 2000).

2.5 Reservas Geológicas

Se tiene pues que las reservas son la cantidad de mena o concentraciones de minerales disponibles en un yacimiento, estas pueden ser:

Reservas Medidas: Son reservas determinadas a partir de datos geológicos, geofísicos, perforaciones o calicatas.

Reservas Inferidas: Son reservas determinadas explorando la misma información hacia áreas aledañas más extensas con características geológicas similares.

Numéricamente las reservas se calculan con las siguientes fórmulas:

$$\text{RESERVAS} = \text{Densidad de la mena} * \text{Volumen del depósito}$$

Donde,

$$\text{La densidad de mena} = \text{masa de mena/unidad de volumen} = \frac{m}{V}$$

De otra manera se tiene:

$$\text{RESERVAS} = \text{Tenor} \times \text{volumen del depósito}$$

Donde,

$$\text{Tenor} = \frac{\text{cantidad de minerales útiles}}{\text{unidad de volumen o masa}}$$

Las reservas se expresan en millones de Toneladas métricas, abreviado Mt. El tenor del yacimiento puede ser expresado en unidades propias de concentración: Kg/m³, oz/ft³, gr/tm u oz/tm o en unidades de % en peso, incluyendo ppm (partes por millón).

$$\text{TENOR} = \left(\frac{\text{masa del mineral}}{\text{masa del depósito}} \right) \times 100\%$$

A menudo se trabaja con:

Tenor promedio: Este se expresa como el contenido total de mineral por unidad de volumen o masa total del yacimiento.

Tenor mínimo: Es la cantidad mínima de minerales útiles presentes hasta los límites donde el yacimiento es explotable.

CAPÍTULO III

MARCO METODOLÓGICO

3.1 Métodos de campo

Esta metodología se divide en dos etapas ya que en la primera etapa se describieron los 18 sondeos pertenecientes a las secciones 20-20' y 22-22' y se tomaron las muestras para realizar los análisis de DIFRACCIÓN DE RAYOS X y la segunda etapa consistió en la descripción de afloramientos y geología de superficie.

3.1.1 Descripción de núcleos

1. Se realizó un inventario de los sondeos existentes en el almacén (aproximadamente se revisaron 40 sondeos de más de 70 presentes).
2. Se organizaron los sondeos pertenecientes a las secciones 20-20' y 22-22', verificando el estado de los testigos y luego se procedió a marcar las cajas para una mejor identificación.
3. Se realizó la descripción al detalle de cada sondeo, tomando en cuenta las siguientes características:

Color

Litología

Granulometría

Compactación

Estructuras sedimentarias

Contenido fósil

Cambio de facies

Escogimiento

4. Se procedió a tomarles fotos a cada una de las cajas.
5. Luego en bolsas plásticas se procedió a tomar muestras representativas de los sondeos, este muestreo consistió en:
 - A.- Tomar muestras cada metro (en ocasiones cada 30 centímetros) con el fin de tener una caracterización representativa de todo el sondeo.
 - B.- Tomar muestras donde se observaron cambios de facies.
 - C.- Por último se tomaron muestras de donde se observó alto contenido de azufre y otros tipos de mineralizaciones que se podían observar con una lupa de aumento 10X.

En total se tomaron 1010 muestras de los 18 sondeos. A continuación, en la tabla 2, se puede observar los 18 sondeos con las muestras identificadas de cada uno de ellos.

Tabla 2. Muestras tomadas por sondeo

SONDEO	MUESTRA #	
	DESDE	HASTA
CA-04	1	76
CA-09	1	55
CA-10	1	61
CA-12	1	61
CA-13	1	42
CA-13-A	1	50
CA-13-B	1	61
CA-14	1	51
CA-15	1	63

MO-16	1	61
MO-17	1	61
MO-18	1	62
MO-19	1	64
MO-20	1	61
MO-21	1	61
CA-27	1	40
CA-33	A-1	A-5
	B-1	B-5
	1	26
CA-38	1	48

3.1.2 Geología de superficie

Etapas

1. Se caminó la zona para verificar el estado de la quebrada y ubicar los afloramientos.
2. Se realizó una poligonal para poder amarrar los datos obtenidos y posteriormente pasarlos al mapa. Se recopilaron rumbos y buzamientos, así como espesores y algunas estructuras con el fin de realizar mapas y columnas estratigráficas. Las mismas fueron utilizadas para establecer relaciones con los sondeos descritos.
3. Se digitalizaron los datos obtenidos en campo.

Etapas

1. Se recorrió nuevamente la zona explorada en la etapa 1 para verificar el estado de la quebrada y de las zonas aledañas luego de las inundaciones que afectaron el sector.

2. Con ayuda de un GPS se georeferenciaron los contactos geológicos de las formaciones formales, así como las estructuras mayores y menores en toda la zona.

3.2 Métodos de laboratorio

3.2.1 Procedimiento operativo de laboratorio (preparación de perlas)

A continuación se presenta una breve explicación del procedimiento realizado para preparar las 1010 muestras tomadas de los 18 sondeos.

1. Se pesó $1,1000 \pm 0,004$ g de muestra.
2. Se colocó la muestra en el crisol de platino seco y limpio.
3. Luego se pesaron $5,5000 \pm 0,004$ g de tetraborato de litio, previamente corregido según la pérdida al fuego del mismo. Esta corrección debe estar indicado en el recipiente del tetraborato de litio en uso. Es recomendable no hacer corridas de pesada del tetraborato de litio a fin de disminuir los riesgos de contaminación e hidratación del fundente.
4. Se colocó la masa de fundente en el crisol de platino junto con la muestra y se homogeneizó la mezcla con la ayuda de una espátula tratando de no tocar las paredes del crisol.
5. Se colocó el crisol con la mezcla en el interior de la mufla a una temperatura de 1050 ± 50 °C, por 15 minutos para las materias primas y, 12 minutos para los productos intermedios y finales. Siempre se utilizaron pinzas y los implementos de seguridad en el laboratorio. Cada 5 minutos con ayuda de las pinzas se agitó cuidadosamente la mezcla fundida.

6. Durante esta operación, se colocó el molde de platino sobre un triángulo de platino y/o porcelana y todo el conjunto en un trípode, y posteriormente se calentó el molde con la ayuda de un mechero a gas.
7. Finalizado el tiempo de fusión, se sacó el crisol de la mufla con la mezcla fundida y se vertió su contenido sobre el molde de platino asegurando una distribución uniforme de la mezcla fundida en el molde. Se apagó el mechero y se colocó el molde sobre una pieza de refractario limpia para su enfriamiento. Después del enfriamiento se extrajo la perla del molde cuidadosamente sin golpear el molde y evitando la destrucción de la perla. Si llegase a ocurrir la destrucción de la perla se tendría que iniciar nuevamente la operación anteriormente descrita.
8. Se identificó la perla con la ayuda de una cinta adhesiva o etiqueta con marcador indeleble.
9. Después de esta operación se eliminó el remanente de muestra solidificada en el crisol mediante una fusión con carbonato de calcio y un posterior lavado con una solución de HCl diluida.

Por último se reportaron los datos obtenidos en el formato respectivo de acuerdo al tipo de material analizado. Es decir, CCFO111 (análisis de caliza), CCFO121 (análisis de arcilla), CCFO131 (análisis de piro filita), CCFO141 (análisis de limonita), CCFO151 (análisis de yeso), CCFO211 (análisis de harina cruda), CCFO221 (análisis de alimentación al horno), CCFO231 (análisis de clinker), CCFO241 (análisis de harina caliente), CCFO311 (análisis de cemento).

3.2.2 Procedimiento operativo de laboratorio (análisis químico)

El análisis en concentración es la tarea más usada para el control de producción y materias primas, en este caso se muestra el procedimiento usado para el muestreo de las 1010 muestras de los 18 sondeos. Estos análisis no son posibles si la matriz no ha sido anteriormente calibrada. Para efectuar el análisis en concentración:

1. Se colocó la perla (ver procedimiento de elaboración de perla anteriormente descrito) de la muestra en el portamuestra del espectrómetro.
2. Se colocó el portamuestra con la perla en el almacén de muestra con la finalidad de introducir la muestra a la cámara de medición del espectrómetro.
3. Se procedió a ir al menú principal de WINXRF (este es el programa usado por HOLCIM de Venezuela) y seleccionar el menú “Análisis”.
4. Luego se selecciona “Análisis de concentración” en el submenú “Análisis de rutina”, aparecerá una pantalla de diálogo “Tutorial”.
5. Se selecciona el botón “Cambiar tarea”.
6. Por ultimo se opta por la tarea apropiada (programa) y oprimir el botón “OK”.
7. El número de posición en el almacén de muestra y el número de medidas son entonces especificadas, ya que el almacén de muestra posee hasta 12 compartimientos para colocar los portamuestras.

8. Se inicia el análisis, ya sea inmediatamente al presionar el botón “Analizar” o una vez introducida la identificación de la muestra presionado el botón “Identificación de la muestra OK”.
9. La muestra se analiza y el resultado es ilustrado en la ventana reservada para este efecto. Igualmente el resultado se puede imprimir.
10. La incertidumbre de la determinación de la composición química por fluorescencia de rayos X con un 95 % de probabilidad es:

$$\text{CaO} = \pm 0,050 \%$$

$$\text{SiO}_2 = \pm 0,0029 \%$$

$$\text{Al}_2\text{O}_3 = \pm 0,0088 \%$$

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 = \pm 0,0016 \%$$

$$\text{SO}_3 = \pm 0,0032 \%$$

$$\text{MgO} = \pm 0,0079 \%$$

11. Por último se utiliza el formato respectivo en función del material que se analice. CC-FO-111 (caliza), CC-FO-121 (arcilla), CC-FO-131 (piro filita), CC-FO-141 (limonita), CC-FO-151 (yeso), CC-FO-211 (crudo diario), CC-FO-221 (alimentación al horno), CC-FO-231 (clinker), CC-FO-241 (harina caliente), CC-FO-311 (cemento).

CAPÍTULO IV

GEOLOGÍA REGIONAL

4.1 Estratigrafía Regional

El relleno de la cuenca de Falcón durante el ciclo terciario superior representa una sedimentación bastante continua, y se pueden observar afloramientos de depósitos que abarcan desde el Eoceno Superior hasta el Cuaternario, solo presentando tres eventos de discordancias angulares que tienen significado regional. Esta cuenca fue intensamente plegada y tectónicamente invertida durante el Mioceno Medio y Tardío, por esta razón, el proceso sedimentario se restringió básicamente al flanco norte del Anticlinorio de Falcón (Audemard, 1995).

En la región de Falcón, durante el Eoceno Tardío se presenta un periodo de erosión, por esta razón no afloran tantas secuencias de este periodo. Sólo en el extremo oriental de esta cuenca se conocen algunos afloramientos, que sirven para indicar la presencia del Eoceno Superior (Hunter, 1974); el resto de las periodos se observan y están representados, en su mayoría, por afloramientos a todo lo largo del estado Falcón.

Durante el Oligoceno–Mioceno se desarrollaron los procesos sedimentarios característicos de la cuenca de Falcón, básicamente en la región central y norcentral de Falcón, sin embargo, existen evidencias o vestigios de escasos y aislados afloramientos de las rocas del Eoceno, tales el caso de la Formación Cerro Misión de Falcón oriental, aflora cerca de Tucacas, donde los sedimentos marinos correspondientes a ésta han quedado como testimonio de este período.

Durante este tiempo se depositaron las siguientes formaciones en la cuenca de Falcón.

4.1.1 Formación Agua Salada

Consideraciones históricas: El término Formación Agua Salada es usado por Díaz de Gamero (1985-a y b), para designar la gruesa secuencia de lutitas sin diferenciar que ocupa la región nororiental de Falcón y es equivalente al Grupo Agua Salada, redefinido por la misma autora (Díaz de Gamero, 1985-b) para incluir en su base la Formación Guacharaca. La Formación Agua Salada incluye el Miembro El Salto, de carácter arenoso. Giffuni, *et al.* (1992) reconocen la Formación Agua Salada en la sección de Mampostal, al este de Cumarebo, sustituyendo con este nombre al de Formación Socorro, usado ampliamente en la literatura anterior para esta unidad litoestratigráfica. La formación incluye las arenas de San Francisco, definidas originalmente (González de Juana, 1937) como miembro de la Formación Socorro en esta región y el miembro Portachuelo, designado por Payne (1951) como unidad inferior de la Formación Caujarao en el área. Del Olló, *et al.* (1994) presentan información de la geoquímica orgánica de la Formación Agua Salada.

Descripción litológica: Díaz de Gamero (1985-b) subdivide informalmente la Formación en dos litofacies: de lutitas y de areniscas y limolitas. La litofacies de lutitas constituye la litología predominante y volumétricamente más importante. Está compuesta de arcillas más o menos físlas y más o menos calcáreas, de color gris verdoso y marrón oscuro, que meteorizan a marrón claro las calcáreas y marrón rojizo o rojo las no calcáreas. Las lutitas en contacto, intercaladas o cercanas a las areniscas son no calcáreas, con concreciones ferruginosas, mientras que las lutitas cercanas a las calizas de la Formación Capadare, son siempre calcáreas, pero hay niveles adicionales de lutitas calcáreas, generalmente con concreciones calcáreas.

La litofacies de areniscas y limolitas corresponde al Miembro El Salto. Puede subdividirse en cuatro unidades informales, denominadas I, II, III y IV, de acuerdo a las características litológicas detalladas. La unidad I es considerada un olistostromo, en el que varios bloques de areniscas, limolitas y carbón se encuentran embebidos en una matriz lutítica. La unidad II consiste de lutitas con intercalaciones de areniscas de grano fino, que muestran características de turbiditas. La unidad III está compuesta de finas intercalaciones de limolitas, generalmente con abundancia de restos vegetales y areniscas, en capas que aumentan de espesor y granulometría hacia arriba. La unidad IV consiste de pocas areniscas turbidíticas, algunas de gran espesor, en una sección predominantemente arcillosa. Al oeste del río Ricoa, Giffuni, *et al.* (1992) describen la formación como compuesta casi exclusivamente de lutitas, con escasas areniscas discontinuas. Hacia la base de la sección estudiada por estos autores hay un cuerpo masivo de arenas limosas, clasificadas como grauwas líticas, conocido en la literatura como arenas de San Francisco y anteriormente incluido dentro de la Formación Socorro.

Espesor: Díaz de Gamero (1985-b) estima entre 4.000 y 5.000 m de espesor para la Formación Agua Salada, incluyendo 800 a 900 m del Miembro El Salto. Giffuni, *et al.* (1992) mencionan un espesor incompleto de 1.224 m para la formación en la región de Mampostal. El espesor de las arenas de San Francisco es de 344 m y el del Miembro Portachuelo de 262 m (Giffuni, 1980).

Extensión geográfica: La formación ocupa la mayor parte de Falcón oriental, al norte del Alto de Esperanza-Guacharaca. En la región costera, desde San Juan de los Cayos hasta Boca Ricoa; al oeste ocupa las depresiones de los ríos Ricoa y Hueque; al sur llega hasta Jacura y El Mene de Acosta. El Miembro El Salto se encuentra entre Píritu y Puente Ricoa, al oeste, aflorando después en la fila La Tocineta y los cerros Togogo, La Ceiba, Cachicamo y Ortíz, al este. La unidad I llega hasta la costa oriental, en Curamichate (Díaz de

Gamero, 1985-b). La Formación Agua Salada fue reconocida por Giffuni, *et al.* (1992) al oeste del río Ricoa, en la sección de Mampostal y se considera que esta unidad se extiende hasta el piedemonte oriental de la serranía de San Luis, al oeste.

Expresión topográfica: Pequeñas colinas y valles sin orientación preferencial definida, con un patrón de drenaje dendrítico. El Miembro El Salto soporta filas bajas y pequeños cerros alineados, así como otras unidades arenosas aflorantes en la región occidental.

Contactos: El contacto inferior con rocas del Eoceno Medio a Tardío, se considera discordante en base a consideraciones paleontológicas, ya que la litología uniformemente lutítica, enmascara cualquier evidencia física de discordancia.

El contacto superior es claramente discordante con la Formación Punta Gavilán. Localmente, los cuerpos carbonáticos de la Formación Capadare, se encuentran en contacto concordante con la parte media superior de la Formación Agua Salada (Díaz de Gamero, 1985-b). En la sección de Mampostal, al oeste del río Ricoa, Giffuni, *et al.* (1992) no estudiaron el contacto inferior. El contacto superior es aparentemente concordante con el Miembro Caliza de Cumarebo de la Formación Caujarao.

Fósiles: La Formación Agua Salada es ricamente microfosilífera. Díaz de Gamero (1985-a) hace un estudio sistemático de los foraminíferos, tanto planctónicos como béticos, de su distribución estratigráfica. Reconoce once zonas de foraminíferos planctónicos y establece cinco biofacies de foraminíferos béticos. Giffuni, *et al.* (1992) mencionan la presencia de una abundante microfauna de foraminíferos y de nannoplancton calcáreo en la Formación Agua Salada en la sección de Mampostal, que permitieron definir la edad con mucha precisión.

Edad: Díaz de Gamero (1985-a) reconoce, encima de un intervalo semiestéril, las siguientes zonas de foraminíferos planctónicos, de más antiguo a más joven: *Globorotalia opima opima*, *Globigerina ciperoensis*, *Catapsydrax stainforthi*, *Globigerinatella insueta*, *Praeorbulina glomerosa*, *Globorotalia fohsi peripheroronda*, *G. fohsi fohsi*, *G. fohsi lobata-robusta*, *Globorotalia mayeri* y *Globorotalia menardii*, al este del río Hueque, alcanzando la Zona de *Globorotalia acostaensis*, al oeste del mismo. El intervalo total cubre, por tanto, el lapso Oligoceno Temprano?-medio a la parte temprana del Mioceno Tardío. En el paso del Oligoceno al Mioceno hay un corto intervalo, con conjuntos exclusivamente de foraminíferos arenáceos complejos y faltan las dos primeras zonas, al menos, del Mioceno. Se interpreta como indicativo de una interrupción en la sedimentación durante este tiempo.

La edad del Miembro El Salto está entre las zonas de *Praeorbulina glomerosa* y *Globorotalia fohsi peripheroronda*, es decir, entre el Mioceno Temprano y Medio.

