

## **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

### **CARACTERIZACIÓN DIAGENÉTICA DE LOS LITOTIPOS LODOSOS DE LA FORMACIÓN LA LUNA EN LA SECCIÓN DE LA QUEBRADA CHIRIRÍA, ESTADO TÁCHIRA**

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de  
Venezuela para optar al título  
de Ingeniero Geólogo por los  
Brs. Daniel Dos Santos y  
Gilberto Soto.

Caracas, Marzo de 2002

## **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

### **CARACTERIZACIÓN DIAGENÉTICA DE LOS LITOTIPOS LODOSOS DE LA FORMACIÓN LA LUNA EN LA SECCIÓN DE LA QUEBRADA CHIRIRÍA, ESTADO TÁCHIRA**

Tutores Académicos:  
Egleé Zapata  
Víctor Padrón

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de  
Venezuela para optar al título  
de Ingeniero Geólogo por los  
Brs. Daniel Dos Santos y  
Gilberto Soto.

Caracas, Marzo de 2002

**Dos Santos F., Daniel A.**

**Soto G., Gilberto R.**

**CARACTERIZACIÓN DIAGENÉTICA DE LOS LITOTIPOS  
LODOSOS DE LA FORMACION LA LUNA EN LA SECCIÓN DE LA  
QUEBRADA CHIRIRÍA, ESTADO TÁCHIRA.**

**Tutor Académico: Prof. Egleé Zapata Oviedo & Víctor Padrón. Tutor  
Industrial: Dr. María Antonieta Lorente. Tesis. Caracas, UCV. Facultad de  
Ingeniería. Escuela de Geología. Año 2002, 154 p.**

**Palabras Claves:** Formación La Luna, Cretácico Superior, Silicificación,  
Diagénesis, Isótopos  $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$ .

**Resumen.** Este estudio se realizó con el objetivo de determinar las características diagenéticas en detalle de la Formación la Luna, en la sección de la Quebrada Chiriría, San Pedro del Río, Estado Táchira.

Mediante el muestreo sistemático en superficie a intervalos de 25 cm se recolectaron un total de 222 muestras, de las cuales se prepararon un total de 196 secciones delgadas de roca con la finalidad de observar las variaciones diagenéticas a lo largo de toda la sección sin tomar en cuenta los cambios litológicos.

Aplicando técnicas de microscopía bajo luz polarizada y cuantificaciones sistemáticas con técnicas de microscopía electrónica, se evaluó la condición de los diferentes procesos diagenéticos tempranos de los carbonatos lodosos de la Formación La Luna. Determinándose también su tiempo de ocurrencia dentro de procesos diagenéticos tempranos de estabilización de la arcilla del tipo montmorillonita de origen volcánico.

La evaluación geoquímica de los carbonatos lodosos de la Formación La Luna (Quebrada Chiriría) confirma la presencia de una diagénesis temprana, en donde

la composición química original de las rocas no sufrió modificaciones importantes. Esta evaluación, en un total de 56 muestras a lo largo de toda la sección, se basó en: Contenido de  $\text{CaCO}_3$ , COT, relaciones isotópicas ( $^{18}\text{O}$ ,  $^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ,  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ), relaciones elementales (Sr/Ca, Na/Ca, Ba/Ca, Fe/Ca y Mn/Ca), elementos mayoritarios (Ca, Si, P), minoritarios (P, Fe, Na, Al) y trazas (Sr, Mn, Ba, Fe y Na). El análisis geoquímico de estas rocas descarta la incidencia de los procesos diagenéticos en la respuesta de la señal química de los diferentes elementos evaluados y en los isótopos de  $^{18}\text{O}$  y  $^{13}\text{C}$ , que impida la interpretación de los datos obtenidos, aún en la presencia de procesos de silicificación extensiva. Esto ha sido demostrado por la buena correspondencia existente entre todos los parámetros químicos en comparación con el  $\text{CaCO}_3$  y la buena correlación existente entre las relaciones isotópicas y entre las relaciones elementales.

La interpretación de la data química obtenida permite proponer la existencia de tres intervalos quimioestratigráficos con las siguientes implicaciones ambientales:

- a) **Inferior:** caracterizado por sedimentos lodosos ricos en materia orgánica depositados en condiciones transgresivas y anóxicas (sulfurosas) coincidentes con el evento anóxico oceánico global (OAE3).
- b) **Intermedio:** caracterizado por carbonatos lodosos ricos en arcilla del tipo montmorillonita, depositados en condiciones someras y mejor oxigenadas, durante episodios de actividad volcánica reportados en la literatura por diferentes autores a finales del Cretácico para el occidente de Venezuela y el este Colombiano. Generando variaciones en el ambiente geoquímico el cual se presenta como un ambiente sulfuroso con pulsaciones de no sulfuroso.
- c) **Superior:** se encuentra caracterizado por sedimentos carbonáticos lodosos afectados por intensos procesos de silicificación extensiva, que suponen la previa existencia de condiciones oxigenadas de fondo propiciadas por corrientes de surgencia (upwelling).

## ÍNDICE

	Pág.
<b>RESUMEN</b>	I
<b>CAPITULO I</b>	
1. Introducción	1
1.1. Objetivo General	2
1.1.1. Objetivos Específicos	2
1.2. Localización	2
1.3. Metodología	4
1.3.1. Generalidades	4
1.3.2. Etapa Preliminar (Recopilación Bibliográfica)	4
1.3.3. Etapa de Campo	4
1.3.4. Etapa de Laboratorio	5
1.3.4.1. Primera Etapa	5
1.3.4.2. Segunda Etapa (Análisis Petrográfico)	5
1.3.4.3. Tercera Etapa (Análisis Químico)	6
1.3.4.4. Cuarta Etapa	7
1.4. Antecedentes	7
1.5. Agradecimientos	11
<b>CAPITULO II</b>	
2. Geología Regional y Local	13
2.1. Síntesis Estratigráfica del Occidente de Venezuela	14
2.1.1. Secuencia Paleozoica	15
2.1.2. Secuencia Mesozoica - Cenozoica	16
2.2. Cuenca Cretácica del Occidente de Venezuela	21
2.3. Ambiente Depositacional, Geoquímica y Paleoceanografía del Cretácico Superior del Occidente de Venezuela	21
2.4. Formación La Luna	26

2.4.1. Descripción Litológica	26
2.4.2. Geoquímica, Anoxia y Productividad Biológica	31
2.5. Miembro Chert del Táchira	37
2.6. Litoestratigrafía Local	40
2.6.1. Marco Estructural Local	42

### **CAPITULO III**

3. Sedimentología	44
3.1. Generalidades	45
3.2. Características Petrográficas	45
3.3. Microfacies	49
3.3.1. Wacke - Packstone de Foraminíferos Pláncticos	51
3.3.2. Mudstone de Foraminíferos	51
3.3.3. Wacke - Packstone de Foraminíferos Pláncticos y Restos de Peces	51
3.3.4. Wacke - Packstone de Foraminíferos Bénticos y Pláncticos	53
3.3.5. Wacke - Packstone Silicificado	53
3.3.6. Wacke – Packstone de Foraminíferos Bénticos	53
3.3.7. Wacke – Packstone Fosfático	55

### **CAPITULO IV**

4. Diagénesis	56
4.1. Generalidades	57
4.2. Características Mineralógicas Texturales	57
4.2.1. Matriz	57
4.2.2. Fósiles	57
4.2.3. Cementos	60
4.2.3.1. Cementos Carbonáticos	62
4.2.3.2. Cementos no Carbonáticos	64
4.2.4. Minerales Autigénicos	64

4.2.5. Fracturas	70
4.2.5.1. Fracturas Naturales	70
4.2.5.2. Fracturas Inducidas	72
4.2.6. Porosidad	72
4.3. Procesos Diagenéticos	75
4.3.1. Procesos Orgánicos	77
4.3.1.1. Envoltorios Micríticos	77
4.3.1.2. Bioerosión (Boring)	77
4.3.1.3. Formación de Pellets	78
4.3.2. Procesos Físico - Químicos	78
4.3.2.1. Carbonáticos	78
4.3.2.1.1. Cementación	78
4.3.2.1.2. Neomorfismo	79
4.3.2.2. No Carbonáticos	80
4.3.2.2.1. Compactación	80
4.3.2.2.2. Fosfatización	81
4.3.2.2.3. Silicificación	82
4.3.2.2.4. Piritización	85
4.4. Ambientes Diagenéticos Geoquímicos	87
4.5. Paragénesis	88

## **CAPITULO V**

5. Análisis Químico	91
5.1. Generalidades	92
5.2. Contenido de Carbonato de Calcio	92
5.2.1. Distribución porcentual del Carbonato de Calcio	93
5.2.2. Contenido de Carbonato de Calcio por Unidad Litológica de Campo	94
5.3. Contenido de Carbono Orgánico Total	97
5.3.1. Distribución Porcentual del Carbono Orgánico Total	98
5.3.2. Relaciones Porcentuales entre Carbono Orgánico	

Total y Carbonato de Calcio	100
5.3.3. Contenido de Carbono Orgánico Total por Unidad Litológica de Campo	100
5.4. Componentes Mayoritarios	102
5.4.1. Distribución de los Componentes Mayoritarios	103
5.4.2. Comparación entre Elementos Mayoritarios y Carbonato de Calcio	104
5.4.3. Distribución de Elementos Mayoritarios por Unidad Litológica de Campo	106
5.5. Isótopos Estables	107
5.5.1. Distribución de la Composición Isotópica	110
5.5.2. Comparación entre Isótopos y Carbonato de Calcio	112
5.5.3. Distribución Isotópica por Unidad Litológica de Campo	113
5.6. Procesos Diagenéticos	115
5.6.1. Influencia de la Diagénesis en los Carbonatos	117
5.6.2. Presión de CO <sub>2</sub>	122
5.6.3. Influencia de la Diagénesis en las Relaciones Isotópicas	124
5.6.4. Influencia de la Diagénesis en el Contenido Orgánico	126
5.7. Intervalos Quimioestratigráficos	128
5.7.1. Intervalo I	125
5.7.2. Intervalo II	130
5.7.3. Intervalo III	131
 <b>CAPITULO VI</b>	
Conclusiones	134
 <b>CAPITULO VII</b>	
Referencias Bibliográficas	138
 <b>ANEXO # 1</b>	
1. Elaboración de Secciones Delgadas	142



2. Preparación de las Muestras para Microscopía Electrónica	143
3. Preparación de Muestras para Análisis de Parámetros Geoquímicos: Carbono Orgánico Total, Carbonato de Calcio, Isótopos Estables ( $\delta C^{13}$ , $\delta O^{18}$ ), Elementos Mayoritarios, Minoritarios y Trazas	146

## **ANEXO # 2**

1. Metodología para Análisis del Carbono Orgánico Total y Contenido de Carbonato de Calcio	148
2. Metodología para Análisis de Isótopos Estables	150
3. Metodología para Análisis de Elementos Trazas, Mayoritarios y Minoritarios	154

## ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Fig. 1. Mapa de Ubicación General	3
Fig. 2. Mapa de Ubicación Detallada de la Zona de Estudio	3
Fig. 3. Supersecuencia Parnaud (1995)	17
Fig. 4. Subcuencas del Occidente Venezolano (Cretácico), Jarpa (1980)	22
Fig. 5. Ambientes Deposicionales durante el Cretácico del Occidente de Venezuela, Erlich (1999)	27
Fig. 6. Evolución Tectónica del Occidente de Venezuela, Erlich (1999). Cenomaniense - Turoniense	32
Fig. 7. Evolución Tectónica del Occidente de Venezuela, Erlich (1999). Coniaciense / Santoniense Temprano - Santoniense Tardío / Maastrichtiense	33
Fig. 8. División de la Formación La Luna según Maceralli y De Vries (1986)	38
Fig. 9. Columna Estratigráfica de la Zona de Estudio	41
Fig. 10. Mapa Geológico del Área de Estudio (Cartografía Nacional, San Cristóbal, Escala 1:100.000, Año 1986)	43
Fig. 11. Distribución Porcentual de las Rocas por Color, dentro de las Unidades Litológicas Informales	46
Fig. 12. Representación Porcentual del Bandeamiento y Laminación para las Rocas de la Sección Estudiada	48
Fig. 13. Representación Porcentual de los Tipos Litológicos (Dunham 1962) Definidos para la Sección Estudiada	48
Fig. 14. Representación Porcentual de los Tipos Litológicos (Dunham 1962) por Unidad Litológica Informal	50
Fig. 15. A. Wacke - Packstone de Foraminíferos Plácticos (MF1)	52
Fig. 15. B. Mudstone de Foraminíferos (MF2)	52

	Pág.
Fig. 15. C. Wacke - Packstone de Foraminíferos Pláncnicos y Restos de Paces (MF4)	52
Fig. 15. D. Wacke - Packstone de Foraminíferos Bénticos y Pláncnicos (MF5)	52
Fig. 15. E. Wacke - Packstone Silicificado (MF6)	54
Fig. 15. F. Wacke - Packstone de Foraminíferos Bénticos (MF7)	54
Fig. 15. G. Wacke - Packstone Fosfático (MF8)	54
Fig. 16. A. Matriz Fosfática	58
Fig. 16. A'. Composición Química Correspondiente a la Figura 16. A. Tomada por EDS	58
Fig. 16. B. Matriz Arcillosa	58
Fig. 16. B'. Composición Química Correspondiente a la Figura 16. B. Tomado por EDS	58
Fig. 16. C. Matriz Carbonática	58
Fig. 16. C'. Composición Química Correspondiente a la Figura 16. C. Tomado por EDS	58
Fig. 16. D. Matriz Carbonática – Arcillosa	59
Fig. 16. D'. Composición Química Correspondiente a la Figura 16. D. Tomado por EDS	59
Fig. 16. D''. Composición Química Correspondiente a la Figura 16. D. Tomado por EDS	59
Fig. 16. E. Matriz Silicificada	59
Fig. 16. E'. Composición Química Correspondiente a la Figura 16. E. Tomado por EDS	59
Fig. 17. A. Foraminífero	61
Fig. 17. A'. Composición Química Correspondiente a la Figura 17. A. Tomado por EDS	61
Fig. 17. B. Cámara de Foraminífero Pláncnico	61
Fig. 17. C. Foraminífero Pláncnico	61
Fig. 17. D. Foraminíferos Bénticos	61

	Pág.
Fig. 17. E. Foraminíferos Pláncticos	61
Fig. 18. A. Cemento Fibroso en Estructura Cono en Cono	63
Fig. 18. B. Cemento Bloque	63
Fig. 18. C. Cemento Drusa	63
Fig. 18. D. Cemento de Carbonato de Hierro (Siderita)	65
Fig. 18. D'. Composición Química Correspondiente a la Figura 18. D. Tomado por EDS	65
Fig. 18. E. Cemento Radial	65
Fig. 18. F. Cemento de Sílice	65
Fig. 18. G. Cemento de Sulfato de Bario	65
Fig. 18. G'. Composición Química Correspondiente a la Figura 18. G. Tomado por EDS	65
Fig. 19. A. Calcita Hexagonal	67
Fig. 19. A'. Composición Química Correspondiente a la Figura 19. A. Tomado por EDS	67
Fig. 19. B. Sílice	67
Fig. 19. B'. Composición Química Correspondiente a la Figura 19. B. Tomado por EDS	67
Fig. 19. C. Fosfato	68
Fig. 19. C'. Composición Química Correspondiente a la Figura 19. C. Tomado por EDS	68
Fig. 19. D. Pirita Framboidal	68
Fig. 19. D'. Composición Química Correspondiente a la Figura 19. D. Tomado por EDS	68
Fig. 19. E. Siderita	68
Fig. 19. E'. Composición Química Correspondiente a la Figura 19. E. Tomado por EDS	68
Fig. 19. F. Dolomita romboédrica	69
Fig. 19. F'. Composición Química Correspondiente a la Figura 19. F. Tomado por EDS	69

	Pág.
Fig. 19. G. Barita	69
Fig. 19. G'. Composición Química Correspondiente a la Figura 19. G. Tomado por EDS	69
Fig. 19. H. Feldespato	69
Fig. 19. H'. Composición Química Correspondiente a la Figura 19. H. Tomado por EDS	69
Fig. 20. Características de las Fracturas Naturales en la Formación La Luna, Sección de la Quebrada Chiriría	71
Fig. 20. A <sub>1</sub> . Fractura Extensiva (F5) Rellena de Arcilla, Oblicua a la Estratificación	73
Fig. 20. A <sub>2</sub> . Fractura Extensiva (F5) Rellena de Lodo Carbonático, Perpendicular a la Estratificación	73
Fig. 20. A <sub>3</sub> . Fractura Extensiva (F4) Sinuosa, Totalmente Mineralizada por Cemento de Carbonato de Calcio	73
Fig. 20. A <sub>4</sub> . Fractura Extensiva (F2) Totalmente Mineralizada por Cemento de Carbonato de Calcio	73
Fig. 20. A <sub>5</sub> . Fractura Extensiva (F3) Totalmente Mineralizada por Asociación de Calcita y Sílice	74
Fig. 20. B. Fractura que Genera Desplazamiento	74
Fig. 20. C. Microfracturas Perpendiculares al Eje Mayor del Fragmento de Pez	74
Fig. 20. D. Fractura Inducida, Generada Durante la Elaboración de Secciones Delgadas de Roca	74
Fig. 21. A. Porosidad por Fractura	76
Fig. 21. B. Porosidad Vugular	76
Fig. 21. C. Porosidad Interpartícula	76
Fig. 21. D. Porosidad Intrapartícula	76
Fig. 22. Procesos Diagenéticos Tempranos de la Formación La Luna, Sección de la Quebrada Chiriría	77
Fig. 23. A. Aros y Envoltorios Micríticos	83

	Pág.
Fig. 23. B. Neomorfismo Heteroaxial	83
Fig. 23. C. Neomorfismo Homoaxial	83
Fig. 23. D. Compactación	83
Fig. 23. E <sub>1</sub> . Fosfatización	83
Fig. 23. E <sub>2</sub> . Fosfatización	83
Fig. 24. A. Proceso de Silificación Extensiva, Rellenando Espacios Porales y Cámaras de Algunos Foraminíferos	86
Fig. 24. B. Proceso de Silificación Extensiva de la Matriz	86
Fig. 24. C <sub>1</sub> . Silificaciones Puntuales	86
Fig. 24. C <sub>2</sub> . Silificaciones Puntuales	86
Fig. 24. C <sub>3</sub> . Silificaciones Puntuales	86
Fig. 24. D. Proceso de Silificación Extensivo, en Fracturas y Cámaras de Algunos Foraminíferos	86
Fig. 25. Clasificación Geoquímica de Ambientes Diagenéticos Tempranos	87
Fig. 26. Tabla de Secuencia Paragenética	90
Fig. 27. Factores de Control en la Producción de Carbonato de Calcio	93
Fig. 28. Distribución del Contenido de Carbonato de Calcio por Unidad Litológica de Campo	94
Fig. 29. Distribución del Contenido de Carbonato de Calcio en la Sección Estudiada	95
Fig. 30. Principales Factores de Control en la Presencia del Carbono Orgánico Total	98
Fig. 31. Relaciones entre el Contenido Carbono Orgánico Total y Carbonato de Calcio	99
Fig. 32. Distribución del Contenido Carbono Orgánico Total por Litología	100
Fig. 33. Distribución del Contenido Carbono Orgánico Total por Unidad Litológica de Campo	101
Fig. 34. Distribución de los Elementos Mayoritarios por Litología	104

	Pág.
Fig. 35. Componentes Mayoritarios	105
Fig. 36. Distribución de los Elementos Mayoritarios por Unidad Litológica de Campo.	106
Fig. 37. Principales Factores de Control en los Isótopos de Oxígeno	109
Fig. 38. Principales Factores de Control en los Isótopos de Carbono	110
Fig. 39. Relación entre Isótopos y Carbonato de Calcio	111
Fig. 40. Distribución de los Valores Isotópicos por Litología	112
Fig. 41. Cuadro de Distribución Isotópica por Unidad Litológica de Campo	113
Fig. 42. Distribución de los Elementos Minoritarios y Trazas por Litología	118
Fig. 43. Distribución de Elementos Minoritarios y Trazas	119
Fig. 44. Distribución de las Relaciones Elementales por Litología	120
Fig. 45. Relaciones Elementales	121
Fig. 46. Presión de CO <sub>2</sub>	123
Fig. 47. Influencia de la Diagénesis en los Isótopos	125
Fig. 48. Relaciones Si/Al y <sup>13</sup> C orgánico	127
Fig. 49. Eventos Oceánicos Anóxicos Globales	129
Fig. 50. Recubridor de Carbono BAL - TEC SCDO50	144
Fig. 51. Tacos de Fracción de Roca	144
Fig. 52. Microscopio Electrónico JSM - 5800LV	145
Fig. 53. Tubo de Reacción	150
Fig. 54. Líneas de Bajo y Alto Vacío	151
Fig. 55. Líneas de Destilación	152
Fig. 56. Espectrómetro de Masas de Reacciones Isotópicas	153

## ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.
Tabla # 1 Resumen de Supersecuencias de Parnaud (1995)	18
Tabla # 2 Resumen de Supersecuencias de Parnaud (1995)	19
Tabla # 3 Resumen Subcuenca de Uribante, Jarpa (1980)	23
Tabla # 4 Resumen Subcuenca de Uribante, Jarpa (1980)	24
Tabla # 5 Resumen Subcuenca de Uribante, Jarpa (1980)	25
Tabla # 6 Resumen de la Evolución del Cretácico en el Occidente de Venezuela, Erlich (1999)	28
Tabla # 7 Resumen de la Evolución del Cretácico en el Occidente de Venezuela, Erlich (1999)	29



## **I. INTRODUCCIÓN**

## **1.1. OBJETIVO GENERAL.**

Efectuar la caracterización sedimentológica de una sección de la Formación La Luna (Cretácico Superior) en la Quebrada Chiriría del Occidente de Venezuela.

### **1.1.1. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.**

- Caracterizar las microfacies sedimentarias representativas de la Formación La Luna para la sección de la Quebrada Chiriría, en base a interpretaciones texturales, composición faunal y diagénesis.
- Identificar los efectos diagenéticos a través de una evaluación petrográfica detallada a través de microscopio de luz polarizada, para posteriormente afianzar estas descripciones utilizando los métodos de microscopía electrónica y relaciones elementales (Sr/Ca, Fe/Ca, Mn/Ca, Ba/Ca, Na/Ca).
- Interpretar los tiempos diagenéticos y su incidencia sobre los parámetros de correlación isotópica ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ) y otros parámetros geoquímicos (COT y  $\text{CaCO}_3$ ).

## **1.2. LOCALIZACIÓN.**

El área de estudio se encuentra ubicada al suroeste de los Andes Venezolanos, específicamente en el oeste del Estado Táchira, cuatrocientos metros al sur de la población de San Pedro del Río (Municipio Pedro M. Ureña) en la Quebrada Chiriría (fig. 1 y 2).

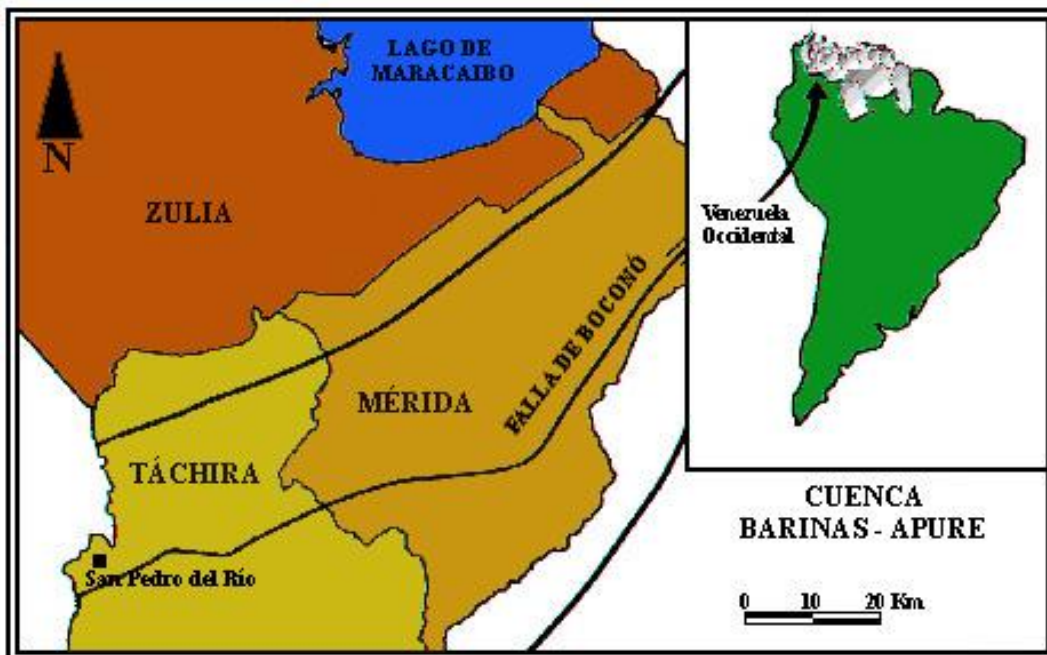
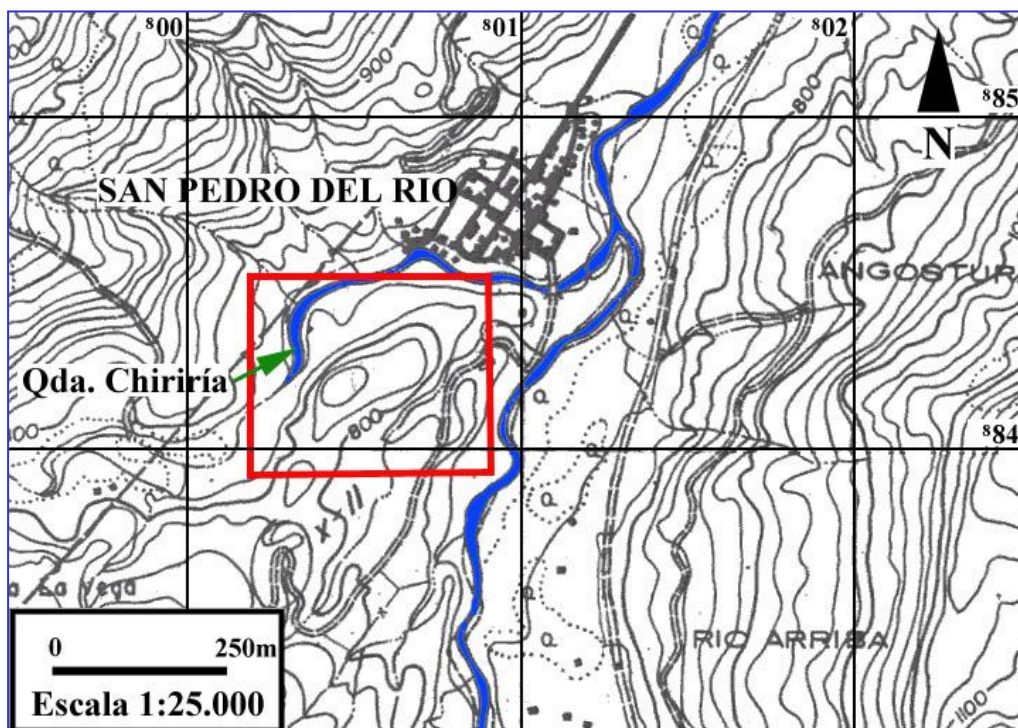


Figura 1. Mapa de ubicación general.



Tomado y modificado de Cartografía Nacional, 5739-IV-NE, 1975

Figura 2. Mapa de ubicación detallada de la zona de estudio.

### **1.3. METODOLOGÍA.**

#### **1.3.1. Generalidades.**

Para el cumplimiento de los objetivos planteados en este estudio, se realizó una caracterización sedimentológica y diagenética de los diferentes litotipos lodosos encontrados en la sección de la Quebrada Chiriría, perteneciente a la Formación La Luna, tanto en escala macroscópica como microscópica.

Para ello se trabajó con la clasificación textural de DUNHAM (1962), la clasificación de las porosidades de CHOQUETTE & PRAY (1970), la clasificación de las fracturas por NELSON (1985) y la descripción de los procesos diagenéticos tempranos por GINSBURG (1957).

#### **1.3.2. Etapa preliminar (recopilación bibliográfica).**

Esta etapa se basa en la investigación de todo lo referente a:

- Trabajos previos en la Formación La Luna en la Cuenca del Lago de Maracaibo y los Andes, específicamente en el Estado Táchira.
- Trabajos relacionados con el comportamiento diagenético de depósitos pelágicos similares a los de la Formación La Luna.
- Comportamiento isotópico de “Black Shales” (lutitas negras) del mar de “Tethys”.

Esta etapa se realizó en las instalaciones de la biblioteca de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Universidad Central de Venezuela, INTEVEP, PDVSA Exploración y Producción, IVIC, Universidad de North Carolina (UNC), Internet, etc.

#### **1.3.3. Etapa de campo.**

En esta etapa se realizó el levantamiento geológico de base a tope de la sección de la Quebrada Chiriría de la Formación La Luna, ubicada en el Estado Táchira, con una duración de 5 días, con muestreo sistemático cada 25 cm, para la elaboración de secciones finas y análisis de COT, así como el reconocimiento geomorfológico del área de estudio.

Al realizar el levantamiento se localizaron, delimitaron y marcaron cada una de los lugares de muestreo, se tomaron muestras de aproximadamente medio kilo de roca carbonática lodosa fresca, así como también de las concreciones.

Para los análisis de carbonato de calcio, elementos trazas, mayoritarios, minoritarios, isótopos de oxígeno y carbono, las muestras analizadas fueron tomadas cada metro sobre el muestreo original de cada 25 cm, para complementar las descripciones realizadas durante el análisis petrográfico, y poder determinar la incidencia de la diagénesis sobre estos parámetros geoquímicos.

#### **1.3.4. Etapa de laboratorio.**

##### **1.3.4.1. Primera etapa.**

Preparación de las muestras para los diferentes análisis petrográficos, geoquímicos y de microscopía electrónica (Anexo.1). Esta etapa se realizó en los laboratorios de la Universidad Central de Venezuela y en los laboratorios PDVSA Exploración y Producción.

##### **1.3.4.2. Segunda etapa (análisis petrográfico).**

Para el estudio diagenético detallado de secciones delgadas de roca se utilizó el microscopio de luz polarizada marca LEICA, modelo DLMP, donde se determinaron los siguientes aspectos: proporciones relativas de matriz, cemento y minerales autigénicos, características texturales según DUNHAM (1962), microfacies presentes según GALEA (1989), procesos orgánicos (envoltorios micríticos, horadaciones, bioturbaciones), procesos físico-químicos carbonáticos y no carbonáticos (cementación inicial, disolución, silicificación, piritización).

Además se determinaron otras evidencias diagenéticas como son: tipos de fracturas según NELSON (1985), estructuras diagenéticas (cono en cono) y algunos procesos químicos (cementación, neomorfismo, reemplazo).

Estos análisis se realizaron en la oficina 308 de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Universidad Central de Venezuela.

#### 1.3.4.3. Tercera etapa (análisis geoquímicos).

Para complementar los análisis petrográficos se realizaron los análisis de:

- **Porcentaje de COT:** trabajando con la metodología utilizada en INTEVEP (Anexos 2), con el equipo LECO CS – 244, bajo la colaboración de la Dra. Carmen Toro.
- **Porcentaje de carbonato de calcio:** trabajando con la metodología del laboratorio de espectrometría de masa de relaciones isotópicas (instalaciones de INTEVEP), bajo la colaboración del Lic. en Geoquímica Héctor Henríquez.
- **Elementos mayoritarios, minoritarios y trazas:** trabajando con las técnicas de emisión atómica con llama y espectrometría de emisión atómica con plasma inductivamente acoplado, bajo la colaboración del Dr. Miguel Murillo.
- **Microscopía electrónica:** trabajando con el microscopio modelo JSM – 5800 LV (en sus dos modalidades BSE y SE), bajo la tutoría de la Lic. Yulimar Morantes
- **Isótopos estables de carbono ( $\delta_{\text{pdb}}^{13}\text{C}$ ) y oxígeno ( $\delta_{\text{pdb}}^{18}\text{O}$ ):** trabajando con la metodología utilizada en el laboratorio de espectrometría de masa de relaciones isotópicas bajo la tutoría del Lic. en Geoquímica Héctor Henríquez.

Estos análisis (Anexos.2) se llevaron a cabo en los laboratorios generales del edificio Sur 1 de INTEVEP en las Secciones de Geología y Geoquímica de la Gerencia de Ciencias de la Tierra, a excepción de los análisis de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas, los cuales se realizaron en los laboratorios de Química Analítica de la Facultad de Ciencias de la Universidad Central de Venezuela.

#### **1.3.4.4. Cuarta etapa**

En esta etapa se realizó la interpretación e integración de los resultados de los diferentes análisis en donde el estudio petrográfico detallado apoyado con microscopía electrónica y sustentado con herramientas geoquímicas como el contenido de carbono orgánico total (COT), porcentaje de elementos mayoritarios (Ca, P, Si), porcentaje de carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ), porcentaje de elementos minoritarios (P, Mg, Fe, Na), porcentaje de elementos trazas (Sr, Mn, Ba, Fe y Na) y las relaciones isotópicas ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  y  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ), nos permitió cumplir con los objetivos planteados en este estudio.

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

- Hedberg & Sass (1937). Realiza una sinopsis de las formaciones geológicas del Occidente de Venezuela.
- Liddle (1946). Describe en detalle la sección tipo de la Formación La Luna.
- Sutton (1946). Indica el espesor de la Formación La Luna en una variedad de afloramientos en la cuenca de Maracaibo.
- Rod & Maync (1954). Muestran la estratigrafía del Cretácico, a través de columnas litoestratigráficas y correlaciones de las principales localidades.
- Renz (1956). Realiza estudio sobre el Cretácico en el oeste de Venezuela y La Guajira Colombiana.
- Renz (1959). Reconoce tres Miembros de la Formación La Luna: La Aguada, Chejendé y Timbetes, en los Estados Lara y Trujillo, y de la misma manera introduce el Miembro Ftanita del Táchira en el Estado Táchira.
- Ford & Houbolt (1963). Realiza el estudio detallado de las microfacies en unidades litológicas del Cretácico en el Occidente de Venezuela.
- Marcucci (1976). Realiza el estudio detallado de las Ftanitas del Cretácico superior en Venezuela.

- Jenkyns (1980). Realiza estudios sobre ambientes anóxicos del Cretácico. Ubica la Formación La Luna dentro de las facies pelágicas epírica o mares continentales.
- Vierma (1981). Realiza el estudio geoquímico de la Formación La Luna en su sección tipo en el Estado Zulia.
- Jordan & Sherer (1982). Realizan el estudio acerca del grado de madurez, origen y distribución del kerógeno de la Formación La Luna en su sección tipo.
- Beltrán (1982). Presenta una columna litoestratigráfica de una sección de la Formación La Luna en el caserío La Aguada de los Chivos, Barbacoas, Estado Lara.
- Vierma (1984). Realiza correlación a partir de datos geoquímicos, isotópicos y biomarcadores de crudos y rocas madres en la cuenca de Maracaibo.
- Talukdar *et al.* (1985). Realiza estudio geoquímico de las Formaciones La Luna y Querecual.
- Cabrera *et al.* (1985). Realiza estudio del potencial generador de petróleo de las rocas de la Formación La Luna mediante el método de hidropirólisis.
- Jordan & Sherer (1987). Realizan estudio sobre la materia orgánica en la sección tipo de la Formación La Luna.
- Maceralli & De Vries (1987). Realizan estudios sobre las corrientes de surgencia en el Cretácico Superior y la sedimentación anóxica en el noroeste de Suramérica.
- Boesi *et al.* (1988). Realiza estudios estratigráficos del flanco Norandino en el sector Lobatera - El Vigía.
- Méndez (1989). Realizó estudios de la Formación La Luna en donde propone un ambiente de sedimentación anóxico somero.
- Tribovillard (1989). Realiza estudios sedimentológicos y geoquímicos de la Formación La Luna en los andes Venezolanos, en las secciones



de Chejendé-Mitón-Cuicas-Cerro Gordo, en el Estado Trujillo y en Carora, Barbacoas-Humocaro Bajo, Estado Lara.

