

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**CARACTERIZACIÓN QUIMIOESTRATIGRÁFICA DE LA SECCIÓN BASAL
DE LA FORMACIÓN QUERECUAL, ISLA CHIMANA GRANDE,
ESTADO ANZOATEGUI.**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al título de Ingeniero Geólogo
Por los Brs.
Margotta Coronado, José Antonio y
Ramírez Cabezó, Katty Marlina.

Caracas, Junio de 2004.

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**CARACTERIZACIÓN QUIMIOESTRATIGRÁFICA DE LA SECCIÓN
BASAL DE LA FORMACIÓN QUERECUAL, ISLA CHIMANA GRANDE,
ESTADO ANZOATEGUI.**

Tutor Académico: Prof. Víctor Padrón.

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al título de Ingeniero Geólogo
Por los Brs.
Margotta Coronado, José Antonio y
Ramírez Cabezó, Katty Marlina.

Caracas, Junio de 2004.

Caracas, 28 de Junio de 2004

Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geológica, para evaluar el Trabajo Espacial de Grado presentado por los Bachilleres José Margotta y Katty Ramirez, titulado:

**CARACTERIZACIÓN QUIMIOESTRATIGRÁFICA DE LA SECCIÓN
BASAL DE LA FORMACIÓN QUERECUAL, ISLA CHIMANA GRANDE,
ESTADO ANZOÁTEGUI.**

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

Prof. Sebastián Grande
Jurado

Prof. Rafael Falcón
Jurado

Prof. Víctor Padrón.
Tutor Académico

AGRADECIMIENTOS

A Dios primeramente por guiarnos por un buen camino y permitirnos lograr las metas propuestas durante nuestra vida.

A la Ilustre Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica por la formación académica impartida y el desarrollo de otras actividades que nos han permitido crecer como individuos.

A la Gerencia de Exploración y Producción de PDVSA-INTEVEP y todo el personal que labora en ella, por toda su colaboración técnica y profesional prestada desinteresadamente para lograr los objetivos de este trabajo.

Al profesor Víctor Padrón, tutor de este trabajo por su leal guía, apoyo incondicional, acertadas recomendaciones y sincera amistad en todo momento.

A la profesora Egleé Zapata, partícipe fundamental del desarrollo de este proyecto, gracias por su ayuda y todos sus oportunos consejos, tanto a nivel académico como personal.

A todas las personas que trabajan en la Escuela de Geología, Minas y Geofísica por su colaboración durante nuestra pasantía por la misma.

José agradece:

A mis Padres y Hermanos, por apoyarme en todas mis decisiones, brindarme todo lo que esté a su alcance, su amor y sus mejores consejos para mi desarrollo como persona.

A mi compañera de tesis (Katty) por ser tan buena persona, aguantarme durante el tiempo que transcurrió este trabajo y brindarme su maravillosa amistad tanto en las buenas como en las malas.

A todos mis compañeros de clases, que hicieron de mi paso por esta escuela una etapa de mi vida extraordinaria, especialmente a Alejandrita, Evengerd, Milly, Fátima, Verioska, Alicia, Francisco, Alvaro, Diego, Giuseppe, Daniel (Portu), los muchachos de Deportivo Geología y a todos con los que alguna vez compartí momentos inolvidables.

A mis amigos de siempre por hacerme ver que la vida es más que las aulas de clase y darme apoyo cuando uno más lo necesita.

A Elizabeth, por ser tan bella conmigo, brindarme su cariño, comprenderme y escucharme en los momentos más difíciles.

A todos los que han aportado un granito para que esto sucediera, muchísimas gracias...

Katty agradece:

A mis Padres y Hermano, pues sin su apoyo incondicional no hubiese sido posible lograr la culminación de esta meta, ni mi desarrollo integral como persona. A ti Mamá, se que desde el Cielo estás compartiendo este gran triunfo conmigo.

A José Margotta (Jóse) por ser el mejor compañero de tesis, amigo y hermano, gracias por entenderme y apoyarme en todo momento.

A mis amigos, los cuales estuvieron siempre conmigo en buenos y malos momentos, sin su apoyo no hubiese sido tan agradable el camino recorrido por la universidad de la vida. En especial a: Verioska (Verioskita), Alicia (Ali), Lised (Líse), Josué (Cuky), Aried (Ariedcita), Adriana (Cotu), Orleth (Mana), Marcel (Marci), Ricardo (Richy), Francisco (Francis), Diego, Giuseppe, Daniel (Potugués) y Yarima (Yubiyubi), pues sus consejos, amistad sincera y apoyo incondicional fueron los regalos más maravillosos que pudieron brindarme. Disculpen si olvido mencionar a alguien, saben que todos han jugado un rol importante en mi vida.

A mis amigos de infancia, por brindarme amor y apoyo todos estos años hasta llegar a formar parte de mi familia.

A todas las personas que colaboraron de una u otra forma para culminar exitosamente esta meta...mil gracias.

Margotta C., José A.,
Ramírez C., Katty M.,

**CARACTERIZACIÓN QUIMIOESTRATIGRÁFICA DE LA SECCIÓN
BASAL DE LA FORMACIÓN QUERECUAL, ISLA CHIMANA GRANDE,
EDO. ANZOÁTEGUI**

**Tutor Académico: Prof. Víctor Padrón. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de
Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Departamento de
Geología. Año 2004, 136 p.**

Palabras claves: Formación Querecual, Cretácico, Quimioestratigrafía, Paleoecología.

Resumen. La Formación Querecual es la principal roca madre del petróleo del Oriente de Venezuela, de allí la importancia de conocer todas las características geológicas que la definen.

Este estudio se realizó al noreste de Venezuela, específicamente en la Isla Chimana Grande, estado Anzoátegui. El objetivo principal de este trabajo es analizar la bioestratigrafía y geoquímica (isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, carbono orgánico total COT y contenido de CaCO_3) de la sección basal de la Formación Querecual como herramienta para calibrarla estratigráficamente y obtener las condiciones paleoambientales de su depositación.

El afloramiento estudiado consiste de una sección de 248 metros de espesor representado por una alternancia de lodolitas calcáreas (mudstone), calizas lodosas (wackestone) y calizas lodo granulares (packstone) finamente laminados con presencias de concreciones, en algunos casos, paralelas a la estratificación.

Los efectos diagenéticos corresponden a un grado diagenético bajo, donde predominan los efectos físico-químicos, en un ambiente reductor caracterizado por la presencia de fosfatos en asociación con carbonato y moderada cantidad de materia orgánica.

Mediante el análisis petrográfico se definieron 7 microfacies: *Mudstone* de Radiolarios (M1), *Mudstone* de Foraminíferos y Radiolarios (M2), *Mudstone* de Foraminíferos Pláncnicos (M3), *Wackestone* de Foraminíferos Pláncnicos (M4), *Packstone* de Foraminíferos Pláncnicos (M5), *Wackestone* de Foraminíferos Pláncnicos y Radiolarios (M6) y *Packstone* de Foraminíferos Pláncnicos y Radiolarios (M7).

El conjunto faunal representado por los géneros *Heterohelix*, *Globigerinelloides*, *Hedbergella*, *Whiteinella*, *Rotalipora* y *Ticinella* son indicativos de mares abiertos pelágicos con profundidades mayores a 100 metros. La asociación encontrada comparte fauna de los conjuntos de aguas someras (SWF) y aguas profundas (DWF) definidos por Leckie (1987). Los fósiles están representados mayormente por foraminíferos pláncnicos especialistas y oportunistas, la abundancia de estos últimos refleja condiciones eutróficas del medio.

La edad de la secuencia se estableció entre el Albiense tardío (Zona de *Ticinella primula*) y el Turoniense (Zona de *Whiteinella archaeocretacea*).

A partir de la evaluación geoquímica se reconocieron dos intervalos quimioestratigráficos cuyo comportamiento es cíclico.

En el Intervalo I el litotipo predominante es mudstone, aunque también están presentes en menor proporción wackestone y packstone laminados, con abundancia de radiolarios y foraminíferos plácticos oportunistas. Hacia la base hay excursiones positivas de $\delta^{18}\text{O}$, valores mínimos de $\delta^{13}\text{C}$ y COT, evidenciando corrientes de surgencia y aumento de la productividad. Verticalmente estas condiciones varían, las excursiones positivas de $\delta^{18}\text{O}$ mencionadas anteriormente disminuyen y los valores de COT y $\delta^{13}\text{C}$ aumentan motivado a la falta de oxígeno incapaz de oxidar la materia orgánica del medio. Por lo tanto, este intervalo muestra condiciones de disoxia/anoxia.

En el Intervalo II las condiciones también son de disoxia/anoxia, el litotipo predominante es wackestone laminado al igual que packstone, en menor proporción. Las condiciones anóxicas representativas de este intervalo son más marcadas comparándolas con el intervalo anterior, presentando en el tope los máximos valores de carbono orgánico y los mínimos de $\delta^{18}\text{O}$. Dicho evento puede ser correlacionado con el evento anóxico OAE2.

Las configuración de la cuenca para este período mostraba un margen pasivo con condiciones paleoclimáticas cálidas.

ÍNDICE GENERAL

	Pág.
AGRADECIMIENTOS	ii
RESUMEN	iv
I. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Objetivo General	2
1.2. Objetivos Específicos	2
1.3. Ubicación	2
1.4. Planteamiento del Problema	3
1.5. Trabajos Previos	3
1.6. Metodología	5
II. GEOLOGÍA REGIONAL	22
2.1. Evolución Geodinámica	23
2.1.1. Fase Pre-rift	23
2.1.2. Fase de Rifting	23
2.1.3. Fase de Margen Pasivo	24
2.1.4. Fase de Colisión Oblicua	26
2.2. Provincias Geológicas	27
2.3. Estratigrafía Regional del Cretácico	29
2.3.1. Unidad II Cretácico (Costa)	31
2.3.2. Unidad II Cretácico (Continente)	32
2.4. Formación Querecual	33
III. GEOLOGÍA LOCAL	37
3.1. Ubicación	38
3.2. Litoestratigrafía Local	39
IV. SEDIMENTOLOGÍA	47
4.1. Introducción	48

4.2. Características Petrográficas Generales	48
4.3. Microfacies	53
4.3.1. <i>Mudstone</i> de Radiolarios	53
4.3.2. <i>Mudstone</i> de Foraminíferos Plácticos y Radiolarios	53
4.3.3. <i>Wackestone</i> de Foraminíferos Plácticos y Radiolarios	54
4.3.4. <i>Mudstone</i> de Foraminíferos Plácticos	55
4.3.5. <i>Wackestone</i> de Foraminíferos Plácticos	56
4.3.6. <i>Packstone</i> de Foraminíferos Plácticos y Radiolarios	57
4.3.7. <i>Packstone</i> de Foraminíferos Plácticos	58
4.4. Distribución de las microfacies	58
V. DIAGÉNESIS	61
5.1. Introducción	62
5.2. Componentes principales	62
5.2.1. Matriz	62
5.2.2. Fósiles	64
5.2.3. Minerales Autigénicos	64
5.2.3.1. Calcita	64
5.2.3.2. Fosfatos	65
5.2.3.3. Pirita	66
5.2.3.4. Barita	66
5.2.3.5. Sílice	67
5.3. Procesos Diagenéticos	67
5.3.1. Procesos Físico-Químicos	67
5.3.1.1. Cementación	67
5.3.1.1.1. Cemento Fibroso	67
5.3.1.1.2. Cemento de calcita equidimensional (Blocky)	68
5.3.1.1.3. Cemento Radiaxial	69
5.3.1.2. Disolución	69
5.3.1.3. Procesos Neomórficos	70
5.3.1.4. Reemplazamiento	72
5.3.1.5. Fosfatización	72

5.3.1.6. Silicificación	73
5.3.1.7. Piritización	73
5.3.1.8. Concreciones	74
5.3.1.9. Compactación Física	75
5.3.2 Procesos Orgánicos	76
5.3.2.1 Envoltorios Micríticos	76
5.4. Fracturas	77
5.4.1. Fracturas Naturales	77
5.4.2. Fracturas inducidas	78
5.5. Porosidad	79
5.5.1. Por fractura	80
5.5.2. Intrapartícula	80
5.5.3. Interpartícula	80
5.6. Etapa Diagenética y Paragénesis	80
VI. BIOESTRATIGRAFÍA Y PALEOECOLOGÍA	85
6.1. Introducción	86
6.2. Paleontología y Edad	86
6.2.1. Radiolarios	86
6.2.2. Foraminíferos Plácticos	88
6.2.3 Bivalvos y Amonites	90
6.2.4. Edad	90
6.3. Paleoecología y Estrategias de Vida	92
6.4. Interpretación Paleobatimétrica	96
VII. GEOQUÍMICA	100
7.1. Introducción	101
7.2. Definición de los Intervalos Geoquímicos	102
7.3. Contenido de Carbono Orgánico Total (COT)	102
7.3.1. Contenido de Carbono Orgánico Total en la Sección de Estudio.	103
7.4. Contenido de Carbonato de Calcio (% CaCO ₃)	106

7.4.1. Contenido de Carbonato de Calcio en la Sección de Estudio.	106
7.5. Isótopos Estables	109
7.5.1. Isótopos de Oxígeno	109
7.5.2. Isótopos de Carbono	110
7.5.3. Distribución Isotópica en la Sección de Estudio	112
7.6. Calibración Estratigráfica	116
7.7. Paleoclimatología	119
VIII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	127
8.1. Conclusiones	128
8.2. Recomendaciones	129
IX. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	130

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

	Pág.
Fig. 1. Ubicación de la zona de estudio.	2
Fig. 2. Afloramiento de la Formación Querecual en “La Cienaguita”, isla Chimana Grande.	6
Fig. 3. Cortadora de Rocas.	8
Fig. 4. Lijadora de muestras.	8
Fig. 5. Máquina devastadora de muestras “Low Speed Buehler”.	9
Fig. 6. Máquina de Ultrasonido.	9
Fig. 7. Máquina “ <i>Petrothin Buehler</i> ”	10
Fig. 8. Molino pulverizador de muestras.	11
Fig. 9. Equipo Titulador de muestras.	12
Fig. 10. Equipo para determinar COT.	13
Fig. 11. Tubo de Reacción.	14
Fig. 12. Línea de Vacío.	15
Fig. 13. Línea de destilación.	17
Fig. 14. Espectrómetro de masas.	18
Fig. 15. Tacos de fracción de rocas.	18
Fig. 16. Microscopio electrónico JSM-5800 LV.	19
Fig. 17. Recubridor de carbono <i>Bal – Tec SCD050</i> .	20
Fig. 18. Perfilaje sísmico mostrando la configuración estructural y estratigráfica de las secuencias Jurásico-Cretácico.	25
Fig. 19. Correlación estratigráfica norte-sur de la Cuenca Oriental de Venezuela.	28
Fig. 20. Correlación regional del Cretácico y Paleógeno desde Guayana hasta la Cuenca Oriental de Venezuela.	33
Fig. 21. Correlación estratigráfica del margen pasivo costa afuera (Pozo A) con una columna estratigráfica simplificada de la Serranía del Interior (j).	34
Fig. 22. Localización de la zona de estudio.	38
Fig. 23. Vista del afloramiento estudiado.	38

Fig. 24. Corte geológico de la isla de Chimana Grande. Se observan las formaciones constituyentes de la isla.	39
Fig. 25. Diferenciación entre calizas y lutitas en el afloramiento.	39
Fig. 26. Columna Estratigráfica de campo de la Formación Querecual realizada en la sección de Chimana Grande.	40
Fig. 27. Contacto entre las Formaciones Chimana y Querecual.	41
Fig. 28. Vista de la unidad I, desde el contacto basal de la Formación Querecual con la Formación Chimana.	42
Fig. 29. Vista frontal de la Unidad II (Parte Inferior).	43
Fig. 30. Vetas de Calcita atravesando capas de calizas lodosas.	43
Fig. 31. Cubierto y parte superior de la Unidad II.	44
Fig. 32. Vetas de yeso a la izquierda y de calcita a la derecha, perpendiculares a la estratificación.	44
Fig. 33. Concreciones alineadas dentro de las lodolitas calcáreas.	45
Fig. 34. Columna Estratigráfica definitiva de la Formación Querecual en la sección de Chimana Grande.	46
Fig. 35. Clasificación de Dunham para rocas carbonáticas (1962).	48
Fig. 36. Relación litológica de la sección estudiada.	49
Fig. 37. Columna Estratigráfica de la sección basal de la Formación Querecual (Isla Chimana Grande) con las unidades litológicas informales.	50
Fig. 38. Relación Litológica de la Unidad I.	51
Fig. 39. Relación Litológica de las Subunidades IIA y IIB.	51
Fig. 40. Relación de colores exhibidos por las rocas estudiadas.	52
Fig. 41. Proporción de rocas laminadas y masivas.	53
Fig. 42. <i>Mudstone</i> de Radiolarios.	54
Fig. 43. <i>Mudstone</i> de Foraminíferos Plácticos y Radiolarios.	54
Fig. 44. <i>Wackestone</i> de Foraminíferos Plácticos y Radiolarios.	55
Fig. 45. <i>Mudstone</i> de Foraminíferos Plácticos.	56
Fig. 46. <i>Wackestone</i> de Foraminíferos Plácticos.	57
Fig. 47. <i>Packstone</i> de Foraminíferos Plácticos y Radiolarios.	58
Fig. 48. <i>Packstone</i> de Foraminíferos Plácticos.	59

Fig. 49. Distribución de las microfacies en la sección.	60
Fig. 50. Matriz de lodo carbonático.	63
Fig. 51. Fósiles rellenos de calcita.	65
Fig. 52. Niveles de fosfáticos.	65
Fig. 53. Pirita.	66
Fig. 54. Sulfato de Bario (Barita).	66
Fig. 55. Cemento relleno un grano fósil.	68
Fig. 56. Cementos fibrosos.	68
Fig. 57. Cemento de equigranular relleno fracturas y fósiles.	69
Fig. 58. Disolución de una partícula fósil.	70
Fig. 59. Agradación de la matriz.	71
Fig. 60. Procesos de Inversión en fragmentos fósiles.	71
Fig. 61. Reemplazamiento de calcita y materia orgánica en radiolarios.	72
Fig. 62. Fosfatización de la matriz y de partículas fósiles.	73
Fig. 63. Piritización de granos.	74
Fig. 64. Laminación por efectos de compactación física.	76
Fig. 65. Envoltorios micríticos.	77
Fig. 66. Fracturas de tipo cizalla.	78
Fig. 67. Fracturas extensivas rellenas de calcita.	78
Fig. 68. Clasificación de porosidad según Choquette y Pray (1970).	79
Fig. 69. Ejemplos de porosidad por fractura y disolución.	80
Fig. 70. Ambientes Geoquímicos según Berner (1981).	83
Fig. 71. Intensidad de los procesos diagenético en la sección.	84
Fig. 72. Fotografías y fotomicrografía de radiolarios con simetría esférica.	87
Fig. 73. Foraminíferos plácticos observados en la secuencia estudiada.	89
Fig. 74. Organismos Bénticos.	90
Fig. 75. A) Fragmento de <i>Inoceramus</i> ; B) Amonites relleno de cemento equigranular.	90
Fig. 76. Estrategias de vida de los foraminíferos plácticos observados.	94

Fig. 77. Corrientes de Surgencia (“Upwelling”).	95
Fig. 78. Estratificación de la masa de agua.	96
Fig. 79. Distribución paleobatimétrica de los fósiles.	98
Fig. 80. Correlación bioestratigráfica encontrada en la sección de estudio.	99
Fig. 81. Porcentaje promedio de COT en el Intervalo Geoquímica I.	104
Fig. 82. Porcentaje promedio de COT en el Intervalo Geoquímico II.	105
Fig. 83. Porcentaje promedio del contenido de COT de los Intervalos Geoquímicos I y II.	106
Fig. 84. Porcentaje promedio de CaCO ₃ en el Intervalo Geoquímico I.	107
Fig. 85. Porcentaje promedio de CaCO ₃ en el Intervalo Geoquímico II.	108
Fig. 86. Relación COT y CaCO ₃ .	108
Fig. 87. Distribución isotópica en la sección de estudio.	113
Fig. 88a. Relación del $\delta^{18}\text{O}$ en el intervalo I.	114
Fig. 88b. Relación del $\delta^{13}\text{C}$ en el intervalo I.	114
Fig. 89a. Relación del $\delta^{18}\text{O}$ en el intervalo II.	115
Fig. 89b. Relación del $\delta^{13}\text{C}$ en el intervalo II.	115
Fig. 90. Distribución $\delta^{18}\text{O}$ en la secuencia.	116
Fig. 91. Distribución $\delta^{13}\text{C}$ en la secuencia.	116
Fig. 92. Modelo de Cuenca de Zona de Mínimo Oxígeno.	120
Fig. 93. Relación oportunistas/especialistas con los elementos geoquímicos analizados.	121
Fig. 94. Relación entre la abundancia de foraminíferos pláncnicos y los intervalos quimioestratigráficos.	122
Fig. 95. Correlación total integrando todos los elementos analizados en la secuencia.	123
Fig. 96. Evento anóxico OAE2.	124
Fig. 97. Paleotemperaturas marinas Cretácicas.	125
Tabla 1. Potencial generador de Hidrocarburos según % COT.	103

I. INTRODUCCIÓN

1.1. Objetivo General.

Calibrar quimioestratigráficamente la sección basal de la Formación Querecual a través de la data obtenida de los análisis de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$), carbono orgánico total (COT), contenido de carbonato de calcio (CaCO_3) y dataciones bioestratigráficas.

1.2. Objetivos Específicos.

- Analizar la fauna diagnóstica para determinar la edad y las condiciones paleoecológicas de la sección basal de la Formación Querecual expuesta en la isla Chimana Grande.
- Calibrar la data quimioestratigráfica con los resultados obtenidos del estudio bioestratigráfico.
- Integrar los estudios litoestratigráficos, bioestratigráficos y geoquímicos realizados en la zona de estudio.

1.3. Ubicación.

La Isla de Chimana Grande, se encuentra ubicada en el mar Caribe, al norte de Pto. La Cruz, Edo. Anzoátegui (Fig. 1).

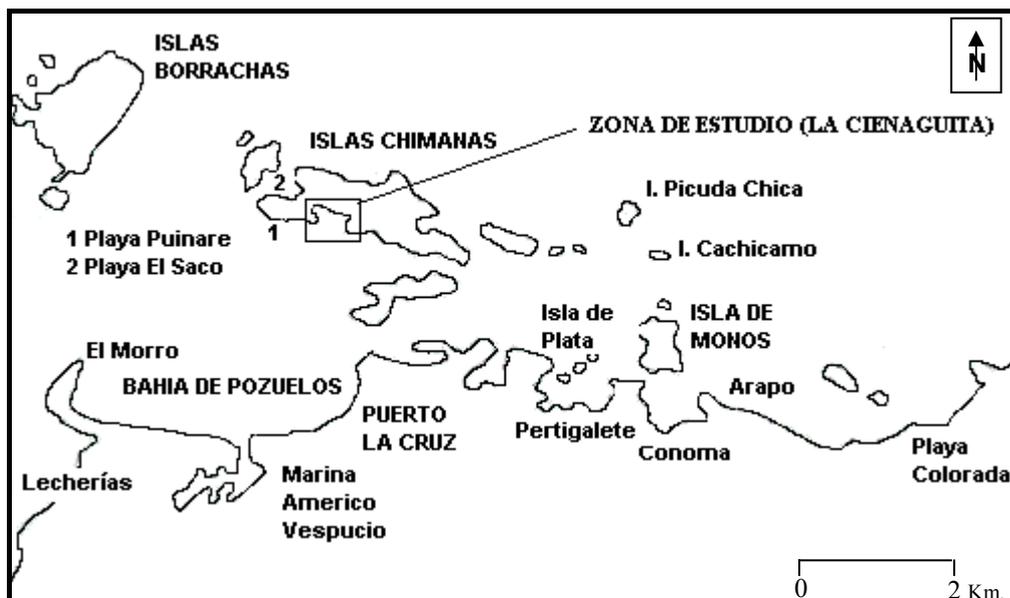


Fig. 1. Ubicación de la zona de estudio.

1.4. Planteamiento del Problema.

La Formación Querecual representa una de las principales rocas madres del petróleo en Venezuela, y la más importante de la cuenca oriental. Por lo que este trabajo constituye un importante aporte al estudio del Cretácico en nuestro país.

Los estudios paleontológicos, en combinación con los análisis geoquímicos, permiten caracterizar cambios climáticos y paleoecológicos. Pudiéndose además, realizar correlaciones estratigráficas con otras formaciones de características similares y definir importantes parámetros como paleotemperatura, cambios relativos del nivel del mar, determinación de edad, condiciones paleoecológicas y caracterización de la materia orgánica presente en las rocas.

Este tipo de estudio es importante pues representa una herramienta innovadora en cuanto a técnicas de investigación para obtener calibraciones con mayor resolución.

La zona de estudio, isla Chimana Grande, fue escogida por la necesidad de reconocer diferencias diagnósticas en una litología tan homogénea como lo es la de la Formación Querecual.

Se realizará una evaluación detallada, según muestreo sistemático, de la litología, bioestratigrafía y geoquímica, cuantificando los cambios diagenéticos ocurridos, permitiendo obtener un consolidado instrumento de correlación, además de ilustrar la interrelación entre los parámetros y su significado geológico.

La sección a estudiar, posee una resolución bioestratigráfica pobre (Crespo de Cabrera *et al.*, 1999), indicativa de su edad y paleoecología, aunque para corroborar dicha información se hace necesario relacionarlo con parámetros geoquímicos, que permitan obtener una mejor definición de las características paleoambientales y paleoclimáticas de dicha zona.

1.5. Trabajos Previos.

- Arthur y Schlanger (1979). Realizaron estudios en sedimentos marinos con zonas de oxígeno mínimo caracterizadas por alto contenido de carbono orgánico, evidenciando los eventos anóxicos (OAEs). Su propósito fue

identificar rocas madres cretácicas generadoras de grandes reservas de petróleo.

- Scholle y Arthur (1980). Estudiaron significantes fluctuaciones de los isótopos de carbono como herramienta explorativa de petróleo, donde demuestra el potencial de estos estudios como evaluadores de preservación de materia orgánica, circulaciones paleoceánicas y eventos anóxicos.
- Calvert (1987). Investigó concentraciones de materia orgánica en los depósitos marinos como componentes esenciales de los controles oceanográficos, producción primaria y tasa de sedimentación.
- Leckie (1987). Caracteriza las condiciones paleoecológicas del Cretácico a través del estudio de foraminíferos pláncnicos y divide la columna de agua según tres tipos de hábitats.
- Tucker y Wright (1990). Realizaron estudios en calizas pelágicas para reconocer horizontes ricos en materia orgánica.
- Bralower *et al.* (1994). Estudiaron la depositación en secuencias marinas de episodios de disoxia/ anoxia, ocurrencia de materia orgánica y el origen tanto espacial como temporal de las relaciones de los sedimentos carbonáticos.
- Parnaud *et al.* (1995). Proponen la historia geológica para el Oriente de Venezuela y la asocia a una serie de secuencias depositacionales, cada una correspondiente a una fase tectónica determinada en la evolución de la cuenca.
- Sliter (1995). Establece un catálogo para examinar a través de secciones finas las distintas morfologías de los foraminíferos pláncnicos del Cretácico.
- Villamil y Pindell (1998). Presentan la evolución del norte de Sur América durante el Mesozoico mediante modelos paleogeográficos a través de mapas.
- Bellanca *et al.* (1999). Expresaron características sedimentológicas y geoquímicas de lutitas negras ricas en carbono orgánico para secuencias europeas.

- Cabrera *et al.* (1999). Establecen una relación quimioestratigráfica y bioestratigráfica de la Formación Querecual en el oriente de Venezuela.
- Di Croce (1999). Estudió la cuenca oriental de Venezuela a través de la estratigrafía secuencial en sedimentos tanto costa afuera como continentales, proponiendo un modelo de evolución geodinámico para dicha cuenca.
- Jenkyns y Wilson (1999). Estudian la paleoceanografía y estratigrafía del Cretácico ilustrando los eventos en la evolución de las plataformas carbonáticas como causantes del efecto invernadero de ese período.
- Premoli Silva y Sliter (1999). Realizan una interpretación de la paleoceanografía del Cretácico, basándose principalmente en el desarrollo evolutivo de los foraminíferos pláncnicos.
- Madrid (2001). Caracterizó mediante análisis bioestratigráficos una sección carbonática de la Formación la Luna en el estado Trujillo.
- Jarvis (2002). Efectuó estudios de isótopos de carbono y cambios en el nivel del mar para dominios boreales.
- Jenkyns (2002). Estudia las causas y consecuencias de los eventos anóxicos a través de estudios de carbono orgánico, isótopos estables y palinología.
- Bautista y Borneo (2003). Establecieron la diagénesis de la Formación Querecual en la sección de Chimana Grande.
- Zapata (2003). Determinó el impacto de la diagénesis y su relación con la señal isotópica de los carbonatos de la Formación La Luna.

1.6. Metodología.

Para la realización del TEG se desarrollaron varias etapas, las cuales son:

Etapa I: Recopilación Bibliográfica.

Consistió en la búsqueda y revisión de todo el material bibliográfico relacionado a la Formación Querecual, haciendo hincapié en los aspectos sedimentológico, estratigráfico, ambiente sedimentario, fósiles, marco tectónico y características

quimioestratigráficas de carbonatos pelágicos depositados en condiciones similares a los de la Formación Querecual.

Esta etapa fue llevada a cabo en la Biblioteca de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Universidad Central de Venezuela y en la Biblioteca de PDVSA INTEVEP.

Etapa II: Trabajo de Campo.

Llevada a cabo al norte de la ciudad de Puerto La Cruz, Estado Anzoátegui, específicamente en la isla Chimana Grande la cual forma parte del Parque Nacional Mochima. El afloramiento se encuentra en la bahía La Cienaguita, al sur de la isla Chimana Grande (Fig. 2).



Fig. 2. Afloramiento de la Formación Querecual en “La Cienaguita”, isla Chimana Grande. (Orientación: S25°W).

El trabajo de campo tuvo una duración de diez (10) días. El acceso a la isla se realizó a través de pequeñas embarcaciones de pescadores (peñeros), siendo su punto de partida el muelle ubicado en el Paseo Colón de la ciudad de Puerto La Cruz.

El levantamiento geológico se realizó a partir del contacto entre la Formación Chimana infrayacente y la Formación Querecual. Se recolectaron un total de

trescientas cincuenta y seis (356) muestras, la toma de dichas muestras fue sistemática, cada sesenta (60) centímetros. En total se levantaron doscientos cuarenta y ocho (248) metros de sección.

En campo se realizó la columna estratigráfica con las características observadas en el afloramiento tales como espesor de la roca, color fresco, color meteorizado, diaclasas, fracturas, vetas y concreciones. Además, se realizó la división de unidades litoestratigráficas informales de la parte basal de la Formación Querecual.

Etapa III: Etapa de Laboratorio.

Realizada en los laboratorios generales de PDVSA INTEVEP ubicados en el Edificio Sur I de la mencionada sede.

En primer lugar, se elaboraron un total de trescientos seis (306) secciones delgadas y las 50 muestras restantes correspondieron a litotipos lodosos deleznable lo que dificultó la realización de las secciones petrográficas.

A continuación se presenta la metodología utilizada para la realización de secciones finas, la cual sigue los lineamientos estipulados en el catálogo del *Metal Digest* para la elaboración de secciones petrográficas de la *Buehler Ltd* y en el manual del laboratorio antes citado.

Los pasos a seguir para la realización de las Secciones Petrográficas son los siguientes:

- Con la máquina cortadora de muestras se obtienen tacos con dimensiones de veinte y siete (27) X cuarenta y seis (46) mm (Fig. 3).
- Para obtener una superficie plana el taco es pasado por la máquina *Ecomet III* con lija de grano 180 (Fig. 4).
- Se impregna el lado plano del taco con resina Epotek 301 con colorante azul. Luego, se coloca en la campana de vacío con el fin de tapar los poros de la roca.
- Al consolidarse la resina el taco es llevado a la máquina cortadora y es seccionada hasta que pueda observarse la roca. Posteriormente, se uniformiza la superficie con la máquina devastadora *Low Speed Buehler* con lija de 180 grit (Fig. 5).



Fig. 3. Cortadora de Rocas para obtener los tacos para hacer las secciones finas.



Fig. 4. Lijadora de muestras marca *Ecomet*, modelo *III* para obtener la superficie plana del taco de roca.

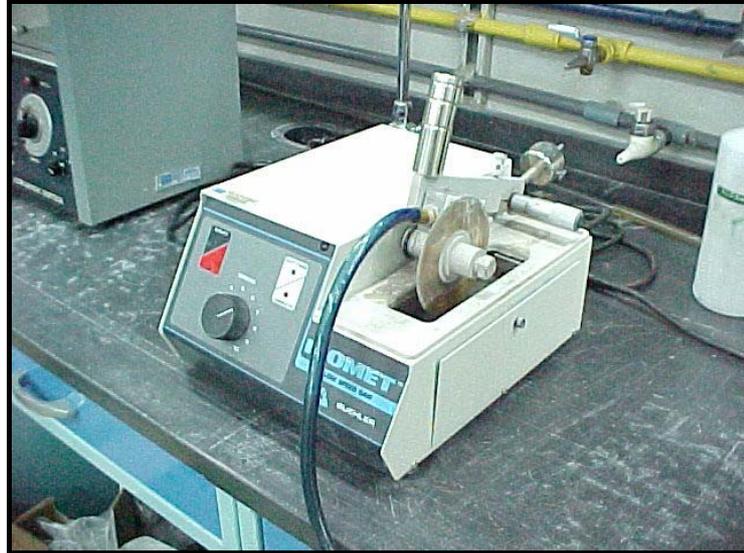


Fig. 5. Máquina devastadora de muestras Low Speed Buehler.

- La muestra se somete a un ultrasonido por veinte (20) segundos para liberarla de restos de partículas adheridas (Fig. 6).



Fig. 6. Máquina de Ultrasonido Branson 2510, para eliminar las partículas adheridas.

- Se pega la muestra al portaobjeto con resina sobre una plancha de calentamiento *Thermolyne*.
- La muestra es cortada y posteriormente es devastada por la máquina *Petrothin Buehler* código 38-1450-160 (Fig. 7), hasta llegar a quince (15) micras de espesor.

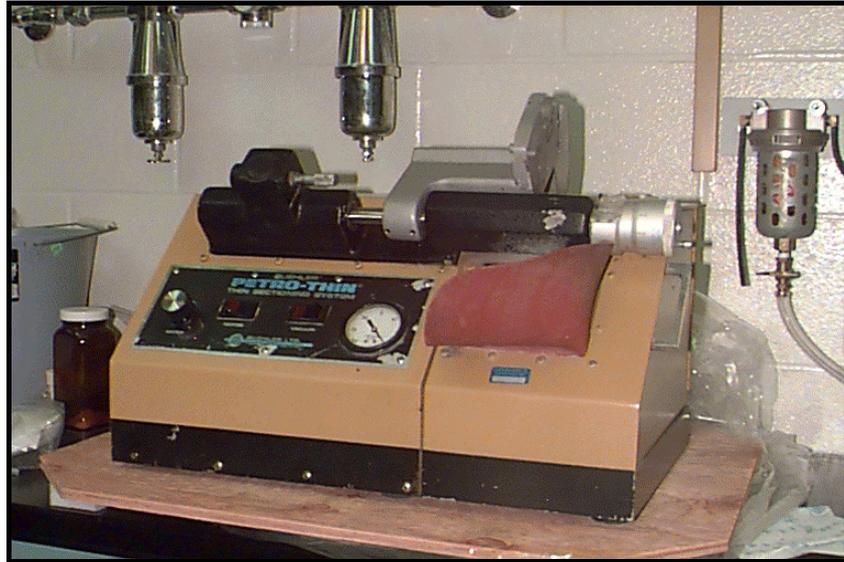


Fig. 7. Máquina *Petrothin Buehler* utilizada para afinar el rebajado de la muestra.

- En el caso de que la roca sea una caliza la muestra se pasa por el abrasivo de carburo de silicio de 600 grit para lograr un espesor de veintiocho micrómetros aproximadamente.
- Por último, la muestra es sometida nuevamente al ultrasonido para retirar los restos de abrasivo.

Posteriormente, las muestras fueron tratadas para la realización de los análisis químicos de Carbono Orgánico Total (COT), Carbonato de Calcio (CaCO_3) e Isótopos Estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$).

Éstas fueron seleccionadas cada cuatro (4) metros, de base a tope, a lo largo de toda la columna estratigráfica. En total fueron procesadas 61 muestras.

Para dichos análisis químicos es necesario que la muestra esté pulverizada. Para ello se utiliza un mortero de tungsteno, evitando de esta forma que la muestra se

contamine, para disgregar la roca en partículas de menor tamaño. Luego, estas partículas son pulverizadas en el equipo/ molino *Shatterbox* modelos: 8500-115/ 8500 (Fig. 8).

Obteniendo alrededor de treinta (30) gramos de la muestra con un tamaño de grano de 7.65 micras.



Fig. 8. Molino pulverizador de muestras, marca *Shatterbox* modelos: 8500-115/ 8500.

Con respecto a la determinación del Porcentaje de Carbonato de Calcio (CaCO_3) se procede de la siguiente manera:

- Seguido de la pulverización se procede a pesar unos 400 miligramos de muestra en un beakers de 100 mililitros.
- Después, se agrega ácido clorhídrico (HCl) para que reaccione con la muestra y se coloca en una plancha de calentamiento. Posteriormente se deja enfriar.
- Se procede a titular una solución de hidróxido de sodio con un equipo titulador marca *Metrohm* 785 titrino con capacidad para once (11) muestras. (Fig. 9).
- Se deja decantar por unos cuarenta y cinco (45) minutos; luego, se filtra la solución mediante unos crisoles porosos marca Leco N° 528-028. Esto se coloca en un horno a unos 45°C durante veinte y cuatro (24) horas.

- Por último, para obtener el porcentaje de carbono orgánico total se pasa el crisol por el equipo marca *Leco CS 400*.

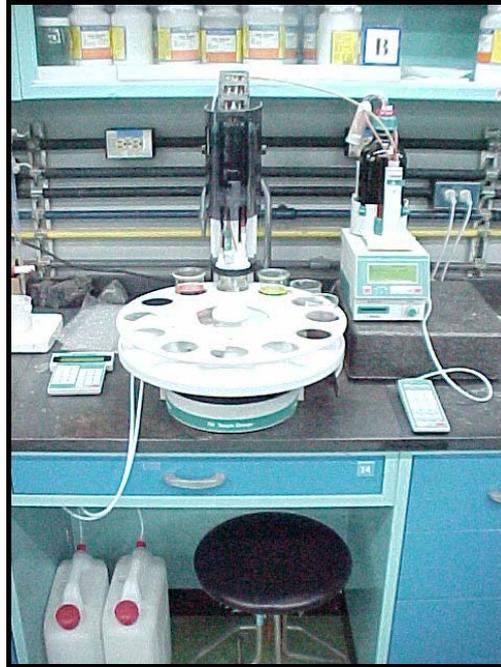


Fig. 9. Equipo Titulador de muestras marca *Metrohm*, con capacidad para once muestras.