Según Giffuni, *et al.* (1992) la edad de la Formación Agua Salada en la sección de Mampostal, al oeste del río Ricoa, abarca la parte tardía del Mioceno Temprano, el Mioceno Medio y la parte media del Mioceno Tardío en una sección incompleta donde no se estudió la parte inferior de la unidad. Incluye las siguientes zonas de foraminíferos planctónicos: *Praeorbulina glomerosa*, *Globorotalia fohsi peripheroronda*, *Globorotalia fohsi fohsi*, *Globorotalia fohsi lobata*, *Globorotalia fohsi robusta*, *Globigerinoides ruber*, *Globorotalia mayeri*, *Globorotalia menardii*, *Globorotalia acostaensis* y parte inferior de *Globorotalia humerosa* (de zona N8 a zonas N17). En términos de nannoplankton calcáreo, la edad abarca desde la zona NN4 del Mioceno Temprano hasta la zona NN10-NN11 del Mioceno Tardío.

Correlación: La Formación Agua Salada se correlaciona con las formaciones integrantes del Grupo Agua Salada (de acuerdo al concepto de Díaz de

Gamero, 1985-b), al sur del Alto de Esperanza-Guacharaca, a excepción de la parte superior que está erosionada en el norte; se correlaciona con las formaciones El Paraíso (en parte), Pecaya, Pedregoso, San Luis (y Patiecitos y Guarabal), Agua Clara, Cerro Pelado, Querales, Socorro y Urumaco/Caujarao de Falcón central y septentrional; se correlaciona, en parte, con las formaciones Casupal y Agua Linda de Falcón suroriental y, parcialmente, con las formaciones Churuguara y Agua Clara, del borde sur de la cuenca.

Paleoambientes: Díaz de Gamero (1985-a y b) documenta ampliamente la evolución paleoambiental de esta gruesa sección, en base a datos micropaleontológicos y sedimentológicos. La Formación Agua Salada es un depósito hemipelágico, sedimentado en un ambiente de aguas marinas profundas, batial, con tasa de sedimentación relativamente alta, dentro del cual se pueden reconocer los siguientes eventos: 1) una subsidencia al final del Oligoceno, junto con un marcado cambio en las características de la masa de agua, resulta en un intervalo con faunas exclusivamente de foraminíferos aglutinados, y un probable hiato en el inicio del Mioceno; 2) un delta de progradación muy rápida, que alcanzó el área a finales del Mioceno Temprano. Luego de una nueva subsidencia, el complejo deltaico quedó cubierto por una sección lutítica depositada en condiciones marinas de aguas profundas; 3) la construcción de una serie de plataformas carbonáticas aisladas (Formación Capadare) durante el Mioceno Medio, posiblemente sobre altos topográficos establecidos en el evento tectónico anterior; 4) Al final del Mioceno, el área fue fuertemente levantada, con un declive este-oeste y sometida a erosión.

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

m.a.). Las arenas de San Francisco representan depósitos turbidíticos correspondientes a un sistema de cuña progradante de bajo nivel (LSW), presumiblemente con el límite de secuencia SB=10,5 m.a. a la base de las mismas.

Díaz de Gamero, *et al.* (1993) indican que la Formación Agua Salada, en la región de Píritu, consiste de lutitas de agua profunda que pertenecen a un sistema de bajo nivel (LSW), con algunas areniscas turbidíticas en el Mioceno Temprano. Se identificaron igualmente sedimentos de sistemas transgresivos (TS) y de alto nivel (HST), con crecimientos carbonáticos dispersos en el Mioceno Medio Tardío. Díaz de Gamero (1996) indica que la Formación Agua Salada contiene varios cuerpos de arenas de agua profunda, que representan sedimentos acarreados por el río proto-Orinoco, que desembocaba en Falcón occidental, dispersados a profundidades batiales hacia el este. Estos son, al menos, las arenas de Solito, correlacionables con la Formación Cerro Pelado y las de Las Lomas y de San Francisco, correlacionables con la Formación Socorro. Las arenas inferiores (Solito) son las de mayor espesor y de más amplia distribución y se correlacionan con el Miembro El Salto de Renz (1948).

Geoquímica: Del Olló, *et al.* (1994) mencionan que, en el área de Agüide, los menes presentan correlación con los bitúmenes de rocas de afloramientos de la misma zona y con extractos orgánicos de rocas de la zona de Pozón.

Importancia económica: Las arenas de la Formación Agua Salada, de las cuales se discriminan 16 en el subsuelo del campo de Cumarebo, fueron productoras de hidrocarburos en esa región. La arena 15, la mas gruesa, se identifica con la Arena de San Francisco de la superficie (Payne, 1951).

Sinonimia: La Formación Agua Salada es sinónimo de Formación Socorro en la región de Cumarebo según el concepto de González de Juana (1937) y

autores posteriores y del intervalo Formación Mosquito más miembro Portachuelo de la Formación Caujarao de Payne (1951).

Posteriormente, durante el Mioceno Medio y Superior, se producen levantamientos regionales al sur. En la parte norte de la cuenca se establecen condiciones sedimentarias marinas marginales, y en el borde septentrional de Falcón occidental se deposita en ambientes neríticos la Formación Querales, la cual constituye un intervalo lutítico.

4.1.2 Formación Caujarao

Consideraciones históricas: Wiedenmayer (1937) introdujo el nombre de "tramo de Caujarao" para designar los afloramientos de calizas fosilíferas, arcillas, margas y areniscas, ubicadas entre la quebrada Cujima y el caserío de Caujarao; mencionó espesores y la restringió al Mioceno Medio. Previamente, esta secuencia estratigráfica fue conocida como caliza, serie y Formación Damsite (Hodson, 1926; Liddle, 1928). González de Juana (1937) indicó que los términos Damsite y Caujarao eran sinónimos y elevó a este último a rango formacional; en la estructura de La Vela ubicó la caliza de Dividive en la base de la unidad y los horizontes medios los reconoció como equivalentes a la Caliza de Cumarebo. Senn (1940) consideró equivalentes las formaciones Caujarao y Urumaco en Falcón central. Liddle (1946) extendió el término hacia el oeste para reemplazar el de Formación Urumaco y sugirió que la parte superior de Caujarao en Falcón central y oriental se conoce como formaciones Puerto Cumarebo y Capadare, respectivamente. Payne (1951) reconoce y define cuatro miembros de la Formación Caujarao en el área de Cumarebo. Estos son: Portachuelo, inferior, Caliza de Cumarebo, medio, y Caliza de Corocrote, superior. Donde estos dos últimos no están desarrollados, define el miembro de Arcillas de Turupía, por encima de Portachuelo. Dusenbury (LEV I, 1956) recomendó incluir el Miembro Portachuelo de Payne (1951) en

la Formación Socorro, infrayacente y propuso el Miembro Cumarebito como base de la unidad. Esta última idea no tuvo acogida entre autores posteriores.

Kavanagh de Petzall (1959) propuso una sección de referencia para la Formación Caujarao en el anticlinal de La Vela, y describió los miembros El Muaco, Mataruca y Taratara, reconocidos y descritos en detalle por Vallenilla (1961), de la localidad tipo de la Formación Caujarao. Galea (1976) incluyó en la Formación Caujarao la Caliza Arrecifal de Dividive, como parte superior del Miembro Dividive en la región de Guaibacoa. Giffuni (1980) estudia la formación en detalle en la región de Tocópero, al este de Cumarebo. Wozniak y Wozniak (1987) estudian la unidad entre Sabaneta y La Vela, con precisiones de edad en base a foraminíferos planctónicos. Esteves y Villalta (1989) estudian la formación al oeste de la localidad tipo. Giffuni *et al.* (1992) presentan un análisis de estratigrafía secuencial de la Formación Caujarao en el área de Cumarebo. Díaz de Gamero *et al.* (1997) establecen que la única unidad asignable a la Formación Caujarao en el área al este de Cumarebo es la Caliza de Cumarebo.

Localidad tipo: Sección en el río Coro, incluyendo la represa colonial sobre el río, cerca de Caujarao, a 3 Km al sur de Coro, distrito Miranda, estado Falcón (Hoja de Cartografía Nacional N° 6250, escala 1:100.000).

Descripción litológica: Consiste principalmente de lutitas arcillosas, con intercalaciones de margas y calizas fosilíferas, topográficamente muy prominentes, y algunas capas de arenas de grano fino en su parte inferior. En el valle del río Coro y en la estructura de La Vela, la unidad está representada, en orden estratigráfico, por el Miembro el Muaco, inferior, principalmente arcilloso, con intercalaciones de calizas organógenas y margas fosilíferas y algunas arenas friables de grano fino; el Miembro Mataruca, intermedio, caracterizado por unas tres o más capas prominentes de caliza nodular margosa y fosilífera, intercaladas con lutitas y margas fosilíferas y arenas

calcáreas muy locales; y el Miembro Taratara, superior, con predominio de arcillas y lutitas microfósilíferas (Kavanagh de Petzall, 1959; Vallenilla, 1961).

Localmente, esta litología varía, y al este de la localidad tipo, en las cercanías del Campo Cumarebo, Payne (1951) definió y describió los siguientes miembros: Portachuelo, inferior, caracterizado por una sucesión cíclica de arenas y arcillas con varias margas; Caliza de Cumarebo, intermedio, una gruesa caliza organógena con algas, moluscos y foraminíferos, que se lenticulariza rápidamente; donde esta caliza está bien desarrollada, aparece sobre ella un cuerpo de calizas detríticas, con fragmentos derivados de la Caliza de Cumarebo, denominado Miembro Corocorote (González de Juana, 1937; Payne, 1951); al norte y noreste esta unidad es reemplazada por el Miembro de Arcillas de Turupía (Payne, 1951). Giffuni (1980) reconoce los miembros Portachuelo, inferior y lateralmente equivalente a la Caliza de Cumarebo, y Turupía, superior; el autor no reconoce el Miembro Corocorote, sumándolo al Miembro de Caliza de Cumarebo. Giffuni *et al.* (1992) describen la Formación Caujarao al este de Cumarebo como compuesta de la Caliza de Cumarebo, que desaparece rápidamente al este, y una secuencia de lutitas gris verdosas a marrones interestratificadas con algunas calizas marrón claro, que se encuentra tanto por encima de la Caliza de Cumarebo, como en equivalencia lateral al este, a la cual no le dan nombre litoestratigráfico. Díaz de Gamero *et al.* (1997) establecen que la única unidad asignable a la Formación Caujarao al este de Cumarebo es la Caliza de Cumarebo y que las arcillitas intercaladas con calizas, que se encuentran en equivalencia lateral y por encima de ella constituyen otra unidad formacional, Formación Turupía.

En dirección occidental, en la región situada entre Sabaneta y Coro, Esteves y Villalta (1989) describen la Formación Caujarao como caracterizada por la presencia de calizas y material calcáreo en general. En esta región no

podieron reconocer los miembros descritos de la localidad tipo y la estructura de La Vela. Las areniscas calcáreas se distribuyen hacia la base y el tope de la secuencia, las calizas hacia la parte media, las limolitas calcáreas y delgados intervalos carbonosos se encuentran hacia la base, aunque muy escasos; las areniscas se distribuyen a lo largo de toda la secuencia, observándose sus mayores espesores hacia la parte media, asociadas a calizas; las lutitas se encuentran distribuidas en toda la sección y son ocasionalmente calcáreas.

Espesor: En la localidad tipo, tiene unos 1.220 m, de los cuales, 646 m corresponden al Miembro El Muaco, 331 m al Miembro Mataruca y 245 m al Miembro Taratara. Al oeste, Esteves y Villalta (1989) miden un espesor máximo de 990 m en la quebrada La Laja, que disminuye rápidamente a 565 m en la quebrada Cujima. Giffuni *et al.* (1992) mencionan un espesor de 250 m para la Caliza de Cumarebo.

Extensión geográfica: La Formación Caujarao se extiende desde Sabaneta, al oeste hasta la región de Tocópero, al este.

Contactos: La Formación Caujarao es concordante y transicional con la Formación Socorro, infrayacente; el contacto se coloca en la base de una caliza potente, que cambia de composición en sentido lateral: entre Sabaneta y Coro es una caliza muy bioturbada, compuesta esencialmente por ostreidos (Esteves y Villalta, 1989). En la región de La Vela, Kavanagh de Petzall (1959) la considera equivalente a la caliza de Dividive. Giffuni *et al.* (1992) describen el contacto de la Caliza de Cumarebo, parte inferior de la Formación Caujarao, con la Formación Agua Salada infrayacente, como abrupto. El contacto superior con la Formación La Vela es concordante y se coloca en la base de la primera arenisca calcárea que ocurre encima de la secuencia arcillosa del Miembro Taratara (Kavanagh de Petzall, 1959). Al oeste de la localidad tipo, el contacto superior de la Formación Caujarao es con la Formación Codore y Esteves y Villalta (1989) lo consideran

concordante. Se coloca en la base del primer gran espesor de arcillas abigarradas o en la base de la primera arenisca conglomerática de Codore. En el área tipo, el contacto superior es con la Formación La Vela y Rey (1990) lo reporta como concordante y abrupto. Al este, en la región de Cumarebo, el contacto superior es con la Formación El Veral y Payne (1951) lo postuló como discordante. Al este de Cumarebo, Díaz de Gamero *et al.* (1997) colocan el contacto superior como concordante con la Formación Turupía, al tope de la última caliza masiva típica de la Caliza de Cumarebo, encima de la cual dominan las arcillitas calcáreas.

Fósiles: Hodson (1926), Hodson y Hodson (1927) y Hodson y Hodson (1931), en los trabajos sobre Moluscos de Venezuela y la región Caribe, mencionan varias especies procedentes de la Formación Damsite (antiguo nombre, no válido, de la Formación Caujarao). Liddle (1928) indica la presencia de una fauna numerosa y diversa para la Formación Damsite, e indica varios listados de macromoluscos. Kavanagh de Petzall (1959) menciona los siguientes moluscos: *Anadara lienosa*, *Anomia simplex*, *Arca occidentalis*, *Architectonica nobilis*, *Dosinia elegans*, *Laevicardium laevigatum*, *Latirus infundibulum*, *Ostrea puelchana*, *O. virginica*, *Pecten circularis*, *Polinices brunneus*, *Turritella variegata*, *T. altilira*. Vallenilla (1961) lista los siguientes moluscos: *Corbula democraciana*, *Dosinia elegans*, *Pecten circularis cornellanus*, *P. circularis venezuelanus*, *Polystira (Turris) albida*, *Turritella altispira urumacoensis*, *T. gatunensis lavelana*, *T. vistana*, *Venericardia zuliana maracaibensis*. Senn (1935) también ofrece una lista de moluscos e indica la presencia de una caliza en la cual identifica los foraminíferos *Miogypsina*, *Amphistegina*, *Sorites*, *Heterostegina* y *Spiroloculina*.

Kavanagh de Petzall (1959) incluye una carta de distribución de foraminíferos y otros microfósiles, en el flanco sur del anticlinal de La Vela. Vallenilla (1961) también incluye una carta faunal, mencionando numerosos

foraminíferos en la localidad tipo de la Formación Caujarao, en la sección del río Coro.

Giffuni (1980) presenta amplia información sobre la rica y diversa microfauna de la formación al este de Cumarebo. Wozniak y Wozniak (1987) presentan la microfauna de foraminíferos planctónicos de esta formación. Igualmente, Esteves y Villalta (1989) incluyen información acerca de los foraminíferos y nannoplancton calcáreo.

Edad: Wozniak y Wozniak (1987) indican que es posible que la parte basal de la Formación Caujarao pertenezca a la Zona de *Globorotalia menardii*, la última del Mioceno Medio, pero rápidamente se encuentra fauna indicativa primero de la Zona de *Globorotalia acostaensis* y después de la Zona de *Globorotalia humerosa*, del Mioceno Tardío. En su límite con la Formación La Vela aparecen formas del Plioceno. La microfauna y nannoflora encontrada por Esteves y Villalta (1989) al oeste de la localidad tipo son indicativas de Mioceno Tardío. En la región al este de Cumarebo, Giffuni *et al.* (1992) asignan a la Caliza de Cumarebo una edad que va de la Zona de *Globorotalia humerosa* (Mioceno Tardío) a la Zona de *Globorotalia margaritae* (Plioceno Temprano) y, de acuerdo al nannoplancton calcáreo, de la zona NN11 (Zona de *Discoaster quinquaramus*) a la zona NN12 (Zona de *Amaurolithus tricorniculatus*), igualmente, del Mioceno Tardío al Plioceno Temprano.

Correlación: La Formación Caujarao, en su localidad tipo, se correlaciona con la Formación Urumaco hacia el oeste (Díaz de Gamero y Linares, 1989). Desde Sabaneta hacia el este, mantiene su identidad hasta la estructura de La Vela de Coro (Kavanagh de Petzall, 1959; Wozniak y Wozniak, 1987; Esteves y Villalta, 1989). En la región al este de Cumarebo, está restringida a la Caliza de Cumarebo (Díaz de Gamero *et al.*, 1997).

Paleoambientes: Wozniak y Wozniak (1989) interpretan el ambiente de la formación en su área tipo como de plataforma con influencia a veces más marina. Al oeste, Esteves y Villalta (1989) interpretan para la Formación Caujarao un ambiente de complejo próximo-costero, conformado por laguna, isla de barrera y playa, con aporte limitado de clásticos. Al este de Cumarebo, Giffuni *et al.* (1992), en su análisis de estratigrafía secuencial del área, interpretan la Caliza de Cumarebo como depósito de bancos calcáreos de plataforma, sedimentado durante una caída relativa del nivel del mar (LST). Su contacto inferior es abrupto y puede corresponder al límite de secuencia SB 6,3 Ma.

4.1.3 Formación Cumarebo

Consideraciones históricas: Liddle (1928) mencionó la Caliza de Cumarebo como sinónimo de Caliza de Capadare. González de Juana (1937) empleó el término Caliza de Cumarebo, describió su litología y sus relaciones laterales. Payne (1951) la consideró como miembro de la Formación Caujarao en el área de Cumarebo. Giffuni (1980) estudió la unidad en el cerro Mampostal, el más oriental de los cuerpos calcáreos que conforman el miembro. Giffuni *et al.* (1992) definieron la edad y la estratigrafía secuencial de la unidad en el área al este de Cumarebo, incluyendo dentro de la Caliza de Cumarebo al Miembro Corocorote de Payne (1951). Díaz de Gamero *et al.* (1997) establecen que la Caliza de Cumarebo, de acuerdo al concepto de Giffuni *et al.* (1992), es la única unidad asignable a la Formación Caujarao al este de Cumarebo.