- Andara (1990). Realiza estudios geoquímicos y evidencias de migración primaria sobre las rocas madres de la Formación La Luna y Apón en los pozos del campo Las Villas, Estado Zulia.
- Tribovillard *et al.* (1991). Realiza estudios en la Formación La Luna en los andes Venezolanos, donde propone un ambiente de sedimentación de condiciones anóxicas y corrientes ascendentes a lo largo de la costa noroeste de Suramérica.
- Savian (1993). Establece litomicrofacies de la Formación La Luna a través de un análisis estadístico basado en correlaciones factoriales y multivariantes.
- Stoufer (1993). Establece la distribución regional del Carbono Orgánico Total (COT) y fósforo de la Formación La Luna en la cuenca de Maracaibo.
- Baptista (1994). Establece el ambiente de la Formación La Luna en base a foraminíferos, de igual manera establece litomicrofacies que se integran con parámetros geoquímicos para evaluar el potencial generador de hidrocarburo.
- Romero & Galea (1995). Realizan estudios de las microfacies existentes de la Formación La Luna en el Occidente de Venezuela.
- Bralower (1997). Realiza un estudio de las variaciones en el contenido de isótopos de estroncio (Sr) en secciones Cretácicas del fondo marino "Deep Sea Drilling Project".
- Davis & Pratt (1997). Realizan la comparación de la Formación La Luna con otras unidades Cretácicas (Atlántico Norte) y con los sedimentos modernos de una variedad de ambientes depositacionales para evaluar la fuente y división de metales en el proto-Caribe Cretácico.

- Cooney & Lorente (1997). Realizan estudios sobre las implicaciones que puede tener la estratigrafía del Occidente de Venezuela debido a un evento tectónico en el Cretácico Superior.
- Lev *et al.* (1999). Realiza estudios sobre las variaciones en la mineralogía de los sedimentos durante la diagénesis de los Black Shales.
- Marcano (1999). Realiza un estudio diagenético detallado, y de las relaciones geoquímicas de la Formación La Luna, en los pozos TOT-3 y ALP-6 del margen occidental de la Cuenca de Maracaibo.
- Erlich *et al.* (2000). Realiza estudios geoquímicos y paleoambientales para determinar los ambientes depositacionales en el occidente de Venezuela durante el Cretácico Superior.
- Jarvis (2000). Realiza estudios geoquímicos y paleoambientales para determinar los cambios y establecer las correlaciones en las secciones Cretácicas de alcance global.
- Zapata, E. *et al.* (2000). Realiza un análisis de foraminíferos en secciones finas de la Formación La Luna, Río San Miguel, Estado Mérida, Venezuela.
- Zapata, E. *et al.* (2000). Realiza una evaluación diagenética de la Formación La Luna, en los Estados Tachira y Mérida, Oeste de Venezuela.
- Zapata, E. *et al.* (2000). Realiza la caracterización isotópica de la Formación La Luna (Turonense superior – Campaniense) en Mesa Bolívar y Sección de las Hernández, Estados Mérida y Táchira.
- Madrid, I. (2001). Realiza una caracterización bioestratigráfica por métodos petrográficos y de microscopía electrónica de la Formación La Luna, en la sección de Flor de Patria, Estado Trujillo.

## **1.5. AGRADECIMIENTOS.**

Principalmente a Dios por darnos fuerzas en todos estos años y guiarnos por el camino del bien, durante la realización de este Trabajo Especial de Grado.

A la Ilustre Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, por permitirnos realizar este Trabajo Especial de Grado, para cumplir con el requisito exigido para optar el título de Ingeniero Geólogo.

A la Gerencia de PDVSA Exploración y Producción por su apoyo económico, y por su colaboración prestada en el laboratorio de geología.

A INTEVEP por su apoyo tecnológico y profesional a la hora de realizar los diferentes análisis presentes en este trabajo.

A los Laboratorios de Química Analítica de la Universidad Central de Venezuela, por su colaboración prestada a la hora de la realización de este trabajo.

A nuestros Tutores Académicos, Egleé Zapata y Víctor Padrón por brindarnos su apoyo y sabios consejos durante el transcurso de nuestra carrera universitaria.

A nuestra Tutora Industrial, Dra. María Antonieta Lorente por su invaluable apoyo y colaboración para la realización de este trabajo.

Al Licenciado Héctor Henríquez, del laboratorio de espectrometría de masas de relaciones isotópicas INTEVEP, por su gran colaboración durante la elaboración de los diferentes análisis químicos.

Al laboratorio de Secciones Finas de la Universidad Central de Venezuela por su colaboración prestada.

A nuestros Padres y Hermanos por apoyarnos en todos y estar siempre con nosotros durante el transcurso de nuestra carrera universitaria.

A todos mis compañeros que nos apoyaron, ofreciendo su entusiasmo y colaboración, en especial a: Isiris, Ruth, Sailleth, Vanessa, Silvano, Paolo, Darwin, Daniela, y a todos aquellos que hicieron posible este trabajo.

A Ana Cristina (TiTi), por estar siempre a mi lado tanto en los momentos malos como en los buenos.

## **II. GEOLOGÍA REGIONAL Y GEOLOGÍA LOCAL.**

## 2.1. SÍNTESIS ESTRATIGRÁFICA DEL OCCIDENTE DE VENEZUELA.

El occidente de Venezuela puede ser dividido en varias unidades estructurales (PARNAUD *et al*, 1995):

- El escudo de Guayana.
- La cordillera de los Andes de Mérida: que separa la cuenca de Barinas-Apure de la cuenca del Lago de Maracaibo.
- La Serranía de Perijá: que separa la cuenca del Lago de Maracaibo de la cuenca de César-Ranchería (Colombiana).
- La Serranía de Trujillo: que separa la cuenca del Lago de Maracaibo de las napas de Lara.

Estas unidades estructurales registran una larga y compleja historia de evolución de la región. El episodio más temprano involucró el paso progresivo de un episodio de extensión jurásica a un margen pasivo cretácico, seguido posteriormente por la colisión de la placa del Pacífico con la placa Suramericana originando un arco volcánico al oeste y una cuenca foreland (Cretácico Tardío-Paleoceno). Luego, la colisión y migración de la placa del Caribe desde el Paleoceno resulta en el frente de corrimiento de Lara y en la cuenca foreland del Eoceno. Finalmente, la orogenia andina subsiguiente se atribuye a la colisión del arco de Panamá, que además separa las cuencas del Lago de Maracaibo y de Barinas-Apure.

Esta historia geológica se expresa en secuencias depositacionales, las cuales a gran escala pueden ser divididas en secuencias Paleozoica y Mesozoico-Cenozoico (PARNAUD *et al*, 1995). A su vez, la secuencia del Mesozoico-Cenozoico puede ser dividida en una serie de supersecuencias limitadas por discordancias que internamente reflejan procesos eustáticos y las modificaciones estructurales sufridas. Estas señalan: a) un evento de acumulación en una fase de rifting (Supersecuencia A), b) cese de subsidencia controlada por fallas y deposición en margen pasivo, con episódica subsidencia post-rift (Supersecuencia B); c) etapa de transición a un margen colisional y a un estilo de subsidencia flexural (foreland) (Supersecuencia C); d) fases múltiples de subsidencia compresiva y colisión del Caribe y los arcos volcánicos Pacíficos

(Supersecuencias D, E, y F).

Sedimentológicamente, el Cretácico y Paleoceno consisten de una asociación heterogénea de carbonatos y siliciclásticos, mientras que el Cenozoico se caracteriza por el desarrollo de un sistema sedimentario siliciclástico.

### **2.1.1. SECUENCIA PALEOZOICA.**

Las secuencias depositadas durante el Paleozoico han sido identificadas en varias áreas, en particular, el escudo de Guayana, Los Andes de Mérida, la cuenca del Lago de Maracaibo y la Serranía de Perijá.

El Paleozoico inferior, en el flanco sur de los Andes de Mérida, está conformado por las limolitas fosilíferas de la Formación Caparo (Ordovícico) y la Formación El Horno (Silúrico). El Paleozoico medio se identifica en la Serranía de Perijá como Grupo Río Cachirí que consiste de rocas sedimentarias marinas de plataforma que son ricas en fauna (braquiópodos y pelecípodos).

El Paleozoico superior en Los Andes de Mérida es estratigráficamente diverso, conformado por la Formación Mucuchachí (registra una inundación marina) la Formación Sabaneta (episodio de depositación continental) y la Formación Palmarito (evidencia de un evento marino final). En la Serranía de Perijá, el Paleozoico superior se representa por dos series: una serie inferior que incluye las formaciones Caño Noroeste, Caño Indio y Río Palmar (posible equivalente a la Formación Sabaneta); y una serie más joven, integrada por la Formación Palmarito (compuesto de facies arenosa y de calizas marinas de plataforma interna).

En la cuenca de Barinas-Apure (Zona de Elorza), una secuencia paleozoica se ha interpretado en las secciones sísmicas en base a las correlaciones regionales y al estilo estructural que lo afecta. En la cuenca del Lago de Maracaibo, perforaciones encontraron rocas metamórficas debajo del Cretácico. No obstante, los datos sísmicos no registran una estratigrafía Paleozoica en la cuenca del Lago de Maracaibo similar a lo interpretado para la cuenca Barinas-Apure. Se cree que esto puede reflejar distinto nivel de metamorfismo.

### 2.1.2. SECUENCIA MESOZOICA-CENOZOICA.

La secuencia del Mesozoico-Cenozoico es el resultado de la fase de rifting Jurásica atribuida a la fragmentación de Pangea y de la fase de colisión entre las placas Pacífico y América del Sur en el Cretácico-Terciario (fig.3). Seis supersecuencias (PARNAUD *et al*, 1995), limitadas por discordancias, reflejan la evolución dinámica de las cuencas del Mesozoico y Cenozoico (ver tabla #1 y #2), de un proceso de extensión a uno de colisión como a continuación se describe:

- **Supersecuencia A:** depositada durante un episodio de apertura de corteza (rifting) en el Jurásico. Este periodo de expansión continental produce un estilo estructural caracterizado por la presencia de estructuras distensivas, (fallas normales y grábenes) en donde se deposita litología de origen netamente continental.
- **Supersecuencia B:** corresponde al desarrollo del margen pasivo durante el Cretácico Temprano al Tardío. Se produce una transgresión marina que causó inundación del escudo de Guayana, coincidiendo con cambios eustáticos mundiales que duraron hasta el Cenomaniense-Campaniense. El material volcánico esporádico dentro de la Formación La Luna indica la presencia de un arco volcánico hacia el oeste, implicando subducción de la placa del Pacífico. La aparente reducción de subsidencia controlada por falla, la transgresión completa de la cuenca y la estratigrafía sugiere que esta supersecuencia se depositó como una cuña de terraza de margen pasivo detrás de un arco volcánico. Por sísmica se observan seis secuencias depositacionales, K0 a K5.
- **Supersecuencia C:** marca la transición de un margen pasivo a uno activo en el Cretácico tardío y el Paleoceno. La compresión es el resultado de la colisión y obducción del arco volcánico pacífico al oeste con la placa Suramericana. Esta colisión transforma el margen pasivo en un cinturón activo, creando una cuenca antepaís (foreland) con un depocentro (foredeep) asociado al oeste (área de Perijá) y un forebulge en el área de Barinas. A pesar de todo, hacia el norte y nordeste, el









margen pasivo persistió hasta el emplazamiento del cinturón de corrimiento y napas de Lara. Esta fase transicional también se caracterizó por una regresión que resultó en tres secuencias depositacionales: K6, K7, y K8.

- **Supersecuencia D:** corresponde al desarrollo de la cuenca antepaís (foreland) del Paleoceno Tardío al Eoceno Medio, al frente del arco volcánico pacífico, y el emplazamiento de las napas de Lara. El emplazamiento de estas napas empezó al norte de la cuenca del Lago de Maracaibo al final del Paleoceno. Estas napas avanzaron gradualmente hacia el este, formando nuevas cuencas foreland. Esta deformación flexural se refleja en una serie de ciclos transgresivos y regresivos de edad Eoceno. La subsidencia intermitente y una posible sobreimpresión eustática producen tres secuencias depositacionales (T1, T2, y T3).
- **Supersecuencia E:** corresponde a una etapa de cambios en el área durante el Eoceno superior y el Mioceno inferior. El relieve positivo en el este y el nordeste separó la cuenca continental del Lago de Maracaibo de la cuenca marina localizada en Falcón. Este levantamiento, la Serranía de Perijá y la Cordillera colombiana oriental alimentaron un sistema depositacional fluviodeltaico. La circulación marina desde el este continuó afectando la cuenca de Barinas-Apure. Esta influencia marina se extendió a la cuenca del Lago de Maracaibo al final del Oligoceno tardío - Mioceno temprano.
- **Supersecuencia F:** comprende una etapa de tectonismo compresivo a gran escala que comenzaron en el Macizo de Santander, en la Serranía de Perijá y en la Cordillera de los Andes de Mérida durante el Mioceno medio - Pleistoceno. La deformación también producía la partición o el aislamiento de las cuencas del Lago de Maracaibo y las de Barinas-Apure.

## **2.2. CUENCA CRETÁCICA DEL OCCIDENTE DE VENEZUELA.**

La sedimentación Cretácica del Occidente de Venezuela se desarrolló en una cuenca de margen pasivo. Dicha cuenca presentó un paleorelieve irregular que originó diferentes zonas con distintas circulación, poco intercambio de aguas entre sí y diferente aporte sedimentario. Estas zonas aisladas se debieron fundamentalmente a la existencia de elementos positivos o subpositivos que actuaron como barrera paleogeográfica que impidieron la libre circulación de las aguas dentro de la cuenca. Debido a esto, se establecieron zonas de mayor profundidad (surcos) con características litológicas y paleoambientales bien definidas, las cuales han sido denominadas como subcuencas (García Jarpa *et al*, 1980).

Para el Occidente de Venezuela, García Jarpa *et al* (1980) definió tres subcuencas (fig.4), las cuales son:

1. Subcuenca Lara – Trujillo.
2. Subcuenca de Uribante.
3. Subcuenca de Machiques

Las dos primeras cuencas están separadas entre sí por una barrera paleogeográfica denominada Arco de Mérida con orientación aproximada Noroeste – Sureste. La Subcuenca de Uribante se extiende hacia el Suroeste hacia Colombia. La Subcuenca de Machiques esta ubicada en el área de la Sierra de Perijá y se extiende hacia el Sur y el Oeste en Colombia.

Las principales formaciones Cretácicas presentes en el Occidente de Venezuela, son resumidas en las siguientes tablas (ver tabla #3, #4 y #5).

## **2.3. AMBIENTE DEPOSITACIONAL, GEOQUÍMICA Y PALEOCEANOGRAFÍA DEL CRETÁCICO SUPERIOR DEL OCCIDENTE DE VENEZUELA.**

Los eventos depositacionales más importantes registrados en el occidente de Venezuela durante el Cretácico tardío según ERLICH *et al* (1999) son:

- (1) Inundación de la plataforma carbonática de la Formación Maraca entre el final del Albaniense al Cenomaniense temprano (asociado











con un evento global de inundación de plataformas en el Albienense tardío);

- (2) Inundación de la plataforma carbonática del Miembro Guayacán en el límite Cenomaniense-Turonense (asociado con eventos globales de enterramiento de carbono orgánico);
- (3) Comienzo de la depositación de fosfatos y glauconitas del Miembro Tres Esquinas, entre el Santoniense y el Campaniense (asociado con incremento regional en sedimentos derivados fluvialmente);
- (4) Rápida progradación del sistema deltaico de las formaciones Colón/Molino/Burgüita, entre el Campaniense tardío y el Maastrichtiense (asociado con actividad estructural regional, enfriamiento antártico, y progresiva oxigenación del centro del atlántico Norte).

Igualmente señala la existencia de cuatro eventos transgresivos durante el Cretácico tardío que afectaron al occidente de Venezuela, las cuales fueron:

- a) Primera transgresión: Albaniense tardío – Cenomaniense
- b) Segunda transgresión: Cenomaniense – Turoniense
- c) Tercera transgresión: Coniaciense – Santoniense
- d) Cuarta transgresión: Campaniense – Maastrichtiense

ERLICH *et al* (1999) realiza un estudio sobre los ambientes depositacionales (fig.5), geoquímica y paleoceanografía del occidente de Venezuela durante en Cretácico superior. Este estudio describe las características geológicas por cada uno de los pisos del Cretácico. (Ver tabla #6 y #7)

## **2.4. FORMACIÓN LA LUNA.**

### **2.4.1. DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA.**

Se caracteriza por poseer calizas y lutitas calcáreas fértidas, con abundante materia orgánica, estando delgadamente estratificadas y laminadas, densas y de color gris oscuro a negro. La fanita negra es frecuente en forma de vetas, nódulos y capas delgadas. Las grandes concreciones elipsoidales a discoidales son características.







La Formación La Luna se extiende en toda la cuenca del lago de Maracaibo. La localidad tipo se encuentra en la Quebrada La Luna, Sierra de Perijá. Los espesores típicos varían entre 100 y 300 metros, con tendencia a aumentar de sur a norte. La edad es cretácica: Cenomaniense a Coniaciense (Campaniense).

La Formación La Luna aparentemente se depositó en una facies euxínica y contiene pocos fósiles bentónicos; abundan los foraminíferos planctónicos (*Rotalipora*, *Globotruncana*, *Guembelina*) y los restos de peces neotónicos y amonites (*Coilopoceras*, *Barroisiceras*, *Hoplitoides*, *Neoptychites?* *Peroniceras*, *Texanites*) son localmente comunes.

Se depositó en un ambiente marino con condiciones de fondo anóxicas de profundidad variable. En este ambiente reductor se preservó la materia orgánica y se formó pirita.

La parte inferior de la Formación La Luna se correlaciona por transición lateral directa con la Formación Capacho, más variable, en la región de Los Andes, y con la Formación Escandalosa, arenosa, en la cuenca de Barinas. En su conjunto se correlaciona con la Formación Querecual, litológicamente similar, de Venezuela oriental.

En cuanto a su expresión sísmica, tiene tres (3) grupos de reflectores fuertes, contrastantes y continuos, en la mayoría de las secciones sísmicas. Estos reflectores se encuentran debajo del reflector "caliza de Socuy", usado tradicionalmente como "tope del Cretácico" en las interpretaciones sísmicas.

En la región de Trujillo-Lara, la unidad ha sido subdividida (en orden ascendente) en tres miembros:

- **La Aguada:** conformada por capas de caliza densa de color gris oscuro (20-40 cm de espesor) con concreciones de caliza, las cuales se hacen más abundantes hacia el tope de la sección, donde se presentan algunas intercalaciones de arena fina y limo. Consideradas como facies transicionales entre las facies de aguas llanas depositadas en la plataforma y las facies pelágicas.
- **Chejendé:** de calizas concrecionarias de color gris oscuro a negro, interestratificadas con lutitas y margas. Resalta la preponderancia de

lutitas y margas sobre las calizas. Se depositó en un ambiente pelágico con poca circulación de aguas y con sedimentación lenta.

- **Timbetes:** consta de capas de calizas estratificadas, concrecionarias, de color gris azulado a oscuro. Las capas de calizas se encuentran separadas entre sí por margas muy calcáreas de color negro. También se observan capas de chert intercaladas con las calizas. Se depositó en un ambiente pelágico de mayor oxigenación y circulación de las aguas que en el miembro anterior.

Algunos autores consideran como miembros de la Formación La Luna a:

- **Chert (Ftanita) del Táchira:** formada por ftanitas negras finamente laminadas en capas delgadas con intercalaciones de lutitas silíceas y calizas negras. Existen capas lenticulares de caliza con concreciones. Se depositó en una región marina oceánica de profundidad de 300 m. Probablemente, las ftanitas son de origen secundario derivado de la disolución de restos orgánicos silíceos. Se interpreta un ambiente de mayor oxigenación que los anteriores.
- **Tres Esquinas:** constituido por areniscas glauconíticas calcáreas y fosilíferas, de color verdoso, a veces con pelotillas de fosfato. Se caracteriza por su textura oolítica – ovular e infrayacen a la lutitas de la Formación Colón, presentando un espesor de 3 a 5 m. Se depositó en ambiente de moderada oxigenación y rico en organismos.

#### **2.4.2. GEOQUÍMICA, ANOXIA Y PRODUCTIVIDAD BIOLÓGICA.**

El inicio, desarrollo, mantenimiento y finalización de la anoxia en las cuencas de Maracaibo y de Barinas/Apure involucraron una interacción compleja entre la paleobatimetría, el paleoclima y la paleoceanografía.

ERLICH *et al* (1999) realiza una caracterización química de los cambios oceanográficos y climáticos registrados en el Cretácico superior en el occidente de Venezuela (fig. 6 y 7), llegando a las siguientes conclusiones:

- La depositación de intervalos ricos en carbono orgánico de la Formación La Luna se debió al desarrollo de importantes transgresiones marinas







regionales (que favoreció el desarrollo de facies pelágicas) y a la presencia de barreras paleobatimétricas importantes (Macizos de Santa Marta y de Santander, Bloque de Paraguaná, y los “ancestrales” Andes de Mérida) que produjeron una cuenca restringida con conexiones a condiciones de agua marina de superficie abierta sólo en el norte y noreste. Un limitado intercambio de agua de superficie también ocurrió con el Océano Pacífico al sur a través de Colombia.

- La presencia de estas barreras batimétricas causó una pobre circulación y una limitada ventilación de la columna de agua. La alta evaporación y la baja tasa de precipitación también reforzaron las condiciones de agua de fondo estancado. Los datos de Palinología reportados en la literatura para el este Colombiano y el occidente Venezolano, confirman que el clima del comienzo del Cretácico Tardío en el occidente de Venezuela era árido a semiárido, y más tarde alternadamente húmedo (lluvioso) y seco (árido).
- Durante el Cenomaniense al Santoniense Temprano, los datos de Palinología, la abundancia regional de cuarzo (limo) eólico y la falta de sedimentos fluvio-deltaicos sugiere condiciones climáticas reducidas en cuanto a la intensidad de vientos y lluvias o la existencia de un rasgo topográfico todavía no identificado que actuó al este de la cuenca de Barinas/Apure. Estas condiciones climáticas promovieron una alta salinidad y una baja oxigenación de las aguas en áreas de plataforma somera de las cuencas de Maracaibo y de Barinas/Apure.
- Los niveles de productividad marina normal aparentemente caracterizó las formaciones La Luna y Navay, sin embargo, intervalos de alta productividad están menos documentados. Basado en evidencia fósil, los foraminíferos plácticos y algas marinas (dinoflagelados) fueron abundantes debido a un suministro episódico de nutrientes vía fluvial, ayudando a fomentar niveles más bajo de oxígeno del agua de fondo, y habría prevenido la degradación de la materia orgánica.

- El suministro de nutrientes durante el Santoniense también ocurrió a través de episódicos o estacionales “upwelling” a lo largo del margen oriental de la cuenca de Maracaibo ("ancestrales Andes de Mérida"). La intensificación de los Vientos alisios orientales actuó en combinación con la Zona de Upwelling del Pacífico Oriental Ecuatorial y la paleobatimetría local, como control de “upwelling” estacionales.
- La deposición aumentada de sedimentos silíceos, la disminución y preservación de la materia orgánica durante el Santoniense y Campaniense puede unirse a un aumento en la frecuencia o intensidad de upwelling, y señala el fin de la anoxia y estancamiento dentro de las cuencas de Maracaibo y de Barinas/Apure.
- Modelos climáticos predicen altas tasas de escurrimiento fluvial para el norte de América del Sur durante el Santoniense Tardío a Maastrichtiense. La confirmación de estos modelos son la entrada de siliciclásticos (y progradación deltaica) en las cuencas de Maracaibo y de Barinas/Apure. Por consiguiente, la riqueza orgánica global de los sedimentos dentro de las cuencas de Maracaibo y de Barinas/Apure disminuyeron debido a la dilución siliciclástica.
- La progradación deltaica también coincidió con el levantamiento de la Cordillera Central de Colombia.

MONGENOT *et al* (1995) realiza un estudio en lutitas ricas en carbono orgánico en cinco núcleos en la cuenca de Maracaibo, llegando a las siguientes conclusiones:

- El gradiente de maduración que afecta a los sedimentos ricos en materia orgánica no afecta a los elementos trazas como indicadores de condiciones paleodepositacionales.
- Las lutitas ricas en materia orgánica estudiadas muestran un enriquecimiento en Ba, P y Cd (asociadas a alta productividad primaria), V, Mo, Ni, Cu, Zn y Cr (asociadas con condiciones ambientales reductoras); además de muy bajo contenido de Mn y Fe (junto con muy alto V sugiere condiciones de bajo pH y Eh).

- Estos marcadores paleoambientales sugieren una alta productividad primaria cerca de la superficie con desarrollo de condiciones euxínicas en el fondo. Esto puede apoyar la existencia de sistemas de “upwelling” que afectaron el norte de Sudamérica durante el Cretácico Tardío.

DAVIS y PRATT (1999) realizan un estudio de la concentración de carbono orgánico y de elementos mayoritarios y trazas en el núcleo Alpuf-6 (ALP-6), en la Formación La Luna, en el occidente de Venezuela. Las variaciones geoquímicas observadas reflejan una influencia combinada de cambios relativos del nivel del mar, volcanismo episódico, variaciones en la intensidad de los “upwelling”, y alteraciones geoquímicas. En este trabajo se infiere que los factores que influenciaron en una alta concentración de carbono orgánico y de elementos trazas en La Formación La Luna fueron debido a:

- Una tasa de acumulación moderadamente alta de materia orgánica debido a eventos episódicos de alta productividad primaria.
- Episodios de extensivos y recurrentes agotamientos de oxígeno realizado por acumulaciones en áreas localizadas de carbono orgánico y metales trazas.
- Reducida dilución terrígena de carbono orgánico marino y de metales trazas causados por alto nivel del mar y bajas tasas de sedimentación pelágica.

También indican que: a) las tasas de acumulación de carbono orgánico y elementos trazas fueron altas durante el Turoniense tardío, con alta sedimentación; b) mientras que altas concentraciones carbono orgánico durante el Coniaciense tuvieron bajas tasas de sedimentación; c) acumulaciones de carbono orgánico y metales trazas son inusualmente altas en comparación con muchos sedimentos antiguos y modernos; d) evidencias sedimentológicas sugieren alta productividad de aguas superficiales y varios modelos de circulación incluyendo “upwelling” estacionales en el norte de Sur América durante la depositación de la Formación La Luna.

DAVIS Y PRATT (1997) indican que concentraciones de carbono orgánico, fósforo y elementos mayoritarios y trazas están presentes estratigráficamente desde el

Turonense-Santonense en el núcleo Alpuf-6. Picos de concentraciones de fosfato autigénico y metales trazas (normalizados con Al) en la parte superior de la Formación La Luna puede ser debido a una combinación de episodios de alta productividad marina y moderada tasa de sedimentación. Igualmente, evidencia sedimentológica sugiere condiciones de upwelling. Una comparación de esta data geoquímica con otras unidades Cretácicas, sugiere un origen similar para las lutitas negras en el Caribe y Atlántico Norte.

## **2.5. MIEMBRO CHERT DEL TÁCHIRA.**

Consiste de finitas regularmente estratificadas, de 80-100 metros de espesor, con intercalaciones menores de lutita silíceo y caliza. Contiene faunas indicativas de su edad Coniacense-Santonense.

MACELLARI y DE VRIES (1986) describen la Formación La Luna en la Depresión del Táchira como sedimentos anóxicos acumulados en una "Subprovincia pelágica de surco" (fig. 8). Dividen a La Formación La Luna en dos secciones:

- Una parte inferior integrada por lutitas negras ricas orgánicamente intercaladas con delgadas calizas, con concreciones y con raras intercalaciones de fosfatos; posee abundante microfauna, y son observados fragmentos de bivalvos *Inoceramus*.
- Una parte superior, perteneciente al Miembro CHERT del Táchira. La sección tipo (Quebrada de Zorca), se caracteriza por poseer 78 m de delgadas capas de chert negro-azulado y calizas negras, con algunas concreciones elipsoidales, además con intercalaciones de lutitas calcáreas negras y laminadas. La secundaria forma de chert es observada en afloramientos como individuales láminas de chert que comúnmente reemplaza calizas primarias. Capas delgadas de fosfatos son comunes, pero hacia el tope de la formación, una gruesa capa de fosfato (1,5 m) está presente. Estas capas de fosfatos contienen abundantes restos de peces fosfatizados, con arreglo caótico. Algunos cuarzos tamaño limo y pocas plagioclasas son encontradas.



GALEA *et al* (1989) realiza estudios micropaleontológicos y petrográficos de muestras de superficie de la Formación La Luna en el Flanco Norandino (Táchira y Mérida). La distribución de los litotipos de la Formación La Luna en esta región (incluyendo observaciones en la Quebrada Chiriría) puede dividirse en tres secciones:

- Una sección basal caracterizada por intercalaciones de margas, calizas margosas y lutitas calcáreas de color negra. Las lutitas y calizas están finamente laminadas, con concreciones, con abundante foraminíferos pláncnicos y localmente abundantes amonites. El espesor basal alcanza los 20m.
- Una sección media compuesta por calizas negras, lutitas negras y hacia el tope capas delgadas de ftanitas. Es notoria la abundante aparición de restos de peces, algunas de las cuales corresponden con horizontes fosfáticos de importancia comercial. El espesor se estima en 15m.
- Una sección superior formada por intercalaciones de ftanitas de color gris oscuro, calizas negras y lutitas negras. En el tope existen intercalaciones de calizas, areniscas muy calcáreas y lutitas negras, con abundante glauconita y fosfatos (Miembro Tres Esquinas). El espesor total se estima en 15m.

Hacia el suroeste del Estado Táchira, existe un notable contenido de capas ftaníticas, sección definida por Renz (1959) como Miembro Ftanita del Táchira.

Igualmente, GALEA (1989) define 8 microfacies considerando la biota (foraminíferos planctónicos y bénticos, y restos de peces) y las características sedimentológicas (laminación, bioturbación, contenido de glauconita y fosfatos). Las microfacies (MF) propuestas son: MF1 de foraminíferos planctónicos; MF2 laminadas con abundantes foraminíferos planctónicos; MF3 de materia orgánica y foraminíferos planctónicos; MF4 de foraminíferos planctónicos y restos de peces; MF5 de foraminíferos bénticos y planctónicos; MF6 de Ftanita; MF7 de foraminíferos bénticos; y MF8 fosfático-glauconítico.

ROMERO *et al* (2000), en la sección de San Pedro del Río (Estado Táchira),

describe bioestratigráficamente a la Formación La Luna de la siguiente manera:

- La base de la sección está estimada en 12 m, sobre la Formación Capacho. Una edad Coniaciense es asignada basada en la presencia de foraminíferos *Dicarinella concavata* y la ausencia de *Dicarinella asymetrica*, la presencia de nanofósiles calcáreos *Micula staurophora* y la ausencia de *Lithastrinus grillii*.
- La parte superior posee 21 m y no contiene especies marcadores. Esta incluye dos capas fosfáticas (Capa I y Capa II), así como el Miembro Ftanita de Táchira entre ellas.
- La zona intermedia de 21 m es considerada Santoniense inferior basado en la concurrencia de foraminíferos *Dicarinella asymetrica* y de nanofósiles *Lithastrinus moratus*, *Lithastrinus grillii* y *Micula cóncava*.

## **2.6. LITOESTRATIGRAFIA LOCAL.**

La Formación La Luna en el Occidente de Venezuela, en la sección de la Quebrada Chiriría, posee un espesor real de 64 metros. Se caracteriza por la presencia de calizas y lutitas calcáreas de colores oscuros, y niveles fosfáticos hacia el tope.

Se presentan niveles de concreciones de diferentes tamaños a lo largo de toda la sección. Las concreciones son más abundantes y de mayor tamaño hacia la parte basal, disminuyendo en tamaño y frecuencia hacia la parte superior de la sección.

En esta localidad, la Formación La Luna puede ser dividida en tres unidades litológicas informales. Una unidad inferior que consiste principalmente de lutitas calcáreas de color oscuro que pueden tener un espesor máximo de 1,50 m, intercaladas con capas delgadas de caliza, las cuales no sobrepasan los 0,50 m, dicha unidad representa aproximadamente un espesor 24 m sobre la columna estratigráfica. La siguiente unidad representa un intervalo de transición que se caracteriza por intercalaciones de capas de calizas, lutitas calcáreas y cherts, predominando en su parte superior las capas de caliza. La misma representa a lo largo de toda la sección al margen de los cambios litológicos un espesor aproximado de 30 metros.



Finalmente, la unidad superior está caracterizada por la presencia de carbonatos lodosos silicificados y por un intervalo importante de fosfato con un espesor aproximado de 30 centímetros (0,30 m) que indica el tope de la secuencia. Esta unidad representa a lo largo de la columna estratigráfica un espesor aproximado de 10 metros (fig.9).

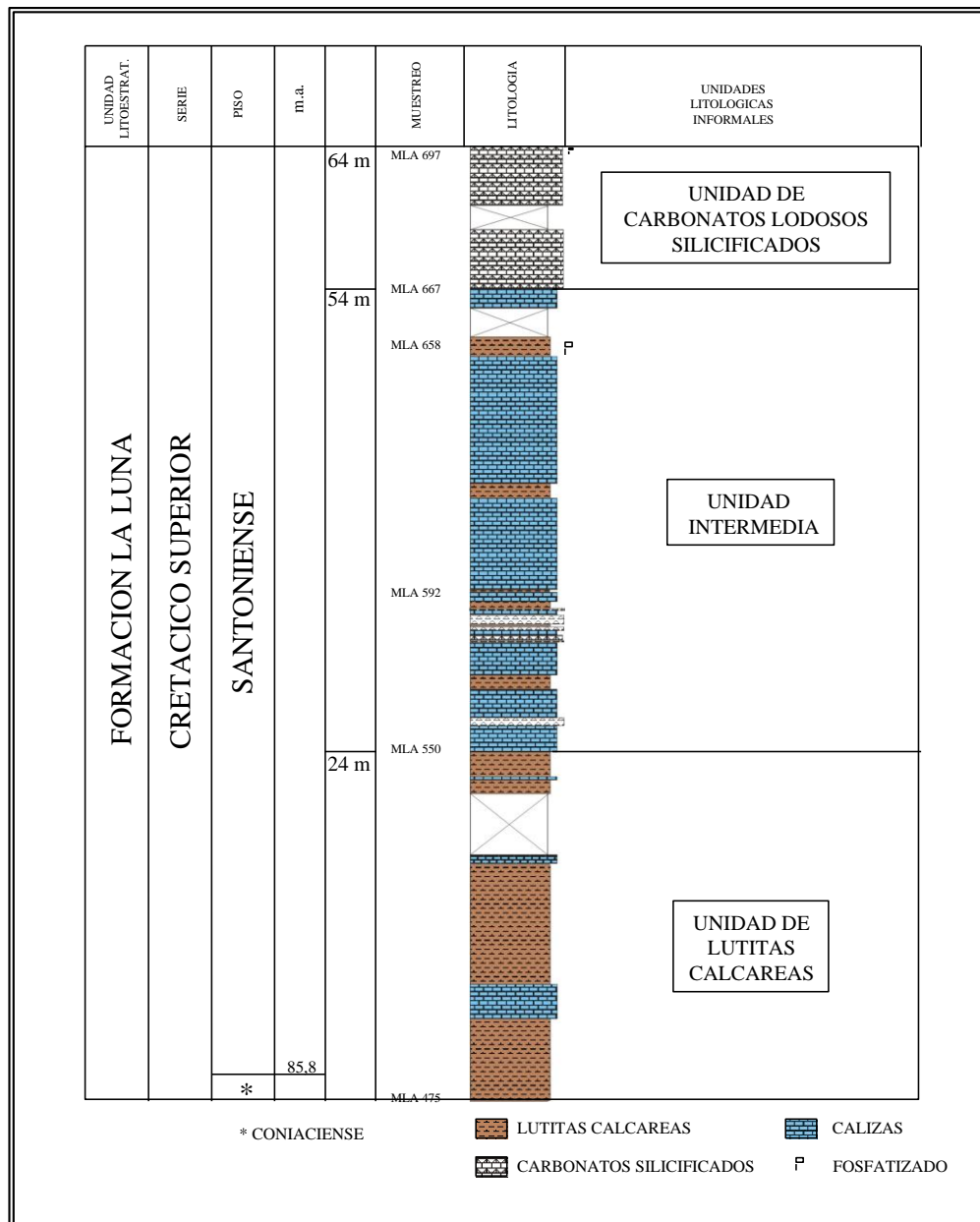


Fig.9. Columna estratigráfica de la zona de estudio.