Para la obtención del Porcentaje de Carbono Orgánico Total (COT) la metodología se describirá a continuación:

- Al crisol refractario con el residuo sólido libre de carbonato se le añaden tres (3) medidas de *Lecocel II*, el cual es un acelerador de combustión para determinación de C y S, también se le agregan dos (2) medidas de catalizador de hierro.
- Se corre el estándar, por lo menos cinco (5) veces, para obtener estabilidad en la señal del valor obtenido.
- Las muestras se procesarán, luego de la calibración del equipo, durante unos quince (15) minutos. Posteriormente, el equipo arrojará automáticamente el porcentaje de carbono orgánico total (COT) de la muestra analizada. (Fig. 10).



Fig. 10. Estación de trabajo para determinar automáticamente los valores de COT y CaCO_3 .

Para determinar la Relación de los Isótopos de Carbono y Oxígeno en rocas sedimentarias carbonáticas el método empleado consiste, a grandes rasgos, en cuatro etapas:

1. Preparación.
2. Reacción.
3. Destilación.
4. Medición.

Para la Preparación de las muestras se requiere llevar a cabo el siguiente procedimiento:

- Pesar aproximadamente 20 mg de muestra según el porcentaje de CaCO_3 .
- Introducir el tubo de reacción en una estufa a 60°C durante 30 minutos para eliminar la humedad (Fig. 11).

- Añadir 3 ml de ácido fosfórico 100% y caliente en el segmento lateral del tubo de reacción, el ácido no debe entrar en contacto con ninguna otra parte del tubo para impedir reacciones prematuras que produzcan fraccionamientos.

El ácido fosfórico 100% se prepara a partir del H_3PO_4 85% (concentración a la que es posible conseguirlo comercialmente), añadiéndole pentóxido de fósforo (P_2O_5) en caliente (200°C) y normalmente se prepara un ácido saturado con P_2O_5 hasta obtener un ácido cuya densidad se encuentre entre 1.94 y 1.96 g/cc.

Posteriormente, se le añaden 0.75 ml de H_2O_2 al 30% en una proporción de 2.5 mg por cada 600 ml de ácido y se calienta durante cuatro horas aproximadamente, hasta que el ácido presenta un aspecto cristalino e incoloro.

La generación del CO_2 a partir de las muestras de carbonato se genera en un tubo de reacción al vacío, donde se hacen reaccionar aproximadamente veinte (20) mg de carbonato con cinco (5) ml del ácido fosfórico (H_3PO_4) ya preparado.

Luego, se coloca el tubo de reacción en un baño térmico a 25°C (temperatura de referencia para el análisis de calcita) (Fig. 12).

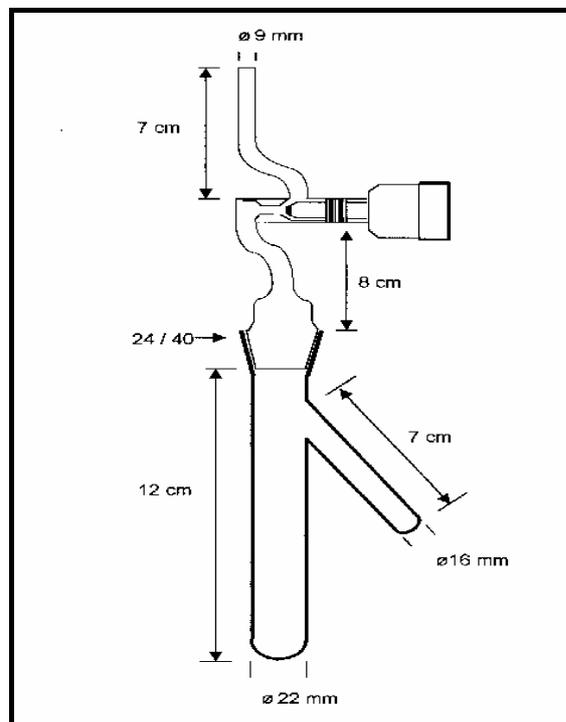


Fig. 11. Tubo de Reacción.



Fig. 12. Línea de Vacío donde se coloca el tubo de reacción para la generación de CO₂.

La Reacción del carbonato de calcio se lleva a cabo dentro del tubo el cual contiene la muestra de carbonato y el ácido, luego se traslada al baño termostatzado donde se deja toda una noche para aclimatarlo a 25°C antes de someter la muestra al ataque por el ácido. Finalizado ese tiempo, se vierte el ácido de la muestra inclinando el tubo e, inmediatamente, se regresa el mismo baño hasta completar la reacción. El ácido ataca el carbono de la muestra y se genera CO₂, este dióxido de carbono queda atrapado dentro del tubo y es el que será analizado en el espectrómetro de masas.

Ya obtenido el gas generado en la reacción se pasa a la Destilación, la cual se lleva a cabo mediante un proceso de destilación criogénica para separarlo del agua. Para ello, el tubo de reacción se acopla a una línea de vacío, en el cual el CO₂ una vez destilado se almacena en una ampolla para su posterior análisis en el espectrómetro.

Para la destilación, se dispone de una línea de vacío (Fig. 13) que consta de dos trampas que atrapan el agua (T1 y T2), una para atrapar el CO₂ (T3), un puerto

para acoplar el tubo de reacción y un puerto para la ampolla de recolección del gas. Las trampas que atrapan el agua se enfrían con una mezcla frigorífica que consta de nitrógeno líquido con n-propanol que congela el agua y deja pasar solamente el CO₂ el cual se atrapa posteriormente congelándolo con nitrógeno líquido.

La ampolla con CO₂ obtenida al final de la destilación debe ser identificada adecuadamente, pudiendo transcurrir un tiempo indefinido hasta su análisis en el espectrómetro de masas con características específicas para la determinación de las relaciones isotópicas.

En la etapa de Medición los valores arrojados para las relaciones isotópicas 45/44 y 46/44 del CO₂ determinan respectivamente las relaciones isotópicas del carbono (C13/C12) y del oxígeno (O18/O17) en la muestra expresadas como DELTA-vs-PDB ($\delta^{13}\text{C}_{\text{pdb}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{pdb}}$).

El equipo utilizado para medir las relaciones isotópicas es un espectrómetro de masas (Fig. 14) para isótopos estables Finnigan MAT modelo delta E, el cual contiene un sistema para la introducción de muestras del tipo “Dual Inlet System”, con unidades de volumen variable para muestra y patrón. Además, posee una estación de trabajo mediante una computadora PC utilizando el software ISODAT versión 6.1.

Las relaciones entre las masas 45/44 y 46/44 en las muestras se miden simultáneamente con las de un gas patrón de CO₂ (patrón interno), cuya composición isotópica relativa al PDB se conoce. Con base en dichas mediciones se obtiene el cálculo de los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{pdb}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{pdb}}$ para las muestras. Los cálculos toman en cuenta la corrección por la contribución de otros isótopos: ¹²C ¹⁷O ¹⁶O para la masa 45 y ¹³C ¹⁷O ¹⁶O, ¹²C ¹⁷O ¹⁷O para la masa 46.

Por último, las muestras fueron preparadas para el análisis de microscopía electrónica. Se seleccionaron siete (7) muestras englobando toda la sección; es decir, se escogieron en la base, en la parte media y en el tope.

Esta preparación implica dos tipos, una de ellas es para tacos de fracción de roca (electrones secundarios “SE”) y la otra, para secciones petrográficas pulidas (backscattered “BSE”).

Para el estudio de tacos de fracción de roca se requiere que el fragmento de roca esté fresco, debe tener un tamaño de 1.5 X 1.5 cm y la cara plana debe ser la sometida al análisis (Fig. 15).

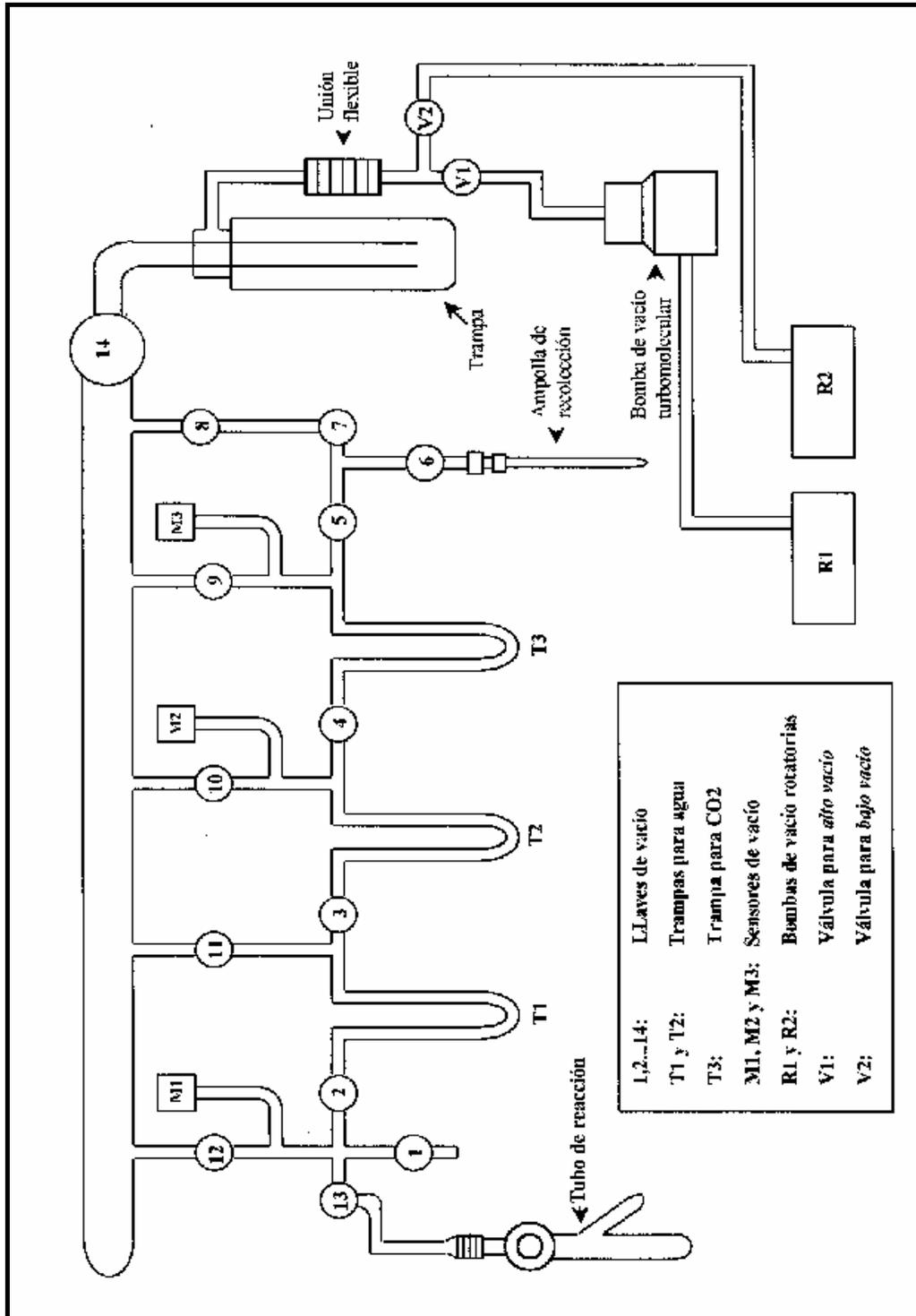


Fig. 13. Línea de destilación.



Fig. 14. Espectrómetro de masas para medir las relaciones isotópicas de carbono y oxígeno.



Fig. 15. Tacos de fracción de rocas para el estudio de electrones secundarios “SE” en la microscopía electrónica.

A un cilindro de aluminio se le adhiere el fragmento de roca con silicón y se introduce en un aparato que recubrirá la muestra de oro por evaporación de un baño iónico, luego se introduce en el microscopio electrónico (Fig. 16) para ser analizada.



Fig. 16. Microscopio electrónico JSM-5800 LV.

En las secciones petrográficas pulidas se debe proceder de la siguiente manera para realizar su pulitura:

- Sobre una platina giratoria recubierta con papel adhesivo rociado con un abrasivo (alúmina 1), se pule la muestra en la máquina Grinder- Polisher modelo C2348-160 durante cuatro minutos.
- Con un nuevo abrasivo (alúmina -0.3) rociado sobre la platina giratoria se pule la muestra utilizando la máquina anterior durante el mismo tiempo.
- Se repite el paso anterior pero usando otro abrasivo (alúmina -0.05), luego la muestra es lavada y secada.

- Para eliminar cualquier resto de abrasivo se coloca la muestra en un desionizador durante doce segundos aproximadamente.

Posteriormente, se recubre la sección fina con el carbono liberado de un hilo al pasar la corriente dentro del aparato recubridor modelo *Bal- Tec SCD050* (Fig. 17), luego de alcanzar el vacío. Por último, se introduce la muestra en el microscopio electrónico para ser analizada.



Fig. 17. Recubridor de carbono *Bal – Tec SCD050*.

Etapa IV: Análisis de Resultados.

En esta fase del trabajo se interpretaron todos los resultados obtenidos de los estudios realizados a las muestras tomadas en campo.

En primer lugar, se procedió a la observación de las secciones finas mediante el microscopio de luz polarizada plana marca *Leica* modelo *DLMP* para realizar la descripción petrográfica detallada de las secciones finas haciendo énfasis en sus características composicional, textural, fosilífera y diagenética. Esta descripción petrográfica se realizó mediante la clasificación para rocas carbonáticas de Dunham (1962).

Mediante el contenido fósil de las muestras se logró determinar las especies índices para la determinación de edad y las especies indicativas de condiciones paleoecológicas. Esto se basó en el reconocimiento de criterios morfológicos en

dos dimensiones, los cuales incluyen tamaño, ornamentación, forma de las cámaras y su arreglo. El esquema usado para la identificación de las especies cretácicas fueron los propuestos por Sliter (1995) y por Premoli Silva y Sliter (1999). Pudiendo de esta forma datar y correlacionar los eventos geológicos determinados mediante el desarrollo de este TEG.

Seguidamente, se interpretó la data geoquímica (COT, CaCO_3 , $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) y se relacionó con el resto de los análisis (petrográficos y paleontológicos).

En última instancia, se integró toda la información sedimentológica, bioestratigráfica y geoquímica para lograr la calibración estratigráfica de la sección basal de la Formación Querecual, el cual representa el objetivo principal de este trabajo especial de grado.

II. GEOLOGÍA REGIONAL

2.1. Evolución Geodinámica.

Desde la región centro oriental hasta el norte del país se extiende la Cuenca Oriental de Venezuela, la cual posee un área aproximada de 160.000 Km² (González de Juana *et al.*, 1980). Es una cuenca estratigráficamente y estructuralmente bastante compleja, por tal motivo se le han atribuido varios modelos explicativos de su origen y desarrollo a través del tiempo.

Estos modelos explicativos reconocen armónicamente cuatro (4) etapas de evolución geodinámica de dicha cuenca (Eva *et al.*, 1989) las cuales se pueden dividir en:

- Fase Pre-rift en el Paleozoico.
- Fases de Rifting y Drifting durante el Jurásico y el Cretácico Temprano donde se formaron estructuras tipo graben, creación de corteza oceánica en el dominio Tetis-Caribe y discordancias a nivel regional.
- Margen pasivo durante el Cretácico-Paleógeno.
- Fase final de colisión oblicua en el Neógeno y Cuaternario transformando el margen pasivo en una cuenca antepaís (foreland).

2.1.1. Fase Pre-rift.

Etapla desarrollada durante el Paleozoico, está identificada a través de perfiles sísmicos y se encuentran asociadas con las formaciones Hato Viejo y Carrizal depositadas en ambientes marinos neríticos y costeros. Las secuencias estudiadas a través de perforaciones están compuestas generalmente de areniscas de grano fino a grueso, algunas ligeramente calcáreas e intercaladas con conglomerados y lutitas. Estas secuencias son de edad Paleozoico y se encuentran preservadas en los “grabens” manteniendo espesores entre 3000 a 5000 pies.

2.1.2. Fase de Rifting.

La fase de rifting que afectó la margen norte de Suramérica fue parte de la apertura del Atlántico centro-norte cuando Norteamérica se separó de Gondwana (Erlich y Barrett, 1992). Este período de separación fue diacrónico y se realizó a

lo largo de las fallas transformantes, creándose dos sistemas de extensión de piso oceánico, la primera entre Norteamérica y Yucatán y el segundo entre Yucatán y el norte de Suramérica.

Los márgenes conjugados del sistema rifting entre Yucatán y Suramérica muestran evidencias menores de extensión en la corteza. La aparente falta de una amplia extensión de la corteza indica que la ruptura inicial fue resultado de la cizalla de las fallas transformantes (Pindell, 1985).

El registro sedimentario muestra la depositación de capas rojas conocidas como Formación La Quinta, secuencia de ambiente continental con influencia de tipo volcánico. Dicha formación se encuentra en la Cuenca Oriental de Venezuela en el graben de Espino, datándose con una edad perteneciente al Jurásico (Feo-Codecido *et al.*, 1984).

2.1.3. Fase de Margen Pasivo.

Según Parnaud *et al.* (1995) marca el final del período rifting en el Jurásico tardío-Cretácico temprano y el desarrollo de un margen pasivo tipo Atlántico en el norte de Sudamérica comprendiendo el sector norte de la Cuenca Oriental de Venezuela. Esta etapa se generó durante el Cretácico-Paleógeno.

Este período está caracterizado por tres fases transgresivas, desarrolladas de norte a sur durante el Aptiense-Albiense, Paleoceno temprano-Eoceno y Oligoceno respectivamente, estos eventos coinciden con la subsidencia tectónica y con los gráficos de cambios eustáticos del nivel del mar a nivel mundial.

La primera fase transgresiva comienza con la depositación de las areniscas basales de la Formación Barranquín (Parnaud *et al.*, 1995). El máximo avance transgresivo está marcado por depósitos de plataforma carbonática los cuales son diacrónicos de norte a sur. Esta transgresión está definida en la secuencia intermedia del Cretácico. En la siguiente línea sísmica (Fig. 18) se observa claramente la dirección y el diacronismo norte-sur:

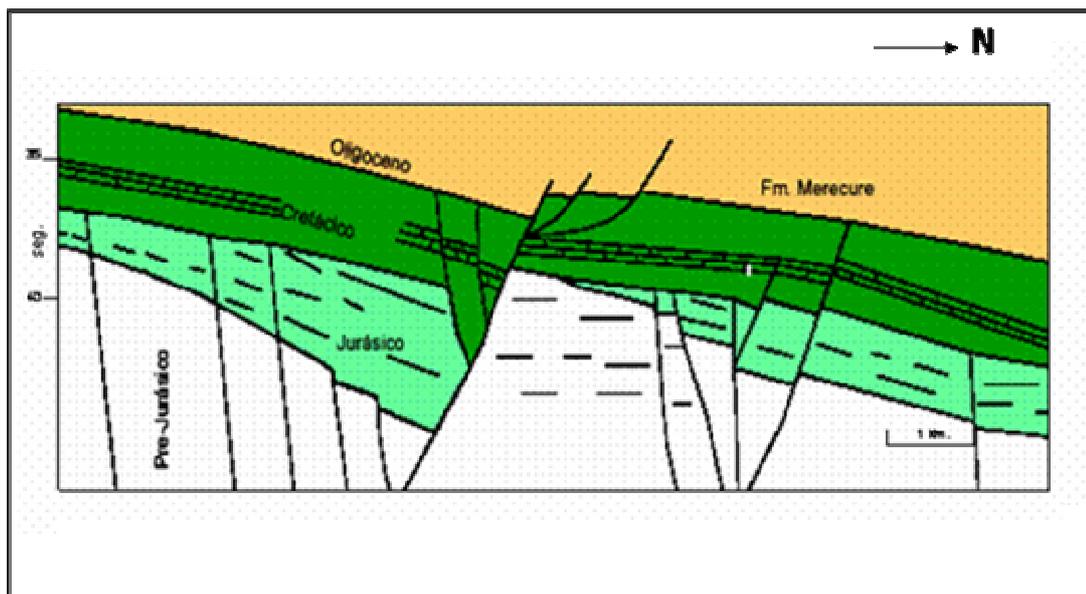


Fig. 18. Perfilaje sísmico mostrando la configuración estructural y estratigráfica de las secuencias Jurásico-Cretácico. Tomado y modificado de Parnaud *et al.* (1995).

El diaconismo transgresivo es factor importante para las variaciones de facies en la Cuenca Oriental y permite observar las condiciones de origen de las secuencias depositadas. Hacia el área norte de El Furrial se observan calizas pertenecientes al nivel superior de la Formación Barranquín mientras que al sur de la misma zona corresponden a la Formación El Cantíl de edad Albiense.

En el campo de El Furrial estas calizas son de edad Aptiense-Turonense y pertenecen a las Formaciones El Cantíl, Querecual y San Antonio. En la parte sur de la cuenca estos estratos pertenecen a la Formación Tigre e indican el máximo avance de la transgresión durante el Turonense.

En el área del Furrial también han sido perforadas facies intermedias entre la Formación Tigre y San Antonio. Ellas están caracterizadas por areniscas ricas en materia orgánica, calizas dolomíticas y presencia de glauconita, algunas se encuentran parcialmente fosfatizadas o silicificadas.

Las principales rocas fuentes fueron depositadas durante esta fase transgresiva. Ellas son lutitas marinas ricas en materia orgánica depositadas en un ambiente batial entre el corrimiento de Pirital y la falla del Pilar, estas rocas fuentes corresponden a las Formaciones Querecual y San Antonio de edad comprendida entre Albiense y el Campaniense. Las variadas facies orgánicas que ocurren en

ambientes plataformales se observan entre el corrimiento de Pirital y el frente de deformación, estas secuencias se depositan hacia el sur simultáneamente a la depositación de las secuencias batiales.

La regresión durante el Maastrichtiense está representada por la depositación de la Formación San Juan, la cual posee abanicos submarinos regresivos (Di Croce *et al.*, 1999) y profundidades batiales basándose en los icnofósiles y fauna béntica encontrada en la misma (Vivas *et al.*, 1985), en el área del Furrial presenta facies deltáicas. La transgresión siguiente a este período regresivo fue durante el Paleoceno-Eoceno, en la cual se depósito la Formación Guárico en la parte central de la cuenca en secuencias tipo “flysch” con presencia de olistolitos, representando también la gran acumulación de abanicos submarinos desarrollados en la zona de “foredeep” al sur del frente de deformación, lo cual indica la inicialización del choque oblicuo entre la Placa Caribe y la Placa Sudamericana.

La transgresión final se desarrolló durante el Oligoceno comenzando con la depositación de las areniscas basales de la Formación Merecure. Estas areniscas son el principal reservorio del área del Furrial. Hacia el sur de la cuenca la Formación Merecure fue depositada en ambientes continentales (Cerro Negro) y en ambientes de plataforma interna en la parte norte (Afloramientos de la Serranía del Interior). La Formación está compuesta principalmente de areniscas de grano fino a grueso y lutitas, la fuente de sedimentos proviene del escudo de Guayana. Las facies cambian hacia el norte a las areniscas y lutitas de las formaciones Areo y Carapita que son atribuidas a ambientes de plataforma externa (Parnaud *et al.*, 1995).

2.1.4. Fase de Colisión Oblicua.

La secuencia de margen pasivo finaliza durante el Oligoceno cuando culmina la colisión de la Placa Caribe contra la Placa Sudamericana cambiando la configuración de la cuenca a una cuenca ante-país o foreland (Parnaud *et al.*, 1995). Esta colisión oblicua migra progresivamente durante el Oligoceno tardío al Mioceno temprano dividiendo la cuenca en tres áreas:

a.- Área sur desde Cerro Negro hasta Oritupamo correspondiente a la zona plataformal.

- b.- Área central desde Acema-Casma hasta Pirital correspondiente al foredeep.
- c.- Área norte (norte de la falla de Pirital) correspondiente al área de empuje tectónico.

El diacronismo de la carga aplicada por el cinturón de deformación al borde norte de Sudamérica provoca la migración del foredeep hacia el este (Parnaud *et al.*, 1995). Hacia el oeste, las últimas secuencias de rocas sedimentarias son de edad Paleoceno, indicando eventos tectónicos tempranos en esta área. Hacia el este de Venezuela, sin embargo el registro rocoso no tectónico puede ser reconocido previo al Eoceno tardío.

El foredeep también migra de norte a sur con cúmulos de unidades alóctonas causadas por la colisión de las placas, se localiza al sur del frente de deformación, siendo aislado de la plataforma por inclinación. Dentro del mismo las secuencias de lutitas delgadas de la Formación Carapita fueron las primeras en depositarse. Esta formación es el principal sello de los reservorios del Oligoceno y el Mioceno como son las formaciones Freites y Oficina. También es considerada como una potencial roca fuente con variados tipos de materia orgánica (continental y marina).

Este “foredeep” fue rellenado durante el Plioceno-Pleistoceno con los depósitos de La Pica y Las Piedras representativos de ambientes marinos poco profundos a ambientes continentales (Fig. 19).

2.2. Provincias Geológicas.

La Cuenca Oriental se encuentra dividida en dos dominios, el norte o compresivo y el sur distensivo. Esto ha delimitado a la cuenca en tres provincias geológicas:

a- Serranía del Interior :

La Serranía del Interior incluye un cinturón de pliegues con fallas de cabalgamiento asociadas. Los mapas correspondientes a esta superficie muestran al conjunto plegado como una longitud de unos 70 kilómetros y un ancho aproximado de 5 kilómetros.

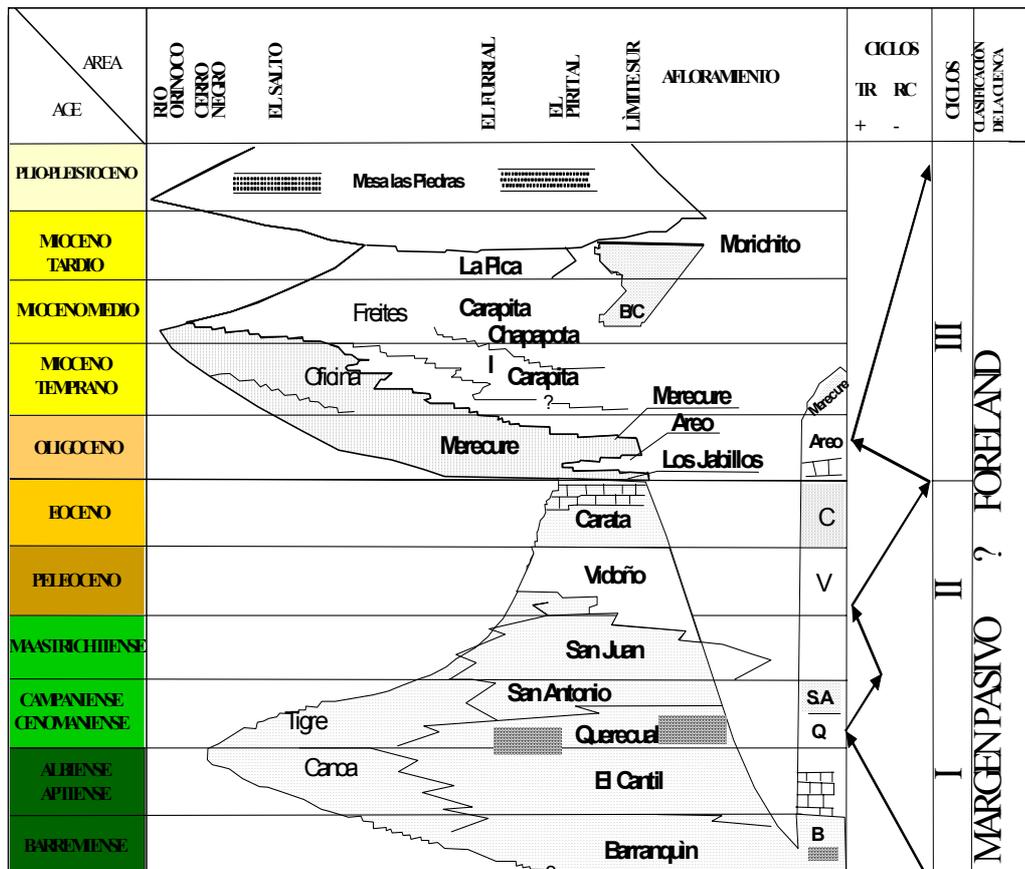


Fig. 19. Correlación estratigráfica norte-sur de la Cuenca Oriental de Venezuela.
Tomado y modificado de Parnaud *et al.* (1995).

Las fallas que limitan a la Serranía son las siguientes:

- La zona de falla transcurrente del Pilar al norte, de dirección este-oeste.
- El corrimiento de Pirital de dirección N70°E.
- La zona de falla de Urica, con direcciones noroeste-sureste.
- La zona de falla de Los Bajos en dirección este.

La falla de San Francisco disecta a la Serranía del Interior en dos grandes bloques, el bloque de Bergantín al oeste y el otro denominado el bloque de Caripe al este.

b- El Piedemonte de Monagas:

Se encuentra hacia el sur respecto a los corrimientos de Pirital y Quiriquire, representa el cinturón plegado el cual se prolonga a nivel de subsuelo conformando el frente de deformación. En el subsuelo los pliegues tienden a ser

paralelos con una serie de anticlinales generados por el corrimiento. Estos plegamientos fueron generados en gran medida por los eventos compresionales del Neógeno.

c- El Foreland de Maturín:

El “foreland” o cuenca antepaís se encuentra limitada por el frente de deformación hacia el norte y noroeste, el Cratón de Guayana al sur y el Océano Atlántico al noreste.

La cuenca antepaís posee un basamento fallado hacia su margen sur, con un conjunto de fallas de crecimiento, mientras que hacia su margen norte se encuentran los corrimientos que originaron los depósitos tipo flysch, estos corrimientos avanzaron provocando orogénesis de los depósitos previos y canibalismo en la cuenca, los materiales que fueron levantados vuelven a ser depositados posteriormente como molasas.

2.3. Estratigrafía Regional del Cretácico.

La estratigrafía del Cretácico en el oriente de Venezuela ha sido estudiada desde principios del siglo pasado, modificando las edades de las secuencias depositadas a través de nuevas informaciones de campo y nuevas técnicas que permiten desarrollar modelos estratigráficos con mayor precisión.

Según Villamil y Pindell (1998) los estratos del Cretácico Inferior de la Cuenca Oriental son dominados por sedimentos clásticos de grano grueso y plataformas carbonáticas de aguas someras. Estos sistemas representan eventos de inundaciones marinas sobre plataformas poco profundas de aguas bien oxigenadas. La Formación Barranquín hacia el sur se hace más densa por procesos de agradación por encima de eventos transgresivos o regresivos. El registro de la Formación Barranquín muestra el inicio y arreglo gradual del espacio de la cuenca por el aumento eustático del nivel del mar. La parte superior de Barranquín posee facies de grano fino contemporáneas a facies del norte de la cuenca (Villamil y Pindell, 1998). Estas facies terminan en la Formación Valle Grande con dominio de lutitas ricas en amonites, esta unidad indica edad Aptiense.

La Formación Valle Grande puede ser correlacionada con las lutitas de la Formación García en las islas del norte de Puerto La Cruz (Isla Borracha y Chimana Grande). La sección estratigráfica muestra dos unidades de la Formación García, la primera de edad Aptiense hacia el norte y la otra de edad Albiense al sur, ambas edades son correctas y son posibles por el diacronismo estratigráfico existente. Estas unidades separan a la Formación Barranquín de los carbonatos de la Formación El Cantil. El tope de la Formación García y la base de la Formación El Cantil se han propuesto como un límite de secuencia (Villamil y Pindell, 1998). La visión estratigráfica de la cuenca es complicada, porque aunque las secuencias generalmente son transgresivas posee unidades de regresión locales. El tope de El Cantil en el norte posee areniscas glauconíticas marcando el sistema transgresivo hacia el sur, agradación y lenta progradación de la Formación El Cantil hacia el sur y la depositación progradante de la Formación Chimana.

La Formación Chimana es una secuencia progradacional de poca profundidad, marca la terminación del crecimiento de la plataforma carbonática y el inicio de la depositación de rocas fuentes en dicha cuenca. La Formación Chimana termina durante una abrupta transgresión que marca la base de la Formación Querecual.

La base de la Formación Querecual es la base del Albiense tardío con amonites muy comunes como el *Puzosia tucuyensis*. El Cenomaniense en las regiones distales está representado por unos pocos metros de lutitas calcáreas con fosfatos. Los estratos basales del Turoniense Inferior son una sección condensada con abundantes concreciones calcáreas con amonites y otros fósiles asociados. La sección condensada del Turoniense Inferior representa una máxima superficie de inundación de toda la sección cretácica. El sistema depositacional siguiente progresa suavemente y representa un “highstand” con varias secuencias depositacionales que persisten hasta la base de la Formación San Antonio (Fig. 20).

La Formación San Antonio es una unidad compuesta por lutitas, cherts y capas de micrita dispersa con concreciones pobremente fosilíferas. Esta formación representa condiciones de surgencia en la margen norte de Sudamérica junto con las ftanitas del Táchira y la Formación Naparima Hill de Trinidad. El tope de la

Formación San Antonio contiene diques de areniscas post-depositacionales y muestra una progradación gradual que es interrumpida por un límite de secuencia que se encuentra representado por las facies de grano grueso de la Formación San Juan, la cual representa un “lowstand”.

Después de la Formación San Juan se deposita la base de la Formación Vidoño representada por lutitas calcáreas con abundantes radiolarios y presencia de glauconita y fosfatos. La depositación de la Formación Vidoño es una superficie transgresiva, estas condiciones cambian y se deposita la Formación Caratas mediante un progradante “highstand” marcando el final de la depositación Cretácica (Villamil y Pindell, 1998).

Según Di Croce *et al.* (1999) la calibración a través de perfiles sísmicos permite subdividir el margen pasivo Cretácico en tres unidades estratigráficas, desde más viejas a más jóvenes, usando como criterio divisor los límites de secuencias (SB) y las superficies de máxima inundación, estos factores también influyen en la atribución de la edad ya que el control paleontológico en ocasiones no es el más adecuado.

Tres unidades resultaron de la subdivisión del margen pasivo:

- Unidad II Cretácico.
- Unidad III Paleoceno-Eoceno.
- Unidad IV Oligoceno.

En la descripción de las unidades se separan las secuencias que se depositan en continente de las que se depositan costa afuera. En las unidades III y IV hay mayor presencia del área costa afuera porque dentro del continente (sur del frente de deformación) existe un hiatus Paleógeno que combina no depositación y erosión precediendo la depositación del foredeep en el Mioceno temprano. En este trabajo solo se analizará la Unidad II, como tópico fundamental para entender la configuración de la cuenca en que se depositó la formación en estudio (Fig. 22 y 23).

2.3.1. Unidad II Cretácico (Costa).

En los perfiles de reflexión se observa la estratigrafía costa afuera de esta unidad, mostrando una gran discordancia donde el basamento y algunos semigrabens

Jurásicos están en contacto con las secuencias cretácicas. El límite de secuencia superior se ubica en la parte basal del Paleoceno tardío (Di Croce *et al.*, 1999).

A escala regional este período responde a una tendencia transgresiva, que puede a su vez subdividirse en cinco paquetes que exhiben ciclos de transgresión-regresión y permiten observar la configuración interna del mismo período (Fig. 22).

El Cretácico Inferior consiste de unidades espesas de lutitas multicoloreadas y moteadas con areniscas. Bioestratigráficamente la unidad posee gran representación de palinomorfos y tanto la palinología como los análisis sedimentológicos indican que los sedimentos depositados poseen gran influencia de ambientes continentales.

El Cretácico Superior se encuentra desde el Cenomaniense hasta el Maastrichtiense. Estas secuencias consisten de calizas finamente laminadas, ricas en foraminíferos e intercaladas con lutitas calcáreas, calizas lodosas, lutitas glauconíticas y areniscas. Basado en los análisis sedimentológicos y paleontológicos las facies del Cretácico tardío son interpretadas como depósitos de plataforma estable con límites de secuencia compatibles con las variaciones del nivel del mar.

2.3.2. Unidad II Cretácico (Continente).

Consiste de una espesa cuña discordante con el basamento cristalino del Precámbrico. La base de esta unidad se encuentra debajo de la discordancia SB-1/SB-2 (Fig. 21), mientras que el límite SB-3 es el tope de la unidad II, que corresponden a la principal discordancia regional mencionada como “discordancia basal del foredeep”.

La unidad II puede dividirse en dos subunidades y posee espesores hasta de 600 m. La primera subunidad corresponde desde el Aptiense medio al Albiense con secuencias litológicas de areniscas de grano grueso depositadas en ambientes continentales como la Formación Canoa. La subunidad superior corresponde desde el Cenomaniense hasta el Campaniense (Formación Tigre) y se encuentra compuesta por dos litofacies. La litofacies basal consiste de areniscas intercaladas

con lutitas, mientras que la litofacies superior consiste de calizas dolomíticas con lutitas glauconíticas.

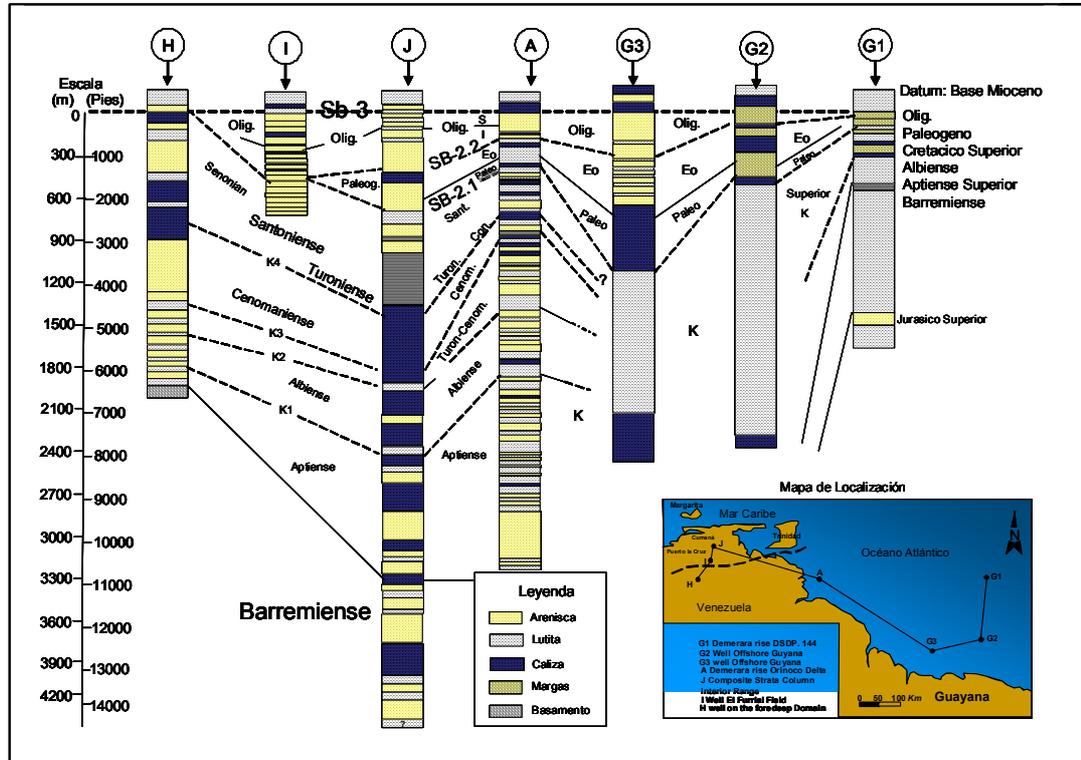


Fig. 20. Correlación regional del Cretácico y Paleógeno desde Guayana hasta la Cuenca Oriental de Venezuela. Modificado de Di Croce et al. (1999). Tomado de Bautista y Borneo (2003).