Localidad tipo: Escarpado norte del cerro Los Indios, al sureste del campo petrolífero Cumarebo, distrito Zamora, estado Falcón (Dusenbury, LEV I, 1956). Hoja No. 6350, escala 1:100.000, Cartografía Nacional.

Descripción litológica: La Caliza de Cumarebo es maciza a pobremente estratificada, de color blanco amarillento con manchas rojizas, blanda, porosa y cavernosa. Según Giffuni (1980) las calizas son bioclásticas, constituidas fundamentalmente por fragmentos esqueléticos de moluscos y algas calcáreas, algunos foraminíferos y equinodermos, con frecuente bioturbación. Los minerales terrígenos están prácticamente ausentes. Petrográficamente, las calizas se ubicaron como calizas granulares ("grainstones") y, menos frecuentemente, calizas granulares con lodo ("packstones").

Espesor: Payne (1951) indica un espesor de 100 m en la localidad tipo del cerro de Los Indios. Giffuni (1980) midió 280 m en el cerro Mampostal, incluyendo la caliza de Corocorote. La Caliza de Cumarebo es discontinua y fuertemente lenticular, variando rápidamente de espesor en poca distancia.

Extensión geográfica: La Caliza de Cumarebo se reconoce desde el suroeste del campo de Cumarebo (Guaibacoa), al oeste, al cerro Mampostal (sur de Tocópero), al este.

Contactos: Según Giffuni *et al.* (1992), el contacto inferior con la Formación Agua Salada es concordante y abrupto. Según Payne (1951), el contacto superior, con el Miembro Corocorote, es concordante. Giffuni *et al.* (1992) no reconocen el Miembro Corocorote, colocando el contacto superior de la Caliza de Cumarebo como concordante debajo de una sección predominantemente arcillosa de la Formación Caujarao. Díaz de Gamero *et al.* (1997) proponen el nombre de Formación Turupia para esa sección, con lo cual, al este de Cumarebo, el contacto superior de la Caliza de Cumarebo es concordante con la Formación Turupia y se coloca al tope de la última caliza maciza encima de la cual predominan las arcillitas.

Fósiles: Giffuni (1980) reporta fragmentos de algas calcáreas, bivalvos y equinodermos; también foraminíferos bénticos y planctónicos. No encontró ningún coral.

Edad: Giffuni *et al.* (1992) definen la edad en base a elementos planctónicos de la secuencias inferior y superior. La edad va del Mioceno Tardío al Plioceno Temprano, zonas de *Globorotalia humerosa* a *Globorotalia margaritae* y zonas de *Discoaster calcaris* a *Amaurolithus tricorniculatus* (NN11 a NN12).

Correlación: La Caliza de Cumarebo se correlaciona con la parte superior de la Formación Urumaco, en Falcón occidental. De acuerdo a las últimas determinaciones micropaleontológicas (Giffuni *et al.*, 1992) la Caliza de Cumarebo no es un equivalente cronoestratigráfico del Miembro Mataruca de la Formación Caujarao. Es la única unidad asignable a la Formación Caujarao al este de Cumarebo (Díaz de Gamero *et al.*, 1997).

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

Importancia económica: La Caliza de Cumarebo se explota comercialmente para la fabricación de cemento.

La sedimentación del Mioceno tardío al Plioceno en Falcón central está constituida por depósitos predominantemente continentales en el distrito

Democracia, incluidos en la Formación Codore; sedimentos marinos de aguas muy someras deltáicas en los distritos Miranda y Colina agrupados en la Formación La Vela y secuencias definitivamente marinas, Formación El Veral en el distrito Zamora. Nuevamente se repiten durante esta época los ambientes sedimentarios progresivamente más marinos hacia el este.

Las formaciones depositadas son las siguientes:

4.1.4 Formación Turupia

Consideraciones históricas: Payne (1951) introduce el nombre para designar el miembro superior de la Formación Caujarao en el área de Cumarebo, equivalente lateral del Miembro Corocorote en las secciones en que no está desarrollada la Caliza de Cumarebo ni, consecuentemente, el Miembro Corocorote. Giffuni (1980) describe la secuencia en el área de Tocópero. Giffuni *et al.* (1992) precisan la edad de una unidad, principalmente arcillosa, situada por encima de la Caliza de Cumarebo, a la cual no asignan nombre litoestratigráfico. Díaz de Gamero *et al.* (1997) agrupan los estratos equivalentes a la Caliza de Cumarebo (Miembro Portachuelo según Giffuni, 1980) y la sección por encima de la Caliza de Cumarebo y por debajo de la Formación El Veral (Miembro Turúpia según Giffuni, 1980), en la región de Tocópero, y la denominan Formación Turúpia.

Localidad tipo: Díaz de Gamero *et al.* (1997) designan como localidad tipo la que aflora a lo largo de la variante occidental de la carretera principal a Coro, desde las cercanías de El Perú hasta 2 Km. al sur de Tocópero.

Descripción litológica: La Formación Turúpia consiste de una secuencia de arcillitas marrón verdosas, calcáreas y muy microfosilíferas, interestratificadas con calizas, relativamente frecuentes en la parte inferior, con capas entre 2 y 3

m de espesor y más escasas hacia arriba, en capas de 0,8 a 1,2 m de espesor, de color marrón grisáceo a rojizo, bioclásticas, con predominio de fragmentos de algas y de moluscos. Petrográficamente, las calizas son en su mayoría granulares ("grainstones"), con algunas granulares con lodo ("packstones").

Espesor: En la sección de Mampostal, el espesor es de 618 m, mientras que en la sección de Tocópero, donde no existe la Caliza de Cumarebo, el espesor alcanza unos 800 m (Díaz de Gamero *et al.*, 1997).

Contactos: En la sección de Mampostal, al oeste, la base de la Formación Turúpia se coloca en el tope de la última caliza masiva típica de la Caliza de Cumarebo, encima de la cual dominan las arcillitas. El tope se coloca en la base de la primera limolita calcárea típica de la Formación El Veral. En la sección de Tocópero, al este, la base de la Formación Turúpia se coloca en la base de la primera caliza, encima de la espesa secuencia de arcillitas, con algunas areniscas intercaladas pertenecientes a la Formación Agua Salada. El tope, al igual que en la sección anterior, se coloca en la base de la primera limolita calcárea de El Veral. Todos los contactos, tanto inferiores como superiores, son concordantes (Díaz de Gamero *et al.*, 1997).

Fósiles: Giffuni (1980) indica que las arcillitas son muy microfosilíferas, con variedad de foraminíferos bénticos y planctónicos, mostrando la distribución de los mismos en la unidad. Las calizas de la parte inferior contienen mayormente fragmentos de algas calcáreas y moluscos, con foraminíferos planctónicos muy frecuente y cirrípedos, equinoideos y foraminíferos bénticos comunes. Las calizas superiores muestran un predominio de fragmentos de moluscos y equinoideos, con frecuentes algas calcáreas, foraminíferos planctónicos, briozoarios, ciertos foraminíferos bénticos y cirrípedos.

Edad: Díaz de Gamero *et al.* (1997) establecen la edad de la Formación Turúpia como Mioceno Tardío a Plioceno Temprano, abarcando, en términos de foraminíferos planctónicos, las zonas de *Globorotalia humerosa* a *Globorotalia margaritae* de Bolli y Saunders (1985), N17 a N18 de Blow (1969) y, en términos de nannoplancton calcáreo las zonas de *Discoaster quinqueramus* a *Reticulofenestra pseudoumbilica*, NN11 a NN15 de Martini (1971).

Correlación: La Formación Turúpia es, en parte, equivalente lateral de la Caliza de Cumarebo. Díaz de Gamero *et al.* (1997) correlacionan la Formación Turúpia con la parte más superior de la Formación Caujarao en su localidad tipo, cuando no está presente la Caliza de Cumarebo, y con parte de la Formación La Vela.

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

4.1.5 Formación El Veral

Consideraciones históricas: González de Juana (1937) publicó el nombre de "paquetes de El Veral", simultáneamente con Suter (1937), quien empleó el nombre de "capas de El Veral" para designar unas capas de calizas arenosas, limolíticas y conglomeráticas expuestas en la Fila El Veral, al sureste de Puerto Cumarebo. Suter (1937) consideró este intervalo como la parte inferior de la formación Punta Gavilán; González de Juana (1937) consideró el paquete El Veral, como equivalente del Miembro Curazaíto de la Formación La Vela. Payne (1951) empleó el nombre Formación El Veral, propuso la sección tipo y describió la litología y los contactos de la unidad. Mencher *et al.* (1951, Cuadro de Correlación) y Weingeist (LEV I, 1956) la consideraron equivalente de la Formación La Vela.

Díaz de Gamero (1968) estudió los moluscos y foraminíferos de la formación. Giffuni (1980) estudió la unidad en el área de Tocópero. Giffuni *et al.* (1992) presentan un estudio de la estratigrafía secuencial de la formación. Díaz de Gamero *et al.* (1994) precisan datos de la unidad.

Localidad tipo: Extremo occidental de la Fila El Veral, a unos 500 m al norte del campo Cumarebo, distrito Zamora, estado Falcón. Hoja 6350 escala 1:100.000, Cartografía Nacional.

Descripción litológica: Consiste de arcillas glauconíticas intercaladas con calizas detríticas, con granos de cuarzo y ftanita; algunas intercalaciones de arcilla contienen foraminíferos. Localmente presenta una capa basal con cantos de calizas, areniscas y ftanitas (Payne, 1951). En el río Cumarebo la unidad consiste de arcillas grises microfósilíferas y margas de color marrón, fósilíferas, interestratificadas con areniscas color marrón, con fragmentos de conchas (Díaz de Gamero, 1968). En la región de Tocópero, la Formación El Veral consiste de arcillas marrones, masivas, calcáreas y fósilíferas, interestratificadas con calizas bioclásticas marrones y margas fósilíferas marrón rojizo. Hacia la parte media de la unidad, se destacan dos cuerpos importantes de calizas algales, de 70 m de espesor (Giffuni, 1980).

Espesor: En la fila El Veral, la unidad tiene unos 210 m, al oeste de esta localidad aumenta de espesor; al este de campo Cumarebo alcanza unos 360 m; en el río Cumarebo, Díaz de Gamero (1968) midió, igualmente, 360 m. Giffuni *et al.* (1992) indican un espesor de 661 m en la región de Tocópero.

Extensión geográfica: La unidad se reconoce desde el extremo occidental de la Fila El Veral hasta la región de Tocópero, al este del campo de Cumarebo.

Contactos: Payne (1951) considera que el contacto basal es discordante con la Formación Caujarao. Giffuni (1980) y Giffuni *et al.* (1992) lo consideran concordante sobre la Formación Caujarao. Díaz de Gamero *et al.* (1997) colocan el contacto inferior concordante con la Formación Turúpia. El contacto superior es discordante con la Formación Tucupido.

Fósiles: Díaz de Gamero (1968) identificó el contenido faunal de las lutitas y margas de la Formación El Veral y, en orden de abundancia, menciona foraminíferos planctónicos, bénticos y moluscos mal preservados. Presenta una extensa lista de foraminíferos y su distribución, así como también de los moluscos de la formación en el río Cumarebo. Giffuni (1980) presenta extensa información acerca de los foraminíferos en el área de Tocópero.

Edad: La edad asignada por Díaz de Gamero (1968) es de Mioceno Tardío, pero estudios posteriores modifican esta interpretación. Giffuni *et al.* (1992) y Díaz de Gamero *et al.* (1994) le asignan una edad Pliocena, de Zona de *Globorotalia margaritae* a Zona de *Globorotalia miocenica* en base a foraminíferos planctónicos y Zona de *Reticulofenestra pseudumbilica* (NN15) en base a nannoplancton calcáreo.

Correlación: La Formación El Veral siempre ha sido considerada como correlativa, incluso continuación lateral, de la Formación La Vela. Sin embargo, la últimas determinaciones de edad la hacen correlativa parcial de solo la parte superior de la Formación La Vela.

Paleoambientes: Giffuni *et al.* (1992) consideran que la Formación El Veral se sedimentó sobre la plataforma media y externa. Inicialmente, se trata de depósitos de margen de plataforma, transgresivos hacia arriba (TR/SMW). Siguen depósitos de subida relativa del nivel del mar (HST), terminando en un

contacto superior discordante, correspondiente al límite de secuencia SB=3,8 Ma.

4.1.6 Formación la Vela

Consideraciones históricas: Hodson (1926) describió originalmente la Serie La Vela, con localidad tipo en el río o quebrada La Vela (cuyo verdadero nombre es quebrada El Muaco), unos tres Km al noreste de La Vela de Coro, estado Falcón. Liddle (1928) también describió la unidad, calculó su espesor en la localidad tipo, y postuló su contacto superior discordante con el Conglomerado de Coro, le asignó una edad Mioceno Tardío en base al contenido fosilífero y posición estratigráfica. Senn (1935) mencionó fósiles típicos de la Formación La Vela, del Mioceno Tardío. González de Juana (1937), diferenció el Paquete de Curazaíto en la base de la formación, que continúa hacia el este de La Vela y se correlaciona con el "paquete de El Veral", cerca de Cumarebo. Denominó "paquete de Chiguaje" a la parte superior de la Formación La Vela, de carácter más marino, e indicó que al sur de Tocópero y San Patricio, las calizas de la parte inferior de la unidad, derivadas de la Caliza de Cumarebo infrayacente, reciben el nombre de Calizas de Corocorote. Estas se incluyen hoy en la Formación Caujarao, infrayacente (Payne, 1951). Mencher *et al.* (1951, cuadro de correlación) asignaron una edad Mioceno Tardío a la Formación La Vela, que consideraron concordante por encima de la Formación Caujarao y con discordancia angular por debajo de la Formación Tucupido. Weingeist (1956, LEV I) indica que el Paquete de Curazaíto de González de Juana (1937), debía considerarse como miembro basal de la Formación El Veral, ya que en la localidad tipo de Curazaíto, las capas pueden trazarse hasta la localidad tipo de El Veral, mientras que están separadas de la localidad tipo de la Formación La Vela. Este autor, también considera al Paquete de Chiguaje, como miembro medio de la Formación Codore, cuya localidad tipo se encuentra

demasiado al oeste como para ser incluido en la Formación La Vela. En la sección tipo de la unidad, en la quebrada de El Muaco, Vallenilla (1961) la dividió en dos miembros, Curazaíto, inferior y Chiguaje, superior.

Díaz de Gamero (1977) revisa la edad de la formación en base a foraminíferos planctónicos, asignándola al Mioceno Tardío-Plioceno Temprano. Wozniak y Wozniak (1987) aportan datos bioestratigráficos sobre la unidad. Rey (1990) hace un estudio detallado de la Formación La Vela y sus relaciones con la Formación Codore. Rey (1994) propone eliminar la subdivisión en miembros de la Formación La Vela, ya que no son distinguibles en el campo y el superior, Chiguaje tiene su localidad tipo muy al oeste, al norte de Urumaco, donde aflora la Formación Codore.

Localidad tipo: El estratotipo está ubicado en la quebrada El Muaco, unos tres Km al noreste de La Vela de Coro, distrito Colina, estado Falcón. Hoja de Cartografía Nacional N° 6250, escala 1:100.000.

Descripción litológica: En la localidad tipo, Vallenilla (1961) describe la formación como compuesta principalmente por areniscas muy calcáreas, de colores claros, marrón a gris; lutitas compactas, impuras, rojizas en la base y algunas areniscas con macrofauna. En esta misma localidad, Rey (1990) describe la Formación La Vela como compuesta mayormente de arcillitas grises, calcáreas o no, masivas, con *Ophiomorpha* muy bien desarrollada hacia el tope de la sección, con niveles de *Crassostrea* y de *Ostrea*; algunas areniscas grises, de grano fino a medio, conglomeráticas hacia la base de la sección, a veces fosilíferas, masivas o con madrigueras, con espesores entre 0,6 m y 6 m. En el río Coro, Rey (1990) describe la unidad como compuesta de limolitas grises masivas, con intercalaciones de conglomerados de guijarros polimícticos, masivos o con estratificación cruzada, con espesores entre 1,5 m y 2 m. En la quebrada El Tigral, la unidad está compuesta por limolitas hacia la base y tope de la sección, masivas, con niveles de conchas y

madrigueras; arcillitas grises hacia la parte media de la unidad, con niveles de moluscos; areniscas grises calcáreas, de grano fino a grueso, conglomeráticas hacia el tope de la sección, con estratificación cruzada planar, en ocasiones festoneada, con espesores entre 1 m y 12 m; hacia el tope de la formación hay un conglomerado polimíctico, de 1 m de espesor (Rey, 1990).

Espesor: Vallenilla (1961) indica un espesor de 590 m para la Formación La Vela en su sección tipo. La Formación La Vela se adelgaza hacia el oeste: en el río Coro, Vallenilla (1961) reportó un espesor de 280 m. Rey (1990) indica un espesor de 612 m en la quebrada El Muaco.

Extensión geográfica: La Formación La Vela aflora en una limitada extensión de Falcón norcentral, entre el oeste del río Coro y Puente de Piedra, al este de la estructura de La Vela (Rey, 1990).

Contactos: El contacto inferior con la Formación Caujarao es concordante, y el contacto superior con la Formación Coro, es concordante y transicional (Vallenilla, 1961).

Fósiles: Con excepción de los numerosos bancos de *Ostrea*, la macrofauna no abunda. Liddle (1928) indicó la presencia de *Amusium mortoni*, *Turritella gatunensis* y *Panopea* en la base de la unidad, y la presencia de *Pecten exasperatus*, *P. gibbus*, *Amusium mortoni*, *Turritella* cf. *altilira*, *Ostrea* cf. *megodon* y *Anomia simplex*, en la parte media de la unidad. Senn (1935) indicó la presencia de *Arca centrata*, *A. bowdeniana*, *A. reticulata* y *Turritella planigyrata*. González de Juana (1937) mencionó bancos de *Crassostrea virginica falconensis* en el Miembro Chiguaje. Vallenilla (1961) enumeró los foraminíferos y especies de moluscos.

Díaz de Gamero (1968, 1977) menciona, para la parte superior del Miembro Curzaito, la presencia de *Neogloboquadrina dutertrei*, y para el

Miembro Chiguaje, menciona la presencia de *Neogloboquadrina dutertrei*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globorotalia pseudomiocenica*, *Globorotalia plesiotumida*, *Sphaeroidinellopsis paenedehiscens*. En la quebrada El Tigral, hacia el tope de la formación, encontró la especie *Globorotalia margaritae*. Wozniak y Wozniak (1987) enumeran los foraminíferos encontrados en la Formación La Vela y su distribución. Igualmente, Rey (1990) presenta las tablas de distribución para varias secciones de la Formación La Vela.