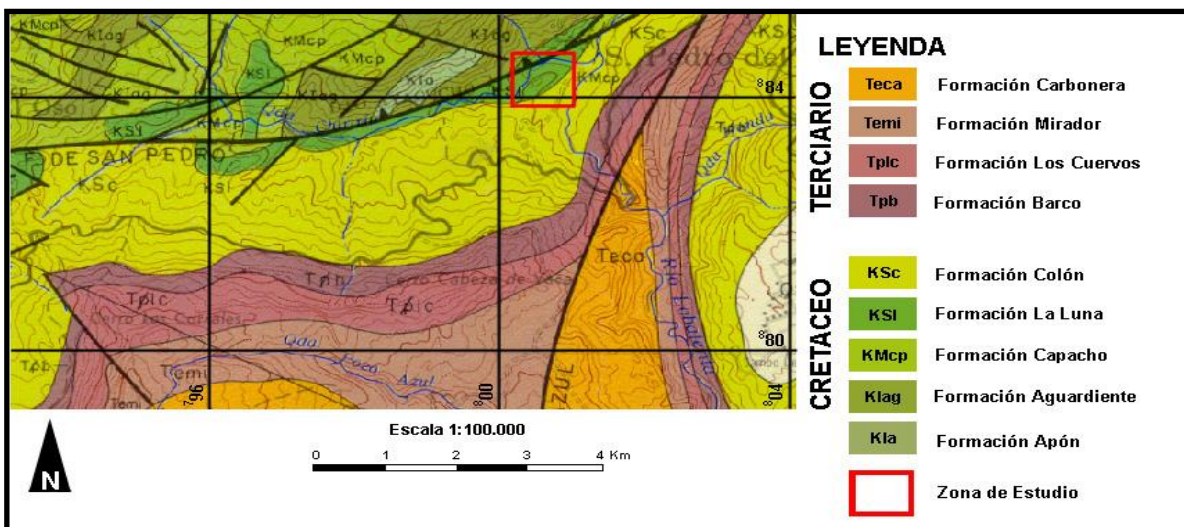
### 2.6.1. MARCO ESTRUCTURAL LOCAL.

La zona de estudio se encuentra circunscrita por lo menos por dos corrimientos que caracterizan a un régimen compresivo post-Cretácico intenso, los cuales son consecuencia del levantamiento de los Andes por la interacción directa entre la Placa del Caribe y la Placa Suramericana (finales del Oligoceno y comienzos del Mioceno).

La sección estudiada se caracteriza por no estar deformada y por no ser posible observar en campo los contactos. En el mapa geológico (fig.10) la Formación La Luna se encuentra en contacto suprayacente con la Formación Colón, mientras que el contacto infrayacente es referido como de falla (principalmente con la Formación Aguardiente).

El marco estructural, en donde se encuentra ubicada el área de estudio, se caracteriza por ser la zona de convergencia de dos corrimientos los cuales presentan la siguiente orientación:

- Corrimiento 1 denominado Falla de Borotá ubicada al sureste de la sección con una orientación N 13 E.
- Corrimiento 2 denominado Falla de San Pedro ubicada al norte de la sección con una orientación N 65 E.



Tomado y modificado de Cartografía Nacional, 5739, 1986

Figura 10. Mapa geológico del área de estudio (Cartografía Nacional, San Cristóbal, escala 1:100.000, año 1986).

En las áreas cercanas a la sección estudiada se observan a través de la fotografías aéreas de la misión 0102138 – 105 y el mapa geológico de San Cristóbal escala 1:100.000 del año 1986, una serie de fallas secundarias de movimiento normal las cuales son de compensación a los movimientos de las fallas principales (los corrimientos).

### **III. SEDIMENTOLOGÍA.**

### **3.1. GENERALIDADES.**

Estratigráficamente, la Formación La Luna, en la Quebrada Chiriría, posee un espesor real de 64 m, y se caracteriza por la presencia de calizas y lutitas calcáreas de colores oscuros, siendo frecuentes niveles de concreciones a lo largo de toda la sección.

En esta localidad la Formación La Luna puede ser dividida en tres unidades litológicas informales. Una unidad inferior que consiste principalmente de lutitas calcáreas de color oscuro con espesores máximos de metro y medio (1,5 m), intercaladas con capas delgadas de caliza. La siguiente es una unidad de transición que se caracteriza por intercalaciones de capas de calizas, lutitas calcáreas y chert, predominando en su parte superior las calizas que pueden alcanzar un espesor máximo de un metro (1 m), en esta unidad es también apreciable un intervalo de fosfato de dos metros de espesor aproximadamente. La unidad superior está caracterizada principalmente por la presencia de carbonatos lodosos silicificados, y por un intervalo importante de fosfato con un espesor aproximado de 30 centímetros (30 cm) que nos viene a indicar el tope de la secuencia estudiada.

### **3.2. CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS.**

El estudio petrográfico detallado de 196 secciones delgadas, tomadas cada 25 cm, tuvo la finalidad de determinar las variaciones diagenéticas a lo largo de toda la sección en su relación con los cambios litológicos. Las secciones delgadas de rocas en su mayoría son de colores grises oscuros e intermedios, estando principalmente laminadas y con textura lodosa.

Esta condición entre los colores esta directamente relacionada con el tipo de litología descrita, es decir los colores oscuros están ligados a las litologías lodosas y en algunos casos a litologías silíceas (carbonatos lodosos silicificados), los colores intermedios a las litologías carbonáticas y silíceas, y los colores claros a las litologías con alto contenido de carbonato de calcio.

A nivel petrográfico podemos observar de acuerdo a la división de unidades litológicas informales (fig.11).



- **Unidad de Lutitas Calcáreas:** esta unidad ubicada en la parte basal de la sección estudiada, se caracteriza por poseer como litología principal las lutitas calcáreas, y en donde predominan las litologías de color oscuro (53,84 %), seguida por litologías de color intermedio (38,46 %) y en menor proporción las litologías de colores claros (7,69 %).
- **Unidad de Transición:** esta unidad ubicada en la parte media de la sección, se caracteriza por presentar como litologías principales una intercalación de lutitas calcáreas, calizas y chert. Producto de la presencia intercalada de estas tres litologías se establece una condición de similitud en la distribución de los porcentajes, colores oscuros (31,73 %), colores intermedios (37,5 %), y colores claros (30,76 %).
- **Unidad de Carbonatos Lodoso Silicificados:** esta unidad ubicada en la parte superior de la sección, se caracteriza por estar formada principalmente por carbonatos lodosos silicificados y por un intervalo importante de fosfatos. En esta parte de la sección predominan los colores oscuros (40,62 %), seguidos por los colores intermedios (34,37 %), y menor proporción los colores claros (25 %).

El bandeamiento y laminación presentes en los carbonatos lodosos de la Formación La Luna en la sección de la Quebrada Chiriría, son determinados a nivel petrográfico, teniendo como característica que las laminaciones no sobrepasan los 6 mm, mientras que los bandeamientos están por encima de los 15 mm. Son productos del proceso de sedimentación, de la fuente de sedimentos y de las condiciones físicas generadas para ese momento, en donde existen intervalos de acumulación ricos o escasos de foraminíferos plácticos y béticos embebidos en una matriz de lodo carbonático y arcilla.

A nivel petrográfico podemos observar la distribución de las rocas bandeadas, laminadas y homogéneas que componen las rocas de la sección de la Quebrada Chiriría de la Formación La Luna, evidenciándose la predominancia de las rocas laminadas (59 %), seguido por las rocas homogéneas (28 %) y culminando con las rocas bandeadas (13 %) (fig.12).

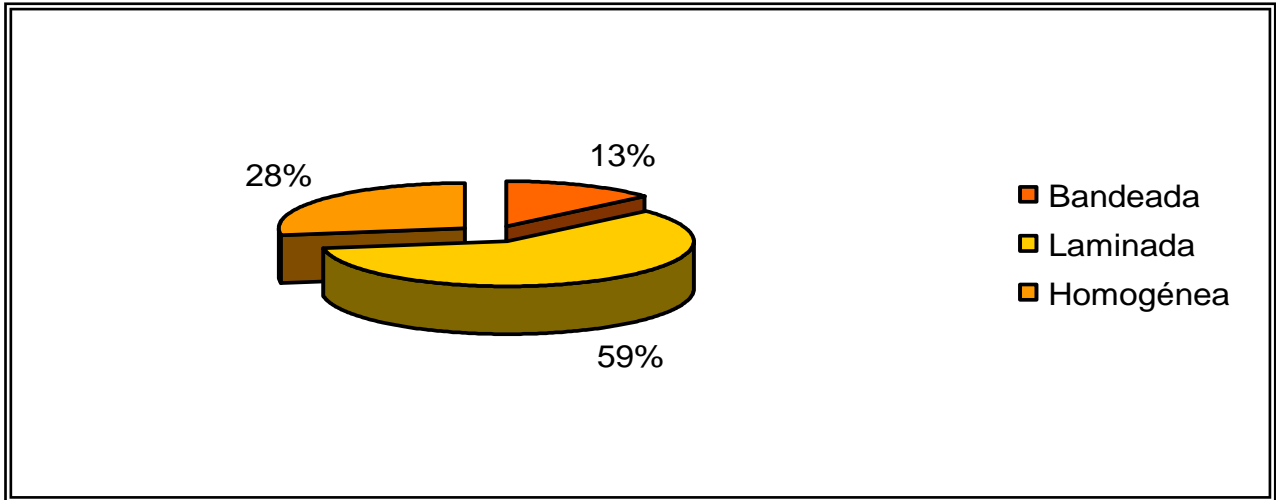


Figura. 12. Representación porcentual del bandeamiento, laminación para las rocas de la sección estudiada.

Petrográficamente, se observa que la mayoría de las rocas de la Formación La Luna en la sección de la Quebrada Chiriría se clasifican (según DUNHAM, 1962) como Wackstone (carbonatos lodosos), representando aproximadamente el 61% de las muestras estudiadas, las cuales se encuentran distribuidas a lo largo de toda la sección. Las muestras restantes corresponden en un 25 % a Packstone (carbonatos granulares) y en un 14 % a Mudstone (lodo carbonático), los cuales al igual que los wackstone se distribuyen de forma aleatoria a lo largo de toda la sección estratigráfica (fig. 13).

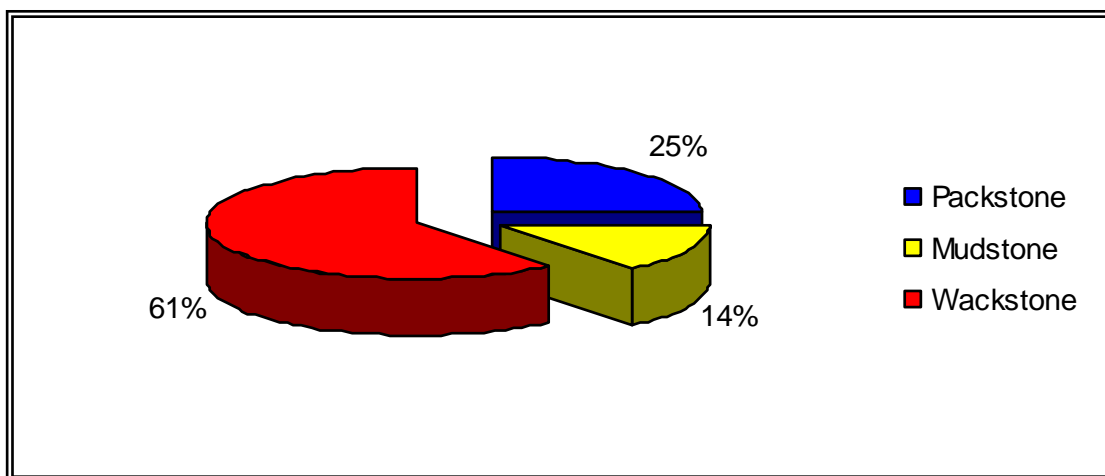


Figura. 13. Representación porcentual de los tipos litológicos (DUNHAM, 1962), definidos para la sección estudiada.



De acuerdo a la división de unidades litológicas informales realizadas en este estudio se tiene (fig.14):

- **Unidad de Lutitas Calcáreas:** la parte basal de la sección estudiada se caracteriza por estar compuesta principalmente por wackstone (75%) y en menor proporción packstone (22,72%) y mudstone (2,27%).
- **Unidad de Transición:** en este intervalo litológico predominan los wackstone (58,09%), alternando con packstone (26,66%) y en menor proporción con mudstone (15,23%).
- **Unidad de Carbonatos Lodosos Silicificados:** la parte superior de la sección estudiada se caracteriza por presentar como litotipo lodoso principal los wackstone en 46,87%, en donde los mudstone representan el 31,25% y los packstone están representados en un 21,87%.

### 3.3. MICROFACIES.

Para la realización de este estudio se tomaron en cuenta los criterios propuestos por GALEA (1989), en donde se definen ocho microfacies para caracterizar varias localidades de la Formación La Luna en los estados Táchira y Mérida, basándose principalmente en la biota y en algunos parámetros sedimentológicos. También se tomaron en cuenta las microfacies establecidas por MADRID (2001), para definir una sección de la Formación La Luna en el estado Trujillo, en donde se definen seis microfacies, utilizando los criterios de GALEA antes mencionados con la integración de las características texturales de DUNHAM (1962), estableciendo dos nuevas microfacies.

A partir de estos criterios establecidos tanto por GALEA (biota y parámetros sedimentológicos) como por MADRID (características texturales de DUNHAM), la sección de la Quebrada Chiriría de la Formación La Luna ubicada en el estado Táchira, se reconocen seis de las microfacies propuestas por GALEA (1989), identificadas como MF1, MF4, MF5, MF6, MF7, MF8 y una nueva microfacies propuestas por MADRID (2001), redefinida como MF2.

En la sección estudiada de la Formación La Luna, es de destacar que la mayoría de las secciones delgadas de rocas presenta una alternancia de colores claros



con colores oscuros, donde los colores claros representan acumulaciones de foraminíferos (pláncticos y bénticos) y los colores oscuros bandas de lodo carbonático-arcilla con presencia de pocos fósiles, por eso al iniciar la descripción de las microfacies presentes se habla de secciones mixtas definidas como WACKE-PACKSTONE.

### **3.3.1 WACKE– PACKSTONE DE FORAMINÍFEROS PLÁNCTICOS. (MF1).**

Esta microfacies se distribuye principalmente en la parte basal de la sección. Se caracteriza por poseer litologías margosas (principalmente wackstone), compuesta de matriz arcillosa-carbonática, con foraminíferos pláncticos, principalmente de los géneros *Heterohelix* y *Hedbergella* con escasos foraminíferos bénticos (principalmente del género *Bulimina*) y fragmentos fósiles (fig.15.A).

### **3.3.2. MUDSTONE DE FORAMINÍFEROS. (MF2).**

Esta microfacies se distribuye principalmente hacia la parte superior de la secuencia. Se caracterizan por poseer litologías margosas, compuestas de una matriz arcillosa-carbonática-silíceo, con presencia abundantes foraminíferos bénticos de los géneros *Bulimina* y *Orthokarstenia*, sin descartar la presencia en menor proporción de foraminíferos pláncticos de los géneros *Heterohelix* y *Globigerinelloides* (fig.15.B).

### **3.3.3. WACKE - PACKSTONE DE FORAMINÍFEROS PLÁNCTICOS Y RESTOS DE PECES. (MF4).**

Esta microfacies MF4, equivalente a la descrita por GALEA (1989), se encuentra distribuida principalmente en la parte inferior y media de la sección, compuesta de una matriz principalmente arcillosa-carbonática, sin descartar la posibilidad que hacia la parte media de la sección se presente una matriz arcillosa-carbonática-silíceo. Entre los foraminíferos pláncticos presentes se tiene los géneros *Heterohelix* y *Hedbergella*. La mayoría de los restos de peces son vértebras, en



diversidad de tamaños y formas, las cuales principalmente se encuentran fosfatizadas y algunas silicificadas (fig.15.C).

#### **3.3.4. WACKE – PACKSTONE DE FORAMINÍFEROS BÉNTICOS Y PLÁNTICOS. (MF5).**

Microfacies que se encuentra distribuida principalmente en la parte intermedia de la sección, compuesta por una matriz arcillosa-carbonática hacia la parte inferior y una matriz arcillosa-carbonática-silíceo hacia la parte superior. Es de destacar que la acumulación de foraminíferos bénticos se presenta en dominancia sobre los foraminíferos plánticos, generando un bandeamiento de colores claros (packstone), alternados con bandas oscuras de lodo carbonático-arcilla.

Entre los foraminíferos bénticos destaca la presencia de los géneros *Orthokarstenia* y *Bulimina*, mientras que en los foraminíferos plánticos presentes se encuentra principalmente los géneros *Heterohelix* y *Hedbergella* (fig.15.D).

#### **3.3.5. WACKE – PACKSTONE SILICIFICADO. (MF6).**

Esta microfacies es característica del tope de la secuencia, compuesta principalmente por una matriz arcillosa-carbonática-silíceo y por la presencia de algunos foraminíferos, los cuales en la mayoría de sus cámaras se encuentran silicificadas, además es muy difícil identificar las especies presentes de los diferentes foraminíferos tanto plánticos como bénticos, donde también puede verse afectada la matriz por procesos de silicificación (fig.15.E).

#### **3.3.6. WACKE – PACKSTONE DE FORAMINÍFEROS BÉNTICOS. (MF7).**

Usualmente esta microfacies se encuentra ubicada en la parte superior de la sección, en los litotipos lodosos definidos en este estudio con el nombre de carbonatos lodosos silicificados, compuestas principalmente por una matriz arcillosa-carbonática-silíceo, y por los foraminíferos bénticos de los géneros *Orthokarstenia* y *Gavelinella* (fig.15.F).



### **3.3.7. WACKE– PACKSTONE FOSFÁTICO. (MF8).**

Esta microfacies se encuentra ubicada en la parte media de la sección, compuesta principalmente por una matriz arcillosa-carbonática-silíceo, aunque no se descarta la presencia de una matriz arcillosa-carbonática, la mayoría de las cámaras de los foraminíferos presentes al igual que los restos de peces en su mayoría se encuentran fosfatizados. Es de destacar que la fosfatización también afecta en forma de reemplazo neomórfico a la matriz presente en esta microfacies.

En esta microfacies es de destacar la presencia de foraminíferos béticos de los géneros *Orthokarstenia* y *Bulimina* (fig.15.G).

#### **IV. DIAGÉNESIS.**



#### **4.1. GENERALIDADES.**

La caracterización mineralógica textural de la Formación La Luna en la sección de la Quebrada Chiriría ubicada en el Estado Táchira, se realizó tomando en cuenta las siguientes pautas:

- Análisis petrográfico detallado de secciones delgadas de roca, bajo microscopio de luz polarizada.
- Análisis de las secciones delgadas de rocas pulidas así como tacos de roca, para microscopía electrónica en sus dos modalidades SE y BSE.
- Análisis de patrones geoquímicos que confirmen los resultados obtenidos en las pautas anteriores.

#### **4.2. CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS TEXTURALES.**

##### **4.2.1. MATRIZ.**

La matriz está constituida principalmente por lodo carbonático-arcilla y/o sílice en diferentes porcentajes, y en menor proporción materia orgánica. En términos generales supera el 50 % como constituyente de cada uno de los litotipos lodosos definidos, presentando en su coloración diferentes tonalidades de marrones y en algunos casos tonos de color naranja, esta última asociada con fosfato. Bajo luz reflejada es posible apreciar su asociación con pirita.

La arcilla presente en las secciones, es del tipo montmorillonita-esmectita en su fase inicial de transformación, la cual es observada a través de microscopía electrónica del tipo SE como pequeñas hojuelas entrelazadas con lodo carbonático y/o sílice (fig.16).

##### **4.2.2. FÓSILES.**

Por lo general los fósiles no superan el 50 % de los constituyentes, son principalmente foraminíferos, los cuales en algunos casos se encuentran dispuestos en bandas o láminas de color claro dentro de la matriz oscura. La mayoría de las cámaras de los foraminíferos pueden encontrarse parcial o totalmente rellenas de carbonato de calcio (calcita en bloque y radial),





sílice (chert) y en menor proporción fosfato, materia orgánica o vacías. En la mayoría de los casos, sus paredes se presentan con envoltorios micríticos y algunas veces pueden estar recristalizadas o reemplazadas por fosfato o sílice. En cuanto a las asociaciones fósiles, la base muestra la predominancia de organismos pláncnicos y en el tope de organismos bénticos.

Los radiolarios son muy escasos y se encuentran distribuidos de forma esporádica a lo largo de toda la sección. La presencia de fragmentos de bivalvos y de peces es escasa y no llega a superar el 16 % de los constituyentes.

Los fragmentos fósiles de bivalvos se encuentran generalmente fosfatizados o micritizados, y también con inversión (homoaxial y heteroaxial). Estos últimos están identificados como *Inoceramus* sp., los cuales, en su mayoría, presentan geometría tabular o alargada con tamaños que varían de 0,5 mm a 3 mm, encontrándose dispuestos de forma paralela a la laminación, permitiendo establecer condiciones de depositación de baja energía.

Los fragmentos de peces, principalmente vértebras, se presentan en una diversidad de formas y tamaños, además de observarse en la mayoría de los casos mal preservados y reemplazados por fosfato en toda su superficie, aunque también pueden presentarse reemplazados por carbonato de calcio o sílice. Estos fragmentos en algunos casos forman desde pequeñas láminas hasta espesores del orden de capa, que pueden alcanzar 1,20 m de espesor (fig.17).

La edad es referida como Coniaciense-Santoniense, determinada principalmente por fauna de foraminíferos pláncnicos (KERTZNUS, PADRÓN y TRUSKOWSKI, com. pers).

#### **4.2.3. CEMENTOS.**

Precipitados químicos que rellenan cavidades primarias o de disolución dentro de la roca. En este estudio se presentan principalmente como material cementante, el carbonato de calcio en sus diferentes modalidades (fibroso, bloque, drusa, radiaxial), y en algunos casos la sílice, barita y siderita.



#### 4.2.3.1. CEMENTOS CARBONÁTICOS.

- **Cemento Fibroso:** cemento asociado principalmente a estructuras diagenéticas como en cono y a concreciones. Se puede definir como agregados prismáticos alargados de mineral carbonático fibroso principalmente calcita y se desarrolla normalmente en las adyacencias a capas ricas en carbonatos. Se presenta en la parte inferior de la sección, encontrándose principalmente en la matriz, algunas veces es posible observarlo en muestra de mano (fig.18.A).
- **Cemento en Bloque:** este tipo de cemento se presenta en esta sección de forma intragranular relleno de forma total las cámaras de los foraminíferos, con un tamaño aproximado entre los 120  $\mu$  y las 200  $\mu$ . También se presentan relleno de fracturas del tipo F2, F4 y F3 las cuales están completamente mineralizadas por cristales de calcita con un tamaño aproximado de 177  $\mu$  a 250  $\mu$ .

Este tipo de cementación es producto de la precipitación de carbonato de calcio, lo cual restringe la presencia de este tipo de cemento a etapas diagenéticas de enterramiento somero o poco profundo (fig.18.B).

- **Cemento Drusa:** este tipo de cemento es apreciable especialmente en las cavidades generadas por el entrapamiento de fluido, donde el fluido atrapado migra y el espacio es relleno por un material cementante con cristales que van incrementando su tamaño desde el borde de la cavidad hacia el centro de la misma (fig.18.C).
- **Cemento de Carbonato de Hierro (Siderita):** este tipo de cementación es escasa y muy limitada en los litotipos lodosos definidos en esta sección. Se presenta de forma amorfa relleno parcialmente algunas cámaras de foraminíferos y fracturas (fig.18.D).
- **Cemento Radial:** cemento que se encuentra limitado a las fracturas extensas rellenas parcialmente, en donde su continuidad a lo largo de las mismas se ve interrumpida por la presencia de otros



cementos como el equigranular, se desarrolla en las paredes de las fracturas como una corteza fibrosa de calcita, en donde el eje mayor de los cristales es perpendicular a las paredes de la misma, los bordes de estos cristales son bastantes irregulares, los tamaños de estos cristales no superan las 250  $\mu$  (fig.18.E).

#### 4.2.3.2. CEMENTOS NO CARBONÁTICOS.

- **Cemento de sílice:** este cemento se presenta rellenando las cámaras de foraminíferos y las paredes de algunas fracturas extensivas. Este proceso de cementación con sílice se localiza en la parte media de la sección y se hace más prominente hacia la parte superior de la misma (fig.18.F).
- **Cemento de Barita:** este cemento es poco común y se presenta rellenando algunas cámaras de foraminíferos, así como también algunos espacios porosos. La precipitación de este cemento es escasa y muy limitada en las rocas (fig.18.G).

#### 4.2.4. MINERALES AUTIGÉNICOS.

Entre los minerales autigénicos observados en las rocas de la Formación La Luna, en la sección de la Quebrada Chiriría, tenemos, en orden de abundancia, los siguientes:

- **Calcita:** es el más abundante de los minerales autigénicos, presentándose principalmente como matriz y cemento en sus diferentes tipos (fibroso, bloque, drusa, radiaxial) rellenando parcial o totalmente cámaras fósiles, fracturas y espacios porosos, así como también en reemplazo en algunos fragmentos de peces (fig.19.A).
- **Sílice:** es el segundo mineral autigénico en importancia y se presenta tanto como un producto de silicificaciones extensivas formando capas 1,30 m, hasta diminutos cristales de cuarzo autigénico de un tamaño





que no sobrepasa las 90  $\mu$ . Las silicificaciones puntuales (cuarzos autigénicos) representan proporciones no mayores al 1% en cada litotipo lodoso definido, poseen forma euhedral a subhedral, con caras bien definidas, dentro de una matriz carbonática, arcillosa y/o silícea (fig.19.B).

Las silicificaciones extensivas se pueden presentar como capas, bandas o láminas asociadas a matriz arcillosa-carbonática, en donde la misma empieza a ser reemplazada por sílice, generando una nueva matriz arcillosa-carbonática-silícea, la cual se hace mas abundante hacia el tope de la sección y denominados en este trabajo como: carbonatos lodosos silicificados. Este mismo proceso afecta igualmente a las cámaras, paredes fósiles y a algunas fracturas extensivas.

- **Fosfato:** se presenta principalmente como reemplazo neomórfico en la matriz, evidenciado por tonalidades de color naranja. También se presenta en forma de material cementante, reemplazando parcial o totalmente los fragmentos de peces, las paredes de algunos fósiles y rellenando cámaras de algunos foraminíferos (fig.19.C).
- **Pirita:** mayormente con estructura framboidal, es reconocida fácilmente en microscopía electrónica, y puede ser observada bajo luz reflejada diseminada en la matriz arcillosa-carbonática. Raramente se observa reemplazando paredes de cámaras de algunos foraminíferos (fig.19.D).
- **Siderita:** se presenta como material cementante rellenando parcialmente las cámaras de algunos foraminíferos y fracturas, reconocido solamente bajo microscopio electrónico (BSE) (fig.19.E).
- **Dolomita:** se presenta como cristales romboédricos esparcidos aleatoriamente en una matriz arcillosa-carbonática-silícea (fig.19.F).
- **Barita:** poco abundante y solamente fue reconocido bajo microscopio electrónico (BSE), presentándose principalmente como material cementante intrapartícula y rellenando espacios porosos (fig.19.G).







- **Feldespatos:** se presenta en proporciones no mayores al 1% con caras bien definidas en los litotipos lodosos, a excepción de un sector ubicado en la parte media de la sección, en donde los porcentajes pueden llegar a alcanzar el 19% en la composición total de los litotipos lodosos definidos (fig.19.H).

#### 4.2.5. FRACTURAS.

La descripción y clasificación de las fracturas de la Formación La Luna en la sección de la Quebrada Chiriría está basada en la clasificación de NELSON (1985) como:

- **Naturales:** fracturas generadas en las rocas debido a su exposición a un medio natural de esfuerzos tectónicos.
- **Inducidas:** fracturas generadas en las rocas producto de esfuerzos mecánicos artificiales o inducidos.

A continuación se describen los diferentes tipos de fracturas naturales e inducidas que se pueden observar en la Formación La Luna en la sección estudiada.

##### 4.2.5.1. FRACTURAS NATURALES.

Entre las fracturas naturales propuestas por NELSON (1985), se identificaron: fracturas extensivas, microfracturas y de cizalla (fig.20).

- **Fracturas Extensivas:** en este estudio, son fracturas generadas por un desplazamiento perpendicular a la estratificación, trayendo como consecuencia la abertura del plano de fractura. Se pueden presentar rellenas parcial o totalmente de cemento de carbonato de calcio o raramente de sílice.

Entre las fracturas extensivas reconocidas se tienen: F2, F4, F3, F5, las cuales son fracturas totalmente mineralizadas con cemento de carbonato de calcio y/o sílice con aperturas que varían desde 180  $\mu$  hasta 1,5 mm, se presentan perpendiculares a la estratificación. En algunas fracturas se presenta una combinación en el relleno de la



misma, en donde la sílice rellena las paredes de la fractura y el cemento de carbonato de calcio el interior de las mismas, generando las fracturas F3. También es posible observar fracturas del tipo F5, las cuales son de apertura menor a las 100  $\mu$ , presentándose tanto verticales como oblicuas a la estratificación y se encuentran normalmente rellenas por lodo carbonático y/o arcillas, muchas veces enmascaradas por la matriz (fig.20.A).

- **Fracturas de Cizalla:** son un tipo de fractura que se generan por desplazamiento paralelo al plano de fractura. Se encuentran totalmente mineralizadas por cemento calcítico, con apertura variable y orientación perpendicular a la estratificación (fig.20.B).
- **Microfracturas:** son fracturas que se presentan mayormente en la superficie de los fragmentos de moluscos y de peces, de forma perpendicular al eje mayor de los mismos, las cuales son pequeñas grietas o hendiduras rellenas principalmente por lodo carbonático (fig.20.C).

#### **4.2.5.2. FRACTURAS INDUCIDAS.**

Como se hizo referencia con anterioridad estas fracturas son producto de esfuerzos artificiales o inducidos, aplicados sobre las rocas. En nuestro caso son producidas principalmente durante la elaboración de las secciones delgadas de rocas, entre los planos de debilidad (planos de estratificación), las cuales se presentan casi siempre de forma paralela a la estratificación y sin ningún tipo de relleno (fig.20.D).

#### **4.2.6. POROSIDAD.**

La porosidad observada en las rocas de la Formación La Luna en la sección estudiada puede ser de cuatro tipos según CHOQUETTE y PRAY (1970):







- **Porosidad por Fractura:** se caracteriza por presentarse en fracturas extensivas rellenas parcialmente de material cementante, dejando cavidades con un diámetro máximo aproximado de 710  $\mu$  dentro de las mismas (fig.21.A).
- **Porosidad Vugular:** son espacios que pueden estar relacionados directamente a una compactación inicial con entrampamiento de fluido, donde el mismo migra y el espacio es relleno parcialmente por un material cementante, dejando espacios porales internos irregulares con diámetro no superiores a las 3000  $\mu$  (fig.21.B).
- **Porosidad Intrapartícula:** son los espacios vacíos que se pueden relacionar directamente con el relleno parcial de las cámaras de los foraminíferos por algún material cementante (fig.21.C).
- **Porosidad Interpartícula:** es la porosidad que esta relacionada directamente con los espacios vacíos entre los granos que componen la roca. En la sección estudiada están relacionadas con rocas soportadas por más del 30 % de granos (packstone) (fig.21.D).

Las porosidades observadas en la sección estudiada no son superiores al 4 % en cada uno de los litotipos lodosos definidos.

#### 4.3. PROCESOS DIAGENÉTICOS.

Algunos autores han propuesto esquemas diagenéticos en los que se discriminan procesos de acuerdo a su tiempo de ocurrencia. De esta manera se ha podido diferenciar las etapas diagenéticas ya conocidas como son: temprana, intermedia y tardía.

GINSBURG (1957), considera la existencia de una etapa diagenética temprana influenciada fuertemente por el ambiente depositacional, referida principalmente a cambios singenéticos, la cual va acorde con lo presente en la sección estudiada (fig.22).



<b>Diagénesis Temprana</b>	<b>Procesos Orgánicos</b>	Agregación		Formación de Pellets
		Erosión	Envoltorios Micríticos	
			Bioturbación	
	<b>Procesos Físico - Químicos</b>	Carbonático		Horadaciones (Borings)
		Carbonático		Cementación
		Carbonático		Inversión Aragonito - Calcita (Neomorfismo)
		No Carbonático	Compactación	Fosfatización
Silicificación				
Piritización				

Tomado y modificado de GINSBURG (1957).

Figura. 22. Procesos Diagenéticos Tempranos de la Formación La Luna, Sección de la Quebrada Chiriría.

#### 4.3.1. PROCESOS ORGÁNICOS.

##### 4.3.1.1. ENVOLTORIOS MICRÍTICOS.

Es un proceso de menor importancia en nuestra sección, el cual puede ser producto de la precipitación química causada inorgánicamente por la agitación de las aguas, cambios en la salinidad, calentamiento, etc., u orgánicamente por procesos bioquímicos bacterianos.

En la sección estudiada, este proceso es tempranamente diagenético y puede ser confundido con la matriz primaria. Se presenta como una cobertura o envoltorio criptocristalino en cámaras de foraminíferos y en algunos fragmentos de bivalvos. Esta cobertura primaria de calcita magnesiana tiende a preservarse mientras que el aragonito se disuelve (fig.23.A).

##### 4.3.1.2. BIOEROSIÓN (borings).

Este proceso es poco común en la sección, el cual se presenta como la acción erosiva de organismos invertebrados, los cuales horadan perforando a través de

la concha, favoreciendo la penetración del lodo carbonático y de otros materiales constituyentes de la matriz.

#### **4.3.1.3. FORMACIÓN DE PELLETS.**

Partícula de forma circular a elíptica (principalmente ovoide) que generalmente carecen de estructura interna, con tamaño que oscila entre 100 y 500  $\mu$ . Generalmente son producidos por crustáceos y por organismos horadadores. La preservación de pellets en rocas carbonáticas son una clara evidencia de litificación temprana (GINSBURG, 1957).

Normalmente los pellets se encuentran asociados al registro geológico en un medio marino restringido, como el presente en la Formación La Luna.

#### **4.3.2. PROCESOS FÍSICO-QUÍMICOS.**

##### **4.3.2.1. CARBONÁTICOS.**

###### **4.3.2.1.1. CEMENTACIÓN.**

Cuando se describe el proceso de cementación, tomando en cuenta el tipo de cemento presente, se habla de un proceso que consiste en el relleno de cavidades primarias o de disolución dentro del sedimento por precipitación química el cual conduce generalmente a la consolidación del sedimento. Este proceso tiene lugar en las fases más iniciales de la diagénesis, bajo la influencia del ambiente depositacional y no se detiene mientras las condiciones del medio sean favorables para su ocurrencia.

La precipitación de los diferentes tipos de cementos en la sección estudiada, va a estar condicionada por ciertos factores que controlaran la distribución de los mismos en determinados espacios.

El factor principal que va a condicionar esta distribución, es la precipitación del cemento en las cámaras de los foraminíferos, así como en las laminaciones calcáreas, espacios porosos y en algunas fracturas extensivas. Otros factores de importancia, presentes en la sección estudiada, van a ser los diferentes ambientes diagenéticos presentes.

#### 4.3.2.1.2. NEOMORFISMO.

Es un proceso diagenético que consiste en la transformación de un mineral conservando su composición original (sin tomar en cuenta los cambios de los elementos en huellas de los isótopos), pero adquiriendo forma, tamaño de cristales y orientación diferentes. Este término puede usarse para expresar colectivamente inversión y recristalización, o también cuando se desconoce el proceso exacto (FOLK, 1965).

En resumen, el término neomorfismo incluye todas las transformaciones entre un mineral y un polimorfo, donde los nuevos cristales son más grandes o más pequeños, o simplemente difieren en la forma de los anteriores, el neomorfismo se presenta en esta sección de la forma siguiente:

- **Neomorfismo Heteroaxial:** transformación por un cambio de posición de los iones en la película cristalina, sin presencia de líquido ni largo transporte de iones (ZAPATA, 1983).

Este tipo de neomorfismo es el más común en la sección estudiada, se puede observar en algunos fragmentos de bivalvos donde el aragonito ha sido reemplazado por calcita, no guardando ninguna relación óptica, ni textural (fig.23.B).

- **Neomorfismo Homoaxial:** transformación por medio de una película de líquido migrante, que causa simultáneamente disolución del anterior mineral y precipitación del nuevo como en un reemplazamiento (ZAPATA, 1983)

En este caso en la sección se presenta el reemplazamiento en algunos fragmentos de bivalvos, del aragonito fibroso inestable por el de la calcita fibrosa estable, conservando la orientación original (fig.23.C).