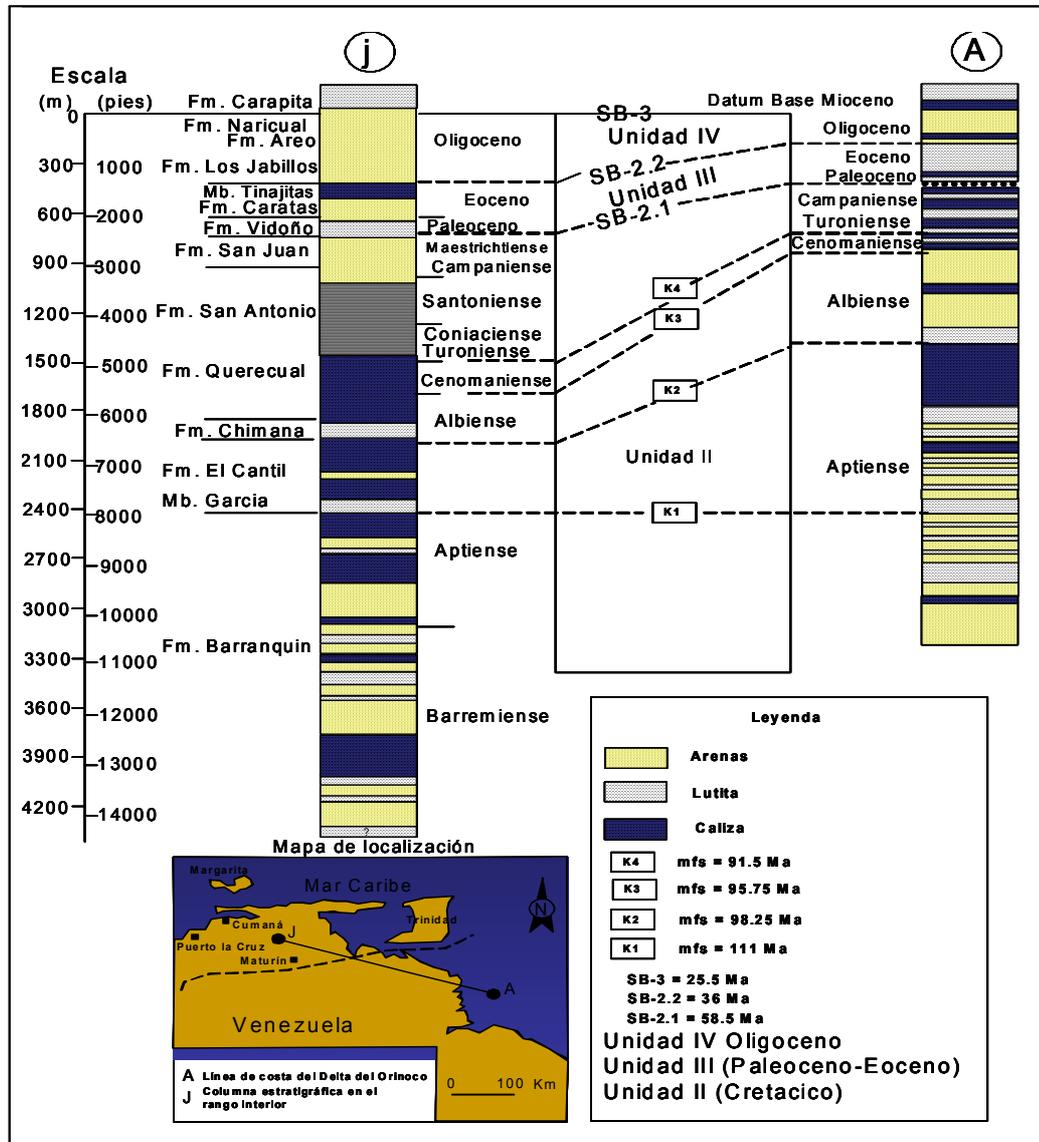
Según los análisis sedimentológicos y bioestratigráficos realizados para esta parte de la Cuenca Oriental se exhiben ambientes desde lagunar a marino costero marginal para la base, y para el tope hasta ambiente marinos costa afuera (Di Croce *et al.*, 1999).

2.4. Formación Querecual.

La Formación Querecual se encuentra ubicada en el Oriente de Venezuela y es de gran importancia económica ya que ha sido la principal roca madre del petróleo de la Cuenca Oriental.

Distintos autores y muchos trabajos se han realizado en esta formación. El primero que mencionó esta secuencia fue Liddle en 1928, pero su referencia

original la dio Hedberg en 1937 donde nombra esta secuencia como la formación que compone el intervalo inferior del Grupo Guayuta.



Su localidad tipo se encuentra en el río Querecual, al noreste del Estado Anzoátegui. La litología característica consiste de calizas arcillosas laminadas y lutitas calcáreas, el color de las calizas es negro aunque en ocasiones pueden tener colores más claros (LEV, 2001).

La calizas pertenecientes a esta formación son carbonácea-bituminosas y de olor fétido. Poseen una fuerte laminación atribuida a la alternancia de fósiles plácticos con material carbonáceo (LEV, 2001). La secuencia también posee un contenido particular de pirita, característico y responsable de las fuentes sulfurosas presentes en sus afloramientos (González de Juana *et al.*, 1980).

La sección tipo posee un espesor de 650 m aunque fallado a nivel de Paso Hediondo (Vivas *et al.*, 1985). Otros afloramientos se han descrito en los estados Monagas, Sucre y en otras zonas de Anzoátegui.

Posee un contacto inferior fallado concordante con las Formaciones Chimana y El Cantil. En base a la paleontología se describe entre las Formaciones Chimana y Querecual un hiatus local, mientras que Guillaume *et al.* (1972), propone una discordancia basal para la Formación Querecual, que abarcó períodos de no sedimentación en algunas localidades y de erosión en otras.

El contacto superior es concordante y transicional con la Formación San Antonio, la característica principal de diferenciación entre las formaciones Querecual y San Antonio son las capas faníticas negras y en el aumento de capas de areniscas que se observan en esta última. En el subsuelo el estudio paleontológico es importante porque en ocasiones los registros petrofísicos no son lo suficientemente claros para delimitar los contactos inferiores y superiores de la Formación Querecual.

El estudio fosilífero de esta secuencia demuestra una edad entre el Albiense Tardío y el Santoniense, delimitado en su parte inferior desde la zona de *Ticinella primula* o de *Rotalipora ticinensis*, mientras el límite superior es definido por los macrofósiles presentes (González de Juana *et al.*, 1980). La unidad es rica en microfauna pláctica con abundancia de los géneros *Hedbergella*, *Heterohelix* y *Globotruncana*, y en fauna béntica como el género *Bulimina*.

La Formación Querecual puede correlacionarse con la Formación La Luna ubicada en el Occidente del país, mientras que lateralmente puede continuarse con la parte superior del Grupo Temblador perteneciente a la Formación Tigre.

Ambientalmente cada autor posee su concepto, pero la mayoría la ubica dentro de un ambiente marino euxínico. La profundidad es variable según distintos autores, Yoris (LEV, 2001) la restringe a nivel batial basado en la fauna béntica encontrada. González de Juana *et al.* (1980) la ubica en conjunto con la

Formación San Antonio dentro de su Provincia Pelágica. Furrer y Castro (LEV, 2001) consideran que el inicio de la deposición de la Formación Querecual se caracterizó por la aparición de facies carbonatadas negras y laminadas, asociadas al enrarecimiento de las facies bioturbadas y a la desaparición de los foraminíferos bénticos; la parte final se caracteriza por la reaparición de foraminíferos bénticos, de facies bioturbadas y la presencia frecuente de aportes detríticos de cuarzo. Indican además que la Formación Querecual no representa una anoxia continua, sino un ambiente pobre en oxígeno, a menudo interrumpido por breves episodios de oxigenación que permiten la instalación de organismos bénticos excavadores.

III. GEOLOGÍA LOCAL

3.1 Ubicación.

La zona de estudio se encuentra al norte de Puerto La Cruz, Estado Anzoátegui, específicamente en la Isla Chimana Grande perteneciente a un complejo de islas que se encuentran en el Mar Caribe y corresponden al Parque Nacional Mochima. El afloramiento se encuentra en la bahía de La Cieneguita, al sur de la isla de Chimana Grande (Figs. 22 y 23).

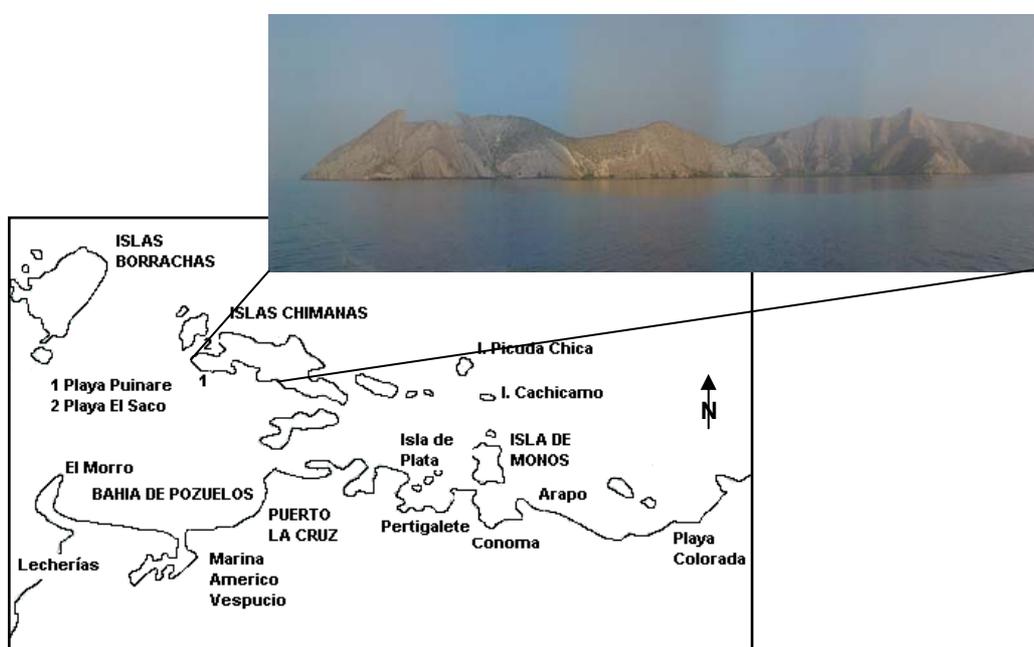


Fig. 22. Localización de la zona de estudio.



Fig. 23. Vista del afloramiento estudiado. (Orientación: S25°W)

3.2 Litoestratigrafía Local.

La Isla Chimana Grande presenta rasgos estructurales y estratigráficos demostrativos de la evolución ocurrida en la Cuenca Oriental. Varias formaciones del Cretácico afloran en esta isla, siendo la Fm. Querecual una de ellas (Fig. 24).

La secuencia estudiada pertenece a la parte basal de la Formación Querecual y posee un espesor de 248 metros. En el levantamiento estratigráfico se identificaron litotipos lodosos deleznales como lutitas calcáreas y litotipos duros como calizas (Figs. 25 y 26). Posteriormente, se estableció que toda la secuencia es carbonática correspondiendo a una alternancia de lodolitas calcáreas (mudstone) de tonalidades marrones, negras y algunas bastantes fisiles; calizas lodosas (wackestone) y calizas masivas (packstone) con tonalidades marrones y grisáceas, de fractura astillosa y en general bastante duras y laminadas (Fig. 34).

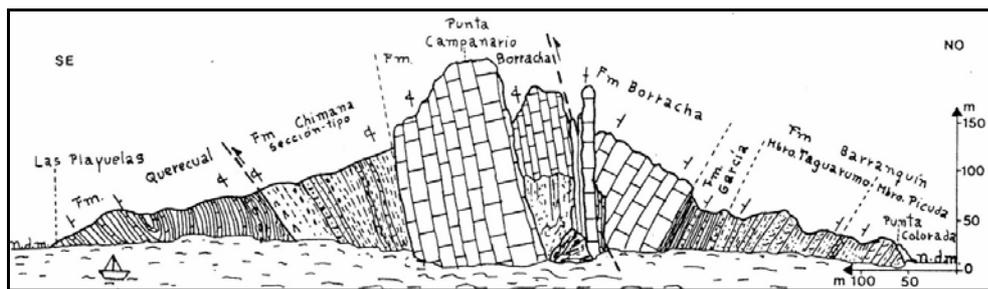


Fig. 24. Corte geológico de la isla de Chimana Grande. Se observan las formaciones constituyentes de la isla. Tomado de Guillaume *et al.*, 1972.



Fig. 25. Diferencia de dureza entre los litotipos observados en el afloramiento.

El contacto inferior de esta unidad es abrupto con la Formación Chimana infrayacente. Este contacto se observa claramente por la diferencia de coloración y de litología entre ambas formaciones, mientras la Formación Chimana es de color ocre y arenosa, la Formación Querecual es grisácea y carbonática. (Fig. 27).

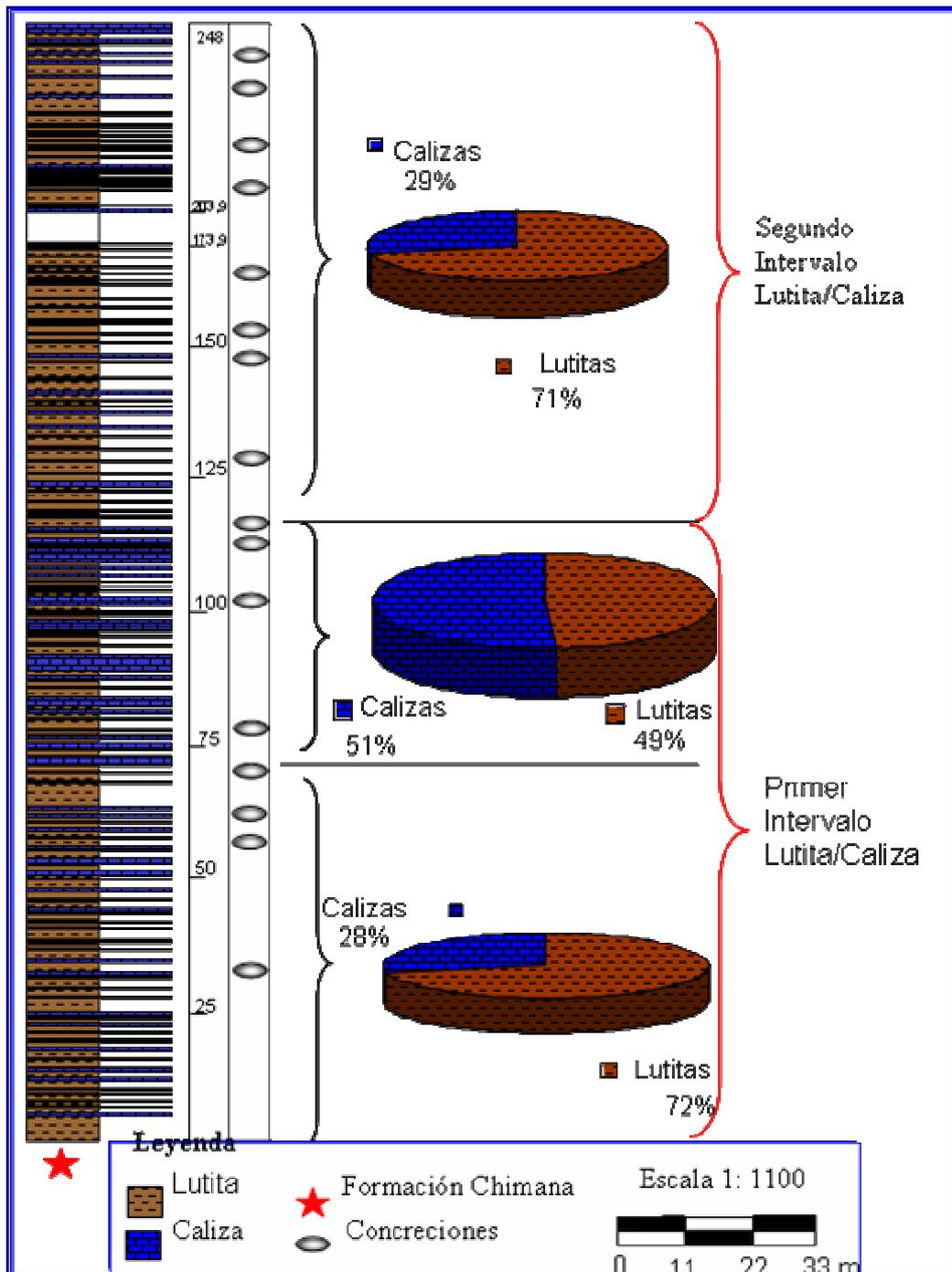


Fig. 26. Columna Estratigráfica de campo de la Formación Querecual realizada en la sección de Chimana Grande. Tomado de Bautista y Borneo (2003).

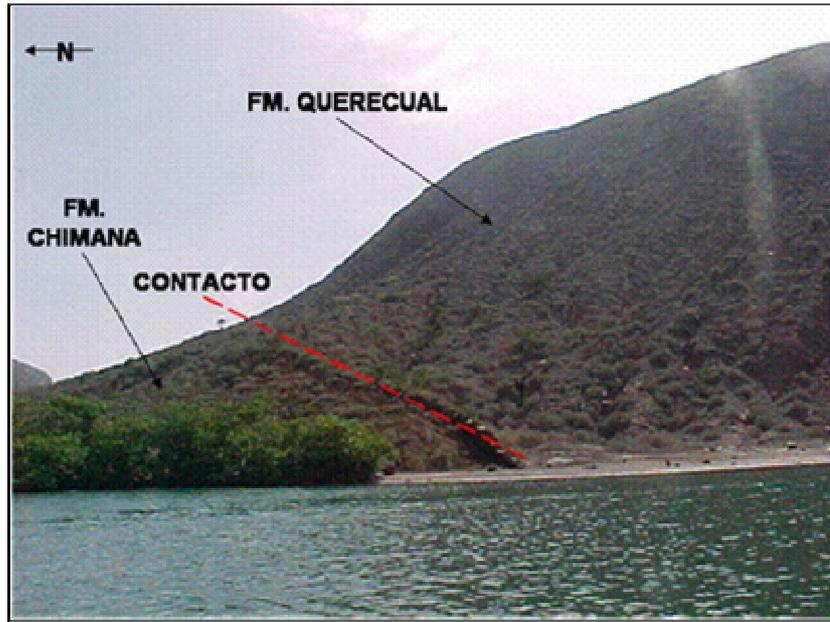


Fig. 27. Contacto abrupto entre las Formaciones Chimana y Querecual, donde se observan sus diferencias litológicas y de coloración. (Orientación: N10°E)

Según González de Juana *et al.*, (1980) la Formación Chimana consiste de intercalaciones de areniscas cuarzosas, calizas arenosas y lutitas calcáreas. Dicha formación se encuentra en contacto superior con las calizas laminadas y lutitas calcáreas de la Formación Querecual, lo que marca sedimentológicamente un cambio de ambiente depositacional, debido a que pasan de secuencias clásticas a secuencias marinas más profundas.

La Formación Querecual, en la isla Chimana Grande, puede dividirse en 2 unidades litológicas informales. La primera de ellas o Unidad I (Fig. 28), es la que se encuentra en la base de la secuencia y consta de una intercalación de lodolitas calcáreas y calizas lodosas, siendo las lodolitas calcáreas las de mayor abundancia. Esta unidad tiene aproximadamente 65 metros de espesor y es una secuencia bastante monótona, donde se encuentran las rocas menos competentes del afloramiento completo. Subiendo en la sección, a los 55 metros comienzan a aparecer pequeñas concreciones dispuestas en forma aleatoria.

La Unidad II (a partir de los 65 metros) (Fig. 29) también consta de intercalaciones de lodolitas calcáreas y calizas lodosas. Se diferencia de la Unidad I en que posee mayor abundancia de calizas lodosas, la aparición de calizas masivas y concreciones alineadas.



Fig. 28. Vista de la unidad I de la Formación Querecual en la Isla Chimana Grande (Orientación: E-W).

Esta unidad posee un espesor de 183 metros y es la zona que presenta mayor dureza de toda la secuencia. La unidad II se encuentra interrumpida por un cubierto de 30 metros, diferenciable en coloración y composición de la secuencia rítmica y grisácea de la Formación Querecual.

Las calizas de la parte inferior de la Unidad II presentan una marcada laminación, abundantes vetas de calcita perpendiculares y paralelas a la estratificación (Fig. 30) y niveles de concreciones alineadas de tamaños apreciables (8 a 12cm.), aunque algunas llegan a alcanzar los 30cm de diámetro.

Después del cubierto la parte superior de la Unidad II (Fig. 31) consta de una alternancia de lodolitas calcáreas y calizas lodosas, siendo estas últimas las de mayor abundancia en dicha relación.

Esta parte superior, también posee como característica distintiva concreciones alineadas dentro de los litotipos más suaves y vetas de yeso y calcita que se presentan paralelas y perpendiculares a la laminación (Fig. 32 y Fig. 33).

La unidad II en su parte superior se torna más lodosa que en su base, perdiéndose los sobresalientes paquetes rocosos característicos de la parte inferior los cuales representan las litologías más duras de todo el afloramiento.



Fig. 29. Vista de la parte inferior de la Unidad II, donde se observan los paquetes rocosos más representativos de la sección (Orientación: N5°W).



Fig. 30. Vetas de calcita atravesando capas de calizas lodosas. Aquí se observan perpendiculares a la estratificación.



Fig. 31. Parte superior de la Unidad II, donde se observa el predominio de calizas con respecto a los litotipos más blandos (Orientación: E-W).



Fig. 32. Vetas de yeso a la izquierda y de calcita a la derecha. En las imágenes se observan perpendiculares a la estratificación.



Fig. 33. Concreciones de distintos diámetros alineadas dentro de las lodolitas calcáreas, también se observa la fuerte laminación en la roca.

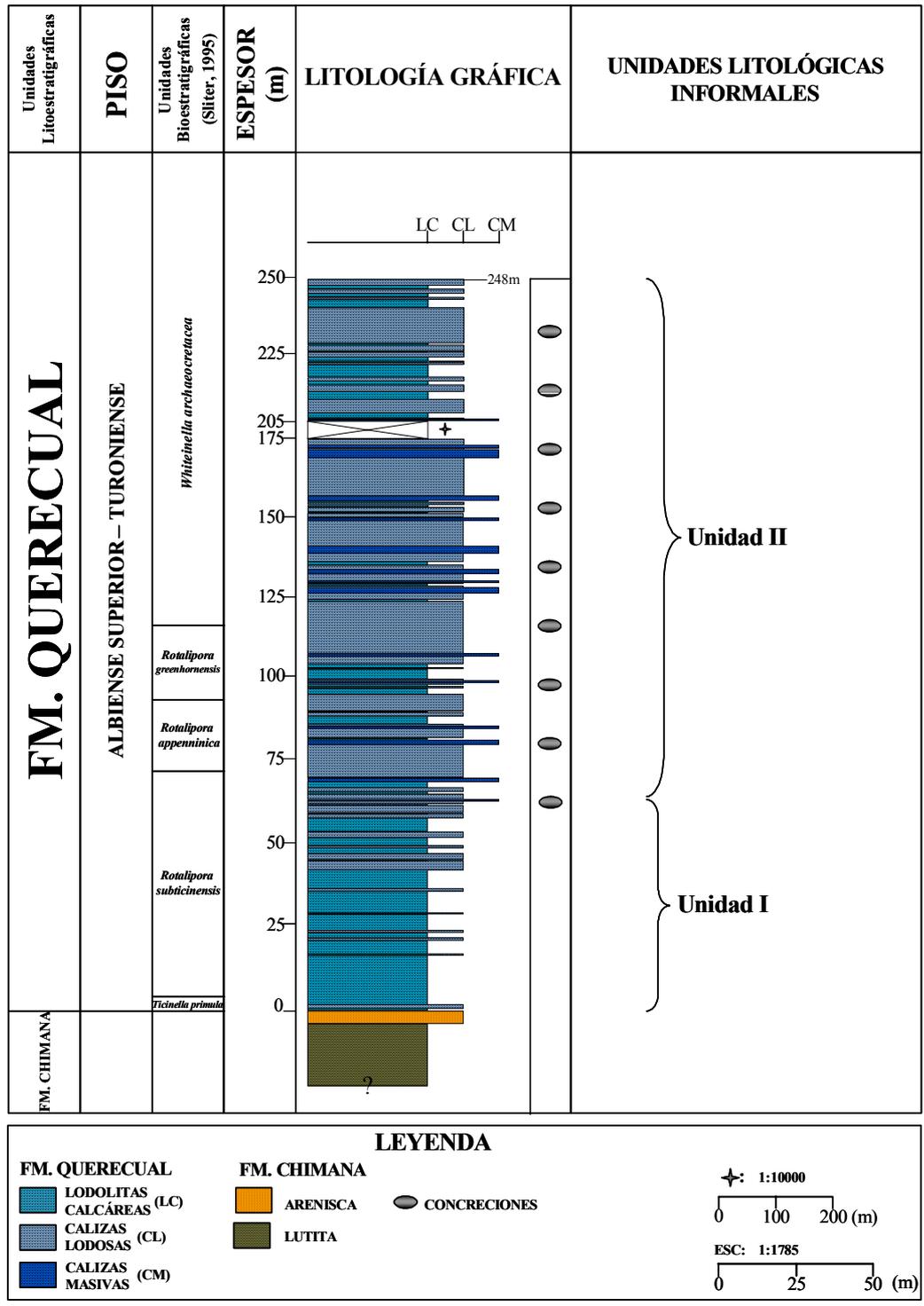


Fig. 34. Columna Estratigráfica definitiva de la Formación Querecual en la sección de Chimana Grande.

IV. SEDIMENTOLOGÍA

4.1. Introducción.

Para la caracterización petrográfica de las rocas carbonáticas se utilizó la clasificación de Dunham (1962) (Fig. 35) la cual toma en cuenta a la textura depositacional de los sedimentos carbonatados.

Es importante recalcar que el estudio de la textura mediante la observación en el microscopio representa un punto clave para la clasificación y para la determinación del ambiente de sedimentación de las rocas carbonáticas.

La textura original del depósito es reconocible				La textura no se reconoce					
Los componentes originales no están soldados			Componentes soldados						
Contiene lodo		Sin lodo		B O U N D S T O N E					
Sostenida por lodo		Sostenida por granos							
% Granos vs Matriz		P A C K S T O N E	G R A I N S T O N E			C A R B O N A T O S		C R I S T A L I N O S	
<10% Granos	>10% Granos								
M U D S T O N E	W A C K E S T O N E								

Fig. 35. Clasificación de Dunham para rocas carbonáticas (1962).

4.2. Características Petrográficas Generales.

Los constituyentes principales de las rocas carbonáticas fueron definidos por Folk en 1959, estos componentes son: ortoquímicos, aloquímicos y extraclastos.

La matriz de los carbonatos de la Formación Querecual es de lodo carbonático (micrita) y exhibe colores marrón, anaranjado y negro. Por su parte, el cemento carbonático es escaso y los tipos presentes son fibroso, equidimensional y radiaxial.

Los aloquímicos son mayormente bioclastos, los más comunes son foraminíferos (82%) y en menor proporción radiolarios (15%) y fragmentos de bivalvos (3%).

A través del estudio petrográfico, se determinó la proporción entre los componentes principales de las rocas estudiadas donde abundan los constituyentes ortoquímicos con respecto a los aloquímicos, ya que el litotipo predominante en la sección es wackestone (10 a 50% granos).

Los litotipos de la Formación Querecual se caracterizan por ser en su totalidad rocas carbonáticas lodosas, por lo tanto no hubo aporte a la cuenca de componentes clásticos (Fig. 37).

Estas secuencias lodosas varían entre mudstone, wackestone y packstone, en diferentes proporciones. La relación grano/matriz en estos litotipos es la característica principal para definirlos, las rocas más lodosas como mudstone y wackestone se encuentran soportadas por lodo y packstone por granos.

Los porcentajes de mudstone, wackestone y packstone son 38%, 57% y 5% respectivamente. Donde predomina significativamente el litotipo wackestone (Fig. 36).

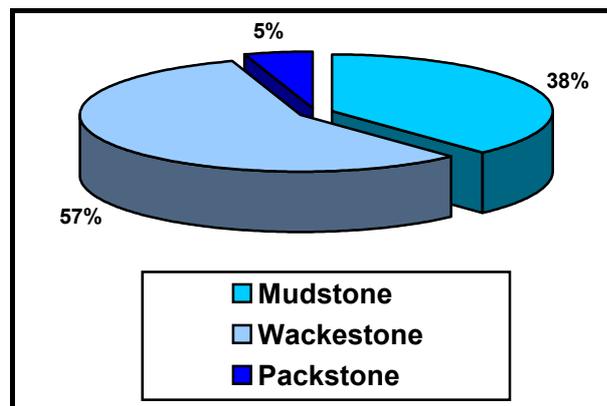


Fig. 36. Relación litológica de la sección estudiada.

Según la abundancia de los diferentes litotipos presentes se dividió la columna estratigráfica en dos (2) intervalos o unidades informales:

La Unidad I es de 65 metros de espesor, ubicada en la parte basal y se caracteriza por una intercalación de mudstones y wackestones, predominando el primero de ellos (68%); es el área más masiva (Fig. 38).

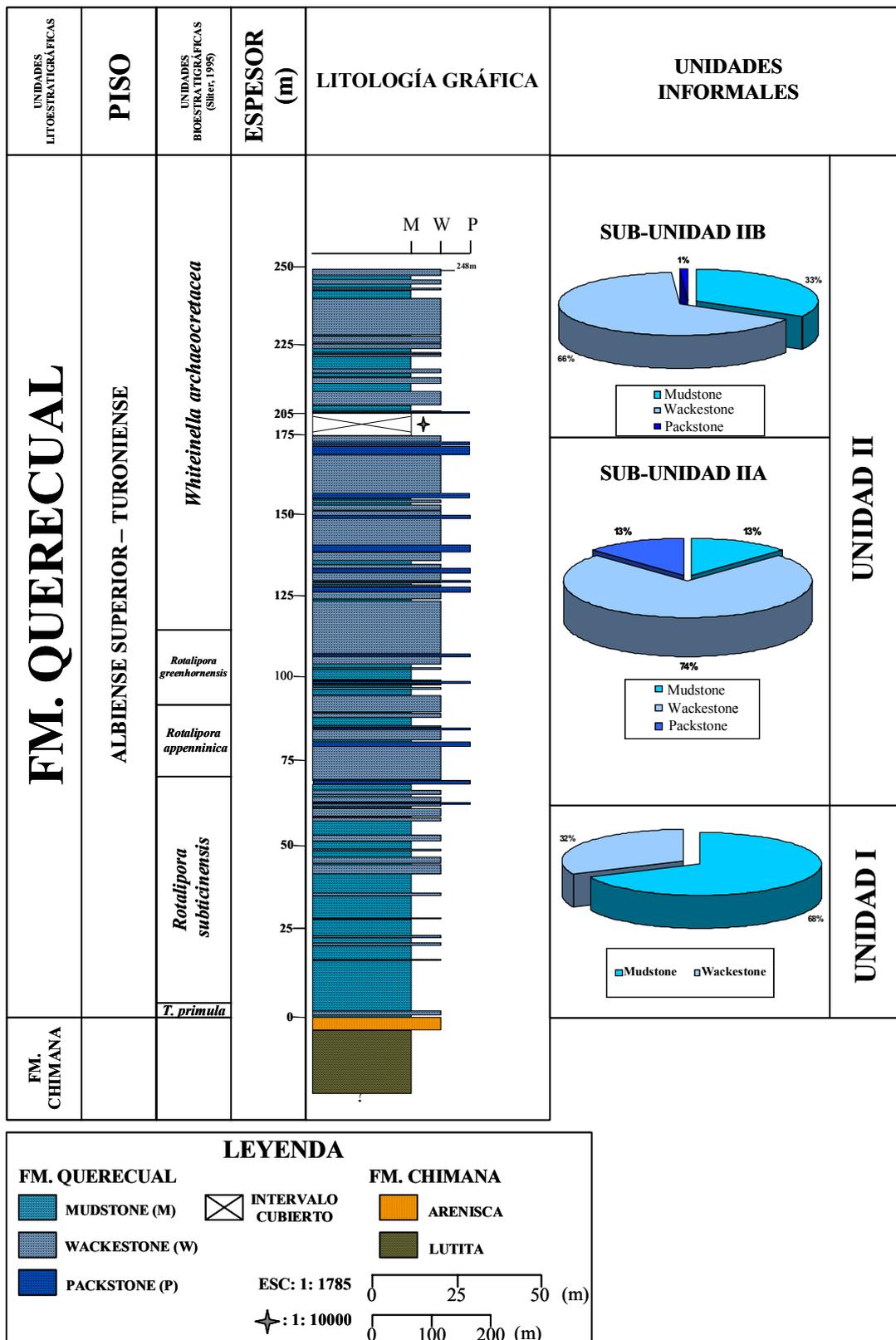


Fig. 37. Columna Estratigráfica de la sección basal de la Formación Querequal (Isla Chimana Grande) con sus respectivas Unidades Informales.

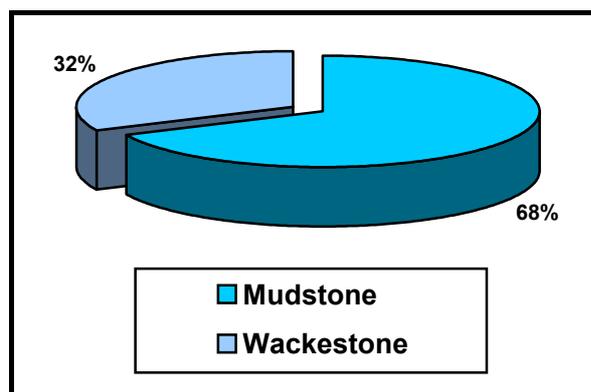


Fig. 38. Relación Litológica de la Unidad I.

En la Unidad II el litotipo mayoritario son los wackestones, en segundo lugar los mudstones y por último los packstones, los cuales aparecen en este intervalo. Esta unidad informal II se ha dividido en dos subunidades: subunidad IIA y subunidad IIB en base a sus características.

La Subunidad IIA se encuentra en contacto con la Unidad I; es decir, es la parte inferior de la Unidad II. Se caracteriza por ser la zona más laminada de toda la sección estudiada; además, es la de mayor espesor puesto que constituye aproximadamente 109 metros de los 248 metros analizados. Dicha subunidad está constituida por 74% de wackestone, siendo la litología dominante, packstone y mudstone tienen igual proporción representados con 13% cada uno.

La Subunidad IIB se encuentra hacia el tope, posee un espesor de 74 metros y está representada litológicamente de la siguiente manera: wackestone 66%, mudstone 33% y packstone 1%, el cual está casi ausente en esta zona (Fig. 39).

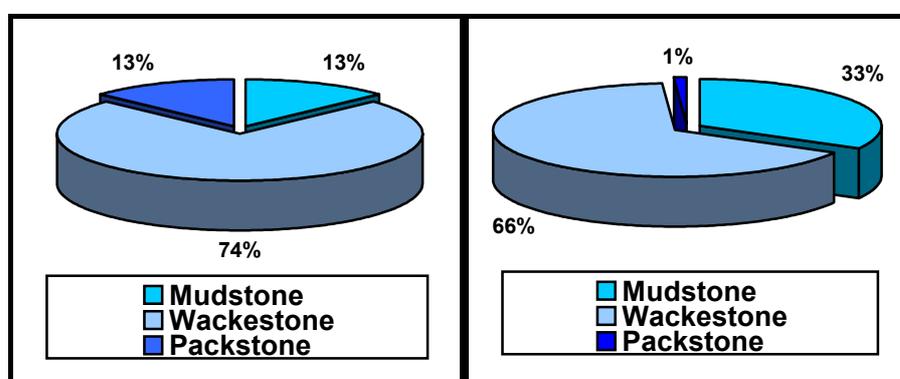


Fig. 39. Relación Litológica de las Subunidades IIA y IIB.

Un detalle a resaltar en las rocas de estas dos unidades informales es el color. La coloración está ligada con la litología, las rocas presentan mayormente colores marrones, que varían desde el marrón claro al marrón oscuro e incluso hay muestras que exhiben una tonalidad negra. Los colores oscuros indican litologías carbonáticas y en ocasiones presencia de materia orgánica, colores intermedios litologías carbonáticas con moderada presencia de fósiles (<50%), tonalidades anaranjadas presencia de fosfato y colores claros acumulaciones de foraminíferos (>50%).

Las rocas de colores anaranjados representan aproximadamente 8%, se ubican generalmente hacia la base aunque se encuentran en toda la sección; las de color intermedio constituyen 50% distribuyéndose de manera aleatoria a lo largo de la secuencia, las rocas con colores claros 14% encontrándoseles en la Unidad II y las de tonalidad negra 28% distribuyéndose por toda la sección (Fig. 40).

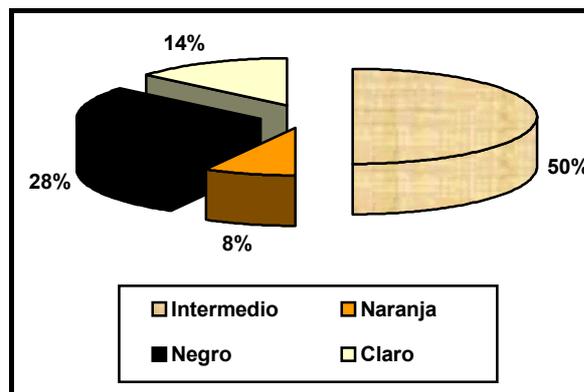


Fig. 40. Relación de colores exhibidos por las rocas estudiadas.

Otra característica a destacar es la laminación, la cual se produce como una respuesta a los procesos de compactación donde se acumulan en ciertos niveles foraminíferos plácticos y béticos. Las rocas muy laminadas están asociadas a litotipos de colores claros debido a la abundancia de fósiles y las rocas masivas generalmente son de colores intermedios a oscuros.

Estas laminaciones están presentes en 67 % de las rocas observadas, el restante 33% no la presentan, considerándose masivas (Fig. 41).