Es interesante mencionar que la sección oriental (quebrada El Tigral) muestra muchos foraminíferos propios de la Formación Agua Salada, tanto béticos como planctónicos, retrabajados a lo largo de toda la secuencia. Este hecho se presenta también, pero en mucho menor grado en la sección tipo de la quebrada El Muaco.

Edad: Díaz de Gamero (1977) coloca el límite entre las formaciones Caujarao y La Vela, tentativamente, en la parte superior de la zona de *Globorotalia acostaensis*, o bien en el límite entre esta zona y la superior, de *Neogloboquadrina dutertrei* (Mioceno Tardío) (Bolli y Premoli Silva, 1973), actualmente Zona de *Globorotalia humerosa* (Bolli y Saunders, 1985; en Bolli *et al.*, 1985). El tope de la formación llega a la parte basal del Plioceno (Zona de la *Globorotalia margaritae*). Wozniak y Wozniak (1987) incluyen la Formación La Vela enteramente dentro del Plioceno, alcanzando el Plioceno Tardío en su tope. Rey (1990) le asigna una edad Mioceno Tardío a la parte basal de la Formación La Vela y Plioceno Temprano (Zona de *Globorotalia margaritae*) a la mayor parte de la formación.

Correlación: La Formación La Vela se correlaciona con parte las formaciones Turupía y El Veral, al este (Giffuni *et al.*, 1992; Díaz de Gamero *et al.*, 1997) y con parte de la Formación Codore, al oeste (Rey, 1990).

Paleoambientes: De acuerdo a Vallenilla (1961), el Miembro Curazaíto se depositó en un ambiente litoral con cierta influencia terrígena, mientras que el Miembro Chiguaje se depositó en un ambiente típicamente marino. De acuerdo con Díaz de Gamero (1968), la Formación La Vela representa una sedimentación en aguas muy poco profundas, de salinidad inferior a la normal, y de comunicación generalmente restringida con el mar abierto. Rey (1990) interpreta un ambiente marino marginal, con una laguna costera protegida en parte por pequeñas barreras en el área de la localidad tipo. Hacia el este, estas barreras están mejor desarrolladas, con grandes espesores de cuerpos tabulares de areniscas, mientras que la laguna tiene desarrollos de *Crassostrea* y de *Ostrea* y algunos niveles delgados de areniscas con fragmentos de moluscos, interpretados como abanicos de tormenta. En la parte media superior de la sección hay un nivel rico en foraminíferos planctónicos, que marca un evento más marino, transgresivo. Al mismo tiempo, hacia el oeste, en los alrededores del río Coro, el ambiente es continental, de llanura de inundación, con desarrollo de canales de ríos entrelazados distales.

4.1.7 Formación Tucupido

Consideraciones históricas: Payne (1951) introdujo el nombre de Formación Tucupido, para describir depósitos de playa y marinos de aguas someras, localizados en una estrecha franja al norte de campo Cumarebo; propuso la localidad tipo de la unidad, e incluyó bajo esta nomenclatura, las Capas de Barranquita y la Caliza de Puerto Cumarebo, descritas por Suter (1937), entre Tucupido y Puerto Cumarebo.

Giffuni (1988), ofrece una detallada descripción litológica y del contenido fosilífero de la Formación Tucupido en sus afloramientos de la región de

Tocópero-Tucupido. Giffuni *et al.* (1992) interpretan la estratigrafía secuencial de la unidad.

Localidad tipo: Payne (1951) designó la localidad tipo entre Tucupido y La Providencia (Santa Rosa en los mapas modernos). Hoja 6350, escala 1:100.000, Cartografía Nacional.

Descripción litológica: La unidad consiste en calizas con algas, intercaladas con calizas arenosas y conglomeráticas; localmente contiene arcillas verdosas gris azul, con intercalaciones de areniscas, capas con ostras y *Pecten* (Suter, 1937; Payne, 1951). Giffuni (1988) caracteriza a la Formación Tucupido como constituida por areniscas calcáreas y calizas arenosas interestratificadas con lutitas limosas y margas. Las lutitas son de color gris, compactas y masivas; a veces ligeramente laminadas, calcáreas y conchíferas; las margas son de color marrón rojizo, con abundantes niveles de moluscos; las areniscas calcáreas, de color marrón, son frecuentes y forman pequeños acantilados cerca de la costa; son resistentes y fosilífera; localmente, en la costa, aflora una caliza conglomerática, marrón grisácea, con cantos hasta de 1 cm de diámetro.

Espesor: Payne (1951) menciona un espesor máximo de 530 m (1600 pies). Giffuni (1988) midió 340 m en su área de estudio.

Contactos: Payne (1951) indica un contacto inferior discordante con la Formación El Veral. Giffuni (1988) no observa la discordancia en el campo, aunque no niega su presencia. Giffuni *et al.* (1992) colocan el contacto inferior como discordante. El contacto superior es discordante con depósitos cuaternarios.

Extensión geográfica: Se reconoce en una franja costera desde Puerto Cumarebo hasta la desembocadura del río Ricoa, estado Falcón.

Fósiles: Giffuni (1988) menciona la presencia de conchas de moluscos, especialmente bivalvos (*Pecten codorensis* y *Amonia* cf. *A. simplex*) y algunos gasterópodos (*Turritella* sp.), además de algas calcáreas, briozoarios y cirrípedos. Giffuni (1988) incluye amplia información acerca de la identificación y distribución de los foraminíferos de la Formación Tucupido. En términos generales, del 30 al 40% de los foraminíferos son planctónicos, el 9% son bénticos de pared aglutinada, 3 a 5% de pared calcárea imperforada y 50% de pared calcárea perforada.

Edad: Según Giffuni (1988), el conjunto de foraminíferos planctónicos identificados determinan una edad Plioceno Medio, Zona de *Pulleniatina obliquiloculata* (Stainforth *et al.*, 1975) o Zona de *Globorotalia miocenica* (Bolli y Saunders, 1985) o zonas N20 y N21 (Blow, 1969). Modernamente, el Plioceno se subdivide en Temprano y Tardío, quedando estas zonas dentro del Plioceno Tardío.

Correlación: La Formación Tucupido se correlaciona parcialmente hacia el este con la Formación Punta Gavilán; hacia el oeste, con parte de la Formación San Gregorio (Giffuni, 1988).

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

4.2 Geología Estructural Regional

Las estructuras del norte de Falcón se consideran relacionadas con la transgresión dextral en la zona de fricción entre las placas de Suramérica y del Caribe combinada con fallamiento intenso.

La región es una zona de buzamiento predominante al norte. El área de Falcón se encuentra constituida por un conjunto de largos pliegues, que en general poseen rumbos aproximados de N70E conformando así el llamado anticlinorio de Falcón.

El Anticlinorio de Falcón se extiende desde la línea fronteriza con el Estado Zulia al oeste, hasta la depresión del río Güeque al este, donde desaparece en el subsuelo bajo sedimentos más jóvenes.

Muessig (1978), sugiere que la cuenca de Falcón se origino durante el Eoceno Tardío a Oligoceno, en una zona tipo pull-apart, causado por movimientos transcurrentes entre la Placa Caribe y la Placa Suramericana.

Muessig (1978) explica el desarrollo de la cuenca de Falcón de la siguiente manera:

- ✱ Fase extensional (Eoceno Tardío-Oligoceno Tardío): Se forma el graben tipo ensenada La Vela, en esta se notan fallas de crecimiento noreste-suroeste, la cual favorece a la sedimentación de grandes espesores de la Formación Pecaya y equivalentes.

- ✱ Mioceno Temprano: La transgresión de Agua Clara es la responsable de la máxima actividad de fallas de crecimiento dejando como consecuencia la cobertura parcial de los paleo altos topográficos.

- ✖ Al final del Mioceno Temprano, termina la fase extensional de la cuenca. También se erosionan las estructuras existentes.

- ✖ En el Eoceno Medio a Mioceno Tardío, se considera como un período de estabilidad en donde se rellenó el graben con sedimentos provenientes de las rocas que pertenecen a las formaciones Socorro, Caujarao y equivalentes.

- ✖ Comienza la fase compresional del Mioceno Tardío-Plioceno Reciente, lo que origina la activación de la inversión de la cuenca falconiana, se forma el Anticlinorio de dirección este-oeste, y declive al este.

Muessig, (1984) propone la cuenca tipo pull-apart de una orientación paralela, pero sin considerar fallas transcurrentes destrales para explicar el desarrollo de la cuenca de Falcón. La propuesta del modelo de Muessig se basa en las siguientes evidencias:

- ✖ La estratificación Oligoceno-Mioceno, la cual se considera compleja; además de la rápida subsidencia de la cuenca.

- ✖ Dos sistemas de fallas: Fallas transcurrentes sinsedimentarias y fallas normales con dirección noroeste.

- ✖ Anomalías de gravedad positiva indicativas de una relativa capa densa de corteza.

- ✖ Volcanismo basáltico alcalino e intrusión ígnea en dirección noroeste.

Macellari (1995) y Muessig (1978) coinciden en el modelo que origina la cuenca de Falcón, ya que esta manera se puede explicar la presencia de flujos basálticos orientados en el centro de la cuenca falconiana.

Macellari (1995), propone tres esquemas ilustrativos que le permiten definir su modelo de la evolución de la cuenca de Falcón. A continuación se presentan los gráficos:

✱ **Eoceno Tardío:** El mayor cambio en el régimen tectónico de la cuenca de Falcón tuvo lugar en esta época, cuando la placa del Caribe comenzó su desplazamiento hacia el este respecto a la placa Suramericana. La falla transcurrente E-O dextro lateral se origina al oeste de Sur América cerca del Eoceno Tardío; esto coincide con el volcanismo andesítico del arco de las Antillas Menores. El desplazamiento O-E entre las dos placas dio como resultado el origen de la zona extensiva denominada pull-apart. (**Fig. 9**)

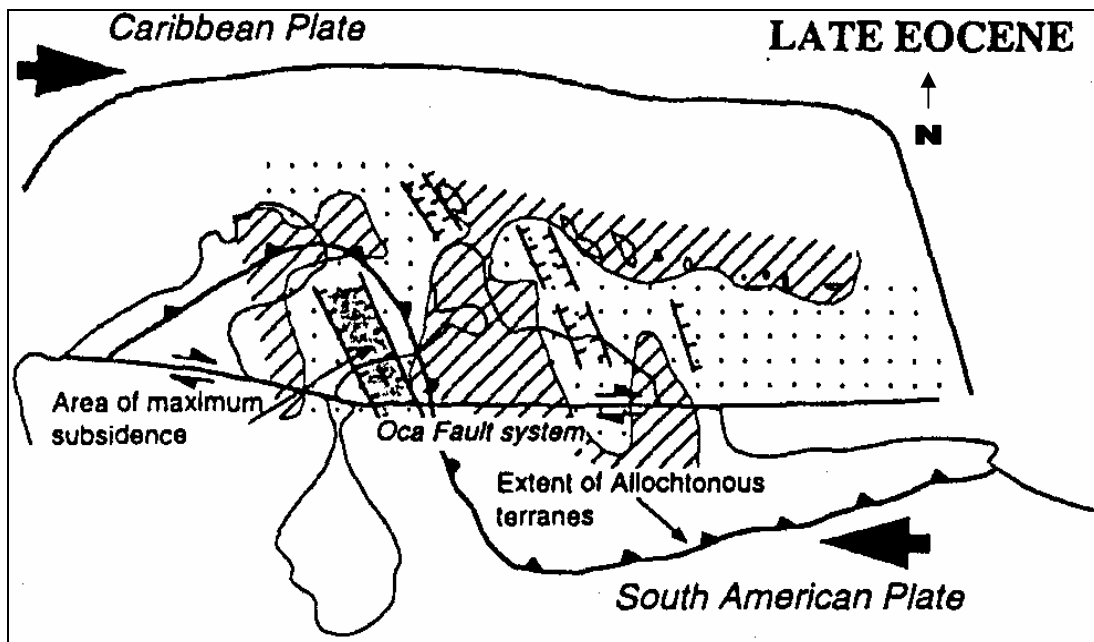


Fig. 9 Desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana en el Eoceno Tardío.

Tomado de Macellari (1995).

✱ **Oligoceno – Mioceno:** La cuenca pull-apart se hace más estrecha debido al empuje de material alóctono, el eje de máxima subsidencia se

desplaza hacia el este, hacia Urumaco y este La Vela. Continúa el desplazamiento a lo largo la falla de Oca, la deformación transpresiva afecta a los estratos más antiguos y se origina un empuje frontal que avanza progresivamente al norte. Así, se tiene el inicio de una cuenca foreland de orientación ENE – OSO. (Fig. 10)

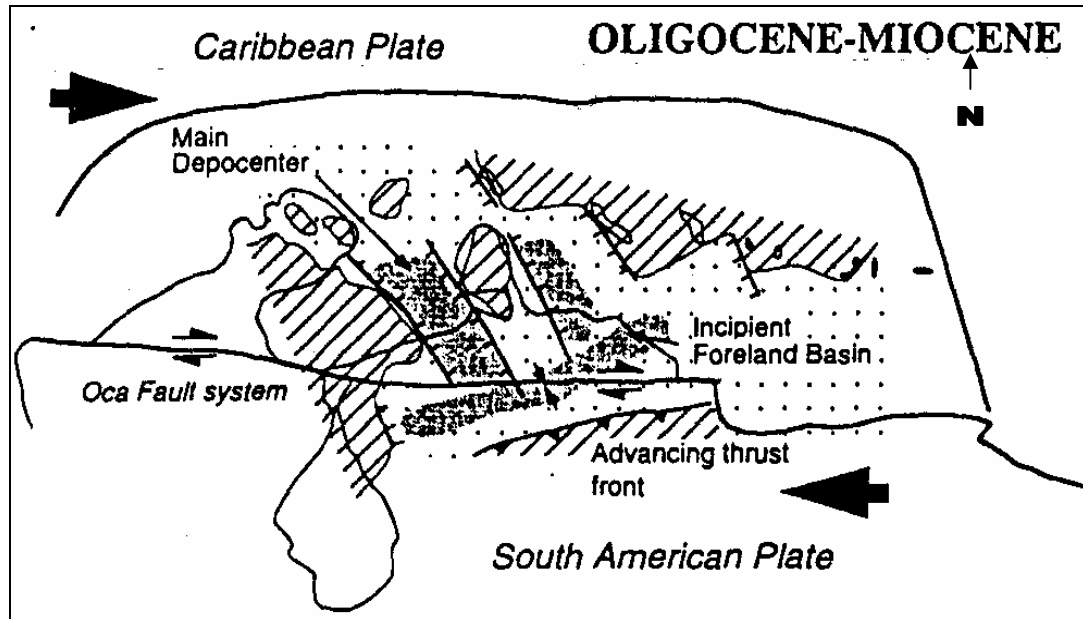


Fig. 10 Desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana en el Oligoceno-Mioceno.

Tomado y modificado de Macellari (1995).

✱ *Plioceno Reciente:* El movimiento transpresivo a lo largo de la falla del margen de Suramérica durante el Plioceno resultó en la subducción de bajo ángulo de la Placa del Caribe bajo del ridge de Curazao. Durante este tiempo, el frente de falla del Anticlinorio de Falcón migró hacia el norte y cesó la extensión a lo largo de las fallas con orientación NO-SE. Los desplazamientos dextrales activos a lo largo de la falla de Boconó comienzan durante este periodo (Schubert y Sifontes, 1970). Este desplazamiento, junto al continuo movimiento del sistema de fallas de Oca, dan como resultado la formación de un depocentro pull-apart al sureste de la cuenca de Falcón y grandes espesores de sedimentación durante el Plioceno. (Fig. 11)

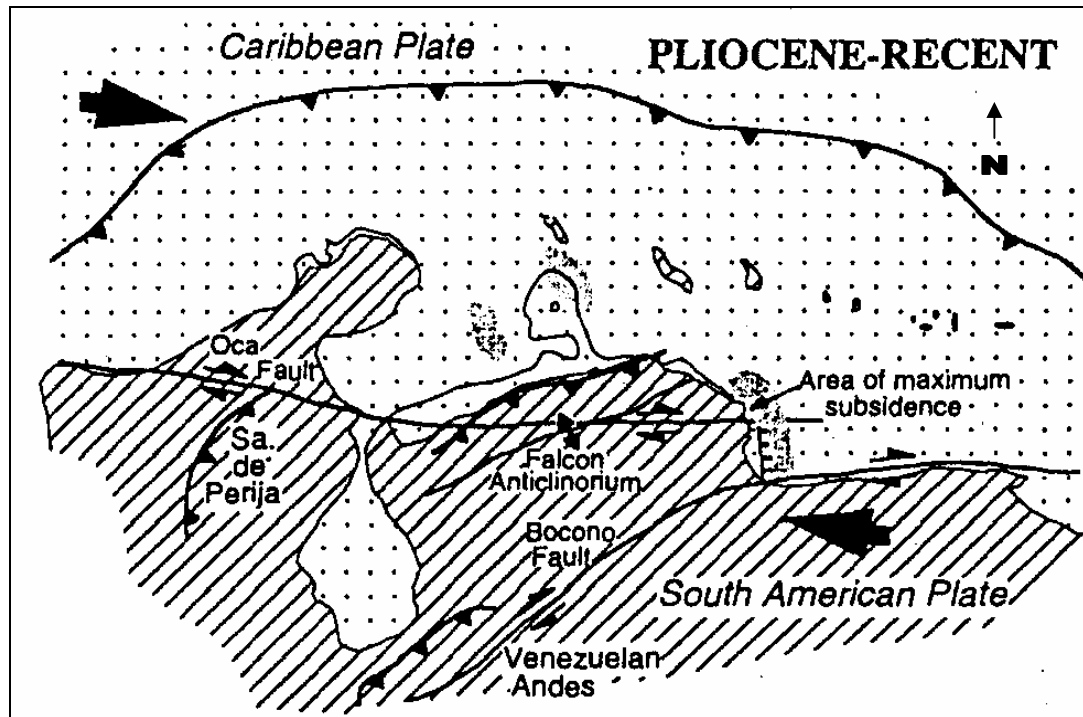


Fig. 11 Desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana en el Plioceno-Reciente.

Tomado de Macellari (1995).