#### 4.3.2.2. NO CARBONÁTICOS.

##### 4.3.2.2.1. COMPACTACIÓN.

En carbonatos lodosos los efectos de compactación temprana, favorecen las relaciones de bandeamiento y laminación, la cual se presenta en dos etapas con características propias para cada una de ellas, las cuales se pueden visualizar a continuación:

- ***Etapas I:*** las partículas iniciales depositadas sufren reacomodo por pérdida de fluidos y generan la reducción de los espacios porales iniciales en un 80 - 75 % (GINSBURG, 1957; BROWN, 1969; SCHLANGER & DOUGLAS, 1974; ENOS & SAWATSKY, 1981).
- ***Etapas II:*** las partículas son reacomodadas y en sedimentos granulares los granos elongados son reorientados, en los carbonatos lodosos son compactados por la pérdida de fluido hasta quedar soportados por sí mismo (lodo) con una pérdida de porosidad de aproximadamente 40 %. La importancia relativa de esta etapa radica en que la compactación es proporcional a la relación original del tamaño de grano (en nuestro caso fósiles de tamaño limo a arena muy fina).

Una conclusión común de experimentos que incluyen la compactación de los carbonatos lodosos, es la reducción sustancial del espesor la cual en algunos casos es mayor que la reducción de la porosidad, especialmente en la compactación de la etapa II (TERZAGHI, 1940; HATHAWAY & ROBERTSON, 1961; FRUTH *et al*, 1966; ROBERTSON, 1967; EBHARDT, 1968; SHINN *et al*, 1977; BHATTACHARYYA & FRIEDMAN, 1979).

SHINN & ROBBIN (1983) han reportado que carbonatos lodosos pobres en granos (mudstone) son transformados en carbonatos lodosos ricos en granos (wackestone y packstone), pudiendo así explicar el bandeamiento y laminación de la sección, generando a lo largo de la misma rocas mixtas donde las bandas claras son packstones y las oscuras son wackestones o mudstones

Después de haber explicado las dos etapas de la compactación se puede decir, que la sección estudiada se encuentra ubicada en la etapa número dos, en donde



producto de la misma reducción sustancial del espesor de los carbonatos lodosos y las transformaciones de carbonatos pobres en granos a carbonatos ricos en granos descritos por SHINN & ROBBIN (1983), favorecen y destacan los bandeamientos y laminaciones a lo largo de toda la sección estratigráfica.

En la sección estudiada queda evidenciado este proceso, por la presencia de grandes concentraciones de foraminíferos que generan láminas de colores claros, pequeños lentes de micrita, baja porosidad (< 4%), y la elevada consolidación de las rocas.

Otra forma de compactación encontrada, es la generación de cavidades que están relacionados directamente a una compactación inicial con entrapamiento de fluido, donde el mismo migra y el espacio es rellenado parcialmente o totalmente por un material cementante (fig.23.D).

#### **4.3.2.2.2. FOSFATIZACIÓN.**

Este proceso diagenético se presenta principalmente, como reemplazo neomórfico en la matriz, así como también en forma de material cementante, reemplazando parcial o totalmente fragmentos fósiles (peces, foraminíferos, etc.).

STOUFER (1993), señala que los minerales fosfáticos se generan principalmente cerca de la interfase agua-sedimento, por precipitación de las aguas intersticiales. El proceso de fosfatización es directamente dependiente de la temperatura, y de la surgencia de corrientes frías (upwelling), ricas en nutrientes, generadas a profundidades entre 200-300 metros. STOUFER (1993), también sugiere que en cuencas restringidas el fosfato puede precipitar, no en el interior de la cuenca sino en bordes donde las aguas son de pH relativamente ácido y con alto contenido de fosfato, mezclándose con aguas oxigenadas de plataforma circundantes.

FOLLMÍ *et al.* (1992), presenta tres posibles orígenes para las fosforitas del este colombiano:

- a) Como capas primarias (Formadas por acción bacterial).
- b) Como capas condensadas.
- c) Como capas alóctonas.

Para los dos últimos FOLLMI *et al.* (1992), las asocia con sistemas encadenados transgresivos (TST), y con la parte basal de los sistemas encadenados de alto nivel (HST). ERLICH (1999), señala que las fosforitas presentes en Los Andes venezolanos coinciden con la descripción de los dos últimos posibles orígenes señalados por FOLLMI.

Según JARVIS (1992), la precipitación diagenética de francolita (carbonato-fluorapatito) dentro de sedimentos anóxicos ocurre cuando el fosfato es liberado durante la degradación bacteriana de la materia orgánica, la disolución de restos de peces y/o reducción de hidróxidos férricos.

La oxidación diagenética temprana de la materia orgánica en sedimentos marinos puede ser descrita como una secuencia de reacciones mediadas por la acción microbacteriana. La oxigenación es termodinámicamente la reacción más favorecida, seguido consecutivamente por la desnitrificación y óxido reducción de manganeso, óxido reducción de hierro y sulfatos.

Para la sección de la quebrada Chiriría de la Formación La Luna, la presencia de fosfatos en restos de peces y matriz pueden ser asociados a ambientes disódico (aumento en las condiciones de oxigenación, manteniendo el carácter anódico), mientras que la precipitación diagenética de la francolita (aros de apatito) pueden ser explicados a través del producto la degradación bacteriana de la materia orgánica en sedimentos marinos anódicos en etapas diagenéticas tempranas (fig.23. E<sub>1</sub> y E<sub>2</sub>).

#### **4.3.2.2.3. SILICIFICACIÓN.**

Es uno de los procesos diagenéticos más importantes en los carbonatos lodosos de la Formación La Luna en la sección estudiada, donde es posible apreciar procesos de silicificación temprana en dos modalidades:

- Silicificación extensiva.
- Silicificación puntual (cristales de cuarzo autigénico).



Las silicificaciones extensivas se presentan principalmente en la parte superior de la sección, la cual se caracteriza por tener como litotipo principal carbonatos lodosos silicificados que presentan un espesor aproximado de 10 metros. Las mismas son referidas en la literatura con el nombre de Ftanita del Táchira. Hacia la parte media de la sección estratigráfica el proceso de silicificación se presenta como pequeños pulsos que generan laminaciones y bandeamientos en las rocas.

Las silicificaciones extensivas se pueden presentar como capas, bandas o láminas asociadas a una matriz arcillosa-carbonática, donde la misma empieza a ser reemplazada por sílice, generando una nueva matriz arcillosa-carbonática-silíceas la cual es la predominante en el litotipo superior de la sección denominado en este trabajo como carbonatos lodosos silicificados, el mismo proceso igualmente afecta a las cámaras, paredes fósiles y a algunas fracturas.

El proceso de silicificación puntual es escaso, concentrándose a lo largo de toda la sección en un porcentaje aproximado de 27%. La silicificación puntual representada por los cristales de cuarzo autigénico se distribuyen en forma aleatoria, concentrándose mayormente en la parte media de la sección la cual representa un intervalo de transición caracterizado por intercalaciones de capas de calizas, lutitas calcáreas y chert.

La silicificación puntual se presenta en proporciones no mayores al 1%, en cada litotipo lodoso definido. Los cristales de cuarzo poseen forma euedral a subeuedral, con caras bien definidas, dentro de una matriz carbonática, arcillosa y/o silícea. Los mismos poseen características ópticas comunes de los cuarzos y un tamaño que no supera las 90  $\mu$

Es importante señalar que en esta sistemática evaluación petrográfica mediante el muestreo cada 25 cm, no se encontraron evidencias de concentraciones silíceas de tipo orgánico (presencia de radiolarios en las secciones delgadas). Esta razón antes mencionada permite descartar que la fuente de sílice sea de origen orgánico, tal como ha sido reportado anteriormente en la literatura por diferentes autores, para explicar la presencia de capas de chert en la Formación La Luna.

Dos teorías podrían explicar una fuente de sílice (no orgánica) en tiempos diagenéticos muy tempranos:

La primera establece el desarrollo de montmorillonita-cristobalita y la posterior inversión de cristobalita a cuarzo  $\alpha$  (HEATH & MORBELY, 1971). La segunda explica que en etapas de litificación temprana, sedimentos lodosos ricos en arcilla del tipo montmorillonita y materia orgánica impregnados de fluidos marinos por procesos de compactación, drenan parcial y localmente iones de  $\text{Si}^{4+}$  (gel de sílice) y  $\text{Ca}^{2+}$ , (BOLES & FRANKS, 1979) pudiendo así generar proporciones menores de cuarzos autigénicos en asociación con arcillas del tipo montmorillonita texturalmente bien preservadas.

Es de destacar que los procesos de silicificación diagenética extensivos que llegan a alcanzar unos 10 metros de espesor en la sección total, deberían estar enriquecidos en materia orgánica en asociación con montmorillonita, capaz de absorber el gel de sílice de una suspensión coloidal desde las arcillas, y posteriormente liberarlo en el proceso de reducción de materia orgánica, en condiciones de disminución de la solubilidad de la sílice y del pH de la solución. (EMERY y RITTMBERG, 1952) (ZAPATA, 1983).

SIEVER (1962) y ZAPATA (1983) indican que la solubilidad de la sílice amorfa es reducida en presencia de materia orgánica. Igualmente, sugiere que la materia orgánica juega un rol importante en la precipitación de sílice acompañada con la disolución de  $\text{CaCO}_3$ .

Así, la asociación de arcillas tipo montmorillonita más materia orgánica son prospectivas para la formación de componentes silíceos, que podrán variar desde diminutos granos de cuarzos esparcidos en una matriz arcillosa-carbonática, hasta capas silíceas de aproximadamente 10 metros de espesor, en asociación con lodos carbonáticos en una secuencia que debió estar enriquecida en materia orgánica y que durante procesos diagenéticos tempranos alcanzó un alto grado de silicificación a partir de una arcilla tipo montmorillonita (ZAPATA, comunicación personal) (fig.24).

#### **4.3.2.2.4. PIRITIZACIÓN.**

Este proceso de reemplazo tiene lugar en ambientes marinos bajo condiciones diagenéticas tempranas altamente reductoras y ácidas. En la sección estudiada, la



pirita se presenta principalmente diseminada en la matriz, con estructura framboidal y con un tamaño aproximado que no supera las 30  $\mu$ , sugiriendo etapas cortas de desarrollo, dentro de sedimentos en sistemas anóxico de agua poral, justificando así su presencia en los diferentes litotipos lodosos de la Formación La Luna.

Se puede destacar que para la formación de sulfuro de hierro (pirita), se requiere la presencia de materia orgánica capaz de absorber el hierro en suspensión coloidal, y precipitarlo posteriormente por reducción de la materia orgánica.

#### 4.4. AMBIENTES DIAGENÉTICOS GEOQUÍMICOS.

BERNER (1981) propone una clasificación geoquímica de ambientes diagenéticos tempranos, en base a la presencia de minerales autigénicos diagnósticos, sedimentos característicos y concentraciones molares de oxígeno ( $O_2$ ) y sulfuro de hidrógeno ( $H_2S$ ) (fig.25).

AMBIENTE			CONCENTRACIÓN MOLAR		MINERALES AUTIGÉNICOS DIAGNÓSTICOS Y SEDIMENTOS CARACTERÍSTICOS
			[ $O_2$ ]	[ $H_2S$ ]	
Oxidante			$\geq 10^{-6}$	$< 10^{-6}$	Hematita, goethita, minerales de $MnO_2$ (no hay materia orgánica reactiva)
Anóxico	Sulfuroso	Estancado	$< 10^{-6}$	$\geq 10^{-6}$	Pirita, marcasita, rodocrosita, albandita, materia orgánica, $\delta^{34}S$ ligeros, no bioturbados
		Aguas con fondo oxigenado			$\delta^{34}S$ se tornan pesados y bioturbados
	No Sulfuroso	Post-oxidante (Suboxidante)	$< 10^{-6}$	$< 10^{-6}$	Glauconita y otros minerales de $Fe^{2+}$ - $Fe^{3+}$ , no sulfurosos (siderita, vivianita, rodocrosita), menor cantidad de materia orgánica
		Metánico	$< 10^{-6}$	$< 10^{-6}$	Siderita, vivianita, rodocrosita, mayor cantidad de materia orgánica

Tomado y modificado de BERNER (1981).

Figura 25. Clasificación Geoquímica de Ambientes Diagenéticos Temprano.

Según la clasificación de BERNER (1981), el ambiente diagenético geoquímico de la sección estudiada, se clasifica como ambiente anóxico, debido a la presencia de materia orgánica y de minerales autigénicos diagnósticos como pirita y siderita. Dentro de la clasificación antes mencionadas de ambientes diagenéticos geoquímicos, el ambiente anóxico se encuentra dividido en: a) sulfuroso, b) no sulfuroso. Ambos ambientes se desarrollan dentro de la sección, siendo el primero el más común por la presencia de pirita principalmente hacia la base, sin descartar la posibilidad de que los ambientes no sulfurosos sean pulsaciones dentro de la columna de agua, explicando así la poca presencia de siderita como material cementante hacia el tope de sección.

#### **4.5. PARAGÉNESIS.**

La paragénesis de las rocas sedimentarias es aquella en donde se organiza secuencialmente todos los procesos diagenéticos, tanto orgánicos como físico-químicos, en base a sus tiempos de ocurrencia (fig.26).

La sección estudiada, se desarrolló en una etapa de diagénesis temprana, la cual puede ser dividida en tres tiempos de ocurrencia. En el primer tiempo (T1) se desarrollan todos los procesos orgánicos, la cementación fibrosa y la piritización, además de iniciarse los procesos de compactación, cementación tipo bloque, neomorfismo y los procesos de silicificación y fosfatización.

Entre los procesos orgánicos se destacan los envoltorios micríticos, la formación de pellet y las horadaciones. Estos procesos diagenéticos se inician desde el primer momento en que comienza la depositación de los sedimentos.

Las precipitaciones químicas orgánicas producto de la acción bacterial originan una cobertera o envoltorio criptocristalino en cámaras de foraminíferos y en algunos fragmentos de bivalvos. Esta cobertera primaria de calcita magnesiana tiende a preservarse mientras que el aragonito se disuelve quedando así el envoltorio micrítico (ZAPATA, 1983).

Otros procesos orgánicos, de carácter esporádico en la sección estudiada, son la agregación de partículas sin estructura interna aparente y de forma elipsoidal (pellets) y la acción erosiva de organismos invertebrados (boring).



Paralelamente a los procesos orgánicos se desarrollan la compactación y los cementos fibrosos y de bloque. Los procesos físicos de compactación se desarrollan durante todos los tiempos de ocurrencia de la diagénesis, generando en un principio la pérdida de fluidos y posteriormente (desde el segundo tiempo de ocurrencia, T2) una reducción parcial del espesor de los carbonatos lodosos, transformando carbonatos pobres en granos, en carbonatos ricos en granos, consolidando así los bandeamientos y generando laminaciones a lo largo de toda la sección.

Entre los procesos físico-químicos carbonáticos se destacan la presencia del cemento fibroso y del cemento "bloque". El primero está asociado a las estructuras diagenéticas tempranas "cono en cono", y el segundo encontrándose dentro de las cámaras de los foraminíferos y en algunas fracturas.

Después de iniciados todos los procesos antes descritos, comienzan a desarrollarse el neomorfismo, la piritización (ambientes anóxicos), la fosfatización y la silicificación (ambientes disóxicos).

El neomorfismo conduce a una estabilización de la estructura cristalina de los fragmentos de bivalvos (sin alterar su composición original), en un primer momento de tipo homoaxial y posteriormente heteroaxial (la más predominante en la sección estudiada).

En ambientes diagenéticos altamente reductores comienzan a manifestarse los procesos de reemplazo por sulfuro de hierro, conocidos como piritización. Mientras que en ambientes disóxicos, producto de la degradación bacteriana de la materia orgánica en presencia de arcilla montmorillonita (ricas en Si y P), comienzan a desarrollarse los procesos de silicificación y fosfatización.







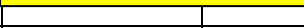





En el segundo tiempo de ocurrencia de la diagénesis (T2) se desarrolla la cementación de tipo drusa, se inicia la cementación de carbonato de hierro (siderita) y continúan los procesos de compactación, neomorfismo, fosfatización, silicificación y cementación tipo bloque.

La cementación tipo drusa está asociado a la porosidad del tipo vugular producto de la pérdida de fluidos durante la compactación. El otro tipo de cementación es la

del carbonato de hierro o siderita que se presenta asociado a ambientes anóxicos no sulfurosos (metánico).

Finalmente, en el tercer tiempo de ocurrencia de la diagénesis (T3), se presenta el desarrollo del cemento de sulfato de bario, las fracturas extensivas y continúan los procesos de compactación, fosfatización, silicificación y cementación de carbonato de hierro (siderita).

## DIAGÉNESIS TEMPRANA.

PROCESOS	Procesos Diagenéticos	TIEMPOS DIAGENÉTICOS TEMPRANOS		
		T1	T2	T3
PO	Envoltorios Micríticos + Boring			
PO	Formación de Pellets			
PFQNC	Piritización			
PFQNC	Fosfatización + Silicificación			
PFQC	Cemento Fibrosos			
PF	Compactación			
PFQC	Cemento Bloque			
PFQC	Cemento Drusa			
PFQC	Neomorfismo			
PFQC	Cemento de Carbonato de Hierro (Siderita)			
PF	Fracturas Extensivas			
PFQNC	Cemento de Sulfato de Bario			

PO: Procesos Orgánicos.

PFQC: Procesos Físico – Químicos Carbonáticos.

PFQNC: Procesos Físico – Químicos No Carbonáticos.

PF: Proceso Físico.

Figura 26. Tabla de Secuencia Paragenética.

## **V. ANÁLISIS QUÍMICO**

## **5.1. GENERALIDADES.**

Para la caracterización diagenética de los carbonatos lodosos de la Formación La Luna (Quebrada Chiriría) se utilizaron cualidades o atributos químicos de las rocas como herramientas de apoyo al estudio petrográfico realizado.

Este estudio se limita a rocas carbonáticas pelágicas, en las que posibles modificaciones diagenéticas han sido menores (RENARD, 1986) y por lo tanto su composición química es muy semejante a la original. Esta evaluación geoquímica comprende el análisis de los siguientes parámetros:

- Carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ).
- Carbono Orgánico Total (COT).
- Elementos mayoritarios (Ca, Si, P, Al).
- Elementos minoritarios (P, Al, Fe, Mg, Na).
- Elementos trazas (Mg, Na, Sr, Ba, Mn).
- Relaciones isotópicas ( $^{18}\text{O}$ ,  $^{13}\text{C}$ ).

El conocimiento exacto de la abundancia de estos componentes en las diferentes rocas, y en especial su evolución en el tiempo, suministra un criterio de división y correlación, además de permitir evaluar la incidencia de la diagénesis en la respuesta química.

## **5.2. CONTENIDO DE CARBONATO DE CALCIO ( $\text{CaCO}_3$ ).**

La producción de carbonatos varía como respuesta a cambios ambientales graduales, siendo la variación en la profundidad del agua el más significativo de una serie de factores ambientales tales como penetración de luz, oxigenación, temperatura, salinidad, aportes de nutrientes y el aporte detrítico (fig. 27).

La dispersión de los sedimentos es causada por el incremento en la influencia de los oleajes y las mareas.

La importancia del contenido de carbonato de calcio radica en que este servirá de base para realizar correlaciones con otras herramientas quimioestratigráficas.

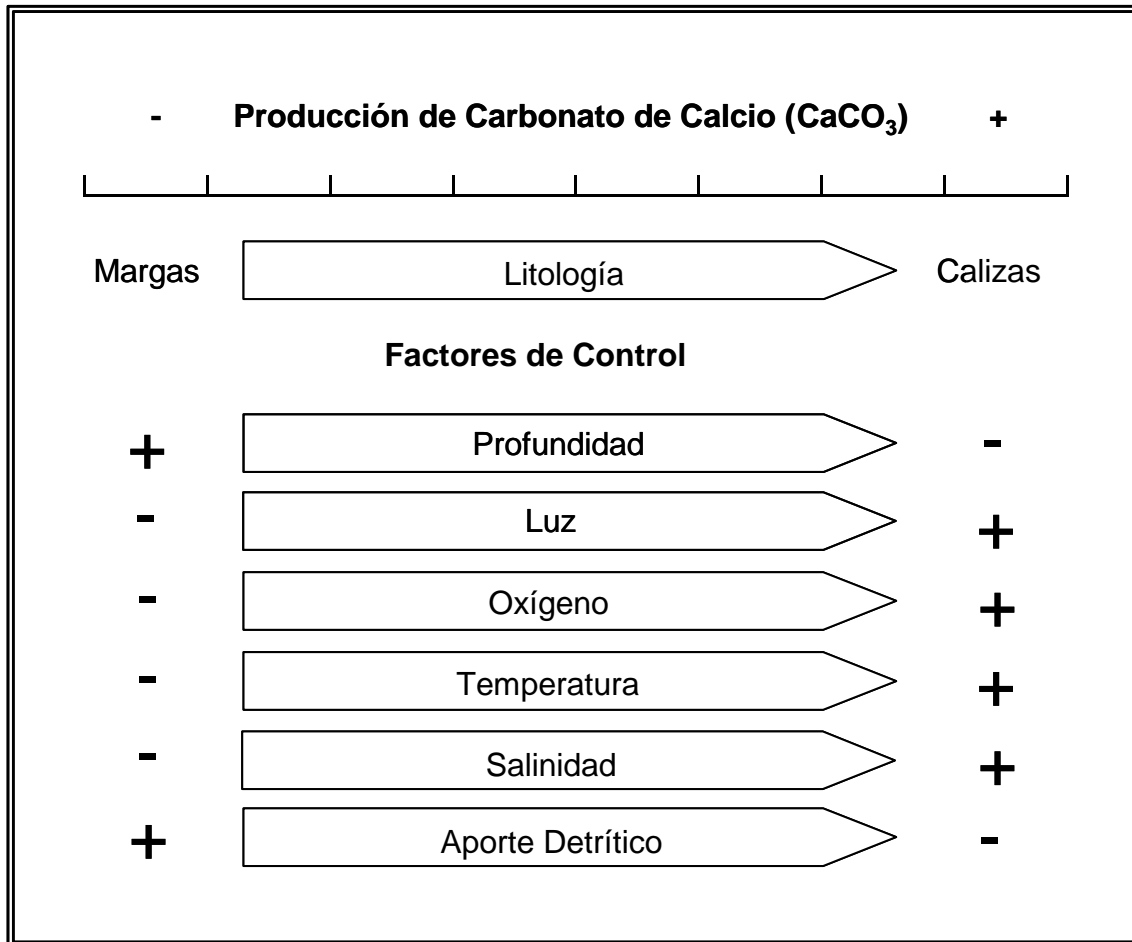


Figura. 27. Factores de control en la producción de Carbonato de Calcio.

Tomado y modificado de SPENCE y TUCKER (1999)

### 5.2.1. DISTRIBUCIÓN PORCENTUAL DEL CaCO<sub>3</sub>

Dependiendo de la concentración de CaCO<sub>3</sub> obtenido, cada muestra de roca se ha clasificado (modificado de REY 2000, en prensa) como:

- Caliza: 80 - 100 %
- Caliza Margosa: 60 – 80 %
- Marga: < 60 %
- Roca silicificada: < 30 %

Los valores porcentuales de carbonato de calcio en la sección de estudio, indican que las margas son las rocas de mayor predominancia en la columna estratigráfica, representando cerca del 48%, seguidas por calizas margosas con 20%, y en menor proporción las calizas con 7%. El restante 25% representa rocas

con un comportamiento químico diferente debido a que están muy silicificadas (procesos extensivos y episódicos que afectaron fósiles y/o matriz).

El contenido de carbonato de calcio (fig. 29) tiende a ser relativamente bajo en la zona inferior de la columna estratigráfica (unidad de lutitas calcáreas), mientras que en la zona intermedia los valores de  $\text{CaCO}_3$  son más altos (calizas) con disminuciones episódicas debido a la presencia de algunas margas y de litologías afectadas por procesos de silicificación (laminaciones o bandeamientos).

Hacia el tope de la sección estudiada los valores de carbonato de calcio se hacen muy bajos debido a que fueron más pronunciados los procesos de silicificación (unidad de carbonatos lodosos silicificados).

### 5.2.2. CONTENIDO DE $\text{CaCO}_3$ POR UNIDAD LITOLÓGICA DE CAMPO

El valor promedio de  $\text{CaCO}_3$  por cada unidad litológica informal definida en campo (fig. 28) muestra una disminución del contenido de carbonatos hacia la base debido a la predominancia de litologías margosas y una disminución muy importante hacia el tope explicada principalmente por los procesos de silicificación extensivos que afectaron estas rocas.



Figura. 28. Distribución del  $\text{CaCO}_3$  por unidad litológica de campo

- **Unidad de Lutitas Calcáreas:** la parte basal de la sección estudiada se caracteriza por poseer principalmente capas de margas (79%)



intercaladas en menor proporción con capas de calizas margosas y calizas (16 y 5% respectivamente). El valor promedio de carbonato de calcio en esta unidad (49%) es relativamente bajo debido al predominio de las litologías margosas.

En este intervalo, las condiciones ambientales son las causantes de la baja producción de carbonato de calcio (margas). Esta fue afectada principalmente por un aumento en la profundidad de las aguas y condiciones muy restringidas de baja circulación y oxigenación (en donde el desarrollo de la fauna béntica fue escasa), tal como lo sugieren las relaciones isotópicas ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ) y los altos valores de carbono orgánico total (COT) obtenidos para esta unidad.

- **Unidad Intermedia:** en este intervalo litológico predominan las margas (35%) alternando con calizas margosas (24%), y en menor proporción con calizas (10%). El valor promedio del carbonato de calcio en esta unidad es de 61,33% sin incluir los intervalos silicificados.

En esta unidad comienzan los episodios de bajo contenido de carbonato de calcio asociados a procesos de silicificación (laminaciones o bandeamientos) que afectaron a las rocas. Estas muestras silicificadas representan un 31%, contribuyendo con el bajo contenido de  $\text{CaCO}_3$  registrado en esta unidad (42%).

Esta unidad refleja un cambio en las condiciones depositacionales, indicando el paso de condiciones profundas y poco oxigenadas a condiciones más someras y relativamente mejor oxigenadas, también indicadas por las relaciones isotópicas ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ) y los bajos valores de COT obtenidos para esta unidad.

- **Unidad de Carbonatos Lodosos Silicificados:** la parte superior de la sección se caracteriza por presentar valores de carbonato de calcio que no supera el 65%, donde las calizas margosas y las margas representan el 38%, las calizas están ausentes y los carbonatos silicificados representan el 62%. Estos valores en el contenido de carbonato de



calcio son muy bajos (22%) debido a extensos procesos de silicificación que han afectado a los carbonatos primarios.

### 5.3. CONTENIDO EN CARBONO ORGÁNICO TOTAL (COT)

En los sedimentos y rocas sedimentarias se encuentra una gran diversidad de compuestos orgánicos. Este contenido de material orgánico puede ser determinado mediante análisis químico y puede ser representada como COT (carbono orgánico total) (ver Anexo 1 y 2). El COT puede dar un indicio de la capacidad generadora de la roca.

<b>COT (%)</b>	<b>CAPACIDAD GENERADORA</b>
0 – 0,5	POBRE
0,5 – 1,0	MODERADA
1,0 – 2,0	BUENA
2,0	MUY BUENA

El COT está integrado por moléculas pequeñas solubles en solventes orgánicos denominadas Bitumen o MOE materia orgánica extraíble (constituye 5-10% del COT), y por material orgánico insoluble denominado Kerógeno, que consiste de moléculas grandes y es el precursor del petróleo. La cantidad, calidad y maduración termal del kerógeno, determinan la capacidad generadora de la roca.

La presencia de carbono orgánico en los sedimentos y rocas va a estar controlada en parte por el ambiente de depositación y por la abundancia o riqueza orgánica de las aguas superficiales (fig. 30). Es decir, altos porcentajes de COT implica la existencia de una abundante productividad orgánica en aguas superficiales y la existencia de condiciones anóxicas de las aguas de fondo que permitan la preservación de la materia orgánica.

El contenido de materia orgánica en las rocas carbonáticas o lutíticas varían normalmente entre 0,1% y 1%, alcanzando valores muy superiores en los episodios anóxicos en los que el valor medio es del orden de 6 a 9% (ARTHUR y SCLANGER, 1979; JENKYNS, 1985). Estos episodios anóxicos corresponden a intervalos en los que se depositaron en el conjunto de los océanos materiales

anormalmente ricos en materia orgánica, que se expresan también en una anomalía en los isótopos estables de carbono (JENKYNS y CLAYTON, 1986).

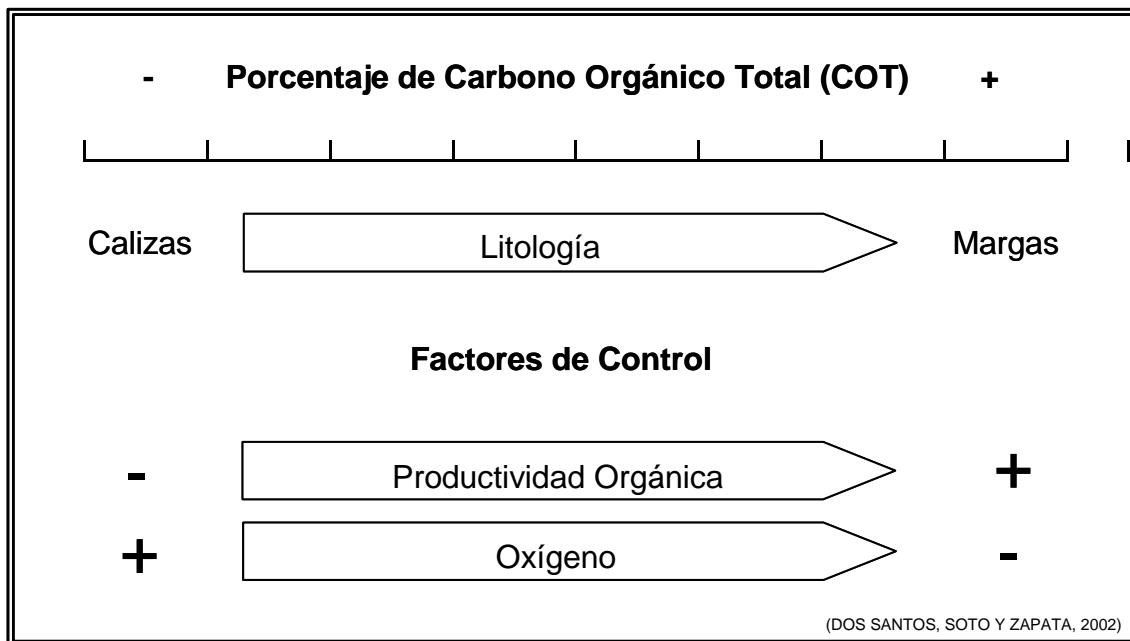


Figura. 30. Principales factores de control en la presencia de Carbono Orgánico Total.

### 5.3.1. DISTRIBUCIÓN PORCENTUAL DEL COT

El porcentaje de COT no supera el 6 % en toda la sección estudiada, con un promedio general de 1,79%. Los valores de COT tienden a ser mayores hacia la parte inferior de la columna estratigráfica y esporádicamente altos desde la parte intermedia hacia el tope (Fig. 31).

El intervalo Coniaciense-Santoniense temprano se caracteriza por poseer altos valores de COT coincidentes con el tercer evento anóxico global (OEA3) registrado a finales del Cretácico.

La Formación la Luna es conocida mundialmente como roca madre por excelencia en el mundo. En la sección estudiada, el porcentaje de COT determinado da un indicio de su capacidad generadora. Se observa que el porcentaje promedio de COT (1,79%) registrado para toda la columna estratigráfica entra dentro del rango del 1 y 2% que debe tener toda roca para considerarse que posee una capacidad



generadora buena, mientras que su sección basal poseería una muy buena capacidad generadora al registrar valores superiores al 2%.

### 5.3.2. RELACIONES PORCENTUALES ENTRE COT Y $\text{CaCO}_3$

Los niveles de correspondencia entre los valores porcentuales promedios de COT y  $\text{CaCO}_3$  se reflejan en la siguiente gráfica (fig. 32):

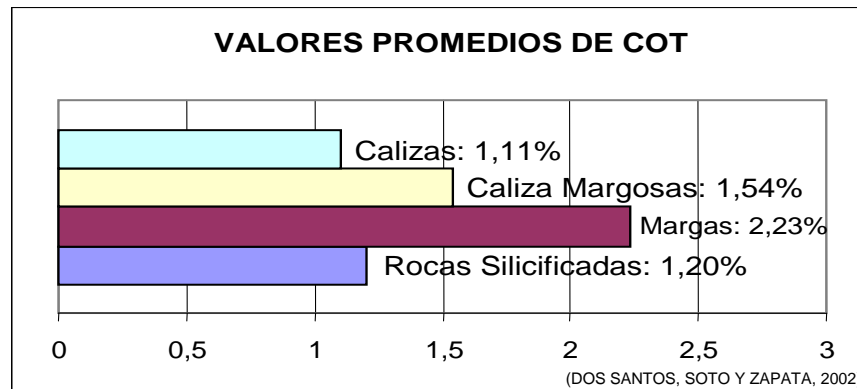


Figura. 32. Distribución del Carbono Orgánico Total (COT) por litología.

La comparación mostrada señala que altos valores de COT corresponden con bajos valores de  $\text{CaCO}_3$  (margas), mientras que bajos valores de COT corresponde con altos valores de  $\text{CaCO}_3$  (calizas). Esta relación inversa entre los valores de COT y  $\text{CaCO}_3$  es debido principalmente a que las margas tienden a acumular mayor cantidad de materia orgánica ya que representan condiciones depositacionales más restringidas que las calizas. Es importante señalar que las rocas silicificadas poseen bajos valores de COT (aunque mayor que las calizas) indicando posiblemente una pérdida de la señal química (por diagénesis), ya que estas muestras debieron poseer suficiente materia orgánica necesaria para que los procesos de silicificación fueran extensivos.

### 5.3.3. CONTENIDO DE COT POR UNIDAD LITOLÓGICA DE CAMPO.

La distribución del porcentaje de COT en la columna estratigráfica muestra características propias para cada unidad litológica informal definidas en campo (fig. 33). La unidad inferior posee valores promedios altos de COT (2,14%)

coincidentes con una mayor depositación de litologías margosas en contraste con la siguiente unidad litológica que registra valores algo más bajos de COT (1,46%) asociados con la depositación de litologías más calcáreas. La unidad de carbonatos lodosos silicificados registra un aumento en el promedio general de COT reflejado principalmente en las pocas muestras no silicificadas, sugiriendo que las restantes rocas silicificadas debieron poseer originalmente altos valores de COT.

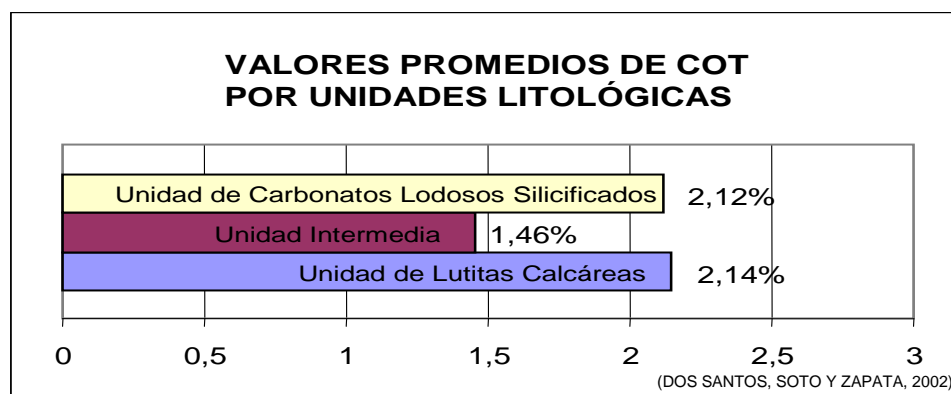


Figura. 33. Distribución del contenido de COT por unidad litológica de campo

- **Unidad de Lutitas Calcáreas:** el nivel inferior de la Formación La Luna, en la sección de la Quebrada Chiriría, está caracterizada por poseer los valores más altos en cuanto a contenido de COT, donde las margas poseen un valor promedio de 2,34%, con valores que no sobrepasan el 6%.