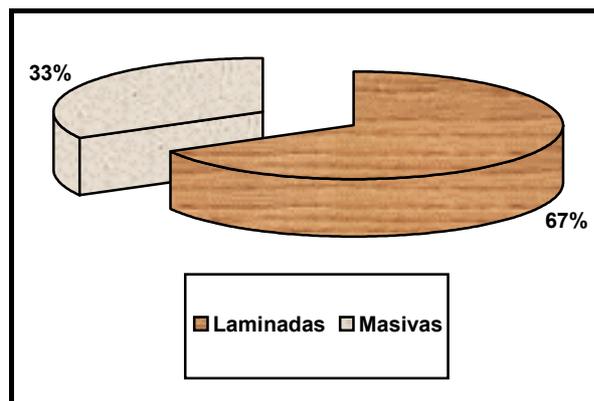


Fig. 41. Proporción de rocas laminadas y masivas en la sección estudiada.

4.3. Microfacies.

Se definieron siete (7) microfacies según las características texturales de Dunham (1962) y el contenido paleontológico, cinco (5) de las cuales coinciden con Bautista y Borneo 2003. Dichas microfacies son:

- *Mudstone* de Radiolarios (M1).
- *Mudstone* de Foraminíferos y Radiolarios (M2).
- *Mudstone* de Foraminíferos Plácticos (M3).
- *Wackestone* de Foraminíferos Plácticos (M4).
- *Packstone* de Foraminíferos Plácticos (M5).
- *Wackestone* de Foraminíferos Plácticos y Radiolarios (M6) y
- *Packstone* de Foraminíferos Plácticos y Radiolarios (M7).

4.3.1. *Mudstone* de Radiolarios.

Identificada como M1, se caracteriza por un contenido fósil mayoritariamente de radiolarios y donde los foraminíferos plácticos son muy escasos, la coloración de la matriz varía entre marrón claro y oscuro, las rocas son masivas (Fig. 42).

4.3.2. *Mudstone* de Foraminíferos Plácticos y Radiolarios.

Identificada como M2, el contenido fósil está representado por foraminíferos plácticos (*Hedbergella* y *Ticinella*) y radiolarios en menor abundancia. La coloración de la matriz exhibe tonos anaranjados y marrones (marrón claro y

marrón oscuro); inclusive, hay rocas que poseen esta doble coloración marrón en su matriz. No muestran estructura interna distinguible (Fig. 43).

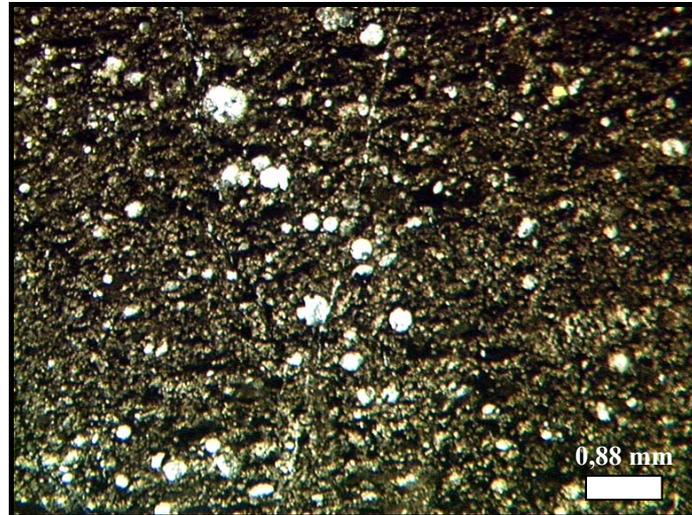


Fig. 42. Microfacies M1: *Mudstone* de Radiolarios, donde la coloración de la matriz varía entre marrón claro y marrón oscuro y la roca es masiva.

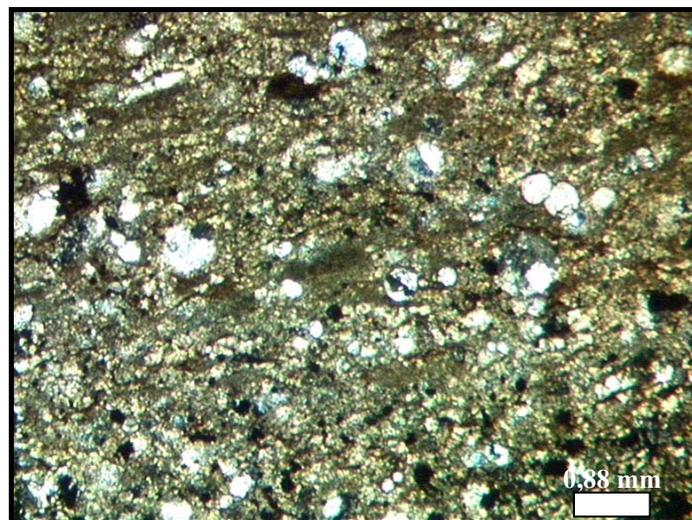


Fig. 43. Microfacies M2: *Mudstone* de Foraminíferos Plácticos y Radiolarios, donde los foraminíferos plácticos de formas globosas son abundantes.

4.3.3. *Wackestone* de Foraminíferos Plácticos y Radiolarios.

Identificada como M6, se caracteriza por un conjunto fósil integrado por foraminíferos plácticos donde los más representativos son los de forma globosa de los géneros *Hedbergella*, *Ticinella*, *Globigerinelloides*, *Heterohelix* y en menor

proporción las formas con quilla representadas por el género *Rotalipora*; también están presentes los radiolarios.

Además, hay escasos fragmentos de conchas de *Inoceramus sp.*, los cuales en su mayoría exhiben neomorfismo de inversión homoaxial o están fosfatizados y dispuestos en forma paralela a la estratificación.

La matriz tiene coloraciones marrones y anaranjadas, esto último debido a la presencia de fosfato. Las rocas observadas presentan estructura interna ya que se encuentran laminadas debido a la acumulación de fósiles, en su mayoría por foraminíferos plácticos dispuestos paralelamente a la estratificación. Por lo tanto, se observan láminas de color claro dentro de una matriz oscura de lodo carbonático (Fig. 44).

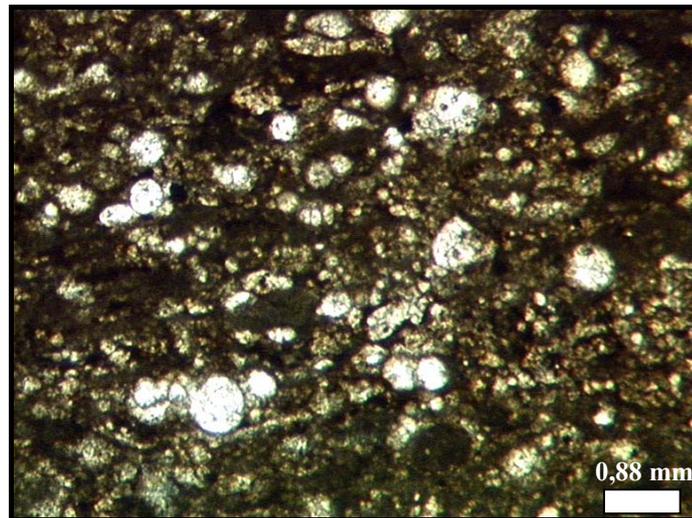


Fig. 44. Microfacies M6: *Wackestone* de Foraminíferos Plácticos y Radiolarios, donde se observan abundantes foraminíferos plácticos de formas globosas con respecto a los radiolarios presentes.

4.3.4. Mudstone de Foraminíferos Plácticos.

Identificada como M3, en esta microfacies a pesar de que los fósiles abundantes son los foraminíferos plácticos, también se observan fragmentos de radiolarios considerados como trazas debido a su escasa presencia. Dentro de los foraminíferos presentes, al igual que en las microfacies anteriores, los de forma globosa son los predominantes e incluso algunos se encuentran fosfatizados.

Las tonalidades de la matriz son marrón claro y marrón oscuro. Las rocas no presentan estructura interna, por lo tanto se consideran masivas (Fig. 45). Están presentes algunas fracturas extensivas rellenas total o parcialmente por cemento carbonático.

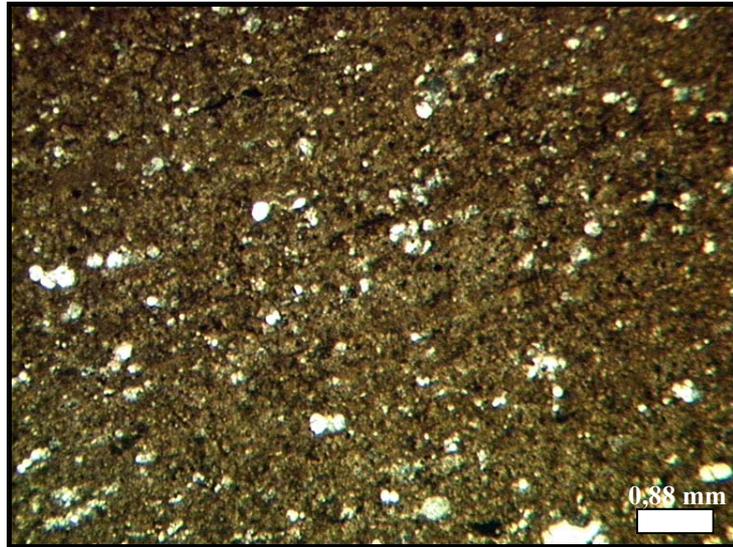


Fig. 45. Microfacies M3: *Mudstone* de Foraminíferos Plácticos, los escasos fósiles presentes (<10%) son foraminíferos plácticos.

4.3.5. *Wackestone* de Foraminíferos Plácticos.

Identificada como M4, los foraminíferos predominantes son los de forma globosa y en menor proporción los que presentan quilla. Además, están presentes fragmentos de conchas de bivalvos del género *Inoceramus* con neomorfismo y reemplazamiento por fosfato en algunas ocasiones.

La muestra exhibe laminaciones de color claro paralelas a la estratificación, formadas en su mayoría por acumulaciones de foraminíferos aunque hay otras que están constituidas por acumulaciones de cámaras globosas sin diferenciar.

El color de la matriz es marrón y anaranjado debido a la existencia de fosfato, en ciertas ocasiones la muestra presenta tonalidades negras debido a la presencia de materia orgánica (Fig. 46).

4.3.6. *Packstone* de Foraminíferos Plácticos y Radiolarios.

Identificada como M7. En esta microfacies las rocas están laminadas debido a la concentración de foraminíferos plácticos y en otras circunstancias por cámaras globosas indiferenciadas. Estas laminaciones son paralelas a la estratificación, de color claro y embebidas dentro de la matriz de tonalidades marrón a negro (Fig. 47).

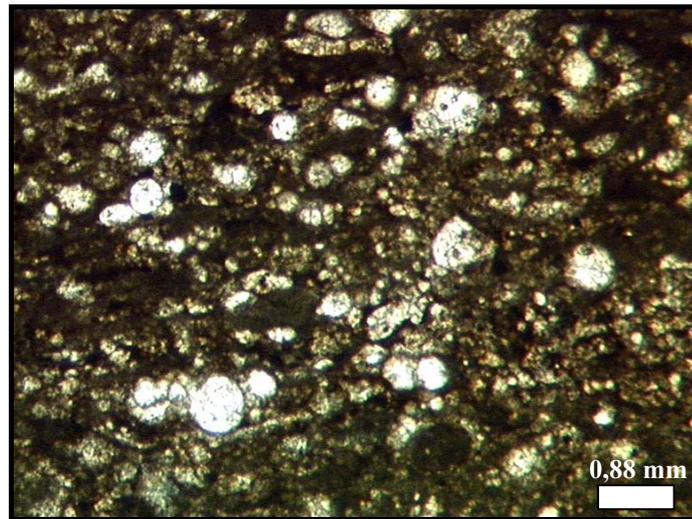


Fig. 46. Microfacies M4: *Wackestone* de Foraminíferos Plácticos, los foraminíferos predominantes son los de forma globosa y en menor proporción los que presentan quilla.

Con respecto a los fósiles observados en mayor porcentaje están presentes los foraminíferos plácticos de géneros globosos y radiolarios en una proporción escasa, también hay pocos fragmentos de bivalvos del género *Inoceramus*. Algunos fósiles se encuentran rellenos y reemplazados por fosfato.

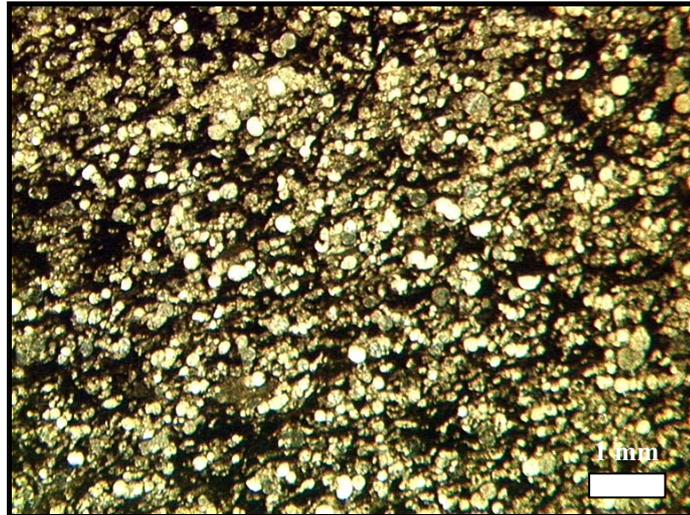


Fig. 47. Microfacies M7: *Packstone* de Foraminíferos Plácticos y Radiolarios, las rocas están laminadas debido a la concentración de foraminíferos plácticos.

4.3.7. *Packstone* de Foraminíferos Plácticos.

Identificada como M5, al igual que en la microfacies de *Packstone* de Foraminíferos Plácticos y Radiolarios (M7) las rocas están laminadas debido a la acumulación de foraminíferos. Los fósiles están representados en su mayoría por formas globosas y en menor proporción por organismos con quilla. También están presentes, aunque escasos, los fragmentos de conchas de bivalvos del género *Inoceramus* dispuestos en forma paralela a la estratificación.

La matriz generalmente es de color marrón oscuro a negro, la presencia de fosfato y materia orgánica es significativa dentro de esta microfacies. También se observan fracturas paralelas y perpendiculares a la estratificación rellenas de cemento carbonático (Fig. 48).

4.4. Distribución de las Microfacies.

En la sección estudiada las microfacies se distribuyen de la siguiente manera (Fig. 49)

La microfacies *Mudstone* de Radiolarios (M1) está presente sólo en la unidad I, siendo abundante en los primeros 25 metros de secuencia.

La microfacies *Mudstone* de Foraminíferos Plácticos y Radiolarios (M2) se distribuye en las unidades I y IIA, es decir, está presente en los primeros 175 metros.



Fig. 48. Microfacies M5: *Packstone* de Foraminíferos Pláncticos, presenta laminaciones debido a la acumulación de foraminíferos y cámaras globosas sin diferenciar, paralelas a la estratificación.

Por su parte, la microfacies *Mudstone* de Foraminíferos Pláncticos (M3) se distribuye en toda la sección de manera escasa e irregular, a partir de los primeros 28 metros.

La microfacies *Wackestone* de Foraminíferos Pláncticos (M4) se presenta a lo largo de la sección, pero es más abundante en la unidad II.

La distribución de la microfacies *Packstone* de Foraminíferos Pláncticos (M5) está únicamente en la subunidad IIA.

La microfacies *Wackestone* de Foraminíferos Pláncticos y Radiolarios (M6) se localiza en la unidad I y subunidad IIA, pero es más abundante en la última.

Y por último, la microfacies *Packstone* de Foraminíferos Pláncticos y Radiolarios (M7) se encuentra en la subunidad IIA, alrededor de los primeros 60 metros a partir de la base hasta los 175 metros.

	MICROFACIES						
	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7
SUB-UNIDAD IIB							
SUB-UNIDAD IIA							
UNIDAD I							

M1 Mudstone de Radiolarios.	M5 Packstone de Foraminiferos Plácticos
M2 Mudstone de Foraminiferos Plácticos y Radiolarios.	M6 Wackestone de Foraminiferos Plácticos y Radiolarios
M3 Mudstone de Foraminiferos Plácticos	M7 Packstone de Foraminiferos Plácticos Y Radiolarios
M4 Wackestone de Foraminiferos Plácticos	

Fig. 49. Distribución de las microfácies en la sección.

V. DIAGÉNESIS

5.1. Introducción.

Según Vera (1994) la diagénesis es el conjunto de cambios producidos por procesos físicos y químicos que transforman a los sedimentos en rocas sedimentarias. Estos procesos ocurren inmediatamente después del depósito y se acentúan durante el enterramiento del sedimento, donde el progresivo incremento de presión o carga litostática y temperatura o gradiente geotérmico son las causas principales.

Es importante conocer los efectos diagenéticos puesto que afectan las condiciones iniciales de la roca y por lo tanto no se realizaría una verdadera interpretación en cuanto al ambiente de sedimentación, procedencia, energía, entre otras características relevantes ligadas a los carbonatos.

Según Arche (1992) los procesos diagenéticos provocan en los sedimentos carbonáticos cambios mineralógicos y geoquímicos, cambios texto-estructurales y litificación, este último implica compactación, cementación y recristalización. Estos procesos dependen de las características hidroquímicas de las aguas intersticiales, P_{CO_2} , mineralogía, pH, etc.

5.2. Componentes principales.

5.2.1. Matriz.

La matriz representa alrededor del 60% del constituyente de las rocas observadas. A través del análisis tanto petrográfico como morfológico en microscopía electrónica, se determinó que está compuesta principalmente por lodo carbonático y en ocasiones se encuentra asociada a fosfatos y materia orgánica (Fig. 50).

Las coloraciones de la matriz varían entre marrón claro y marrón oscuro, en algunas ocasiones tiene tonalidades negras e incluso hasta anaranjadas asociadas a la presencia de fosfatos.

La asociación de tipo lodo carbonático-fosfato indica ambientes donde las aguas se encuentran en condiciones reductoras de alto pH y considerable productividad orgánica (Stoufer, 1993).

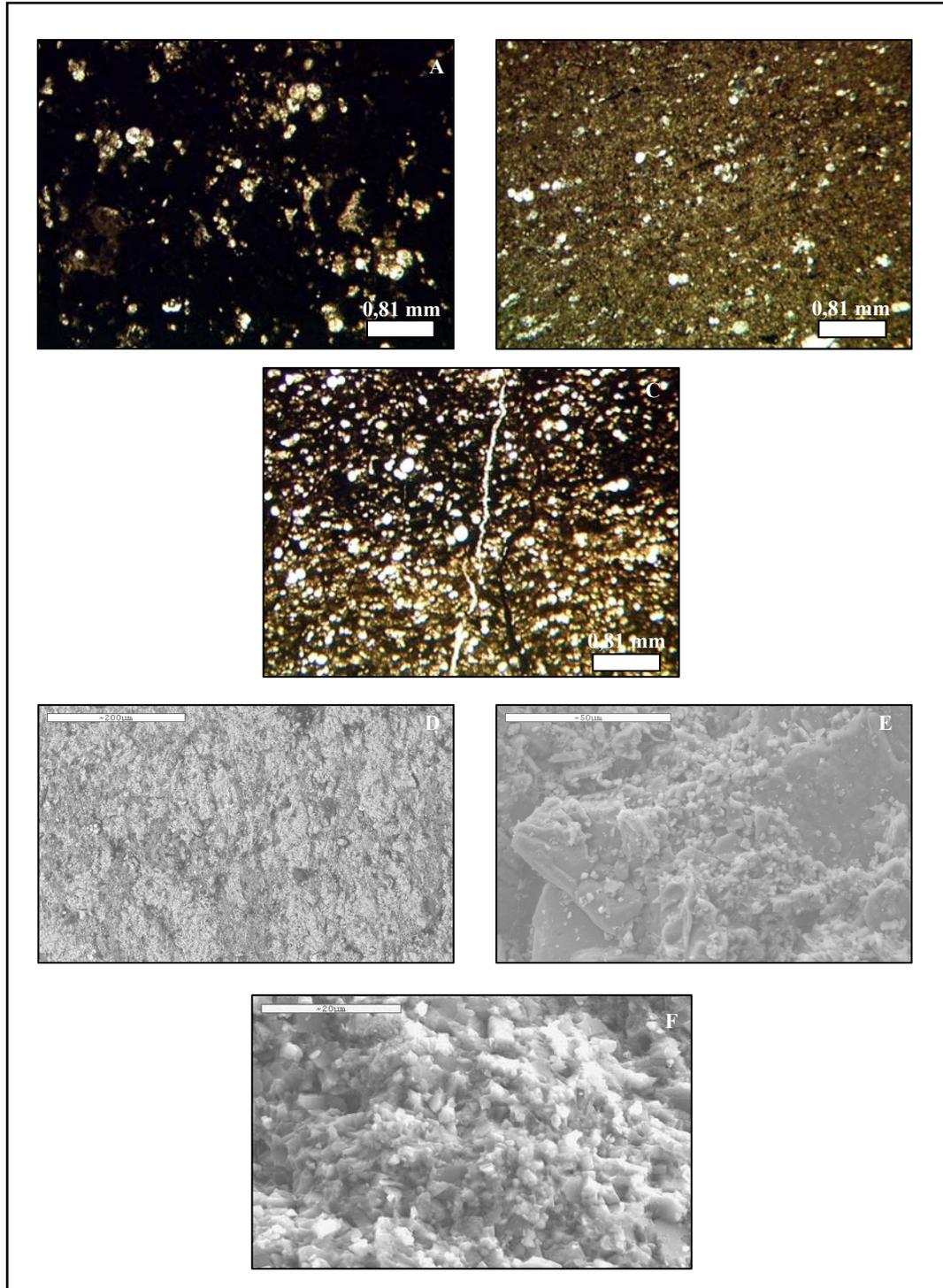


Fig. 50. A) Matriz negra, B) Matriz marrón, C) Cambio de tonalidades en la matriz, D) Fotomicrografía electrónica composicional de la matriz, E-F) Fotomicrografía electrónica morfológica de la matriz donde se aprecia la matriz carbonática.

5.2.2. Fósiles.

La fauna fósil reconocida en las muestras, constituyen los elementos granulares de las rocas observadas. Mayormente estos fósiles corresponden a foraminíferos, los cuales se encuentran dispuestos en niveles, formando láminas paralelas a la estratificación y embebidas dentro de la matriz producto de los efectos de la compactación física sobre los sedimentos.

Las cámaras de los foraminíferos están rellenas por cemento carbonático de tipo mosaico y por fosfato. Otros fósiles observados son los radiolarios cuya composición es de sílice opalina, pero se encuentran reemplazados generalmente por carbonato de calcio, fosfatos y materia orgánica.

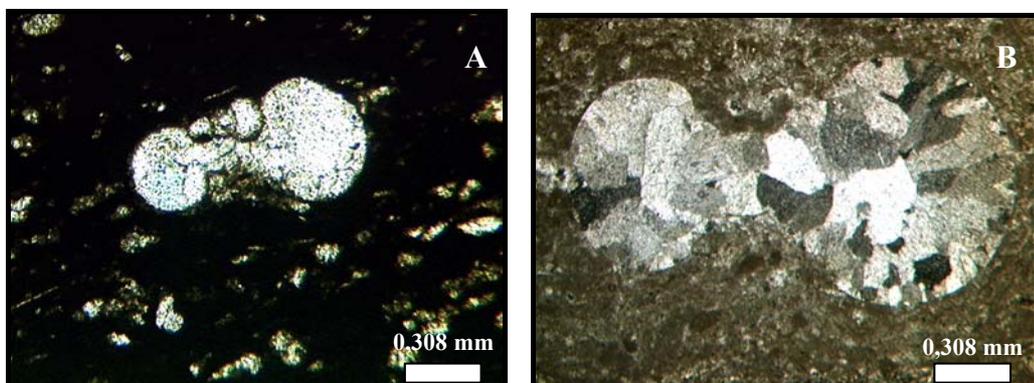
Otros organismos como bivalvos y amonites observados en zonas puntuales de la secuencia presentan rellenos de cementos esparíticos equigranulares, mientras los huesos de pez se encuentran fosfatizados y en otros casos, calcificados.

5.2.3. Minerales Autigénicos.

Son minerales formados dentro de la misma cuenca. En la sección analizada se observa calcita, minerales fosfáticos, pirita y barita. Sus características se presentan a continuación:

5.2.3.1. Calcita.

Este es el mineral con mayor abundancia en las rocas estudiadas. Se observa como precipitado relleno organismos fósiles, ciertas fracturas y poros; además, reemplazando las paredes de los radiolarios (Fig. 51).



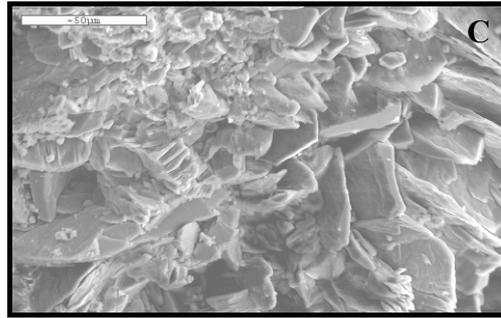


Fig. 51. Fósiles rellenos de calcita. A) Foraminífero Pláncico (*Hedbergella*)
B) Amonite y C) Fotomicrografía electrónica de la morfología de la calcita.

5.2.3.2. Fosfatos.

Los fosfatos reconocidos a nivel petrográfico, según su asociación con los demás minerales presentes, tales como calcita, barita y pirita, podrían incluirse dentro de los fosfatos cálcicos (Fig. 52).

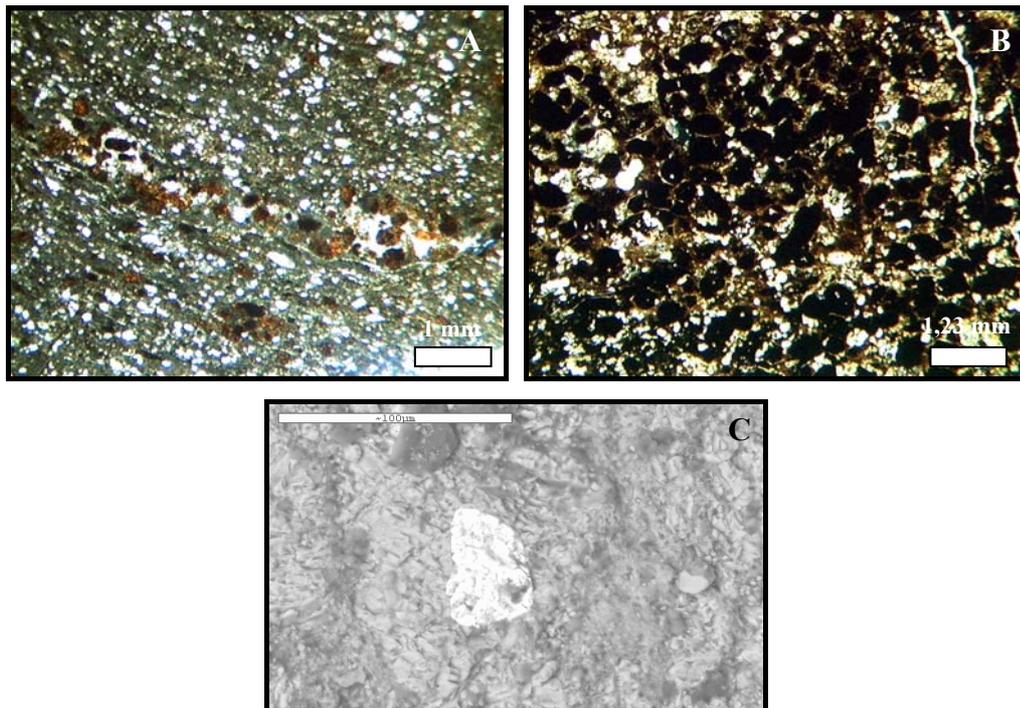


Fig. 52. A) Nivel de fosfatos granulares dentro de la matriz, B) Granos fosfatizados, C) Fotomicrografía electrónica del fosfato.

5.2.3.3. Pirita.

La pirita es el sulfuro más frecuente, se reconoció petrográficamente y posteriormente, fue verificada mediante análisis de microscopía electrónica. Su distribución en la secuencia es muy puntual. Básicamente, se encuentra dispersa en la matriz y en menor cantidad reemplazando algunas partículas esqueléticas de fósiles (Fig. 53).

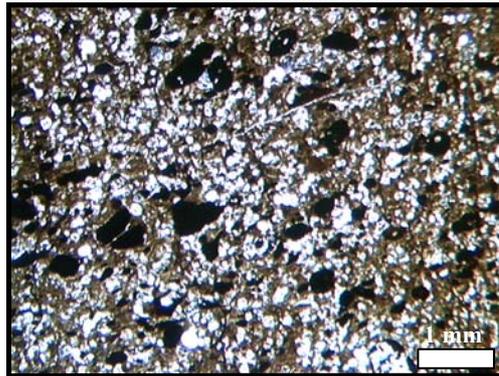


Fig. 53. Pirita diseminada en la matriz.

5.2.3.4. Barita.

Este sulfato de bario se observó en la sección como cemento. Fue reconocido únicamente a través de microscopía electrónica y es más común hacia la unidad litológica II. Es un mineral que se encuentra asociado a fosfatos y al contenido de materia orgánica (Fig. 54).

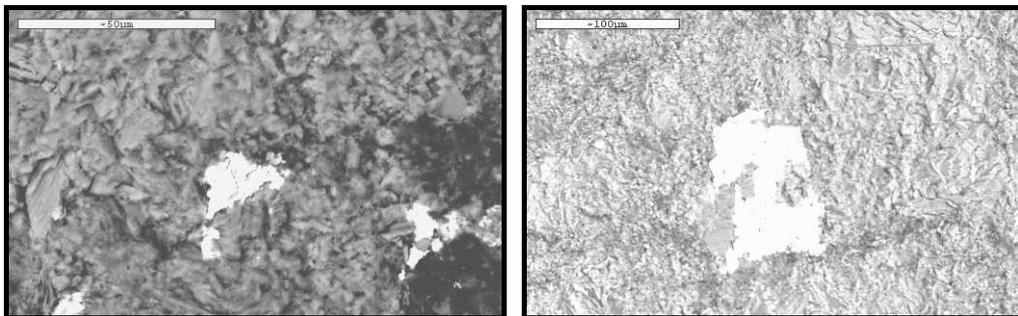


Fig. 54. Sulfato de Bario (Barita), reconocido solamente mediante microscopía electrónica.

5.2.3.5. Sílice.

Su presencia es de manera esporádica y muy escasa, considerándosele un constituyente traza (<1%), su ocurrencia está ligada al proceso de silicificación, tanto de la matriz como de ciertos fósiles.

5.3. Procesos Diagenéticos.

5.3.1. Procesos Físico-Químicos.

5.3.1.1. Cementación.

Es un proceso post-depositacional que consiste en la precipitación, dentro de los poros del sedimento, del fluido de poro sobresaturado en ciertos minerales. Por lo tanto, la cementación representa la formación de minerales autigénicos que contribuyen con la disminución parcial o total de la porosidad del sedimento original.

Los cementos carbonáticos ocurren en formas muy diferentes y sus texturas, posiciones relativas y características geoquímicas tales como isótopos y elementos traza proveen las mayores pistas para distinguir el ambiente diagenético en el cual ocurrió la cementación (Longman, 1981).

La cementación ocurre en todos los estadios de la diagénesis, solo necesita que las condiciones del medio sean favorables para su desarrollo en el ambiente depositacional donde se halle el sedimento.

La cementación presente en las rocas estudiadas corresponde a estadios diagenéticos tempranos, donde las rocas se litifican inmediatamente luego de su depositación, debido a la carga de agua en el medio (Fig. 55). Se encuentra distribuida a lo largo de toda la secuencia, predominantemente en la unidad litológica II.

5.3.1.1.1. Cemento Fibroso.

Este cemento se caracteriza por agregados prismáticos alargados y de tamaños muy variables. Se forma con velocidades de cristalización lentas, mineralógicamente puede estar formado por calcita magnesiana y aragonito. La morfología fibrosa es la más característica del medio diagenético marino (Arche, 1992).

Este tipo particular de cemento se presenta de manera aleatoria a lo largo de la sección estudiada, específicamente rellenando fracturas (Fig. 56).

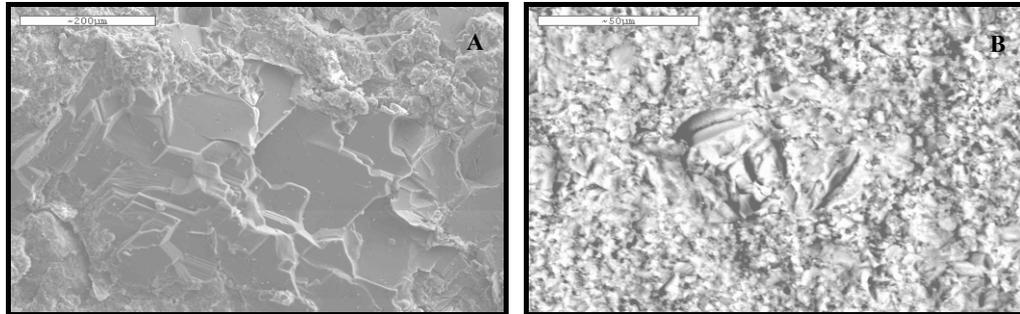


Fig. 55. Muestra cementada (A) y cemento rellenando un grano fósil (B).

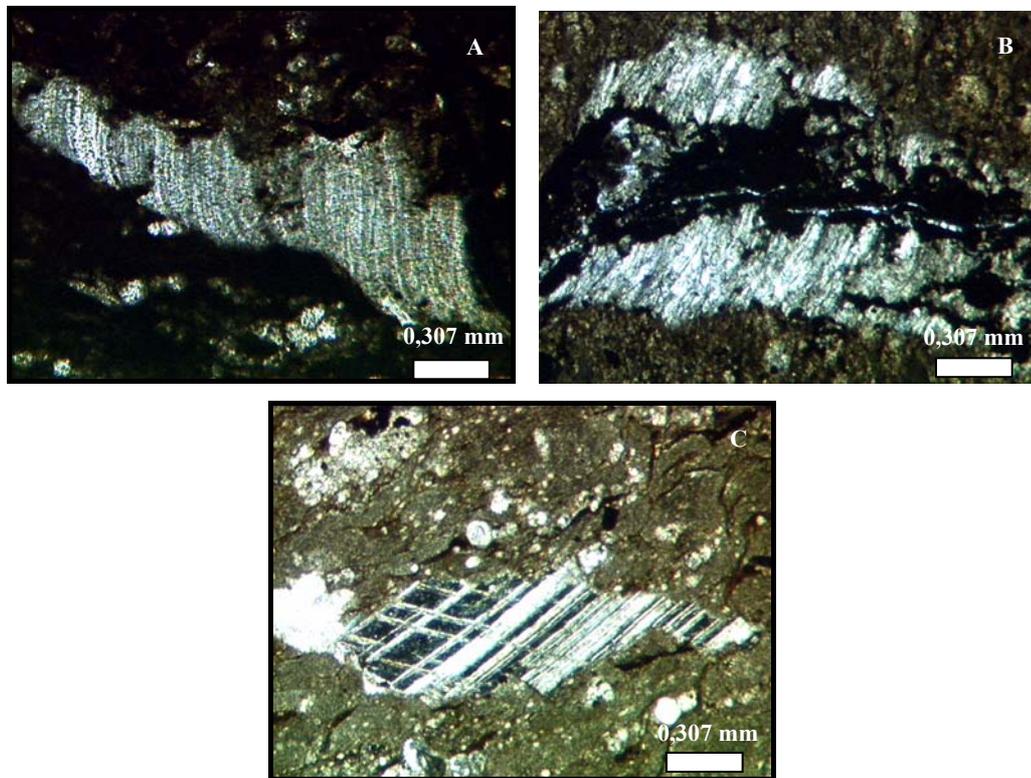


Fig. 56. (A, B, C) Cementos fibrosos rellenando fracturas, se caracteriza por agregados prismáticos alargados.

5.3.1.1.2. Cemento de calcita equidimensional (Blocky).

Los cristales que lo forman son equidimensionales a subequidimensionales y poseen un tamaño superior a las 30 micras en forma de mosaicos isométricos. Está

constituido mineralógicamente por calcita y está relacionado con una lenta velocidad de precipitación (Arche, 1992).

Este tipo de cemento se muestra generalmente rellenando la mayoría de las cámaras de los foraminíferos y en ciertas fracturas extensivas (Fig. 57).

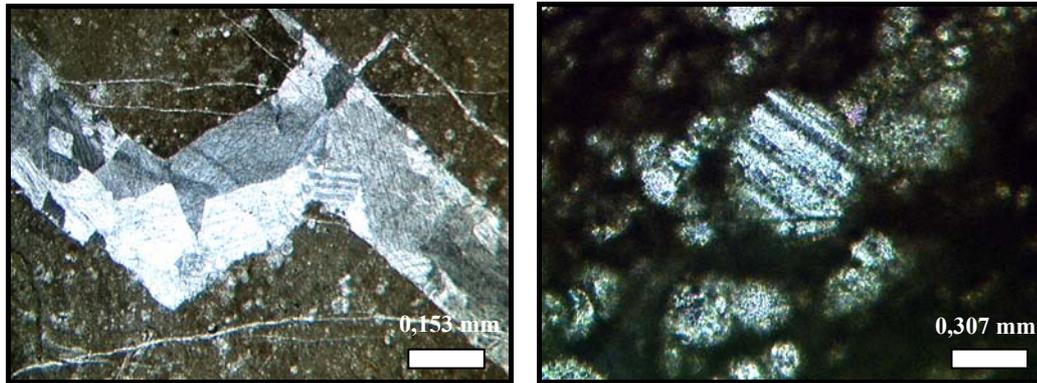


Fig. 57. Cemento de equigranular rellenando fracturas y fósiles, caracterizado por cristales equidimensionales en forma de mosaicos isométricos.

5.3.1.1.3. Cemento Radiaxial.

Cemento de calcita en donde los cristales tienen dispuestos el eje c (eje de mayor tamaño) de manera perpendicular a la superficie del grano que lo contiene y sus bordes son irregulares. Este tipo de cemento se observó específicamente en cámaras de foraminíferos y en algunas fracturas extensivas. Es bastante escaso en las muestras se determinaron como componentes trazas.

5.3.1.2. Disolución.

Es la destrucción selectiva de ciertos elementos deposicionales constituyentes de las rocas carbonáticas por la acción de los procesos diagenéticos. La disolución es la principal generadora de la porosidad secundaria.

Según Arche (1992) la disolución en las rocas carbonáticas depende de los siguientes factores:

- Valores composicionales del agua como son la temperatura, pH, presión, salinidad y velocidad del flujo.
- Propiedades propias del material, puesto que la disolución es directamente proporcional al grado de estabilidad mineralógica de los

elementos constituyentes de la roca. Por ejemplo, el orden decreciente de solubilidad de los siguientes minerales es calcita muy magnesiana, aragonito, calcita magnesiana, calcita y dolomita.