Audemard (1995) refiere la evolución tectónica de Falcón al siguiente conjunto de fases:

Fase 1: La apertura de edad Oligoceno, es donde se origina la cuenca de Falcón como consecuencia de un campo de esfuerzo regional distensivo, cuyo esfuerzo mínimo esta orientado N15W. La subsidencia tectónica de la cuenca termina en el límite Oligoceno-Mioceno con las últimas intrusiones y coladas basálticas, y la colmatación sedimentaria. La subsidencia térmica, esta representada por los depósitos lutíticos neríticos de la Formación Agua Clara, de edad Mioceno Temprano.

Fase 2: El cierre de la cuenca de Falcón se inició entre el Mioceno Temprano y el Mioceno Medio, se distinguen tres etapas diferentes en base a la edad de los eventos:

- ✖ *Mioceno Medio a Tardío:* La cuenca sufrió un proceso de inversión tectónica originado por un campo de esfuerzos mínimo y máximo subhorizontales, este es el régimen que permite estructurar la cuenca e Falcón en un gran Anticlinorio, además del plegamiento general de la cuenca. Esta inversión induce al desplazamiento de los procesos sedimentarios hacia el flanco norte del Anticlinorio.

- ✖ *Mioceno-Plioceno:* Se originó una fase tectónica en la Plataforma de Coro, esto quiere decir que la zona estuvo sometida a una continua fase de compresión el límite Mioceno-Plioceno.

- ✖ *Plioceno-Pleistoceno:* Es el período donde la cuenca adquiere la configuración actual, y continua activa en el Reciente. Constituye la última fase compresiva caracterizadas por esfuerzos máximos que siempre han estado ubicados en el cuadrante NO.

En el área de estudio y sus alrededores la mayor elevación la constituye la elevación de Ricoa, con dirección NE y que probablemente haya sido formada durante las diferentes orogénias andinas que afectaron al NE de Venezuela. Al SO se encuentra la estructura de Cumarebo la cual es un domo alargado en sentido noreste, con una longitud conocida de 5 Km. El ancho es de 1.5 Km, ligeramente asimétrico, que se inclina 25-30° en el flanco sureste hacia el sinclinal de Taica, y 40° (hasta 50-55° a los 2.500' de profundidad) en el ala noroeste que se prolonga en el monoclinial de El Veral hacia el Mar Caribe. Al sur, la estructura está separada del sinclinal de Cerro de los Indios por la falla San Pedro-San Vicente, y al norte termina en la falla de Santa Rita, fallas

normales de desplazamiento al este; más allá de estas fallas prominentes no aparece la estructura.

Según Giffuni (1980) El eje mayor de la estructura de Cumarebo y el sinclinal de Taica, están localizados a 6 y 4.3 Km, respectivamente, de la elevación de Ricoa. En superficie, el flanco SE del domo de Cumarebo parece sumergirse unos 25° a 30° dentro del sinclinal de Taica. El buzamiento en el flanco NW del domo tiene valores elevados como 40° dentro del área de Cumarebo.

De acuerdo con Payne (“et al.”), el contacto rocoso de la Caliza de Cumarebo al SW del domo es claramente visible, pero el límite NE de la estructura está cubierto por las capas de la Formación El Veral, que muestran pequeñas evidencias de fallas.

Un sistema regional de fallas normales transversales con rumbo NO-SE con el bloque deprimido hacia el NE al noreste segmenta el domo. Las fallas más antiguas precedieron al plegamiento. Dividen el campo en seis sectores y cortan el flanco El Veral-Puerto Cumarebo al noroeste y el flanco sureste del sinclinal del Cerro de los Indios, siendo visibles hasta la planicie aluvial del Río Ricoa. Los planos de falla buzaban unos 35° cerca de la superficie y hasta 65° a la profundidad alcanzada por los pozos. A este sistema pertenece la falla de El Hatillito, en la parte central del área productiva, que separa el extremo suroeste, con un mejor cierre y más individualizado como un pliegue anticlinal. El sistema más joven está constituido por fallas menores consecuentes con la formación de la estructura.

Fuera del Campo Cumarebo y más al norte, se encuentra la falla de Santa Rita; probablemente correspondiente al sistema de fallas más antiguo.

Las fallas regionales se iniciaron al comienzo de la sedimentación de la Formación Caujarao, cuando se formó un arrecife en el bloque occidental elevado de la falla de El Hatillito. Aparentemente, este fallamiento se llevó a cabo cuando el anticlinal de Cumarebo y el sinclinal de Taica fueron formados.

Payne (1951) indica que las fallas regionales buzan 35° N en promedio, cerca de la superficie; y que este ángulo se incrementa con valores de 40° a 45° N a profundidades intermedias. Las fallas más jóvenes tienen buzamiento alto, de 75° a 80° N y son fallas de tensión epianticlinal originadas durante el fallamiento de la estructura de Cumarebo.

El levantamiento de Cumarebo y el sinclinal de Taica fueron definidos a finales del Mioceno en el flanco noroeste del levantamiento de Ricoa (una de las estructuras del noreste de Falcón), con diastrofismo y reactivación de las fallas anteriores y originando nuevas fallas de tensión en el alto de Cumarebo.

Durante el Oligoceno-Mioceno la cuenca de Falcón sufre una reactivación tectónica. La cuenca sufre nuevamente un hundimiento que la sitúa a profundidades de 1500 m dando origen a ambientes marino profundo. Ya en el Mioceno temprano cesa el hundimiento de la cuenca.

En el Mioceno Tardío-Plioceno, un movimiento epirogenético inclinó el área hacia el noroeste, haciendo regresar el mar hasta su posición actual. En la última parte del Plioceno fueron deformados los planos de falla y el pliegue de Cumarebo tomó su forma definitiva.

4.3 Geología histórica

Durante el Terciario superior especialmente durante el Oligoceno y Mioceno la cuenca de Falcón fue rellenada por sedimentos paraautóctonos;

estos sedimentos se depositaron sobre un alóctono emplazado en el borde septentrional de la plataforma epicontinental cercana al extremo noroeste de los Andes venezolanos. (González de Juana *et. al.* 1980).

Según Auemard (1995), la sedimentación de la cuenca falconiana ha sido bastante continua a lo largo del tiempo, exceptuando 3 eventos discordantes los cuales no afectan a la cuenca en su totalidad; dichas discordancias son de tipo angular.

Las secuencias encontradas en la cuenca abarcan desde el Eoceno superior hasta el Cuaternario.

Durante el Mioceno Medio tardío la cuenca fue intensamente plegada e invertida tectónicamente, es por esta razón que la sedimentación se concentra principalmente al norte del anticlinorio de Falcón.

✱ Eoceno Tardío: Los primeros depósitos de la cuenca de Falcón datan del Eoceno Tardío; aunque se encuentran confinados a la margen sureste de la cuenca, esto sugiere que la abertura de la cuenca ocurrió diacrónicamente y se inicio primero al este y luego avanzó hacia el oeste. La invasión marina progresó hacia el oeste hasta alcanzar la plataforma emergida de Dabajuro.

✱ Oligoceno – Mioceno: En este período la cuenca se ve afectada por una fuerte subsidencia , dando paso a la depositación de unidades marino profundas. Hacia los bordes sur y oeste de la cuenca, estas facies marinas pasan progresivamente a depósitos de fuerte influencia terrígena y caracterizada por calizas de plataforma de la Formación Churuguara. Posterior a este proceso de sedimentación, magmas de composición basáltica intrusionan la secuencia sedimentaria entre los límites del Oligoceno y Mioceno. Seguidamente se deposita la Formación Agua Clara, se caracteriza por poseer lutitas marinas de

plataforma continental; estas pasan lateralmente y en forma progresiva a facies más profundas hacia el este donde se deposita el Grupo Agua Salada.

✖ **Mioceno Medio Tardío:** La cuenca sufre una inversión tectónica en el límite Mioceno medio-inferior, transformándose en una zona emergida que genera sedimentos esencialmente al norte del anticlinorio de Falcón; igualmente el modelo de sedimentación cambia debido a la pendiente del nivel del mar o levantamiento rápido asociados a la temprana etapa de deformación. Posterior a este evento, se reactiva la subsidencia dando paso a un nuevo proceso sedimentario; por primera vez se cubre por completo la cuenca, incluyendo relieves topográficos como la Península de Paraguaná. Las zonas elevadas proveen de material sedimentario a la cuenca, este nuevo ciclo sedimentario corresponde a un ambiente somero restringido; sin embargo al noreste de la cuenca y al norte de la Península de Paraguaná las facies marino profunda persistieron. La secuencia sedimentaria de esta periodo es notoriamente menos mariana que el conjunto subyacente y el eje de la sedimentación es desplazado hacia el norte del anticlinorio de Falcón como consecuencia de la inversión tectónica que afectó a la cuenca. Hacia el SO de la región, comenzó a desarrollarse en el Mioceno superior el cuerpo carbonático de la Caliza de Cumarebo debido a la subsidencia relativamente rápida y a la continua acumulación de bioclastos que dio origen a gruesos espesores de rocas carbonáticas.

✖ **Plioceno:** La mayor fase de la inversión de la cuenca tomó lugar durante el Plioceno. Este conjunto es esencialmente continental, exceptuando las zonas que aun se encuentran sumergidas o parcialmente sumergidas. Se depositan Facies clásticas granulares al norte del anticlinorio de Falcón elevado (Formaciones Coro y San Gregorio). En el noreste, en la costa, las rocas sedimentarias son compuestas de arcillas calcáreas, margas fosilíferas, y calizas argiláceas (Punta Gavilán).

CAPÍTULO V

GEOLOGÍA LOCAL

En la zona de estudio es posible observar tres formaciones terciarias; de norte a sur se tienen las formaciones Tucupido, El Veral y Turúpia, siendo Tucupido la más joven y Turúpia la más antigua.

Además de observar estas formaciones en geología de superficie, también es posible describirlas a través de sondeos; gracias a esta descripción es posible dividir las formaciones Tucupido y El Veral en unidades estratigráficas informales de la siguiente manera:

1. La Formación Tucupido se divide de base a tope en t1 y t2
2. La Formación El Veral se divide de base a tope en las unidades A, B y C.

En general el área se encuentra afectada por dos fallas F1 y F2, la primera de orientación N80°O es un ramal de la Falla de Santa Rita, la segunda pertenece a un sistema secundario de fallas y posee rumbo E-O.

5.1 Estratigrafía Local

5.1.1 Formación Turúpia

La sección levantada en campo, que corresponde a la Formación Turúpia, se observa en la quebrada San Pedro y quebrada Seca, al sur de Cerro Monte Oscuro, a unos 4,5 Km aproximadamente de la Planta de Cemento HOLCIM - Puerto Cumarebo, en las cercanías del pozo CU-129 de la empresa VINCKLER. Los detalles de acceso al área se describen en el capítulo anterior (Fig. 12).



Fig. 12 Arcillas grises con tonos marrones en quebrada Seca. Formación Turúpia. Orientación de la fotografía N65E

Descripción Litológica: La Formación Turúpia en sus afloramientos en las quebradas Seca y San Pedro está constituida por arcillas grises verdosas con tonalidades marrones. Estas arcillas son calcáreas y fosilíferas. El color meteorizado de estas arcillas es gris rojizo y su color fresco es gris con tonalidades marrones. Estas arcillas limosas no se observan mas allá de los pequeños afloramientos vistos en las quebradas.

Área: Esta formación abarca aproximadamente 0,5 % del área total aflorante de la zona de estudio (ver mapas geológicos); esta aflora en el extremo sur (en las afueras) de la zona.

Espesor: El espesor es desconocido, ya que en campo no se observó la base de esta formación. Se presume que sea mayor a los 600 metros de espesor por los trabajos previos realizados en las adyacencias de la zona de estudio.

Contactos: En la zona de estudio no se observó la base de la Formación Turúpia por lo cual no se puede describir su contacto inferior, por lo contrario el tope de esta formación es transicional y concordante con la Formación El Veral. En campo se observa el cambio transicional litológico de ambas

formaciones pasando de arcillitas grises con tonalidades marrones con pocos fósiles a limolitas grises oscuras con alto contenido fósil.

Fósiles: Se observan pequeños moluscos mal preservados y otros fragmentos fósiles que hacen difícil su identificación.

5.1.2 Formación El Veral

La sección levantada en campo, que corresponde a la Formación El Veral, se encuentra ubicada en la quebrada El Rayo, Cerro Monte Oscuro, a unos 3,4 Km aproximadamente de la Planta de Cemento HOLCIM - Puerto Cumarebo. Los mejores afloramientos de esta formación se encuentran en la actual cantera de arcilla (Fig. 13).

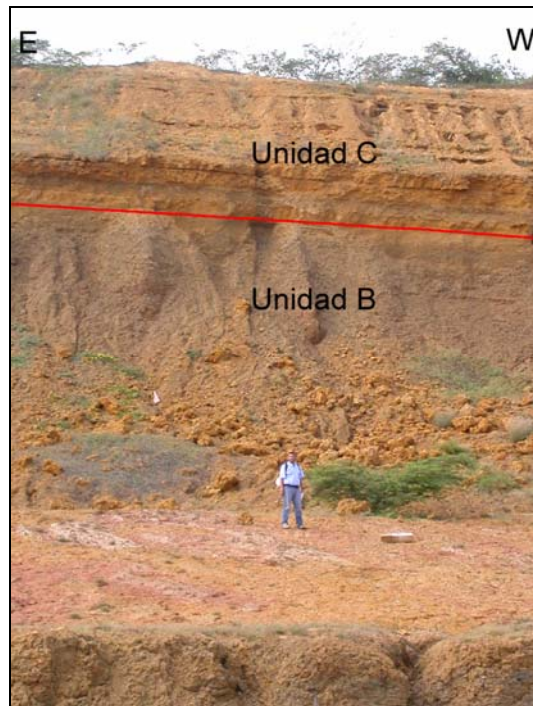


Fig. 13 Contacto entre las unidades B y C ubicado en la cantera de arcilla. Formación El Veral

Descripción litológica: La Formación El Veral en sus afloramientos en la quebrada El Rayo esta constituida por una gran variedad de arcillas que van

desde los colores gris, gris con tonalidades marrones hasta marrón como colores frescos, en cuanto al color meteorizado todos los afloramientos presentan un color marrón rojizo. También se observan areniscas calcáreas de color fresco ocre con tonalidades marrón y color meteorizado marrón oscuro. Cabe destacar que el 70 % de esta formación esta conformada por limolitas marrones y grises muy fosilíferas, el resto son areniscas calcáreas marrones con tonalidades ocre que presentan alto contenido fosilífero. En esta unidad se tienen concentraciones importantes de azufre (Fig. 14 y 15), este puede explicarse debido a que el proceso de sedimentación fue sinsedimentario con la reactivación de la falla F1, por tal motivo percolan fluidos hidrotermales que contribuyen con el origen del azufre.



Fig. 14



Fig.15

Fig. 14 Concentración de azufre en la unidad B. Formación El Veral. Fig.15 Molde fósil recubierto por jarosita, muy característico en intervalos de la unidad B. Formación El Veral

Con la descripción detallada de 18 (anexos 1 al 18) sondeos realizados en la zona de estudio se pudo dividir la Formación El Veral en tres unidades litológicas.

Unidad A: Esta unidad está conformada por lutitas arcillosas de color gris oscuro, y lutitas arenosas ligeramente calcáreas de color gris claro con tonos marrón. En detalle se tiene de base a tope lutitas de color gris, siendo estas las más comunes (Fig.16) y de mayores espesores individuales, macizas y muy fosilíferas (Fig.17), las capas no sobrepasan los 2 metros de espesor, existiendo algunas excepciones, llegando a ser hasta de 4 metros en los límites

con la unidad B, tendiendo a ser limolitas con las mismas características. Las areniscas son de espesor variable, desde unos centímetros hasta 1,5 ó 2 metros, son masivas, calcáreas y con abundantes bioturbaciones. Existe una notable variación lateral a media distancia en la distribución de estas litologías.

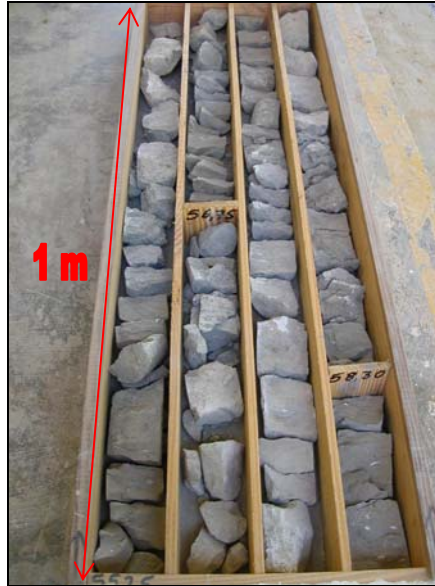


Fig. 16. Paquete de Limonitas grises macizas característicos de la unidad A. Sondeo CA-15, profundidad de 55 a 59 metros aproximadamente. Formación El Veral

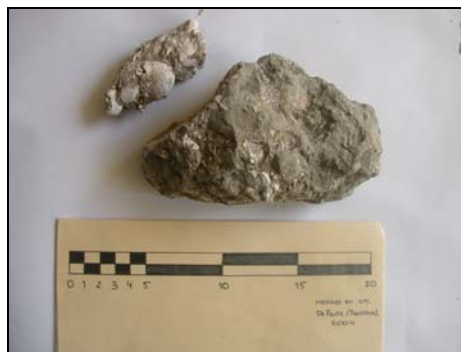


Fig. 17. Limonitas grises con altos niveles fosilíferos pertenecientes a la unidad A. Formación El Veral

Unidad B: Esta unidad está conformada por arcillas de color gris y gris claro, poco fosilíferas, intercaladas con arcillas de color marrón con tonalidades grises y algunas capas de areniscas bien escogidas de color marrón con tonos

grises. En detalle se tiene que las lutitas son semejantes a las de la unidad anterior, las de color gris son fosilíferas, y algo bioturbadas, con pequeñas concreciones ferruginosas y nódulos de azufre como las capas de la unidad anterior, es importante destacar que los fósiles se encuentran en delgados niveles o lentes. Las lutitas marrones (Fig. 18) son las más abundantes en esta unidad, los espesores individuales van de 2 metros hasta 8 metros, no presentan tantos fósiles como las anteriormente descritas y los pocos que se observan se encuentran diseminados en toda la columna; también es característico de esta unidad la presencia de yeso en vetas (Fig. 19). Las areniscas hacia la parte superior de la unidad, son de grano fino a medio, friables, masivas, en espesores de 2 a 4 metros, y con niveles carbonosos, en ocasiones se observan delgadas capas de 10 a 30 centímetros de areniscas poco consolidada de color marrón claro intercaladas con las areniscas anteriormente descritas (Fig. 20) .