Este intervalo con altos valores de COT son indicativos de la existencia de condiciones de fondo anóxicas y de una alta productividad orgánica superficial, lo cual permitieron la preservación de la materia orgánica favorecidas también por una mayor depositación de sedimentos margosos. Estas condiciones ambientales parecen coincidir con el evento anóxico global (AEO3) registrado a finales del Cretácico.

- **Unidad Intermedia:** la siguiente unidad litológica se caracteriza por presentar una disminución en el contenido de COT, en donde el promedio general es de 1,46%.

La acumulación y preservación del carbono orgánico en estas rocas se ve afectada por condiciones de fondo menos anóxicas que favorecieron la depositación de las calizas. También los procesos de silicificación posiblemente impidieron la preservación de la señal química original de las rocas.

- **Unidad de Carbonatos Lodosos Silicificados:** la parte superior de la sección estudiada posee valores promedios de COT de 2,12%, representando un incremento en comparación con la unidad anterior.

Aunque existieron condiciones de fondo oxigenadas (presencia de abundantes bénticos), este incremento del carbono orgánico en las rocas podría estar indicando la previa existencia de una alta productividad orgánica que favoreció la presencia de la materia orgánica necesaria para los posteriores procesos diagenéticos de silicificación extensivos que afectaron las rocas.

#### 5.4. COMPONENTES MAYORITARIOS.

Los elementos mayoritarios son aquellos que se encuentran en un tenor mayor al 1 % en peso de la roca, a diferencia de los elementos minoritarios que se encuentran entre valores de 1 y 0,1 %. Los elementos traza son aquellos donde su peso dentro de la roca está por debajo del 0,1 %, y suelen ser reportados en ppm (partes por millón).

Entre los elementos mayoritarios de interés en nuestro estudio destacan el calcio, sílice, aluminio y fósforo (los dos últimos también se comportan como elementos minoritarios) los cuales son expresión de los componentes principales de las rocas estudiadas.

- **Calcio (Ca):** representa el componente marino de las rocas, cuya distribución debe ser muy semejante al  $\text{CaCO}_3$ .
- **Sílice (Si):** el contenido de sílice de cada roca está relacionada con la presencia de materiales de:
  - a) origen detrítico: como cuarzos, feldespatos y arcillas,

b) origen biogénico: como radiolarios,

c) y origen autigénico (silicificaciones puntuales y extensivas).

- **Aluminio (Al):** este elemento es asociado principalmente con las arcillas y con otros materiales detríticos como los feldespatos. Se le utiliza como indicador del comportamiento detrítico en las rocas.
- **Fósforo (P):** indicativo de paleoproductividad. La abundancia de fósforo está asociada con productividad marina no carbonática y se les asocia con corrientes de surgencia (upwelling).

#### 5.4.1. DISTRIBUCIÓN DE LOS COMPONENTES MAYORITARIOS.

Los principales componentes de las rocas estudiadas son: carbonatos, arcillas, sílice, materia orgánica y fosfatos.

El contenido de carbonato de calcio de una roca puede también representarse por el porcentaje de calcio (Ca). Su distribución es muy semejante al  $\text{CaCO}_3$ , con tendencia a disminuir de base a tope, con valores que no superan el 38% y con promedio general de 17,37%.

La distribución del componente silíceo de las muestras estudiadas también es muy variable a lo largo de toda la columna estratigráfica, pero al contrario del contenido de Ca, tiende a aumentar de base a tope, con valores que no sobrepasan el 45% y con promedio general de 20,49%. El contenido de sílice de cada roca está relacionado con la presencia de materiales arcillosos o autigénicos (silicificaciones).

Para conocer el comportamiento en la distribución de las arcillas se utiliza como guía el porcentaje de aluminio (Al). Este elemento no supera el 4%, teniendo como promedio general 1,08%, siendo más abundante hacia la parte inferior de la sección estudiada.

Otro elemento mayoritario de importancia es el fósforo (P). El contenido de fósforo tiene como promedio general 0,9%, con valores siempre menores al 3% y con tres intervalos fosfáticos excepcionales que poseen valores entre 7 y 13% (fosforitas).

La distribución de la presencia de materia orgánica en toda la sección puede ser observada a través del carbono orgánico total (%COT).

En la figura 35 se observa la buena correspondencia (relación inversa) entre los valores de Ca y Si representando los dos principales componentes de las rocas estudiadas: los carbonatos y las arcillas respectivamente. También se observa una buena relación entre el Al y Si (ambos representan el componente arcilloso) principalmente hacia la parte inferior de la columna que no ha sido afectada por procesos de silicificación.

### 5.4.2. COMPARACIÓN ENTRE ELEMENTOS MAYORITARIOS Y $\text{CaCO}_3$

El comportamiento de los elementos mayoritarios según el contenido de carbonato de calcio se observa en el siguiente gráfico (fig. 34):

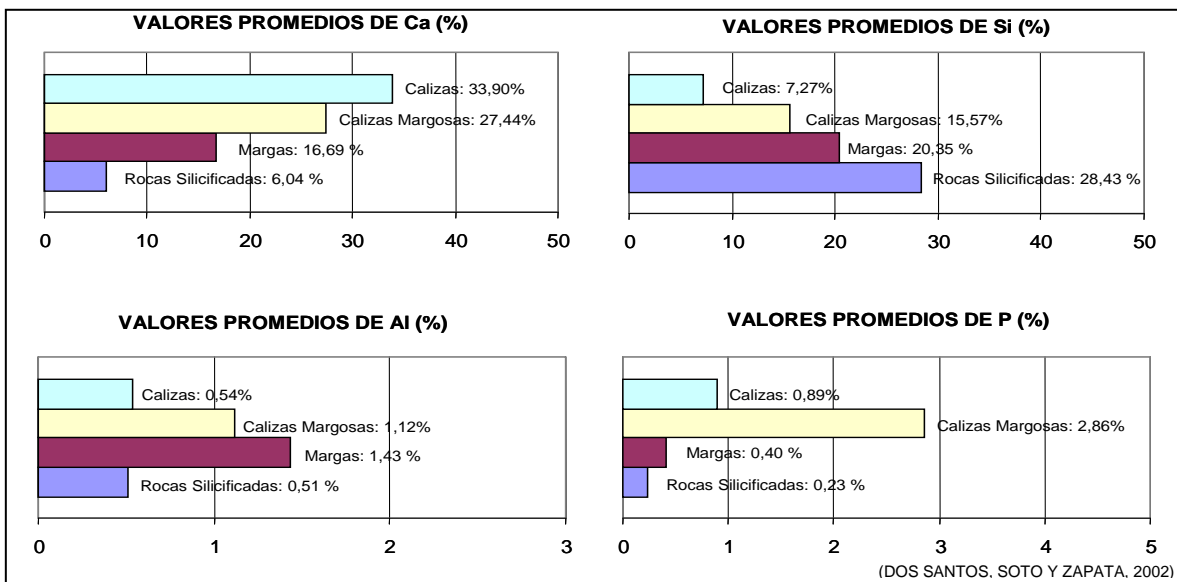


Figura. 34. Distribución de los Elementos Mayoritarios por litología.

Se observa que las litologías más carbonáticas poseen lógicamente los mayores porcentajes de calcio y los menores porcentajes de sílice y aluminio, mientras que en las rocas margosas esta relación se invierte. El contenido fosfático de estas rocas tiende a ser mayor en las litologías más carbonáticas, en especial las calizas margosas. En cuanto a las rocas silicificadas, se puede observar un





comportamiento diferente, en donde el alto contenido de sílice no viene acompañado de altos valores de aluminio, indicando que durante los procesos de silicificación existió una pérdida de calcio y posiblemente un “agotamiento” de aluminio y de fósforo (con valores menores a las margas).

### 5.4.3. DISTRIBUCIÓN DE ELEMENTOS MAYORITARIOS POR UNIDAD LITOLÓGICA DE CAMPO.

La distribución de los componentes mayoritarios, según cada unidad litológica informal definida en campo (fig. 36), refleja una disminución del porcentaje promedio de calcio de base a tope y por consiguiente una aumento en los porcentajes promedios de sílice y aluminio.

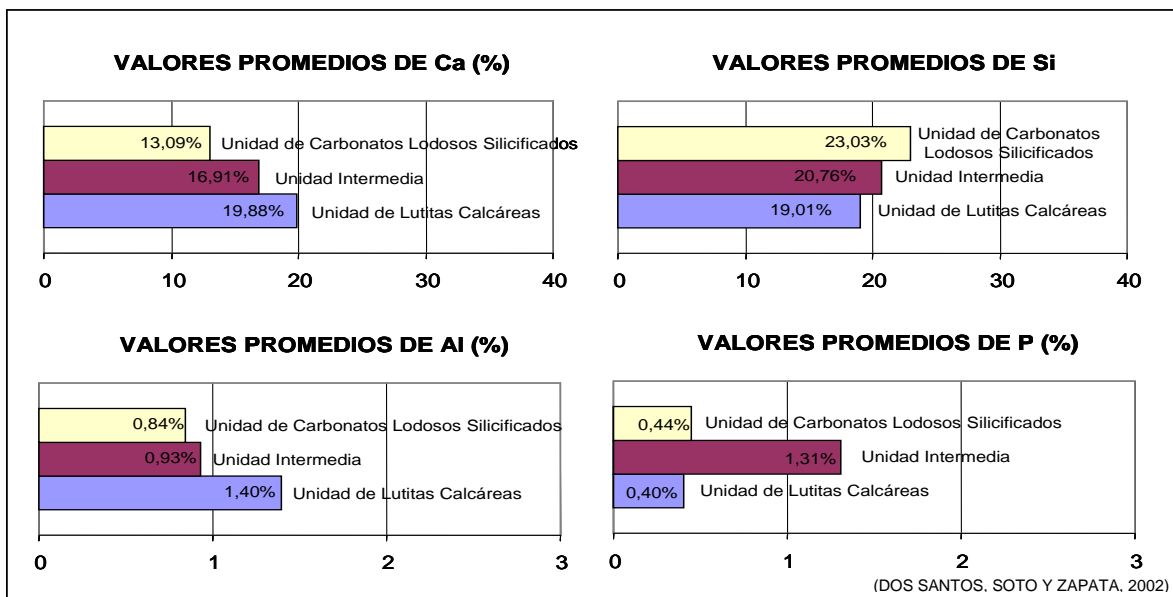


Figura. 36. Distribución de los Elementos Mayoritarios por unidad litológica de campo

- Unidad de Lutitas Calcáreas:** la parte basal de la sección estudiada posee los mayores valores promedios de calcio, aluminio y COT (materia orgánica), con los más bajos promedios de sílice y fósforo. También se observa que los valores de aluminio y sílice correlacionan muy bien indicando que el contenido silíceo está asociado principalmente con las arcillas.

- **Unidad Intermedia:** en esta unidad disminuyen los valores promedios de calcio, aluminio y COT, con un aumento en el contenido de fosfato y sílice. El contenido de Ca disminuye debido a la pérdida de carbonato de calcio durante los procesos de silicificación. La disminución de Al y el aumento de Si coincide con la presencia de los intervalos de silicificaciones antes nombrados. La mayor presencia de fosfato es indicativa de una alta productividad orgánica no carbonática (específicamente restos de peces) y posiblemente de la presencia de corrientes de surgencia (upwelling).
- **Unidad de Carbonatos Lodosos Silicificados:** se caracteriza por la disminución de todos los valores promedios de calcio, aluminio y fósforo, con el consiguiente aumento de los valores de Si. Esto se debe a que los procesos de silicificación fueron mas intensos que en el intervalo anterior.

## 5.5. ISÓTOPOS ESTABLES.

Se denominan núclidos a las diversas especies atómicas caracterizadas por sus números atómico y másico. Los núclidos isotópicos o isótopos de un elemento químico son especies atómicas en los que el núcleo contiene el mismo número de protones, pero diferente número de neutrones. Entre los isótopos se pueden diferenciar dos tipos muy diferentes: los estables y los radiactivos. Los primeros son los que permanecen con la misma estructura atómica a lo largo del tiempo, mientras que los radiactivos son los que sufren, a partir del momento de su formación, un proceso de desintegración hasta alcanzar formas más estables.

Entre los isótopos estables de interés en este estudio destacan los isótopos del oxígeno ( $^{18}\text{O}$ ) y del carbono ( $^{13}\text{C}$ )

- **Isótopos del Oxígeno**

El oxígeno se presenta en la naturaleza bajo una forma dominante  $^{16}\text{O}$  (99,76%) y otros dos isótopos minoritarios  $^{17}\text{O}$  (0,04%) y  $^{18}\text{O}$  (0,2%). Debido a su abundancia

y a la diferencia de masa la razón isotópica que se utiliza es la  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , expresadas en partes por mil con respecto a un estándar mundial.

La señal isotópica originaria ( $\delta^{18}\text{C}$ ) de un fósil o de una roca sedimentaria depende de varios factores (fig. 37):

a) *Salinidad*: los valores de  $\delta^{18}\text{C}$  aumentan al hacerlo la salinidad y son mínimos en las aguas dulces. En medios pelágicos la salinidad tiende a mantenerse constante, siendo de gran interés en medios cerrados o en medios marinos someros en donde no es afectada por la entrada de aguas dulces y/o por evaporación.

b) *Efecto vital*: se refleja en cambios pequeños de la composición isotópica de diferentes géneros o especies con caparazón calizo. Los valores entre dos especies diferentes a lo largo de una sección estratigráfica presentan valores paralelos.

c) *Efecto glacial*: está relacionado con el desigual contenido en isótopos del agua de los océanos, del vapor de agua de las nubes, del agua de lluvia y del hielo de los glaciares. La relación global del  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  en la superficie de la Tierra es constante, de manera que un crecimiento de los casquetes glaciales trae consigo la concentración de isótopos más ligeros y un aumento de la misma relación en el agua de los océanos. Una alternancia de períodos glaciales e interglaciales implicará cambios de las razones isotópicas del agua, que además son reflejos de cambios cíclicos de los sedimentos depositados en dichos períodos en condiciones de equilibrio isotópico. Los cambios del  $\delta^{18}\text{O}$  en una sección estratigráfica de materiales pelágicos estarán preferiblemente ligados al efecto glacial y a los cambios de temperatura. También el efecto glacial tiene incidencia en los cambios relativos del nivel del mar.

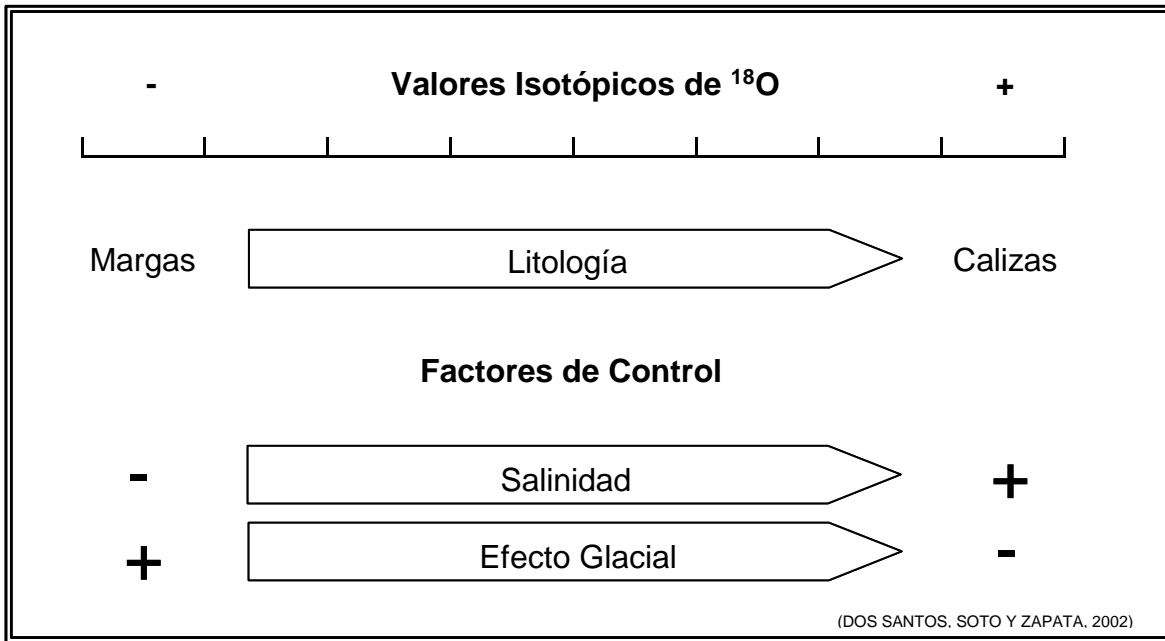


Figura. 37. Principales factores de control en los Isótopos de Oxígeno

- **Isótopos del Carbono**

La razón isotópica utilizada es la  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ , expresadas en partes por mil con respecto a un estándar mundial. La distribución estratigráfica del  $\delta^{13}\text{C}$  depende de varios factores (fig. 38):

- El efecto vital:* los valores absolutos del  $\delta^{13}\text{C}$  para cada especie de organismos son diferentes entre sí, aunque sigue existiendo paralelismo entre todas las curvas.
- Materia orgánica:* un alto contenido de materia orgánica lleva consigo un aumento del  $\delta^{13}\text{C}$  en los sedimentos que se depositan. Los conocidos episodios anóxicos, caracterizados por alto contenido de materia orgánica, se corresponden con un máximo en el  $\delta^{13}\text{C}$ .
- Cambios relativos del nivel del mar:* existe un paralelismo entre las curvas de variaciones del  $\delta^{13}\text{C}$  y las curvas de cambios relativos del nivel del mar. En los períodos de alto nivel del mar la superficie y la biomasa continental se reducen, lo que conlleva una reducción de aportes nutritivos de procedencia continental al océano, que trae como

consecuencia un aumento del  $\delta^{13}\text{C}$ . Una transgresión quedará reflejada en cambios positivos del  $\delta^{13}\text{C}$ , mientras que una regresión se reflejará en cambios negativos.

- d) *Otros factores:* cambios del  $\delta^{13}\text{C}$  pueden reflejar: fluctuaciones de biomasa de los continentes inducidas por cambios climáticos y/o evolutivos, incendios forestales de grandes dimensiones, cambios en la circulación oceánica que influyan en la distribución de las masas más o menos ricas en materia orgánica.

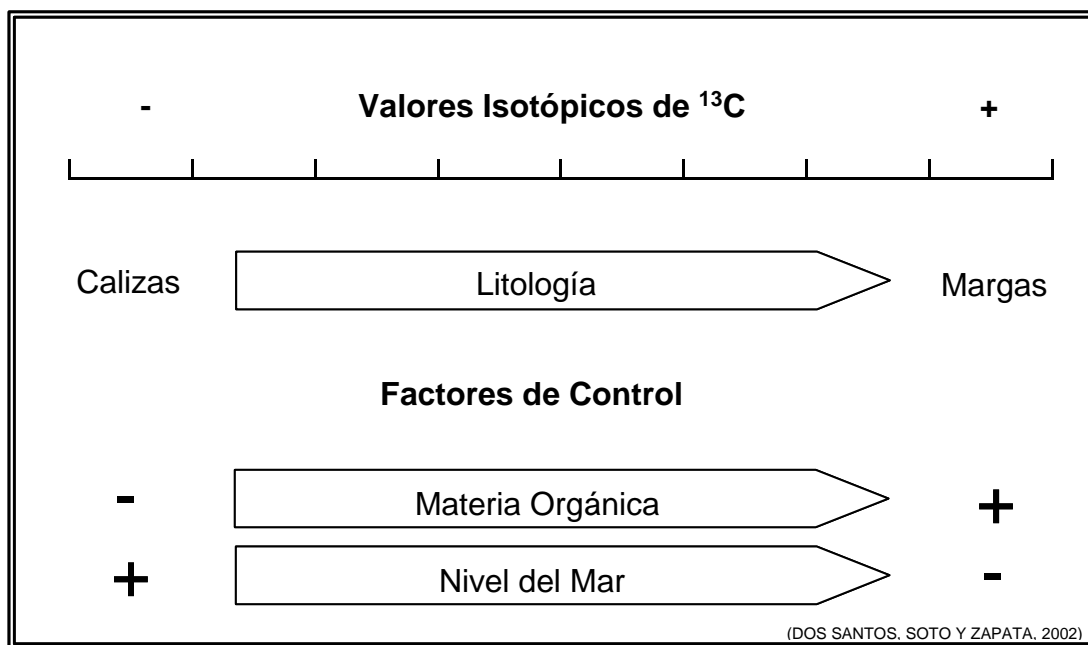


Figura. 38. Principales factores de control en los Isótopos de  $^{13}\text{C}$ .

### 5.5.1. DISTRIBUCIÓN DE LA COMPOSICIÓN ISOTÓPICA.

Las relaciones isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  obtenidos poseen un rango de variación entre  $-13$  y  $-15\text{‰}$ , con promedio generalizado de  $-9,6\text{‰}$ , caracterizándose por presentar una ligera tendencia a poseer valores más negativos (livianos) de base a tope, interrumpida temporalmente hacia la parte intermedia de la sección (fig. 39).

Las relaciones isotópicas de carbono carbonático se caracteriza por tener como promedio general de  $-3,6\text{‰}$  a lo largo de la columna estratigráfica, en donde los



valores varían entre  $-12$  y  $-1\%$ . En cambio, los valores isotópicos de  $\delta^{13}\text{C}$  orgánico muestran un rango de variación entre  $-45$  y  $-25\%$ , con promedio de  $-29,9\%$ .

Al realizar una comparación gráfica (fig. 39) entre las relaciones isotópicas de oxígeno y el contenido de carbonato de calcio, se puede apreciar la existencia de una buena correspondencia entre ellas, en donde altos valores de  $\text{CaCO}_3$  correlacionan muy bien con altos valores de  $\delta\text{O}^{18}$ .

Las relaciones de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  son correlacionables de manera inversa con las relaciones de  $\delta^{18}\text{O}$  y con el porcentaje de  $\text{CaCO}_3$ , en donde altos valores de  $\text{CaCO}_3$  (y  $\delta^{18}\text{O}$ ) reciben una fuerte respuesta del  $^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ .

Las relaciones de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  no muestran una clara correlación con las relaciones de  $^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ . Intervalos de cambios fuertes en la tendencia de estos isótopos (valores muy livianos) están estrechamente relacionados con los intervalos de bajo  $\text{CaCO}_3$  asociados con las silicificaciones.

### 5.5.2. COMPARACIÓN ENTRE ISÓTOPOS Y $\text{CaCO}_3$

A continuación se presenta un gráfico comparativo (fig. 40) entre el contenido de carbonato de calcio y los valores promedios de las relaciones isotópicas de oxígeno y carbono:

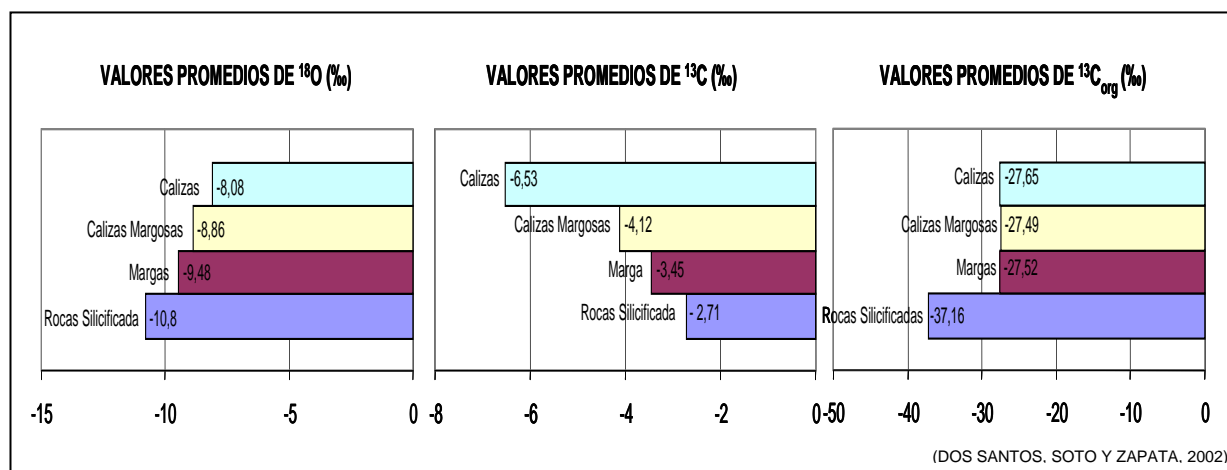


Figura. 40. Distribución de los valores promedios de los isótopos de oxígeno y carbono (carbonático y orgánico) por litología.



En el gráfico anterior, se observa que el rango de variabilidad isotópica está directamente relacionado con el tipo de sedimento o roca. Se observa que las litologías más carbonáticas poseen valores de isótopos de oxígeno más pesados y valores de isótopos de carbono (tanto carbonático como orgánico) más livianos propios de ambientes “mejor oxigenados”, mientras que las litologías margosas muestran un comportamiento inverso debido a que están asociados a ambientes restringidos en oxígeno.

Las rocas muy silicificadas poseen valores de isótopos de oxígeno y carbono carbonático desplazados (propios de episodios anóxicos), mientras que posee valores de carbono orgánico anómalos.

### 5.5.3. DISTRIBUCIÓN ISOTÓPICA POR UNIDAD LITOLÓGICA DE CAMPO

La distribución isotópica por unidades litológicas (fig. 41) definidas en campo demuestran que la unidad basal (lutitas calcáreas) es el intervalo más anóxico de la sección estudiada. Valores promedios anómalos de carbono orgánico en las siguientes unidades destacan la presencia de los intervalos de silicificación extensiva.

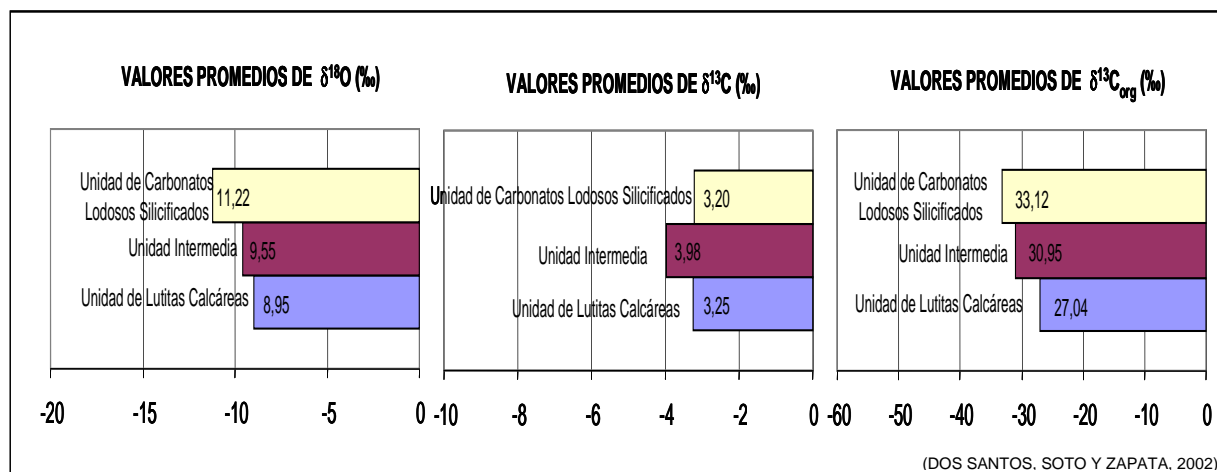


Figura. 41. Distribución de las razones isotópicas por unidad litológica de campo.

- **Unidad de Lutitas Calcáreas:** esta unidad basal, posee los valores promedios de isótopos de oxígeno (-8,95‰) y de carbono orgánico

(-27,04‰) menos negativos (pesados) de toda la sección estudiada, además de poseer un valor promedio en los isótopos de carbono 13 carbonáticos (-3,25‰) más pesado que la siguiente unidad litológica.

La tendencia mostrada por los isótopos pueden estar indicando una elevación del nivel del mar (transgresión) durante la depositación, con la presencia de condiciones anóxicas.

- **Unidad Intermedia:** en esta unidad disminuyen (o se hacen más livianos) los valores promedios de todos los isótopos ( $^{18}\text{O}$ : -9,55‰;  $^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ : -3,98‰;  $^{13}\text{C}_{\text{org}}$ : -30,95‰).

Si se excluyen las rocas silicificadas, los valores promedios en los isótopos de oxígeno y carbono carbonático (-8,13‰ y -4,23‰, respectivamente) estarían indicando el paso a condiciones de mejor oxigenación favoreciendo la producción de litologías más carbonáticas (y el desarrollo de fauna béntica), posiblemente debido a una somerización o caída del nivel del mar (regresión). Sin embargo, la presencia de intervalos de altos valores de COT (principalmente hacia la parte superior) y de silicificaciones estaría indicando episodios de mayor agotamiento de oxígeno necesarios para la preservación de materia orgánica.

- **Unidad de Carbonatos Lodosos Silicificados:** el tope de la sección se caracteriza por continuar con la disminución en los valores promedios de los isótopos de oxígeno (-11,22‰) y de carbono orgánico (-33,12‰), mientras que aumenta o se hace menos negativo el valor promedio de los isótopos de carbono carbonático (-3,20‰).

Durante este intervalo debieron prevalecer condiciones de mejor oxigenación en el fondo (presencia de abundantes bénticos), posteriores a episodios de abundante productividad orgánica en condiciones anóxicas. La presencia de corrientes de surgencia permitió la oxigenación de las aguas de fondo, favoreciendo la descomposición de

la materia orgánica y creando las condiciones necesarias para los posteriores procesos de silicificación.

## **5.6. PROCESOS DIAGENÉTICOS.**

En este estudio, el interés se basa en algunos elementos trazas y minoritarios (Sr, Mg, Na, Ba, Fe y Mn) que permitan delimitar el grado diagenético que afecta a las rocas.

El conjunto de los valores de los elementos trazas está controlado por factores paleoceanográficos y paleoclimáticos, así como por posibles actividades hidrotermales y cambios en los aportes de sedimentos.

Entre los elementos mayoritarios el calcio es determinante para la evaluación diagenética, en la que las relaciones elementales (Sr/Ca, Mg/Ca, Na/Ca, Ba/Ca, Fe/Ca y Mn/Ca), permiten cuantificar la incidencia de la diagénesis. Los otros elementos se utilizan para cuantificar interpretaciones relacionadas con el clima, fuente de aporte, condiciones reductoras, etc.

- ***Estroncio (Sr)***

El Sr coprecipita con la calcita y el aragonito, y se modifica durante la diagénesis en los materiales marinos someros, permaneciendo constante en los pelágicos. El contenido de Sr en los sedimentos pelágicos actuales viene controlado por la salinidad, los aportes continentales y los flujos hidrotermales.

Los valores absolutos de Sr en las rocas carbonáticas han ido cambiando con el tiempo. Para el Eoceno medio – Cretácico tardío los valores medios están entre 500 y 1000 ppm, mientras que el Coniaciense posee valores inferiores a 500 ppm, ascendiendo durante en Turoniense y Cenomaniense (RENARD, 1987).

La relación Sr/Ca es de gran interés en el estudio quimioestratigráfico, ya que puede detectar episodios de cambios en los océanos, correlacionables a larga distancia. Cambios bruscos en la relación de Sr/Ca se producen ligados con los cambios del nivel del mar (RENARD, 1987). En los momentos de máximo nivel del mar aumenta el valor de la citada relación en el agua oceánica y disminuye

notablemente en los sedimentos que se depositan. Por el contrario, en los episodios regresivos disminuye la relación en el agua de mar y aumenta en los sedimentos. Los valores de la relación Sr/Ca muestran un paralelismo con respecto a los valores de  $\text{CaCO}_3$  e isótopos de oxígeno, pero la variación que pueda sufrir la relación Sr/Ca es comparada sobre la base de la calcita biogénica. En los sedimentos marinos esta relación varía desde  $0,07 \times 10^{-2}$  (precipitados inorgánicos) a  $0,19 \times 10^{-2}$  (fangos de globigerinas), siendo siempre inferiores a los valores del agua oceánica ( $0,86 \times 10^{-2}$ ). (RENARD 1985, 1986)

La calcita diagenética tiende a tener baja relación Sr/Ca en comparación con la calcita biogénica. Las muestras de fósiles con Sr/Ca > 0,9 (ppm/%) poseen isótopos de Sr originales y por lo tanto baja alteración diagenética. (BRALOWER, 1997).

- **Manganeso (Mn):**

El contenido de Mn en los carbonatos varía de 500 ppm a 4000-5000 ppm y está controlado por las condiciones de oxidación-reducción del fondo de la cuenca y de las concentraciones de manganeso del agua de mar. En medios reductores el Mn coprecipita con los carbonatos en menor proporción que en los medios oxidantes, por lo que en estos aumenta el contenido del Mn. Entre los factores que regulan el contenido de Mn en el agua de mar está el vulcanismo, y principalmente la acción de soluciones hidrotermales. Los máximos valores de Mn pueden ligarse a etapas de actividad hidrotermal activa, mientras que los mínimos de Mn se relacionan muy probablemente con etapas carentes de actividad hidrotermal y con condiciones, del fondo de la cuenca, oxidantes.

La relación Mn/Ca puede ser elevada en la calcita diagenética en comparación con la calcita biogénica. Las muestras de fósiles con Mn/Ca  $\approx 0$  no están alterados (BRALOWER, 1997).

- **Magnesio (Mg):**

El contenido de Mg en los carbonatos pelágicos posee valores normalmente comprendidos entre 600 y 1500 ppm, desde el Aptiense medio hasta la actualidad.

- **Bario (Ba):**

Los sedimentos ricos en materia orgánica (lutitas negras) están enriquecidas en Bario, expresando condiciones ambientales reductoras. Alto contenido en Ba está relacionado con alta productividad primaria.

Las muestras de fósiles con Ba/Ca  $\approx 0$  no están alteradas (BRALOWER, 1997).

- **Hierro (Fe):**

Uno de los factores dominantes son los aportes de influencia continental. Sedimentos ricos en materia orgánica poseen bajo Fe.

La relación Fe/Ca puede ser elevada en la calcita diagenética en comparación con la calcita biogénica (BRALOWER, 1997).

- **Sodio (Na):**

Está relacionado con el componente detrítico (arcillas). Se le utiliza en correlación con el Al, Ti, Fe y K para determinar variaciones en la fuente detrítica.

La relación Na/Ca sigue el mismo patrón que el Sr/Ca. Las muestras de fósiles con Na/Ca  $\geq 8$  (ppm/%) presentan baja alteración diagenética (BRALOWER, 1997).

### **5.6.1. INFLUENCIA DE LA DIAGÉNESIS EN LOS CARBONATOS.**

Cambios en la relativa abundancia de metales como Sr, Fe, Mn, Na y Ba (con respecto al contenido de calcio) con un incremento en el contenido carbonático puede ser usado para evaluar la diagénesis de carbonatos.

Antes de realizar la evaluación de la diagénesis mediante estos elementos químicos, se hace necesario observar el comportamiento de cada uno de ellos con respecto a la litología (fig. 42).

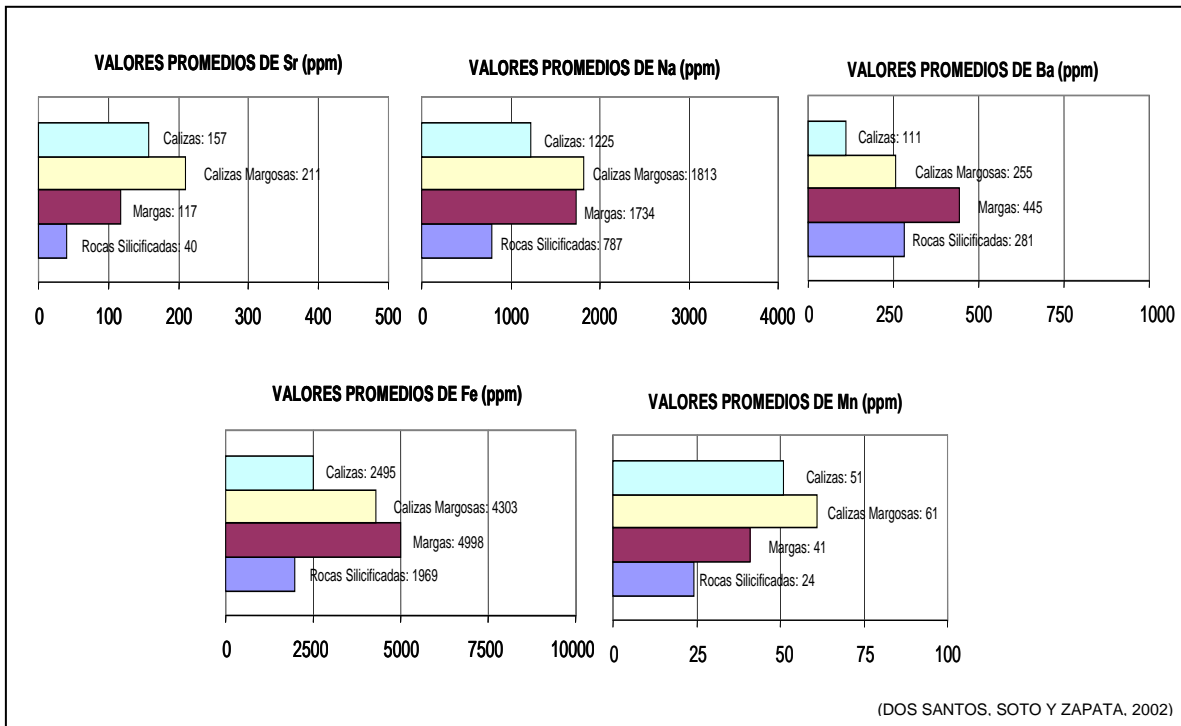


Figura. 42. Distribución de los Elementos Trazas por litología.