En el estudio petrográfico se identificó disolución tanto de matriz como de fragmentos fósiles, por lo tanto las condiciones del medio dentro de la cuenca de depositación fueron favorables para que ocurriera la disolución de los materiales más inestables (Fig. 58). Este proceso se encuentra en zonas puntuales pero a lo largo de toda la sección.

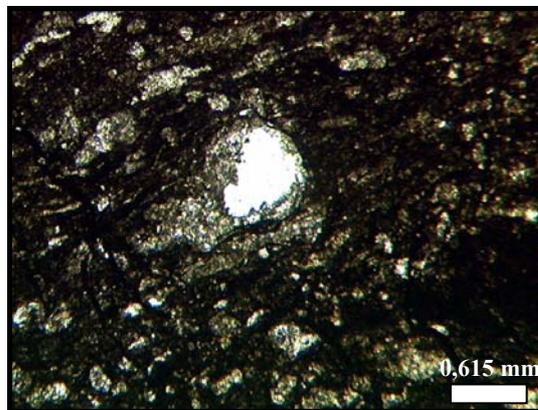


Fig. 58. Disolución de una partícula fósil dentro de una muestra con matriz oscura.

5.3.1.3. Procesos Neomórficos.

El neomorfismo es la transformación que ocurre entre un mineral y él mismo o un polimorfo. Entonces, el mineral mantiene su composición original pero varía su forma, tamaño de los cristales y orientación. (Bathurst, 1975). Es decir, el proceso neomórfico destruye la textura original y la fábrica.

Dichos cambios neomórficos ocurren durante el incremento de la temperatura y el esfuerzo litostático a medida que ocurre el soterramiento. Estos procesos incluyen tanto el crecimiento o agradación como la inversión o transformación polimórfica y se observa distribuido a lo largo de toda la secuencia.

El proceso de agradación indica variación en el tamaño o en la forma de un cristal con un pequeño o ausente cambio en la composición o mineralogía.

La agradación está presente en escasas rocas de la sección de estudio y se evidenció en la matriz donde la micrita se transformó a microesparita (Fig. 59),

esto generalmente ocurre como respuesta al aumento del esfuerzo litostático. Por su parte, la inversión es un proceso que incluye la transformación de aragonito a calcita, puesto que es un mineral muy inestable en condiciones subaéreas de temperatura y presión.

Se manifestaron dentro del estudio los dos tipos de transformaciones polimórficas de aragonito a calcita, tales como inversión homoaxial e inversión heteroaxial en los fragmentos de conchas de bivalvos (Fig. 60). La inversión homoaxial ocurre por solución y precipitación in situ en ambientes acuosos donde se conserva la forma de los cristales aragoníticos. Por su parte, en la inversión heteroaxial no hay correspondencia óptica o estructural entre los cristales de aragonito y calcita ya que el cambio o transformación ocurre por la variación de posición de los iones en la película cristalina sin presencia de líquido ni largo transporte de iones (Zapata, 1983).

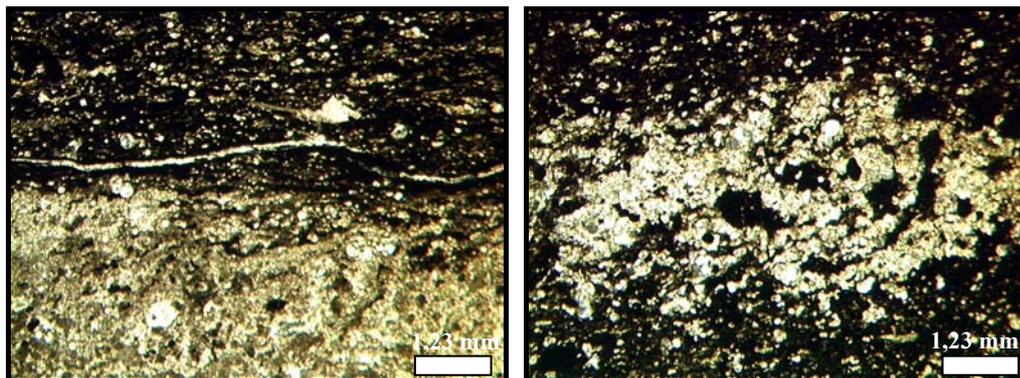


Fig. 59. Agradación de la matriz, donde la matriz se transformó a microesparita.

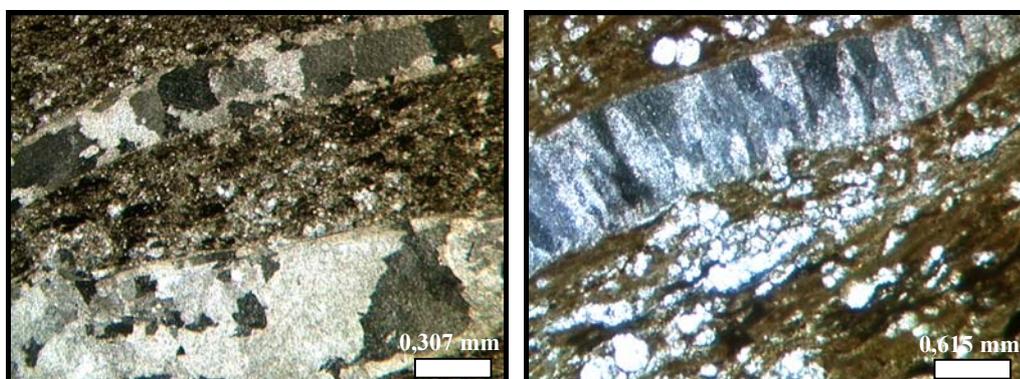


Fig. 60. Procesos neomórficos de inversión en fragmentos fósiles.

5.3.1.4. Reemplazamiento.

Este proceso diagenético involucra variación desde el punto de vista mineralógico en el material preexistente y está estrechamente ligado con la ocurrencia de cambios en la cristalinidad (Arche, 1992).

Ambos minerales involucrados, tanto el reemplazado como el reemplazante están constantemente en contacto y sólo los separa una película delgada de líquido que actúa para el paso de iones (Zapata, 1983).

Los procesos de reemplazamiento son observados tanto en la matriz como en los fósiles, especialmente en los radiolarios, donde sus paredes originalmente silíceas son reemplazadas por calcita, fosfatos o materia orgánica (Fig. 61). Generalmente se encuentra dentro de la unidad litológica I.

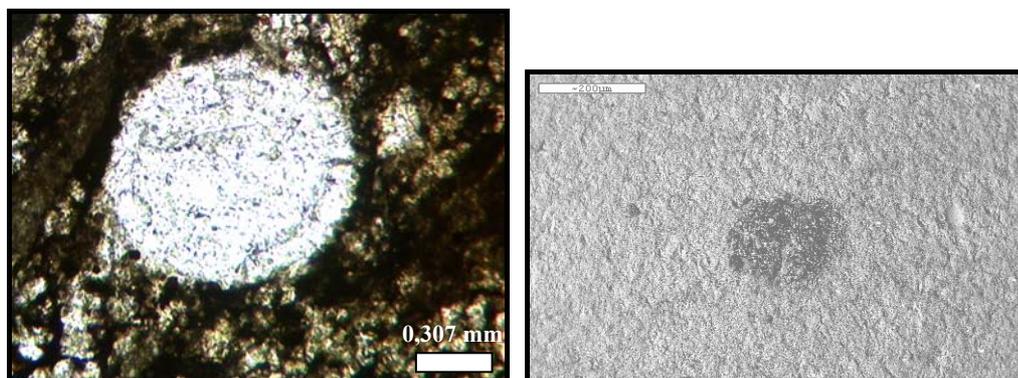


Fig. 61. Reemplazamiento de calcita y materia orgánica en radiolarios.

5.3.1.5. Fosfatización.

Los minerales fosfáticos se generan por la precipitación de las aguas intersticiales en la interfase agua-sedimento y requieren para su formación de temperaturas cálidas y de la presencia de componentes orgánicos.

Están asociados a zonas donde las corrientes de surgencia contribuyen con la productividad primaria y en sedimentos con características anóxicas en la que se encuentra reemplazando los carbonatos. (Zapata, 2003).

Este proceso se observa con frecuencia en casi toda la secuencia estudiada y mayoritariamente en la matriz, donde llega a formar niveles resaltantes de fosfato. También se encuentra como mineral autigénico y rellenando partículas

esqueletales como cámaras de foraminíferos, y reemplazando restos de peces y fragmentos de conchas de bivalvo (Fig. 62).

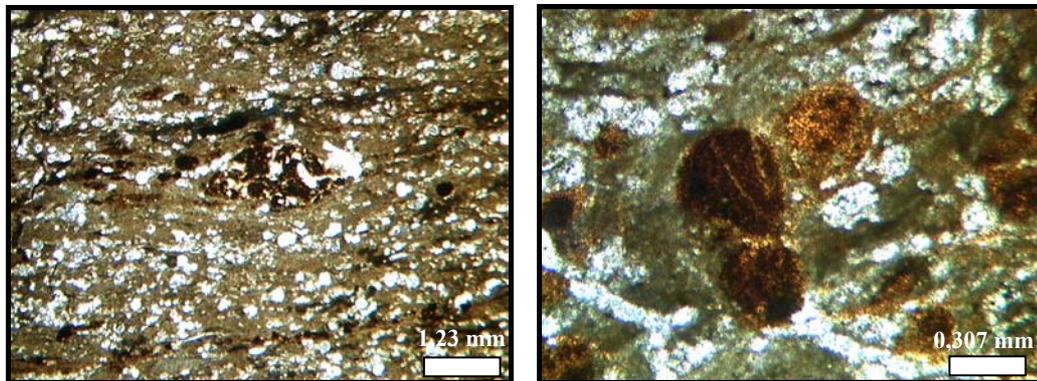


Fig. 62. Fosfatización de la matriz y de partículas fósiles.

5.3.1.6. Silicificación.

Es el proceso de reemplazamiento de carbonato de calcio por sílice. Las condiciones que favorecen la ocurrencia del proceso de silicificación son pH bajo, temperatura relativamente baja y sobresaturación de las aguas en sílice (Arche, 1992).

Para que ocurra este proceso debe estar presente la materia orgánica ya que ésta puede separar la sílice de una solución. El dióxido de carbono producido luego de la reducción de la materia orgánica disminuye el pH originando menor solubilidad para la sílice y disolución local del carbonato. Por lo tanto, la sílice precipita y reemplaza el lugar antes ocupado por el carbonato (Zapata, 1983).

La sílice es abundante en medios donde las condiciones son reductoras y ácidas (Eh negativo y pH bajo, respectivamente) (Krumbein y Garrels, 1952).

Este proceso es muy escaso, ocurre como reemplazamiento de la matriz carbonática por sílice, aproximadamente a unos 210 metros de la base de la secuencia.

5.3.1.7. Piritización.

Requiere de presencia de materia orgánica para que absorba hierro y sílice coloidal, el cual precipitará por reducción de la materia orgánica. Esto ocurre en una etapa diagenética temprana ya que no debe ser removida por reducción la

materia orgánica contenida en los organismos a medida que ocurre el soterramiento (Zapata, 1983).

Las condiciones requeridas para la formación de sulfuros también deben ser reductoras en ambientes marinos.

La pirita se encuentra dispersa en la matriz y en menor cantidad reemplazando algunas partículas esqueléticas de fósiles (Fig. 63). Es un proceso muy puntual dentro de la secuencia analizada.

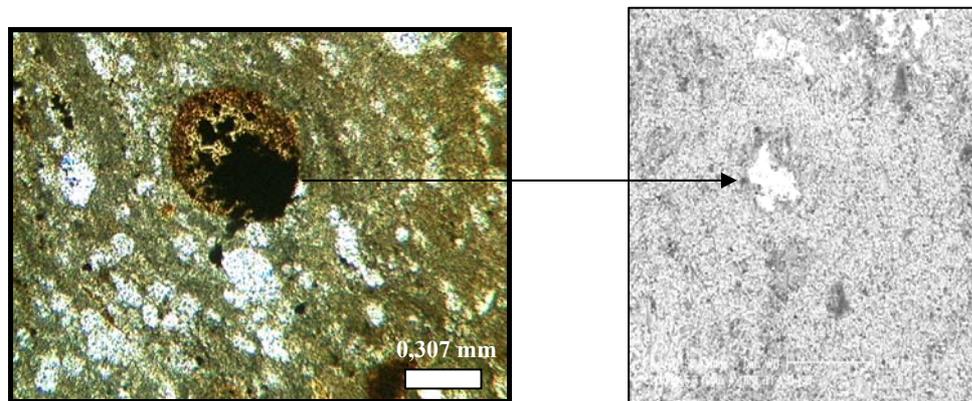


Fig. 63. Piritización de granos y fotomicrografía de pirita.

5.3.1.8. Concreciones.

Son estructuras diagenéticas que deben su origen a la precipitación de una sustancia mineral que se encuentra sobresaturada en el medio alrededor de un núcleo, generalmente se disponen paralelas a la estratificación.

Pueden formarse de dos maneras, genéticamente o químicamente. En el primer caso, su origen es producto del relleno de los poros mediante un reemplazo mecánico debido a la presión ejercida sobre sedimentos blandos y por reemplazos metasomáticos. En el segundo caso, se forman por migración de iones en la cementación y saturación diferencial (Zapata, 1983).

Estas son evidencias de diagénesis temprana y de una cuenca transgresiva donde existe una litificación en zonas saturadas de agua (Fig. 33), son observadas con frecuencia dentro de la unidad litológica II.

5.3.1.9. Compactación Física.

A medida que los sedimentos se compactan bajo la acción de una carga, pierden porosidad y decrecen en espesor, mientras las partículas sedimentarias y las estructuras sedimentarias son modificadas o reacomodadas, dependiendo de cuanta porosidad poseían y si estaban inicialmente soportados por granos o soportados por lodo (Choquette y James, 1990). Por lo tanto, la diagénesis física o mecánica ocurre por incremento de la densidad de empaquetado de las partículas (Arche, 1992).

Los efectos de la compactación son más marcados en sedimentos lodosos donde hay una pérdida significativa de la porosidad y considerable reducción en el espesor de los sedimentos en los primeros metros de toda la columna (Choquette y James, 1990).

En ese estado temprano de compactación, una orientación preferencial de bioclastos elongados puede desarrollarse paralela a la estratificación, normal a la dirección del esfuerzo principal. El siguiente estado efectivamente implica la fractura de granos y la deformación dúctil de granos y sedimentos (Tucker y Wright, 1990).

La laminación en los sedimentos más lodosos es comúnmente formada por objetos rígidos, tales como fósiles y nódulos en una escala pequeña (Tucker y Wright, 1990). Por lo tanto, la compactación física convierte a los mudstone pobres en granos en wackestone y packstone (Morrow y McIlreath, 1990) (Fig. 64).

De esta manera, se justifica la laminación observada por la acumulación de fósiles en algunas de las rocas. Es abundante después de los primeros 50 metros de la sección; es decir, en la unidad II, específicamente en la subunidad IIA, donde los litotipos predominantes son wackestone y packstone fuertemente laminados por lo tanto en esta zona es donde se evidencia la ocurrencia de los mayores efectos diagenéticos de compactación física (Fig. 67).

Otro efecto producto de la acción de compactación física son las “pseudoestilolitas”, se observan como contactos suturados simples no muy marcados con cierta apariencia sinuosa que obliga al reacomodo del material (Choquette y James, 1990).

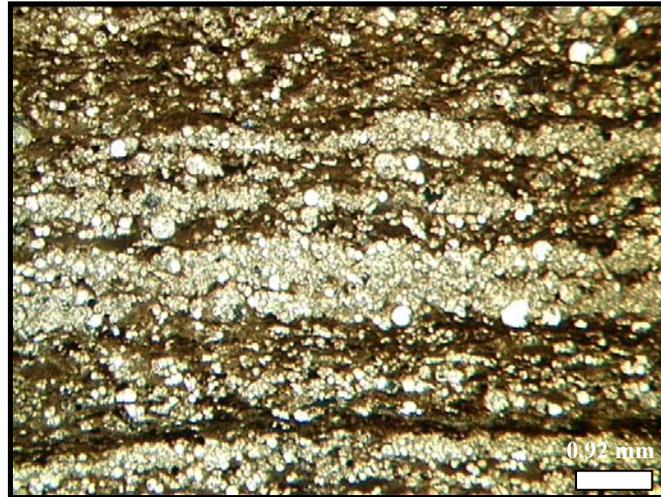


Fig. 64. Laminación debido a la acumulación de foraminíferos y cámaras globosas sin diferenciar, producida por efectos de compactación física.

No son consideradas como efecto de compactación química pues son producto de presión-disolución puntual en las rocas como resultado de los mismos procesos de compactación física (Zapata, 2003).

Las rocas de la sección basal de la Formación Querecual están constituidas mayormente por lodo carbonático, entonces el material más abundante es la calcita baja en magnesio la cual posee un leve potencial diagenético, junto al gran contenido de materia orgánica explican la ausencia de efectos de presión-solución.

5.3.2 Procesos Orgánicos.

5.3.2.1 Envoltorios Micríticos.

Son producto de la alteración biogénica o acción bacteriana en ambientes depositacionales carbonáticos donde los organismos retribuyen los sedimentos mediante horadaciones, bioturbaciones y actividades de ingestión de los sedimentos.

El desarrollo de los envoltorios micríticos es propuesto por Arche (1992) de la siguiente manera: en principio un organismo genera una perforación que luego queda libre cuando éste muere, posteriormente se rellena por cemento micrítico de aragonito o calcita alta en magnesio y al ocurrir este evento en repetidas ocasiones producirá el envoltorio micrítico alrededor del grano.

La presencia de envoltorios micríticos en las muestras observadas es escasa y ocurre alrededor de algunas cámaras de foraminíferos (Fig. 65).

5.4. Fracturas.

Los tipos de fracturas fueron determinadas empleando la clasificación de Nelson (1985), las cuales se describirán a continuación.

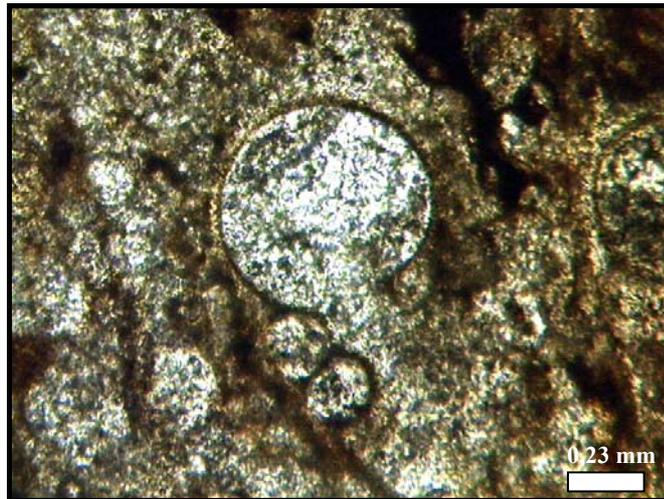


Fig.65. Envoltorios micríticos producto de la acción biogénica donde los organismos re trabajan los sedimentos.

5.4.1. Fracturas Naturales.

Son generadas debido a esfuerzos tectónicos o desplazamientos de la estratificación. Dentro de este grupo se identificaron fracturas de cizalla, fracturas extensivas y microfracturas.

Las fracturas de cizalla se producen por desplazamientos paralelos al plano de fractura. Se caracterizan por presentar grosor variable, están rellenas totalmente por cemento carbonático y se encuentran dispuestas en la sección de manera irregular (Fig. 66).

Con respecto a las fracturas extensivas, se generan por desplazamientos perpendiculares a la estratificación. Se encuentran total o parcialmente rellenas de cemento carbonático y también están distribuidas irregularmente (Fig. 67).

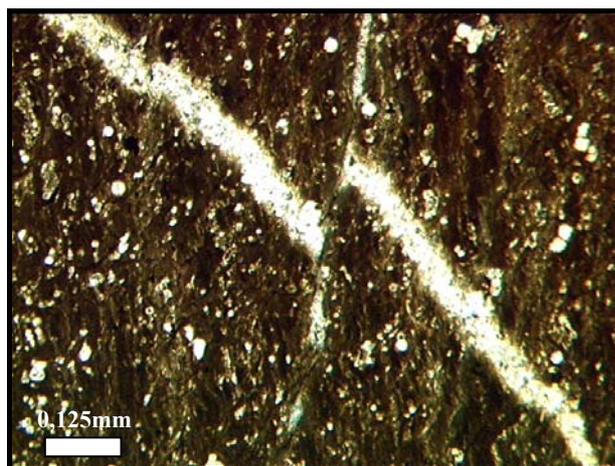


Fig. 66. Fracturas de tipo cizalla producidas por desplazamientos paralelos al plano de fractura.

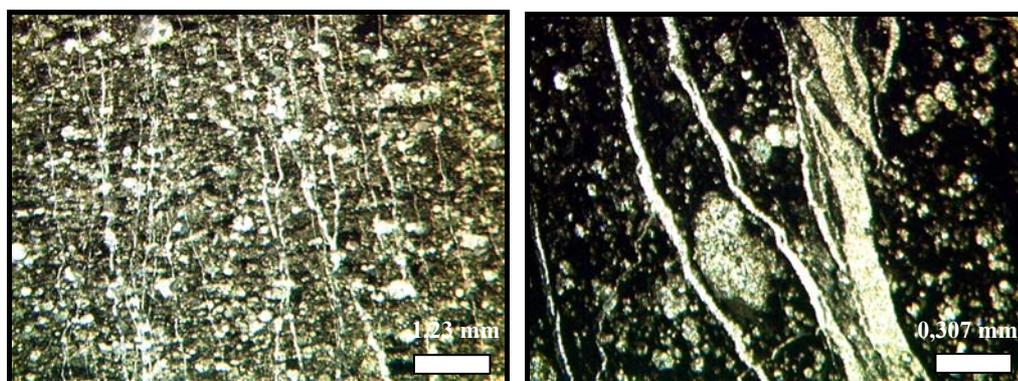


Fig. 67. Fracturas extensivas rellenas de calcita, originadas por desplazamientos perpendiculares a la estratificación.

Por último, las microfacturas se presentan en la matriz y en ciertas partículas esqueléticas. Se caracterizan por ser de tamaño muy pequeño, falta de orientación preferencial y están rellenas de carbonato y fosfato.

5.4.2. Fracturas inducidas.

Se generan en el instante en que se realiza la sección fina, puesto que son producidas por esfuerzos mecánicos artificiales. Por lo tanto, no presentan interés para este trabajo.

5.5. Porosidad.

Para la determinación de los tipos de porosidad se utilizó la clasificación de Choquette & Pray (1970), la cual está basada en una categorización morfológica de los tipos de poros (Fig. 68).

La porosidad en las muestras analizadas no supera el 4%, está representada por los tipos: por fractura, intrapartícula e interpartícula.

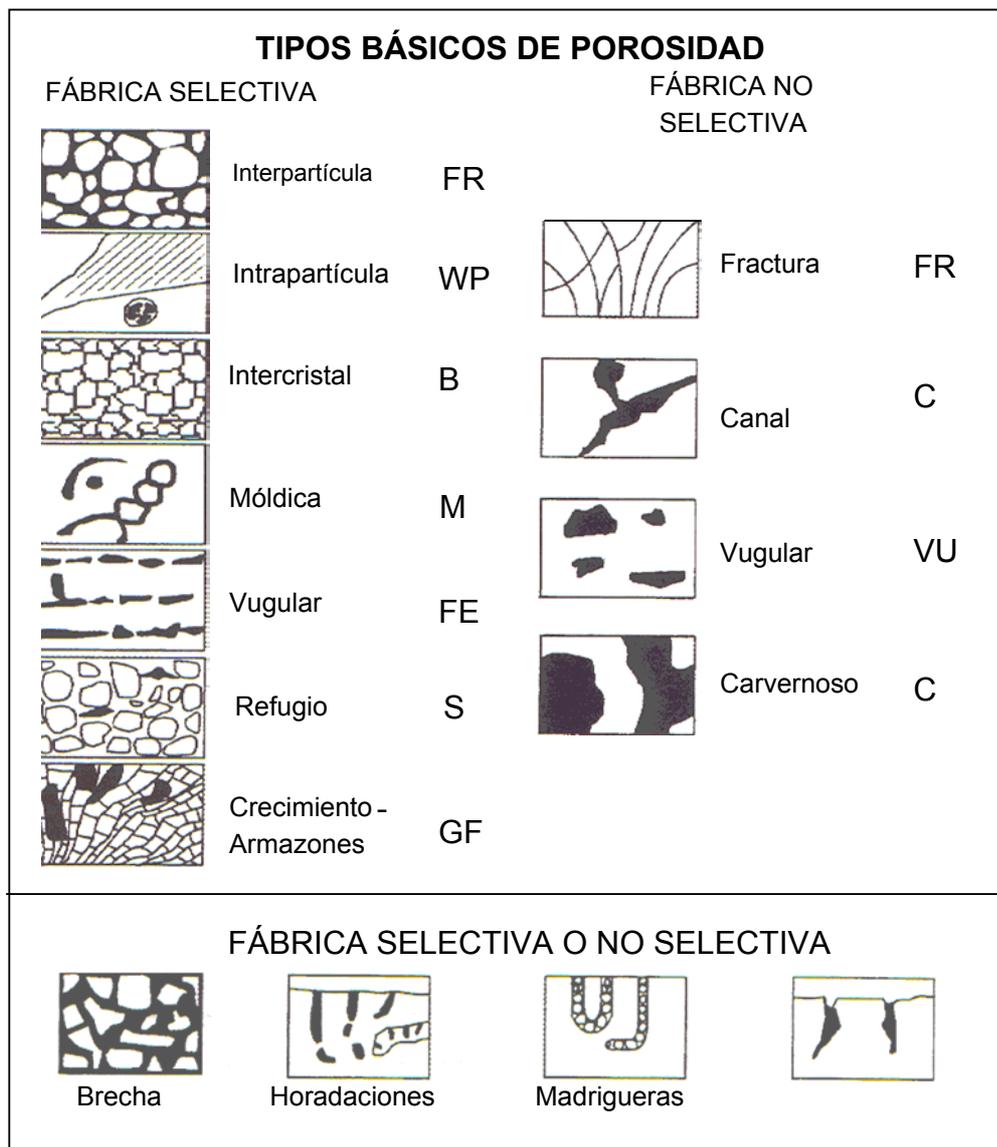


Fig. 68. Clasificación de porosidad según Choquette y Pray (1970). Tomado y modificado de Longman (1982).

5.5.1. Por fractura.

Como su nombre lo indica este tipo de porosidad está formada por las fracturas. Está caracterizada por desplazamientos relativamente pequeños de bloques adyacentes. Es la porosidad más abundante en las rocas estudiadas y está representada por fracturas extensivas rellenas de cemento carbonático (Fig. 69).

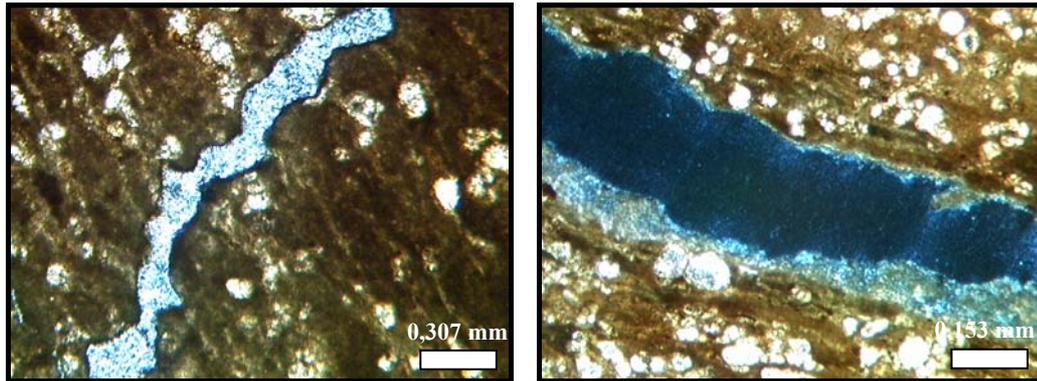


Fig. 69. Ejemplos de porosidad por fractura(A) y disolución (B).

5.5.2. Intrapartícula.

Dicha porosidad ocurre dentro de las partículas o granos. Este tipo de porosidad es generalmente primaria, pero también se forma raramente por la disolución de cemento o matriz.

En el estudio petrográfico se observó este tipo de porosidad dentro de algunas cámaras de foraminíferos.

5.5.3. Interpartícula.

Es la porosidad presente entre los granos o partículas. Este tipo de porosidad es la más escasa dentro de las muestras observadas.

5.6. Etapa Diagenética y Paragénesis.

En las rocas carbonáticas lodosas de la sección basal de la Formación Querecual en la Isla Chimana Grande los procesos post- depositacionales que se estudiaron dan indicio de una etapa diagenética temprana.

En esta etapa diagenética los cambios ocurren durante el enterramiento del sedimento a pocos metros y bajas temperaturas (Morrow y McIlreath, 1990).

Así que la mayoría de los procesos diagenéticos sufridos por los sedimentos para su transformación en rocas carbonáticas corresponden dentro del intervalo descrito anteriormente. Existen evidencias tanto de procesos orgánicos como de procesos físico- químico, siendo estos últimos los más abundantes.

La formación de envoltorios micríticos es la única representación de los procesos diagenéticos orgánicos. Estos ocurren alrededor de los fósiles desde que comienza la depositación de los sedimentos, por lo tanto es típico de etapas diagenéticas tempranas. El resto de las evidencias post-depositacionales corresponden a procesos físico- químicos, tales como la precipitación de cementos tempranos del tipo fibroso, cementos bajos en magnesio, microespato y espato equigranular típicos de ambientes marinos profundos asociados a litologías de carbonatos lodosos.

Además, evidencias de compactación física son notables en los efectos de concentración de fósiles en estructuras laminadas, especialmente en los packstone y en menor proporción en los wackestone, donde se observa un reacomodo de los fósiles debido a la presión a la cual fue sometida la roca. También se muestran “pseudostilolitas” con presencia de fosfato, las cuales son producto de presión-disolución puntual inducida por procesos de compactación física. De hecho, las rocas carbonáticas lodosas de la Fm Querecual poseen bajo potencial diagenético porque en su mayoría están constituidas de calcita baja en magnesio, lo cual determina la ausencia de efectos de compactación química típicos de una etapa diagenética más avanzada.

Por otra parte, las transformaciones neomórficas son otro indicador de diagénesis tempranas. Las transformaciones obtenidas corresponden a la agradación de micrita a microespato donde la cristalización de la roca es provocada por una rápida cementación. Además, se observaron procesos de inversión homoaxial y heteroaxial específicamente en las conchas de bivalvos.

Los procesos de fosfatización, sulfatación, piritización y silicificación muestran condiciones reductoras; es decir, condiciones de óxido-reducción (Eh) negativas con rangos entre 0 y -0,3 (Krumbein y Garrels, 1952). El incremento en los valores de pH favorecen la precipitación de fosfatos, calcita, piritita y barita con presencia de materia orgánica, en consecuencia la asociación mineral encontrada

permite establecer condiciones de alto pH (>7,8). Dichos procesos se desarrollaron tempranamente antes que la materia orgánica fuese removida por reducción a medida que ocurriera el soterramiento. En algunos sitios muy puntuales dentro de la secuencia, donde ocurre la silicificación se evidencia una pequeña fluctuación en los valores de pH, manteniéndose las condiciones reductoras del medio.

De acuerdo con la clasificación geoquímica de ambientes sedimentarios de Berner (1981), se determinó en la sección un ambiente anóxico no sulfuroso donde la precipitación de sulfatos y fosfatos es mayor que la presencia de sulfuros y existe una moderada cantidad de materia orgánica, estas condiciones cambian en zonas muy puntuales donde se hacen un poco más sulfurosas con presencia de pirita (Fig. 70).

Maynard (1982) propone que los sedimentos ricos en materia orgánica están depositados en aguas de fondo anóxicas caracterizados por una buena laminación, al contrario de los sedimentos pobremente laminados y bajos en materia orgánica que son depositados en aguas con niveles de oxígeno intermedio.

Por esta razón, comparando este modelo con los intervalos litológicos establecidos dentro de la sección existe una relación donde las zonas más laminadas poseen la mayor cantidad de materia orgánica exhibiendo condiciones anóxicas, mientras que las rocas masivas presentan una relativa oxigenación y son pobres en materia orgánica.

La paragénesis consiste en la sucesión de los procesos diagenéticos según su tiempo de ocurrencia y cada uno de ellos manifiesta distintas intensidades según las condiciones del medio sean favorables para su desenvolvimiento (Fig. 71).

Los procesos orgánicos representan los efectos que se desarrollan primariamente. Para la secuencia, estos procesos están representados por la formación de envoltorios micríticos.

Simultáneamente se originan los procesos físico-químicos, incluyendo la cementación, estabilización neomórfica de conchas de bivalvos y de la matriz, fosfatización, piritización, silicificación y compactación física. Todos estos procesos persisten durante todo el tiempo de evolución diagenética.

En un segundo momento diagenético los sedimentos sufren cambios motivados a las condiciones físico-químicas de las aguas provocando precipitación de sulfatos y continúan los procesos de fosfatización, compactación y cementación.

Para el tiempo de depositación de los carbonatos lodosos de la sección estudiada, la cuenca estuvo enmarcada en períodos transgresivos donde los sedimentos se enterraron en medios con gran cantidad de agua originando rápida cementación de la roca y retardo de los cambios químicos.

CLASIFICACIÓN DE AMBIENTES GEOQUÍMICOS					
AMBIENTE		CONCEN. MOLAR		MINERALES AUTIGÉNICOS DIAGNÓSTICOS Y SEDIMENTOS CARACTERÍSTICOS	
		[O₂]	[H₂S]		
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, alabandita, materia orgánica, $\delta^{34}\text{S}$ ligeros, no bioturbados
		Aguas con fondo oxigenado			$\delta^{34}\text{S}$ 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

Fig. 70. Ambientes Geoquímicos según Berner (1981). Tomado de Zapata (2003).

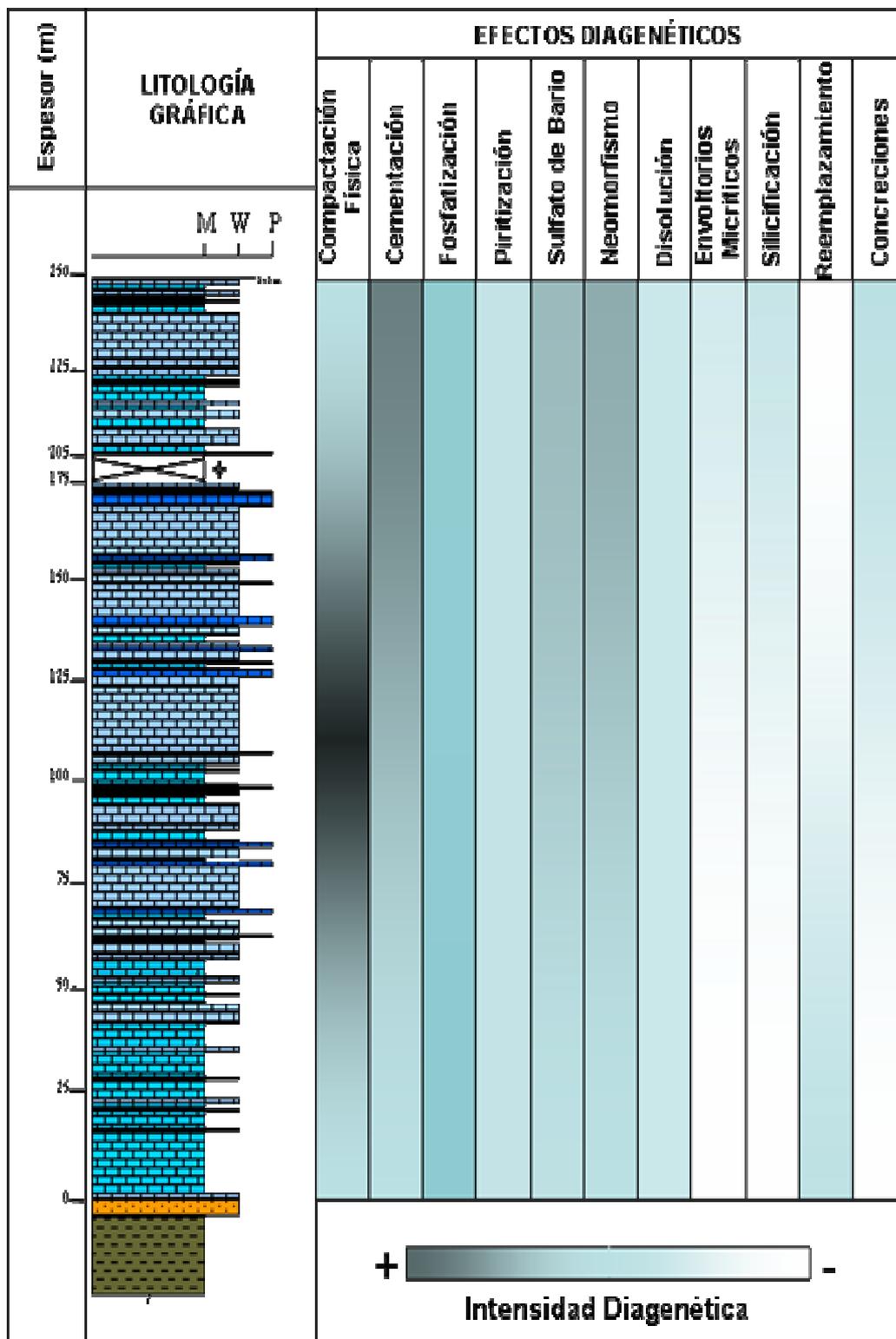


Fig. 71. Intensidad de los procesos diagenético en la sección.

VI. BIOESTRATIGRAFÍA Y PALEOECOLOGÍA

6.1. Introducción.

La bioestratigrafía es la rama de la estratigrafía que se encarga del estudio de los restos o evidencias de vida pasada en los estratos y de la organización de dichos estratos en unidades basadas en su contenido faunal (Vera, 1994). El objetivo primordial de esta rama consiste en recopilar la información sobre la evolución morfológica de las especies para determinar su distribución estratigráfica y paleogeográfica.

Básicamente, la bioestratigrafía se ocupa de determinar la edad relativa de las rocas estratificadas mediante la información suministrada por los fósiles. Adicionalmente, los fósiles proporcionan características del medio sedimentario y de sus factores ecológicos.

El estudio bioestratigráfico no exhibe la mejor resolución de fósiles, puesto que muchos de los organismos se encuentran disgregados en la matriz observándose cámaras aisladas indiferenciables.

6.2. Paleontología y Edad.

Entre los fósiles observados se encuentran mayoritariamente foraminíferos pláncnicos y radiolarios. Otras formas fósiles observadas son ostrácodos, amonites y bivalvos. Las características más importantes de la fauna observada se explican a continuación:

6.2.1. Radiolarios.

Los radiolarios son protistas pláncnicos, exclusivamente marinos y pelágicos. Entre las características que identifican a estos protistas en secciones finas se encuentra su simetría, siendo esta esférica (orden *Spumellaria*), y aunque las paredes se encuentran reemplazadas por calcita las características morfológicas permiten incluirlos dentro de dicho orden (Fig. 72).