Fig. 18. Lutita marrón sin fósiles perteneciente a la unidad B. Formación El Veral



Fig. 19 Presencia de yeso precipitado en forma de vetas característico de la unidad B. Formación El Veral. Medidas en cm.

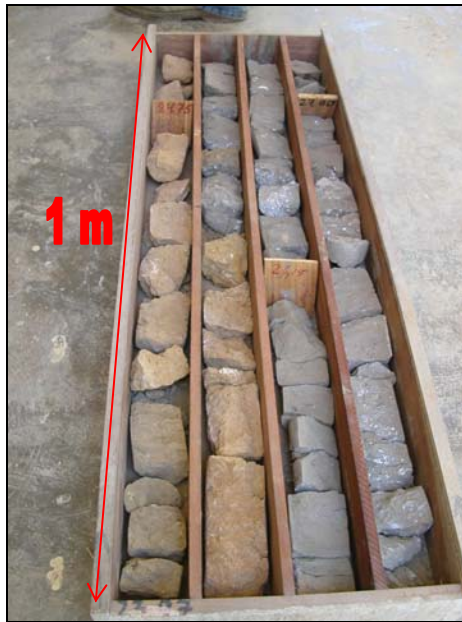


**Fig. 20. Arenicas marrones en contacto con limonitas grises características de la unidad B.
Formación El Veral. Sondeo CA-04 (anexo 1)**

Unidad C: Esta unidad está conformada por arcillas de color marrón con tonos grises y ocre, algunas capas son fosilíferas; hacia el tope se observan capas de areniscas calcáreas de color marrón con tonalidades fuertes de color ocre. Cabe destacar que el tope de esta unidad se encuentran porciones de suelo calichificado, es decir, niveles de suelos blanquecino muy rico en carbonato de calcio (CaCO_3), producto de la meteorización de rocas carbonáticas y/o de la precipitación de carbonato de calcio proveniente de tales rocas. Las arcillas son abundantes hacia la parte inferior, generalmente de color marrón con tonalidades grises (Fig. 21), frecuentemente limosas, intercaladas con delgadas areniscas con costras de oxidación y niveles carbonosos. Las limolitas tienen espesor promedio de 1,2 metros, a veces en paquetes hasta de 3 m, intercaladas con areniscas calcáreas de color ocre (Fig. 22). Las areniscas aumentan su espesor hacia el tope de la unidad, teniendo espesores de hasta 4 metros en promedio, estas areniscas presentan algunos niveles conglomeráticos.



Fig. 21. Limolita marrón abundante en la unidad C. Formación El Veral

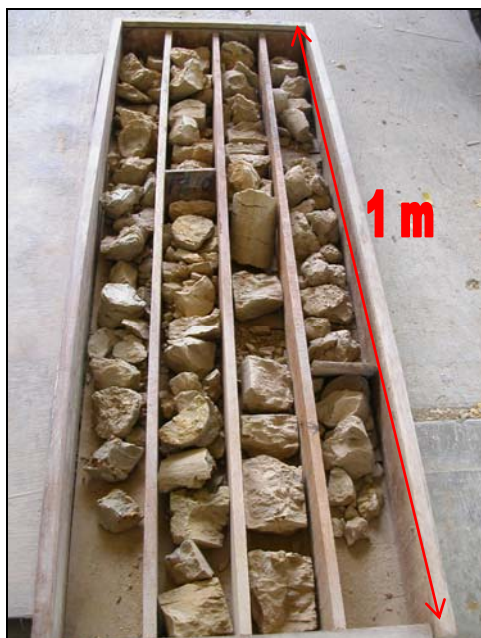


Fig. 22. Intercalación de limonitas marrones con areniscas de color ocre, tope de la unidad C. Formación El Veral. Sondeo MO-16 (anexo 10)

Área: Esta formación abarca aproximadamente 1 % del área total aflorante de la zona de estudio ya que esta se encuentra completamente por debajo de la Formación Tucupido.

Espesor: En el área de estudio esta formación tiene 250 metros aproximadamente, cabe destacar que este espesor se adelgaza al Sur de la

zona de estudio debido a las fallas normales presentes en la zona (ver mapas geológicos).

Contactos: La Formación El Veral suprayace de manera transicional y concordante sobre el miembro superior de La Formación Caujarao (Arcillas de Turúpia), contacto observado en campo entre arcillitas grises con tonalidades marrones con pocos fósiles y limolitas grises oscuras con alto contenido fósil, y subyace de manera discordante (discordancia angular) en su contacto superior con la Formación Tucupido (Fig. 23).

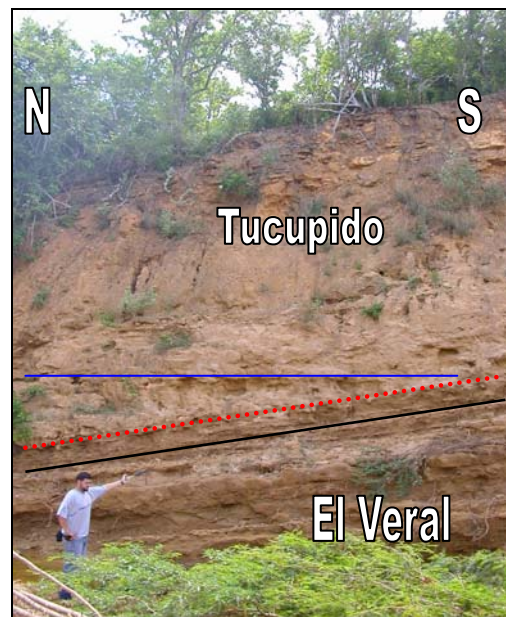


Fig. 23. Contacto discordante entre las formaciones El Veral y Tucupido. En rojo el contacto discordante, en azul las capas de Tucupido y en negro las capas de El Veral

Cabe destacar que además de discordante, el contacto superior de la Formación El Veral es abrupto, ya que se observa una capa de limolita marrón sin fósiles con un espesor aproximado de 1 metro en contacto con una arenisca marrón de grano medio a grueso mal escogida con un espesor promedio de 1,5 metros.

Fósiles: La Formación El Veral es muy fosilífera; la mayoría de las arcillas y areniscas calcáreas contienen macrofósiles y microfósiles, en general bien preservados y en relativa abundancia. Se pueden observar ostracodos y moluscos mal preservados, siendo su identificación en algunos casos imposible (ver figura 24). La macrofauna estudiada en la Formación El Veral esta conformada según las observaciones de campo por los siguientes especímenes:

1. *Anadara (Scapharca) dariensis* (Brown y Pilsbry).
2. *Glycymeris (Glycymeris) canalis colombiensis* Weisbord.
3. *Ostren (Lopha) cf. O. Paramegodon* Woodring.
4. *Crassostrea virginica* (Gmelin).
5. *Cyclinella venezuelana* H. Hodson.
6. *Clementia (Clementia) dariena* (Conrad).
7. *Pitar (pitarella) buenavistanus*.
8. *Chione (Chionopsis) variabilis* Nelson.
9. *Raeta undulata undulata* (Gould).
10. *Raeta cf. R. Undulata gardnerae* (Spieker).
11. *Turritella planigyrate* Guppy.
12. *Turritella bifastigata cartagenesis* Pilsbry y Brown.



Fig. 24. Fósiles encontrados en afloramientos. Formación El Veral. 1. *Anadara (Scapharca) dariensis* (Brown y Pilsbry) 3. *Ostren (Lopha) cf. O. Paramegodon* Woodring. 6. *Clementia (Clementia) dariena* (Conrad). 7. *Pitar (pitarella) buenavistanus*. 8. *Chione (Chionopsis) variabilis* Nelson. 11. *Turritella planigyrate* Guppy. 12. *Turritella bifastigata cartagenesis* Pilsbry y Brown.

5.1.3 Formación Tucupido

La sección levantada en campo, que corresponde a la Formación Tucupido, se encuentra ubicada en la quebrada El Rayo, Cerro Monte Oscuro, a unos 2,8 Km aproximadamente de la Planta de Cemento HOLCIM - Puerto Cumarebo. Los detalles de acceso al área se describen en el capítulo anterior (Fig. 25).



Fig. 25 Corte de carretera cercano a la cantera de arcilla, Formación Tucupido. La orientación de la fotografía es N70E

Descripción Litológica: La Formación Tucupido en sus afloramientos en la quebrada El Rayo esta constituida por areniscas calcáreas de color meteorizado marrón claro y color fresco marrón ocre, con alto contenido fósil (ostras, pecten, conchas), intercaladas con estas areniscas se observan capas de limolitas de color meteorizado marrón y color fresco marrón claro con tonalidades ocre, sin fósiles, además se tienen areniscas conglomeráticas con presencia de cantos rodados (de mas de 3 milímetros de diámetro) de chert. Cabe destacar que en estas areniscas conglomeráticas se observa estratificación cruzada de bajo grado. Por otro lado en areniscas bien escogidas de color marrón claro que se encuentran al norte de la zona de

estudio se observan huellas de carga, lo que indica que las capas están orientadas normalmente, así como, también se observan thalasinoides y bioturbaciones en grandes cantidades.

Con la ayuda de la descripción detallada de 18 sondeos (anexo 1 a 18) realizados en la zona de estudio, se pudo afinar la litología de la Formación Tucupido, teniendo una litología extremadamente variable, así pues, se presentan paquetes de areniscas y lutitas arenosas fosilíferas de color marrón, también, areniscas conglomeráticas gruesas de color ocre, lutitas arcillosas de color marrón oscuro y areniscas finas bien escogidas de color ocre. Es importante mencionar que el tope de esta formación se encuentran porciones de suelo calichificado, es decir, niveles de suelos blanquecino muy rico en carbonato de calcio (CaCO_3), producto de la meteorización de rocas carbonáticas y/o de la precipitación de carbonato de calcio proveniente de tales rocas (Fig. 26).



Fig. 26 Afloramiento de Formación Tucupido. En la zona destacada se observan colores blanquecinos producto de la meteorización. La orientación de la foto es N10W

Así pues, se divide la Formación Tucupido en dos unidades litológicas.

Unidad t1: Esta unidad está conformada por arcillas de color marrón con tonos ocre, algunas capas son fosilíferas; hacia el tope se observan capas de areniscas calcáreas de color marrón con tonalidades fuertes de color ocre (Fig. 27). Las limolitas tienen espesor promedio de 2 metros, a veces en paquetes hasta de 4 m, intercaladas con areniscas calcáreas de color ocre. Las areniscas son las más abundantes teniendo espesores individuales de hasta 4 metros (Fig. 28), estas areniscas presentan algunas niveles conglomeráticos, así como, también niveles carbonosos de unos 20 centímetros de espesor y abundancia en bioturbaciones de tipo talasinoides y ophiomorphas, estas ultimas se encuentran en su mayoría dispuestas de manera perpendicular a las capas que las contienen .



Fig. 27. Arenisca calcárea de color marrón con tonalidades ocre características de la unidad t1. Formación Tucupido



Fig. 28. Paquete de 4 metros de arenisca característico de la unidad t1. Formación Tucupido

Unidad t2: Esta unidad está conformada en su mayoría por areniscas de color ocre con tonalidades marrón (Fig. 29), se observan algunas arcillas limosas de color marrón claro con pocos fósiles. En detalle se tiene, Limolitas de color marrón claro, de grano medio a grueso, en espesores promedio de 1,5 metros, en estas limolitas son muy abundantes las bioturbaciones y delgados niveles arenosos. Las areniscas en la parte superior son friables, de grano fino a medio, con espesores promedios de 2 a 4,5 metros, o laminares en capas de pocos centímetros entre lutitas y limolitas, pocas veces calcáreas y conchíferas, en su mayoría son areniscas limpias con estratificación cruzada (Fig. 30), en ocasiones se observan areniscas conglomeráticas en espesores que no sobrepasan los 30 centímetros con granos de chert de hasta 4 milímetros de diámetro. Ya en las zonas más superficiales de la unidad se observan niveles de suelos oxidados y calichificados por acción de la erosión y por debajo de estos niveles se tienen delgadas capas de arena suelta de grano muy fino en espesores de 20 centímetros aproximadamente.



Fig. 29. Arenisca muy meteorizada, de color ocre característica de la unidad t2. Formación Tucupido



Fig. 30. Estratificación cruzada en arenisca de la unidad t2. Formación Tucupido

Área: Esta formación abarca aproximadamente 98 % del área total aflorante de la zona de estudio, esto debido a que es la unidad más expuesta en superficie.

Espesor: El espesor de esta formación en la zona de estudio es indeterminado ya que no se observa el tope de dicha Formación, lo que se puede asegurar es que es mayor de 300 metros por trabajos previos realizados en las zonas aledañas a la zona de estudio.

Contactos: La Formación Tucupido yace de manera abrupta y discordante sobre la Formación El Veral, puesto se observa en campo la discordancia angular entre ambas formaciones y el contacto superior de esta Formación es discordante con depósitos cuaternarios vistos de igual manera en zonas cercanas.

Fósiles: La Formación Tucupido contiene macrofósiles y microfósiles, en su mayoría localizados en areniscas calcáreas. En el área de estudio y en sus alrededores se observan fragmentos de conchas de moluscos, bivalvos y algunos gasterópodos (Fig. 31). La macrofauna estudiada en la Formación

Tucupido está conformada según las observaciones de campo por los siguientes especímenes:

1. *Pecten codorensis*
2. *Amonia* cf. *A. simplex*
3. *Turritella* sp.
4. *Crassostrea virginica* (Gmelin).
5. *Ostrea* (*Lopha*) cf. *O. Paramegodon* Woodring.
6. *Olivas*
7. *Ophiomorfas*. (Fig. 32)

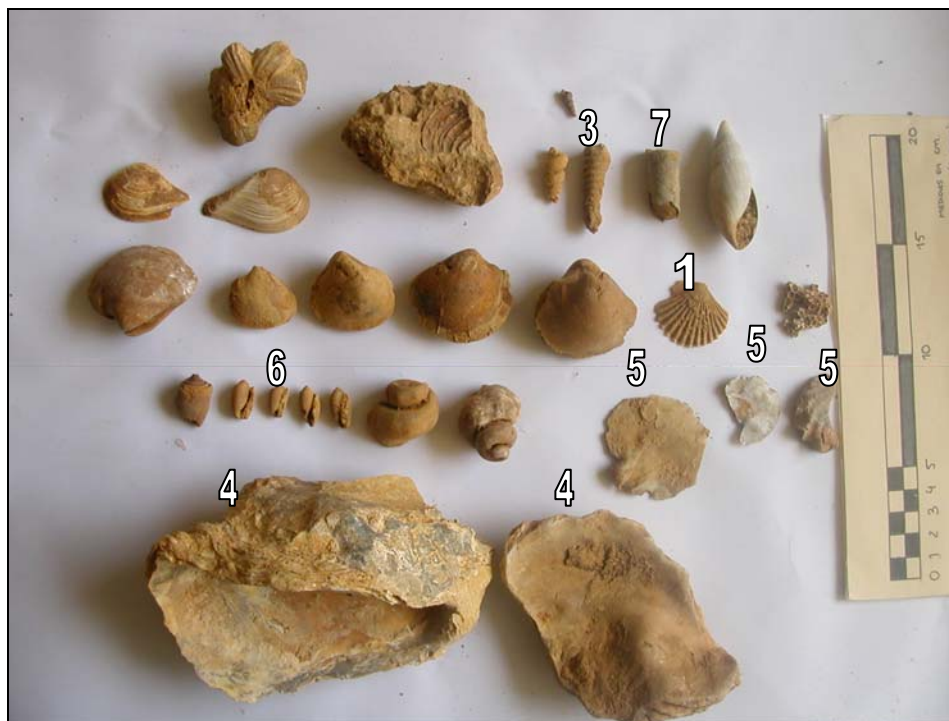


Fig. 31. Fósiles de la Formación Tucupido. 1. *Pecten codorensis* 3. *Turritella* sp. 4. *Crassostrea virginica* (Gmelin). 5. *Ostrea* (*Lopha*) cf. *O. Paramegodon* Woodring. 7. *Ophiomorfas*



Fig. 32. Ophiomorfas encontradas en la unidad t1. Formación Tucupido

5.2 Geología estructural local

El área de estudio se encuentra estructuralmente ubicada en un homoclinal constituido por formaciones de rocas terciarias que están dispuestas de forma paralela a la línea de costa. Este monoclinual presenta ondulaciones locales producto del asentamiento gravitacional debido a que las capas duras (calizas, areniscas calcáreas) se encuentran sobre grandes espesores de arcillas. Esta estructura en general buza al NNE entre 10 y 20 grados aproximadamente (anexos 37 y 38).

5.2.1 Estratificación

En la zona de estudio los estratos contenidos en el monoclinual presentan orientaciones entre N25°E y N70°E y en general se encuentren dispuestas de forma paralela a la línea de costa (ver mapas geológicos anexos). Al observar la roseta de rumbos (Fig. 33) se aprecia que la orientación preferencial de las capas es de N65°E representando un 40% de la población; las orientaciones

comprendidas entre N40°E y N50°E representan un 30%, luego entre N50°E y N60°E un 23%, finalmente con un porcentaje de 7% se tiene la orientación de N25°E; esta última asociada al movimiento de la falla F2 que será descrita en *fallamiento* (anexos 37 y 38).

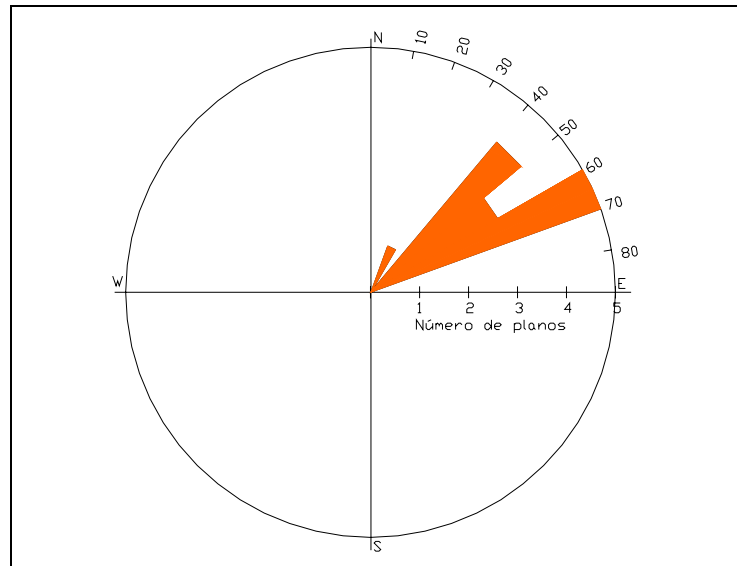


Fig. 33 Roseta de rumbos de las formaciones El Veral y Tucupido en el sector de Monte Oscuro.