En el gráfico mostrado anteriormente, la distribución de cada elemento químico en la sección estudiada es la siguiente (fig. 43):

- El estroncio (Sr) tiende a poseer mayores valores en las litologías más carbonáticas.
- El sodio (Na), bario (Ba), hierro (Fe) tienden a ser mayores en las litologías margosas.
- Las calizas margosas tienden a acumular de manera importantes todos estos elementos químicos, en especial el Sr, Na y Mn.
- Las rocas silicificadas poseen bajas concentraciones de todos los elementos (a excepción de Ba).
- Previo a los intervalos silicificados, se observan fuertes excursiones positivas de estos elementos trazas.



Para evaluar la influencia de la diagénesis se observó el comportamiento de las relaciones elementales Sr/Ca, Na/Ca, Ba/Ca y Mn/Ca, obteniéndose los siguientes resultados (fig. 44):

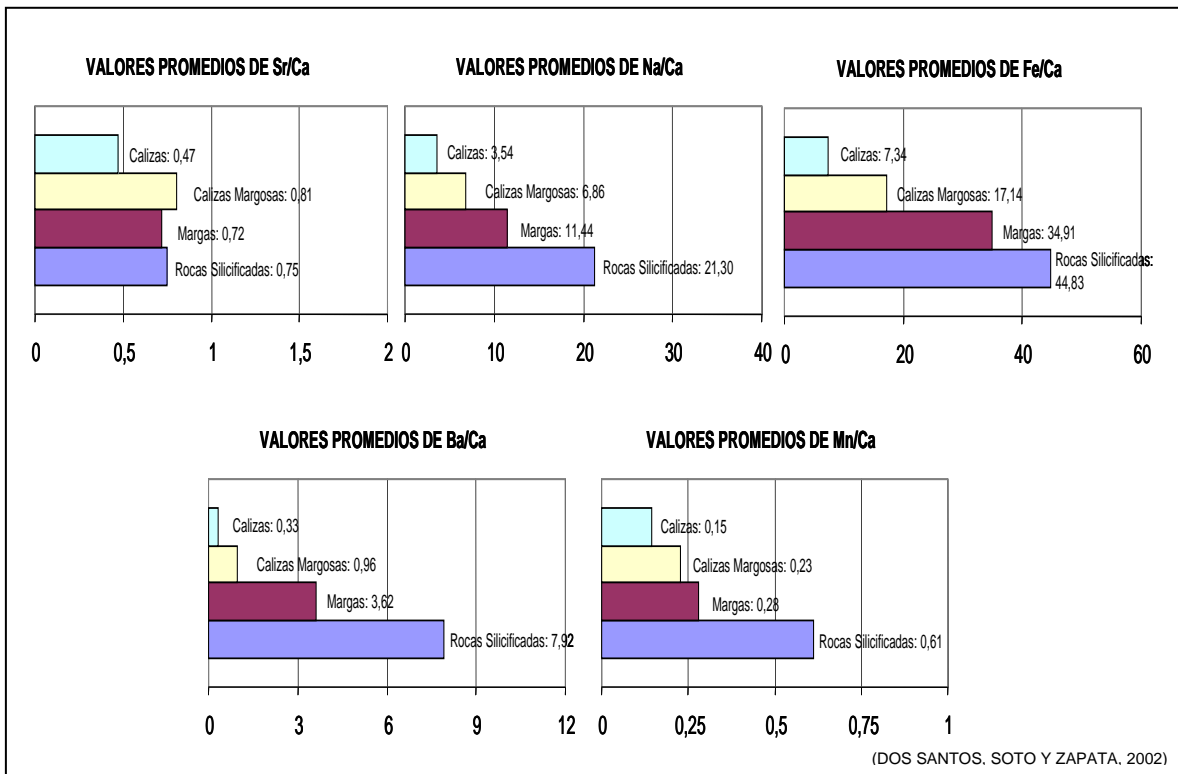


Figura. 44. Distribución de las Relaciones Elementales por litología.

- En la figura 45 se observa una buena correspondencia entre todas estas relaciones elementales (y también con la litología), indicando que la respuesta química no ha sido alterada durante la diagénesis (temprana) sufrida por las rocas de la sección estudiada.
- Igualmente, la presencia de intervalos de silicificados no altera la señal química. Gráficamente se observa que fuertes cambios en las relaciones elementales son correlacionables entre sí y que descartan la presencia de una diagénesis que impidan la interpretación de los datos obtenidos.
- Al realizar una comparación entre la cantidad de minerales minoritarios y traza con respecto al calcio (relaciones elementales/Ca) se observa que





existe una mayor abundancia de estos elementos en las rocas silicificadas con respecto a las litologías margosas.

- Pequeñas variaciones en la relación Sr/Ca pueden estar relacionadas con la actuación de procesos diagenéticos de disolución y reprecipitación de calcita, que tienden a discriminar el Sr.
- Pequeñas variaciones en la relación Na/Ca, Ba/Ca, Fe/Ca, Mn/Ca pueden estar relacionados con procesos diagenéticos asociados con las arcillas y la materia orgánica, recordando la capacidad de esta última de absorber estos elementos. La degradación de la materia orgánica y la posible migración de fluidos por compactación pueden influir en estas variaciones.

### **5.6.2. PRESIÓN DE CO<sub>2</sub>**

Dos valores de presión de CO<sub>2</sub> para cada muestra de roca se obtuvieron de forma indirecta durante el proceso de obtención de los valores isotópicos de oxígeno y carbono.

Los valores de presión de CO<sub>2</sub> carbonático se obtuvieron a través de los isótopos de oxígeno y carbono carbonático. Para la obtención de estos isótopos se debe separar el contenido carbonático de una muestra generando el CO<sub>2</sub> al reaccionar con el ácido fosfórico (ver Anexos 1 y 2). Esto ocasionará que a mayor porcentaje de carbonatos (calizas) se genere más CO<sub>2</sub>. En la figura 46, se observa una muy buena correlación entre la presión de CO<sub>2</sub> y el CaCO<sub>3</sub>.

Los valores de presión de CO<sub>2</sub> orgánico se obtuvieron a través de los isótopos de carbono 13 orgánico. En este caso, se debe separar el contenido orgánico de una muestra generando CO<sub>2</sub> (ver Anexos 1 y 2), obteniéndose mayores presiones al existir mayor material orgánico reactivo. Al realizar una comparación gráfica entre la presión de CO<sub>2</sub> y el % COT se observa una buena correlación.

Estos valores de presión de CO<sub>2</sub> obtenidos pueden ser usados para confirmar u obtener de forma indirecta los valores porcentuales de contenido carbonático y de contenido orgánico en una muestra.



En las rocas silicificadas, los bajos valores de presión de CO<sub>2</sub> (carbonático) obtenidos se explican por el bajo contenido de CaCO<sub>3</sub> presentes en estas rocas. Durante la diagénesis, la pérdida de carbonato de calcio a favor de los procesos de silicificación trajo consigo una disminución en el contenido de CO<sub>2</sub> carbonático que posiblemente afectó a los isotópicos, obteniéndose valores isotópicos propios de margas y de ambientes anóxicos que contrastan con la presencia de abundante fauna béntica propios de condiciones de fondo oxigenados.

### **5.6.3. INFLUENCIA DE LA DIAGÉNESIS EN LA RELACIONES ISOTÓPICAS**

Bajos valores de isótopos de oxígeno son comunes en rocas carbonáticas marinas (en diagénesis temprana) que están asociadas (o contienen evidencia de previa asociación) con materia orgánica. Esto ha sido explicado por baja salinidad y elevada temperatura durante la diagénesis de enterramiento; cristalización o recristalización bajo condiciones de agotamiento de oxígeno 18 en solución debido al influjo de aguas meteóricas o diagénesis de silicatos (presencia de arcillas o rocas ígneas); o modificación diagenética del agua de poros debidos a la descomposición de la materia orgánica en la zona de reducción por sulfato (SASS 1991).

La presencia de abundante materia orgánica en condiciones anóxicas y la influencia de procesos diagenéticos relacionados con arcillas, justifican los bajos valores registrados en los isótopos de oxígeno y carbono.

Sin embargo, esta diagénesis sufrida por las rocas de esta sección, no es una evidencia de fuerte alteración de la señal isotópica. Esto se puede comprobar en la existencia de una buena correspondencia entre los isótopos de oxígeno y carbono (fig.47), y en la buena correlación entre estos, la litología expresada en el contenido de carbonato de calcio y la relación Sr/Ca.

También es importante señalar que los procesos de silicificación de estas rocas parecen haber desplazado aún más a los valores isotópicos. La influencia de estos procesos se refleja en valores isotópicos correspondientes a margas y a episodios anóxicos (valores livianos de oxígeno y pesados de carbono) que no coinciden con la evidencia petrográfica (abundante fauna béntica) de condiciones mejor



oxigenadas de las aguas de fondo. Esta respuesta isotópica junto con los bajos valores de carbonato de calcio y los valores muy livianos de carbono orgánico ofrecen una buena herramienta de correlación y de identificación de posibles intervalos de silicificación.

#### **5.6.4. INFLUENCIA DE LA DIAGÉNESIS EN EL CONTENIDO ORGÁNICO.**

La presencia de materia orgánica en una roca puede verse disminuida por la presencia de procesos diagenéticos asociados con sílice (dilución por siliciclastos o por procesos de silicificación).

Mediante los análisis petrográficos se observaron que los procesos de silicificación extensivos (que afectan a foraminíferos y/o la matriz) están relacionados con una fuerte respuesta en la relación geoquímica de carbono 13 orgánico.

Estos valores anómalos en los isótopos de carbono orgánico también están relacionados con bajos valores en el contenido de COT y de  $\text{PCO}_{2\text{org}}$ . La necesaria presencia de materia orgánica para iniciar los procesos de silicificación y la presencia de altos valores de bario (Ba) relacionados con paleoproduktividad primaria no parecen concordar con los bajos valores de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  y COT registrados en estas muestras de rocas. Esto sugiere la existencia de una alta acumulación de material orgánico en los sedimentos, siendo disminuida posteriormente por oxigenación de las aguas de fondo debido a episódicas corrientes de surgencia (que explican la presencia de fauna béntica) y por la descomposición de la materia orgánica necesaria durante los procesos de silicificación.

Por lo tanto, los procesos de silicificación han alterado estas señales químicas, ocasionando una disminución del COT y un desplazamiento de los valores isotópicos de carbono orgánico.

Al realizar una comparación entre la relación de Si/Al y las relaciones de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  (fig. 48), se observa que altos valores de Si/Al coinciden con los valores más bajos (anómalos) en estos isótopos. Altos valores de Si/Al también están relacionados con alta paleoproduktividad orgánica (como radiolarios). (DAVID y PRATT, 1999) Variaciones en la relación Si/Al implica una combinación de factores de control comunes para ambos elementos (Si-Al). Bajos valores de Si/Al son indicativos de



que la sílice es de origen detrítica, mientras que altos valores de Si/Al puede indicar la presencia de una sílice de origen biogénica (como radiolarios) o la presencia de cambios en la distribución de tamaños (como limos ricos en sílice contra arcillas ricas en aluminio)(DAVID y PRATT, 1999).

En este estudio se sugiere un origen diagenético de la sílice asociada con la presencia de arcilla montmorillonita/esmectita, por lo que la relación Si/Al, en nuestro caso, refleja procesos de silicificación extensiva. Los altos valores en la relación de Si/Al pueden ser utilizadas como diagnóstico de la presencia de procesos de silicificación en las rocas.

## **5.7. INTERVALOS QUIMIOESTRATIGRÁFICOS**

La agrupación de las rocas estudiadas en base a características litoestratigráficas y geoquímicas comunes entre sí, permiten dividir la sección de la Quebrada Chiriría en tres intervalos quimioestratigráficos.

### **5.7.1. INTERVALO I**

Se localiza en la parte inferior de la sección estudiada y se corresponde con la unidad litológica informal de lutitas calcáreas.

Antes de definir las condiciones ambientales que afectaron la depositación deben considerarse los siguientes aspectos observados en este intervalo:

- a) Litología: la presencia de litologías margosas observadas en este intervalo puede ser indicativa de mayores profundidades relacionadas, a su vez, con baja penetración de luz y corrientes de fondo bajas en oxígeno.
- b) Petrografía: la presencia de litologías lodosas pueden implicar un estancamiento en circulación de las aguas. La presencia de pirita observada por SEM estaría indicando ambientes geoquímicos anóxicos con características sulfurosas (con presencia de H<sub>2</sub>S).
- c) Foraminíferos: la ausencia o baja cantidad de foraminíferos béticos estaría indicando condiciones anóxicas y sulfurosas, posiblemente



debido a una mayor profundidad del fondo marino o agotados en oxígeno.

- d) COT: los mayores valores de carbono orgánico observado en este intervalo son debidos a una alta producción primaria y a una buena preservación de la materia orgánica, en condiciones restringidas anóxicas ayudadas por la depositación de litologías margosas.
- e) Isótopos: la tendencia de los isótopos, en general, muestran posiblemente la existencia de una trasgresión o elevación del nivel del mar, con condiciones de baja oxigenación.

Tomando en cuenta todos estos factores podemos concluir la existencia de un ambiente de depositación transgresivo con condiciones de fondo profundas, restringidas y anóxicas (y sulfurosas) que permitieron la preservación de la materia orgánica.

Este intervalo coincide con el evento anóxico oceánico global AEO3 registrado durante el Coniaciense-Santoniense (fig.49).

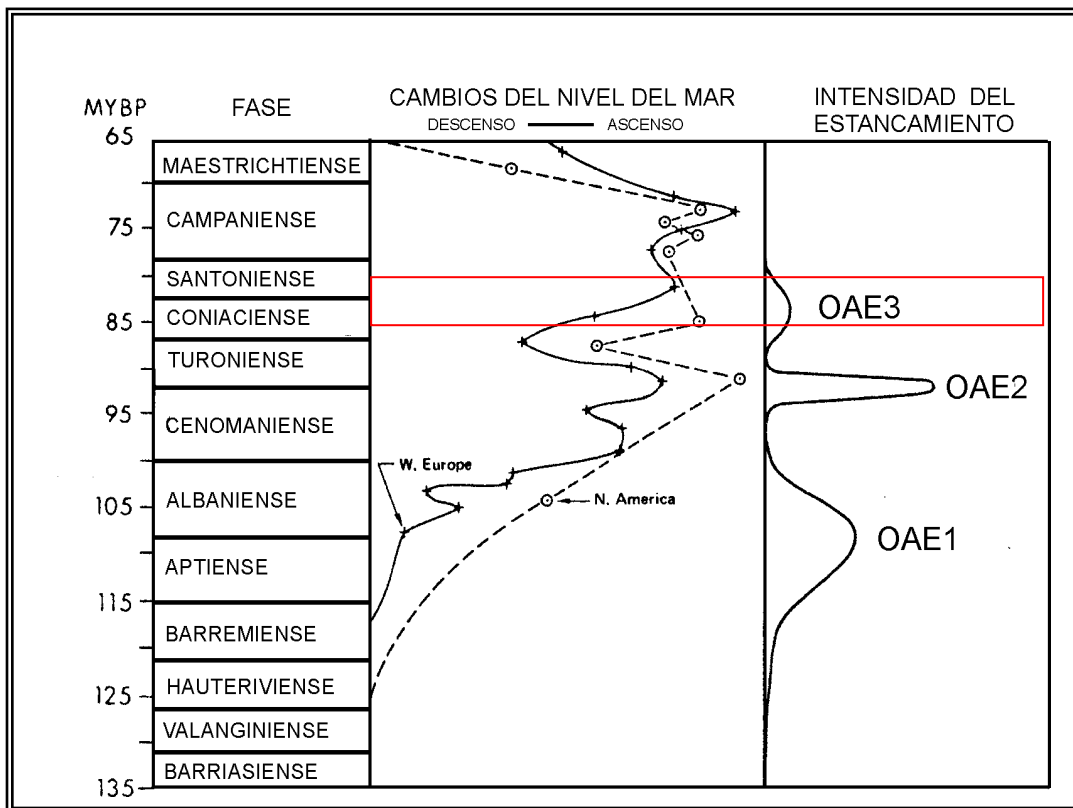


Figura. 49. Eventos oceánicos anóxicos globales. Tomado de ARTHUR & SCHLANGER (1979).

El desarrollo de este intervalo anóxico fue favorecido por:

- Una transgresión marina local que afecta al occidente del Venezuela durante el Cretácico Tardío (PARNAUD, 1995 y ERLICH, 1999) y regional, coincidente con el evento anóxico AEO3 (ARTHUR & SHLANGER, 1979), que favoreció el desarrollo de facies pelágicas.
- La depositación en una cuenca restringida (Surco de Uribante) y la existencia de barreras paleobatimétricas importantes (Macizos de Santa Marta y de Santander, Bloque de Paraguaná, y los “ancestrales” Andes de Mérida) que causaron pobre circulación y oxigenación de la cuenca (ERLICH, 1999; JARPA, 2000; MACELLARI y DEVRIES, 1987).

### **5.7.2. INTERVALO II**

Se localiza en la parte intermedia de la sección estudiada y corresponde con la unidad litológica informal de transición.

Las características litológicas y geoquímicas de las rocas observadas en este intervalo son las siguientes:

- a) Litología: la litología de campo es de calizas intercaladas con lutitas calcáreas y chert, predominado hacia el tope las calizas. Esto es indicativo de un cambio ambiental transicional a condiciones menos restringidas que favorecieron la depositación de las calizas.
- b) Petrografía: presencia de carbonatos lodosos con laminaciones silicificadas (fósiles y matriz) que son episódicas al igual la presencia de restos de peces y procesos de fosfatización.
- c) Foraminíferos: el incremento de foraminíferos bénticos indica la presencia de condiciones de fondo relativamente mejor oxigenadas.
- d) COT: la disminución del contenido de carbono orgánico coincide con un paso a condiciones menos profundas y mejor oxigenadas que favorecieron la formación de las calizas. Igualmente, procesos de silicificación pudieron contribuir en la disminución del COT.
- e) Elementos mayoritarios: se observa un incremento de Si asociado a los procesos de silicificación. La mayor presencia de fosfato es indicativo de

una alta productividad orgánica no carbonática (específicamente restos de peces) y de la presencia de corrientes ascendentes (upwelling).

- f) Elementos minoritarios y trazas: en intervalos previos a las silicificaciones y al Intervalo III, se observa la fuerte presencia de estos elementos, enriquecimiento (en las arcillas) que puede estar relacionado con incremento de la actividad volcánica.
- g) Los isótopos de oxígeno y carbono carbonático estarían indicando el paso a condiciones mejor oxigenadas que favorecieron la aparición de fauna béntica.

Todos estos factores permiten sugerir la existencia de un ambiente de depositación con condiciones de fondo mejor oxigenados, posiblemente somero, consistente de una primera etapa regresiva seguida posiblemente de una etapa transgresiva (hacia el tope). El desarrollo de este intervalo fue favorecido por:

- Condiciones depositacionales más someras que implicaron la interrupción del evento anóxico oceánico (AEO3), que junto a la presencia de corrientes de surgencia permitieron una mejor oxigenación de la cuenca favoreciendo la depositación de calizas y el desarrollo de fauna béntica.
- La misma geometría de la cuenca, específicamente la depositación en un borde pudo favorecer la presencia de corrientes de surgencia, siendo mas intensas en profundidades más someras.
- El posible incremento en la actividad volcánica, al oeste de la zona de depositación durante este intervalo pudo influir en un enriquecimiento de la matriz arcillosa en sílice (cenizas desvitrificadas), fosfato y elementos trazas, creando las condiciones favorables para los eventos de silicificación.

### **5.7.3. INTERVALO III**

Se localiza en la parte superior de la sección estudiada y corresponde con la unidad litológica informal de carbonatos lodosos silicificados.

Las características litológicas y geoquímicas de las rocas de este intervalo pueden ser resumidas de la siguiente manera:

- a) Litología: presencia de carbonatos lodosos silicificados.
- b) Petrografía: fuerte incidencia de los procesos de silicificación extensivos.
- c) Foraminíferos: la abundancia de foraminíferos bénticos indica la presencia de condiciones de fondo relativamente mejor oxigenadas.
- d) COT: altos valores de COT en las muestras no silicificadas indican condiciones de alta productividad orgánica y no de la presencia de condiciones de fondo anóxicas, ya que la abundancia de fauna béntica indica mejores condiciones de oxigenación que pueden asociarse a las corrientes de surgencia. La degradación de la materia orgánica por estas corrientes y los posteriores procesos de silicificación explican los bajos valores de COT en las rocas silicificadas.

Estas características quimioestratigráficas sugieren la depositación de abundante materia orgánica (alta productividad orgánica) previa a condiciones de fondo mejor oxigenados propiciadas por corrientes de surgencia de carácter episódico.

El desarrollo de este intervalo fue favorecido por la existencia, al oeste de la zona de depositación, de un arco volcánico que contribuyó como fuente de materiales volcánicos y de sílice junto a la arcilla montmorillonita necesarios para los posteriores procesos diagenéticos de silicificación.



## **VI. CONCLUSIONES.**

## 6.1. CONCLUSIONES.

Los sedimentos lodosos carbonáticos de la Formación La Luna, en la sección de la Quebrada Chiriría, están constituidos por arcilla del tipo montmorillonita, lodo carbonático y materia orgánica.

Se puede considerar que en la mayoría de las evidencias diagenéticas de la Formación La Luna en la sección de la Quebrada Chiriría, indican una diagénesis temprana dada principalmente por los procesos de piritización, fosfatización, silicificación y los diferentes tipos de cementos encontrados.

A las rocas de la sección estudiada se asocian procesos diagenéticos tempranos de silicificación entre los que destacan:

- a) Silicificación puntual (cuarzos autigénicos) distribuidos aleatoriamente en algunas secciones delgadas.
- b) Silicificación extensiva, con espesores de hasta 10 metros, localizada hacia la parte media y tope de la sección (Ftanitas del Táchira).

La fuente propuesta para la generación de la sílice, en esta secuencia, está directamente relacionada a la arcilla del tipo montmorillonita en su asociación con materia orgánica. En el estudio sistemático (muestreo cada 25 cm.) no se encontraron evidencias de concentraciones silíceas de tipo orgánico (Ftaníticos).

La generación de la sílice se enmarca dentro de un proceso temprano donde sedimentos lodosos ricos en arcilla tipo montmorillonita en asociación con materia orgánica junto a procesos de litificación temprana, liberan el gel de sílice amorfo necesarios para los procesos de silicificación antes descritos.

La materia orgánica interviene en este proceso como un agente capaz de absorber la sílice en suspensión coloidal, y posteriormente al ser oxidada, ayuda en la disminución del pH de la solución, generando la disolución local de carbonatos y finalmente ayuda en la precipitación de la sílice.

Se clasificaron 56 muestras de rocas (muestreo cada metro) en base al contenido de carbonato de calcio ( $\text{CaCO}_3$ ), obteniéndose: calizas (7%), calizas margosas (20%), margas (48%) y rocas silicificadas (25%)

Las margas (<60% CaCO<sub>3</sub>) se caracterizan por poseer altos valores de COT, de sílice (Si) y aluminio (Al), de isótopos de oxígeno livianos, isótopos de carbono pesados, altos valores de Na, Ba y Fe, y bajos valores de Sr, Mn. Están asociados a ambientes restringidos.

Las calizas (>80% de CaCO<sub>3</sub>) poseen características químicas opuestas a las margas, con bajos valores de COT, sílice (Si) y aluminio (Al), altos valores de calcio, con isótopos de oxígeno pesados, isótopos de carbono livianos, altos valores de Sr y Mn, y bajos valores de Na, Ba y Fe. Están asociados a ambientes mejor oxigenados.

Las calizas margosas (60-80% CaCO<sub>3</sub>) poseen características intermedias entre las calizas y las margas, aunque registran una alta presencia de fósforo (P) y una notable concentración de todos los elementos trazas y minoritarios (Sr, Na, Ba, Mn, Fe).

Las rocas silicificadas registran bajo contenido de CaCO<sub>3</sub>, COT y todos los elementos minoritarios y trazas (a excepción de Ba). Los intervalos silicificados correlacionan muy bien con altos valores en la relación Si/Al y con fuertes excursiones en los isótopos de carbono orgánico.

El análisis geoquímico de las rocas estudiadas descarta la incidencia de una diagénesis que impida la interpretación de los datos obtenidos, aún en la presencia de los procesos de silicificación.

La influencia de la diagénesis se manifiesta de dos maneras: a) bajos valores en todas las relaciones isotópicas debido a la descomposición de la materia orgánica en condiciones disóxicas; b) bajos valores de COT, CaCO<sub>3</sub> y valores anómalos de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  debido a procesos de silicificación.

Aún así, la buena correspondencia existente entre todos los parámetros químicos en comparación con el CaCO<sub>3</sub>, la buena correlación existente entre las relaciones isotópicas, y la buena correlación entre las relaciones elementales sugiere una baja incidencia de la diagénesis sobre la señal geoquímica.

En base a las características de campo, petrográficas y químicas, la sección estudiada se puede dividir en tres intervalos quimioestratigráficos con implicaciones depositacionales y ambientales bien definidas:



El primer intervalo (Intervalo I), correspondiente a la sección basal, posee litologías margosas (lutitas calcáreas), siendo petrográficamente de carácter lodoso, con presencia de pirita y con baja presencia de béticos. También posee altos valores promedios de COT junto a valores isotópicos considerados de ambientes anóxicos.

Estas características permiten sugerir la existencia de un ambiente de depositación transgresivo con condiciones de fondo profundas, restringidas y anóxicas (sulfurosas), con una alta productividad orgánica superficial. Este intervalo coincide con el evento anóxico oceánico global AEO3 registrada durante el Cretácico tardío (Coniaciense-Santonense).

El segundo intervalo (Intervalo II) corresponde con la parte intermedia de la sección estudiada. Está conformado por calizas intercaladas en menor proporción con lutitas calcáreas y cherts. Petrográficamente son carbonatos lodosos, con notable presencia de foraminíferos béticos y con episódicas laminaciones silicificadas. Registraron bajos valores de COT y valores isotópicos indicativos de mejor oxigenación con respecto a los otros intervalos.

Este intervalo representa un cambio ambiental transicional a condiciones menos restringidas, de mejor oxigenación de las aguas de fondo favorecidas posiblemente por una somerización (o regresión).

El tercer y último intervalo definido (Intervalo III) representa una etapa en donde carbonatos lodosos fueron afectados extensivamente por procesos diagenéticos de silicificación.

Condiciones de mejor oxigenación en el fondo (presencia de abundantes béticos) ocurrieron posteriores a episodios de abundante productividad orgánica en condiciones anóxicas. La presencia de corrientes de surgencia permitió la oxigenación de las aguas de fondo, favoreciendo la descomposición de la materia orgánica y creando las condiciones necesarias para los posteriores procesos de silicificación.



## **VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

## 7.1. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

- Arthur M. & S-Schlanger (1979). Cretaceous "Oceania Anoxic Events" as causal factor in development of reef-reservoired giant oil fields. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. V. 63, # 6: 870-885.
- Berner R. (1981). A New geochemical classification of sedimentary environments. Journal of Sedimentary Petrology, vol: 51, # 2, p: 359 – 365.
- Bralower T. J.; Pullagar P.D.; PauU, C.K.; Dwyer G.S. & Leclde R.M. (1997). Mid-Cretaceous strontium-isotopic stratigraphy of deep-sea section. Geol. Soc. Am. Bull, V. 109: 1421-1442.
- Choquette, P.W. & Pray, L.C. (1970). Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates, A.A.P.G. 54, p: 207- 250.
- Davis, C. & Pratt L. (1997). Accumulation of trace metals, organic carbon and phosphorus in the Cretaceous La Luna Formation, Venezuela. 22 p.
- Davis, C. & Pratt L. (1999). Factors influencing organic carbon and trace metal accumulation in the Upper Cretaceous La Luna Formation of the western Maracaibo Basin, Venezuela, en Barrera E & Johnson C, Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System Boulder. Geological Society of America, p: 203-230.
- Dunham, R.J. (1962). Clasification of carbonate rocks according to depositional texture, en Ham W.E. (ed), Clasification of carbonate rocks: A.A.P.G. Mem 1, p: 108 – 121.
- Emery, K & Rittenberg (1952). Early diagenesis of California basin sediments in relation to origin of oil. A.A.P.G. 36 (5), p: 735 – 806.
- Erlich, R. N. *et al* (1999) Depositional environments, geochemistry and paleogeography of Upper Cretaceous organic carbon-rich strata, Costa Rica and Western Venezuela. Phd Thesis. Vrije Universiteit, 139 p.
- Folk, R.L. (1965) Some aspects of recrystallization in ancient limestone, en Pray L.C and Murray R.C. (eds), Dolomitization and limestone diagenesis. Simposiun. S.E.P.M. . spec. Publ. 13, p: 14 – 48.

- Galea-Alvarez, P. (1989). Microfacies, edad y ambiente de sedimentación de la Formación La Luna, Flanco Norandino, Venezuela, en L.A. Spalleti (editor), Contribuciones de los Simposios sobre el Cretáceo de América Latina. Parte A: Eventos y registro sedimentario. Centr. Invest. Geol. Univ. Nac. La Plata, Argentina. A: 577-73.
- García Jarpa, R *et al* (1980). Correlación Estratigráfica y síntesis paleoambiental del Cretáceo de Los Andes venezolanos. MEM, V. XIV, N°26, p. 88.
- Ginsburg, R. (1957). Early diagenesis and lithification of shallow – water carbonate sediments in south florida, en LeBlanc R. J and Breeding J.G. (eds), Regional aspects of carbonate deposition. S.E.P.M. spec. Publ. 5, p: 80 – 99.
- Henríquez, H (1999). Metodología para el análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno en carbonatos, informe tecnico, confidencial.
- Macellary C. & T. DeVries (1987) Late Cretaceous upwelling and anoxic sedimentation in northwestern South America, Paleogeogr., Paleoclim, Paleoecology, V. 59: 279-292.
- Madrid, I. (2001). Caracterización Bioestratigráfica por métodos petrográficos de la Formación la Luna, sección Flor de Patria en el occidente de Venezuela, estado Trujillo, inédito T.E.G, p.169.
- McCrea J. M. (1950). The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale, J. Chem. Physics, 18, p: 849.
- Mongenet T.; N. Tribovillard; A. Desprairies; E.L. Vergos & F. Laggonn (1996). Trace elements as palaeoenvironmental markers in strongly mature hydrocarbon source rocks: the Cretaceous La Luna Formation of Venezuela. Sed. Geol., V. 103:23-37.
- Nelson, R. (1985). Geologic Analysis of naturally fractured reservoirs. Gulf Publishing Company. Texas, Houston, p.320.
- Parnaud, P. *et al* (1995). Stratigraphic Synthesis of Western Venezuela. AAPG Memoir 62, p:681-698.

- Sass, E. (1991). Oxygen – isotope composition of diagenetic calcite in organic – rich rocks: Evidence for  $^{18}\text{O}$  depletion in marine anaerobic pore water: *Geology*, v-19, p: 839 – 842.
- Spence, G & Tucker M. (1999). Modeling carbonate microfacies in the context of high-frequency dynamic relative sea-level and environmental changes, *SEPM*, V. 69, N° 4, p: 947 – 961.
- Stoufer, S. (1993). Distribución Regional del Carbono Orgánico y Fosfato en la Formación La Luna, Cuenca de Maracaibo. *Trab. Esp. de Grado, Universidad Central de Venezuela*, 173 p.
- Zapata E. (1983). Manual de Petrografía y Diagenesis de rocas carbonáticas, en *GEOS # 28*, p: 3 – 139.



## **ANEXO # 1**



## 1. ELABORACIÓN DE SECCIONES DELGADAS DE ROCAS.

En el estudio realizado se utilizó el método de elaboración de secciones finas empleado por PDVSA para rocas carbonáticas, el cual consiste en:

- Corte de la muestra con sierra de diamante industrial, en tacos de dimensión aproximada de 3 X 2 pulgadas por 1 cm de espesor.
- El taco de roca obtenido es pasado por la máquina ECOMET III con lija de grano 180, hasta llegar a obtener una superficie bastante plana.
- Posteriormente se rebaja la muestra en el vidrio en el cual se encuentra esparcido un abrasivo (carborundum 300), para eliminar los restos de cualquier tipo de irregularidad en la superficie de la muestra. En otro vidrio se continúa rebajando la muestra con un nuevo abrasivo (carborundum 600), hasta obtener la superficie plana deseada.
- Al obtener la superficie plana deseada y libre de irregularidades, la muestra se adhiere al portaobjeto con un pegamento.
- Luego de ser adherida al porta-objeto, se seca durante aproximadamente una hora en una estufa a 60 °C, para posteriormente ser rebajada con la máquina MICROTEC.
- Por último se verifica que la muestra presente un espesor de aproximadamente 30 micras, si no se vuelve a pasar por el vidrio en donde se encuentra esparcido el abrasivo (carborundum 600) hasta alcanzar el espesor deseado.

## 2. PREPARACIÓN DE LAS MUESTRAS PARA MICROSCOPIA ELECTRÓNICA.

La preparación de muestras para microscopía electrónica consta de dos tipos:

- a) secciones petrográficas pulidas (Backscattered “BSE”) y
- b) tacos de fracción de roca (Electrones Secundarios “SE”).

a) **Secciones petrográficas pulidas:** para este estudio en el microscopio electrónico (SE), las secciones delgadas de rocas deben estar debidamente pulidas y uniformes, para obtener datos con una mayor resolución en las imágenes obtenidas a través de esta herramienta.

La pulitura de estas secciones delgadas de roca consta de 4 etapas:

1. Pulitura de la sección en la máquina GRINDER-POLISHER modelo 95-C2348-160, sobre una platina giratorio recubierto con papel adhesivo MASTERTEX rociado con un abrasivo (alúmina 1), durante aproximadamente 4 minutos.
2. Pulitura de la sección en la máquina GRINDER-POLISHER modelo 95-C2348-160, sobre una platina giratorio recubierta con un nuevo abrasivo (alúmina -0,3), durante aproximadamente 4 minutos.
3. Pulitura de la sección en la máquina GRINDER-POLISHER modelo 95-C2348-160, sobre una platina giratorio recubierto por un nuevo abrasivo (alúmina -0,05), durante aproximadamente 4 minutos, posteriormente la sección es lavada y secada.
4. La cuarta etapa consiste en colocar la muestra previamente pulida en un desionizador, por un tiempo de aproximado de 12 segundos, para eliminar cualquier tipo de residuos de los abrasivos utilizados anteriormente.

Después de quedar debidamente pulida, la sección delgada de roca, se procede a introducirla en el aparato recubridor BAL – TEC SCD050 (fig.50), el cual al

alcanzar el vacío necesario, procede a recubrir la muestra con carbono liberado de un hilo al paso de la corriente. Al culminar con estos pasos la sección delgada de roca queda apta para ser utilizada en el microscopio electrónico.



Figura 50. Recubridor de carbono BAL – TEC SCD050

b) **Tacos de fracción de roca:** Para este estudio en el microscopio electrónico (BSE), se deben seleccionar fracciones de rocas fresca de un tamaño aproximado de 1,5 X 1,5 centímetros, en donde la cara plana debe quedar expuesta en la superficie para optimizar el trabajo del barrido (fig.51).



Figura 51. Tacos de fracción de rocas

La fracción de roca es adherida con silicón a un cilindro de aluminio con un diámetro aproximado a 2 centímetros. Posteriormente el cilindro con la muestra adherida es llevada al aparato recubridor BAL – TEC SCD050 (fig.52), el cual al alcanzar el vacío necesario, recubre por evaporación de un baño iónico la muestra con oro, el tiempo de duración aproximado de la muestra en la máquina recubridora es de 25 minutos.

Posteriormente se recubre el silicón con que ha sido adherida la muestra al cilindro de aluminio con una resina de grafito para mejorar la conductividad entre el silicón y la fracción de roca.

Por último, las muestras son introducidas en el microscopio electrónico modelo JSM-5800 LV, para realizar el análisis en cualquiera de sus dos modalidades.



Figura 52. Microscopio electrónico JSM-5800 LV

### **3. PREPARACIÓN DE MUESTRAS PARA ANÁLISIS DE PARÁMETROS GEOQUÍMICOS: Carbono Orgánico Total (COT), Carbonato de Calcio (CaCO<sub>3</sub>), Isótopos Estables ( $\delta\text{C}^{13}$ , $\delta\text{O}^{18}$ ), Elementos Mayoritarios, Minoritarios y Trazas.**

Para la preparación de las muestras de los análisis geoquímicos requeridos, se debe seguir el siguiente procedimiento:

- Se obtiene a partir del fraccionamiento de una muestra de mano, pequeñas porciones de rocas con dimensiones aproximadas de 1 a 3 centímetros.
- Se trituran en un mortero de ágata las nuevas porciones pequeñas de rocas sobre bolsas de plástico, para evitar la contaminación del envase.
- Se introducen las porciones trituradas de roca dentro de los cilindros pulverizadores, los cuales son de carburo de tungsteno.
- Se montan los tres recipientes de carburo de tungsteno sobre un soporte, los cuales se introducen dentro de la máquina pulverizadora SHATTERBOX SPEX modelo 8510, durante 30 a 45 segundos.
- Se retiran las muestras de los recipientes y se colocan sobre papel de seda (carente de poros) con la ayuda de una espátula de poliuretano. Posteriormente, el polvo se introduce en unos recipientes de vidrio (Vial) y se rotula.
- Los recipientes cilíndricos se lavan con un detergente, luego se les retira esta sustancia y se agrega Ácido Nítrico al 10%, se deja reposar por 5 minutos para que ácido actúe firmemente eliminando cualquier residuo de la muestra pulverizada anteriormente.
- Se agrega agua destilada a los recipientes para neutralizar la acción del ácido. Se procede a secar los recipientes con un compresor de aire que libera la humedad de cualquier superficie.

## **ANEXO # 2**

## 1. METODOLOGÍA PARA EL ANÁLISIS DEL CARBONO ORGANICO TOTAL (%COT) Y CONTENIDO DE CARBONATO DE CALCIO (CaCO<sub>3</sub>).

### 1.1 Determinación del porcentaje de carbonato de calcio (CaCO<sub>3</sub>).

- Se pesan en un beaker de 100 ml, 400 miligramos (mg) de muestra, previamente pulverizada.
- Se añaden 20 ml de ácido clorhídrico (HCl), a una concentración de 2N, agitando constantemente.
- En los casos que queden sólidos en suspensión dentro de la solución se debe agregar una cantidad suficiente de acetona, hasta desaparecer los sólidos remanentes.
- Se tapa el beaker con un trozo de papel de aluminio, al cual se le hacen dos (2) pequeños orificios.
- Se somete a digestión en una plancha de calentamiento por tres (3) horas a una temperatura de 45 °C con una posible variación de  $\pm 5$  °C.
- Culminada la digestión se deja enfriar y se titula con una solución de hidróxido de sodio (NaOH) con una concentración de 1.3 N.
- Se agregan dos (2) gotas de Fenolftaleina a la muestra, en el caso en que el procedimiento se esté llevando a cabo manualmente.
- Se añade NaOH utilizando una pipeta de 50 ml, y se agita hasta que la muestra tome una coloración púrpura, donde se detiene la operación.
- Se anota el volumen de NaOH gastado para el cálculo del porcentaje de CaCO<sub>3</sub>.
- Se deja reposar la solución y se filtra en un crisol refractario, para obtener la muestra libre de carbonatos.
- Se deja secando la muestra presente en el crisol refractario dentro de un horno a una temperatura aproximada de 50 °C durante 12 horas.

- Los datos de peso y volumen de álcali, se introducen en una hoja de cálculo establecida con un programa para la determinación de las variables requeridas, en este caso la de carbonato de calcio.

## 1.2 Determinación del porcentaje de carbono orgánico total (%COT).

Para obtener el COT se siguen los mismos pasos iniciales que para la obtención del carbonato de calcio, hasta el punto en donde la muestra es retirada del horno libre de carbonatos. Posteriormente se continúa con los siguientes pasos:

- Se añaden dos (2) medidas de catalizador de hierro (*Iron Chip Accelerator*) al crisol refractario con el residuo sólido libre de carbonato y tres (3) medidas de LECOCEL II (Acelerador de Combustión para determinación de C y S).
- Se corren al menos cinco (5) veces el mismo estándar para obtener estabilidad en la señal de respuesta, en caso de no conseguir estabilidad en la señal, se debe aplicar un factor de corrección matemático para lograr la calibración del equipo LECO CS-244.
- Posteriormente a la calibración del equipo, las muestras serán procesadas durante 15-20 minutos aproximadamente para la obtención del porcentaje de carbono orgánico total (COT), el cual es dado directamente por la máquina LECO CS-244.



## 2. METODOLOGÍA PARA EL ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES

La metodología descrita se basa en la propuesta original de McCREA (1950). En ella se hace reaccionar el carbonato (roca carbonática pulverizada) con ácido fosfórico al 100% a una temperatura de 25 °C en un recipiente cerrado al vacío para generar el CO<sub>2</sub>, que finalmente será analizado en el espectrómetro de masas de relaciones isotópicas.

El análisis se divide en tres etapas fundamentales:

**1. Generación del CO<sub>2</sub>** : Con la muestra de roca previamente pulverizada se procede a generar la reacción en un tubo de cristal con dimensiones especificadas, en el fondo del tubo de cristal se debe colocar 20 gramos de muestra sin ensuciar las paredes del mismo (fig.53).

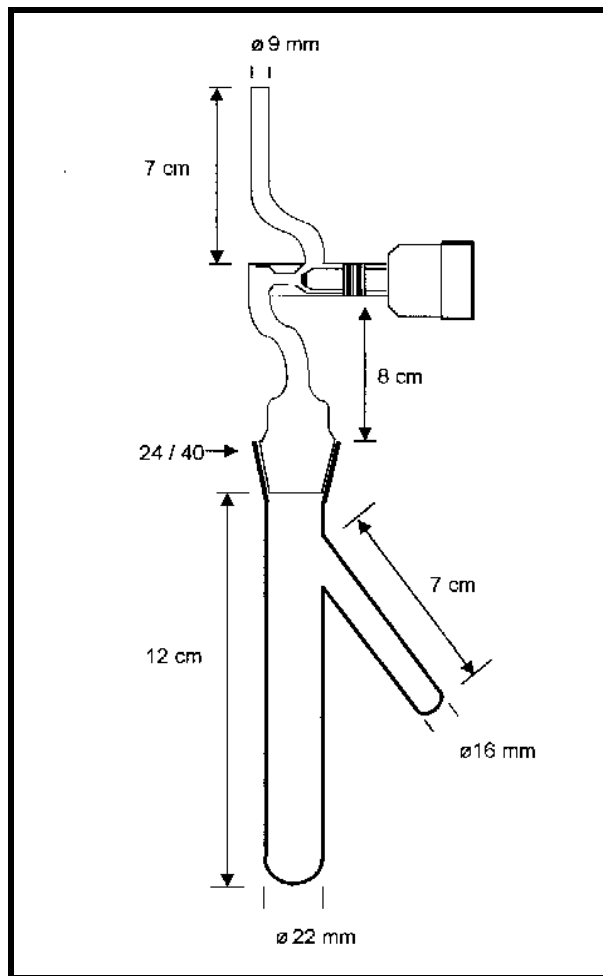


Figura 53. Tubo de reacción, tomado de HENRIQUEZ (1999).

En el dedal lateral del tubo de cristal se introducen 3 mililitros de ácido fosfórico caliente, posteriormente se tapa con una llave la cual se acopla a una línea de vacío, evacuando a bajo y alto vacío (fig.54), en ese momento el tubo de reacción ha alcanzado un buen vacío, se cierra la llave y se retira el tubo. El tubo de reacción que contiene la muestra es trasladado al baño termostático, donde se deja alrededor de media hora para aclimatarlo antes de que se inicie el ataque de la muestra con ácido fosfórico.



Figura 54. Líneas de bajo y alto vacío

Finalizado la media hora se vierte el ácido sobre la muestra inclinando el tubo, e inmediatamente se regresa al baño termostático para completar la reacción, en donde la misma dura entre 4 a 15 horas para la calcita.

**2. Destilación:** El  $\text{CO}_2$  producto de la reacción se encuentra contaminado con vapor de agua y otros gases, por ello en esta fase se procede a separar el  $\text{CO}_2$  mediante un proceso de destilación criogénica que permite separarlo del agua.

La línea de destilación consta de tres trampas en forma de U, donde las dos primeras son sometidas a una mezcla frigorífica a base de nitrógeno líquido y alcohol n-propanol con una temperatura de  $-80\text{ }^\circ\text{C}$  que permite congelar el vapor de agua en estos dos recodos (fig.55).

En la tercera trampa se atrapa el CO<sub>2</sub> puro, a través de un congelamiento de nitrógeno líquido a -200 °C, aislándolo y para luego al descongelarlo ser llevado a la ampolla.

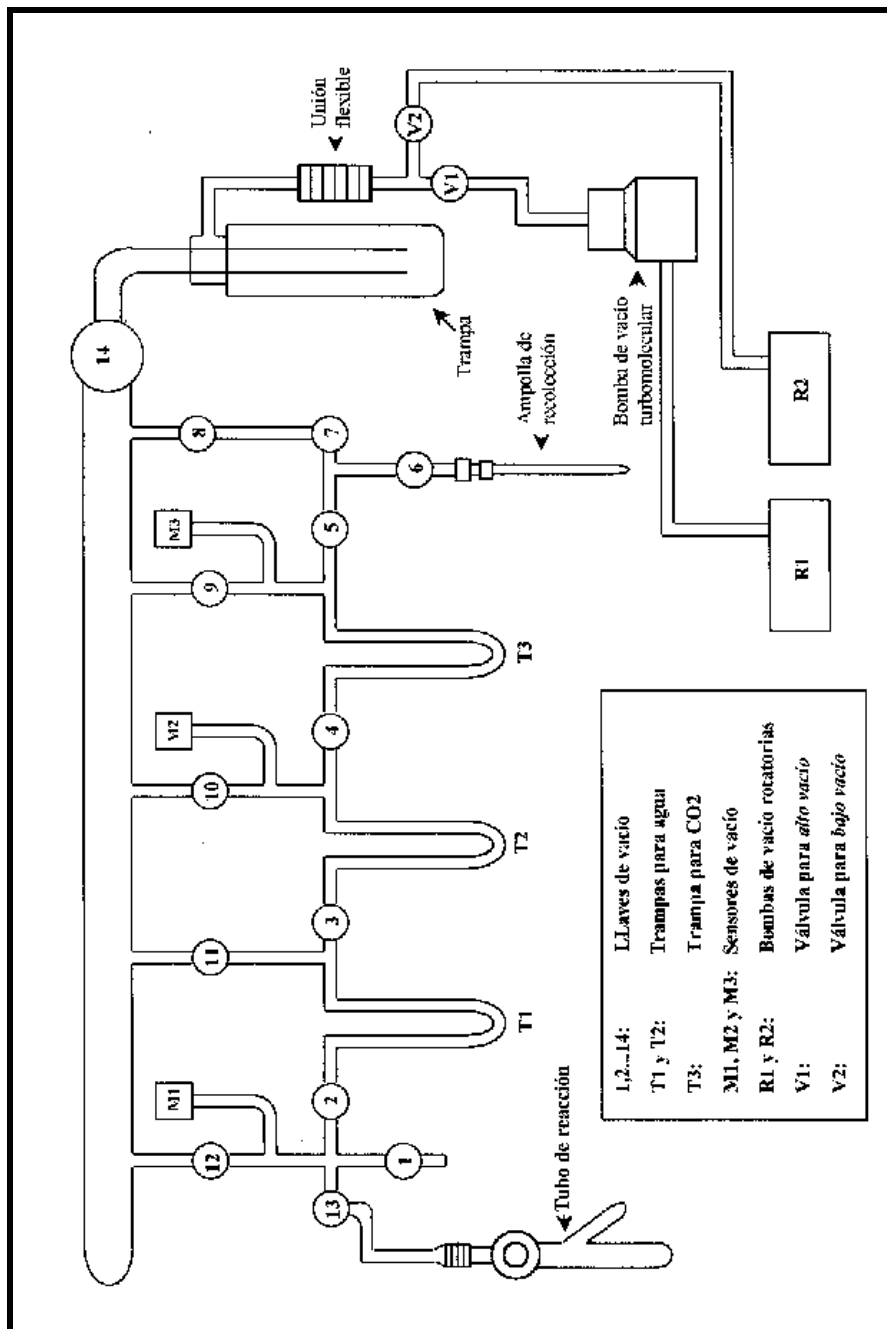


Figura 55. Líneas de destilación, tomado de HENRIQUEZ (1999).

**3. Análisis de composición isotópica:** las ampollas que contienen CO<sub>2</sub> son analizadas en un espectrómetro de masas de relaciones isotópicas (fig.56), por medio del cual, se establecen mediciones de las relaciones isotópicas con <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C y <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O respecto a un carbonato patrón el cual ha sido estandarizado mundialmente.

El espectrómetro se encarga de desdoblar el CO<sub>2</sub> en isótopos <sup>12</sup>C, <sup>13</sup>C e isótopos <sup>16</sup>O, <sup>17</sup>O y <sup>18</sup>O de acuerdo a ciertas proporciones que constituyen la huella digital para cada roca.



Figura 56. Espectrómetro de masas de relaciones isotópicas

### **3. METODOLOGÍA PARA ANÁLISIS DE ELEMENTOS TRAZAS, MAYORITARIOS Y MINORITARIOS.**

Se pesa 0.1 g de muestra previamente secada en la mufla a 105 °C durante 2 horas y colocadas en un recipiente de teflón para digestión en microondas. Las muestras fueron disueltas en 1 ml de HF concentrado, 7 ml de HNO<sub>3</sub> concentrado y 5 ml de peróxido en un programa de temperatura y presión por microondas.

Una vez terminado la programación se deja enfriar el recipiente de teflón, se abre y se le agrega 6 ml de ácido bórico al 5 %. La muestra es transferida cuantitativamente a un balón de 50 ml y medida por la técnica de espectrometría de emisión atómica con plasma inductivamente acoplado (ICP-AES) para todos los elementos a excepción de sodio (Na) y rubidio (Rb) que fueron medidos por la técnica de emisión atómica con llama (EEA-Llama).

La mayoría de los elementos fueron medidos por la técnica de espectrometría de emisión con plasma atómico inductivamente acoplado (ICP-AES), la cual es una técnica multielemental rutinariamente utilizada en análisis geoquímicos en la industria. Esta técnica esta diseñada principalmente para soluciones que puedan ser nebulizadas, el procedimiento analítico presenta un primer paso fundamental denominado digestión, el cual consiste en tratar la muestra con una mezcla de HCL-HNO<sub>3</sub> (diluido o concentrado) a bajas temperaturas (95 °C) por unas pocas horas.

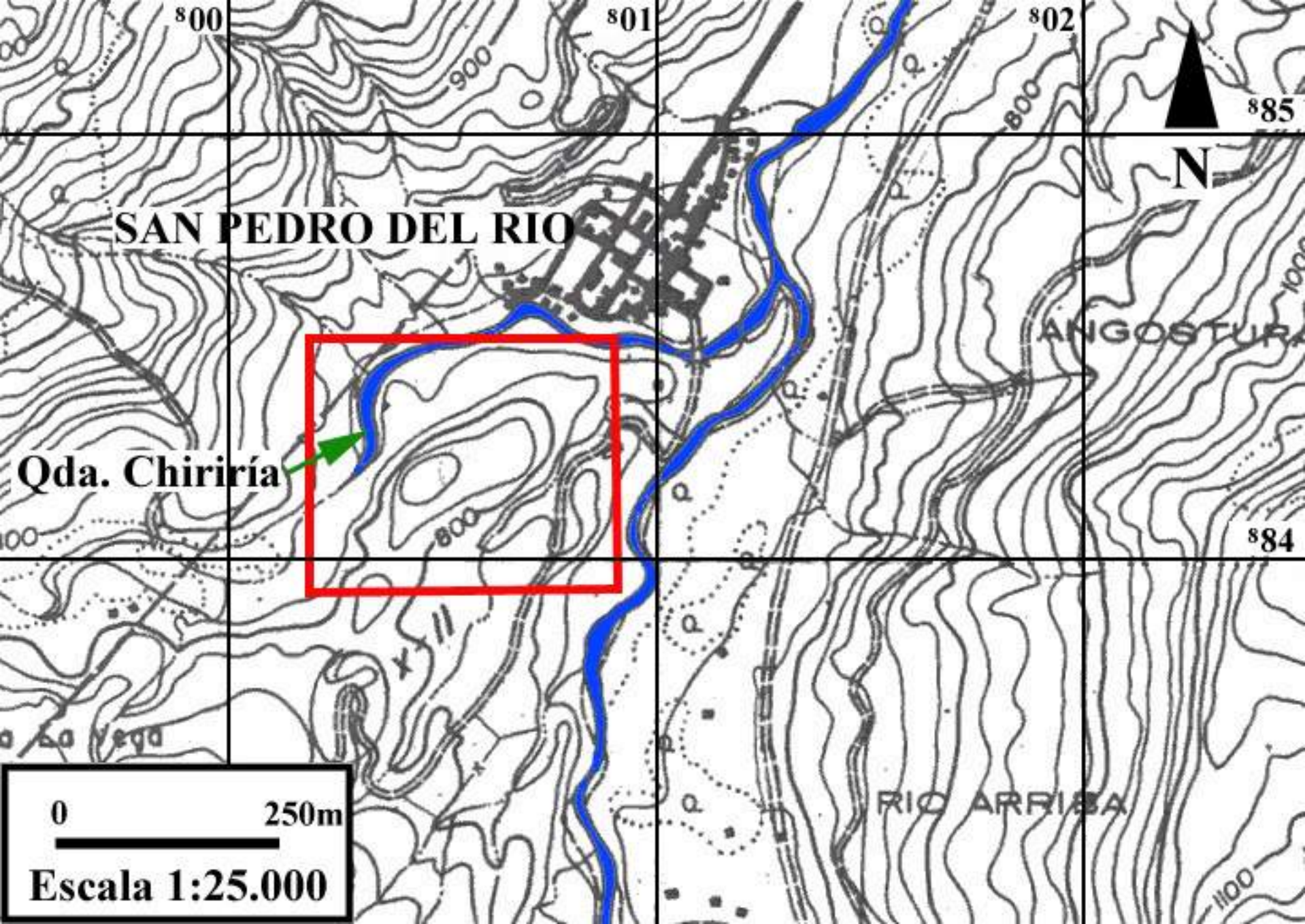
Se continúa con una tratamiento con agua regia para proveer una simple matriz ácida la cual es bien seguida por el ICP-AES, a pesar de ello, la materia orgánica en los suelos y sedimentos solo es parcialmente oxidada, trayendo como consecuencia la deposición de residuos de materia orgánica en la punta del nebulizador neumático y causar el bloqueo del mismo. Por lo anteriormente expuesto se recomienda, una evaporación final con ácido perclórico (HClO<sub>4</sub>), para favorecer la completa oxidación de la materia orgánica.

Los elementos como el sodio (Na) y el rubidio (Rb) fueron medidos a través de la técnica de espectrometría de emisión de energía térmica (en forma de llama,

chispa o fuente de plasma), la cual consiste en excitar átomos a altos niveles de energía. Consecuentemente emitirán una radiación característica que puede ser aislada por un monocromador, la radiación emitida es proporcional a la concentración de átomos presentes.

Para análisis de emisión la temperatura de la fuente de excitación ha de ser mayor en el orden de las mayores cantidades de átomos libres.





**SAN PEDRO DEL RIO**

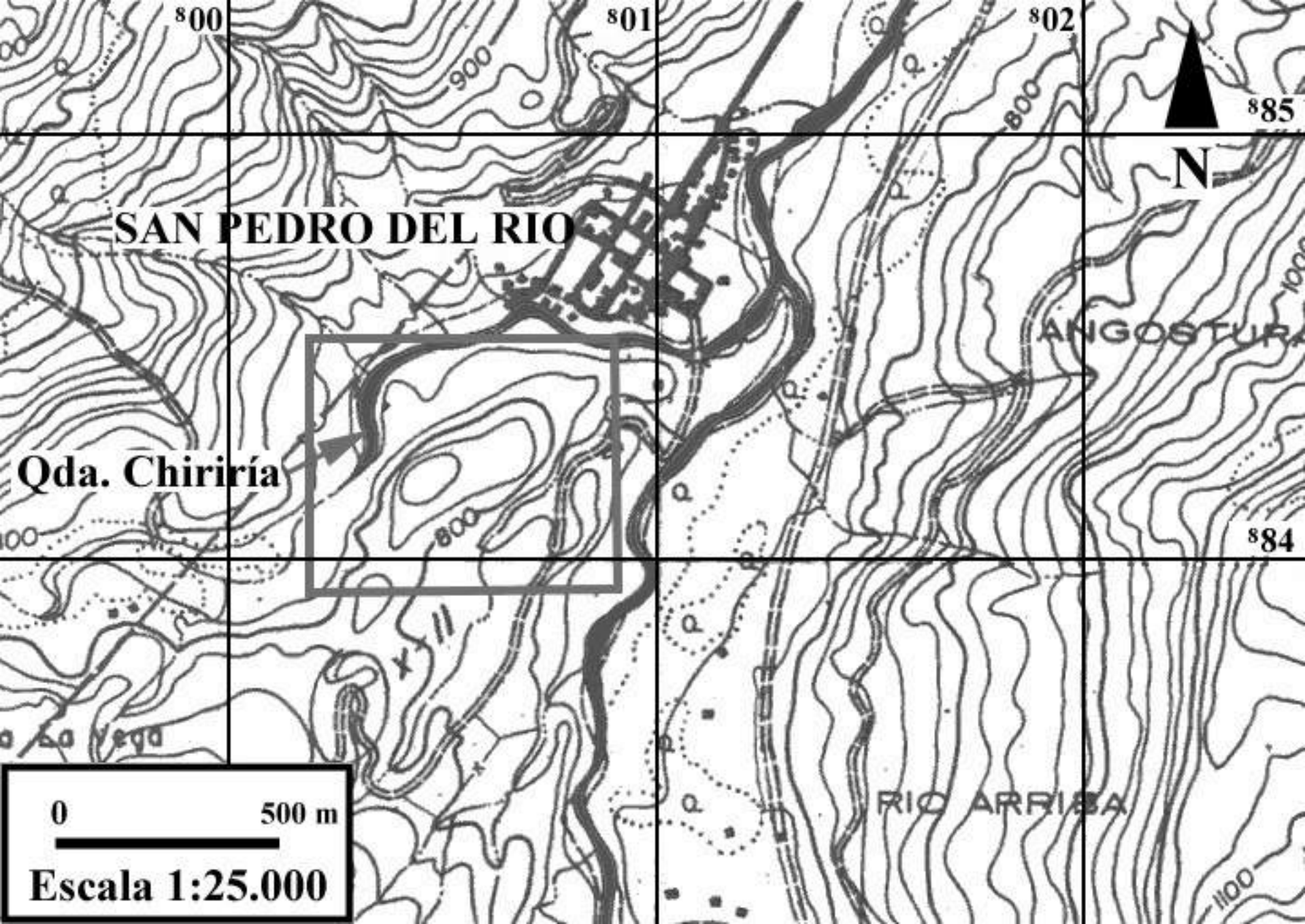
**Qda. Chiriría**

ANGOSTURA

RIO ARRIBA

0 250m

**Escala 1:25.000**



**SAN PEDRO DEL RIO**

**Qda. Chiriría**

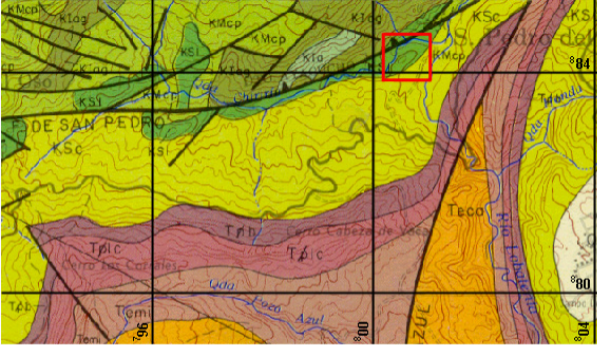
ANGOSTURA

RIO ARRIBA

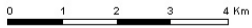
0 500 m

**Escala 1:25.000**





Escala 1:100.000



SUPERSECUENCIAS		CARACTERÍSTICAS
Supersecuencia A Jurásico Extensión		<p>Se observa en afloramientos de Perijá y Andes de Mérida, y en el subsuelo de las cuencas del Lago Maracaibo y de Barinas-Apure.</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- En Perijá: Grupo La Ge, incluyendo las formaciones Tinacoa, Macoíta y La Quinta. Reflejan sedimentación en ambientes continentales con una fuente local de materiales volcánicos (cenizas).</li> <li>- En Los Andes de Mérida: Formación La Quinta, depositada en zona continental con evidentes areniscas rojas.</li> <li>- En el subsuelo de la cuenca Barinas-Apure, es difícil identificar en secciones sísmicas, aunque hacia el SO de Barinas se observa una sucesión Triásica-Jurásica debajo el Cretácico, con estilo estructural caracterizado por fallas normales que limitan pequeños semi-graben.</li> <li>- En el subsuelo de la parte occidental de la cuenca del Lago de Maracaibo, en el oeste de la tendencia estructural Icoatea, un semi-graben es observado en secciones sísmicas. Los pozos indican que esta corresponde a la Formación La Quinta.</li> </ul>
Supersecuencia B Cretácico Margen Pasivo	Secuencia K0 Neocomiense – Barremiense	Deposición amplia de sedimentos continentales en tres surcos: el de Machiques en Perijá, el de Uribante en Táchira y el de Barquisimeto en Trujillo. Corresponde con la Formación Río Negro y marca el componente continental basal de la cuenca de margen pasivo cretácica.
	Secuencia K1 Aptiense	<p>Comienza una transgresión marina (Cenomaniense-Campaniense) que inunda la plataforma cratónica de Guayana. La Formación Apón se caracteriza por una sedimentación de plataforma marina somera, mientras que hacia el este (Andes de Mérida), se desarrollan areniscas litorales en la parte basal de la Formación Peñas Altas. Esta secuencia (K1) consiste de tres partes:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- La parte inferior: corresponde con un Sistema Encadenado Transgresivo (TST), comprende al Miembro Tibú y se depositó en un ambiente de plataforma interna con desarrollo de barras litorales biocásticas</li> <li>- La parte media: forma la superficie de máxima inundación (MFS) e incluye el Miembro Machiques y su equivalente lateral, el Miembro Guáimaras. Se depositaron en un ambiente de plataforma media. Se iguala con el evento global del Aptiense medio (111-Ma MFS de Haq et al., 1987).</li> <li>- La parte superior: corresponde con un Sistema Encadenado de Alto Nivel (HST) y progradaciones, comprende el Miembro Piché (zona del Lago de Maracaibo) que se depositó en un ambiente de plataforma interna y la parte central de la Formación Peñas Altas (Andes de Mérida) que se depositó en una zona litoral con desarrollo de barras.</li> </ul>
	Secuencia K2 Albiense- Cenomaniense inferior	<p>Ocurre la segunda mayor transgresión marina. Incluye las formaciones Lisure, Maraca, La Puya, Capacho inferior, Aguardiente y Escandalosa basal (Miembros S y R). Esta secuencia K2 se divide en:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- La parte inferior: es un TST, en donde la Formación Lisure se depositó en un ambiente de plataforma media y la Formación Aguardiente en una plataforma interna.</li> <li>- La parte media: es un MFS (97-Ma MFS de Haq et al., 1987) que se desarrolló en el Miembro S de la Formación Escandalosa (Barinas-Apure). En la zona del Lago de Maracaibo se depositaron lutitas del Miembro S en un ambiente de plataforma media marina abierto.</li> <li>- La parte superior: es un HTS relacionada con las areniscas regresivas del Miembro R de la Formación Escandalosa que se depositó en un ambiente litoral somero.</li> </ul>
	Secuencias K3, K4, y K5 Cenomaniense superior - Campaniense inferior	<p>Estas secuencias son resultado de un episodio transgresivo. Están presentes en: la Serranía de Perijá y en la cuenca del Lago de Maracaibo como la Formación La Luna y el Miembro Tres Esquinas; en los Andes de Mérida como las formaciones Capacho (Miembros Seboruco y Guayacán) y La Luna; y en la cuenca Barinas-Apure como las formaciones Escandalosa (Miembros P y O) y Navay (Miembros La Morita y Quevedo).</p> <p>Varias MFS son reconocidas: en la base de la Formación La Luna (Cenomaniense superior) que no es obvio (92-Ma MFS de Haq et al., 1987).; el próximo MFS en la base del Miembro La Morita en la cuenca Barinas-Apure (88-Ma MFS de Haq et al., 1987).; y el tercer MFS ocurre en el Miembro Tres Esquinas en la cuenca del Lago de Maracaibo (79-Ma MFS de Haq et al., 1987). Los HST de cada secuencia y los correspondientes límites de secuencia no están precisamente determinados.</p> <p>Las características de las secuencias K3, K4, y K5 son:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Las capas de la ceniza volcánicas en la base de la Formación La Luna que hacen pensar en la presencia hacia el oeste del un arco volcánico del Pacífico.</li> <li>- La cuenca se profundiza rápidamente de plataforma interna a profundidades batiales, posiblemente reflejando hacia el este la migración del forebulge hacia la compleja cuenca Barinas-Apure.</li> </ul>

Tomado y modificado de PARNAUD *et al* (1995)

Tabla # 1. Resumen Supersecuencias de PARNAUD (1995).

SUPERSECUENCIAS		CARACTERÍSTICAS
Supersecuencia C Cretácico Tardío – Paleoceno Transición	<b>Secuencia K6 Campaniense superior- Maastrichtiense</b>	La regresión comenzó al principio del Cretácico tardío. Simultáneamente, hacia el oeste, la colisión del arco volcánico pacífico formó un foredeep con la depositación de las facies de lutitas de la Formación Colón. Los forebulge asociados emigraron del depocentro del Lago de Maracaibo a Barinas--Apure dónde la facies arenosas de línea de costa de la Formación Burguita se depositaron. La sedimentación de esta secuencia (K6) acabó en un HST que se expresa en la Formación Mito Juan. Generalmente la Formación Colón se interpreta como solapes transgresivos y la Formación Mito Juan como HST.
	<b>Secuencias K7 y K8 Maastrichtiense superior – Paleoceno inferior</b>	Un nuevo episodio transgresivo del nordeste depositó dos secuencias secundarias paleocenas, K7 y K8 . La secuencia inferior cubrió la plataforma entera y mostró características marinas, mientras la secuencia superior es esencialmente deltaica. La secuencia K7 comprende, en el área del lago de Maracaibo, a La Formación Guasare (depósitos marinos poco profundos), La Formación Trujillo (depósitos marinos más profundo) y la Formación Catatumbo (sedimentación deltaica). La secuencia deltaica (K8) lo integran las formaciones El Barco y Los Cuervos al sur y la Formación Marcelina al norte. Hacia el nordeste, se depositó el lowstand (LST) de la Formación de Trujillo.
Supersecuencia D <b>Paleoceno Superior – Eoceno Medio Cuencas Colisionales</b>	<b>Secuencia T1 Paleoceno Superior - Eoceno Inferior</b>	Durante la fase más temprana, la erosión fue seguida por la deposición de sedimentos continentales en la parte sur de la cuenca Lago de Maracaibo. Las condiciones marinas profundas en la parte norte de la cuenca produjo sedimentación de turbiditas de LST de la Formación Trujillo. En la segunda fase, la transgresión relacionada a la flexura de la plataforma al frente de la carga aplicada de la napa alcanzó la parte central de la cuenca del Lago de Maracaibo. Hacia el sur, la depositación continental persistió, como en la Formación Mirador . Otra transgresión en el Eoceno temprano depositó apilamientos de areniscas de Misoa "C". La secuencia T1 culminó en un HST y en la deposición deltaica de Misoa "B". Tres dominios sedimentarios son reconocidos: a) en las partes SO y S de la cuenca del Lago Maracaibo se caracteriza por una sedimentación continental de la Formación Mirador, b) una zona de plataforma interna a costera ocurre en la cuenca central del Lago de Maracaibo y se refleja en areniscas-lodolitas de la Formación Misoa, c) el norte consiste de lutitas marinas profundas de la Formación Trujillo.
	<b>Secuencias T2 y T3 Eoceno medio</b>	Dos grandes eventos mayores cambiaron la configuración de la cuenca: a) el avance hacia el sur de las napa de Lara produjo subsidencia flexural de la cuenca plataformal de Barinas-Apure y la inundación marina. Las areniscas basales de la Formación Gobernador fueron seguidas por la sedimentación de lutitas de agua profunda de la Formación Pagüey. b) las cargas tectónicas de las napa de Lara produjeron una línea de bisagra a lo largo de la plataforma del Lago de Maracaibo en el sector noreste, depositándose sedimentos de plataforma superior poco profundo Misoa "B", seguida por condiciones de agua más profundas y acumulaciones del lutitas de la Formación Paují.
Supersecuencia E <b>Eoceno superior – Mioceno inferior Cuencas Colisionales</b>	<b>Secuencia T4 Eoceno tardío y Oligoceno temprano</b>	Se depositó en dos dominios sedimentarios diferentes: a) un dominio deltaico en la parte occidental alimentado de Colombia (Formación Carbonera y Formación La Sierra); b) una depositación de sedimentos marinos abierta al mar en la parte oriental de la cuenca (Miembro Arauca de la Formación Guafita).
	Secuencia T5 Oligoceno tardío Mioceno temprano	Se depositó durante una inundación marina extendida (Formación León en la cuenca del Lago de Maracaibo, y Miembro Guardulio de la Formación Guafita en la cuenca Barinas-Apure).
<b>Supersecuencia F Mioceno medio – Pleistoceno Cuencas Colisionales</b>	Secuencias T6 y T7	El levantamiento rápido de la cordillera de los Andes de Mérida fue acompañado por una sedimentación de molasas. La sedimentación marina persistió en cuenca del Lago de Maracaibo, pero cambió gradualmente a una paleo-geografía de agua dulce cuando el ambiente marino se retiró hacia el norte. En la cuenca del Lago de Maracaibo, una nueva fase transgresiva empezó durante el Mioceno medio y produjo la deposición de la Formación La Rosa, siguiendo con una progradación regresiva y reducción de la influencia marina de la Formación Lagunillas. Los sedimentos de Molasas de la Formación Betijoque se depositaron al mismo tiempo a lo largo de la cordillera andina. El ambiente de agua dulce dominó el centro la cuenca del Lago de Maracaibo como está reflejado en los depósitos de La Puerta y Los Ranchos . La depositación contemporánea de molasas de las formaciones Parángula y Río Yuca ocurrieron en la cuenca de Barinas-Apure.

Tomado y modificado de PARNAUD *et al* (1995)

Tabla # 2. Resumen supersecuencias de PARNAUD (1995).

FORMACIÓN	FACIES	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	AMBIENTE SEDIMENTARIO
RÍO NEGRO	CONGLOMERADOS OLIMICTICOS	Son imperersistentes y gradan hacia areniscas conglomeráticas. Son de color gris a amarillento. Los conglomerados están conformados por guijarros de cuarzo y fragmentos de areniscas. Los clastos son soportados por matriz protocuarcítica gruesa, teniendo formas angulares a subangulares.	Ambiente deltaico. Cada nivel conglomerático indica una pulsación fluvial. La angularidad de los granos y su isotropía indica una baja energía mecánica
	ARENISCAS ARCOSICAS Y LITICAS	Arenas de grano fino a grueso, a veces con lentes conglomeráticos. Las areniscas presentan estratificación cruzada tipo planar. Estas facies se interdigitan con la facies anterior. En las arenas arcósicas, los feldespatos dominantes son ortosa, microclino y oligoclasa, resultado de la denudación de un terreno granítico y metamórfico. Las areniscas líticas reconocidas son de colores grises claros hasta marrones presentando también una estratificación cruzada.	Ambientes deltaicos a marinos. También se interpretan ambientes de pantanos debido a la presencia de restos de plantas.
	LUTITAS Y LODOLITAS CALCAREAS	Lutitas de colores gris oscuro intercaladas con areniscas, capas lenticulares de lutitas carbonosas y capas de yeso.	Ambiente de laguna costanera, llanuras de marea con aguas de salinidad normal con poca oxigenación y baja oxigenación.
APON	MIEMBRO TIBU	Representan las primeras calizas arenosas grises. Se distinguen también areniscas calcáreas con algunas lutitas, algunas glauconitas. Se observan moluscos bien preservados. Hacia el tope se presentan intercalaciones de margas, dolomitas y calizas fétidas.	Ambiente marino de profundidad somera restringida. También, ambientes de lagunas costaneras protegidas, de baja circulación de aguas.
	MIEMBRO MACHIQUES	Calizas laminares negras y bituminosas, intercaladas con margas y lutitas negras con concreciones discoidales de hasta dos metros de diámetro. Se presenta repetición de paquetes de calizas bituminosas intercaladas con calizas de colores claros.	Depositada en área de agua estancada, mostrándose hacia el tope una tendencia gradual hacia menores profundidades. Se presentaron condiciones restringidas con profundidades neríticas.
	MIEMBRO GUAIMAROS	Lutitas laminares de color gris oscuro a negro con muy escasos restos bioclásticos y ocasionales lentes de limolita y arenisca. Las lutitas poseen escasos restos de plantas, concreciones ferruginosas y algunos cristales de yeso. En la parte superior de las lutitas aparecen capas de calizas duras de color gris.	Ambiente de laguna costanera a marinos de aguas someras.
	MIEMBRO PICHE	Posee una mayor proporción de calizas masivas que el Miembro Tibú, aunque el carácter litológico no proporciona ningún criterio de diferenciación entre ambos mas que su posición relativa dentro de la formación. Este es un intervalo eminentemente calcáreo. Las calizas son de colores grises y en algunos casos azuladas	Ambiente de lagunas costaneras protegidas, de baja circulación de aguas, variando hasta ambiente marino somero.
LISURE	ARENISCAS CALCÁREAS Y CALIZAS ARENOSAS	Rocas de grano medio a fino. También se observan areniscas micáceas laminares. Presencia de glauconitas que le imprimen tonalidades grises o verdosas.	Facies de aguas marinas de plataforma costera de profundidades variables. El flujo clástico puede ser producto de un levantamiento hacia el Sur.
	CALIZAS OOLITICAS	Intervalos de poco espesor de estas calizas de apariencia detrítica con numerosas intercalaciones de margas y lutitas hacia el tope.	Ambiente de aguas marinas de plataforma costera de baja energía.
MARACA	CALIZAS ARENOSAS	Intervalo casi exclusivo de capas gruesas de calizas arenosas alternadas con calizas con restos de conchas, y también con capas delgadas de margas y lutitas de color gris.	Ambiente marino de plataforma media a somera.
	ARENISCAS GLAUCONITICAS	Se observan hacia la parte inferior de la formación. También hay areniscas calcáreas, marcando esto la transición entre la Formaciones Lisure y Maraca.	Ambiente marino de plataforma costera.

Tomado y modificado de García Jarpa *et al* (1980)

Tabla # 3. Resumen Subcuenca de Uribante, GARCÍA JARPA *et al* (1980).

<b>FORMACIÓN</b>	<b>FACIES</b>	<b>DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA</b>	<b>AMBIENTE SEDIMENTARIO</b>
<b>AGUARDIENTE</b>	BANCOS DE ARENA GRUESOS	Capas de arena gruesa con estratificación cruzada. Las arenas son limpias y bien escogidas. Hay alternancia de laminación de grano grueso y medio.	Ambiente de barra o cordón litoral (restringida) y playa asociada.
	LUTITAS	Lutitas limosas, carbonáceas, con restos de plantas y granos de pirita, con colores que varían de gris oscuro a claro.	Ambiente de laguna costanera pantanosa y emergente.
	CALIZAS PURAS Ó ARENOSAS	Delgadas capas de caliza tipo wackstone, packstone y grainstone, asociado con areniscas glauconíticas.	Ambiente de agua somera de mar abierto con circulación y salinidad normal. Localmente se puede interpretar ambientes de barrera y lagunas costaneras.
	ALTERNANCIA DE ARENISCAS, LIMOLITAS Y LUTITAS	Capas delgadas con estratificación lenticular, rizaduras y películas de carbón. Areniscas bien escogidas con glauconita ocasional.	Zona de depositación situada entre barras emergentes y barras sumergidas en la plataforma abierta, con variación de energía.
	ARENISCAS GLAUCONITICAS	Capas gruesas a delgadas, a veces calcáreas que pueden pasar lateralmente a las facies anterior. Composición entre wacka cuarzosa y arenita cuarzosa.	Ambiente de barra sumergida en una plataforma somera raramente emergente, puede llegar a la zona intertidal. Ambiente de menor energía que la facies anterior.
<b>CAPACHO</b>	MIEMBRO LA GRITA	Conformado por calizas biocriticas negras y densas alternadas con calizas arcillosas finamente laminadas y concreciones calcáreas	Ambiente marino profundo y poco oxigenado, en una zona de margen de plataforma.
	MIEMBRO SEBORUCO	Conformado por una sección uniforme de lutitas macizas duras y no calcáreas de color gris oscuro a negro, con unas pocas capas delgadas de calizas micriticas conchifera gris hacia el tope. Las lutitas son de dos tipos: uno fosilífero y otro cuarzoso con arena fina y limo.	Ambiente de plataforma somera con poca circulación. Intercalaciones de calizas y lutitas implican cambios de energía. Los periodos de depositación de caliza micritica bioclastica pudo coincidir con periodos de circulación moderada con cierta oxigenación. Existió influencia de corrientes deltáicas (depositación de lodos y limos) y marinas (con foraminíferos).
	MIEMBRO GUAYACAN	Consiste en capas gruesas de caliza bioclastica maciza, muy fosilífera, de color gris, intercaladas con lutitas no calcáreas micáceas de color gris oscuro a negro, y cantidades menores de limolitas grises	Ambiente pelágico o de plataforma abierta, con niveles de baja oxigenación.

Tomado y modificado de García Jarpa *et al* (1980)

Tabla # 5. Resumen Subcuenca de Uribante, GARCÍA JARPA *et al* (1980).

FORMACIÓN	FACIES	DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	AMBIENTE SEDIMENTARIO
LA LUNA	ALTERNANTES DE CALIZAS Y LUTITAS	Calizas y lutitas calcáreas fértidas con abundante materia orgánica laminada y finamente dispersa de color gris oscuro a negro, presenta nódulos y concreciones elipsoidales a discoidales. Las capas de calizas varían en espesor hasta 50 cm, con estratificación uniforme y monótona.	Ambiente marino con condiciones de fondo anóxicas de profundidad variable. En este ambiente reductor se preservó la materia orgánica y se formó pirita.
	MIEMBRO LA AGUADA	Parte inferior de la formación La Luna en la subcuenca de Lara – Trujillo. Está conformada por capas de caliza densa de color gris oscuro de 20 a 40 cm de espesor con concreciones de caliza, las cuales se hacen más abundantes hacia el tope de la sección, donde se presentan algunas intercalaciones de arena fina y limo.	Se puede considerar como facies transicionales entre las facies de aguas llanas depositadas en la plataforma y las facies pelágicas.
	MIEMBRO CHEJENDE	Se reconoce en la subcuenca Lara – Trujillo. Se observan calizas concrecionarias de color gris oscuro a negro, interestratificadas con lutitas y margas. Resalta la preponderancia de lutitas y margas sobre las calizas.	Se depositó en un ambiente pelágico con poca circulación de aguas y con sedimentación lenta.
	MIEMBRO TIMBETES	Se reconoce en la subcuenca de Lara – Trujillo. Consta de capas de calizas estratificadas, concrecionarias, con un espesor de hasta un metro, de color gris azulado a oscuro. Las capas de calizas se encuentran separadas entre si por margas muy calcáreas de color negro. También se observan capas de chert intercaladas con las calizas.	Ambiente pelágico de mayor oxigenación y circulación de las aguas que en el miembro anterior.
	MIEMBRO TRES ESQUINAS	Constituido por areniscas glauconíticas calcáreas y fosilíferas, de color verdoso, a veces con pelotillas de fosfato. Se caracteriza por su textura oolítica – ovular e infrayacen a la lutitas de la Formación Colón, presentando un espesor de 3 a 5 m.	Ambiente de moderada oxigenación y rico en organismos.
	MIEMBRO FTANITAS DEL TÁCHIRA	Formada por ftanitas negras finamente laminadas en capas delgadas con intercalaciones de lutitas silíceas y calizas negras. Existen capas lenticulares de caliza con concreciones.	Región marina oceánica de profundidad de 300 m. Probablemente la ftanita es de origen secundario derivado de la disolución de restos orgánicos silíceos. Se interpreta un ambiente de mayor oxigenación que los anteriores.
COLON	LUTITAS NEGRAS FOSILÍFERAS	Lutita negra con intercalaciones de limolita y areniscas finas con restos de bivalvos.	Ambiente marino pelágico de salinidad normal y circulación moderada
	LIMOLITAS Y ARENISCAS GLAUCONITICAS	Esta facies se desarrolla en la base y en el tope de la secuencia. La glauconita es muy abundante y hay presencia de concreciones.	Ambiente de plataforma interna con influencias deltáicas. Puede indicar sedimentación reducida debido a un momento de quietud en la transgresión.
	MIEMBRO CUJISAL	Capas gruesas de areniscas arcósicas y a veces glauconíticas.	Ambiente de cordón litoral, el cual estaría relacionado con un levantamiento en el cratón de Guayana.
	MIEMBRO SOCUY	Consta de 40 m de caliza margosa de colores claros con intercalaciones muy escasas de lutitas. Las calizas del Miembro Socuy se diferencian de las calizas de la Formación La Luna.	Ambiente depositacional de aguas moderadamente profundas menores de 500 m, haciendo cada vez menos profundo al irse depositando las lutitas de la Formación Colón.
MITO JUAN	ARCILLAS ARENOSAS	Son arcillas grises a gris verdoso y negro, localmente arenosas en las cuales el contenido de limo y arena aumenta en sentido ascendente.	Ambiente de aguas salobre poco profundas.
	CALIZAS Y ARENISCAS	Capas delgadas de calizas y areniscas del tipo grauvacca y subgrauvacca, hacia el tope de la Formación.	Ambiente poco profundo, evidenciando estas facies la colmatación de la cuenca.

Tomado y modificado de García Jarpa *et al* (1980)

Tabla # 4. Resumen Subcuenca de Uribante, GARCÍA JARPA *et al* (1980).

CRETÁCICO	CARACTERÍSTICAS
Albaniense Tardío	Amplia depositación de sedimentos marinos someros. Elevaciones subaéreas o basamentos submarinos someros influenciaron los patrones de sedimentación en el norte de Maracaibo (Macizo de Santa Marta y Bloque de Paraguaná), en el suroeste de Maracaibo (Macizo de Santander) y el centro de los Andes de Mérida a el área de El Baúl; estando reflejado en las delgadas rocas cretácicas sobre cada área o por su depositación en discordancia con el basamento. Paleotopografía alta en el centro de los Andes de Mérida y el área de El Baúl actuó como fuente de sedimentos de gravas feldespáticas de la Formación Peñas Altas.
Cenomaniense	Cambio rápido en los patrones de sedimentación hacia finales del Albaniense. Rápida inundación de la plataforma somera del Albaniense, reflejada en una retirada hacia el sureste del sistema deltaico de la Formación Capacho y en la preservación de un intervalo condensado en el tope de la Formación Maraca. La primera transgresión que afectó el occidente de Venezuela (Albaniense tardío a Cenomaniense temprano) pudo ser debido, en parte, a un cambio en la tasa de subsidencia en la región. Esta inundación transgresiva en la cuenca de Maracaibo y la liberación de materiales ricos en nutrientes (materia orgánica terrestre, N, P, Si, CaCO <sub>3</sub> ) en la columna de agua en corto período de tiempo geológico contribuyó al cese de sedimentación de carbonato de agua somera. Se infiere bajas tasas de sedimentación. Este evento fue registrado como una disminución abrupta en la arcilla total y Ti. Esta transgresión marina inicial disminuyó en el sureste de la cuenca de Maracaibo por renovación de la progradación de deltas durante el Cenomaniense medio. En este caso, altas concentraciones de cuarzo, zircón, y de las relaciones Zr/Al y Ti/Al están estrechamente relacionados con eventos turbidíticos. Contribuciones clásticas terrígenas al ambiente marino casi cesaron durante el Cenomaniense. Sin embargo, áreas a lo largo de los ancestrales Andes de Mérida muestra un aumento muy abrupto en la arcilla total, Zr/Al, y cuarzo cerca del límite Cenomaniense-Turonense. Este evento puede asociarse con un episodio de progradación de deltas e inundación de la plataforma del Miembro Guayacán.
Turonense	Hacia el final del Cenomaniense y el comienzo del Turonense ocurre la segunda transgresión marina que afecta a la región. Esto originó el cese casi total de la sedimentación deltaica en el área (con disminución sostenida en la arcilla total, Zr, y Ti). Esta disminución en la tasa de sedimentación estuvo acompañada por marcado aumento del COT correspondiente al evento mundial de facies ricas en carbono orgánico. Esta transgresión también llevó a la inundación de la plataforma del Miembro Guayacán en el límite del Cenomaniense-Turonense. Un hiato se ha inferido en este límite basado en evidencia de afloramiento y en la presencia de alta relación Zr/Al (pueden ser debido a concentración de Zr durante intervalos de sedimentación muy lenta). Zonas en la cuenca de Maracaibo son interpretadas como secciones condensadas (Turonense) basadas en limitados espesores y biofacies exclusivamente pelágicas. También está soportada por las tasas de acumulación menores que las del Cenomaniense. Este intervalo con alto contenido en carbono orgánico total (COT) representa el principio de condiciones semi-permanentes de agua de fondo estancada, reforzado por la presencia de barreras paleobatimétricas en el noroeste, sur y este (Macizos de Santa Marta y Santander, Bloque de Paraguaná y proto-Andes de Mérida), con condiciones de alta evaporación y baja precipitación (demostrado por palinoflora, datos litológicos y modelos paleoclimáticos). Una aridez regional episódica durante el Turonense-Santonense temprano también se ha sugerido para Colombia basado en la presencia de grandes cantidades de cuarzos (eólicos) en unidades equivalentes de la Formación La Luna, apoyado también por los datos de biomarcadores. Clima árido y condiciones oceanográficas restringidas trajo como resultado una alta salinidad y aguas bajas en oxígeno en áreas de plataforma someras para las cuencas de Maracaibo y de Barinas/Apure.
Coniaciense	La tercera transgresión marina ocurre entre el Coniaciense y el Santoniense temprano. Baja sedimentación inicial en el Coniaciense se incrementa dramáticamente en el Santoniense, en parte debido al incremento regional de subsidencia. La reactivación de fallas normales Jurásicas puede haber tenido un impacto significativo en la tasa de acumulación local. Los "ancestrales" Andes de Mérida continuaron actuando como barrera batimétrica, mantenimiento una pobre circulación del agua de fondo y la preservación de materia orgánica (hacia el este). Una paleobatimetría alta de la plataforma interna a media creada por el levantamiento de los "ancestrales" Andes de Mérida se hizo cada vez mas importante como foco para una sedimentación silíceo y fosfática (miembros Chert del Táchira y Tres Esquinas). El rápido influjo de limos de cuarzo hacia el final del Santoniense señala cambio en las condiciones climáticas y oceanográficas en la región. Variaciones en el COT a lo largo del sudoeste de los Andes de Mérida muestra que intervalos altos en COT son seguidos por disminución abrupta en COT. Intervalos más bajo de COT (probablemente debido a dilución por siliciclásticos derivados eólicamente) son coincidentes con marcados aumentos en Si, cuarzo y arcilla total, y un aumento ligero en Ti. Ninguna evidencia para una fuente fluvio-deltaica existe. Petrografía de secciones delgadas de rocas de intervalos del Turonense, Coniaciense, y Santoniense temprano también señala que cuarzo (limo) y raros minerales pesados son finamente diseminados a lo largo de la matriz de roca, indicando la deposición por suspensión. Sin embargo, intervalos bajos de COT en el Coniaciense y Santoniense temprano también podrían producirse por retorno breve de condiciones de agua de fondo marinas más "normales" (oxigenadas).

Tomado y Modificado de ERLICH *et al* (1999)

Tabla # 6. Resumen de la Evolución del Cretácico en el Occidente de Venezuela, ERLICH *et al* (1999).

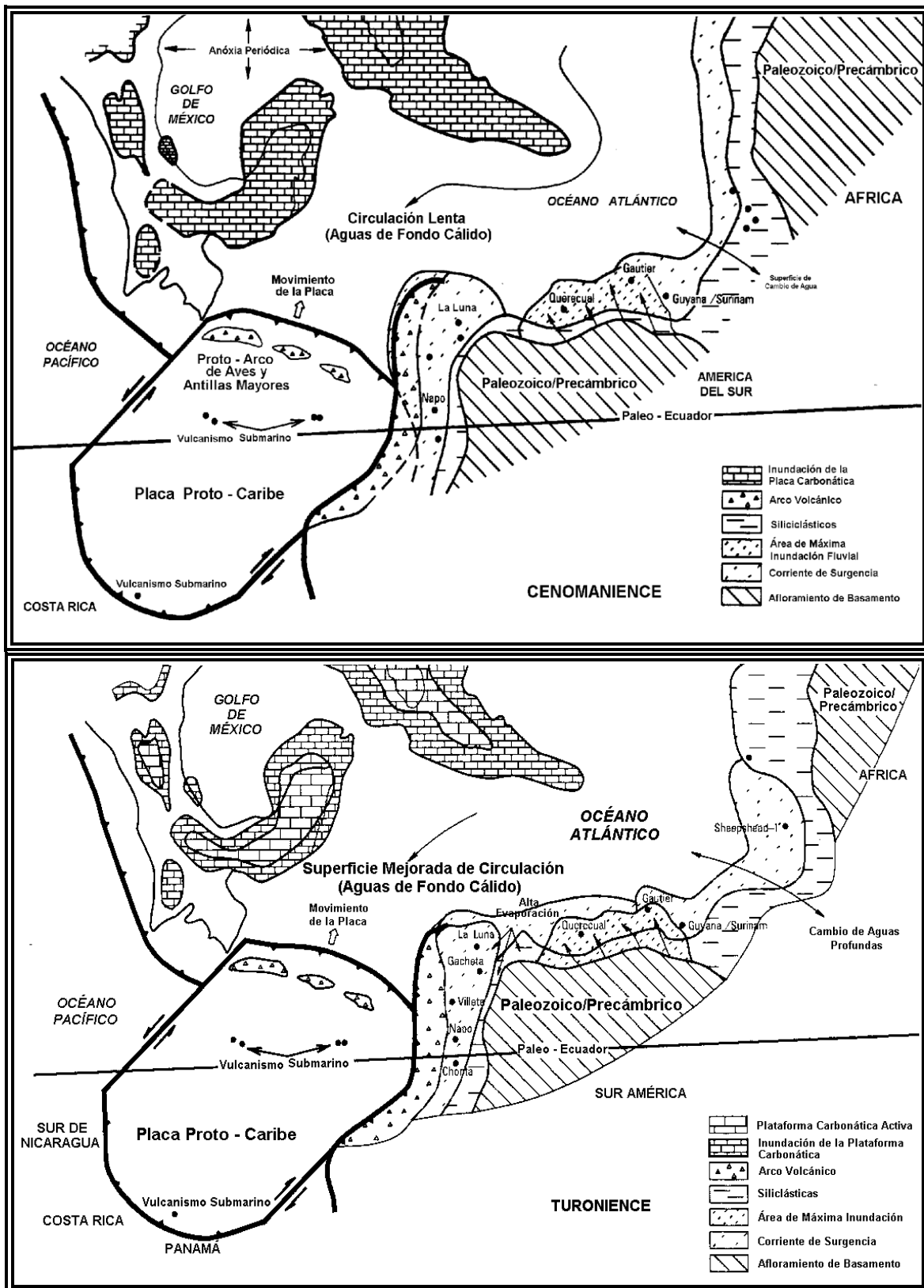
CRETÁCICO	CARACTERÍSTICAS
Santoniense	<p>En el Santoniense temprano, los modelos depositacionales parecen haber reflejado características semejantes a las del Turoniense y Coniaciense. En cambio, para el Santoniense tardío, las condiciones depositacionales fueron diferentes. Modelos paleoclimáticos y datos de palinoflora sugieren que alto aporte fluvial fue más común en el Santoniense tardío - Maastrichtiense. Previo al Santoniense tardío, poco o ningún sedimento siliciclásticos contribuyó, desde fuentes fluviales, a las cuencas de Maracaibo y de Barinas/Apure. Esto es indicado por aumentos en arcilla total y el "exceso" de Zr y Ti (Santoniense superior-Campaniense) que también coincide con altos intervalos de P. La entrada de siliciclásticos eólicos puede haber sido variable en este tiempo. Intervalos de "exceso" de Zr y Ti (altas relaciones Zr/Al y Ti/Al relativos a la arcilla total) y abundante cuarzo (limo) indica que turbiditas de fuente fluvial era el mecanismo primario para el transporte de siliciclásticos al ambiente marino en el norte de los Andes de Mérida. Alternativamente, algunas relaciones de Zr/Al altas podrían ser debidas a concentración de Zr dentro de intervalos condensados localmente importantes, o a discordancias intraformacionales. Gran cambio en el modelo de acumulación del carbono orgánico ocurrió en el Santoniense superior - Campaniense, demostrado en la disminución abrupta de COT, que puede atribuirse a dilución por siliciclásticos fluviales o a la estratificación decreciente de la columna de agua (debido a corrientes de surgencia o upwelling estacionales), que coinciden con la máxima extensión geográfica del Miembro Tres Esquinas (con deposición de fosfatos y glauconita). Reciente data geoquímica reflejan una tendencia de enfriamiento para finales del Santoniense a Maastrichtiense. Las temperaturas de superficie de mar frías, acompañada por un mayor gradiente termal tierra-océano puede haber incrementado la intensidad de los Vientos Alisios? (Trade Wind), incrementándose los upwelling estacionales en las cuencas de Maracaibo y de Barinas/Apure. Ocurrencia extendida de capas de restos de peces fosfatizados en el occidente de Venezuela y oriente de Colombia se ha atribuido a la incidencia de rápidas explosiones de productividad de algas marinas (mareas rojas), probablemente como resultado de corriente de nutrientes derivado del incremento runoff fluvial aumentado y upwelling de aguas de fondo anóxicas. La evidencia de este proceso (también observado en Colombia central y oriental) se refleja en la ocurrencia de múltiples intervalos altos de fosfato durante el Santoniense tardío y Campaniense que pueden ocurrir inmediatamente subsiguientes a intervalos altos de Zr/Al.</p>
Campaniense	<p>Cambio en los patrones de sedimentación ocurre en el Campaniense temprano, ejemplificado por el retorno de intermitentes aguas de fondo oxigenadas en toda la Cuenca de Maracaibo. Expansión de un ambiente de plataforma de interno a medio hacia el sureste está asociada con la alta paleobatimetría de los ancestrales Andes de Mérida (entre las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure), debido al levantamiento en Colombia o a un relativo bajo nivel de mar (low-stand). Esta área continúa siendo foco de deposición de sedimentos condensados silíceos y fosfáticos. Baja tasa de acumulación de sedimentos a lo largo del centro y sur de los ancestrales Andes de Mérida con respecto a las otras áreas sugiere que ambientes de plataforma interna a media fueron sujetos de frecuentes erosión y redistribución de sedimentos. El levantamiento de la Cordillera Central de Colombia (Campaniense-Maastrichtiense) impactó al occidente de Venezuela de tres maneras: a) la carga en Colombia causó subsidencia de la cuenca foreland (Cuenca de Maracaibo), contribuyendo a la cuarta mayor subida del nivel del mar del Cretácico medio a tardío, b) el nuevo espacio de acomodación fue rápidamente rellenada por sedimentos derivados de la erosión de levantamientos de antiguos estratos en Colombia, c) cambios en los modelos del clima local (más húmedo y más frío). Litoestratigrafía regional muestra que sedimentos siliciclásticos fueron inicialmente aportados al occidente de Venezuela desde el oeste y sur. Marcados aumentos en arcilla total, Zr, y Ti en el Campaniense tardío indican que siliciclásticos entraron a la cuenca por procesos eólicos y fluviales (turbiditas).</p>
Maastrichtiense	<p>La cuarta transgresión marina comienza durante el Campaniense hasta comienzos del Maastrichtiense. La tasa de subsidencia del Maastrichtiense temprano fue baja, incrementándose rápidamente durante el Maastrichtiense tardío. El sistema depositacional del Maastrichtiense tardío refleja la influencia de la continuada deformación estructural en el este de Colombia unida con el cambio paleoclimático del finales del Cretácico. Desarrollo de una cuenca foreland orientado noreste-suroeste continuó a través del final del Maastrichtiense y en el Paleógeno temprano. La cuenca fue progresivamente rellena por sedimentos deltaicos del este de Colombia y del sur de la cuenca de Barinas-Apure. Alta paleobatimetría submarina en este y sureste de Maracaibo (afloramiento, sísmica) probablemente se desarrolló durante una diferencial subsidencia foreland. Sedimentos de carbonato de mezcla y siliciclásticos fueron depositados en el centro-oeste de la cuenca de Maracaibo hacia el sur (Colombia), asociados con episodios de abandono de deltas y una marina transgresión local (datos de pozo, Maracaibo). Alto intervalo de arcilla total e intervalos bajos de cuarzo (puede ser debido a cambio en la fuente de sedimentos de los deltas) y relaciones Zr/Al ocurren en el Maastrichtiense temprano. La deposición de siliciclásticos parece haber ocurrido por combinación de procesos eólicos y fluviales. Aumentos abruptos en TOC (Campaniense-Maastrichtiense temprano), debido a la suma de materia orgánica terrestre, probablemente durante eventos turbidíticos. Contenido de TOC de la sección es generalmente bajo típico de los sedimentos oxigenados del Maastrichtiense. La subsidencia de la cuenca foreland y la subsidencia del Bloque de Paraguaná probablemente permitió a las aguas de fondo muy salinas de la cuenca de Maracaibo escapar al norte dentro del Océano Atlántico, y ser reemplazado por aguas oxigenadas. Aislados intervalos altos de fosfato del Campaniense tardío a Maastrichtiense temprano son productos de continuados eventos de marea roja.</p>

Tomado y Modificado de ERLICH *et al* (1999)

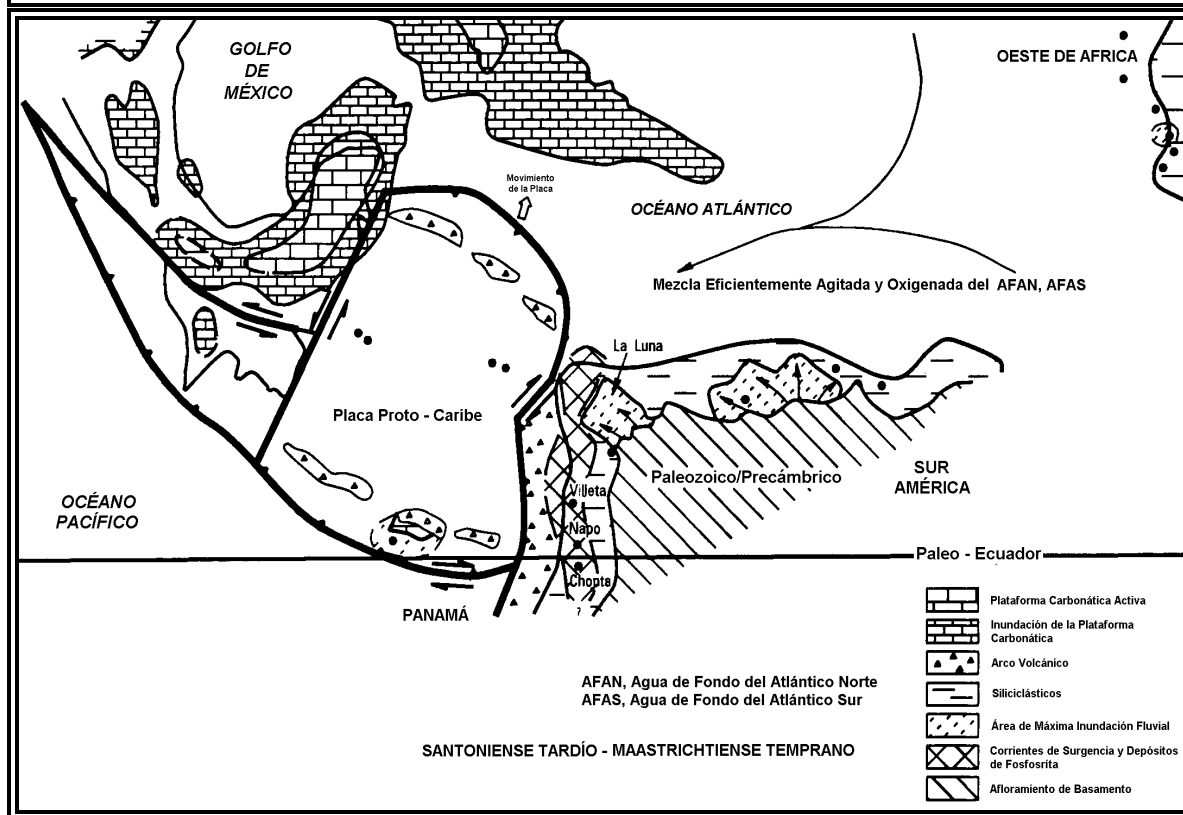
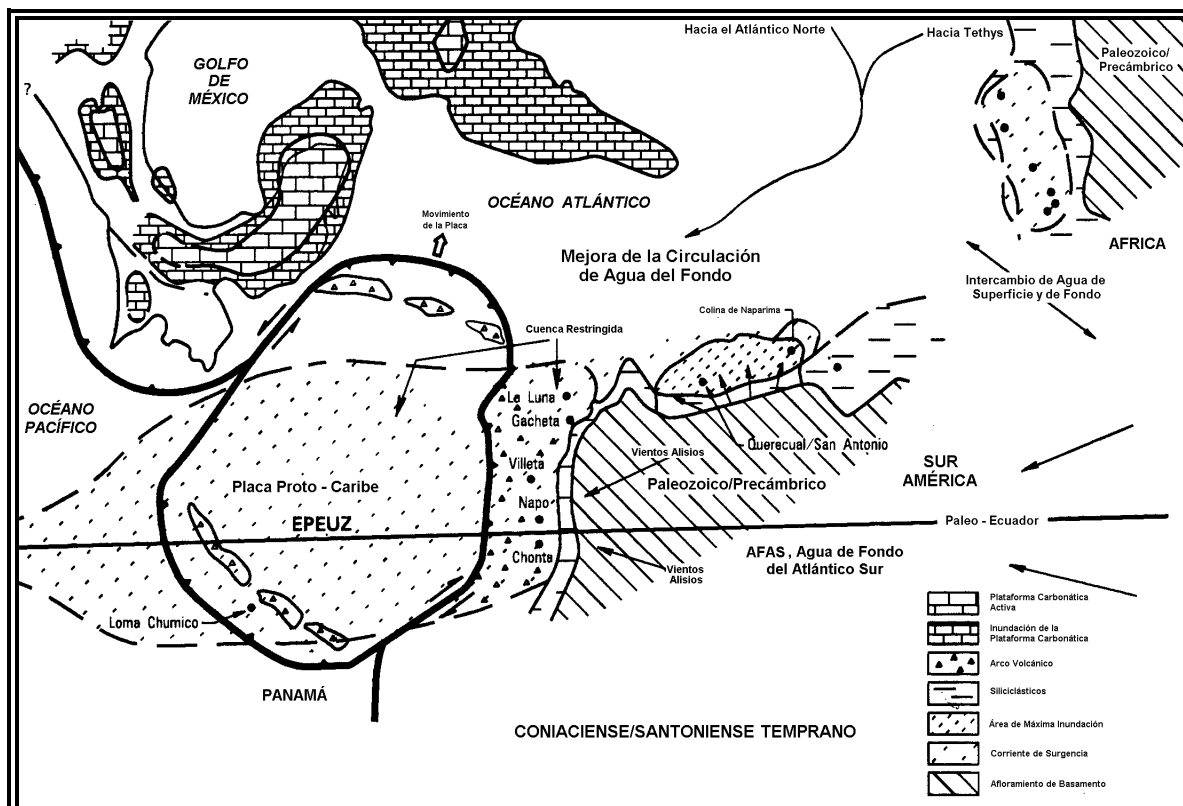
Tabla # 7. Resumen de la Evolución del Cretácico en el Occidente de Venezuela, ERLICH *et al* (1999).













Tomado de ERLICH *et al* (1999).  
 Figura 6. Evolución Tectónica del Occidente de Venezuela, ERLICH *et al* (1999).



Tomado de ERLICH *et al* (1999).  
 Figura 7. Evolución Tectónica del Occidente de Venezuela, ERLICH *et al* (1999).

Tipos	Características	Litología	Relleno	Apertura	Orientación	Dibujo	
<b>Extensivas</b>	F5	<ul style="list-style-type: none"> <li>Fracturas abiertas y cerradas</li> <li>Paredes disueltas</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Calizas</li> <li>Calizas arcillosas silicificadas</li> </ul>	Lodo carbonático, Arcilla o Sílice	< 100 $\mu$	Perpendiculares u oblicuas a la estratificación	
	F2	<ul style="list-style-type: none"> <li>Mineralizaciones totales</li> <li>Asociación única con cemento calcítico</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Calizas</li> <li>Calizas arcillosas silicificadas</li> </ul>	Cemento de carbonato de Calcio	< 500 $\mu$	Perpendiculares a la estratificación	
	F4	<ul style="list-style-type: none"> <li>Fracturas sinuosas</li> <li>Totalmente mineralizadas o cerradas</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Calizas</li> <li>Lutitas calcáreas</li> </ul>	Cemento de carbonato de Calcio	Variable, apertura máxima 1,5 mm	Perpendiculares y oblicuas a la estratificación	
	F3	<ul style="list-style-type: none"> <li>Totalmente cerradas</li> <li>Asociación de calcita y sílice</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>Calizas</li> <li>Calizas arcillosas silicificadas</li> <li>Lutitas calcáreas</li> </ul>	Cemento de carbonato de Calcio y Cemento de Sílice	250 - 650 $\mu$	Generalmente perpendiculares a la estratificación	
<b>Cizalla</b>	Fracturas que generan desplazamiento	<ul style="list-style-type: none"> <li>Calizas</li> <li>Calizas arcillosas silicificadas</li> <li>Lutitas calcáreas</li> </ul>	Cemento de carbonato de Calcio	Apertura variable	Perpendiculares		
<b>Microfracturas</b>	Se ubican en fragmentos de bivalvos y de peces	<ul style="list-style-type: none"> <li>Calizas</li> <li>Lutitas calcáreas</li> </ul>	Lodo carbonático o arcilla	< 100 $\mu$	Perpendiculares al eje mayor de los fragmentos		

Tomado y modificado de NELSON (1985).

Figura. 20. Características de las Fracturas Naturales en la Formación la Luna, Sección de la Quebrada Chiriría.

<b>Diagénesis Temprana</b>	<b>Procesos Orgánicos</b>	Agregación	Formación de Pellets
		Reducción de Partículas Esqueletales	Ausencia de Turbulencia
		Erosión	Envoltorios Micríticos
			Bioturbación
			Horadaciones (Boring)
	<b>Procesos Físico - Químicos</b>	Carbonático	Cementación Inicial
			Disolución
			Inversión Aragonito - Calcita (Neomorfismo)
			Dolomitización Primaria
			Reemplazo de carbonato de Hierro (Siderita)
		No Carbonático	Fosfatización
			Reemplazo de sulfato de Bario
			Compactación
			Silicificación
Piritización			

Tomado y modificado de GINSBURG (1957).

Fig. X. Procesos Diagenéticos tempranos de la Formación La Luna, Sección de la quebrada Chirría.