El orden *Spumellaria* posee esqueletos de sílice opalina, dominando la zona fótica, aunque se han encontrado límites de conjuntos desde los 50m hasta los 4000m.

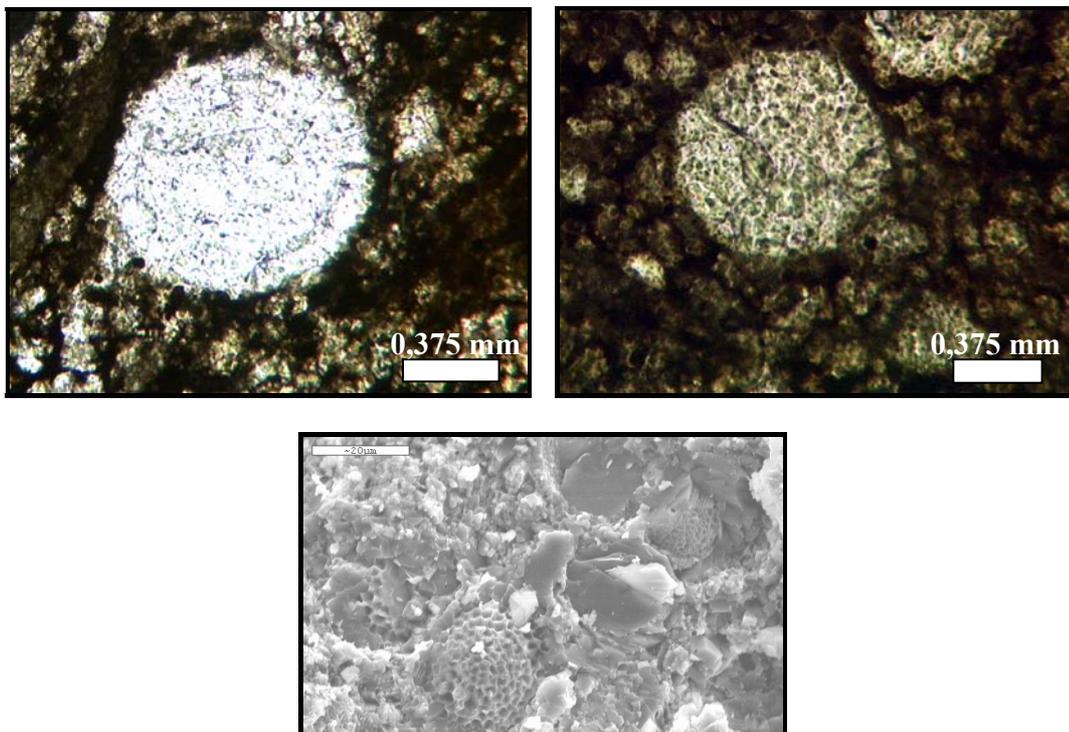


Fig. 72. Fotografías y fotomicrografía de radiolarios con simetría esférica.

Los radiolarios se observan en los primeros 25 metros y su porcentaje en promedio es de 30%. A partir de los 50 metros la fauna de radiolarios disminuye considerablemente hasta desaparecer a los 100 metros, incrementando gradualmente la cantidad de foraminíferos plácticos. Esto marca cambios paleoecológicos en cuanto a profundidad y nutrientes en las aguas. Hacia los 115 metros aparecen nuevamente, aunque en porcentajes muy pequeños (no mayor de 15% en promedio). Hacia esta parte los foraminíferos se hacen más variados, encontrándose foraminíferos plácticos en alto porcentaje y algunas especies bénticas en muy escaso porcentaje. A los 170 metros los radiolarios desaparecen nuevamente encontrándose trazas o muy poco porcentaje hacia los 200 y 232 metros. La distribución de radiolarios en el registro fósil se observa al final del capítulo en la columna de correlación.

6.2.2. Foraminíferos Plácticos.

Los foraminíferos son organismos muy importantes en los estudios estratigráficos del Mesozoico y el Cenozoico. Estos organismos son protistas unicelulares con concha, siendo las conchas calcáreas las más abundantes.

La distribución de foraminíferos plácticos en la secuencia es bastante homogénea, encontrándose desde la base hasta el tope de la sección. Las principales especies de foraminíferos plácticos observados son formas globulares simples, tales como *Hedbergella planispira*, *Hedbergella delrioensis*, *Hedbergella simplex*, *Hedbergella rischi*, *Globigerinelloides caseyi*, *Globigerinelloides bentonensis*, *Globigerinelloides ultramicrus* y *Globigerinelloides* sp., *Heterohelix reussi*, *Heterohelix moremani*, *Whiteinella baltica*, *Whiteinella aprica*, *Whiteinella archaeocretacea* y especies con quilla como *Rotalipora appenninica*, *Rotalipora greenhornensis*, *Rotalipora subticinensis* y *Rotalipora* sp (Fig. 73).

Hacia la base en los primeros 20 metros, se observan los porcentajes más bajos de foraminíferos plácticos (40%). Estos porcentajes van aumentando progresivamente hacia la mitad y tope de la secuencia hasta ser un 100% del total de fósiles observados en las secciones.

En cuanto a los foraminíferos béticos (Fig. 74), los géneros observados son *Bolivina* y *Bulimina*, su porcentaje es muy escaso, están mal preservados y se pueden observar hacia la parte media de la secuencia.

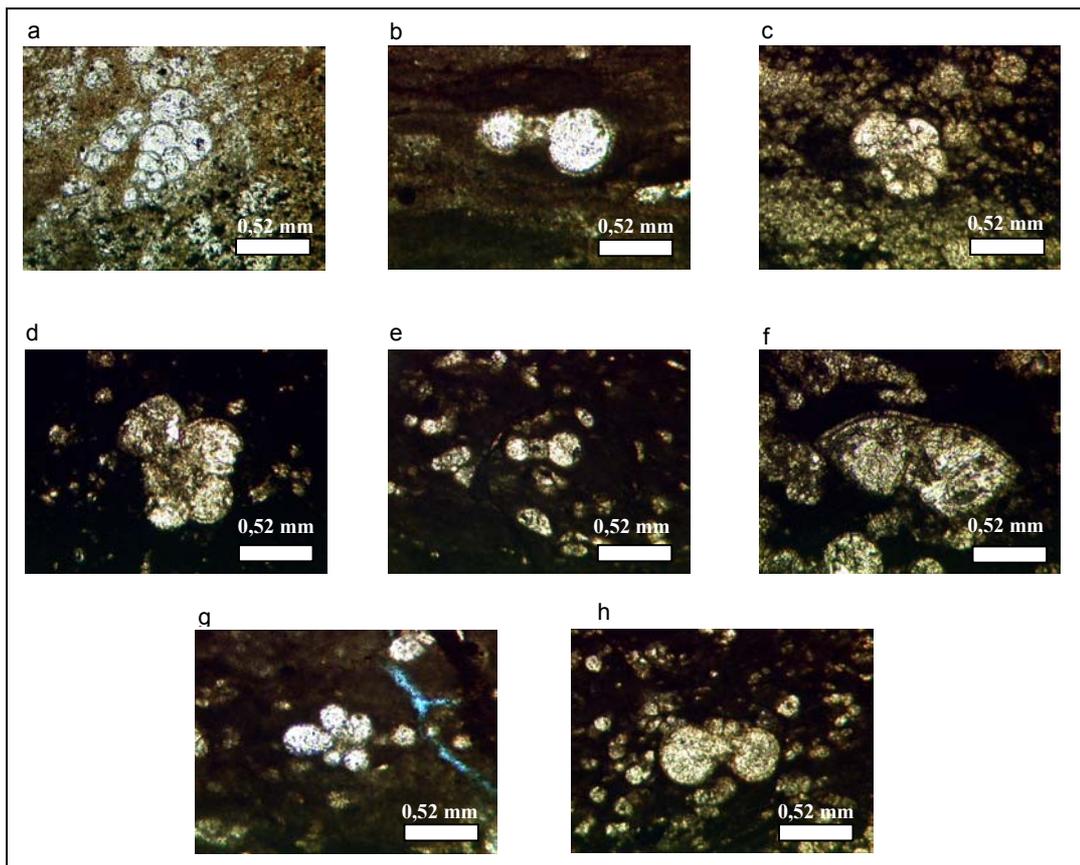


Fig. 73. Foraminíferos pláncnicos observados en la secuencia estudiada. a) *Heterohelix reussi*, b) *Hedbergella planispira*, c) *Ticinella primula*. d) *Whiteinella aprica*, e) *Globigerinelloides* sp. f) *Rotalipora* sp. g) *Hedbergella simplex* h) *Whiteinella baltica*.

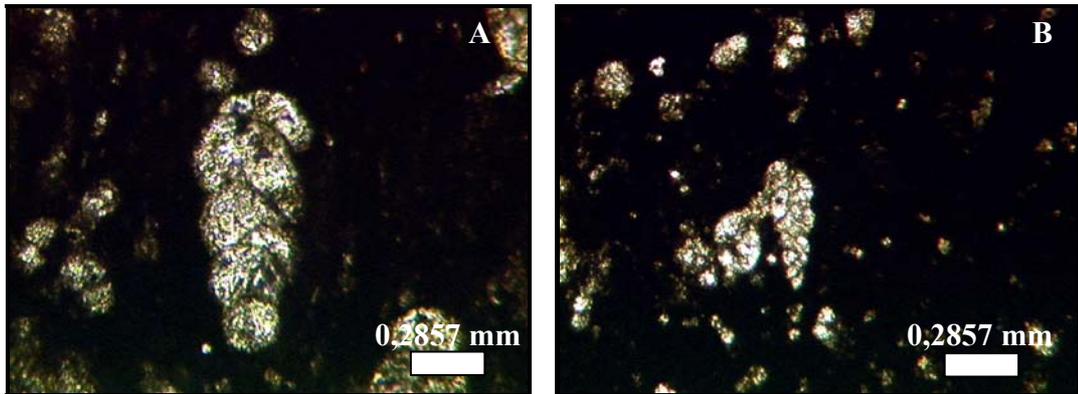


Fig. 74. Organismos Bénticos embebidos en la matriz. A) *Bolivina* B) *Bulimina*.

6.2.3 Bivalvos y Amonites.

Los bivalvos presentes en la secuencia pertenecen al género *Inoceramus*, del cual solo se observan fragmentos. Algunos tienen características diagenéticas como neomorfismo, otros están sin alteración según las características petrográficas observadas. Por su parte, los amonites son cefalópodos importantes en el Cretácico, se observan rellenos de cemento equigranular y se encuentran en zonas puntuales en la parte superior de la sección (Fig. 75).

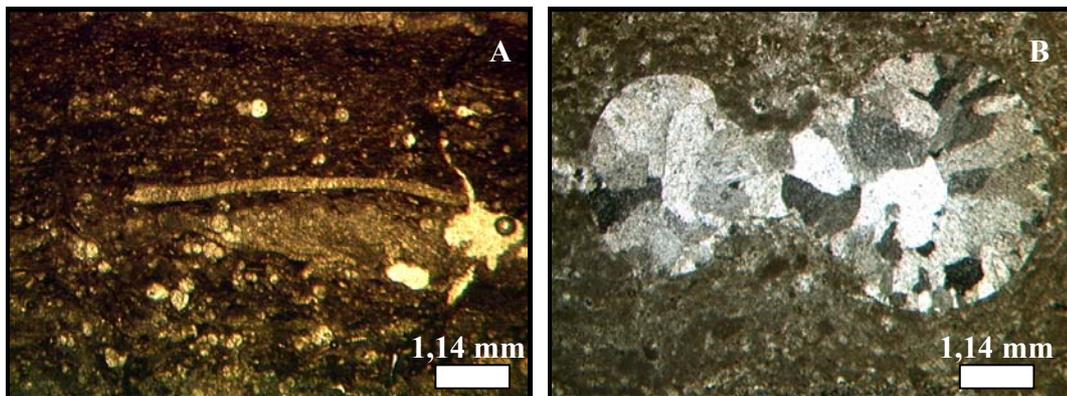


Fig. 75. A) Fragmento de *Inoceramus*; B) Amonites relleno de cemento equigranular.

6.2.4. Edad.

El Cretácico en Venezuela ha sido muy estudiado por lo importante que son las rocas de este período para la industria petrolera. La Formación Querecual, pertenece a este

período y en las distintas zonas donde aflora ha sido datada por distintos autores. En la sección de Chimana Grande se utilizó la zonación de foraminíferos pláncnicos de Sliter (1995).

Los fósiles identificados son generalmente, formas simples de zonas poco profundas mientras que pocos son los organismos profundos y especializados que permiten una mayor resolución en la determinación de edades (Premoli Silva y Sliter, 1999). Esto puede explicar porque no se observan todas las especies índices de edad dentro del intervalo estudiado.

Se identificaron 3 zonas y 2 subzonas que limitan la sección entre el Albiense tardío y el Turoniense. El rango de las zonaciones va desde la Zona de *Ticinella primula* hasta la Zona de *Whiteinella archaeocretacea*. Dentro del intervalo bioestratigráfico definido anteriormente no se identificaron todas las zonas, ya que no se observaron fósiles índices de las Zona de *Rotalipora ticinensis*, de la Zona de *Rotalipora brotzeni* y de la Subzona de *Dicarinella algeriana*.

La secuencia analizada de la Formación Querecual posee el siguiente orden cronológico:

- Zona de *Ticinella primula*: Este intervalo está definido por la primera aparición de *Ticinella primula* hasta la primera aparición de *Rotalipora subticinensis*. Importantes géneros son reconocidos dentro de esta zona entre los que se encuentran *Hedbergella rischi* y *Globigerinelloides bentonensis*. Se reconoce en la base de la secuencia de estudio y según su rango de vida, el cual inicia en el Albiense medio hasta el límite Albiense-Cenomaniense, conjuntamente con la cercanía respecto a la *Rotalipora subticinensis*, la cual se encuentra dentro de la misma capa y define la Zona superior, infiere que la *Ticinella primula* y su conjunto faunal observados en esta secuencia pertenecen al Albiense tardío.
- Subzona de *Rotalipora subticinensis*: Definida por la primera aparición de *Rotalipora subticinensis* hasta la primera aparición de *Rotalipora apenninica*. El espacio de tiempo que representa esta subzona contiene un

incremento notable en la abundancia y diversidad de especies (Premoli Silva y Sliter, 1999).

- Zona de *Rotalipora appenninica*: Este intervalo se estableció por la primera aparición de la *Rotalipora apenninica* hasta la primera aparición de *Rotalipora greenhornensis*. Esta zona contiene una diversificación del género *Rotalipora* (Sliter, 1989) y representa el límite Albiense tardío en la sección de estudio.
- Subzona de *Rotalipora greenhornensis*: Es un intervalo que va desde la primera aparición de *Rotalipora greenhornensis* hasta la primera aparición de *Whiteinella archaeocretacea*. La subzona que define este organismo permite determinar una edad Cenomaniense.
- Zona de *Whiteinella archaeocretacea*: Es la última zona presente en la sección basal de la Formación Querecual estudiada en Chimana Grande. Representa el límite entre el Cenomaniense tardío y el Turoniense. Está definida por la primera aparición de *Whiteinella archaeocretacea* y su límite superior no fue definido por no encontrarse la especie índice (*Helvetoglobotruncana helvetica*). Esta zona marca una baja diversidad en el conjunto de organismos y una depositación de sedimentos ricos en materia orgánica (Sliter, 1989).

6.3. Paleoecología y Estrategias de Vida.

La distribución geográfica de los individuos es importante en el estudio paleoecológico. Distintos factores físico-químicos y biológicos son tomados en consideración para determinar el área de extensión que posee un individuo. Así, la temperatura, salinidad, luz, profundidad, niveles de energía y la cadena alimenticia se combinan para dicha extensión.

Las características del medio donde habitan los organismos, descritos anteriormente, son derivadas de la interacción de condiciones particulares que requiere cada especie. En este orden de ideas, los radiolarios viven en todos los mares y climas aunque son más diversos en latitudes ecuatoriales y abundantes en las zonas templadas. Se

encuentran en regiones donde las corrientes de surgencia traen nutrientes desde las profundidades oceánicas.

Los foraminíferos son importantes para la determinación de paleoambientes (Premoli Silva y Sliter, 1999). Cada especie de foraminíferos está adaptada a ciertas condiciones de temperatura y densidad, donde las aguas de los océanos están estratificadas enfriándose hacia abajo progresivamente presentando distintas clases de foraminíferos (Arthur *et al.*, 1987). Adicionalmente, la concentración de oxígeno es un factor importante para la presencia de estos organismos, ya que deficiencias de oxígeno provocan alta productividad orgánica produciendo gran cantidad de conjuntos anaeróbicos pequeños, delgados y sin ornamentación (Leckie, 1987).

La salinidad y las zonas de disolución de CaCO_3 son otros factores que rigen la presencia de foraminíferos en el registro estratigráfico. Su mayor diversidad se encuentra en los medios neríticos y zonas ecuatoriales, disminuyendo su abundancia con la profundidad y hacia las altas latitudes.

En cuanto a los bivalvos, como los del género *Inoceramus*, se encuentran en la interfase agua-sedimento y pueden habitar zonas con bajas concentraciones en contenido de oxígeno (Arthur *et al.*, 1987).

En la sección de estudio, la fauna analizada está mayormente dominada por foraminíferos plácticos, los cuales se dividen en organismos especialistas y oportunistas según su morfología, nutrientes y hábitat dentro de la columna de agua.

Los organismos especialistas son abundantes en aguas oligotróficas, poseen especies morfológicamente complejas, con quilla (Leckie, 1987) y con altos requerimientos de energía. Por otra parte, los oportunistas son organismos más simples, típicamente pequeños, de morfologías variables y de rápido incremento en condiciones eutróficas, cuando los nutrientes están disponibles en el medio (Premoli Silva y Sliter, 1999) (Fig. 76).

Dentro de la secuencia estudiada se observan 6 géneros, los cuales se utilizaron para determinar las condiciones paleoecológicas de la Formación Querequal. Estos géneros están representados por dos tipos de acuerdo a sus estrategias de vida. Por esta razón, se observan *Ticinella* y *Rotalipora* características de aguas oligotróficas y

bajas en nutrientes conjuntamente con *Heterohelix*, *Globigerinelloides* y *Hedbergella*, pertenecientes a ambientes eutróficos con gran cantidad de nutrientes. El género *Whiteinella* está asociado a ambientes mixótrofos, pero ligado mayormente a organismos de condiciones eutróficas (Premoli Silva y Sliter, 1999). En toda la secuencia el porcentaje de oportunistas domina sobre los especialistas, lo que indica que el medio de depositación mantuvo condiciones eutróficas durante todo el tiempo.

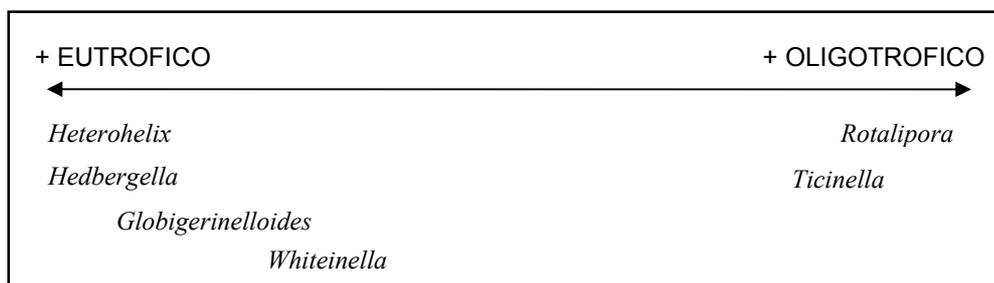


Fig. 76. Estrategias de vida de los foraminíferos pláncnicos observados.

La diversidad en los conjuntos de foraminíferos pláncnicos en las zonas cálidas y de bajas latitudes como la observada en la depositación de Querecual presenta una estratificación en los conjuntos faunales fuertemente influenciada por el predominio de los nutrientes y de fertilidad en las aguas superficiales. Así, los organismos oportunistas característicos de ese tipo de zonas con gran influencia de nutrientes se encuentran en aguas poco profundas y eutróficas mientras los organismos especialistas se encuentran en hábitat más profundos y oligotróficos. También los organismos oportunistas incrementan su abundancia en eventos transgresivos mientras que disminuyen durante las regresiones (Leckie, 1987). Esto explica el porque se observa en la secuencia de estudio la mayor cantidad de organismos oportunistas, especialmente del género *Heterohelix* en las zonas donde aumenta el nivel del mar y que quedan evidenciados en el aumento de los valores de $\delta^{13}\text{C}$.

En algunas zonas se observa aumento en la abundancia de organismos especialistas lo que puede inferir corrientes de “upwelling” o surgencia (Fig. 77) las cuales traen consigo organismos especializados de hábitat más profundos hacia zonas más someras (Leckie, 1989).



Fig. 77. Patrones derivados de las corrientes de surgencia (“Upwelling”).

El tope de la secuencia contempla la máxima cantidad de oportunistas, coincidiendo con los máximos valores de COT y $\delta^{13}\text{C}$, dentro del límite Cenomaniense-Turonense. Esto corresponde al evento OAE2 que concuerda con el evento Bonarelli, que incluye la mayor acumulación de materia orgánica en sedimentos pelágicos del Cretácico (Premoli Silva y Sliter, 1999) el cual coincide con presencia de fragmentos de moluscos (Elder, 1987) y foraminíferos oportunistas (*Heterohelix* y *Whiteinella*), así como la desaparición de organismos especialistas durante este intervalo como es el caso del género *Rotalipora* (Premoli Silva *et al.*, 1999).

El desarrollo de la termoclina es otro factor influyente en la diversidad de los foraminíferos plácticos dentro de la columna de agua (Premoli Silva *et al.*, 1999). Esta termoclina es una capa dependiente de la temperatura, y es la transición entre la zona de mezcla (Mixed Layer) y la zona de aguas profundas (Deep Water).

La termoclina puede estar más profunda o más superficial dependiendo de los procesos de “upwelling”, los cuales son causantes de la variación en la profundidad de esta capa y por consiguiente, de la abundancia de vida en el medio. La termoclina del Cretácico varió por la continua apertura continental y la reorganización de la circulación de las masas de agua (Leckie, 1989). Esta reorganización provoca efectos tanto en la productividad como en la oxigenación de las aguas, por lo tanto, en las zonas donde haya mayor productividad la zona de mezcla aumenta su espesor y disminuye dicha termoclina (Fig. 78).

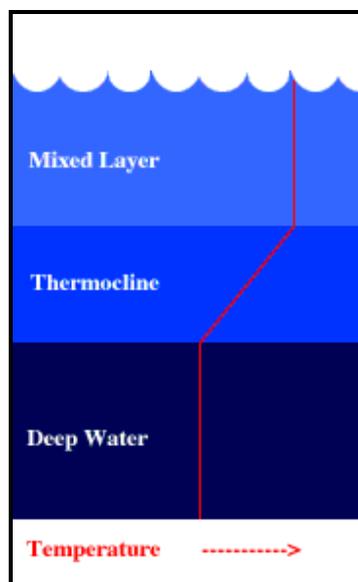


Fig. 78. Estratificación de la masa de agua.

6.4. Interpretación Paleobatimétrica.

La resolución bioestratigráfica de los foraminíferos durante el Cretácico es importante en el estudio y reconstrucción paleoecológica de las secuencias marinas depositadas en este período. Esta distribución es una herramienta de gran utilidad para interpretar las fluctuaciones del nivel del mar (Leckie, 1987).

Así, la composición de los foraminíferos, su conjunto, asociación faunal y morfotipos permiten representar las profundidades de los sedimentos donde se encuentren dichos fósiles.

Los morfotipos de los organismos plácticos se dividen en dos, las morfologías globulares o simples y las morfologías especializadas y con quilla (Premoli Silva *et al.*, 1999). La distribución en profundidad de los foraminíferos plácticos es similar a la configuración actual, donde los morfotipos globulares habitan en las aguas superficiales y los biconvexos, con quilla y planoconvexos representan incrementos en la profundidad (Leckie, 1987).

Premoli Silva y Sliter (1999) explican que los factores que controlan la distribución y abundancia de los foraminíferos son ausencia o presencia de nutrientes, capacidad

para su reproducción, además de parámetros físicos y químicos como los cambios del nivel del mar, temperatura, salinidad, pH y Eh de las aguas.

Estos factores son los principales causantes de las relaciones de foraminíferos pláncnicos dentro de la columna de agua. Por esta razón, las diferentes profundidades ocupadas por los foraminíferos pláncnicos reflejan la competitividad y necesidad de explotación de las condiciones prevalcientes en ese medio.

Los géneros simples o globulares como *Heterohelix* y *Hedbergella* son abundantes en aguas superficiales, mientras que géneros más complejos y ornamentados como *Rotalipora* pertenecen a zonas más profundas. En este sentido, la presencia o ausencia de formas ornamentadas en el conjunto de fósiles puede determinar hábitat y profundidad.

Leckie en 1987 determina tres (3) asociaciones fosilíferas en cuanto a profundidad, basado en los patrones de conjunto de foraminíferos, proponiendo como límite entre los organismos habitantes de zonas profundas y los organismos que habitan las zonas superficiales los 100 metros de profundidad (Fig. 79).

1.- Fauna de mares epicontinentales (MWF): (< 100 metros)

La fauna se caracteriza por formas biseriales como *Heterohelix* y formas triseriales como *Guembelitria*. Estos géneros son diagnósticos de aguas poco profundas y los principales foraminíferos pláncnicos oportunistas del Cretácico medio. Relativamente están asociados a mares marginales y ambientes poco profundos. La fauna mencionada anteriormente se relaciona con *Hedbergella* determinando características de plataformas carbonáticas con mares marginales cerrados de aguas calientes.

2.- Fauna de aguas poco profundas (SWF): (< 100 metros)

Las principal especies componentes de esta fauna son *Hedbergella* sp. y *Globigerinelloides* sp. Estos géneros de foraminíferos pláncnicos son los más dominantes en las secciones marino abiertas y en los ambientes pelágicos. Además de los géneros mencionados, se incluyen durante el Cretácico medio *Clavihedbergella*, *Schackoina* y *Ticinella*. Especies como *Clavihedbergella simplex*, *Hedbergella delrioensis* y *Hedbergella planispira* poseen características de fauna mesopelágica,

mientras que especies como la *Schackoina* puede ser interpretada como formas de aguas poco profundas, su presencia en conjunto con *Hedbergella* afirma la profundidad de su hábitat.

3.- Fauna de aguas profundas (DWF): (> 100 metros)

Se encuentra representado por géneros con quilla como *Rotalipora* y *Praeglobotruncana*. Los foraminíferos pláncnicos que habitan en zonas profundas son más sensitivos a los cambios ambientales y su distribución paleogeográfica se puede inferir de la data isotópica y de los cambios eustáticos del nivel del mar.

Los conjuntos fósiles observados en la Formación Querecual indican una relación entre organismos globulares de aguas someras como *Hedbergella*, *Globigerinelloides* y *Ticinella* y organismos especializados de aguas profundas como *Rotalipora*. La proporción de fauna pláncnica dentro de la secuencia de estudio muestra una abundancia y diversidad de organismos globosos, oportunistas con respecto a los organismos con quilla, especialistas.

A partir de estos datos, siguiendo los criterios señalados de distribución vertical de Premoli Silva y Sliter (1999) y la asociación fosilífera entre conjuntos de aguas someras (SWF) y de aguas profundas (DWF) propuesta por Leckie (1987) permite determinar condiciones de aguas eutróficas, zonas marino abiertas y profundidades mayores a los 100 metros.

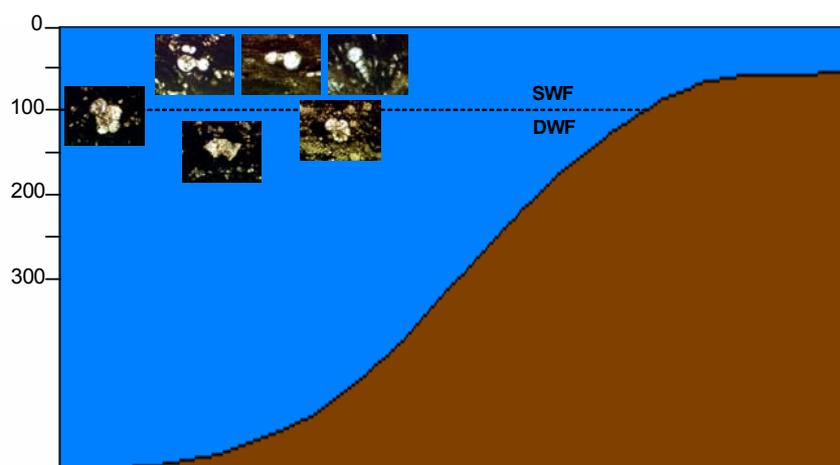


Fig. 79. Distribución paleobatimétrica de los fósiles.

Todas las características expuestas anteriormente permiten resumir las condiciones paleoecológicas de la Formación Querecual en la isla Chimana Grande de la siguiente manera (Fig. 80).

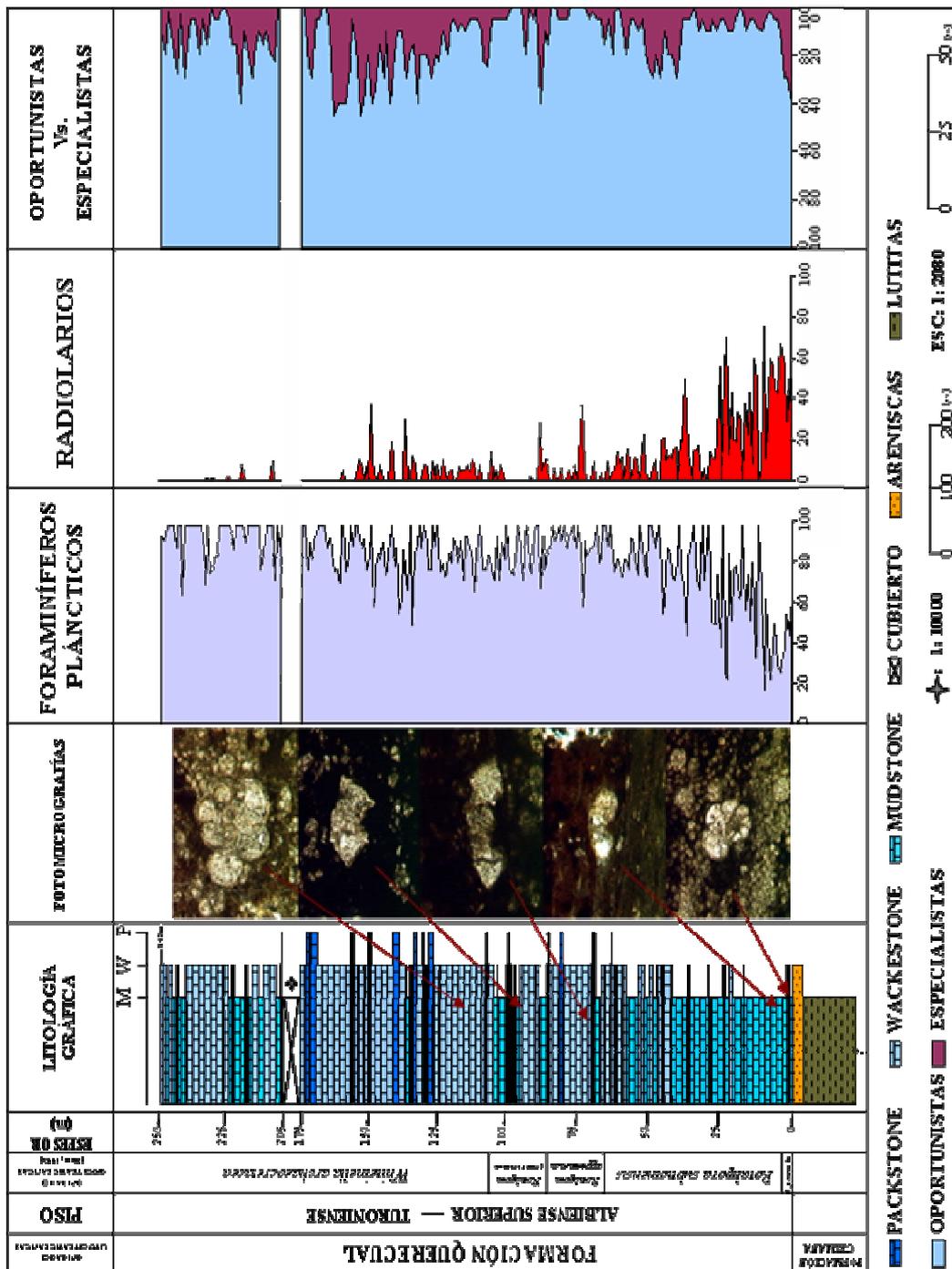


Fig. 83. Correlación bioestratigráfica encontrada en la sección de estudio.

VII. GEOQUÍMICA

7.1. Introducción.

La quimioestratigrafía es la rama de la estratigrafía que se ocupa del estudio e interpretación de la composición química de las rocas sedimentarias representadas en las secciones estratigráficas (Vera, 1994). Se basa en las cualidades químicas de las rocas; es decir, se ocupa del estudio e interpretación de la composición química de las rocas sedimentarias mediante las variaciones en el contenido de los elementos mayoritarios, elementos traza o isótopos (Alberdi y Martínez, 1999).

El estudio geoquímico de sedimentos y rocas sedimentarias es la metodología básica de la quimioestratigrafía. Dos limitantes determinan la aplicabilidad de la herramienta, ellas son: el conocimiento de las relaciones bioestratigráficas y el grado de afectación que la diagénesis provoca en la roca.

Por lo tanto, la quimioestratigrafía resulta una herramienta útil proporcionando datos complementarios que se integrarán con los obtenidos por las ramas clásicas de la geología para deducir la historia geológica de la zona de estudio.

Los eventos geoquímicos reflejan cambios en los ambientes depositacionales en cuanto a sus características físico-químicas, así que los perfiles geoquímicos requieren comparación con la litología, bioestratigrafía y registros estratigráficos de las secciones estudiadas.

De esta manera, la quimioestratigrafía permite caracterizar, subdividir y correlacionar los estratos basados en las variaciones de la composición química de las rocas logrando la determinación de cambios tanto a escala mundial como regional.

En los sedimentos pelágicos o de mar abierto se reflejan variaciones sistemáticas en el contenido fosilífero, mineralógico y químico que permiten inferir cambios paleoambientales, con tal que las modificaciones diagenéticas sufridas por los sedimentos no hayan sido fuertes.

En este estudio se trabajó con los siguientes marcadores quimioestratigráficos: contenido de COT, CaCO_3 e isótopos estables de oxígeno y carbono característicos de las rocas de la sección basal de la Formación Querecual en la Isla Chimana Grande.

7.2. Definición de los Intervalos Geoquímicos.

A partir de la tendencia de los perfiles de contenido de CaCO_3 , COT y relaciones de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) se definieron en la sección de estudio dos (2) intervalos geoquímicos, ya que a lo largo de las curvas se presentan señales geoquímicas diagnósticas.

El Intervalo I se encuentra en la base y el segundo se ubica hacia el tope. Ambos intervalos presentan comportamientos similares, lo que evidencia una repetición cíclica de los eventos.

Las curvas de los elementos nombrados anteriormente responden a variaciones inherentes de la heterogeneidad o distinto comportamiento químico de las muestras analizadas, pero también son el resultado de controles geoquímicos notables tales como condiciones paleoclimáticas, variaciones en la paleoproductividad primaria, condiciones anóxicas, entre otras.

7.3. Contenido de Carbono Orgánico Total (COT).

El Carbono Orgánico Total está integrado por bitumen que son moléculas pequeñas solubles en solventes orgánicos y por material orgánico insoluble de moléculas grandes denominado kerógeno. El bitumen constituye entre el 5- 10% del COT y es denominado material orgánico extraíble (MOE); por su parte, el kerógeno es el precursor del petróleo y su calidad, cantidad y maduración termal determina la capacidad generadora de la roca (Méndez, O., Inédito).

Los factores que controlan el contenido de carbono orgánico total son la productividad orgánica y el contenido de oxígeno del medio de depositación. Es decir, la calidad y el tipo de materia orgánica que llega a los sedimentos está controlada en parte por el ambiente de depósito y puede ser relacionada con la riqueza orgánica de las aguas suprayacentes.

En las rocas carbonáticas el contenido de COT varía entre 0,1-1%, pero en los episodios anóxicos alcanzan valores entre 6-9% (Arthur y Schlanger, 1979) debido a la acumulación anómala de materia orgánica. Estas anomalías también se reflejan en los valores isotópicos del carbono.

Los eventos anóxicos, conocidos como OAEs, se caracterizan por ser depósitos ricos en materia orgánica los cuales requieren de condiciones particulares para su

formación, tales como alta productividad orgánica, pobre circulación y bajo contenido de oxígeno en el agua de mar (Tucker y Wright, 1990). La pobre circulación permite el desarrollo de estratificación del agua y de capas de bajo oxígeno. Las condiciones descritas anteriormente se reflejan en los altos valores de COT.

La zona de mínimo oxígeno cuando la productividad orgánica es alta se expande y contiene menos oxígeno, es anóxica, así que la materia orgánica puede ser depositada y preservada en áreas donde esta zona intersecta al piso oceánico (Tucker y Wright, 1990).

Los sedimentos ricos en materia orgánica del Cretácico Superior fueron derivados de la alta productividad orgánica (Leckie, 1989) o por efectiva preservación de la materia orgánica producida (Bralower *et al.*, 1994).

7.3.1. Contenido de Carbono Orgánico Total en la Sección de Estudio.

Los valores de COT se encuentran en un rango que varía entre 0,09 (valor mínimo) y 3,40 (máximo valor), siendo el contenido promedio de 0,67. Peters (1986) propone valores para cuantificar el potencial generador de hidrocarburos de una roca tomando en cuenta el contenido de Carbono Orgánico Total (Tabla 1).

Cantidad de Hidrocarburos Generados	Contenido de Carbono Orgánico Total (COT) %
Pobre	0- 0,5
Moderada	0,5- 1
Buena	1- 2
Muy Buena	> 2

Tabla 1. Potencial generador de Hidrocarburos según % COT.

Se establece que la cantidad de hidrocarburos generados por las rocas analizadas es moderada.

Los valores mínimos de COT están asociados a condiciones de menor preservación de materia orgánica, por lo tanto el medio presentó más oxigenación

en contraposición con los valores altos de carbono orgánico total, que indican un medio de mínimo oxígeno incapaz de oxidar la materia orgánica, favoreciendo su preservación.

En el intervalo I, los valores de COT fluctúan entre 0,09- 2,20 y el valor promedio es de 0,64 correspondiendo este valor a una generación de hidrocarburos moderada, manteniéndose igual que el valor promedio del total de la secuencia.