Así mismo, se tiene que las capas encontradas en la zona poseen buzamientos entre 10° N y 24° N, al observar el histograma de buzamientos (Fig. 34) se tienen dos poblaciones; la primera con buzamientos bajos, de 10° a 15° al norte correspondiente a la secuencia de la Formación Tucupido; la segunda población posee valores más elevados que van de 20° a 24° al norte pertenecientes a la Formación El Veral. Ahora bien, la diferencia de buzamiento existente entre ambas poblaciones indica que existe una discordancia angular entre ambas formaciones.

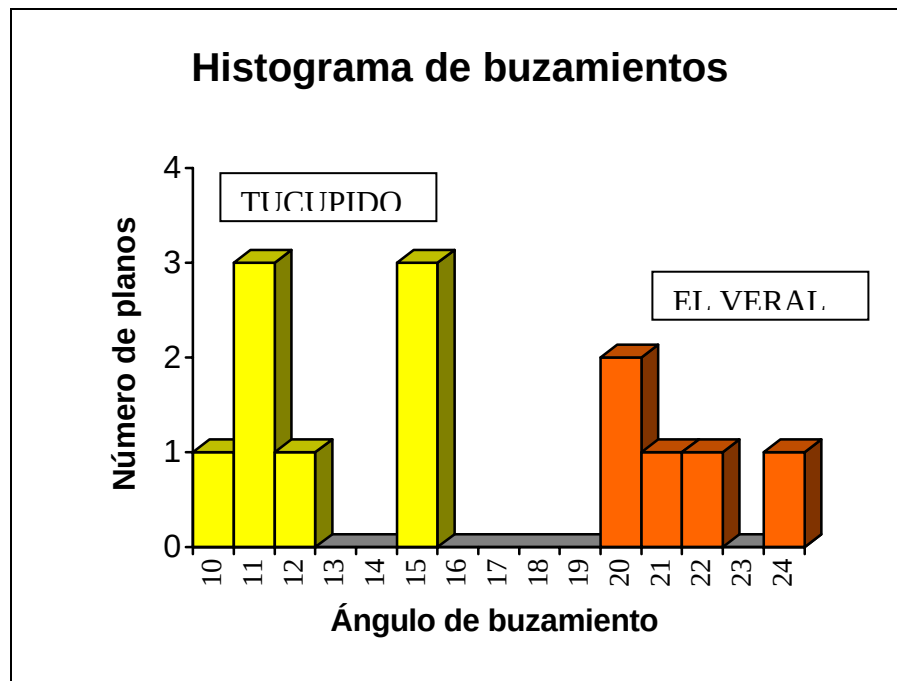


Fig. 34 Histogramas de buzamiento de las formaciones el Veral y Tucupido donde se observan las dos poblaciones de buzamientos.

Finalmente, en la secuencia sedimentaria de la Formación El Veral se tienen pequeñas ondulaciones originadas por el asentamiento gravitacional de las capas debido a que los estrados de calizas, areniscas calcáreas o margas se encuentran sobre gruesos espesores de arcillas.

5.2.2 Fallamiento

La estructura monoclinal se encuentra fallada por un ramal de la Falla de Santa Rita denominada F1 (Fig. 35). La falla posee dos componentes, siendo normal destal y presentando el bloque deprimido al este, la traza de la falla posee un rumbo aproximado de N80°O y buza unos 65°N; esta falla se prolonga hasta la línea de costa separando la cantera de arcilla del sector Cerro Monte Oscuro. El salto de falla se asume de varios metros, entre 20 o 30 metros. En sectores se puede observar el escarpe de falla pero se encuentra cubierto por derrumbe.



Fig. 35 Ensilladura de falla al sur de la zona de tesis, evidencia de la presencia de la falla F1 en el sector. Orientación de la fotografía N85E.

En detalle, se tiene el sistema de falla (F1), representado por la Falla de Santa Rita y varios ramales en sentido N15°O, estos ramales son fallas normales que tienen entre 65°-80° N de buzamiento y sus trazas a pesar que se pierden por la litología se les puede hacer un seguimiento por unos 4 kilómetros aproximadamente, se tiene también desde Cerro Mampostal otra familia de fallas normales con la misma orientación que las descritas anteriormente, estas fallas son netamente gravitacionales ya que las capas subyacentes no toleran el peso de las potentes calizas del Cerro Mampostal; se tiene que la longitud de las trazas de estas fallas no llega a hacer mayor de 1000 metros.

Un sistema de fallas local más pequeño se hace presente en el sector (ver mapas y cortes geológicos), poseen orientación aproximada E-O y buzamiento de 50°N, es de componente normal y el bloque deprimido se encuentra al norte. Una de estas fallas denominada F2 (ver Fig. 35) segmenta tanto a la actual Cantera de Arcilla como al sector Cerro Monte Oscuro en dos

bloques uno al sur (el bloque levantado) y otro al norte (el bloque deprimido). Este pequeño sistema de fallas no presenta movimiento lateral apreciable, además se encuentra desplazado por la Falla de Santa Rita, así, la falla F2 se divide en dos, en el sector de la cantera de arcilla se encuentra desplazada al norte y en el sector Cerro Monte Oscuro esta desplazada al sur, sin poder conocer el valor de desplazamiento.



Fig. 36 Traza de la falla F2 en el sector de la actual cantera de arcilla (componente normal).

Orientación de la fotografía E-O

CAPÍTULO VI

GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1 Generalidades

En años anteriores, Holcim de Venezuela había tratado de determinar las reservas geológicas existentes en el sector Cerro Monte Oscuro y zonas aledañas; esta labor no se alcanzo con éxito debido que la información que se tenia de los sondeos era muy pobre, tan solo contaban con el tipo litológico, y esto no era suficiente para dividir el sector por formaciones y mucho menos en unidades.

La información de geología superficie tampoco era tomada en cuenta por lo que era difícil predecir el comportamiento de las capas en el subsuelo o si existía algún accidente estructural que estuviese afectando el área.

Hoy en día los recursos económicos del sector Cerro Monte Oscuro fueron determinados a partir de la descripción de 18 sondeos realizados en la zona; esta descripción incluye las características estratigráficas, así como, características químicas determinadas a través de análisis químicos por fluorescencia de RX. Además, se tomaron datos geológicos de superficie que permiten delimitar las zonas de mayor interés y determinar las reservas geológicas de la zona.

Los sondeos descritos aportan información a cerca de las profundidades en donde se encuentran los contactos entre formaciones y unidades, lo cual junto con la extensión areal del sector permite determinar el volumen de las secuencias de interés.

La extensión areal del sector Cerro Monte Oscuro es de 1,95 Km², y tanto el corte 20-20' como el 22-22' están contenidos en esa zona.

6.2 Cálculo de volumen de roca

Según los sondeos descritos se tiene que el contacto entre las formaciones El Veral y Tucupido se encuentran entre 18 y 28 metros de profundidad, dependiendo del sondeo. El espesor de Tucupido observado es de unos 20 metros y de El Veral es de 50 metros, aunque se sabe que el espesor de la Formación El Veral es de más de 100 metros.

Con estos resultados se calcula el volumen de cada formación y posteriormente el de cada unidad:

Formación el Veral

**Volumen de El Veral = Área del sector de estudio * Espesor de la
Formación El Veral**

$$\text{Volumen de El Veral} = 1.95 \text{ Km}^2 * 0.05 \text{ Km}$$

$$\text{Volumen de El Veral} = 0.0975 \text{ Km}^3$$

Dentro de la Formación el Veral se tienen tres unidades, de base a tope son: A, B y C; y el espesor promedio de las mismas es 5, 25 y 20 metros respectivamente; al calcular el volumen de cada una de ellas (ver tablas 3) se obtienen los siguientes valores:

Volumen unidad C = Área del sector de estudio * Espesor de unidad C

$$\text{Volumen unidad C} = 1.95 \text{ Km}^2 * 0.02 \text{ Km}$$

$$\text{Volumen unidad C} = 0.039 \text{ Km}^3$$

Volumen unidad B = Área del sector de estudio * Espesor de unidad B

$$\text{Volumen unidad B} = 1.95 \text{ Km}^2 * 0.025 \text{ Km}$$

$$\text{Volumen unidad B} = 0.04875 \text{ Km}^3$$

Volumen unidad A = Área del sector de estudio * Espesor de unidad A

$$\text{Volumen unidad A} = 1.95 \text{ Km}^2 * 0.005 \text{ Km}$$

$$\text{Volumen unidad A} = 0.00975 \text{ Km}^3$$

Formación Tucupido

Volumen de Tucupido = Área del sector de estudio * Espesor de la

Formación Tucupido

$$\text{Volumen de Tucupido} = 1.95 \text{ Km}^2 * 0.015 \text{ Km}$$

$$\text{Volumen de Tucupido} = 0.02925 \text{ Km}^3$$

Dentro de la Formación Tucupido se tienen dos unidades informales denominadas t1 y t2 en el sector de estudio, y el espesor promedio de las mismas es 5 y 10 metros respectivamente; al calcular el volumen de cada una de ellas se obtienen los siguientes valores:

Volumen unidad t2 = Área del sector de estudio * Espesor de unidad t2

$$\text{Volumen unidad t2} = 1.95 \text{ Km}^2 * 0.005 \text{ Km}$$

$$\text{Volumen unidad t2} = 0.00975 \text{ Km}^3$$

Volumen unidad t1 = Área del sector de estudio * Espesor de unidad t1

$$\text{Volumen unidad t1} = 1.95 \text{ Km}^2 * 0.01 \text{ Km}$$

$$\text{Volumen unidad t1} = 0.0195 \text{ Km}^3$$

Tabla 3 Volumen de formaciones y unidades del sector Cerro Monte Oscuro

FORMACIÓN	UNIDAD	VOLUMEN
Tucupido	t2	0.00975 Km ³
	t1	0.0195 Km ³
El Veral	C	0.039 Km ³
	B	0.04875 Km ³
	A	0.00975 Km ³

6.3 Características químicas de unidades estudiadas

Holcim de Venezuela contaba con análisis químicos de los sondeos descritos que datan de los años 70, pero se vieron en la necesidad de repetir estos ensayos con la metodología propuesta en este trabajo para así relacionar los datos litológicos con los químicos, algo que no podía realizarse con la escasa información que se tenía de los sondeos; además, estos datos químicos no eran muy confiables debido a que no se tomaron criterios adecuados para la recolección de las muestras.

De los 18 sondeos descritos se tomaron 1010 muestras (anexo 1 al 18) que se utilizaron para determinar las características químicas de cada tipo litológico.

Ahora bien, teniendo el volumen de cada formación y sus respectivas unidades litológicas, se procede a determinar cual de ellas cumple con las condiciones químicas requeridas por la empresa.

Cabe destacar que las formaciones Tucupido y Veral químicamente son heterogéneas, los elementos químicos no poseen continuidad lateral a lo largo de las capas, por lo que se hace difícil predecir la química en el sector.

Los compuestos más importantes que deben ser considerados son Al_2O_3 , SiO_2 , SO_3 y Fe_2O_3 (ver Tabla 4), según las unidades litológicas se tienen a continuación los valores máximos y mínimos encontrados de estos elementos en los sondeos observándose la variabilidad de la concentración:

Tabla 4. Valores máximos y mínimos de elementos químicos por unidad litológica de cada formación en la zona de estudio

FORMACIÓN	UNIDAD INFORMAL	Al_2O_3	SiO_2	SO_3	Fe_2O_3
Tucupido	t2	Max: 17,48% Min: 0,66%	Max: 68,59% Min: 3,33%	Max: 2,31% Min: 0,03%	Max: 10,35% Min: 2,36%
	t1	Max: 18,99% Min: 0,85%	Max: 71,27% Min: 2,03%	Max: 3,18% Min: 0,02%	Max: 9,86% Min: 1,1%
Veral	C	Max: 20,66% Min: 0,57%	Max: 69,59% Min: 1,58%	Max: 2,62% Min: 0,02%	Max: 8,76% Min: 1,50%
	B	Max: 19% Min: 0,57%	Max: 78,63% Min: 1,44%	Max: 2,85 % Min: 0,02%	Max: 11,75% Min: 1,41%
	A	Max: 18,51% Min: 0,61%	Max: 59,38% Min: 1,87%	Max: 2,87% Min: 0,05%	Max: 11,72% Min: 1,6%

De la tabla anterior se obtiene que el valor más elevado de aluminio se encuentra en la Formación El Veral alcanzando un 20,66%; la concentración mas baja de este elemento se encuentra en la Formación Tucupido siendo esta de 17,48%.

Cabe destacar que estos valores difieren de las datas antiguas, en donde las actuales reflejan un incremento en concentración de aluminio y sílice. También es importante mencionar que estos nuevos datos se tiene la concentración de azufre, información muy importante para la empresa y con la cual no contaban.

Para caracterizar químicamente las formaciones se tomaron valores promedio de los tenores de los elementos químicos con el objetivo de inferir cual sería el comportamiento de los diferentes elementos a los largo del área de estudio.

Generalizando los resultados se tiene que cada unidad posee características químicas particulares y se muestran a continuación en la Tabla 5:

Tabla 5 Características químicas de las formaciones El Veral y Tucupido (subrayado el valor mas alto, * valor mas bajo)

FORMACIÓN	UNIDAD	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Cl-	P ₂ O ₅	TiO ₂
Tucupido	t2	30.408	7.602*	4.886*	<u>27.559</u>	1.165*	0.124*	0.446	0.758	0.110	<u>0.168</u>	0.382*
	t1	31.020	8.266	4.946	24.986	1.387	0.216	<u>0.464</u>	0.929	<u>0.142</u>	0.225	0.413
El Veral	C	<u>33.459</u>	<u>9.399</u>	<u>5.435</u>	22.914*	1.997	0.540	0.443	<u>1.130</u>	0.094	0.259	<u>0.474</u>
	B	30.191	8.476	5.252	25.227	2.129	0.972	0.402	1.041	0.062	0.265	0.422
	A	27.357*	8.082	5.237	27.385	<u>2.207</u>	<u>1.085</u>	0.364*	0.997*	0.053*	0.276*	0.398

Ahora bien, al observar las tablas obtenidas se tiene que la unidad que posee mayor tenor de aluminio es la unidad C de la Formación El Veral, aunque también se tiene que esta unidad presenta los valores más elevados de SiO₂ y Fe₂O₃.

Las unidades que presentan menor tenor de Fe₂O₃ son las pertenecientes a la Formación Tucupido y el valor del aluminio oscila entre 7,6 % y 8.2 %.

Las unidades A y B de la Formación El Veral son las que poseen mayor contenido de azufre y menor concentración de SiO₂.

Cabe destacar que el contenido promedio de Al_2O_3 a lo largo de las diferentes unidades es similar, donde el valor mas bajo se encuentra en la unidad t2 de la Formación Tucupido; el valor más alto se encuentra en la unidad C de la Formación El Veral. También se puede decir que a pesar de que la diferencia de Al_2O_3 no es muy marcada, es posible decir que la Formación El Veral es más rica en aluminio que la Formación Tucupido; al contrario ocurre con el hierro donde las mayores concentraciones se tienen en El Veral, y los valores más bajos se encuentran en Tucupido.

También se tiene que las concentraciones más elevadas de azufre se encuentran en las unidades A y B de la Formación El Veral donde alcanza un 1.085 %; en cambio, en la Formación Tucupido los valores apenas alcanzan un 0.216 %.

Finalmente se tiene que la Formación El Veral es la más rica en aluminio, pero también posee valores elevados de hierro y azufre; la Formación Tucupido también posee concentraciones importantes de aluminio y menores concentraciones de hierro y azufre.

El sector de mayor interés se encuentra al sur del área de estudio ya que la Formación El Veral se encuentra más cerca de la superficie; además, uno de los mayores tenores de aluminio está en este sector; sin embargo, cabe destacar que el contenido de hierro también es uno de los más altos. Esto es posible observarlo en los análisis químicos del sondeo MO-21 el cual es el que se encuentra más al sur.

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La secuencia estratigráfica encontrada en la cantera de arcilla (Formación El Veral) no posee continuidad lateral en el Cerro Monte Oscuro, debido que los contactos formacionales se encuentran fallados y desplazados por la falla F1. En consecuencia se tiene que la secuencia que se explota actualmente en la cantera de arcilla de Holcim se encuentra en el sector sur de cerro Monte Oscuro.

El contenido de azufre encontrado en la unidad B de la Formación El Veral, está asociado a la presencia de la falla F1, ya que a través de esta han percolado fluidos hidrotermales que junto al material orgánico existente dan origen a la jarosita (mineral común en varios niveles de la unidad B de la Formación El Veral).

De los análisis químicos realizados a las formaciones El Veral y Tucupido, se tiene que los valores más altos de aluminio (Al_2O_3) e hierro (Fe_2O_3) se encuentran en las unidades A y B de la Formación El Veral; a pesar de que la concentración de hierro es elevado, estas unidades son muy atractivas para la empresa, ya que los valores de aluminio son excelentes para solventar el déficit en materias primas.

Ahora bien, a pesar que el sector norte de Cerro Monte Oscuro no cumple con las características litológicas necesarias (material arcilloso) para materias primas, estas rocas (areniscas) pueden ser utilizadas para dar cuerpo a las pilas, ya que tan solo con el material arcilloso no pueden formarse.

Se recomienda realizar el levantamiento geológico de la zona sur de la cantera de arcilla ya que al ver el mapa geológico se observa que la Formación El

Veral continúa en ese sector y es probable que cumpla con las características químicas requeridas por la empresa.

De igual manera se recomienda realizar un estudio geológico y químico de la Formación Turúpia, ya que litológicamente (arcillas) son atractivos para la empresa, pero el potencial químico se desconoce.

También, se recomienda una nueva campaña de sondeos que consta de 12 perforaciones ubicadas en dos líneas paralelas a la sección 22-22', con el fin de caracterizar químicamente el sector sur de Cerro Monte Oscuro con mayor precisión, ya que este sector es el de mayor interés.

Finalmente para futuros trabajos geológicos, se recomienda tomar en cuenta la metodología de este trabajo, ya que así se pueden relacionar con exactitud los datos litológicos con los datos químicos. Aunado a esto se recomienda a la hora de realizar una campaña de sondeos, sea considerado el ángulo de incidencia de la perforación en las capas, para así tener el espesor verdadero y no un aproximado, siendo más eficiente el cálculo de reservas.

BIBLIOGRAFÍA

- Adey y Adey (1973). "Studies of the biosystematics and ecology of the epilithic crustace Corallinaceae of the British Islands". Elsevier Scient. Publish. Comp. New Cork, 185 p.p.
- Audemard F. (1995). "La cuenca Terciaria de Falcón, Venezuela Noroccidental: Síntesis Estratigráfica, Génesis de Inversión Tectónica". IX Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas.
- Audemard, F. (2001). "Quaternary Tectonics and Present Stress Tensor of The Inverted Northern Falcón Basin, Northwestern Venezuela". Journal Of Structural Geology. (23): (431-453).
- Aguilera S., O. A., (1993). "Ictiofauna Neogena del Noroeste de Venezuela y su relación con el Paleo-Orinoco T El Paleo-Caibe". Tesis de Doctorado, Universidad Central De Venezuela, 136 P., Inédito.
- Bateman, A.M. 1957. Yacimientos minerales y de rendimiento económico. Edit. Omega, Barcelona.
- Blow, W. H., (1959). "Age Correlation and Biostratigraphy of the Upper Tocuyo (San Lorenzo) and Pozón Formations, eastern Falcón, Venezuela", Bull. Amer. Paleont., 39(178): 67-252.
- Blow, W. H., (1969). "Late Middle Eocene to Recent Plactonic Foraminiferal Biostratigraphy", I International Conference on Planktonic Microfossils, Proc., 1: 199-422.
- Boesi, T., And D. Goddard, (1991), "A new Geologic model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcón basin, Northwestern Venezuela, In K. T. Biddle, Ed., Active Margin Basins: Aapg Memoir 52, P. 303-319.
- Bold, Van Den, W. A., (1964). "Nota preliminar sobre los Ostracodos del Mioceno al Reciente de Venezuela". "Geos", Univ. Cent. Venez., Caracas, 11: 7-18.
- Bolli, H. And Premoli Silva, I., (1973). "Oligocene to recent planktonic foraminifera and stratigraphy of the leg 15 sites in the Caribbean Sea". Initial Report Deep Sea Drill Proj, 15: 475-497.
- Bolli, H And Saunders, J.B., (1985). "Oligocene to Holocene low latitude plaktic foraminifera En Bolli, H.M.", Saunders, J.B. And Perch-Nielsen, K. (Eds) (1985) Plankton Stratigraphy. Cambridge Earth Science Series. P: 155-262.

- Cabrera De Molina E. (1985) "Evolución Estructural de Falcón Central" Tesis M. Sc., Esc. Geol, Min, y Geof. Ucv. 59 P. Inédito.
- Carmona, C.L. (1954). "Arcillas, caolín, feldespato y yeso en Venezuela". Informes Geológicos. Archivo de la dirección de Minas del Ministerio de Energía y Minas.
- Carmona, C.L. (1981). "Calizas en Venezuela". Informes Geológicos. Archivo de la dirección de Minas del Ministerio de Energía y Minas.
- Coplanarh .(2004). "Inventario nacional de tierras. Regiones: Costa noroccidental, centro-occidental y central". Venezuela. INTI.
- Creole Petroleum Corporation, (1954). Mapa B-5, Geología De Superficie, Escala 1:100.000
- Cushman, J. A., (1929). "A late tertiary fauna of venezuela and other related regions". Cushman Lab. Foram. Res., Contrib., 5(4): 77-101.
- Cushman, J. A. Y H. H. Renz, (1941). "New oligocene-miocene foraminífera from Venezuela". Cushman Lab. Foram. Res., Contr., 17(1): 1-27.
- Del Ollo, D., M. Escandón Y F. Galarraga, (1994). "Origen del petróleo en la cuenca de Falcón (Resumen)". V Simposio Bolivariano de exploración petrolera en las cuencas subandinas, Mem.: 408-410.
- Diaz De Camero, M. L., (1968), "Paleontologia de la Formacion el Veral (Mioceno), estado Falcón". Geos, Universidad Central de Venezuela, Caracas, No. 17, P. 7-51.
- Díaz De Gamero, M. L., (1970). "Contribución Al estudio de los foraminíferos de la Formación Punta Gavilán, Estado Falcón". Asoc. Venez. Geol., Min. Y Petrol., Bol. Inf., 13(2): 47-94.
- Diaz De Gamero, M. L.,(1977^a), "Estratigrafía y micropaleontologia del oligoceno y mioceno inferior del centro de la cuenca de Falcón". Venezuela: Geos, Universidad Central de Venezuela, Caracas, V. 22, P. 3-60.
- Díaz De Gamero, M. L., (1977). "Revisión de las unidades litoestratigráficas en Falcón Central, en base a su contenido de foraminíferos planctónicos". Congr. Geol. Venez., Mem., I: 81-86.

- Díaz de Gamero, M. L., (1985-a). "Micropaleontología de la Formación Agua Salada, Falcón nororiental", *VI Cong. Geol. Venez., Mem.*, 1: 384-453.
- Díaz De Gamero, M. L., (1985-b). "Estratigrafía de Falcón nororiental", *VI Cong. Geol. Venez., Mem.*, 1: 454-502.
- Díaz De Gamero, M. L. Y O. J. Linares, (1989). "Estratigrafía y paleontología de la formación urumaco, del mioceno tardío de Falcón Noroccidental". *VII Congr. Geol. Venez., Mem.*, 1: 419-439.
- Díaz De Gamero, M. L., (1989). "El mioceno temprano y medio de Falcón septentrional". *Jornadas 50 Aniversario Escuela de Geología, Geos*, 29: 25-35.
- Díaz de Gamero, M. L.; G. Giffuni and M. Castro Mora, (1993). "Biostratigraphic sequence analysis of two Lower Miocene to Pliocene sections, eastern Falcón, northwestern Venezuela (Abstract)", *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 77(2): 313-314.
- Díaz De Gamero, M. L., (1996). "The changing course of the Orinoco river during the neogene". A review, paleogeography, paleoclimatology, paleoecology, 123: 385-402.
- Díaz De Gamero, M. L., G. Giffuni Y M. Castro Mora, (1997). "Las formaciones Caujarao y Turupía al este de Cumarebo, Falcón Nororiental". *Sociedad Venezolana de Geólogos, Bol.*, 22(1).
- Duran, I., (1989). "Calibración de las zonas de nanoplancton calcáreo en la subcuenca de Agua Salada, Falcón Oriental". *VII Congr. Geol. Venez., Mem.*, 1: 439-458.
- Escobar, M. B., M. Martínez y C. E. Alciaturi, (1997). "Investigaciones sobre el carbón mineral en Venezuela". *Calidad, uso y Proyección futura, interciencia*, 22(1): 10-23.
- Espejo, Aníbal. (1989). Áreas calcáreas de Venezuela como materia prima para la fabricación de cemento y carbonato de calcio para la industria. Informe Preliminar. Inedito
- Esteves, J. y E. Villalta, (1989). "Estratigrafía de una zona ubicada entre Sabaneta y Coro, distrito Miranda, estado Falcón". Trabajo especial de grado, Universidad Central de Venezuela, 123 P., Inédito.
- Franco, Ricardo y Erminy, Manuel. (1996). "Estudio geológico de las formaciones Caujarao (Mioceno Medio Superior), el Veral (Mioceno Superior) y Tucupido

- (Plioceno) en terrenos de Cementos Caribe C.A., Área De Puerto Cumarebo, Estado Falcón, Venezuela. Inedito.
- Franco, Ricardo. (2001). "Sondeos, mapa geológico y secciones transversales del sector "El Veral", Cantera de lutitas y arenas de Cementos Caribe C.A. Venezuela". Informe Preliminar. Inedito.
- Franco, Ricardo. (2003). "Revisión geológica preliminar de las formaciones El Veral y Tucupido, aflorantes en el sector de Monte Oscuro, Municipio Zamora, Estado Falcón, Venezuela". Informe Preliminar. Inedito.
- Galea, F. A., (1976). "Estudio de una sección del mioceno situada al sur de la sierra de Guaibacoa, distritos Colina y Zamora, estado Falcón". Trabajo especial de grado, Universidad Central de Venezuela, 122 P., Inédito.
- Gamero, G. y Díaz De Gamero L., (1963). "Estudio de una sección de referencia de las formaciones Cerro Pelado y Socorro en la región de el saladillo, estado Falcón". "Geos", Univ. Cent. Venez., Caracas. (9): 7-44. Reimpreso 1963 En: Asoc. Venez. Geol. Min. Y Petról., Bol. Inform., 7(11): 329-367.
- Giffuni, G., (1980). "Geología del área de Tocópero y su relación con la cuenca de Agua Salada, estado Falcón". Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, 245 P., Inédito.
- Giffuni, G., (1988). "Edad de la Formación Tucupido en el área de Tocópero, Distrito Zamora, Estado Falcón". *Bol. Soc. Venez. Geol.*, 32 en prensa.
- Giffuni, G., M. L. Díaz De Gamero y M. Castro Mora, (1992). "Análisis secuencial del neógeno de la región de Cumarebo, Falcón Nororiental, basado en estudios Bioestratigráficos". *Soc. Venez. Geol., Bol.*, 46: 7-15.
- González, E., Nieves, G. Y Torrealba, N., (1985). "Características geológicas de la cuenca carbonífera de Cerro Pelado". VI Congr. Geol. Venez., Mem., 6: 3966-3998.
- González De Juana, C., (1937). "Geología general y estratigrafía de la región de Cumarebo, estado Falcón". *Bol. Geol. Y Min.*, 1(2-4): 195-218.
- González De Juana, C.; J. Iturralde De Arozena y X. Picard, (1980). "Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas". Caracas, Ed. Foninves, 2 Tomos. 1021 P.

- González, L., Sanchez, G., (2001). "Caracterización Geoquímica y Radiométrica de dos secciones estratigráficas de la Formación La Luna, en el estado Táchira". Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, 258 P., Inédito.
- Halse, G. W., (1937-A). "La estratigrafía del occidente del distrito Buchivacoa, Estado Falcón, Venezuela". Bol. Geol. y Min., 1(2-4): 183-193.
- Halse, G. W., (1947). "Oil fields of west Buchivacoa, Venezuela". Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 31(12): 2170-2192.
- Hambalek, N., V. Rull, E. De Digiaco y M. L. Díaz De Gamero, (1994). "Evolución paleoecológica y paleoambiental de la secuencia del neógeno en el surco de Urumaco". Estudio palinológico y litológico, Bol., Soc. Venezolana Geol., 191-2 7-19.
- Hodson, F., 1926. "Venezuelan and Caribbean Turritellas". Bull. Am. Paleont., 11(45): 1. Hodson, F., H. K. Hodson y G. D. Harris, 1927. some Venezuelan and Caribbean Mollusks, Bull. Amer. Paleont., 13(49): 1-80, Pls. 1-40.
- Hodson, F. Y H. K. Hodson, 1931. "Some Venezuelan Mollusks". Bull. Amer. Paleont., 16(59-60): 1-132.
- Holderbank, 1975. "Revised map of drilling sites" (Aug.75).
- Hunter, V. F., (1974). "The mid-Tertiary stratigraphic unit of the southern Caribbean area". *Verhandl. Naturf. Ges.*, 84(1): 172-190.
- Liddle, R.A., (1928). "The Geology of Venezuela and Trinidad". J.P. Macgowan, Fort Worth, Texas, 552 P.
- Liddle, R. A., (1946). "The Geology of Venezuela and Trinidad". 2nd Ed., Paleont. Res. Inst., Ithaca, N.Y., 890 P.
- López Victor, Ascanio G. y Guerrero V. (2003).
- Lorente, M. A., (1986). "Palynology and Palynofacies of the upper tertiary in Venezuela". Dissert. Botanica 99, Cramer Ed., Berlin, Stuttgart, 222p.
- Macellari C. E. (1995). "Cenozoic Sedimentation And Tectonics Of The Southwestern Caribbean Pull-Apart Basin, Venezuela And Colombia". Inedito.

- Mencher E., K. F. Dallmus; H. J. Fichter; C. González De Juana; R. L. Ponte; H. H. Renz y P. Schumacher, (1951). "Cuadro de correlación de las formaciones geológicas de Venezuela". En: Texto De Las Monografías Presentadas En La Convención Nacional Del Petróleo. Ofic. Técn. Hidrocarb., Min. Minas E Hidrocarb., Caracas (En Castellano E Inglés). Reimpreso, 1950 En: Bol. Asoc. Venez. Geol., Min. Y Petról., 2: 182. Reimpreso, 1951 En: Petrol. Interam., 9:(12): 26-29.(En Castellano E Inglés); 1953: En Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 37(4): 774-775.
- Muessig W. Karl. (1984). "Paleomagnetic data on the basic igneous intrusions of the central Falcón Basin, Venezuela". G. S.A. Memoria 162, p.231-237.
- Pascual, R. y M. L. Díaz De Gamero, (1969). "Sobre la presencia del género Eumegamys (Rodentia, Caviomorpha) en la Formación Urumaco del estado Falcón (Venezuela). Su Significación Cronológica". Asoc. Venez. Geol., Min. Y Petról., Bol. Inf., 12(10): 367-388.
- Payne, A. L., (1951). "Cumarebo oil field, Falcón, Venezuela". Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 35(8): 1850-1878.
- Petzall, C. K. De, (1959). "Estudio de una sección de la Formación Caujarao en el Anticlinal de La Vela, estado Falcón". Asoc. Venez. Geol. Min. y Petról., Bol. Inform., 10: 269-320.
- Pindell J, Cande S.C., Pitman Iii W., Rowley D., Dewey J., Labrecque J., y Haxby W. (1988). "A Plate-Kinematic Framework For Models Of Caribbean Evolution". Tectonophysics. (155): 121-138.
- Renz, H. H., (1942). "Stratigraphy of Northern South America, Trinidad and Barbados". Bth. Amer. Sci. Congr, Usa., 4: 513-571.
- Renz, H. H., (1948). "Stratigraphy and Fauna of the Agua Salada Group, State of Falcón, Venezuela". Geol. Soc. Amer., Mem. 32, 219 P.
- Renz, H. H., (1959). "San Lorenzo Formation (Agua Salada Group) of eastern Falcón, Venezuela". A valid lithostratigraphic name, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 43(10): 2500-2502.
- Rey, O. T., (1990). "Análisis Comparativo y Correlación de las Formaciones Codore y La Vela, Estado Falcón". Universidad Central De Venezuela, Tesis De M. Sc., 162 P., Inédito.
- Royo Y Gómez, J., (1960). "Vertebrados de la Formación Urumaco, Estado Falcón". III Congr. Geol. Venez., Mem., 2: 506-510.

- Segovia, Rodrigo. (1982). "Investigación cantera de arcilla". Trabajo realizado en la cantera De arcilla por ACA.
- Segovia, Rodrigo. (1983). "Cuarzo en cantera arcilla y formación de anillos". Informe de Cementos Caribe C.A., No. ACA/033/83.
- Senn, A., (1935). "Die Stratigraphische Verbreitung der tertiären orbitoiden, mit spezieller berücksichtigung ihres vorkommens in nord-Venezuela und nord-marokko". *Eclog. Geol. Helv.*, 28(1): 51-113 Y 369-373.
- Senn, A., (1940). "Paleogene of Barbados and Its Bearing on History and structure of Antillean-Caribbean region". *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 24 (9): 1548-1610.
- Suter, H. N., (1937-a). "Notas geológicas sobre la Formación Punta Gavilán de la región oriental del estado Falcón". *Bol. Geol. Y Min., Caracas*, 1(2-4): 287-297.
- Suter, H. H., (1947). "El Mene de Acosta Field, Falcón, Venezuela". *Amer. Asoc. Petrol. Geol., Bull.*, 31(12): 2193-2206.
- Vallenilla L. P., (1961). "Estratigrafía de las formaciones Caujarao, La Vela y Coro en sus localidades tipo, Estado Falcón". *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petrol., Bol.* 4 (12) : 29-78.
- Weingeist, (1956). Formación Caujarao en Léxico Estratigráfico de Venezuela. *Bol. Geol. M. M. H., Pub. Esp.* 728 p. 44.
- Wiedenmayer, C., (1937). Informe Geológico Sobre Los Depósitos Carboníferos De Coro, Distrito Miranda, Estado Falcón, *Bol. Geol. Y Min.*, 1(1): 65-81.
- Wieland, H. y Segovia, R., (1982). Cementos Caribe C.A. Program Of Drilling Campaign 1982. Annex To Report No. Dir. 82/8313/E. Reporte De Holderbank, Ma 82/244/E
- Williston, S. H. Y C. R. Nichols, (1928). "The geology of Venezuela and Trinidad", by R. A. Liddle, Review, *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 12(4) 445-451.
- Wheeler, C. B., (1960). "Estratigrafía del oligoceno y mioceno inferior de Falcón Occidental y Nororiental". III Congr. Geol. Ven. Men. V.I., P. 407-465.
- Wheeler, C. B., (1963). "Oligocene and lower miocene stratigraphy of western and northeastern Falcón Basin, Venezuela". *Bull. Aapg*, 47(1): 35-68.

- Wood, R. C. Y M. L. Díaz De Gamero, (1971). "Podocnemis Venezuelensis, A New Fossil Pelomedusid (Testudines, Pleurodira) From The Pliocene Of Venezuela And A Review Of The History Of Podocnemis In South América". *Brevoria*, 376: 1-23.
- Wood, R. C. Y B. Patterson, (1973). "A fossil trionychid turtle from South América", *Brevoria*, 405: 1-10.
- Wood, R. C., (1976). "Stupendemys Geographicus, The World's Largest Turtle". *Brevoria*, 436: 1-31.
- Wozniak, J. Y M. H. Wozniak, (1987). "Bioestratigrafía de la Región Nor-Central De la Serranía de Falcón, Venezuela Nor-Occidental". *Bol. De Geología, Venezuela*, 16(28): 101-139.
- Weingeist, 1956. Formación Caujarao en Léxico Estratigráfico de Venezuela. *Bol. Geol.. M. M. H.*, Pub. Esp. 728 p. 44.