En este intervalo la curva de COT presenta dos tendencias generales (Fig. 81), hacia la base se observan los valores mínimos, indicando escasa preservación de la materia orgánica debido a una moderada oxigenación de la cuenca producto de las corrientes de surgencia, que traen nutrientes desde las profundidades hacia las aguas superficiales empobrecidas por el consumo biológico. Estas evidencias se corroboran con la abundancia en esta zona de fauna de radiolarios, excursiones positivas del isótopo de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$), valores altos de CaCO_3 y valores mínimos del isótopo de carbono ($\delta^{13}\text{C}$). Las características mencionadas anteriormente corresponden con un medio disóxico, en donde aumentan las condiciones de oxigenación manteniendo el carácter anóxico (Bralower *et al.*, 1994).

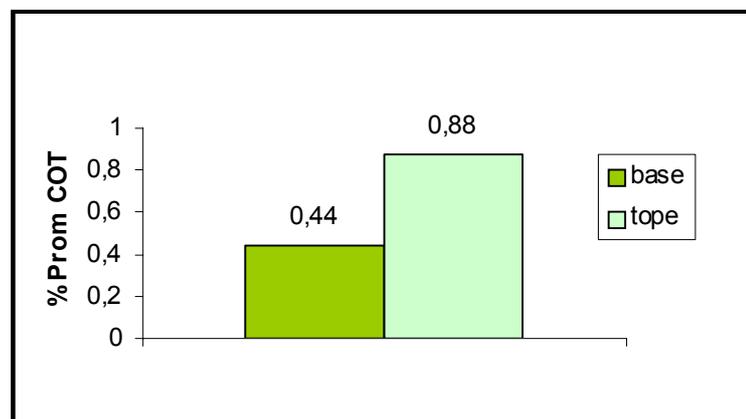


Fig. 81. Porcentaje promedio de COT en el Intervalo Geoquímico I.

Verticalmente las condiciones varían; es decir, hacia el tope del Intervalo I los valores de la curva de COT aumentan considerablemente comparándolos con los de la base, llegando a alcanzar valores de 2,20. Esta característica junto a valores altos de $\delta^{13}\text{C}$, valores bajos de $\delta^{18}\text{O}$, ausencia de fauna béntica, abundante fauna

de foraminíferos pláncicos especialmente organismos oportunistas, implican alta productividad orgánica y pobre circulación que favoreció la generación de capas de bajo oxígeno preservando la materia orgánica. Esta zona se considera como un medio de condiciones anóxicas.

De esta manera, estudiando las características del Intervalo I tanto en la base como en el tope, se determinó que muestra condiciones de disoxia/anoxia. Estos intervalos de disoxia/anoxia se caracterizan por una pérdida en la intensidad de la deficiencia de oxígeno (Bralower *et al.*, 1994).

Para el intervalo II la curva de carbono orgánico total se comporta de manera similar al Intervalo Geoquímico I, evidenciando dos ciclos repetitivos en toda la secuencia (Fig. 82).

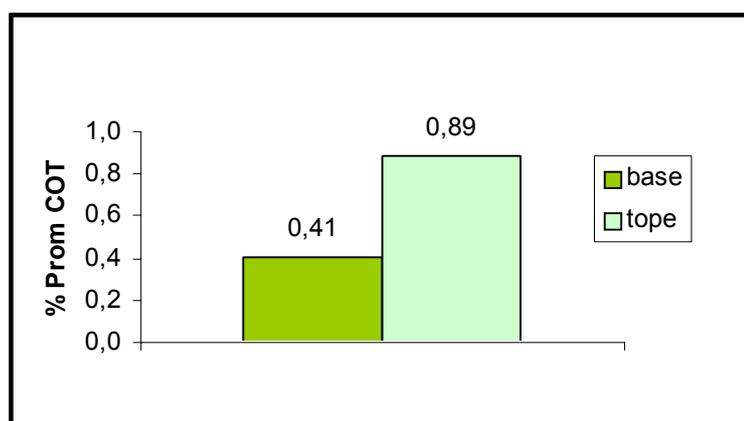


Fig. 82. Porcentaje promedio de COT en el Intervalo Geoquímico II.

Los valores de COT varían entre 0,14-3,40 y el valor promedio de carbono orgánico total es de 0,70 correspondiendo a una generación de hidrocarburos moderada, manteniendo esta correspondencia tanto con el intervalo I como con la sección completa de estudio.

La curva de COT presenta dos tendencias, hacia la base se observan los menores valores y hacia el tope los valores máximos; por lo tanto, las condiciones en esta zona también son de disoxia/anoxia. Sólo que las condiciones anóxicas representativas de este intervalo son más intensas comparándolas con el intervalo anterior (Fig. 83), presentando en el tope los máximos valores de COT de toda la curva y los mínimos del isótopo de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$). Este episodio puede ser

correlacionado con el evento anóxico OAE2 del límite Cenomaniense- Turoniense correspondiente a la zona de *Whiteinella archaeocretacea* (Premoli Silva y Sliter, 1999).

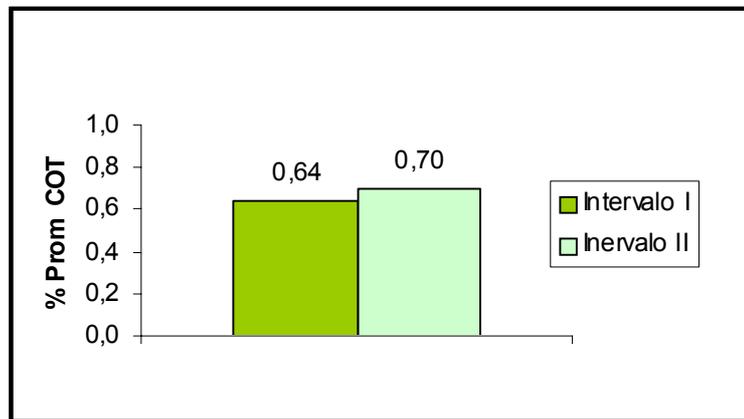


Fig. 83. Porcentaje promedio del contenido de COT de los Intervalos Geoquímicos I y II.

7.4. Contenido de Carbonato de Calcio (% CaCO₃).

Según Vera (1994) el contenido de carbonato de calcio se determina en rocas sedimentarias carbonáticas de secuencias marinas o lacustres, específicamente en las secciones que presentan ciclicidad.

La producción de carbonatos responde a cambios climáticos que afectan al conjunto de los océanos y controlan su productividad o conservación, siendo estos factores la profundidad, penetración de la luz, oxigenación, temperatura, aporte detrítico y salinidad. El parámetro ambiental más importante en dicha producción es la profundidad del agua marina.

7.4.1. Contenido de Carbonato de Calcio en la Sección de Estudio.

Los valores de CaCO₃ se encuentran en un rango que varía entre 45% (valor mínimo) y 94% (máximo valor), siendo el contenido promedio de 75,46%. Estos valores reflejan, en tendencia general, un medio totalmente carbonático sin influencia clástica, contrario a que se tuviese una variabilidad más marcada en el contenido carbonático reflejando proximidad a fuentes de aporte terrígeno (Frank *et al.*, 1999).

Este comportamiento demuestra una respuesta favorable a los factores que la controlan; es decir, el medio se caracterizó por moderada profundidad, penetración de luz, temperatura y salinidad.

En el intervalo I, los valores de carbonato de calcio oscilan entre 45- 92% y el valor promedio es 76,54%. Hacia la base de este intervalo la curva presenta valores altos aunque fluctúan, incluyendo las estimaciones mínimas para este parámetro geoquímico, quizás esto sea debido a que el litotipo predominante en esta zona es mudstone (menos de 10% de granos carbonáticos). Los valores altos reflejan alta productividad orgánica con regular oxigenación del medio producto de las corrientes de surgencia provocando disminución de las condiciones anóxicas (medio disódico), estas evidencias se corroboran por valores de COT bajos, presencia de radiolarios y abundancia de foraminíferos pláncicos especialistas. Hacia el tope del intervalo I el contenido de CaCO_3 sigue siendo alto por ser un medio totalmente carbonático (Fig. 84), pero los valores de COT se acrecientan reflejando una disminución de oxígeno en esa zona y aumentando las condiciones anóxicas del medio.

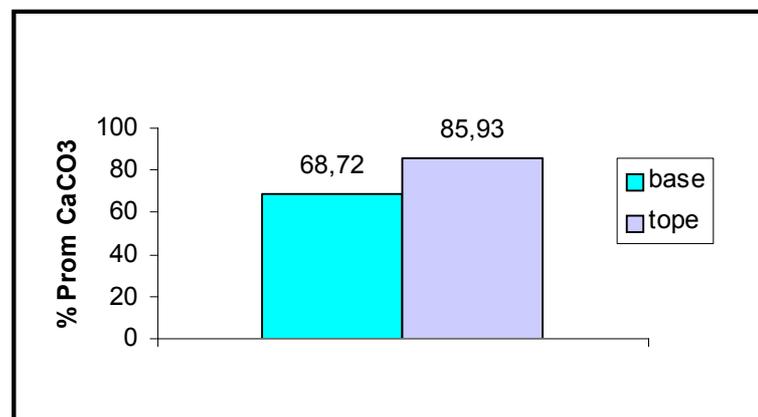


Fig. 84. Porcentaje promedio de CaCO_3 en el Intervalo Geoquímico I.

Para el intervalo II las condiciones son similares a las del Intervalo I, donde los intervalos son cíclicos. Los valores de carbonato de calcio varían entre 58-94% y el promedio es 74,17%. Hacia la base de esta zona los valores son relativamente altos y hacia el tope son mayores (Fig. 85).

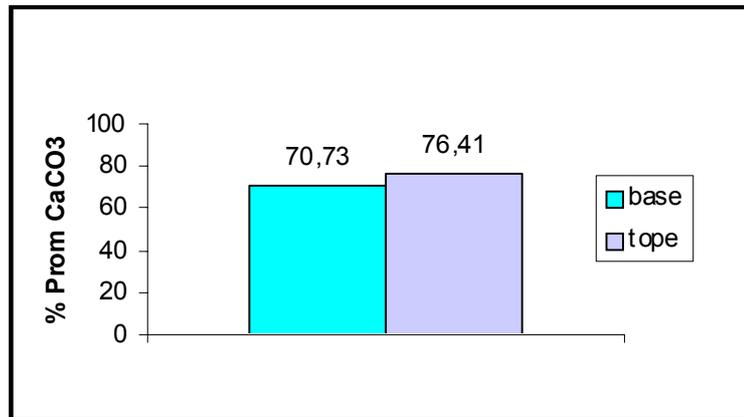


Fig. 85. Porcentaje promedio de CaCO₃ en el Intervalo Geoquímico II.

La relación entre estos elementos se muestra en el siguiente gráfico (Fig. 86), relacionándose con los dos intervalos quimioestratigráficos definidos.

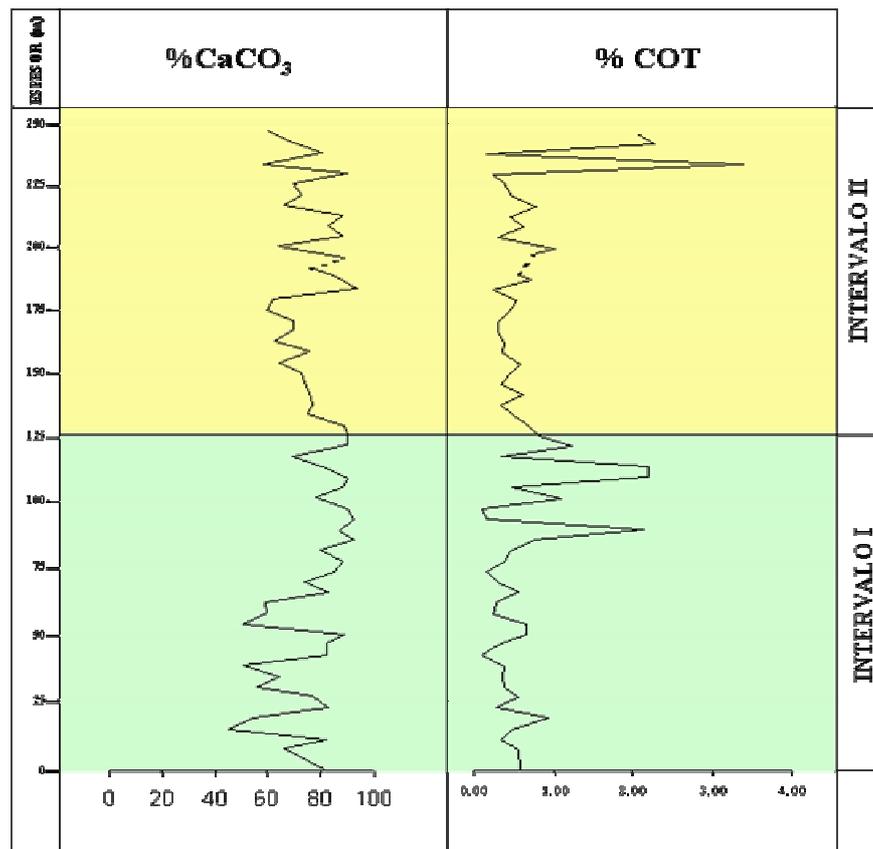


Fig. 86. Relación COT y CaCO₃.

7.5. Isótopos Estables.

Los isótopos son núcleos de un mismo elemento químico que contienen el mismo número de protones pero diferente número de neutrones. Entre los tipos de isótopos se encuentran los estables y los radioactivos. Los primeros son los que permanecen con la misma estructura atómica a lo largo del tiempo, éstos son los isótopos que se utilizan en este trabajo; mientras que los isótopos radioactivos son los que sufren un proceso de desintegración hasta alcanzar formas más estables y son usados en estudios geocronológicos.

Los isótopos de carbono (^{13}C) y oxígeno (^{18}O) son muy utilizados en los estudios quimioestratigráficos. Las “excursiones” o los picos que de ellos se obtienen permiten establecer condiciones de depositación de los materiales y eventos correlacionables a nivel mundial (Alberdi y Martínez, 1999).

Las composiciones isotópicas se encuentran expresadas en tantos por mil (‰) con el símbolo (δ) que define la relación entre la diferencia de la muestra a analizar y el estándar.

El patrón utilizado para el análisis de las muestras de la Formación Querecual es el PDB (Belemnitella americana de la Formación Pee Dee, en Carolina del Sur) que es uno de los patrones más utilizados para rocas carbonáticas.

7.5.1. Isótopos de Oxígeno.

El oxígeno se presenta en la naturaleza bajo una forma dominante ^{16}O (99,76%) y otros dos isótopos minoritarios ^{17}O (0,04%) y ^{18}O (0,2%). Debido a su abundancia y a la diferencia de masa la razón isotópica que se utiliza es la $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (Vera, 1994).

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ son de gran utilidad para el estudio de cambios climáticos (Alberdi y Martínez, 1999). Estos valores pueden ser originales o haber sufrido modificaciones en la diagénesis, por lo tanto, los significados paleogeográficos y paleoclimáticos se limitan a los casos que mantengan los valores originales donde no hayan ocurrido severas modificaciones post-depositacionales (Vera, 1994).

La señal isotópica de las rocas carbonáticas estudiadas depende fundamentalmente de varios factores:

- Salinidad: Los valores del $\delta^{18}\text{O}$ aumentan al hacerlo la salinidad y son mínimos en aguas dulces, de manera que cambios en esta razón isotópica pueden estar ligados a este factor. En medios pelágicos la salinidad tiende a mantenerse constante, por lo que solo presenta gran interés en medios cerrados o medios marinos someros en los que la salinidad puede cambiar considerablemente.
- Efecto vital: Se refleja en cambios pequeños de la composición isotópica de diferentes géneros o especies de organismos con caparazón carbonático.
- Efecto glacial: Está relacionado con el desigual contenido en isótopos del agua de los océanos, vapor de agua de las nubes, 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 con la consiguiente concentración de isótopos más ligeros produce un aumento de dicha relación en el agua de los océanos.
- Diagénesis: Cambios en los carbonatos y en el fluido de poro, puede alterar potencialmente la data isotópica de $\delta^{18}\text{O}$. Algunos de los efectos que pueden alterar estos valores isotópicos son la recristalización, gradiente geotermal por incremento en la profundidad de los sedimentos y el influjo de aguas meteóricas (Stoll y Schrag, 2000).

7.5.2. Isótopos de Carbono.

Cuando una muestra es analizada en el espectrómetro de masas se obtienen simultáneamente los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$. El carbono posee tres isótopos de acuerdo el número de neutrones en el núcleo, estos se presentan en la naturaleza como ^{12}C (98,89%) y mucho menos abundantes se encuentran los otros dos isótopos ^{13}C y ^{14}C , con 1,11% y 1⁻¹¹ % respectivamente (Hoefs, 1973).

La relación utilizada en este estudio es $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ por ser la relación isotópica estable y de mayor abundancia, ya que el Carbono 14 es inestable, de muy bajo porcentaje y se degrada, por sus características es usado en dataciones cronológicas de sedimentos recientes.

La relación de $\delta^{13}\text{C}$ está controlada por diversos factores como:

- Efecto vital: Al igual que en los isótopos de oxígeno, el efecto vital es un factor que controla esta razón isotópica de organismos plácticos y béticos.
- Contenido de materia orgánica: Es de gran interés la relación entre el contenido en materia orgánica del agua de los océanos y el $\delta^{13}\text{C}$. Un alto contenido de materia orgánica en los sedimentos representa un aumento en los valores del $\delta^{13}\text{C}$. Los episodios anóxicos, caracterizados por el alto contenido de materia orgánica, se corresponden con máximo en el $\delta^{13}\text{C}$.
- Variaciones del nivel del mar: Se observa un paralelismo entre las curvas de $\delta^{13}\text{C}$ y la de cambios relativos del nivel del mar. De manera que los cambios del $\delta^{13}\text{C}$ vienen controlados, por lo menos en parte, por los cambios relativos del nivel del mar. Así, la representación del $\delta^{13}\text{C}$ es una herramienta disponible para localizar en las secciones estratigráficas de materiales pelágicos estos cambios del nivel del mar.
- Diagénesis: La acción de la temperatura y los efectos post-depositacionales en los sedimentos son de poca o nula influencia sobre la señal isotópica del Carbono. Los isótopos de Carbono mantienen una composición similar a las originales de depositación durante los efectos de enterramiento como oxidación bacterial, reducción de sulfato, fermentación bacterial y reacciones abióticas en los sedimentos. Aunque pueden llegar a ser modificadas durante la etapa de fermentación bacterial posterior a la reducción del sulfato y que motiva la liberación de CO_2 isotópicamente pesado y CH_4 al mismo tiempo (Bellanca *et al.*, 1999).

En definitiva, las regresiones reflejan cambios negativos de los isótopos de Carbono mientras que las transgresiones valores positivos. Otros factores influyentes serían las fluctuaciones de la biomasa por cambios climáticos y

evolutivos y los cambios en la circulación oceánica con respecto a la distribución de las masas mas o menos ricas en materia orgánica (Vera, 1994).

7.5.3. Distribución Isotópica en la Sección de Estudio.

Para los isótopos de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) los valores oscilan entre -9,55 y -7,34 como valores mínimos y máximos respectivamente, el promedio de valores en la sección es de -8,45 partes por mil con respecto al estándar mundial (PDB). La curva presenta un decrecimiento en los valores isotópicos hacia el tope de la misma, característica importante a la hora de tomarla como herramienta interpretativa (Fig. 87).

Los isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) por su parte oscilan entre -3,00 y +0,54 como extremos mínimos y máximos respectivamente, mientras que en promedio presenta -1,37 partes por mil con respecto al estándar PDB. Esta curva presenta una fluctuación bien marcada hacia su base donde se encuentran los valores extremos (máximos y mínimos), hacia el tope su tendencia es hacia valores pesados pero sin afianzar marcadamente esta preferencia.

En las curvas de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ se observa una buena resolución isotópica, puesto que ambas curvas presentan comportamientos opuestos, cuando existen tendencias positivas de uno de ellos se observan tendencias negativas del otro, lo que presenta imágenes especulares de los mismos. Esta buena resolución isotópica corrobora que los efectos diagenéticos encontrados en la secuencia de estudio son bajos, pertenecientes a una diagénesis temprana, esto se refleja porque la señal no se encuentra afectada por estos efectos post-depositacionales.

Los valores isotópicos obtenidos en este estudio son muy livianos (valores negativos) lo que determina una sedimentación carbonática bajo condiciones de mínimo oxígeno y enriquecidos en materia orgánica (Bellanca *et al.*, 1999). Estos valores de isótopos de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$), permiten establecer que la sedimentación se realizó en climas relativamente cálidos (Arthur *et al.*, 1987; Jarvis *et al.*, 2001). Mientras que los valores negativos de Isótopos de Carbono ($\delta^{13}\text{C}$) reflejan un rápido cambio de ^{12}C en la cuenca motivado a la oxidación de gran cantidad de materia orgánica (Bellanca *et al.*, 1999).

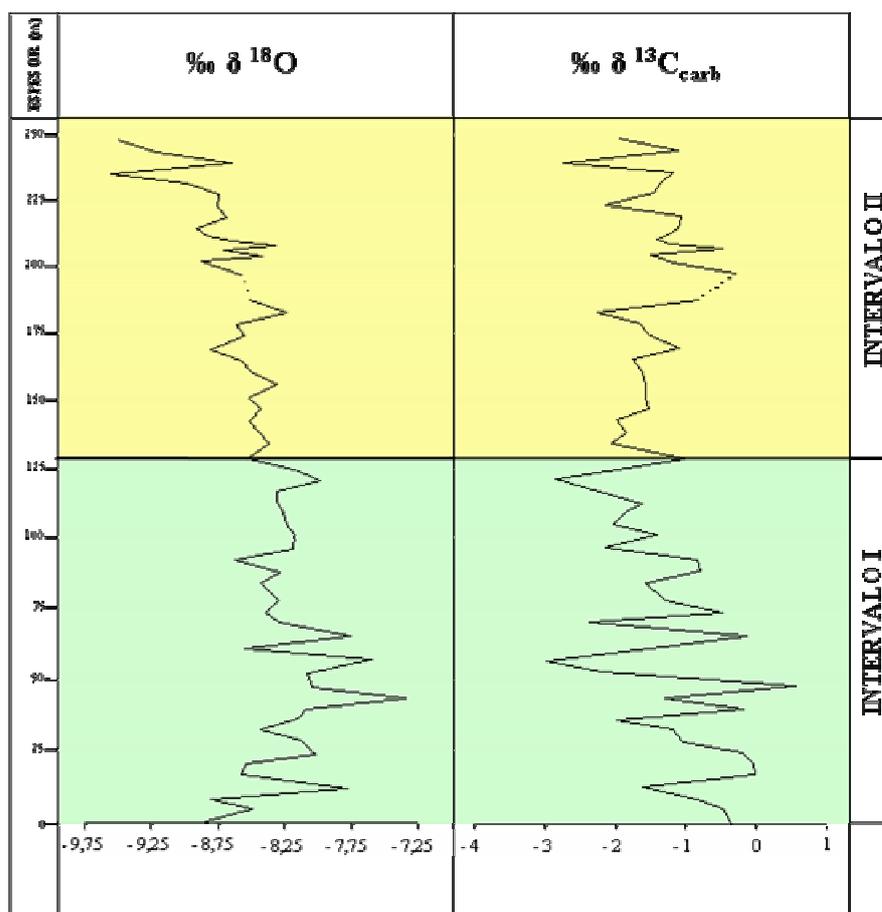


Fig. 87. Distribución isotópica en la sección de estudio.

Observando el comportamiento de las curvas isotópicas se puede dividir la secuencia en dos intervalos principales:

El intervalo I está definido desde el Albiense Superior hasta el límite Cenomaniense – Turoniense, y en la secuencia se observa desde la base hasta aproximadamente los 140 metros. Presenta los máximos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (- 7,34) y los mínimos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (- 3,00) de toda la secuencia. La curva presenta dos tendencias (Figs. 88a y 88b), una hacia la base donde tendencias positivas de $\delta^{18}\text{O}$ pueden ser inducidas por corrientes de surgencia que se caracterizan por aportar nutrientes de zonas más profundas y promover una mejor circulación del medio (Premoli Silva y Sliter, 1999; Stoll y Schrag, 2000). Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en este intervalo poseen un rango entre -3,00 y 0,54 siendo estos los máximos valores de $\delta^{13}\text{C}$, como se explicó anteriormente, indicando una marcada fluctuación que

permite determinar cambios en la temperatura del agua, variaciones en la productividad orgánica y en el tipo de fauna (Scholle y Arthur, 1980).

Hacia la parte superior del Intervalo I, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ tienden a ser levemente más livianos implicando una disminución de oxígeno en el medio, mientras se mantienen variantes los valores de $\delta^{13}\text{C}$, aunque con un rango de fluctuación menor que hace que su promedio sea más livianos que el mostrado hacia la base. Estas condiciones unidas al incremento de COT demuestran un aumento en las condiciones anóxicas del medio motivadas a falta de oxígeno que oxide toda la materia orgánica traída por las corrientes de surgencia (Arthur y Schlanger, 1979; Calvert, 1987).

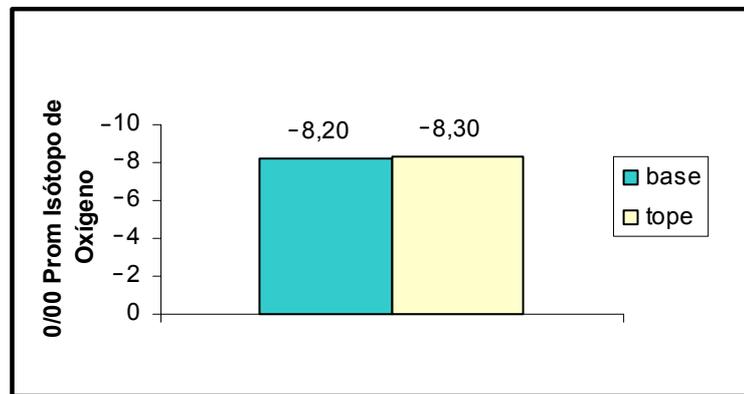


Fig. 88a. Relación del $\delta^{18}\text{O}$ en el intervalo I.

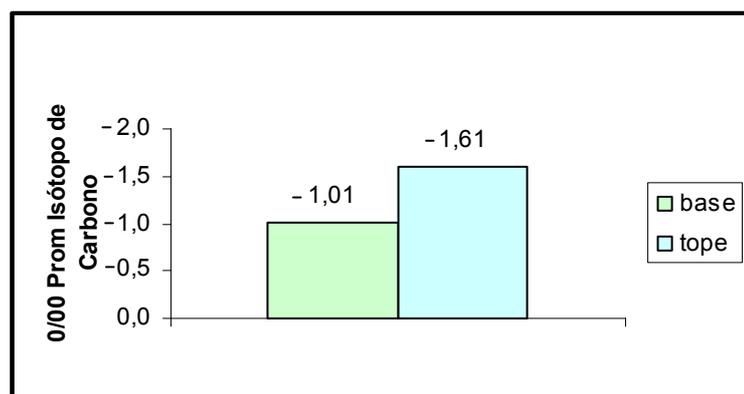


Fig. 88b. Relación del $\delta^{13}\text{C}$ en el intervalo I.

Con respecto al intervalo II (Figs. 89a y 89b), se encuentra en el límite Cenomaniense – Turoniense definido por la zona de *Whiteinella archaeocretacea*.

Este intervalo posee los valores más bajos de $\delta^{18}\text{O}$ (-9,55) y un leve aumento en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (-0,30), siguen siendo valores livianos, pero este incremento de $\delta^{13}\text{C}$ permite relacionarlo con una profundización de la cuenca ya que el marco paleoceanográfico para este tiempo responde a esta configuración.

Hacia el tope del Intervalo II se observan los mínimos valores de $\delta^{18}\text{O}$ en toda la secuencia, unido al máximo pico de COT y el incremento de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ responde a episodios anóxicos, que puede ser correlacionable con el evento anóxico OAE2 a nivel mundial. Esta correlación es posible ya que las respuestas isotópicas y el aumento en el carbono orgánico muestran las condiciones necesarias para definir dicho evento (Scholle y Arthur, 1980; Jenkyns *et al.*, 2002).

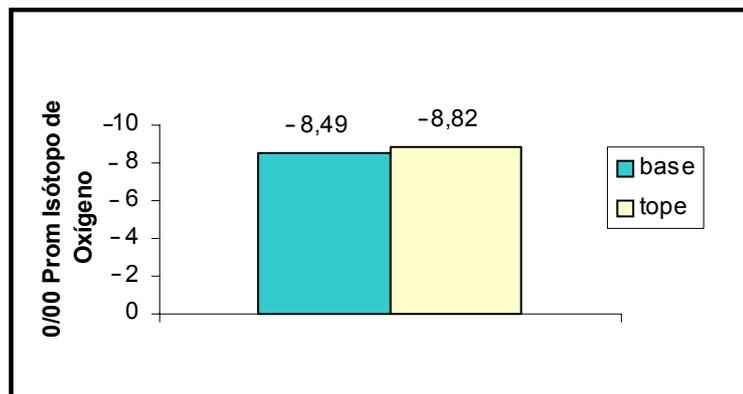


Fig. 89a. Relación del $\delta^{18}\text{O}$ en el intervalo II.

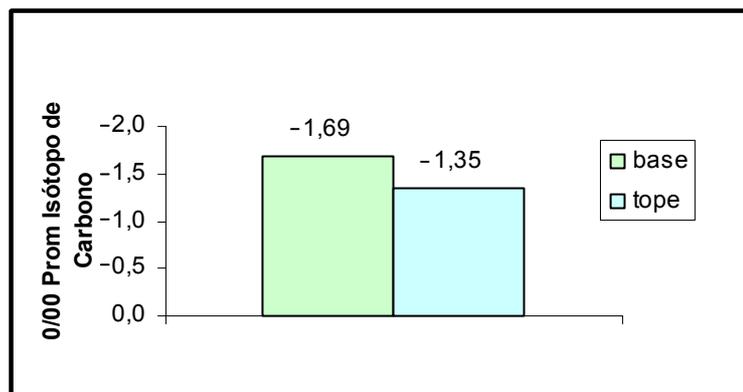


Fig. 89b. Relación del $\delta^{13}\text{C}$ en el intervalo II.

Los promedios isotópicos (Figs. 90 y 91) en ambos intervalos son muy parecidos, las diferencias son módicas lo que infiere una repetición de ciclo; es decir, una reiteración en las condiciones que existieron en el medio durante ese periodo de tiempo.

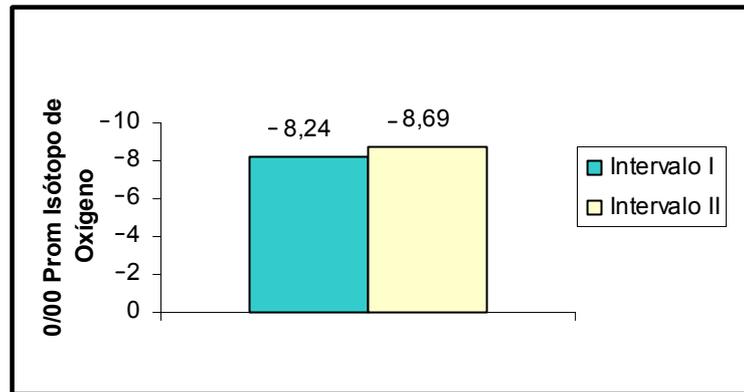


Fig. 90. Distribución $\delta^{18}\text{O}$ en la secuencia.

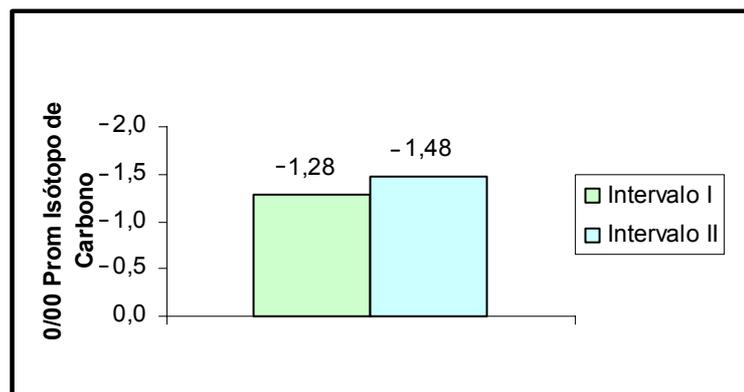


Fig. 91. Distribución $\delta^{13}\text{C}$ en la secuencia.

7.6. Calibración Estratigráfica.

Según las evidencias sedimentológicas, bioestratigráficas y geoquímicas (CaCO_3 , COT, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) se dividió la sección estudiada en dos intervalos quimioestratigráficos (Figs. 93, 94 y 95).

El intervalo I definido desde el Albiense Superior hasta el límite Cenomaniense – Turoniense tiene dos tendencias, hacia la base se observan bajos valores de COT, valores fluctuantes de CaCO_3 incluyendo sus estimaciones mínimas, máximos valores de $\delta^{18}\text{O}$ y los mínimos valores de $\delta^{13}\text{C}$ de toda la secuencia. Hacia el tope,

aumentan los valores de COT, altos valores de CaCO_3 , excursiones negativas de $\delta^{18}\text{O}$ con sus mínimos valores y se mantienen fluctuantes los valores de $\delta^{13}\text{C}$.

Este intervalo quimioestratigráfico presenta las unidades litológicas I y IIA, las cuales se caracterizan por abundancia de mudstone y wackestone laminados, respectivamente. El conjunto faunal característico está representado por ausencia de foraminíferos béticos, abundancia de radiolarios, foraminíferos plácticos oportunistas y en menor proporción, por organismos especialistas. Al enlazar estos dos parámetros las microfacies características son: *Mudstone* de Radiolarios (M1), *Mudstone* de Foraminíferos y Radiolarios (M2), *Wackestone* de Foraminíferos Plácticos y Radiolarios (M6) y *Packstone* de Foraminíferos Plácticos (M5).

Estas evidencias reflejan un medio disóxico/anóxico, donde las condiciones disóxicas se observan en la parte inferior del intervalo, indicando escasa preservación de la materia orgánica debido a una moderada oxigenación de la cuenca, producto de las corrientes de surgencia que traen nutrientes desde las profundidades hacia las aguas superficiales empobrecidas por el consumo biológico y promueven una mejor circulación del medio (Premoli Silva y Sliter, 1999; Stoll y Schrag, 2000). Hacia la parte superior del intervalo, las condiciones tienden a ser anóxicas como resultado de alta productividad orgánica y pobre circulación permitiendo el desarrollo de estratificación del agua y de capas de bajo oxígeno, lo cual favoreció la preservación de la materia orgánica (Bralower *et al.*, 1994).

El intervalo II se encuentra dentro del límite Cenomaniense – Turoniense y también presenta dos comportamientos. En su parte inferior los valores de COT son bajos y constantes, el contenido de CaCO_3 es fluctuante pero dentro de valores relativamente altos, el isótopo de oxígeno $\delta^{18}\text{O}$ tiene valores relativamente más bajos comparándolo con el intervalo I y ocurre un incremento en los valores de $\delta^{13}\text{C}$, aunque continúan siendo valores livianos. La parte superior se caracteriza por los máximos valores de COT, sigue la tendencia de valores altos de CaCO_3 , los valores más livianos de oxígeno $\delta^{18}\text{O}$ y excursiones positivas de $\delta^{13}\text{C}$.

La litología presente en esta zona corresponde a las subunidades IIA y IIB, representadas mayoritariamente por wackestone laminados. Analizando la fauna

en este intervalo, los radiolarios son escasos hacia la base y ausentes en el tope; existe abundante presencia de foraminíferos plácticos oportunistas y los especialistas se hallan en mayor número que en el intervalo I. La relación entre estos organismos se encuentra dominada por los oportunistas demostrando que las condiciones del medio son eutróficas.

La fauna béntica aparece en la base de este intervalo y su presencia es de manera escasa, está representada por los géneros *Bolivina* y *Bulimina* los cuales pueden ser relacionados con zonas de mínimo oxígeno (Arthur *et al.*, 1987; Crespo de Cabrera *et al.*, 1999).

Hay presencia de bivalvos representados por *Inoceramus* sp., este organismo es altamente tolerante a condiciones de bajo oxígeno y puede ser encontrado en estratos ricos en materia orgánica (Arthur *et al.*, 1987; Crespo de Cabrera *et al.*, 1999).

Las microfacies identificadas en este intervalo son: *Mudstone* de Foraminíferos Plácticos (M3), *Wackestone* de Foraminíferos Plácticos (M4), *Packstone* de Foraminíferos Plácticos (M5) y *Packstone* de Foraminíferos Plácticos y Radiolarios (M7).

Las condiciones observadas corresponden a un medio de disoxia/anoxia al igual que en el intervalo I, lo que infiere una ciclicidad en la secuencia. Las condiciones disóxicas están reflejadas por una nueva etapa de surgencia oxigenando nuevamente el medio marino y aumentando la cantidad de nutrientes en la zona mixta (Leckie, 1987). Evidencias de esta actividad son expresadas a través de picos puntuales de radiolarios hacia la base del intervalo II después que estos habían desaparecido hacia el tope del intervalo I, pequeñas excursiones positivas del $\delta^{18}\text{O}$ dentro de la tendencia hacia valores negativos que presenta su curva y valores livianos de $\delta^{13}\text{C}$ y COT.

Por otra parte, las condiciones anóxicas se observan hacia la parte superior del intervalo II, comprobando una importante preservación de materia orgánica en esta configuración de poco oxígeno y correlacionable con el evento anóxico OAE2 del límite Cenomaniense-Turonense.

Los valores del $\delta^{18}\text{O}$ son de gran utilidad para el estudio de cambios climáticos (Alberdi y Martínez, 1999). Los valores bajos o livianos (siempre negativos) de

este isótopo reflejan climas cálidos (Vera, 1994), mientras que enriquecimiento en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ implican temperaturas más frías (Huber *et al.*, 2002). Por lo tanto, la curva obtenida durante el desarrollo de este trabajo implica que para el período Albiense Superior-Turonense estas fueron las condiciones climáticas. Con respecto a la paleotemperatura calculada a partir de los datos del isótopo de $\delta^{18}\text{O}$ se encuentra entre 13-23°C, variando según las condiciones de enfriamiento y calentamiento de la cuenca.

Para el isótopo de carbono $\delta^{13}\text{C}$ las excursiones positivas reflejan transgresiones. Estos períodos transgresivos están ligados con la abundancia de foraminíferos plácticos oportunistas, especialmente representados por el género *Heterohelix* (Premoli Silva y Sliter, 1999). Por lo tanto, la sección estudia correspondiente a la zona basal de la Formación Querecual representa una profundización de la cuenca donde el nivel más alto alcanzado por el mar se ubica en el límite Cenomaniense-Turonense.

7.7. Paleoclimatología.

Las condiciones paleoclimatológicas que rigieron durante la depositación según la señal isotópica, acumulación de materia orgánica, contenido de carbonato de calcio, litología y la fauna preservada permiten determinar las características del medio sedimentario de la cuenca.

Una región libre de foraminíferos béticos está ligada a condiciones anaeróbicas y por consiguiente, a una zona de mínimo oxígeno. Otros factores que demuestran la presencia de dicha zona es la acumulación de materia orgánica evidenciada en los picos de COT, excursiones positivas del isótopo de carbono y valores livianos del isótopo de oxígeno, señalando condiciones anóxicas del medio marino.

La configuración paleogeográfica de la cuenca se encontraba en una fase de margen pasivo; por lo tanto, la existencia de un medio anóxico se justifica aplicando el modelo para los jóvenes océanos del Atlántico Norte y Sur durante el Cretácico creado por Arthur y Schlanger (1979), sugiriendo la expansión de la zona de mínimo oxígeno en mares abiertos donde el oxígeno es agotado por la oxidación de los microorganismos (Calvert, 1987) o también se puede originar por el aumento del nivel del mar provocando el agotamiento del oxígeno en la parte

inferior de dicha zona favoreciendo la preservación de la materia orgánica (Fig 92).

El incremento en la extensión areal de la zona de mínimo oxígeno desde el Aptiense hasta el Turoniense está relacionado con los factores climáticos y tectónicos. Así la paleotemperatura, la circulación de las aguas y la productividad orgánica son modificados durante el evento anóxico (Arthur y Schlanger, 1979).

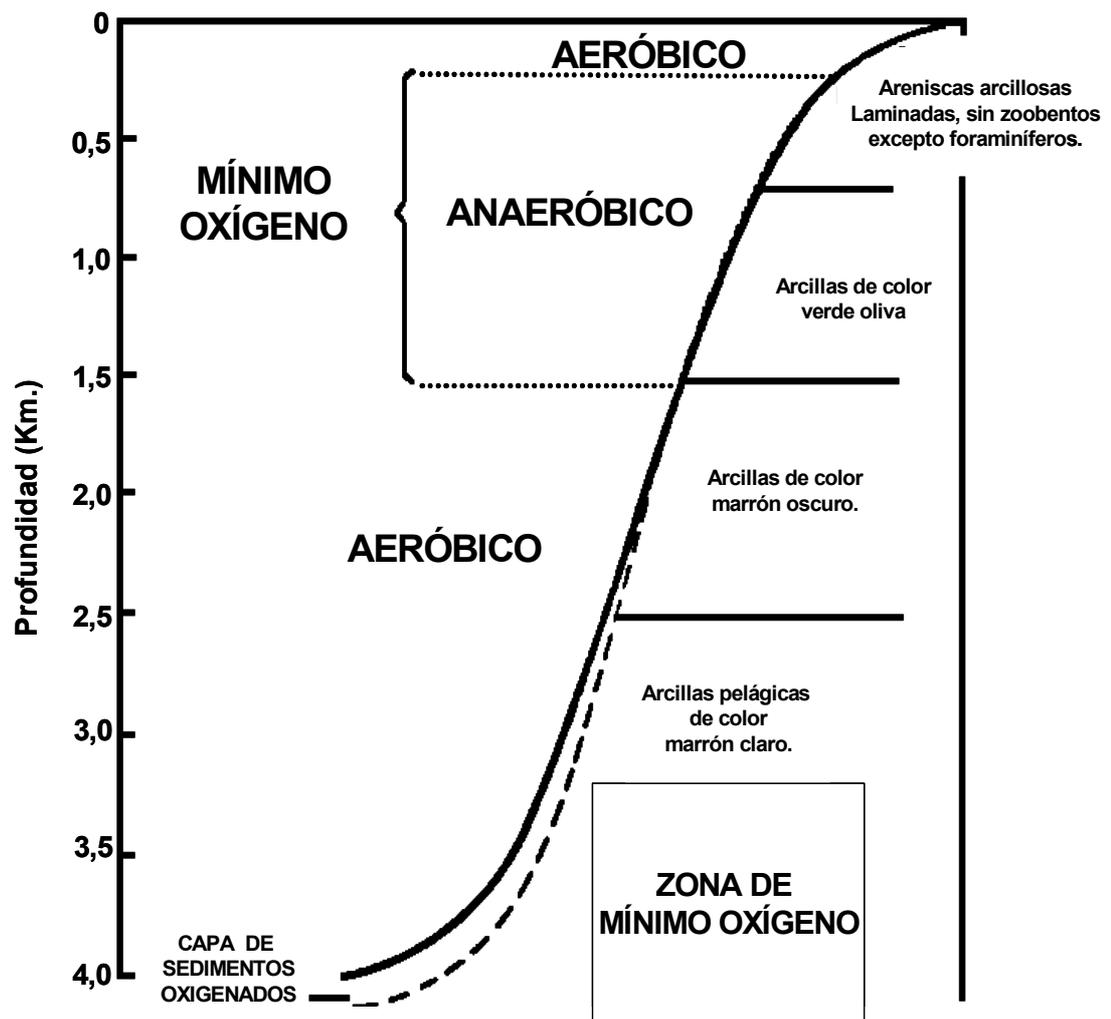


Fig. 92. Modelo de Cuenca de Zona de Mínimo Oxígeno. Tomado y modificado de Arthur y Schlanger (1979).

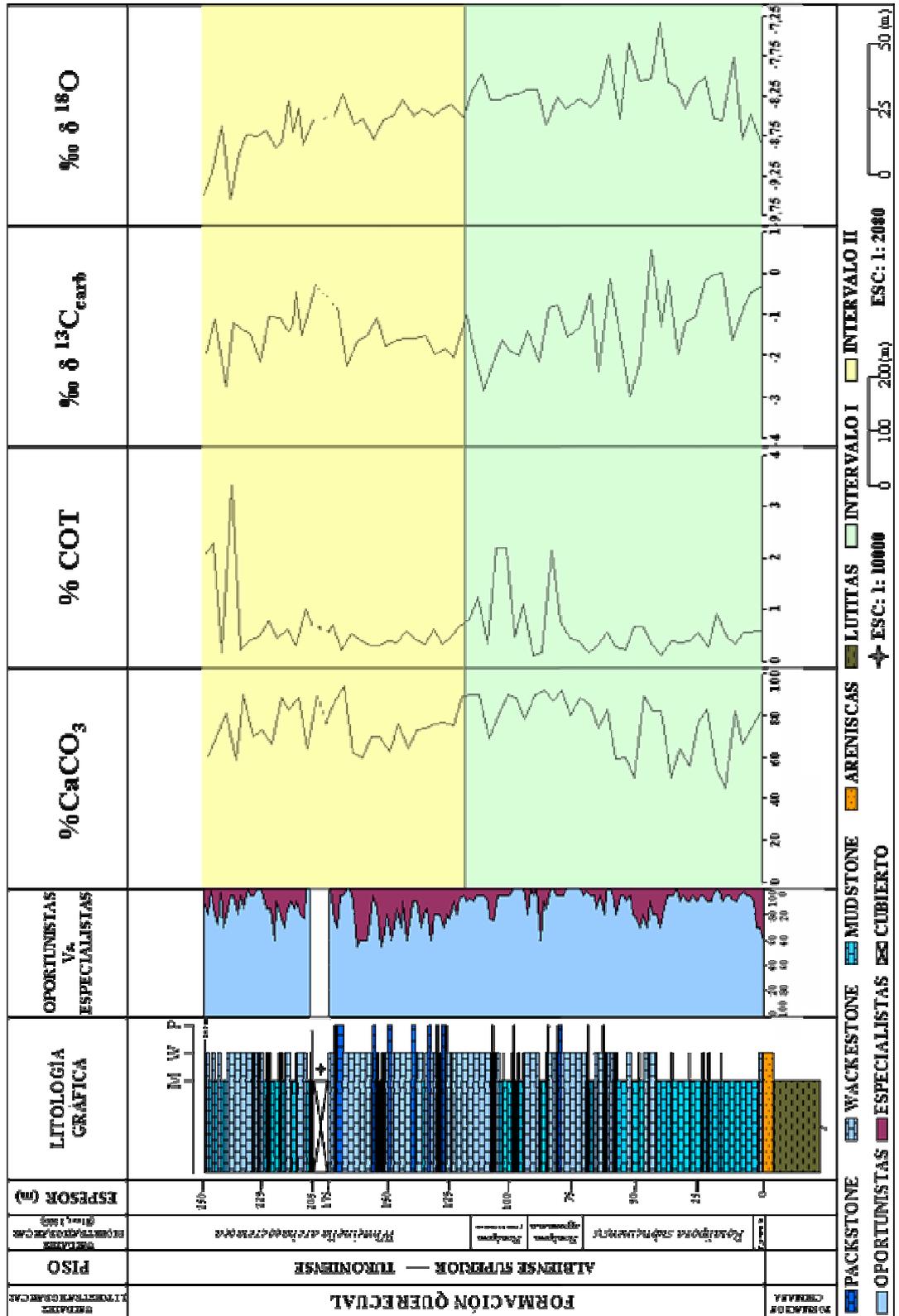


Fig 96 Relación oportunistas/especialistas con los intervalos quimoestratigráficos.

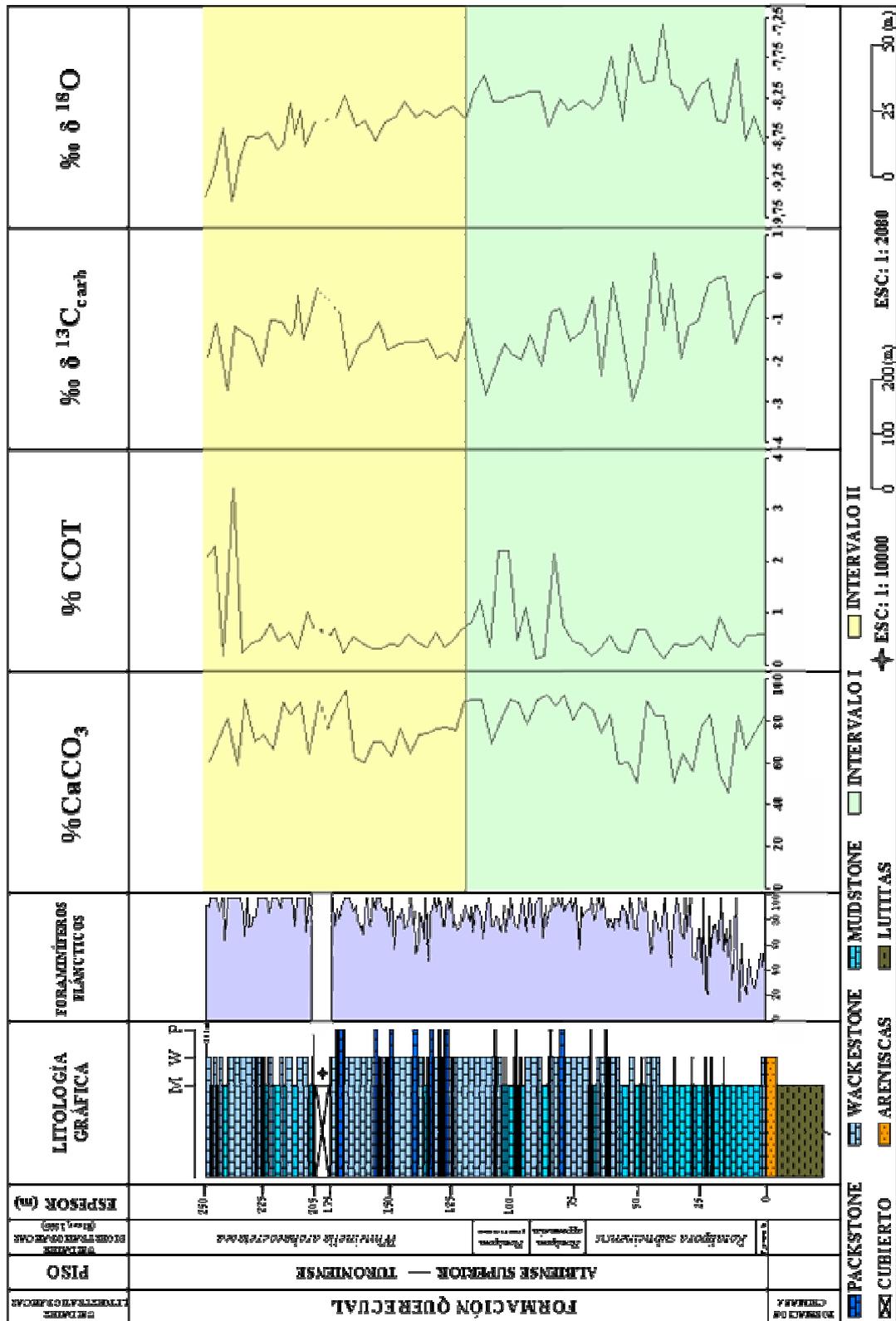


Fig 97 Relación entre la abundancia de foraminíferos plácticos y la distribución de los elementos geoquímicos

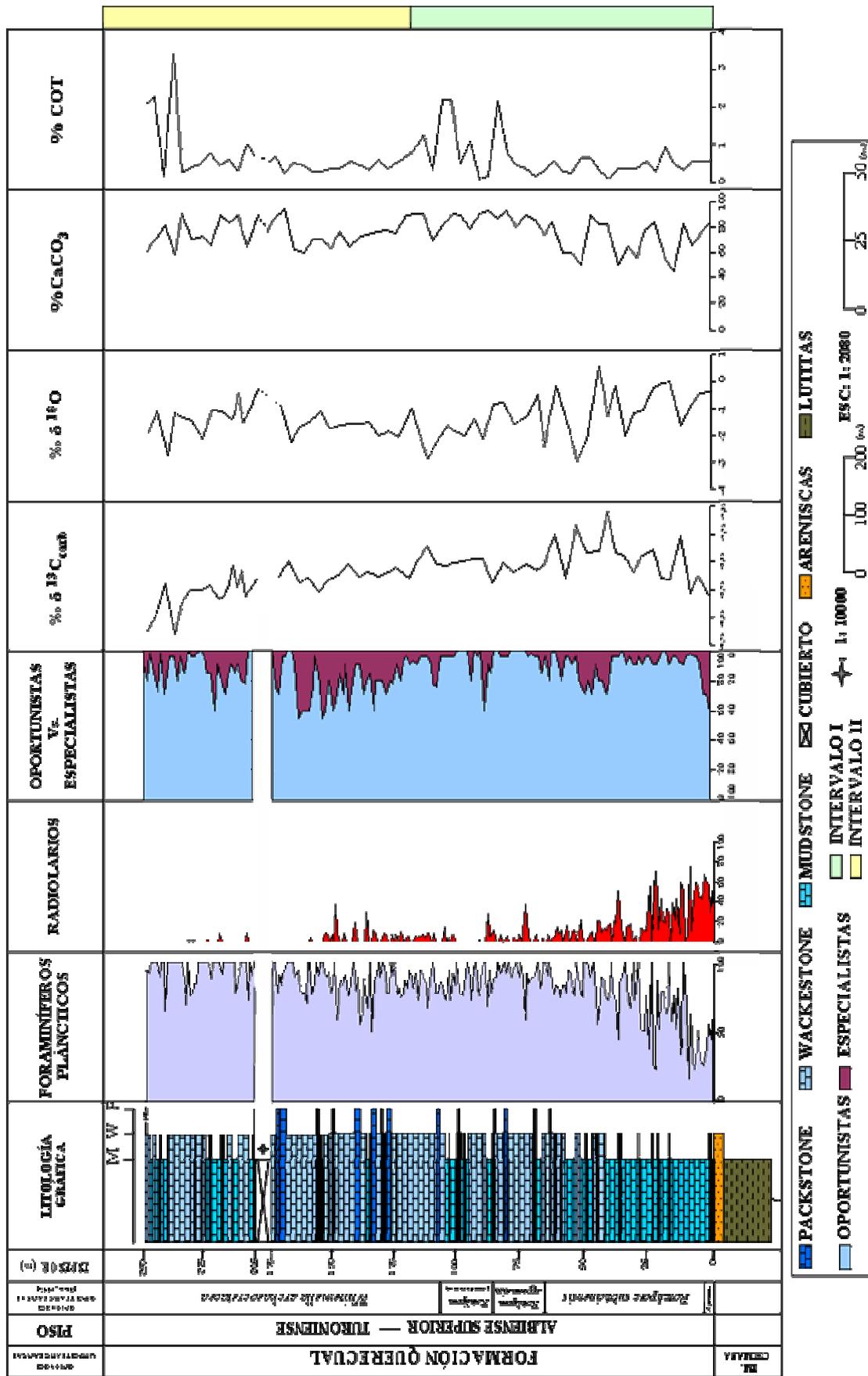


Fig. 98. Correlación total integrando todos los elementos analizados en la secuencia estudiada.

La respuesta de los análisis en la sección de estudio refleja dos episodios de disoxia/anoxia, intervalos caracterizados por cambios intermitentes en la oxigenación de las aguas donde se mantiene una tendencia generalizada de bajo oxígeno. La anoxia es más marcada hacia el tope de la secuencia en el límite Cenomaniense- Turoniense, el cual puede ser correlacionado con el OAE2 definido mundialmente dentro de la Zona de *Whiteinella archaeocretacea* (Premoli Silva y Sliter, 1999) (Fig.96).

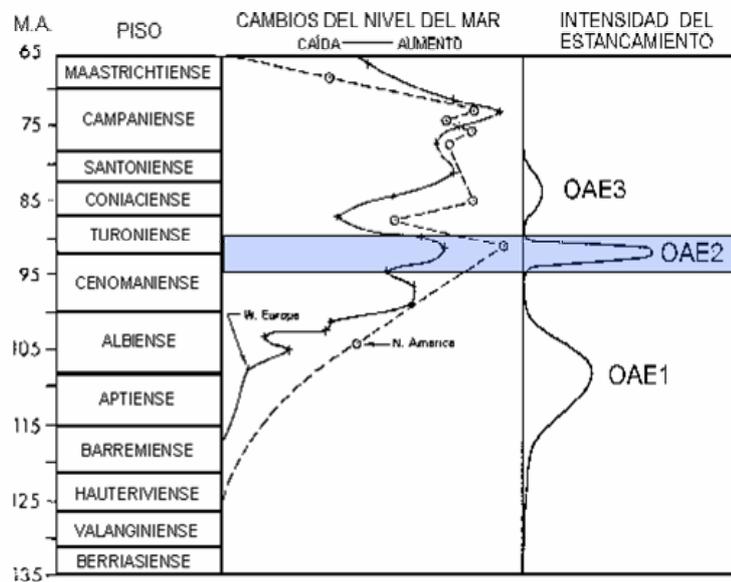


Fig. 96. Evento anóxico OAE2.

Tomado y modificado de Arthur y Schlanger (1979).

La interpretación paleoclimática para el Cretácico indica un aumento en las temperaturas (Jones y Jenkyns, 2001) donde la apertura del Atlántico causó una reorganización en los climas tropicales y un calentamiento regional (Poulsen *et al.* 2003). Estas variaciones climáticas justifican una elevación en las temperaturas desde el Albiense Superior hasta el Maastrichtiense, las cuales fueron aparentemente extremas y tipo efecto invernadero “greenhouse world” (Bice y Poulsen, 2002).

Para este tiempo en las zonas de bajas latitudes tal como el borde norte de América del Sur, las temperaturas fueron cálidas, aunque se asume un rango relativamente uniforme de calentamientos y enfriamientos en las zonas tropicales

(Fig. 97 estos períodos de enfriamiento se deben al enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ de la aguas, buen desarrollo de la termoclina y una débil zona de mezcla (Huber *et al.*, 2002). Mientras que son afectados por eventos transgresivos donde hay un aumento en los valores de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) (Jenkyns y Wilson, 1999).

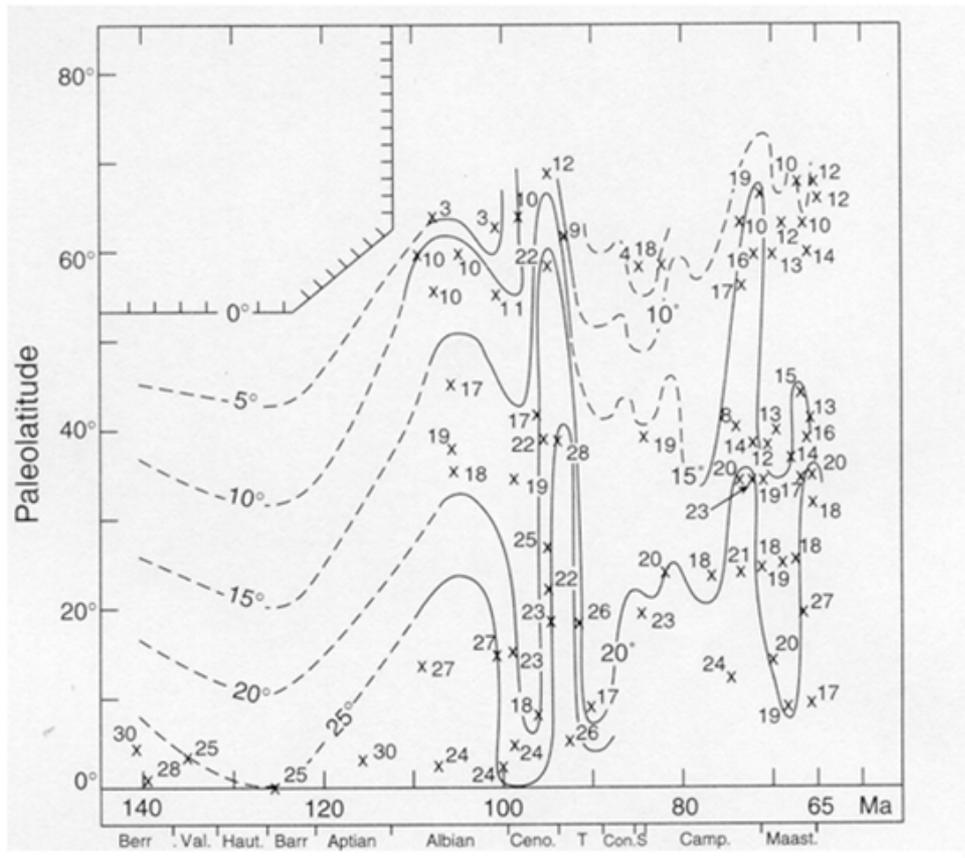


Fig. 97 Paleotemperaturas marinas Cretácicas. Tomado de Frakes (1999)

En el estudio realizado se determinaron las paleotemperaturas a través de los resultados de isótopos de oxígeno, obteniendo valores oscilantes entre 13-23°C y un valor promedio para la sección de 18°C. Estos resultados pueden incluirse dentro del modelo de paleotemperaturas del Cretácico propuestos por Huber *et al.* (2002) en el cual para el período Albiense tardío-Turonense medio, las temperaturas son muy cálidas con un rango entre 12-20°C, donde las mas frías están registradas en el intervalo Albiense tardío-Cenomaniense donde alcanzaron 12°C y representan un “warm greenhouse” y las temperaturas más calientes

(20°C) se ubican desde fines del Cenomaniense hasta el Turoniense denominado “hot Greenhouse”.

Las masas de aguas Cretácicas fueron influenciadas por épocas de vientos, ciclo hidrológico, evaporación y ausencia de casquetes polares (Bice y Poulsen, 2002). Climas estables y el gradiente termal de las bajas latitudes podrían haber sido la causa de una pobre circulación oceánica para este período y por consiguiente, una lenta renovación de oxígeno hacia masas de aguas profundas (Arthur y Schlanger, 1979).

La producción orgánica primaria en el océano es controlada por el aporte de nutrientes hacia la superficie, lo que cambia la estabilidad vertical de la columna de agua (Calvert, 1987). La circulación de masas de agua profundas y la alta productividad orgánica, están afectadas por las corrientes de surgencia o “upwelling” y los eventos transgresivos.

Las condiciones anóxicas o disóxicas durante el Cretácico fueron periódicas. La presencia de foraminíferos béticos representados por los géneros *Bolivina* y *Bulimina* y de bivalvos del género *Inoceramus*, indican que las condiciones paleoambientales de bajo oxígeno no son totalmente anóxicas sino que indican características disóxicas/anóxicas del medio de depositación (Premoli Silva *et al.*, 1999; Crespo de Cabrera *et al.*, 1999 y Arthur *et al.*, 1987). Observando la configuración de la cuenca y sus características climatológicas, se pueden inferir para la Fm. Querecual en la sección estudiada condiciones de ambientes cálidos con períodos intermitentes de enfriamiento, transgresión y medios de depositación disóxicos/anóxicos repetidos en dos ciclos.

VIII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

8.1. Conclusiones.

- La secuencia estudiada corresponde a rocas carbonáticas, predominantemente lodosas sin aporte clástico, donde la proporción entre sus componentes principales exhibe un dominio de ortoquímicos con respecto a los aloquímicos.
- Se determinaron dos unidades litoestratigráficas informales, la Unidad I caracterizada por predominio de mudstones y la Unidad II por abundancia de wackestones.
- Se definieron siete microfacies: *Mudstone* de Radiolarios (M1), *Mudstone* de Foraminíferos y Radiolarios (M2), *Mudstone* de Foraminíferos Pláncnicos (M3), *Wackestone* de Foraminíferos Pláncnicos (M4), *Packstone* de Foraminíferos Pláncnicos (M5), *Wackestone* de Foraminíferos Pláncnicos y Radiolarios (M6) y *Packstone* de Foraminíferos Pláncnicos y Radiolarios (M7).
- Según los procesos diagenéticos identificados en el estudio petrográfico se determinó una etapa diagenética temprana con características de medio reductor donde la presencia de fosfato es significativa.
- La fauna fósil característica está dominada por foraminíferos pláncnicos, generalmente organismos oportunistas de formas globosas con respecto a organismos especialistas con quilla. Los géneros oportunistas más abundantes corresponden a *Heterohelix*, *Hedbergella*, *Globigerinelloides* y *Whiteinella*, mientras que los géneros especialistas están representados por *Rotalipora* y *Ticinella*.
- Se establece un medio de condiciones eutróficas debido a la abundancia de foraminíferos pláncnicos oportunistas en la relación oportunistas-especialistas.
- Se propone una paleoprofundidad para la sección de estudio mayor a 100 metros, según la asociación fosilífera pláncnica y sus estrategias de vida.
- La edad determinada de la secuencia corresponde desde el Albiense tardío (Zona de *Ticinella primula*) al Turoniense (Zona de *Whiteinella archaeocretacea*).

- La buena resolución isotópica corrobora una diagénesis temprana, ya que la señal no se encuentra afectada por estos efectos post-depositacionales.
- Se definieron dos intervalos quimoestratigráficos (Intervalo I y II), con cualidades similares de disoxia/anoxia representando ciclicidad en las condiciones del medio.
- El evento anóxico observado en el tope de la secuencia es el más significativo y puede ser correlacionado con el OAE2 registrado a nivel mundial durante el límite Cenomaniense-Turonense.
- La integración de los datos sedimentológicos, bioestratigráficos y geoquímicos, permiten establecer condiciones climáticas cálidas, con temperaturas promedio de 18°C y profundización de la cuenca.

8.2. Recomendaciones.

- Analizar el resto de la sección aflorante en la isla Chimana Grande, realizando estudios sedimentológicos, bioestratigráficos y quimioestratigráficos, para determinar todas las características geológicas de la Formación Querecual en esta zona.
- Realizar estudios de elementos mayoritarios y minoritarios para complementar la data suministrada en este estudio.
- Efectuar estudios de estratigrafía secuencial para determinar límites de secuencias, sistemas encadenados y máximas superficies de inundación.

IX. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alberdi, M. y Martínez, M.** (1999) Introducción a la Quimioestratigrafía y la Geoquímica de Yacimientos. Facultad de Ciencias, Escuela de Geoquímica. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Arche, A.** (1992) *Sedimentología. Vol II.* Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 543 p.
- Arthur, M.A. and Schlanger, S.O.** (1979) Cretaceous “Oceanic Anoxic Events” as Causal factors in Development of Reef-Reservoired giant Oil Fields. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **63**, 870-885.
- Arthur, M.A., Schlanger, S.O. and Jenkyns, H.C.** (1987) The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, II. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation. In: *Marine Petroleum Source Rocks* (Eds J. Brooks and A.J. Fleet), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **26**, 401-420.
- Bathurst, R.G.C.** (1975) *Carbonate Sediments and their Diagenesis.* 2nd ed., Elsevier, Netherlands, 658 p.
- Bautista, D. y Borneo, G.** (2003) Caracterización Diagenética de los Carbonatos de la Formación Querecual en la Isla Chimana Grande, Edo. Anzoátegui. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Bellanca, A., Masetti, D., Neri, R. and Venezia, F.** (1999) Geochemical and Sedimentological Evidence of productivity cycles recorded in Toarcian Black Shales from the Belluno Basin, Southern Alps, Northern Italy. *J. Sedim. Res.*, **69**, 466-476.
- Berner, R.** (1981) A New Geochemical Classification of Sedimentary Environments. *J. Sedim. Petrol.*, **51**, 359-365.
- Bice, K. and Poulsen, C.** (2002, July 14-17) Atmosphere and Ocean Circulation in a Greenhouse World. Workshop on Cretaceous Climate and Ocean Dynamics [Resumen en línea]. Disponible: <http://www.whoi.edu/ccod/> [Consulta: 2004, febrero 15]
- Boggs, S.J.** (1995) *Principles of Sedimentology and Stratigraphy.* Prentice Hall, New Jersey, 774 p.

- Bralower, T.J., Arthur, M.A., Leckie, R.M., Sliter, W.V., Allard, D.J. and Schlanger, S.O.** (1994) Timing and Paleooceanography of Oceanic Dysoxia/Anoxia in the Late Barremian to Early Aptian (Early Cretaceous). *Palaios*, **9**, 335-369.
- Calvert, S.E.** (1987) Oceanographic controls on the accumulation of organic matter in marine sediments. In: *Marine Petroleum Source Rocks* (Eds J. Brooks and A.J. Fleet), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **26**, 137-151.
- Choquette, P.W. and James, N.P.** (1990) Limestones-The Burial Diagenetic Environment. In: *Diagenesis* (Eds I. McIlreath and D. Morrow), *Geosc. Can., Reprint Series 4*, 75-112.
- CIEN-Comité Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura.** (2001) Léxico Estratigráfico Electrónico de Venezuela. Ediciones. PDVSA, Caracas.
- Crespo de Cabrera, S., Sliter, W.V. and Jarvis, I.** (1999) Integrated Foraminiferal Biostratigraphy and Chemostratigraphy of the Querecual Formation (Cretaceous), Eastern Venezuela. *J. Foram. Res.*, **29**, 487- 499.
- Di Croce, J., Bally, A.W. and Vail, P.** (1999) Sequence Stratigraphy of the eastern Venezuelan Basin. In: *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World* (Eds K. Hsu), *Elsevier Science*, 419-476.
- Elder, W.P.** (1987) The Paleocology of the Cenomanian-Turonian (Cretaceous) Stage Boundary Extinctions at Black Mesa, Arizona. *Palaios*, **2**, 24-40.
- Erlich, R.N. and Barrett, S.F.** (1992) Petroleum Geology of the Eastern Venezuela Foreland Basin. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, **55**, 341-362.
- Eva, A., Burke, K., Mann, P. and Wadge, G.** (1989) Four-phase tectonostratigraphic development of the southern Caribbean. *Marine and Petroleum Geology*, **6**, 9-21.
- Feo-Codecido, G., Smith, F.D. Aboud, N. and Di Giacomo, E.** (1984) Basement and Paleozoic rocks of the Venezuelan Llanos Basin. In: *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics* (Eds W.E. Bonini *et al.*), *Geol. Soc. Am. Mem.*, **162**, 175-187.

- Frakes, L.A.** (1999) Estimating the global thermal state from Cretaceous sea surface and continental temperature data. In: *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System: Boulder, Colorado* (Eds E. Barrera and C. Johnson), *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **332**, 49-57.
- Frank, T.D., Arthur, M.A. and Dean, W.E.** (1999) Diagenesis of Lower Cretaceous Pelagic Carbonates, North Atlantic: paleoceanographic signals obscured. *J. Foram. Res.*, **29**, 340-351.
- Guillaume, H.A, Bolli, H.M. and Beckman, J.P.** (1972) Estratigrafía del Cretácico Inferior en la Serranía del Interior, Oriente de Venezuela. *Mem. Bol. Geol. Publ. Espec.*, **5**, 1619-1655.
- González de Juana, C., Iturralde, J. and Picard, X.** (1980) *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Foninves, Caracas, 1021 p.
- Henríquez, H.** (1999) Metodología para el análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno en carbonatos. Informe Técnico INTEVEP, confidencial.
- Hoefs, J.** (1973) *Stable Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag, 165 p.
- Huber, B.T., Norris, R.D. and MacLead, K.G.** (2002) Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology*, **30**, 123-126.
- Jarvis, I., Murphy, A. and Gale, A.** (2001) Geochemistry of pelagic and hemipelagic carbonates: criteria for identifying systems tracts and sea-level change. *J. Geol. Soc.*, **158**, 685-696.
- Jarvis, I., Mabrouk, A., Moody, R.T.J. and de Cabrera, S.** (2002) Late Cretaceous (Campanian) carbon isotope events, sea-level change and correlation of the Tethyan and Boreal realms. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeocol.*, **188**, 215-248.
- Jenkyns, H.C. and Wilson, P.A.** (1999) Stratigraphy, Paleoceanography, and Evolution of Cretaceous Pacific Guyots: relics from a greenhouse earth. *Amen. J. Science*, **299**, 341-392.
- Jenkyns, H.C., Pratt, L. and Kuhnt, W.** (2002, July 14-17) Oceanic Anoxic Events: Causes and Consequences. Workshop on Cretaceous Climate and Ocean

- Dynamics [Resumen en línea]. Disponible: <http://www.whoi.edu/ccod/> [Consulta: 2004, febrero 15]
- Jones, C.E. and Jenkyns, H.C.** (2001) Seawater strontium isotopes, Oceanic Anoxic Events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. *Amen. J. Science*, **301**, 112-149.
- Kennett, J.P.** (1982) *Marine Geology*. Prentice-Hall, Inc., New Jersey, 813 p.
- Krumbein, W.C. and Garrels, R.M.** (1952) Origin and Classification of Chemical Sediments in Terms of Ph and Oxidation-Reduction Potentials. *J. Geol.*, **60**, 1-33.
- Leckie, R.M.** (1987) Paleoecology of mid-Cretaceous planktonic foraminifera: A comparison of open ocean and Epicontinental Sea assemblages. *Micropaleontology*, **33**, 164-176.
- Leckie, R.M.** (1989) A Paleooceanographic Model for the Early Evolutionary History of Planktonic Foraminifera. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeocol.*, **73**, 107-138.
- Longman, M.W.** (1982) Carbonate Diagenesis as a Control on Stratigraphic Traps. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Education Course Note Series # **21**, 56-91.
- Madrid, I.** (2001) Caracterización Bioestratigráfica por Métodos Petrográficos de la Formación La Luna, Sección Flor de Patria en el Occidente de Venezuela. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Maynard, J.B.** (1982) Extension of Berner's "New Geochemical Classification of Sedimentary Environments" to Ancient Sediments. *J. Sedim. Petrol.*, **52**, 1325-1331.
- Méndez, O.** (2002) Geología del Petróleo. Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Morrow, D.W. and Mcllreath, I.A.** (1990) Diagenesis, General Introduction. In: *Diagenesis*. (Eds I. Mcllreath and D. Morrow), *Geosc. Can.*, **Reprint Series 4**, 1-8.
- Parnaud, F., Gou, Y., Pascual, J.C., Truskowski, I., Gallango, O., Passalacqua, H. and Roure, F.** (1995) Petroleum Geology of the Central Part of the Eastern

- Venezuelan Basin. In: *Petroleum basins of South America* (Eds A. Tankard, R. Suárez and H. Welsink), *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, **62**, 741-756.
- Parnaud, Pérez, J. y Pacheco, M.M.** (1997) Variaciones Geoquímicas como herramientas en Análisis Secuencial: aplicación en la Formación Querecual, Cuenca Oriental de Venezuela. *Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano, Soc. Ven. Geól.*, **Tomo II**, 281-285.
- Pindell, J.L.** (1985) Alleghenian reconstruction and the subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and Proto-Caribbean. *Tectonics*, **4**, 1-39.
- Poulsen, C.J., Gendaszek, A.S. and Jacob, R.L.** (2003) Did the rifting of the Atlantic Ocean cause the Cretaceous thermal maximum?, *Geology*, in press.
- Premoli Silva, I., Erba, E., Salvini, G., Locatelli, C. and Verga, D.** (1999a) Biotic Changes in Cretaceous Ocean Anoxic Events of The Tethys. *J. Foram. Res.*, **29**, 352-370.
- Premoli Silva, I. and Sliter, W.V.** (1999b) Cretaceous paleoceanography: Evidence from planktonic foraminiferal evolution. In: *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System: Boulder* (Eds E. Barrera and C. Johnson), *Geol. Soc. Am. Spec. Paper 332*, 301-328.
- Savrda, C.E. and Bottjer, D.J.** (1987) The exaerobic zone, a new oxygen-deficient marine biofacies. *Nature*, **327**, 54-56.
- Scholle, P. and Arthur, M.A.** (1980) Carbon Isotope Fluctuations in Cretaceous Pelagic Limestones: Potential Stratigraphic and Petroleum Exploration Tool. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **64**, 67-82.
- Sliter, W.V.** (1989) Biostratigraphic zonation for Cretaceous planktonic foraminifers examined in thin section. *J. Foram. Res.*, **19**, 1-19.
- Sliter, W.V.** (1995) Cretaceous Planktic Foraminifers examined in thin section, California, U.S. Geological Survey, "Short Course", 47 p.
- Sliter, W.V.** (1999) Cretaceous Planktic Foraminiferal Biostratigraphy of the Calera Limestone, Northern California, USA. *J. Foram. Res.*, **29**, 318-339.

- Stoll, H.M. and Schrag, D.P.** (2000) High-resolution stable isotope records from the Upper Cretaceous rocks of Italy and Spain: Glacial episodes in a green house planet? *GSA Bull.*, **112**, 308-319.
- Stoufer, S.** (1993) Distribución Regional del Carbono Orgánico y Fosfato en la Formación La Luna, Cuenca de Maracaibo. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Tucker, M.E. and Wright, V.P.** (1990) *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, London, 482 p.
- Vera, J.A.** (1994) *Estratigrafía Principios y Métodos*. Rueda, Madrid, 806 p.
- Villamil, T. and Pindell, J.L.** (1998) Mesozoic Paleogeographic Evolution of Northern South America: foundations for sequence stratigraphic studies in passive margin strata deposited during non-glacial times. *SEPM Spec. Publ.*, **58**, 283-318.
- Vivas, V., Macsotay, O., de Bellizzia, N. y Bellizzia, A.** (1985) estratigrafía y Tectónica del Cretáceo-Paleógeno de las Islas al norte de Puerto La Cruz-Santa Fe y regiones adyacentes. Ponencia presentada en el VI Congreso Geológico Venezolano (pp.7125-7170). Sociedad Venezolana de Geólogos.
- Wilson, P.A. and Norris, R.D.** (2001) Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period. *Nature*, **412**, 425-429.
- Zapata, E.** (1983) Manual de petrografía y diagénesis de rocas carbonáticas. En: GEOS # **28**, 3-139.
- Zapata, E.** (2003) Impacto de la Diagénesis en la Composición Isotópica de los Carbonatos Cenomaniense-Campaniense de la Formación La Luna en Venezuela Occidental. Tesis Doctoral. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas.