

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

“BIOESTRATIGRAFÍA Y PALEOECOLOGÍA DE LA FORMACIÓN QUERECUAL EN EL ORIENTE DE VENEZUELA”

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Ing. Geólogo Caroprese, G. Claudia.
Para optar al Título de
Magíster en Ciencias Geológicas

Caracas, Noviembre 2009

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

“BIOESTRATIGRAFÍA Y PALEOECOLOGÍA DE LA FORMACIÓN QUERECUAL EN EL ORIENTE DE VENEZUELA”

TUTOR ACADÉMICO: Dra. Eglee Zapata Oviedo

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Ing. Geólogo Caroprese, G. Claudia.
Para optar al Título de
Magíster en Ciencias Geológicas

Caracas, Noviembre 2009

© Caroprese García, Claudia, 2009
Hecho el depósito de ley.
Depósito legal: lft 4872009551704



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
COMITÉ ACADÉMICO DEL POSTGRADO EN GEOLOGÍA,
MINAS, GEOFÍSICA Y PETRÓLEO

VEREDICTO

Quienes suscriben, Miembros del Jurado designado por el Consejo de la Facultad de Ingeniería y por el Consejo de Estudios de Postgrado de la Universidad Central de Venezuela, para examinar el Trabajo Especial de Grado, presentado por la **Ing. Claudia Caroprese Garcia**, portadora de la Cédula de Identidad No.11.563.565, bajo el título: **"BIOESTRATIGRAFÍA Y PALEOCOLOGÍA DE LA FORMACIÓN QUERECUAL EN EL ORIENTE DE VENEZUELA."** a los fines de cumplir con el requisito legal para optar al Título de Magister Scientiarum en Ciencias Geológicas, dejan constancia de lo siguiente:

1.- Leído como fue dicho trabajo por cada uno de los Miembros del Jurado, éste fijó el día 18 de Noviembre de 2009, para que la autora lo defendiera en forma pública, lo que ésta hizo en salón Zuloaga, mediante un resumen oral de su contenido, luego de lo cual respondió satisfactoriamente a las preguntas que le fueron formuladas por el Jurado; todo conforme a lo dispuesto en los Artículos 44, 49, 50, 51 y 52 del Reglamento de Estudios de Postgrado.

2.- Finalizada la defensa pública del trabajo, el Jurado decidió aprobarlo por considerar, sin hacerse solidario de las ideas expuestas por el autor, que se ajusta a lo dispuesto y exigido en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

Para este veredicto, el Jurado estimó que la obra examinada representa en su conjunto un aporte importante. Esta investigación presenta un enfoque novedoso dentro del área de las Ciencias Geológicas.

En fe de lo cual se levanta la presente Acta, a los dieciocho días del mes de Noviembre del 2009, dejándose también constancia de que, conforme a lo dispuesto en la normativa jurídica vigente actuó como Coordinador del Jurado, la Profesora **Dra. Egleé Zapata**.


Dr. José Méndez


M.Sc. Alejandro Martínez


Egleé Zapata
Coordinadora



DEDICATORIA

A Dios todopoderoso

A mi mamá que gracias a ella estoy y soy

A mis abuelos Julia y Biaggio

A mis tíos Pilar, Raiza, Elisa, Blas, Vicente, Nicolina y Eddy.

A mis primos Adriana, Antonio y Rita

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Central de Venezuela por haberme brindado la oportunidad de volver a su Facultad de Ingeniería y obtener otro Título en sus aleccionadoras aulas.

A la profesora Eglee Zapata tutora de este trabajo y amiga personal por todo el apoyo brindado en mi vida de estudiante y profesional.

Al profesor Víctor Padrón por sus enseñanzas y amistad durante muchos años.

A Gustavo Moya por su amistad y soporte.

A Luz María Ortiz y María Isbelia Becerra por todo su apoyo y perseverancia en la elaboración de este trabajo de grado.

A todos mis amigos que de alguna u otra forma estuvieron pendientes durante la elaboración de este trabajo.

Caroprese G., Claudia.

**BIOESTRATIGRAFÍA Y PALEOECOLOGÍA DE LA FORMACIÓN
QUERECUAL EN EL ORIENTE DE VENEZUELA**

**Tutor Académico: Prof. Eglee Zapata Oviedo Tesis. Caracas, U.C.V.
Facultad de Ingeniería. Comisión de Estudios de Postgrado. Escuela de
Geología, Minas y Geofísica. Año 2009, p 90.**

Palabras Claves: Formación Querecual, Cretácico, Anoxia, Disoxia

Resumen

El presente estudio esta basado en un análisis bioestratigráfico y paleoecológico para la Formación Querecual, en un afloramiento localizado en la Isla Chimana Grande del Parque Nacional Mochima, en el Estado Anzoátegui, Venezuela. La zona estudiada esta representada por una sección de 461 metros de espesor y se analizaron 573 secciones finas a nivel petrográfico. Se identificaron 3 litotipos característicos como lo son mudstone, wackstone y packstone representados en nueve microfacies (MF1-MF9) definidas en asociación litología y fauna presente en las mismas. La base de la sección se caracteriza por presentar litologías más lodosas lo que evidencia una profundización de la cuenca. La edad de la cuenca es cretácica entre el intervalo Aptiense - Santiense definido por las zonas *T.primula* hasta la *D.asymetrica*. Desde el punto de vista bioestratigráfico el área presenta un dominio de foraminíferos pláncnicos sobre los bénticos. Los pláncnicos oportunistas dominan toda la sección estudiada dando evidencias de unas condiciones paleoecológicas distintivas como lo son alta cantidad de nutrientes y bajos niveles de oxígeno, condiciones extremas a las cuales ellos se adaptan fácilmente. Enmarcando a la cuenca en un ambiente eutrófico de condiciones inestables. Sin embargo hacia el tope de la secuencia hay presencia de organismos especialistas, lo que da indicios de

escasez de nutrientes debido a la morfologías carinadas que ellos presentan las cuales le permiten sobrevivir en esas condiciones extremas. La profundidad de la cuenca es de 100 a 200 metros, dentro de la plataforma continental definida por la abundancia de foraminíferos plácticos característicos de faunas someras y epicontinentales. La sedimentación de la cuenca es producto de la alternancia de regímenes de anoxia y disoxia identificados por el comportamiento de los siguientes marcadores geoquímicos COT, CaCO_3 , isótopos de carbono y de oxígeno. Se identificaron 2 eventos anóxicos relevantes OAE2 y OAE3, definidos por presentar altos porcentajes de COT y de carbono y mínimos valores de CaCO_3 y de oxígeno. La presencia de estos eventos refleja una alta preservación de materia orgánica en la cuenca. Los eventos anoxia-disoxia se deben a la fluctuación entre valores máximos y mínimos de los marcadores antes mencionados.

ÍNDICE GENERAL

	Pág.
DEDICATORIA	iv
AGRADECIMIENTOS	v
RESUMEN	vi
ÍNDICE GENERAL	viii
ÍNDICE DE FIGURAS	x
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	
1.1. OBJETIVO GENERAL	1
1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	1
1.3. UBICACIÓN GEOGRÁFICA	2
1.4. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	3
1.5. TRABAJOS PREVIOS	3
1.6. METODOLOGÍA	6
CAPÍTULO II: GEOLOGÍA REGIONAL	9
CAPÍTULO III: GEOLOGÍA LOCAL	
3.1. ÁREA DE ESTUDIO	13
3.2. LITOESTRATIGRAFÍA LOCAL	14
CAPÍTULO IV: SEDIMENTOLOGÍA	
4.1. INTRODUCCIÓN	19
4.2. PETROGRAFÍA	20
4.3. MICROFACIES	25
4.4. DIAGÉNESIS Y PROCESOS DIAGÉNETICOS	32
4.5. AMBIENTE PALEOGEOQUIMICO	44
CAPITULO V: BIOESTRATIGRAFÍA Y PALEOECOLOGÍA	
5.1. BIOESTRATIGRAFÍA	46

5.1.1. CARACTERIZACION MORFOLÓGICA	46
5.1.2. EDAD	52
5.1.3. INTERPRETACIÓN PALEOBATRIMÉTRICA	63
5.2 PALEOECOLOGÍA	67
5.2.1. CONDICIONES PALEOECOLÓGICAS Y ESTRATEGIA DE VIDA	67
CAPITULO VI: ANÁLISIS GEOQUÍMICO	
6.1. QUIMIOESTRATIGRAFÍA	74
6.2. CONTENIDO DE CARBONICO ORGÁNICO TOTAL (COT)	74
6.3. CONTENIDO DE CARBONATO DE CALCIO (CaCO ₃)	77
6.4. CONTENIDO DE ISOTOPOS ESTABLES	79
6.5. CORRELACIÓN DE MARCADORES GEOQUÍMICOS	84
6.6. MODELO ESTRATIGRÁFICO	87
CAPITULO VII: CONCLUSIONES Y DISCUSION DE RESULTADOS	
	89
CAPITULO VIII: REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	
	91

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura. 1.- Localización geográfica del área de estudio	2
Figura. 2.- Cuadro de Correlación Estratigráfico del Cretácico Tardío	10
Figura. 3.- Ubicación del área de estudio dentro, del Parque Nacional Mochima	13
Figura. 4.- Diferencia de dureza de los litotipos observados, en campo	15
Figura. 5.- Vetas de calcita atravesando capas de calizas lodosas	16
Figura. 6.- Concreciones de distintos diámetros alineadas dentro de las lodolitas calcáreas	16
Figura. 7.- Concreciones de la sección superior de la columna estratigráfica	17
Figura. 8.- Caliza lodosa laminada con desarrollo de nódulos de pirita oxidados	17
Figura. 9.- Columna litológica que representa el área de estudio	18
Figura. 10.- Gráfico mostrando la clasificación textural de Dunham, 1962	19
Figura. 11.- Gráfico porcentual, de componentes ortoquímicos y los aloquímicos	21
Figura. 12.- Gráfico porcentual, de los litotipos presentes en la base de la Formación Querecual	23
Figura. 13.- Gráfico porcentual, de los litotipos presentes en el tope de la Formación Querecual	24
Figura. 14.- Gráfico porcentual general, de los litotipos presentes en la columna estratigráfica completa de la Formación Querecual	24
Figura. 15.- Microfacies Mudstone de Foraminíferos Plánticos y Radiolarios (MF1)	26

Figura. 16.- Microfacies Mudstone de foraminíferos pláncicos (MF2)	27
Figura. 17.- Microfacies Wackestone de foraminíferos pláncicos y radiolarios (MF4)	28
Figura. 18.- Microfacies Wackestone de foraminíferos pláncicos (MF5)	29
Figura. 19.- Microfacies Packstone de foraminíferos pláncicos (MF8)	31
Figura. 20.- Diversas tonalidades presentes en la matriz, de las muestras estudiadas	33
Figura 21.- Presencia de minerales autigénicos en las muestras estudiadas	34
Figura. 22.- Agregados prismáticos, alargados característico de los cementos fibrosos, rellenando fracturas	36
Figura 23.- Cemento equigranular dentro de fracturas, evidencia de diagénesis temprana	36
Figura 24.- Disolución en cámaras fósiles	37
Figura 25.- Evidencia de los procesos neomórficos	38
Figura 26.- Fosfatización en matriz y fósiles	39
Figura. 27.- Laminación (a nivel petrográfico) de acumulación de foraminíferos	41
Figura. 28.- Diferentes patrones de fracturas observadas en los litotipos de la Formación Querecual	42
Figura. 29.- Diversos patrones de porosidad observados en los litotipos de la Formación Querecual	42
Figura 30.- Clasificación de ambientes geoquímicos, propuesta por Berner	45
Figura. 31.- Especies de morfología globosas identificadas en la	48

Formación Querecual

Figura. 32.- Especies de morfología carinadas identificadas en la Formación Querecual	50
Figura.33.- Radiolarios observados en la petrografía	51
Figura. 34.- Fauna Béntica presente en la sección estudiada	51
Figura. 35.- Carta cronoestratigráfica para la Zona <i>T.primula</i>	53
Figura. 36.- Carta cronoestratigráfica de la Subzona <i>Rotalipora subticinensis</i>	54
Figura. 37.- Carta cronoestratigráfica de la Zona <i>Rotalipora appenninica</i>	55
Figura. 38.- Carta cronoestratigráfica, la subzona <i>Rotalipora greenhornensis</i>	56
Figura. 39.- Carta cronoestratigráfica representativa de la zona <i>Whiteinella archaeocretacea</i>	57
Figura. 40.- Carta cronoestratigráfica representativa de la zona <i>Marginotrunca sigali – Dicarinella primitiva</i>	58
Figura. 41.-. Carta cronoestratigráfica representativa de la zona <i>Dicarinella concavata</i>	59
Figura. 42.- Carta cronoestratigráfica representativa de la zona <i>Dicarinella asymetrica</i>	60
Figura. 43.- Columna litoestratigráfica con edad y gráfico de diversidad de especies	62
Figura. 44.- Variación paleobatimétrica de la sección estudiada	65
Figura.45.- Esquema paleobatimétrico en donde se puede observar la profundidad estimada, para la sección estudiada de la Formación Querecual	66
Figura. 46.- Organismos oportunistas identificados en el área	69
Figura. 47.- Organismos especialistas identificados en el área	70

Figura. 48.- Organismos intermedios identificados en el área	71
Figura. 49.- Gráfico porcentual de distribución de organismos oportunistas, especialistas e intermedios	73
Figura. 50.- Comportamiento del COT, en la Formación Querecual	77
Figura. 51.- Comportamiento del CaCO ₃ , en la Formación Querecual	79
Figura. 52.- Comportamiento del Isótopo Estable de Oxígeno en la Formación Querecual	81
Figura. 53.- Comportamiento del Isótopo Estable de Carbono en la Formación Querecual	83
Figura. 54.- Correlación integrada con los marcadores geoquímicos presentes en la Formación Querecual	86
Figura. 55.- Modelo Estratigráfico de la cuenca, en donde se depositó la sección estudiada de la Formación Querecual	88

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. OBJETIVO GENERAL

El objetivo general de esta propuesta es la de realizar un análisis bioestratigráfico, geoquímico (% COT, % CaCO₃, Isótopos de Oxígeno y Carbono) y paleoecológico de una secuencia de 460 metros de la Formación Querecual, medidos desde el contacto inferior de la Formación Chimana, en una sección aflorante de la Isla Chimana Grande, localizada en la zona oriental de Venezuela, con el propósito de brindar otra perspectiva de la depositación de la Formación Querecual.

1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Identificación de foraminíferos a partir de las características morfológicas observadas en las secciones petrográficas.
- Evaluar las características bidimensionales de los organismos presentes en éstas secciones delgadas, con el uso de los modelos definidos por Sliter (1995).
- Realizar un modelo de paleoprofundidades para el tiempo de sedimentación de la Formación Querecual, a partir de conjuntos faunales de foraminíferos plácticos y bénticos, tomando como referencia los modelos realizados por Leckie (1987) y Sliter (1972) respectivamente.
- Realizar un ensayo de validación de las herramientas quimioestratigráficas (%CaCO₃ carbono mineral, carbono orgánico total), en función de la data bioestratigráfica.

- Reconstrucción de las condiciones paleoecológicas y condiciones paleocenográficas con base al comportamiento faunal y a la señal geoquímica.
- Establecer un modelo estratigráfico para el tiempo de sedimentación de la Formación Querecual por medio de la integración de los datos sedimentológicos, bioestratigráficos, y geoquímicos, en términos de estructura y paleo-oxigenación de la columna de agua, fluctuaciones del nivel del mar, paleocirculación y productividad.

1.3. UBICACIÓN GEOGRÁFICA

El área de estudio se encuentra ubicada en la Isla Chimana Grande en el sector de la Cienaguita, del Parque Mochima localizado entre los estados Anzoátegui y Sucre (Figura.1).



Figura 1.- Localización geográfica del Parque Nacional Mochima, en donde se encuentra la Isla Chimana Grande, lugar donde aflora la sección de la Formación Querecual, objeto del estudio. (Modificado de www.mochimafotos.com)

1.4. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El siguiente proyecto tiene como finalidad el análisis bioestratigráfico y paleoecológico de la Formación Querecual, de una sección de 460 metros aflorante en la Isla Chimana Grande. Dicha sección presenta un levantamiento geológico y un estudio bioestratigráfico realizado por Margotta y Ramírez (2004) y Solórzano (2005).

Este estudio de maestría propone la integración de la data tomada por los autores antes mencionados para generar una interpretación paleoecológica y paleobatimétrica de toda la sección con base al análisis de las secciones petrográficas obtenidas del trabajo de campo antes mencionado.

La importancia de este estudio radica en que la Formación Querecual es una de las rocas madres por excelencia de los yacimientos localizados en los estados Anzoátegui y Monagas.

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. Su propósito fue identificar rocas madres cretácicas generadoras de grandes reservas de petróleo.
- Scholle y Arthur, 1980. Estudiaron fluctuaciones significativas de los isótopos de carbono como una herramienta de exploración petrolera, donde se 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.
- 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.
- Kertzus, 2002. Bioestratigrafía y Paleoecología de la Formación La Luna en los Andes Venezolanos.
- 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.
- Margotta y Ramírez, 2004. Determinaron la caracterización Quimioestratigráfica de la sección basal de la Formación Querecual, Isla Chimana Grande, Estado Anzoátegui.
- Solórzano, 2005. Determinó la estratigrafía de la Formación Querecual, en la Isla Chimana Grande Estado Anzoátegui.

1.6. METODOLOGÍA

Para esta investigación se cuenta con un total de 665 muestras tomadas cada 60 centímetros, de las cuales hay 573 secciones finas para petrografía. A partir de las cuales se realizó la caracterización bioestratigráfica, y se sustentó en el comportamiento sedimentológico, faunal y geoquímico de la Formación Querecual.

Para llevar a alcanzar los objetivos antes planteados se siguió la siguiente metodología:

A.- Etapa Preliminar

Esta fase consiste en la recopilación de toda la información concerniente al tema y ámbito de trabajo, incluyendo antecedentes, referencias bibliográficas, informes, datos, mapas, fotografías aéreas, y otros elementos necesarios para el posterior desarrollo de la investigación.

B.- Etapa de Laboratorio

Esta fase incluye el procesamiento y análisis de las muestras.

B. 1.- Análisis Sedimentológico

Las diversas litologías caracterizadas en campo son en esta etapa estudiadas bajo el microscopio de luz transmitida y por microscopía electrónica de barrido.

El análisis sedimentológico se realiza utilizando tanto técnicas petrográficas (microscopio petrográfico, modelo *Leica DML*), para establecer las características texturales, siendo posible la determinación de los componentes de la matriz, tipo y distribución de cementos, composición, preservación, relleno de las cavidades fósiles y otras variables como micritización y envoltorios micríticos, disolución selectiva - no selectiva y tipos de porosidades para la posterior interpretación de la incidencia diagenética y ambiente paleogeoquímico que prevaleció durante y después de la sedimentación de la secuencia.

B.2.- Análisis Bioestratigráfico

El análisis bioestratigráfico se realiza por medio del microscopio de luz transmitida (microscopio petrográfico, modelo *Leica DML*) basándose en el reconocimiento de los morfotipos específicos de los foraminíferos pláncnicos en sección delgada, ante la imposibilidad de aplicar métodos convencionales de residuos lavados.

Para dicho estudio se parte de las características bidimensionales definidas por Sliter (1995) basadas principalmente en los siguientes criterios:

- Determinación del arreglo de las cámaras fósiles.
- Establecimiento del tipo de enrollamiento, grosor de la pared, ornamentación, forma de las cámaras, tamaño del umbílico, y periferia o contorno de la apertura.
- Determinación del género y especie apoyándose en el conocimiento de la morfología del organismo en tres dimensiones, con la ayuda de catálogos especializados.

El marco cronoestratigráfico para las rocas estudiadas se establece por medio de las zonaciones de foraminíferos pláncnicos propuestas por Premoli Silva y Sliter (1999).

Se establece la presencia, preservación, tamaño, dominancia, diversidad, distribución y relaciones de abundancia, por medio de conteo modal de los organismos a lo largo de las secciones de estudio.

B. 3.- Análisis Geoquímico

Para los análisis geoquímicos se realizó la pulverización de las muestras las cuales fueron tratadas en laboratorio, y se extrajeron los porcentajes presentes de los parámetros geoquímicos: Carbono Orgánico Total (COT) cantidad de materia orgánica total de la muestra, carbono mineral (CaCO_3), isótopos de oxígeno y carbono.

B. 4.- Análisis Paleocológico

A partir del análisis bioestratigráfico se determinaron los siguientes parámetros paleoecológicos:

- a.- Profundidad
- b.- Estrategias de vida.
- c.- Aporte de nutrientes.

A partir de los análisis geoquímicos se determinaron los siguientes parámetros paleoecológicos:

- a.- Condiciones de oxigenación en los mares cretácicos.
- b.- Eventos anóxicos ocurridos durante el cretácico.

C.- Etapa de Oficina

En esta etapa se realizó la integración y el análisis de los datos obtenidos.

C. 1.-Calibración Estratigráfica

Esta fase consistió en la integración de todos los resultados y datos obtenidos de los análisis previos en sedimentología, bioestratigrafía y geoquímica orgánica e inorgánica de la sección estudiada.

CAPÍTULO II

GEOLOGÍA REGIONAL

Evolución del Cretácico Tardío en Venezuela

“A partir del final del Albiense, se inicia desde el este de Venezuela y de manera diacrónica hacia el oeste, la invasión marina que llegó a cubrir extensas zonas hacia el sur del país, las cuales se mantenían como áreas expuestas a la erosión desde finales del Jurásico o incluso desde finales del Paleozoico. Esta invasión marina coincide con el pulso mundial transgresivo del Cretácico Tardío, responsable de la sedimentación de calizas, lutitas ricas en materia orgánica. Estas rocas se conocen en Venezuela como las Formaciones Querecual – San Antonio (Grupo Guayuta), Mucaria, Navay y La Luna.

El máximo de transgresión y anoxia se estima que ocurrió entre el Turoniense y el Campaniense (72-91 Ma). Las Formaciones La Luna, Navay y Querecual son las rocas madres por excelencia en las cuencas petrolíferas venezolanas. En Venezuela Occidental, las variaciones laterales de las facies de la roca madre incluyen calizas pelágicas y fosfáticas, lutitas oscuras y calizas conchíferas, de edad Albiense Tardío a Turoniense (95-88 Ma) las cuales, a su vez encuentran su equivalente en edad, clástico-arenoso y glauconítico, hacia el flanco sureste de los Andes del Estado Táchira; la roca madre de Venezuela Occidental pasa a las facies de las Formaciones Mucaria y Grupo Guayuta en Venezuela Norte-Central.

El Grupo Guayuta alcanza su máximo desarrollo en Venezuela Nororiental, llegando a tener más de 1 kilómetro de espesor en su región tipo en el Estado Anzoátegui. En la Cuenca Oriental, esta misma unidad cambia lateralmente hacia el sur perdiendo su carácter de roca madre y pasando a las rocas de ambiente plataformal, hasta costero y continental, del Grupo

Temblador, definido en el subsuelo como las Formaciones Tigre y Canoa. (Figura.2)

El Cretácico Tardío en Venezuela finaliza durante el Maastrichtiense con unidades regresivas respecto a los ambientes más profundos de la roca madre.”¹

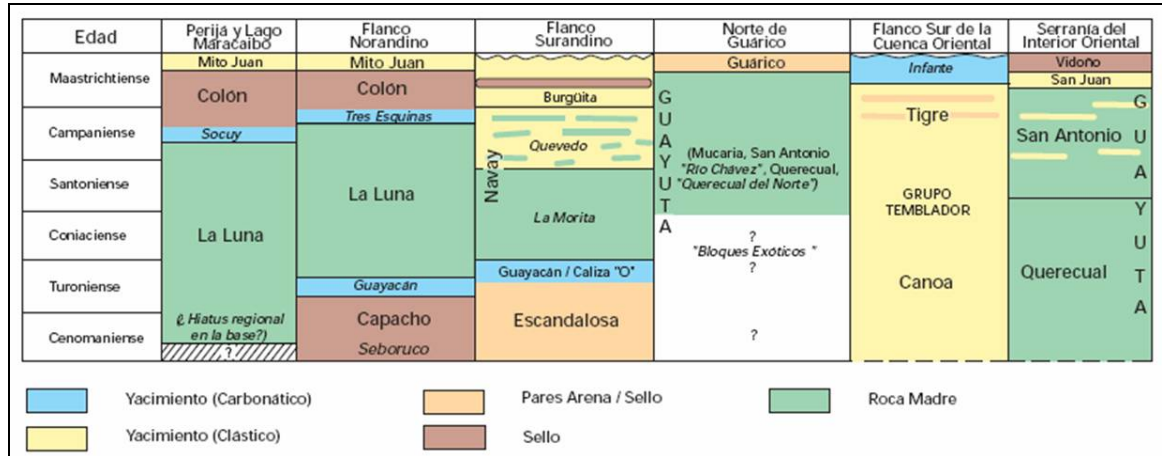


Figura 2.- Cuadro de Correlación Estratigráfico del Cretácico Tardío, donde se observan las formaciones depositadas en este tiempo, en las diversas cuencas geológicas de Venezuela, haciendo énfasis en las rocas madres, productoras y sello, respectivamente. (Tomado y modificado, WEC, 1997)

Formación Querecual

La Formación Querecual ha sido estudiada por muchos autores desde el 1928 hasta la actualidad, el primero en estudiarla fue Liddle (1928) quien la propuso dentro de la Formación Guayuta y posteriormente Hedberg (1937) le otorga el nombre de Formación Querecual y en la actualidad existen gran cantidad de publicaciones sobre trabajos efectuados en dicha formación la cual es denominada la Roca Madre del Oriente de Venezuela. (LEV, 1997).

La sección tipo de la Formación Querecual aflora en el Río Querecual, en Anzoátegui nororiental, Estado Anzoátegui y posee un

¹ WEC 1997- Evaluación de Pozos. Schulumberger.

espesor aproximado de 700 m (González de Juana *et al.*, 1980). Litológicamente se compone de calizas arcillosas con estratificación delgada, laminadas y lutitas calcáreas. El color de las calizas y lutitas es típicamente negro, aunque también han sido reportados colores claros (LEV, 1997) en ella han sido descritas concreciones, con forma discoidales, esferoidales y elipsoidales con diámetros entre unas cuantas pulgadas, hasta varios pies. (González de Juana *et al.*, 1980). Su contacto inferior es concordante con la Formación Chimana y el superior es transicional con la Formación San Antonio.

La unidad es especialmente rica en microfauna, con abundancia de los géneros *Hedbergella*, *Bulimina*, *Heterohelix* y *Globotruncana*, se reporta la frecuente presencia de *Ticinella* sp., en la parte inferior de la Formación Querecual, y en trabajos de Furrer en tesis de la UCV mencionan la aparición además de las taxas ya mencionadas de: *Rotalipora*, *Bolivina*, *Neobulimina*, *Clavihedbergella*, *Rugoglobigerina*, abundantes radiolarios y ocasionales espinas de esponjas (LEV, 1997).

La edad reportada para la Formación Querecual es Albiense tardío-Santoniense, y es correlacionable con la Formación La Luna en el Occidente del país. El ambiente en el cual se depositó dicha formación fue marino (oceánico) euxínico, pero no hay datos exactos de su batimetría, aunque algunos autores difieren respecto a la profundidad ya que sugieren un ambiente marino de poca profundidad (LEV, 1997)

Según lo publicado en el (LEV, 1997) Furrer y Castro consideran que el inicio de la sedimentación de la Formación Querecual se caracterizó por la aparición de facies carbonatadas negras y laminadas, asociadas a la aparición de las facies bioturbadas y a la desaparición de los foraminíferos bentónicos, mientras que la parte final por la reaparición de foraminíferos béticos, de facies bioturbadas y la presencia frecuente de aportes de cuarzo detrítico. También señalan que la Formación Querecual no representa una

anoxia continúa, sino un ambiente pobre en oxígeno, a menudo interrumpido por breves episodios de oxigenación que permiten la instalación de organismos bénticos.²

² Tomado y modificado del, versión Léxico Estratigráfico de Venezuela online.

CAPÍTULO III

GEOLOGÍA LOCAL

3.1. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra localizada en la Isla Chimana Grande, del Parque Nacional Mochima ubicado en la zona oriental de Venezuela. La zona objetivo esta conformada por una sección aflorante de la Formación Querecual, con un espesor aproximado de 460 metros medidos desde el contacto inferior con la Formación Chimana. (Figura 3).

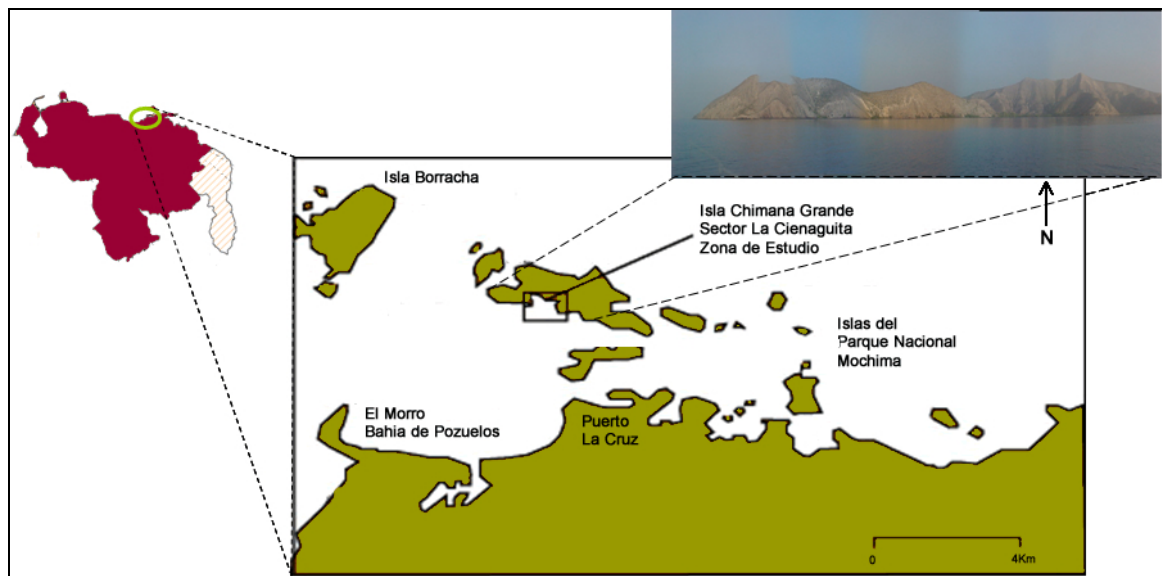


Figura 3.- Ubicación del área de estudio, dentro del Parque Nacional Mochima, Estado Anzoátegui, Venezuela. (Modificado de www.mochimafotos.com).

3.2. LITOESTRATIGRAFIA LOCAL

El área estudiada, es una sección aflorante de 460 metros aproximadamente, que representa a la Formación Querecual. En trabajos previos realizados por Margotta y Ramírez (2004), en la parte basal y Solórzano (2005) en el tope, se realizó el levantamiento de campo, toma de muestras y descripción litoestratigráfica de la Formación Querecual.

Según Margotta y Ramírez, 2004, la parte basal de la Formación Querecual presenta un contacto inferior abrupto con la Formación Chimana infrayacente, claramente observable en campo por la diferencia de coloración y de litología, ya que la Formación Chimana es de color ocre y de litología arenosa, y la Formación Querecual es grisácea y carbonática. Posterior a este contacto los autores levantaron 248 metros de columna que corresponden a la parte basal de la formación en donde identificaron litotipos lodosos deleznable como lutitas calcáreas y litotipos duros como calizas. (Figura. 4). En el tramo superior observaron concreciones alineadas dentro de los litotipos más suaves y vetas de yeso y calcita que se presentan paralelas y perpendiculares a la laminación. (Figura. 5). Los autores concluyeron que litoestratigráficamente la secuencia es de tipo carbonático y se presenta con una alternancia de lodolitas calcáreas de tonalidades marrones, negras y algunas bastantes físciles; calizas lodosas y calizas masivas con tonalidades marrones y grisáceas, de fractura astillosa y en general bastante duras y laminadas. (Figura. 6).

La parte superior de la Formación Querecual, fue descrita por Solórzano (2005), en un afloramiento de 214 metros de espesor, dicha autora describió la sección como una intercalación de calizas granulares de tonalidades grisáceas y lodolitas calcáreas de tonos marrones, grises y negro. Las estructuras sedimentarias predominantes son laminación paralela y concreciones de diversos tamaños, de composición carbonática y forma elipsoidal y esférica, donde se observa un bandeamiento interno. El tamaño

promedio de dichas estructuras es hacia el tope la parte basal tienen un aproximado de 8 a 12 centímetros de diámetro, sin embargo, hacia la parte central llegan a medir hasta de 35 centímetros de diámetro. (Figura.7) En el tope de la secuencia se observan nódulos de pirita de tamaño promedio de 13 centímetros completamente oxidados. (Figura.8) Adicionalmente se observaron vetas de calcita perpendicular y paralela a la estratificación.

En la figura 9 se observa la columna litológica, de toda la sección estudiada.

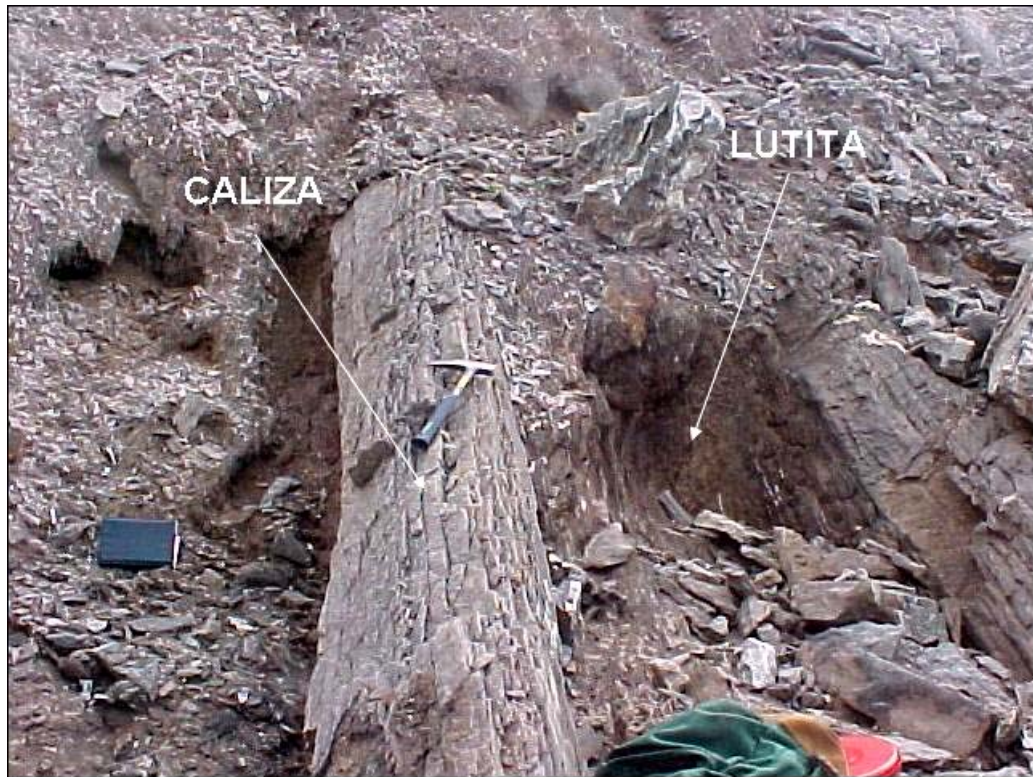


Figura. 4.- Diferencia de dureza de los litotipos observados en campo, en la sección basal de la formación. Tomado de Margotta y Ramírez (2004)



Figura. 5.- Vetas de calcita atravesando capas de calizas lodosas, perpendiculares a la estratificación. Observados en la zona basal de la sección. Tomado de Margotta y Ramírez, (2004)



Figura. 6.- Concreciones de distintos diámetros alineadas dentro de las lodolitas calcáreas, también se observa la fuerte laminación en la roca. Observadas en la zona basal. Tomado de Margotta y Ramírez (2004).



Figura. 7.- Concreciones de la sección superior de la columna estratigráfica de 35cm de diámetro y de forma esferoidal, adicionalmente se observan vetas de calcita, perpendiculares a la laminación. Tomado de Solórzano (2005)



Figura. 8.- Caliza lodosa laminada con desarrollo de nódulos de pirita oxidados, observados en el tope de la sección. Tomado de Solórzano (2005)

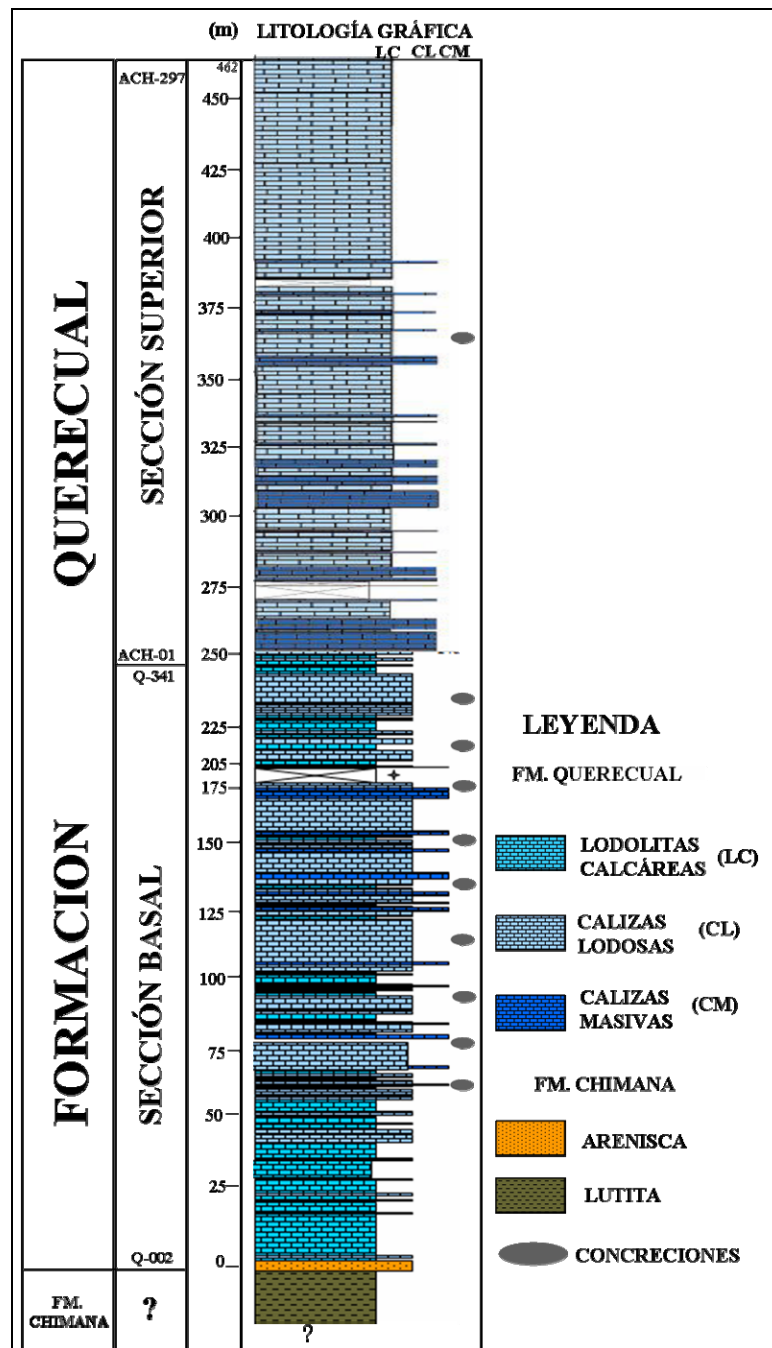


Figura. 9.- Columna litológica que representa el área de estudio, en donde se observan las diversas litologías presentes en la sección estudiada, la presencia de concreciones en las litologías más lodosas. Adicionalmente se visualiza el cambio litológico existente entre la Formación Chimana compuesta por litologías arenosas y la base de la Formación Querecual con litologías calcáreas/ carbonáticas. Modificado de Margotta y Ramírez (2004) y Solórzano (2005).

CAPÍTULO IV

SEDIMENTOLOGÍA

4.1 INTRODUCCIÓN

Para este estudio se realizó el análisis petrográfico de 573 secciones finas distribuidas uniformemente en toda la sección perteneciente a la Formación Querecual, el objetivo desde el punto de vista sedimentológico es el de determinar las condiciones de ambiente de sedimentación y diagénesis de la secuencia, durante la depositación de las rocas carbonáticas.

El análisis petrográfico de las rocas carbonáticas de este estudio se realizó tomando en cuenta la clasificación de Dunham (1962) (Figura. 10), la cual toma en cuenta la textura depositacional de los sedimentos carbonáticos, y sus componentes se catalogaron según Folk, 1959 el cual postula 2 componentes principales en las rocas carbonáticas como lo son: componentes ortoquímicos, componentes aloquímicos y extraclastos.

La textura original del depósito es reconocible				La textura no se reconoce	
Los componentes originales no están soldados			Componentes soldados		
Contiene lodo		Sin lodo		<div style="display: flex; justify-content: space-around;"> <div style="text-align: center;">C A R B O N A T O S</div> <div style="text-align: center;">C R I S T A L I N O S</div> </div>	
Sostenida por lodo		Sostenida por granos			
% Granos vs Matriz		<div style="display: flex; justify-content: space-around;"> <div style="text-align: center;">P A C K S T O N E</div> <div style="text-align: center;">G R A I N S T O N E</div> </div>			
<10% Granos	>10% Granos				
M U D S T O N E	W A C K E S T O N E				
B O U N D S T O N E					

Figura. 10.- Gráfico mostrando la clasificación textural de Dunham (1962), base del estudio realizado.

4.2 PETROGRAFÍA

Como se mencionó en la sección anterior se realizó un análisis petrográfico a 573 secciones finas pertenecientes a la Formación Querecual, en base a la clasificación textural de Dunham, 1962 y a la denominación de componentes de Folk, 1959.

Tomando en cuenta a Folk, 1959; fueron identificados los siguientes componentes:

Componentes Ortoquímicos: En la sección de estudio se observaron 2 componentes ortoquímicos, como son: Lodo carbonático y cemento carbonático. Lodo carbonático (micrita) es el que se presenta en mayor porcentaje, funge principalmente como matriz de manera homogénea y constante, presentando diferentes tonalidades tales como: anaranjado, marrones claros, medios, oscuros y negros. La matriz es un elemento de importancia en las muestras estudiadas ya que es la base para la clasificación textural.

Cemento carbonático se presenta en 3 tipos: fibroso, equidimensional y radioaxial.

Componentes Aloquímicos: Los aloquímicos presentes en la sección son en su mayoría bioclastos. Representados en mayor porcentaje por foraminíferos y en menor proporción por radiolarios y fragmentos de bivalvos y moluscos.

En la figura. 11 se observa que la sección estudiada presenta un dominio de componentes ortoquímicos sobre componentes aloquímicos. Este comportamiento aportó una evidencia de que durante la sedimentación existieron ciertas condiciones limitantes para un buen desarrollo faunal como son: el aporte de nutrientes y bajos niveles de oxígeno en la cuenca. Adicionalmente estas condiciones favorecen a la preservación de materia orgánica.

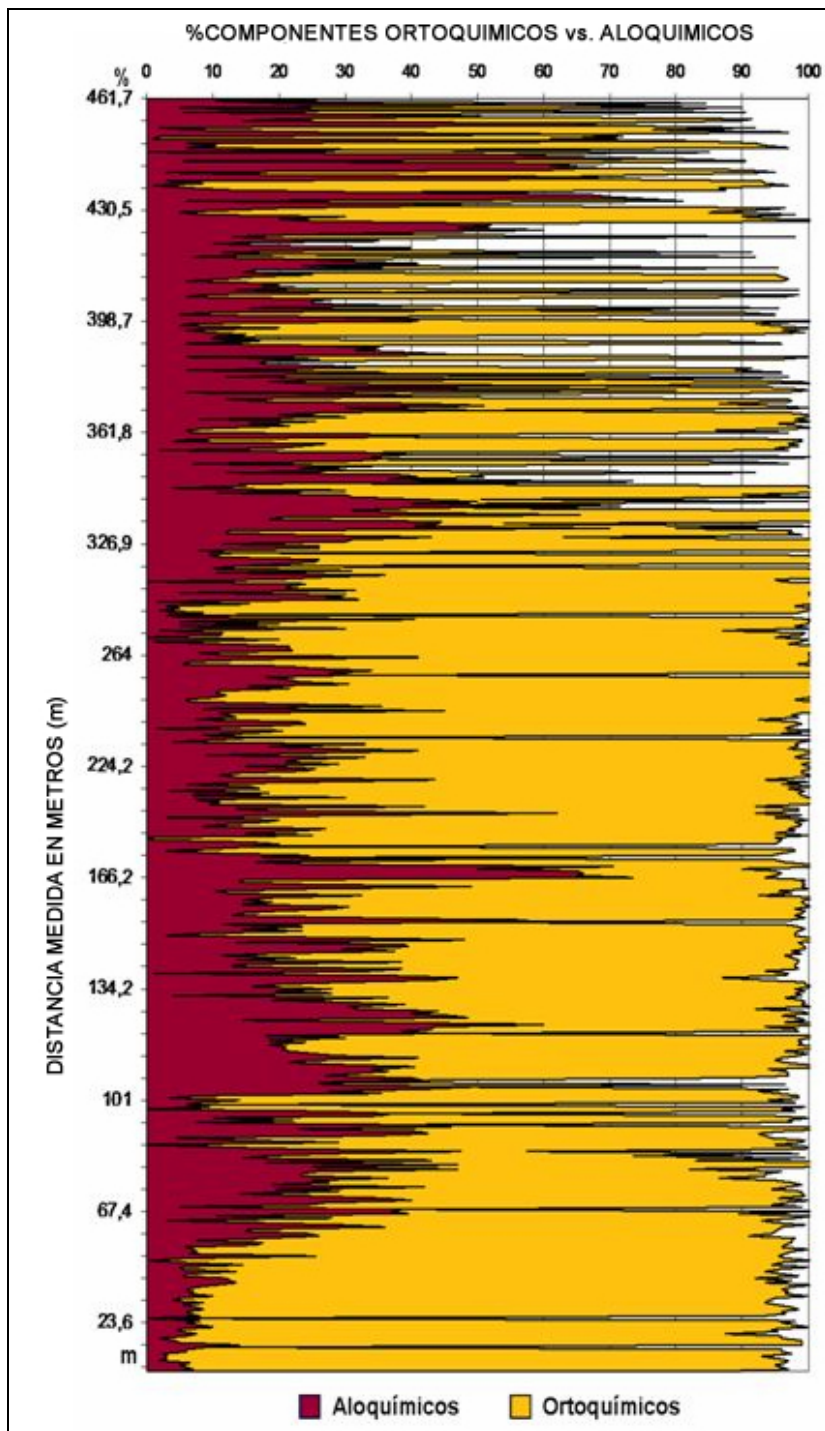


Figura. 11.- Gráfico porcentual, donde se muestra el dominio de componentes ortoquímicos sobre los aloquímicos, en la cuenca.

Con base a la clasificación textural de Dunham, 1962, la Formación Querecual en la sección estudiada presenta tres litotipos, los cuales son:

- Mudstone soportado por matriz en este caso lodo carbonático (micrita) en la mayoría de las muestras, y con un porcentaje de granos menor al 10%.
- Wackestone soportado por matriz igualmente de lodo carbonático, y con un porcentaje de grano mayor al 10%.
- Packstone soportado por granos.

Los litotipos antes mencionados se observan de base a tope en las siguientes proporciones:

La base de la Formación Querecual esta conformada por 297 muestras, en las cuales son observados los litotipos “mudstone”, “wackestone” y “packstone” de manera intercalada en toda la sección.

Si observamos el gráfico porcentual de la figura 12 se tiene que el litotipo “wackestone” predomina a lo largo de la sección. Sin embargo es importante resaltar que aunque el litotipo mudstone no predomina en toda el conjunto posee un alto porcentaje en la base de la secuencia, por lo que la intercalación mudstone-wackestone predomina en los primeros metros estudiados. Esta asociación evidencia porcentajes bajos tanto de oxígeno como de nutrientes limitando el desarrollo de la fauna en esta fase de la columna. Los porcentajes de los litotipos en la base de la Formación Querecual son los siguientes:

- Mudstone: 28%
- Packstone: 5%
- Wackestone: 67%

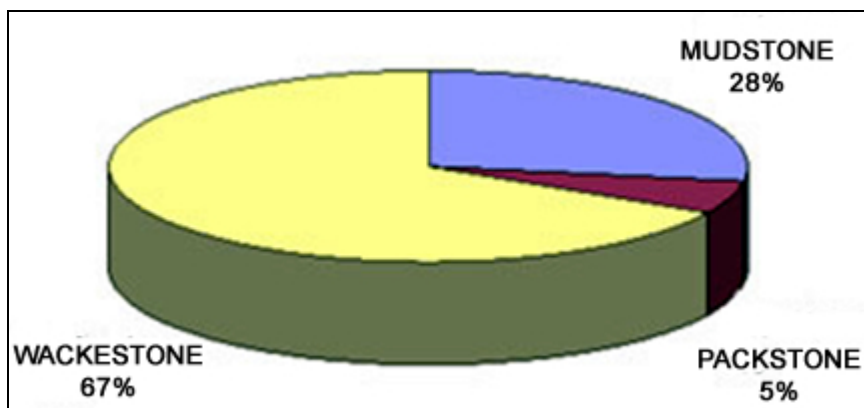


Figura. 12.- Gráfico porcentual, de los litotipos presentes en la base de la Formación Querecual. (Los primeros 250 metros de sección estratigráfica, representados, por 297 muestras en sección fina).

La sección del tope de la Formación esta conformada por 276 muestras, en ella se observa una intercalación de los tres litotipos presentes “packstone-wackestone-mudstone”. Sin embargo se presenta una variación de porcentajes con respecto a la sección basal, aunque el “wackestone” sigue siendo el litotipo dominante se presenta en menor proporción y a su vez aumenta la presencia de “packstone” el “mudstone” se presenta en porcentajes similares en ambas secciones. Este comportamiento de variabilidad en los litotipos se traduce en una variación de aporte de nutrientes y de cantidad de oxígeno presentes en la cuenca. Debido a que los porcentajes de aloquímicos y ortoquímicos presentan fluctuaciones (aumentan y disminuyen en %) reflejándose esto en los litotipos presentes. Ya que a mayor presencia de fauna aloquímicos (“wackestone”, “packstone”), es necesario un incremento de porcentaje en los valores oxígeno y cantidad de nutrientes para que la fauna pueda subsistir y desarrollarse.

La distribución porcentual de los litotipos en el tope de la Formación Querecual es: (Figura. 13)

- Mudstone: 20 %
- Packstone: 36 %
- Wackestone: 44 %

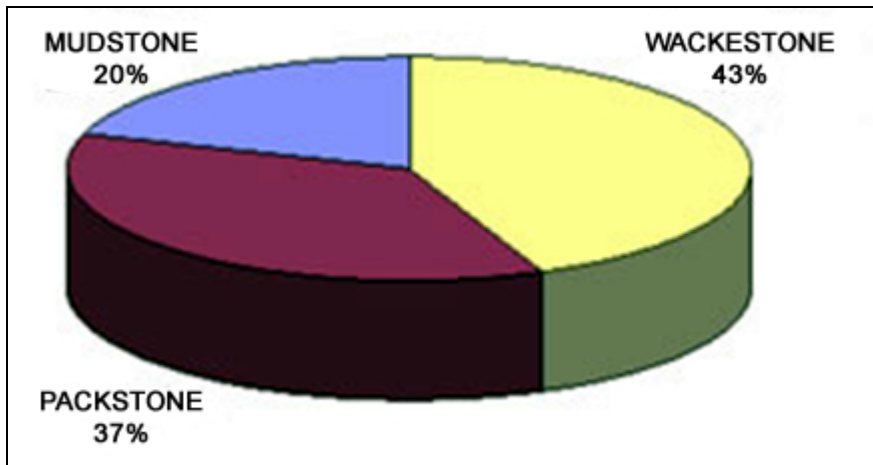


Figura. 13.- Gráfico porcentual, de los litotipos presentes en el tope de la Formación Querecual. (Los últimos 261,5 metros de sección estratigráfica, representados, por 276 muestras en sección fina).

Para finalizar se obtuvo que la Formación Querecual presenta un dominio del litotipo “wackestone”, tal como se observa en la figura. 14, así como las asociaciones “mudstone-wackestone” en la base y “wackestone-packstone” en el tope.

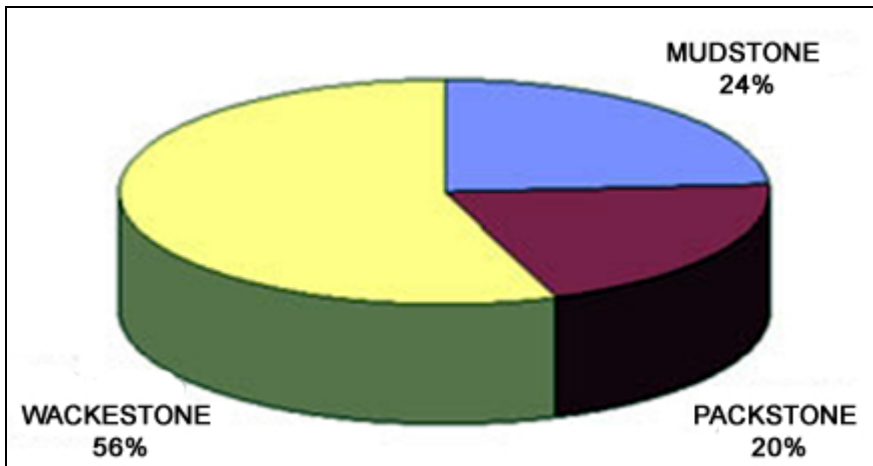


Figura. 14.- Gráfico porcentual general, de los litotipos presentes en la columna estratigráfica de la Formación Querecual. (Sección completa)

4.3 MICROFACIES

El término microfacies es utilizado para denominar al conjunto de características litológicas y paleontológicas observables al microscopio en lámina delgada y correlativamente, a las condiciones genéticas que controlaron su depósito, Vera Torres, (1994).

A partir del estudio petrográfico realizado, se identificaron los componentes ortoquímicos (matriz, cemento), aloquímicos (contenido de foraminíferos plácticos, bénticos, radiolarios, y otros fósiles), presentes en el área.

Con base a los componentes aloquímicos y los litotipos mencionados en el segmento anterior, se realizó la definición de microfacies presentes con el objeto de visualizar la variación de facies existentes en la columna estudiada.

- **Mudstone de foraminíferos plácticos y radiolarios (MF1)**

La matriz es en su mayoría micrita, de un color marrón claro a medio, en ciertas muestras presenta varias tonalidades debido a la presencia de material insoluble precipitado (fosfato). Algunas presentan bandeamiento de fósiles, laminaciones, y fracturas finas rellenas de fosfato, yeso y calcita.

El mayor porcentaje del contenido fósil de esta microfacies se encuentra representado por foraminíferos plácticos de morfología globosa, de los siguientes géneros: *Hedgerbella*, *Heterohelix*, *Globigerinelloides*, escasas *Ticinellas* y *Rotaliporas* (*carinados*). Los radiolarios están presentes en menor porcentaje.

La microfacies MF1 esta representada en los primeros 150 metros de la columna, y una aparición esporádica a 375 metros aproximadamente. (Figura.15)

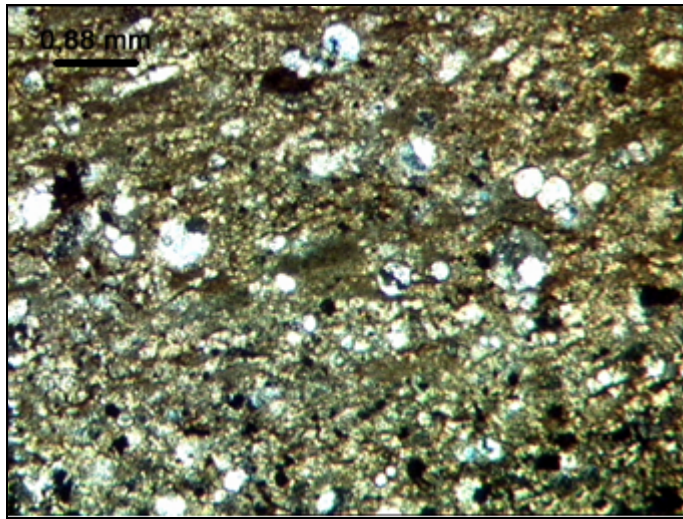


Figura. 15.- Microfacies Mudstone de Foraminíferos Pláncnicos y Radiolarios (MF1). En donde se observa la proporción entre el lodo carbonático (matriz) y las partículas fósiles (pláncnicos y radiolarios). Tomado de Margotta y Ramírez, (2004)

- **Mudstone de foraminíferos pláncnicos (MF2)**

Microfacies caracterizada por tener una matriz es predominantemente micrítica, con diversas tonalidades de marrones, a veces naranjas debido a la precipitación de fosfato y escasamente recristalizada, negra o de calcita.

Su contenido fósil esta representado por foraminíferos pláncnicos globosos como son los géneros: *Hedgerbella*, *Heterohelix*, *Globigerinelloides*, *Ticinellas*, también se observan escasos organismos especialistas y fragmentos de *Inoceramus* sp., con trazas y con inversión heteroaxial.

En su mayoría son rocas masivas, ya que no presentan estructura interna solo un bajo porcentaje, presenta laminaciones. Se observan vetas rellenas de carbonato de calcio.

Esta microfacies se encuentra de manera alterna en toda la secuencia siendo más abundante en la parte central de la misma. (Figura.16)

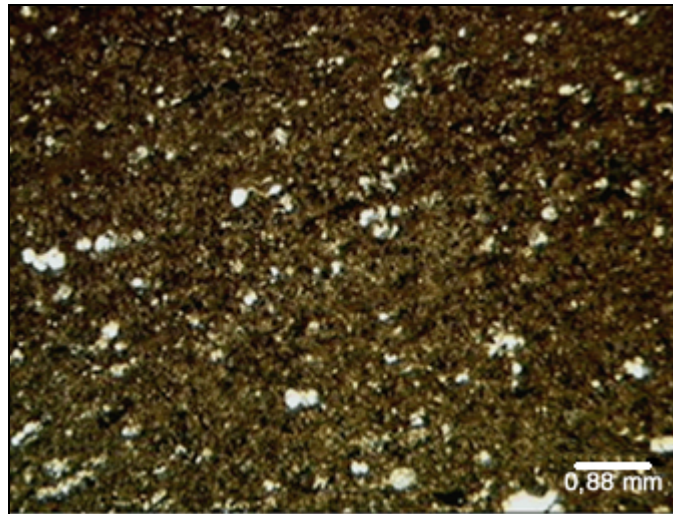


Figura. 16.- Microfacies Mudstone de foraminíferos pláncnicos. (MF2). En donde se observa la proporción entre el lodo carbonático (matriz) y las partículas fósiles (pláncnicos). Tomado de Margotta y Ramírez, (2004)

- **Mudstone de foraminíferos pláncnicos y bénticos (MF3)**

Microfacies con matriz es de carácter micrítico en diversas tonalidades de marrones, y naranja cuando presenta precipitado de fosfato.

Su contenido fósil son principalmente foraminíferos pláncnicos de carácter globoso sin embargo presentan un porcentaje de foraminíferos bénticos en gran parte biseriados.

La roca es masiva, con escasas laminaciones.

Esta microfacies se encuentra ubicada aproximadamente entre los 350 metros y 405 metros de la columna.

- **Wackestone de foraminíferos pláncnicos y radiolarios (MF4)**

Microfacies compuesta por una asociación de foraminíferos pláncnicos predominantemente de formas globosas como lo son los géneros: *Hedgerbella*, *Heterohelix*, *Globigerinelloides* y escasas *Ticinellas* y *Whitinellas*. Adicionalmente presenta un porcentaje de radiolarios que llega hasta el 9%. Otros fósiles presentes en esta microfacies son los fragmentos de bivalvos y moluscos.

La matriz es principalmente micrítica, con tonalidades diversas de marrones, en ocasiones naranjas a consecuencia de fosfato precipitado, y en menor porcentaje recristalizada.

Las muestras presentan laminaciones muy marcadas con fósiles alineados y bandas de micrita de colores más claros a la matriz paralelas a estas laminaciones. Fracturas y vetas rellenas de CaCO_3 .

MF4 presenta su mayor porcentaje los primeros 176 metros en la base de la secuencia, alternando con MF1 y MF2, luego aparece de manera alternativa en el resto de la secuencia. (Figura.17).

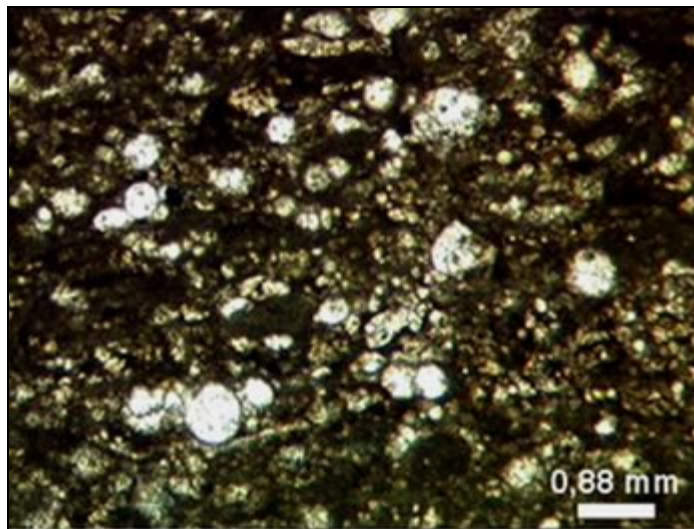


Figura. 17.- Microfacies Wackestone de foraminíferos plácticos y radiolarios (MF4). Observándose un mayor porcentaje en las partículas fósiles en matriz con respecto a las 3 MF, anteriores. Tomado de Margotta y Ramírez, (2004)

- **Wackestone de foraminíferos plácticos (MF5)**

Presenta una asociación de foraminíferos plácticos predominantemente de formas globosas como lo son los géneros: *Hedgerbella*, *Heterohelix*, *Globigerinelloides* y escasas *Ticinellas* y *Whitinellas*. Adicionalmente se observan foraminíferos plácticos con quillas,

como lo son los géneros: *Rotaliporas*, *Dicarinellas*, *Marginotruncanas* y fragmentos de bivalvos y moluscos.

La composición de la matriz es principalmente micrítica, con tonalidades diversas de marrones, en ocasiones naranjas a consecuencia de fosfato precipitado, y en menor porcentaje recristalizada y de color negro debido a la presencia de materia orgánica.

Es una muestra laminada se observan laminaciones paralelas de micrita y fósiles alineados, así como fracturas y vetas rellenas de CaCO_3 .

MF5 se presenta de manera alternativa en toda la sección de estudio, pero se hace más evidente a partir de los 180 metros. (Figura.18).

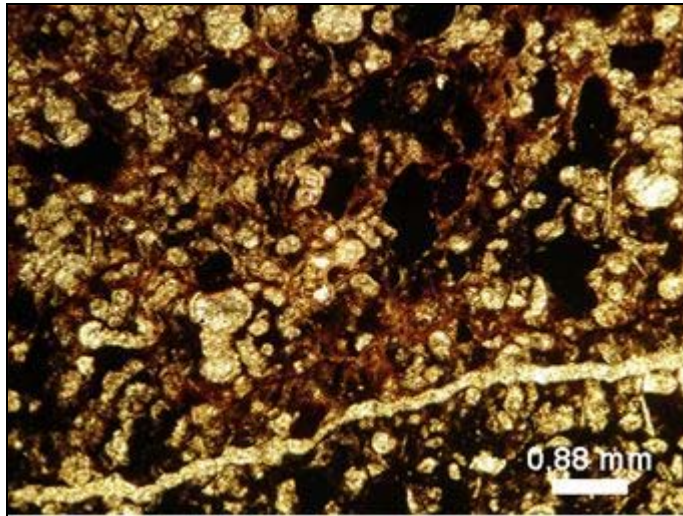


Figura. 18.- Microfacies Wackestone de foraminíferos pláncnicos. (MF5).

- **Wackestone de foraminíferos pláncnicos y bénticos (MF6)**

MF6 tiene una asociación de foraminíferos pláncnicos predominantemente de formas globosas como lo son los géneros: *Hedgerbella*, *Heterohelix*, *Globigerinelloides* y escasas *Ticinellas* y *Whitinellas*. Escasos pláncnicos con quillas solo en el tope de la sección. Presenta una asociación de foraminíferos bénticos conformada por los siguientes géneros: *Lenticulina* sp, *Gavinella* sp, bénticos uniseriados y

biseriados sin diferenciar. Adicionalmente se observa la presencia de otros fragmentos fósiles como fragmentos de bivalvos y moluscos.

La matriz es principalmente micrítica, con tonalidades diversas de marrones, en ocasiones naranjas a consecuencia de fosfato precipitado, y en menor porcentaje recristalizada y de color negro debido a la presencia de materia orgánica.

Es una muestra laminada ya que se observan laminaciones paralelas de micrita y fósiles alineados así como fracturas y vetas rellenas de CaCO_3 .

MF6 es observable de manera alternativa con las otras microfacies haciéndose más evidentes a partir de los 100 metros hacia el tope.

- **Packstone de foraminíferos pláncnicos y radiolarios (MF7)**

Presenta una asociación de fauna formada principalmente por pláncnicos globosos de los mismos géneros que las microfacies descritas anteriormente y radiolarios hasta en un 7%. Esta microfacies está soportada por granos en ocasiones recristalizadas. Presenta estructura interna laminaciones paralelas de foraminíferos pláncnicos y bandas de micrita, algunos bolsones de micrita, y fracturas de CaCO_3 .

Esta microfacies esta ubicada de manera alternativa en toda la sección.

- **Packstone de foraminíferos pláncnicos (MF8)**

Esta soportado por granos en ocasiones recristalizada y de color negro debido a la presencia de materia orgánica.

Su contenido faunal esta caracterizado por una asociación de foraminíferos pláncnicos predominantemente de formas globosas como lo son los géneros: *Hedgerbella*, *Heterohelix*, *Globigerinelloides* y escasas *Ticinellas* y *Whitinellas*. Además de las formas globosas en el tope de la secuencia posee foraminíferos pláncnicos con quillas, como lo son los géneros: *Rotaliporas*, *Dicarinellas* y *Marginotruncanas*. Adicionalmente se observa la

presencia de otros fragmentos fósiles como fragmentos de bivalvos y moluscos.

Es una muestra laminada ya que se observan laminaciones paralelas de micrita y fósiles alineados así como fracturas y vetas rellenas de CaCO_3 . Presencia de microespato y pseudoespato. Así como un gran porcentaje de partículas carbonáticas.

MF8 esta ubicada principalmente en el tope de la sección donde son mas abundantes las microfacies tipo packstone, y con carácter alternativo. (Figura.19).

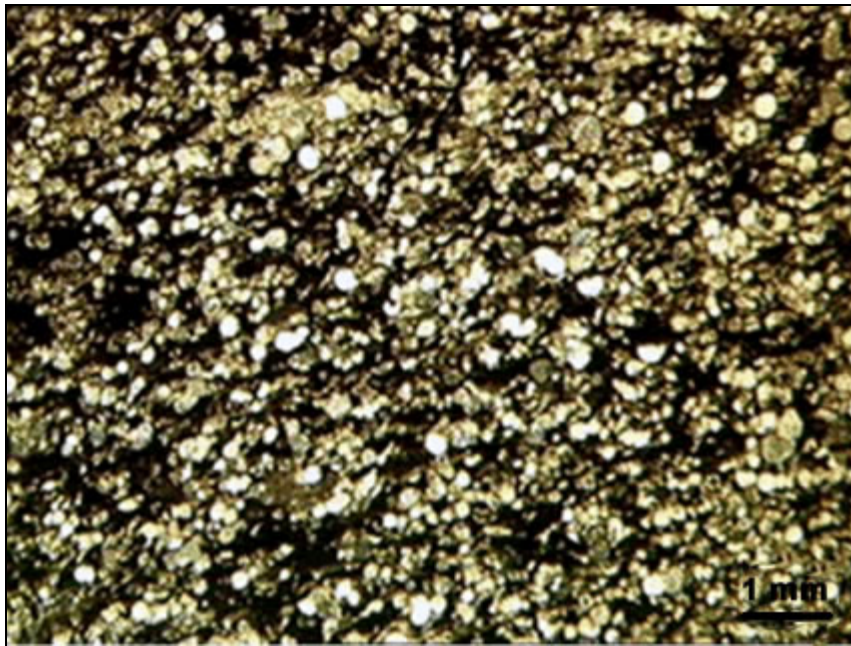


Figura. 19.- Microfacies Packstone de foraminíferos plácticos. (MF8). Obsérvese el alto porcentaje de partículas fósiles con respecto a la matriz.

- **Packstone de foraminíferos plácticos y bénticos (MF9)**

Esta microfacies no es muy abundante dentro de la sección estudiada y se presenta alternada con las demás microfacies descritas, a partir de los 100 metros hacia el tope de la sección. La asociación faunal esta conformada por plácticos globosos de los mismos géneros que las

microfacies descritas anteriormente y béticos uniseriados, biseriados, *Lenticulina* sp y *Gavinella* sp. Esta por granos en ocasiones recristalizadas.

Presenta estructura interna laminada representada por láminas paralelas de foraminíferos pláncnicos, bandas de micrita, con escasos bolsones de micrita, y fracturas de CaCO₃.

La distribución de las microfacies antes descritas dentro de la sección es de manera alternada, aunque en la base se observa mayor porcentaje de las MF1, 2 y 3, en el tope existe mayoría de las MF7, 8 y 9. Este comportamiento refleja que al momento de la depositación de esta sección de la Formación Querecual, la cuenca presentaba fluctuaciones en cuanto al aporte de nutrientes y niveles de oxígeno, ya que las MF1, 2 y 3 necesitan niveles mínimos de ambos para su formación ya que presentan un bajo porcentaje de fauna y uno alto de ortoquímicos en su mayoría matriz de lodo carbonático, sin embargo las otras MF requieren mayor porcentaje y/ o presencia de estos factores para el origen y desarrollo de las comunidades faunales presentes en ellas.

4.4. DIAGÉNESIS Y PROCESOS DIAGENETICOS

Según Arche, 1992, la diagénesis son todas las transformaciones que sufren los sedimentos como consecuencia de la acción conjunta de procesos físicos, químicos y biológicos, desde el momento de su depositación hasta el comienzo del metamorfismo o hasta que vuelvan ser expuestos a los efectos de la meteorización.

Los procesos diagenéticos en los carbonatos son de gran importancia ya que por la movilización de las partículas carbonáticas que lo integran se pueden producir en la roca cambios mineralógicos, geoquímicos, texturales y de litificación (compactación, cementación y recristalización).

Las evidencias de procesos diagenéticos de la Formación Querecual, en la sección de Chimana Grande fueron observadas mediante el estudio petrográfico, realizado en secciones por un microscopio de luz polarizada.

4.4.1- Características mineralógicas y texturales

4.4.1.a- MATRIZ: La matriz es un componente principal en las rocas estudiadas, ya que representan un gran porcentaje de las mismas hasta más de un 90% en los litotipos mudstone, su composición es principalmente de lodo carbonático (micrita) presentándose en diversas tonalidades de marrones que van desde muy claro hasta oscuro. Sin embargo también puede presentar otras composiciones, tales como: la fosfática de color naranja, o la de materia orgánica, de coloración oscura y/o negra. Este tipo de matriz se observó principalmente en los litotipos wackestone, evidenciando una alta acumulación de materia orgánica, y por ende posibles condiciones anóxicas en la secuencia. (Figura.20).

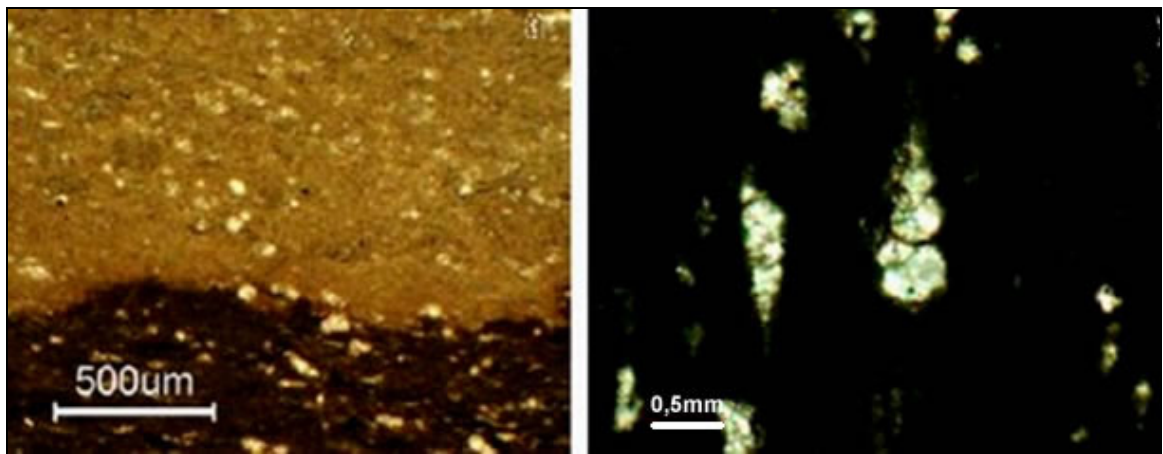


Figura. 20. En esta figura se observan las diversas tonalidades que presenta la matriz en las muestras de la sección estudiada. Es importante resaltar que cuando la matriz es de color negro, se observa muy poca abundancia de fauna, lo que es una evidencia del carácter anóxico.

4.4.1.b- FÓSILES: El gran porcentaje de los fósiles presentes en la sección son foraminíferos de formas globosas, en menor porcentaje se encuentran los foraminíferos pláncnicos con quillas, los bénticos biseriados y los radiolarios, en ocasiones las cámaras de estos fósiles se encuentran reemplazadas por calcita. Adicionalmente se observan fragmentos de bivalvos, moluscos e *Inoceramus* sp en donde se observan efectos de neomorfismo. Todos los fósiles se encuentran embebidos en la matriz y alineados en laminaciones.

4.4.1. c- MINERALES AUTIGÉNICOS: Son aquellos minerales que se forman dentro de la misma cuenca. Petrográficamente fueron identificados 3 minerales autigénicos en la sección de estudio: Calcita, sílice y fosfato. (Figura.21)

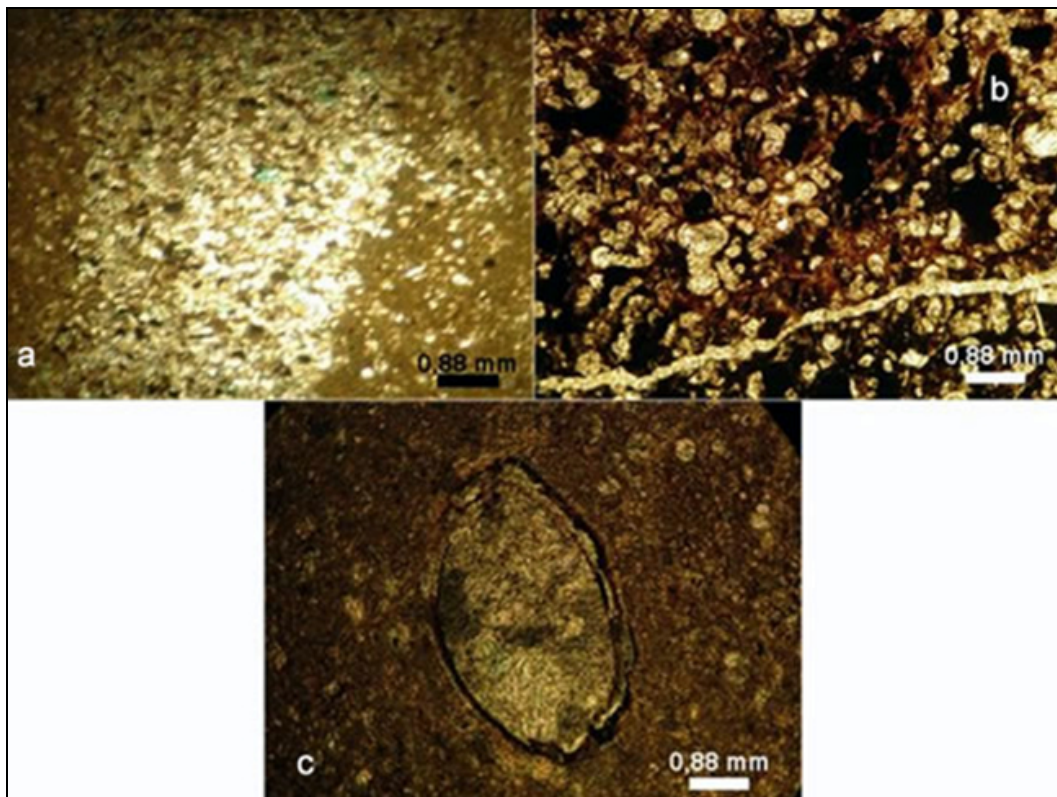


Figura 21.- Presencia de minerales autigénicos cuarzo en matriz (a), pellets de fosfato (b) y calcita relleno un ostracodo (c).

CALCITA: Se encuentra presente en toda la sección y de diversas formas como lo son, precipitados en matriz, relleno de las cámaras fósiles, fracturas, reemplazando material silíceo en los radiolarios y como partículas carbonáticas.

SILICE: Se presenta en menor porcentaje que la calcita y casi siempre es observado embebido en la matriz y relleno de poros.

FOSFATO: Es muy común en toda la sección en forma de pellets y en ocasiones bordeando fósiles.

4.4.2- Procesos Diagenéticos

Existen diversos procesos que intervienen en la diagénesis y nos permiten reconocer el grado de la misma que sufrió la roca entre ellos están:

4.4.2. a- Procesos Orgánicos: Se desarrollan cuando los sedimentos pierden movilidad, comienzan a acumularse y la actividad biológica está favorecida por las condiciones de oxigenación del medio.

Los principales procesos orgánicos son: Agregación, reducción de partículas esqueléticas y erosión orgánica (envolturas micríticas y bioturbaciones). (Zapata, 1983).

En la sección analizada de la Formación Querecual el único proceso orgánico identificado es la erosión orgánica representada por envoltorios micríticos en partículas fósiles. La cual se presenta de manera homogénea en toda la columna.

4.4.2. b- Procesos Físicos-Químicos

4.4.2. b.1- Cementación: En el área de estudio se observaron 2 tipos de cementos:

- **Cemento Fibroso:** Se presenta relleno de poros y fracturas, se observa de manera aleatoria en la base y abundante en el tope. La mineralogía de este cemento es de calcita. Ver figura 22. Debido a su característica fibrosa y su mineralogía este cemento nos da indicios de una velocidad de cristalización lenta característica de la diagénesis temprana.

- **Cemento de calcita equidimensional (Blocky).** Fue observado en la sección rellenando fracturas y cámaras de los foraminíferos planctónicos. Su mineralogía es completamente de calcita lo que nos da un indicio de una velocidad lenta de precipitación dentro de la cuenca. Ver figura 23. Se presenta esporádicamente en la parte media y final de la sección.

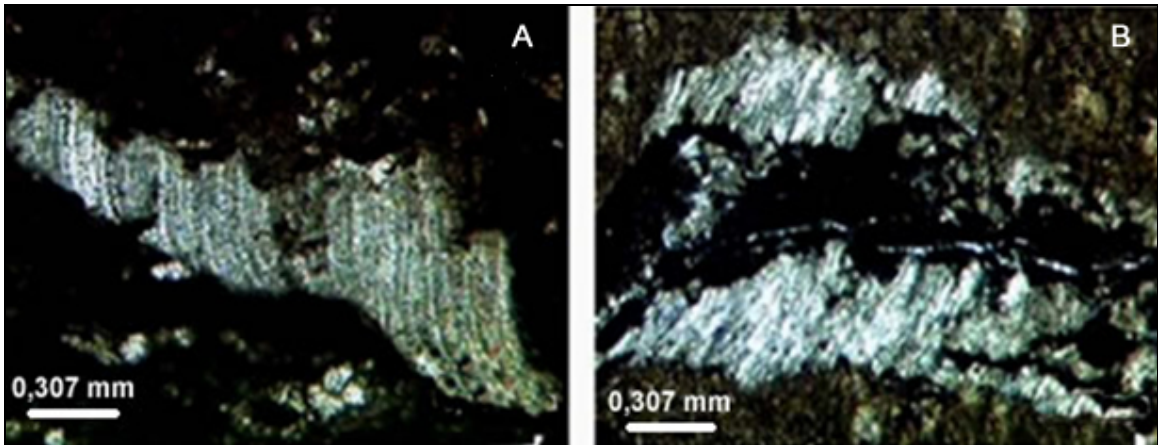


Figura. 22.- (A, B) Agregados prismáticos, alargados característico de los cementos fibrosos, rellenando fracturas. Tomado y modificado de Margotta y Ramírez, (2004)



Figura 23.- Cemento equigranular dentro de fracturas, evidencia de diagénesis temprana.

4.4.2.c- Disolución : La disolución es la principal generadora de la porosidad secundaria. Este proceso se caracteriza por la destrucción de ciertos elementos deposicionales que se encuentran dentro de las rocas carbonáticas por medio de procesos diagenéticos.

La disolución en el área estudiada se evidenció principalmente en la matriz (Figura. 23) y de manera secundaria en fragmentos fósiles (Figura. 24). El hecho de que se haya observado este proceso significa que las condiciones del dentro del medio de depositación eran aptas para que ocurriera la disolución de los materiales más inestables.

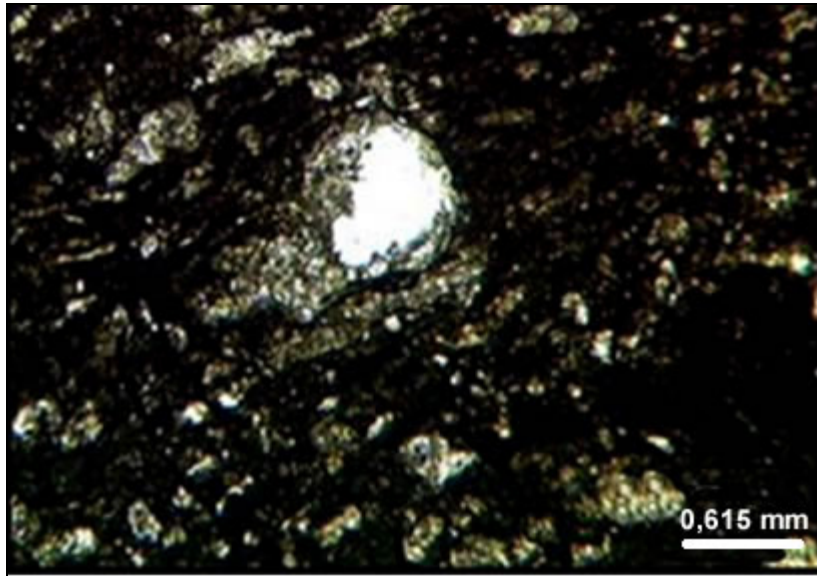


Figura 24.- Disolución en cámaras fósiles. Tomado y modificado de Margotta y Ramírez (2004)

4.4.2.d- Procesos Neomórficos: Según Bathurst, 1975 el proceso de 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, cambiando su textura original y la fábrica. Estos cambios neomórficos se llevan a cabo durante el incremento de la temperatura y el esfuerzo litostático a medida que ocurre el soterramiento.

Los procesos neomórficos se presentan en dos tipos: el crecimiento y/o agradación y la inversión o transformación polimórfica ya sea homoaxial o heteroaxial.

En la sección estudiada estos procesos se identifico la agradación a nivel de matriz cuando pasa de micrita a microespato u microesparita, y los neomorfismos homoaxial y heteroaxial observados en fragmentos de moluscos y bivalvos. (Figura. 25).

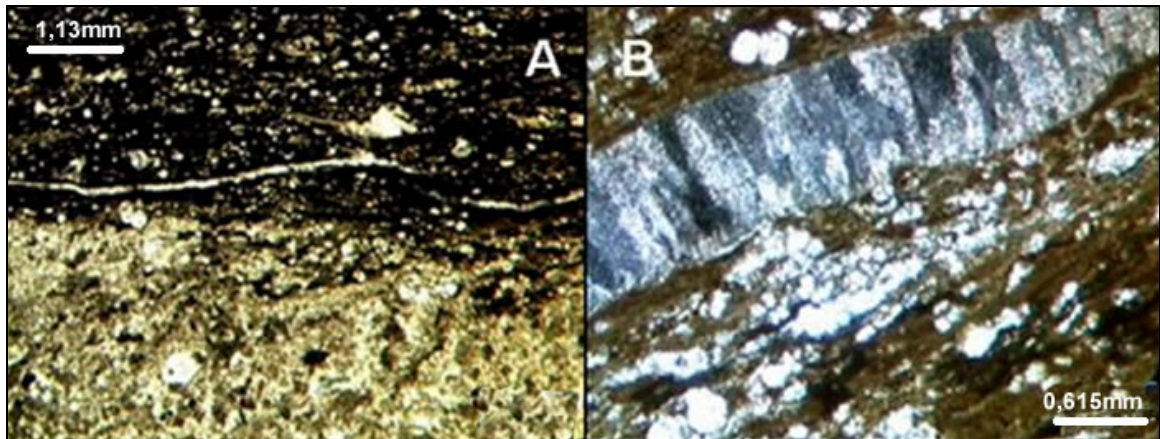


Figura 25.- Evidencia de los procesos neomórficos. (A) Agradación de matriz. (B) Neomorfismo de inversión en fragmentos fósiles.

4.4.2.e- Reemplazo: Con base en Arche, 1992, este proceso se caracteriza principalmente en la variación mineralógica del material preexistente, estrechamente ligado con cambios en la cristalinidad de los mismos. Según Zapata, 1983 los minerales reemplazante y reemplazados se encuentran en contacto y solo los separa una película delgada de liquido que actúa para el paso de iones.

En la zona estudiada este proceso es evidenciado en mayor parte a nivel de matriz y secundariamente en los fósiles en donde sus paredes se encuentran reemplazadas por calcita, fosfato y materia orgánica. En el caso de los radiolarios este proceso es evidente en los primeros 100 metros de la columna en donde este género se presenta con mayor abundancia.

Los reemplazos más comunes en el área son:

- **Fosfatización:** Es el reemplazo más común en el área de estudio, se observa principalmente a nivel de la matriz reemplazando material

carbonático, y de manera secundaria en los bordes de los foraminíferos plácticos y en los fragmentos de bivalvos y moluscos. Adicionalmente se observa como mineral autigénico, en forma de pellets fosfáticos. (Figura.26). Este proceso se encuentra asociados a sedimentos depositados en condiciones anóxicas.

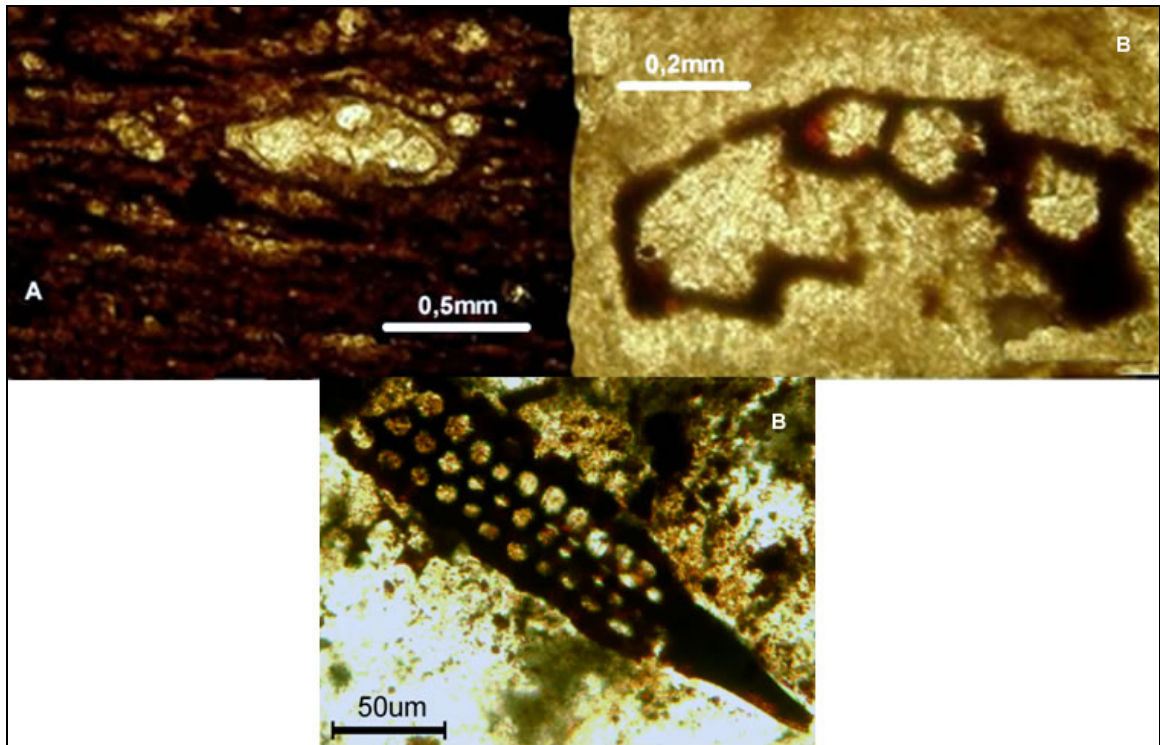


Figura 26.- (A) Fosfatización en matriz, (10x). (B) Fosfatización en fósil (40x). Ambos evidenciados por un color naranja oscuro.

- **Silicificación:** Este proceso es de carácter minoritario en la sección estudiada se presenta en la matriz en forma de cristales monocristalino y rellenando cavidades porales. Solórzano, 2005, reporta en la sección del tope una silicificación extensiva determinada mediante la microscopia electrónica.
- **Piritización:** Según Zapata, 1983 para que ocurra este proceso se requiere tener materia orgánica para que esta absorba el hierro y sílice coloidal, el cual precipitara por reducción de la materia orgánica, este proceso 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. Adicionalmente las condiciones requeridas para la formación de sulfuros deben ser reductoras en ambientes marinos.

Este proceso se presenta de manera puntual en la sección de estudio en forma de granos, y escasamente en fósiles y matriz.

4.4.2.f- Concreciones: Fueron reportadas en campo por Margotta, Ramírez y Solórzano, a partir de los 100 metros aproximadamente y en la parte medio y tope de la sección dentro de rocas arcillosas y/o lutitas, el tamaño de las mismas es diverso variando desde los 8 centímetros hasta 35 centímetros de diámetro. (Figura.7). Adicionalmente Solórzano, 2005, reporta concreciones con amonites de 5 centímetros. lo que da evidencia de la formación temprana de estas concreciones.

Es importante resaltar que Zapata, 2003, postuló que el crecimiento de las concreciones en la Formación La Luna (equivalente a la Formación Querecual en la cuenca occidental de Venezuela), es desde la parte más externa hacia el núcleo.

La presencia de concreciones, de acuerdo con lo propuesto por Zapata, 2003, es evidencia de una diagénesis temprana en la secuencia estudiada.

4.4.2.g- Nódulos: La presencia de nódulos en el área de estudio fue descrita en campo por Solórzano, 2005 a partir de los 388 metros, fueron observados dentro de las rocas más arcillosas y de manera aleatoria. Ver figura 8.

4.4.2.h- Compactación Física: Es el proceso mediante el cual los sedimentos pierden progresivamente espesor debido a una reducción de porosidad provocada por el aumento de las cargas suprayacentes.

En el área de estudio este proceso se evidencia en los litotipos analizados, por una laminación bien marcada, caracterizada por una acumulación de foraminíferos pláncnicos y cámaras globosas sin diferenciar, intercaladas con bandas paralelas de lodo carbonático y/o micrita.

Adicionalmente se observan fragmentos de fósiles de mayor tamaño alineados paralelamente a estas laminaciones. Este tipo de evidencia diagenética se observa de manera alternada en toda la secuencia. Figura.27

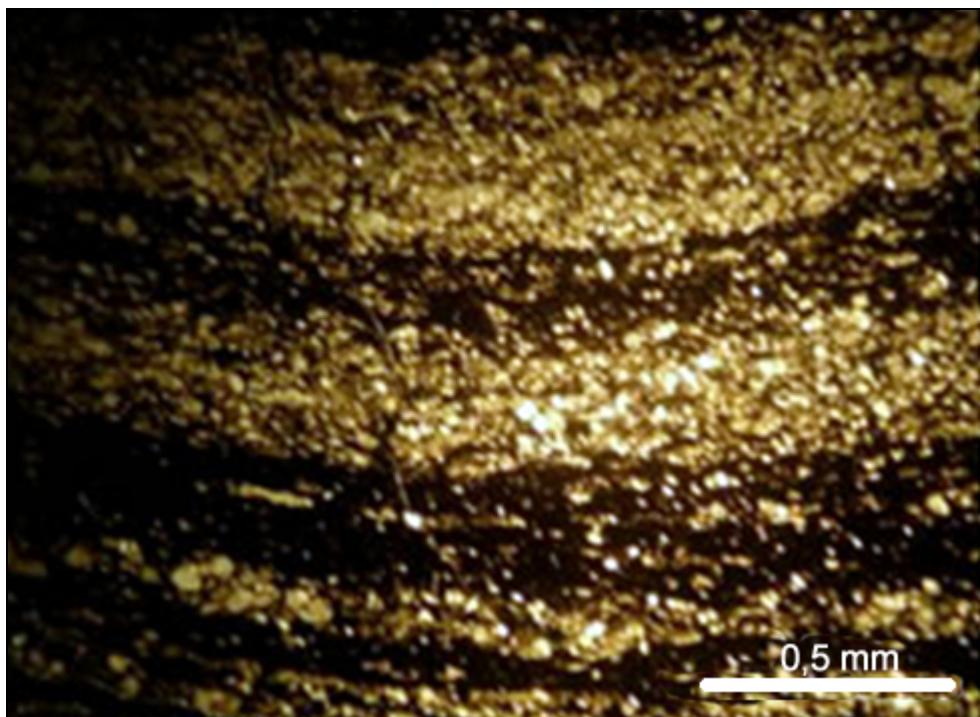


Figura. 27.- Laminación (a nivel petrográfico) de acumulación de foraminíferos y cámaras globosas intercaladas con matriz color oscura, en un litotipo wackestone.

4.4.2.i- Fracturas: Se presentan en el área de estudio de manera homogénea y con diversos patrones de orientación como : paralelas, perpendiculares y oblicuas a la estratificación de la muestras. En ocasiones estas fracturas se presentan rellenas de calcita, sílice y como porosidad. (Figura. 28)

4.4.2.j- Porosidad: La porosidad en la sección se presenta en las siguientes diversidades como lo son: por fractura la más común, interpartícula, intrapartícula, y por disolución de matriz. (Figura 29). Adicionalmente presenta un carácter homogéneo en toda la columna.

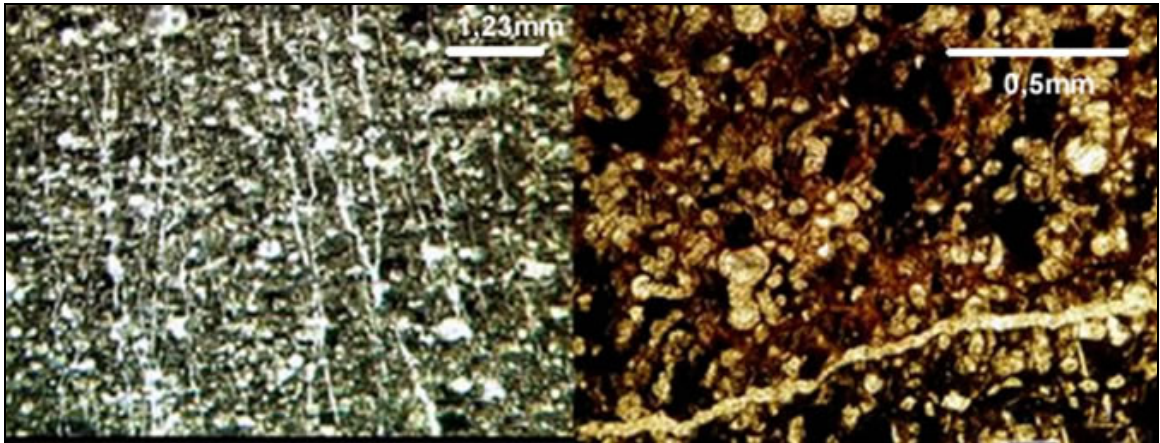


Figura. 28.- Diferentes patrones de fracturas observadas en los litotipos de la Formación Querecual. Resaltando que no son de alto grado y post-depositacionales ya que afectan tanto a matriz como fósiles.

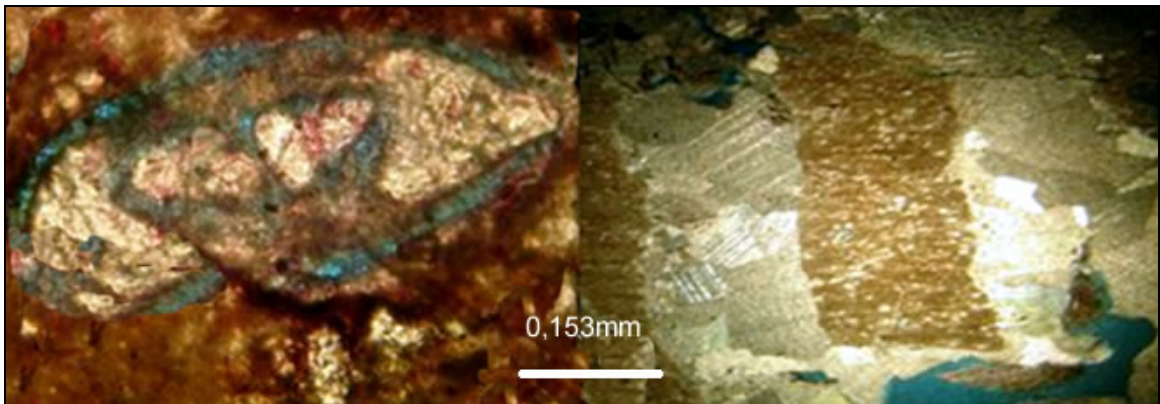


Figura. 29.- Diversos patrones de porosidad observados en los litotipos de la Formación Querecual

4.4.3. Etapa Diagenética y Paragénesis

- **Etapa Diagenética:** La diagénesis en las rocas carbonáticas presenta 3 etapas: primaria, intermedia y tardía. Cada una de ellas está caracterizada por un conjunto de procesos diagenéticos característicos.

En la diagénesis temprana, ocurren cambios relativamente breves e intensos procesos físicos, químicos y orgánicos, que operan durante la depositación y desde la interfase agua-sedimento hasta los primeros pies de enterramiento. Estos cambios no ocultan el ambiente sedimentario de depositación y las marcas y estructuras generadas en ellos son útiles para la interpretación de las condiciones de acumulación.

La sección de la Formación Querecual aflorante en la Isla Chimana Grande representa una etapa de diagénesis temprana evidenciada por la presencia de los procesos orgánicos (envoltorios micríticos) y los procesos físicos – químicos tales como cementación, fosfatización, compactación física, concreciones, etc. Es importante resaltar que en la sección de estudio existe un predominio de físicos-químicos sobre los orgánicos.

- **Paragénesis:** es la sucesión de los procesos diagenéticos según su tiempo de ocurrencia y cada uno de ellos manifiesta en distintas intensidades según las condiciones del medio estén favorables o no para su desarrollo. (Vera Torres, 1994).

La paragénesis en el área estudiada de la Formación Querecual son los siguientes:

Primeramente se originan los eventos orgánicos representados por los envoltorios micríticos en fósiles que se evidencian en la base de la secuencia, paralelamente comienza la intervención de los físicos-químicos como lo son cementación, reemplazamiento, neomorfismo tanto homoaxial como heteroaxial y compactación física en búsqueda de litificación de roca.

Esta secuencia diagenética refleja que el marco de sedimentación del área pudo sostenerse en un régimen transgresivo favorable a procesos de

cementación temprana, de pH bajo y alta concentración de fósforo y sílice para que ocurriera la fosfatización y la silicificación.

4.5. AMBIENTES PALEOGEOQUÍMICOS

En el año 1981 Berner, propuso una clasificación de ambientes diagenéticos basándose en parámetros geoquímicos (Figura.30) tales como: concentración de oxígeno disuelto y concentración total de sulfuros. La presencia de cualquiera de estos elementos así sea en trazas tiene un gran efecto sobre la población de vida orgánica en el sedimento y consecuentemente sobre reacciones de mineralización bacteriana.

Las bacterias anaeróbicas no toleran la presencia de oxígeno disuelto, mueren y los minerales sulfurosos serán oxidados. Por el contrario las bacterias aeróbicas no pueden tolerar el H_2S , en su presencia los óxidos minerales serán convertidos en sulfuros.

Oxígenos y sulfuros disueltos resultan, candidatos para ser usados como parámetros en una clasificación geoquímica de sedimentos, en diagénesis temprana.

Adicionalmente Maynard (1982) propuso que los sedimentos ricos en materia orgánica se depositan en aguas con características anóxicas y presentan una buena laminación, sin embargo los bajos en materia orgánica se depositan en aguas con niveles de oxígeno intermedio.

Con base al análisis petrográfico realizado para la Formación Querecual en este estudio y tomando en cuenta las propuestas de ambientes paleo geoquímicos antes mencionadas es posible diagnosticar un ambiente anóxico no sulfuroso, por las siguientes razones:

- Sulfatos y fosfatos se presentan en mayor porcentaje que los sulfurosos lo cuales aparecen de manera puntual con la presencia de pirita.

- Las muestras estudiadas presentan una estructura pseudo laminada definida por segregación de componentes aloquímicos en matriz de lodo carbonático, materia orgánica y fosfatos.

CLASIFICACIÓN DE AMBIENTES GEOQUÍMICOS					
AMBIENTE			CONCEN. MOLAR [O ₂] [H ₂ S]		Minerales Autigénicos Diagnósticos y Sedimentos Característicos
Oxidante			≥ 10 ⁻⁶	< 10 ⁻⁶	
A n ó x i c o	Sulfuroso	Estancado	< 10 ⁻⁶	≥ 10 ⁻⁶	Pirita, marcasita, rodocrosita, alabandita, materia orgánica, δ ³⁴ S ligeros, no bioturbados
		Aguas con fondo oxigenado			δ ³⁴ S se tornan pesados y bioturbados
	No Sulfuroso	Post-oxidante (Suboxidante)	< 10 ⁻⁶	< 10 ⁻⁶	Glauconita y otros minerales de Fe ²⁺ -Fe ³⁺ , no sulfurosos (siderita, vivianita, rodocrosita), menor cantidad de materia orgánica
		Metánico	< 10 ⁻⁶	< 10 ⁻⁶	Siderita, vivianita, rodocrosita, mayor cantidad de materia orgánica

Figura 30. Clasificación de ambientes geoquímicos, propuesta por Berner, 1981. En donde se observan los parámetros utilizados, para esta clasificación. Tomado de Zapata, 2003.

CAPÍTULO V

BIOESTRATIGRAFÍA Y PALEOECOLOGÍA

4.4. BIOESTRATIGRAFÍA

La bioestratigrafía es una herramienta que nos permite identificar las partículas fósiles contenidas en un elemento rocoso, a partir de dicha identificación se puede obtener: edad, ambiente y condiciones paleoecológicas que ocurrieron durante la depositación.

Los análisis bioestratigráficos se realizan mediante 2 metodologías:

- Análisis petrográfico de secciones delgadas en donde la fauna se observa en 2 dimensiones.
- Residuos de roca lavada en donde la fauna es observada en 3 dimensiones.

5.1.1- CARACTERIZACIÓN MORFOLÓGICA

La identificación de la fauna en la Formación Querecual, se realizó a través del análisis petrográfico de 573 láminas delgadas, por lo que se hizo el reconocimiento en dos dimensiones de la fauna existente en el área.

Con base a los criterios propuestos por Sliter (1989,1995), se identificó el género y especie así como el carácter morfológico de los foraminíferos plácticos presentes:

- Morfologías globosas
- Morfologías carinadas o con quillas

En el caso de los foraminíferos béticos se identificaron a nivel de género, y se reconocieron morfologías uniseriales y biseriales. Es importante resaltar que esta restricción fue debido a la escasa

ocurrencia y mala preservación de los mismos dentro de la secuencia estudiada.

A continuación se explica en detalle los diversos géneros encontrados en el área:

5.1.1. a- MORFOLOGIAS GLOBOSAS: Este tipo de morfología se caracteriza por tener cámaras globosas en su ornamentación, los foraminíferos de carácter globosos son los más abundantes en el área estudiada y están representados por los siguientes géneros: (Figura.31)

- ***Hedgerbella*:** Según Sliter (1995) este género globoso se encuentra en el rango de morfología simple, tamaño pequeño, enrollamiento trocoespiral, con una apertura principal umbilical – extraumbilical, labios bien desarrollados, y sin aperturas suplementarias en los umbilicales y espirales, su pared es suave con pequeñas postulas. Las especies identificadas de este género en el área estudiada son: *Hedgerbella* sp, *Hedgerbella delrioensis*, *Hedgerbella planispira*, *Hedgerbella rischi*, *Hedgerbella simplex* y *Hedgerbella flandrini*.
- ***Heterohelix*:** Sliter, (1995), define este género globoso, como un género de cámaras subglobuladas infladas, sin aperturas secundarias, pared costada y con un enrollamiento planispiral a biserial en su fase adulta. Las especies de este género identificadas son: *Heterohelix* sp, *Heterohelix reussi* y *Heterohelix moremani*.
- ***Globigerinelloides*:** De morfología simple este género se caracteriza por tener cámaras globulares a subglobulares, margen periférico redondeado a subredondeado y suturas deprimidas. La apertura primaria es ecuatorial en ambos lados del área umbilical, con un enrollamiento planispiral, Sliter (1995). Las especies de este género identificadas en el área estudiada son: *Globigerinelloides* sp, *G. ultramicrus*, *G. bolli*, *G. bentonensis*, y *G. caseyi*.
- ***Ticinella*:** Presenta un enrollamiento trocoespiral, apertura principal umbilical - extraumbilical, aperturas secundarias en el área umbilical, y con

una pared suave a postulosa. Sliter (1995). Las especies observadas de este género son: *Ticinella* sp y *Ticinella primula*.

- ***Whiteinella*:** Según Sliter (1995), es de enrollamiento trocoespiral, periferia redondeada, apertura principal umbilical – extrumbilical, pared postulosa. Las especies identificadas son: *Whiteinella* sp, *W. baltica*, *W. praeveltica*, *W. apica* y *W. archaeocretacea*.

- ***Ventilabrella*:** Presenta un enrollamiento biserial, subtriangular, lateralmente comprimido, pared lisa, con pequeñas postulas o microperforada. Sliter (1995). Especie identificada en el área: *Ventilabrella glabrata*.

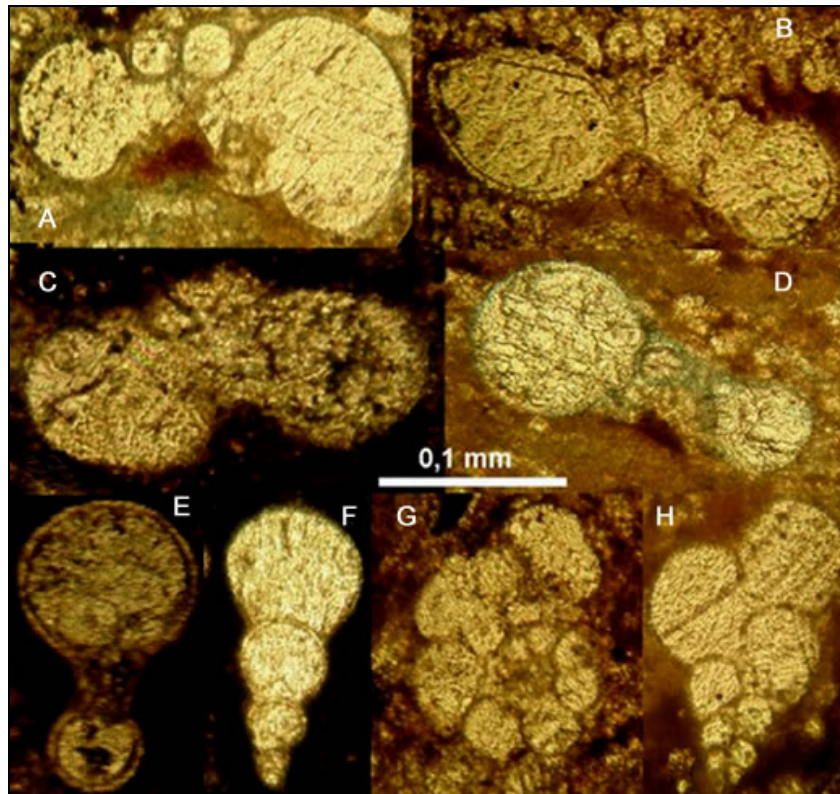


Figura. 31.- Especies de morfología globosas identificadas en la Formación Querecual (A) *W. baltica*, (B) *H. simplex*, (C) *H. delrioensis*, (D) *H. planispira*, (E) *G. bolli*, (F) *H. reussi*, (G) *T. primula*, (H) *H. moremani*.

5.1.1. b- MORFOLOGIAS CARINADAS: Este tipo de morfología se caracteriza por tener cámaras globosas y quillas en su ornamentación, este tipo de morfología se presenta en el área estudiada en un porcentaje minoritario y están representados por los siguientes géneros: (Figura.32)

- **Rotalipora:** Enrollamiento trocoespiral, periferia angular con una quilla simple, apertura umbilical – extraumbilical, y aperturas suturales. Sliter (1995). Las especies de este género: *Rotalipora* sp, *R. apenninica*, *R. cf. preapenninica*, *R. subticinensis* y *R. cf. greenhornensis*.
- **Marginotruncana:** Enrollamiento trocoespiral, biconvexo a planoconvexo, apertura umbilical – extraumbilical, posee 2 quillas acentuadas por la superficie de la cámara cóncava, que se transforma en una quilla simple en la cámara final. Sliter (1995). Las especies observadas en el área son: *Marginotruncana* sp, *M. schneegansi* y *M. tarfayaensis*.
- **Dicarinella:** Según Sliter (1995), este género presenta un enrollamiento trocoespiral, biconvexo a cóncavo - convexo, con 2 quillas separadas que desaparecen en la última cámara, y una apertura extraumbilical – umbilical. Las especies encontradas son: *Dicarinella* sp, *D. asimétrica*, *D. primitiva*, *D. concavata* y *D. canaliculata*.
- **Contusotruncana:** Enrollamiento trocoespiral, espiral – convexo, 2 quillas con poca separación que se reduce a una sola quilla en la última cámara, suturas en el lado espiral creciente y superficie ondulada. Las especies son: *C. fornicata* y *C. flandrini*.

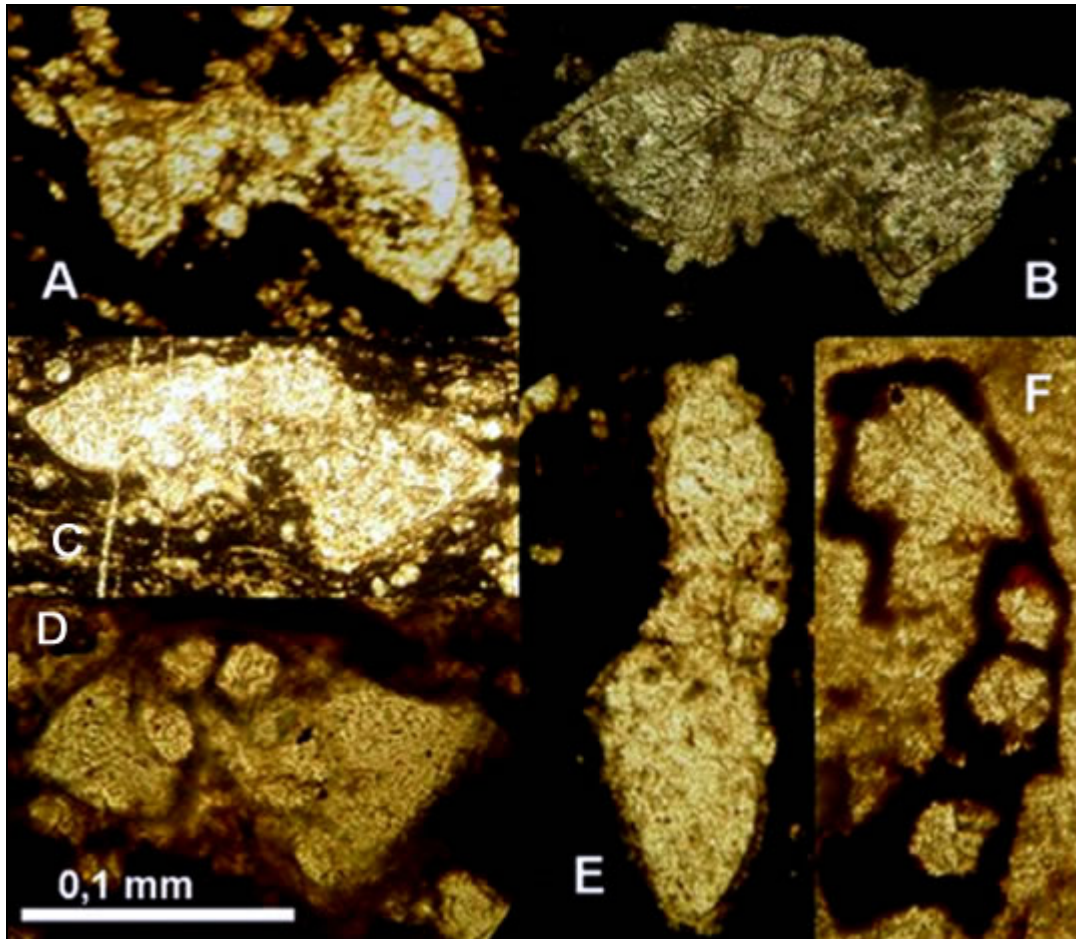


Figura. 32.- Especies de morfología carinadas identificadas en la Formación Querecual. Obsérvese las quillas (A) *D. asymetrica*, (B) *R. greenhornensis*, (C) *M. schneegansi*, (D) *R. preapenninica*, (E) *M. tarfayaensis*, (F) *D. cf. caniliculata*.

Adicionalmente a los foraminíferos plánticos reportados en la sección estudiada se identificaron otras formas fósiles como lo son:

- **Radiolarios:** Son organismos protistas marinos y pelágicos petrograficamente se reconocen por su forma esférica y simétrica, su esqueleto es de sílice reemplazado en ocasiones por calcita. En el área de estudio son muy abundantes desde la base hasta los 120 metros, luego aparecen puntualmente y en menor porcentaje, al disminuir su porcentaje aumenta el de los foraminíferos pláncnicos. (Figura.33)

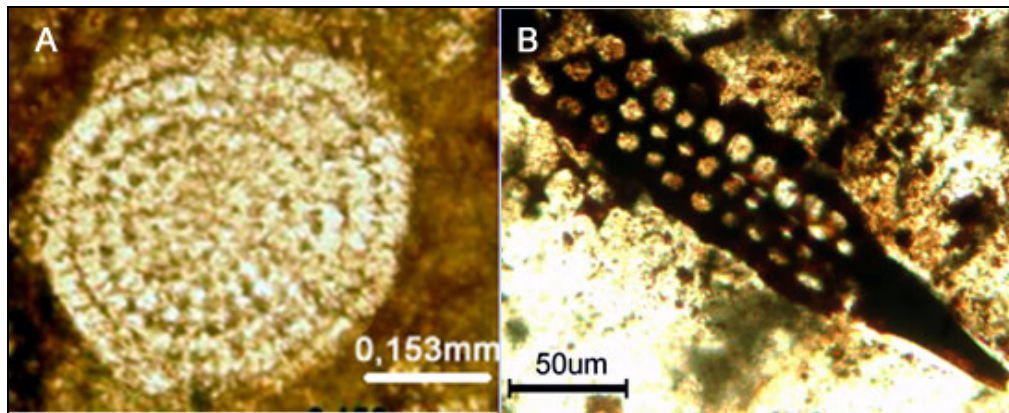


Figura.33.- Radiolarios observados en la petrografía (A) *Espumelarias* sp,(B) *Nasselaria* sp.

- Foraminíferos Bénticos:** Este tipo de fauna se encuentra en menor porcentaje en la sección estudiada con mayor porcentaje hacia el tope de la secuencia. Los géneros bénticos identificados son: *Bolivina* sp, *Lenticulina* sp, *Gavinella* sp y biseriados sin identificar. (Figura. 34)

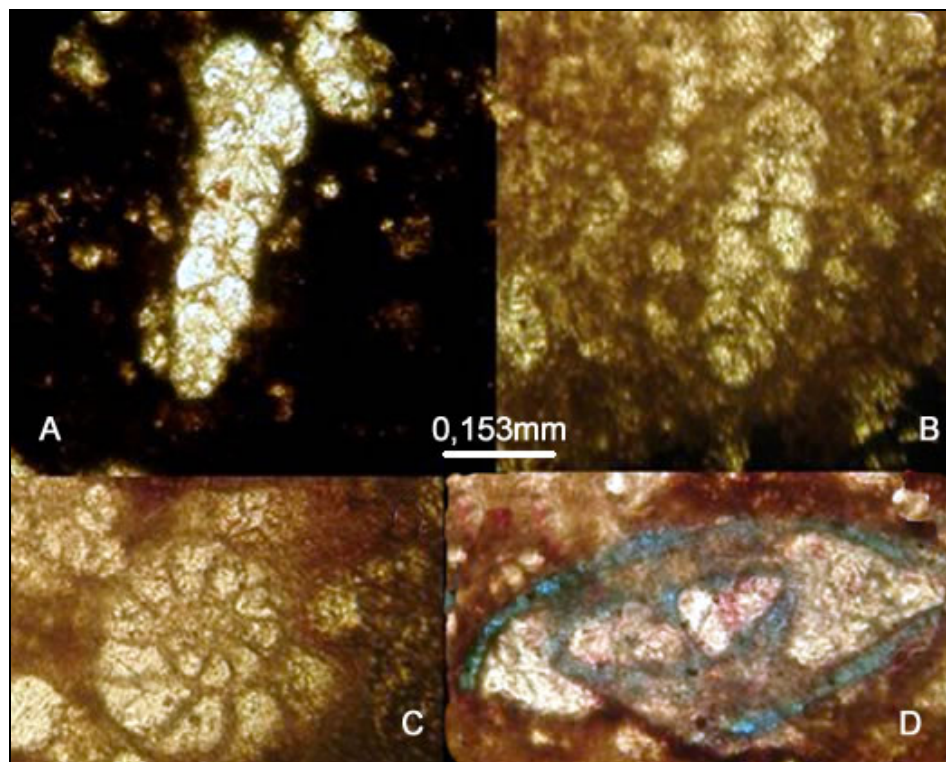


Figura. 34.- Fauna Béntica presente en la sección estudiada. (A,B). Biseriados, (C) *Gavinella* sp y (D) *Lenticulina* sp

- **Bivalvos:** Se presentan de manera puntual en la secuencia, no son de muy alto porcentaje generalmente están en fragmentos, el genero identificado es *Inoceramus* sp. Algunos de estos fósiles presentan procesos diagenéticos como el neomorfismo homoaxial y heteroaxial.

5.1.2- EDAD

Al finalizar el análisis petrográfico y la identificación de los géneros y especies de pláncnicos presentes se prosiguió a determinar la edad, de la sección, a partir de la zonación realizada por Sliter, 1995 y la tabla de edades definidas por (Premoli Silva y Sliter, 1999). Fueron identificadas 6 zonas y 2 subzonas, es importante resaltar que la fauna encontrada en el área es de morfología simple y someras por lo que pueden faltar especies índices dentro de las zonas identificadas. Las zonas definidas por orden cronológico son las siguientes:

- **Zona de *Ticinella primula*:** Esta zona esta definida por la primera aparición en la secuencia de la *T.primula* y su tope en la primera aparición de la *R. subticinensis*. Otras especies en la zona son: *H.delrioensis* y *H.planispira*. Esta zona es de edad Albiense. En la figura 35 se observa la carta cronoestratigráfica correspondiente a esta zona.
- **Subzona de *Rotalipora subticinensis*:** Esta zona se definió en el área de estudio por la primera aparición de la *R.subticinensis* y la primera aparición de la *R. appenninica*. La asociación faunal presente en esta subzona es: *H.delrioensis*, *H.planispira*, *T.primula*, *R.subticinensis*, *H.simplex*, *H.rischi*, *G.ultramicrus*, *G.bolli*, *G.bentonensis*, *H.moremani*. El rango de edad para esta subzona es Albiense Superior. Figura. 36.

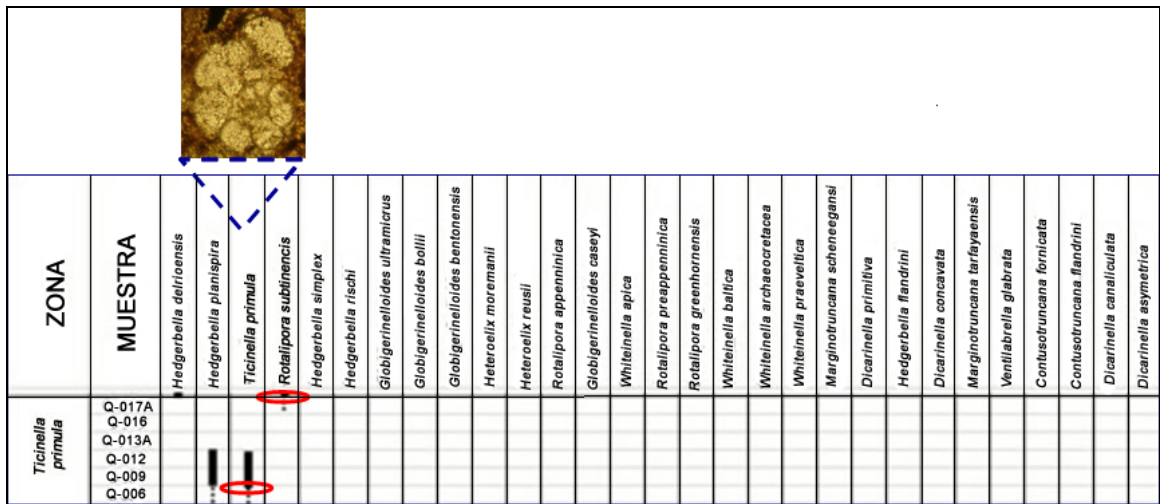


Figura. 35.- Carta cronoestratigráfica para la Zona *Ticinella primula*.

- Zona de *Rotalipora appenninica*:** Esta zona se definió en el área de estudio por la primera aparición de la *R.appenninica* y la primera aparición de la *R. greenhornensis*. La asociación faunal presente en esta zona es: *H.delrioensis*, *H.planispira*, *T.primula*, *H.simplex*, *H.rischi*, *G.ultramicrus*, *G.bollii*, *G.bentonensis*, *H.moremani*, *R.appenninica*, *G.caseyi*, *W.apica*, *R.preappenninica*. El rango de edad para esta zona es Albiense Superior. En la figura 37 se observa la carta cronoestratigráfica correspondiente a esta zona.

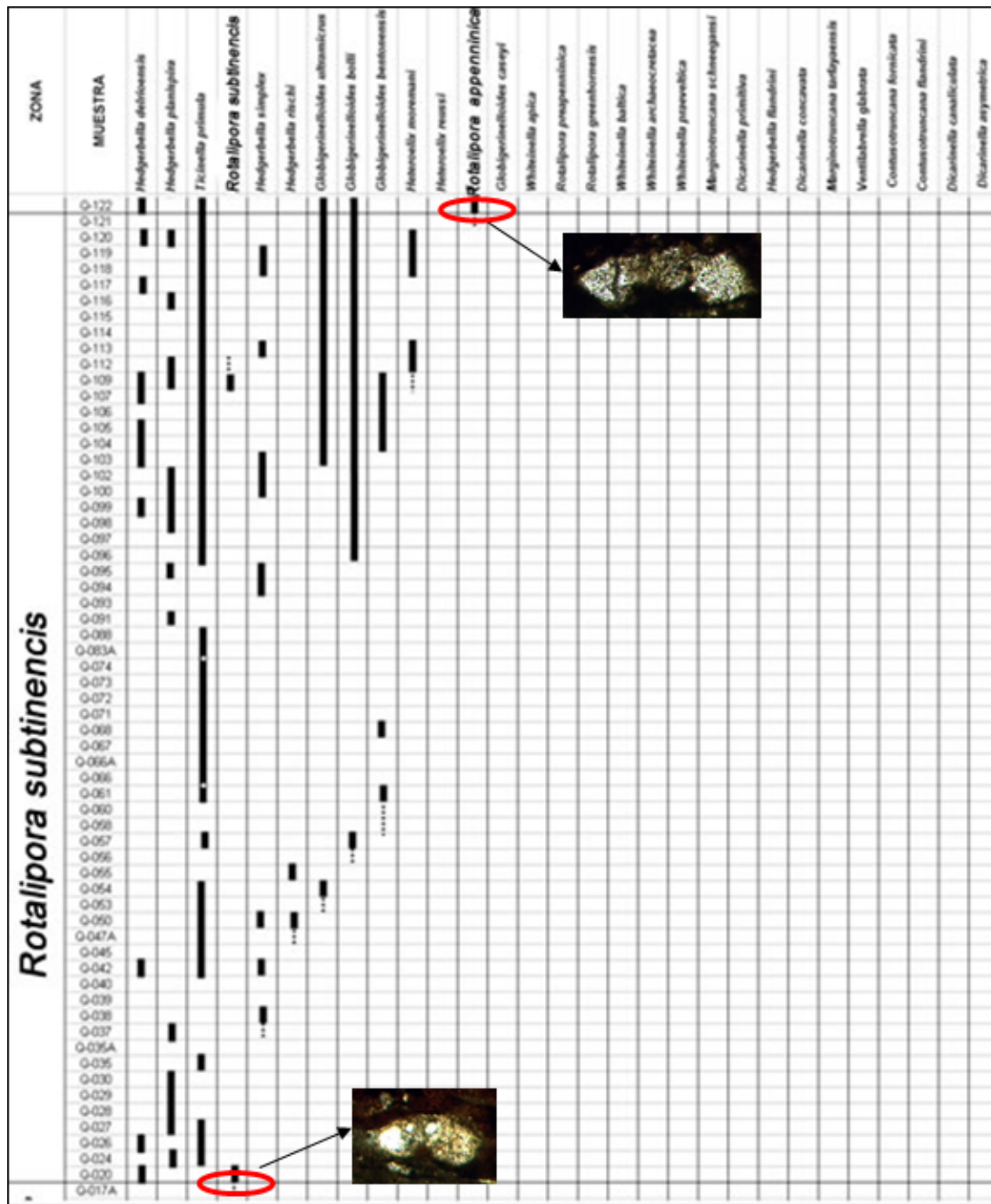


Figura. 36.- Carta cronoestratigráfica de la Subzona *Rotalipora subticinensis*.

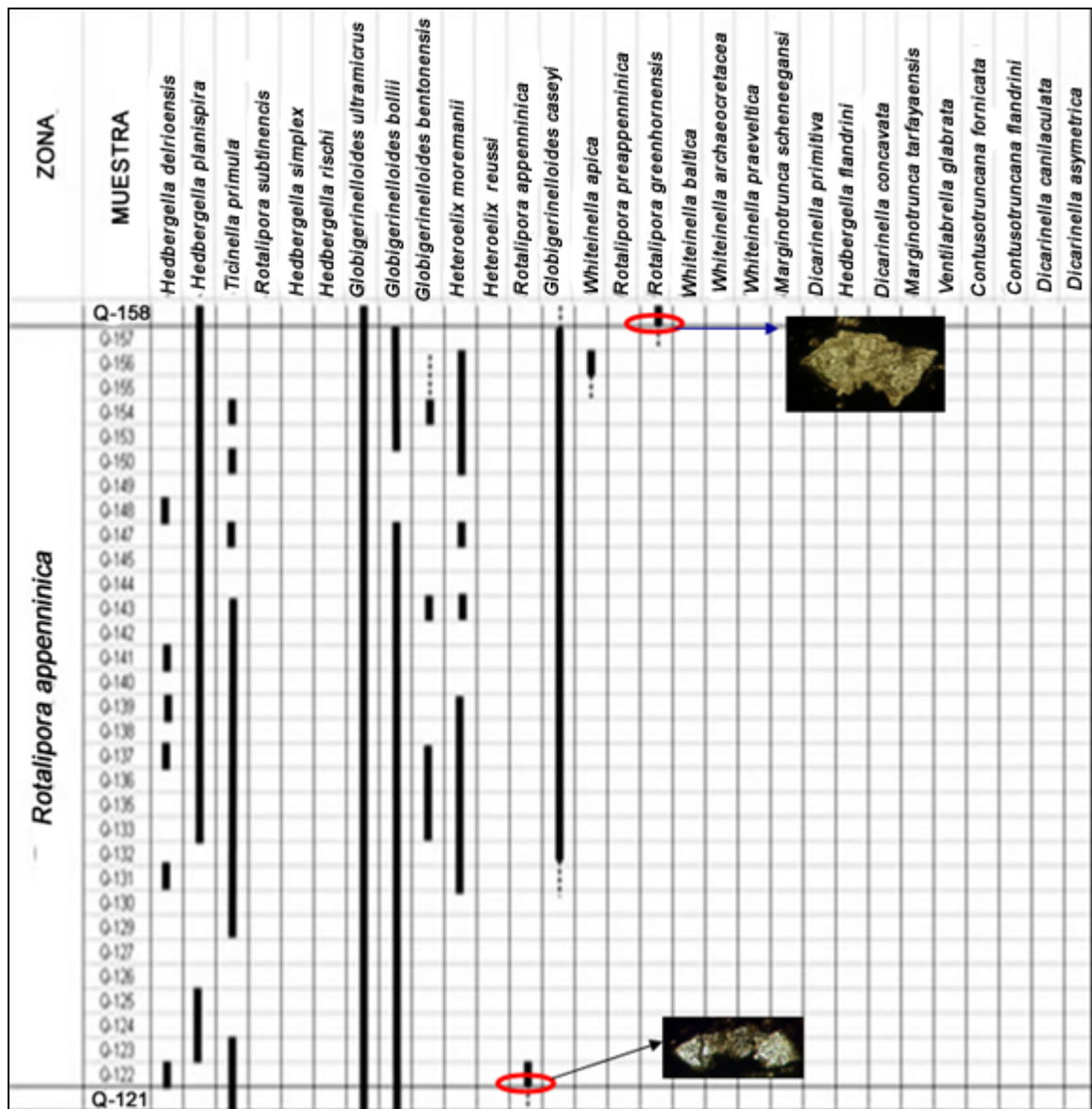


Figura. 37.- Carta cronoestratigráfica de la Zona *Rotalipora appenninica*.

- Subzona de *Rotalipora greenhornensis*:** Esta zona se definió en el área de estudio por la primera aparición de la *R.greenhornensis* y la primera aparición de la *W.archaeocretacea*. La asociación faunal presente en esta subzona es: *H.planispira*, *T.primula* (U.A), *R.greenhornensis*, *G.ultramicrosus*, *G.bollii*, *H.moremani*. El rango de edad para esta subzona es Cenomaniense. Figura 38.

W.baltica, *M.schneegansi*, y *D.primitiva*. El rango de edad para esta zona es Turoniense Tardío. Figura. 40.

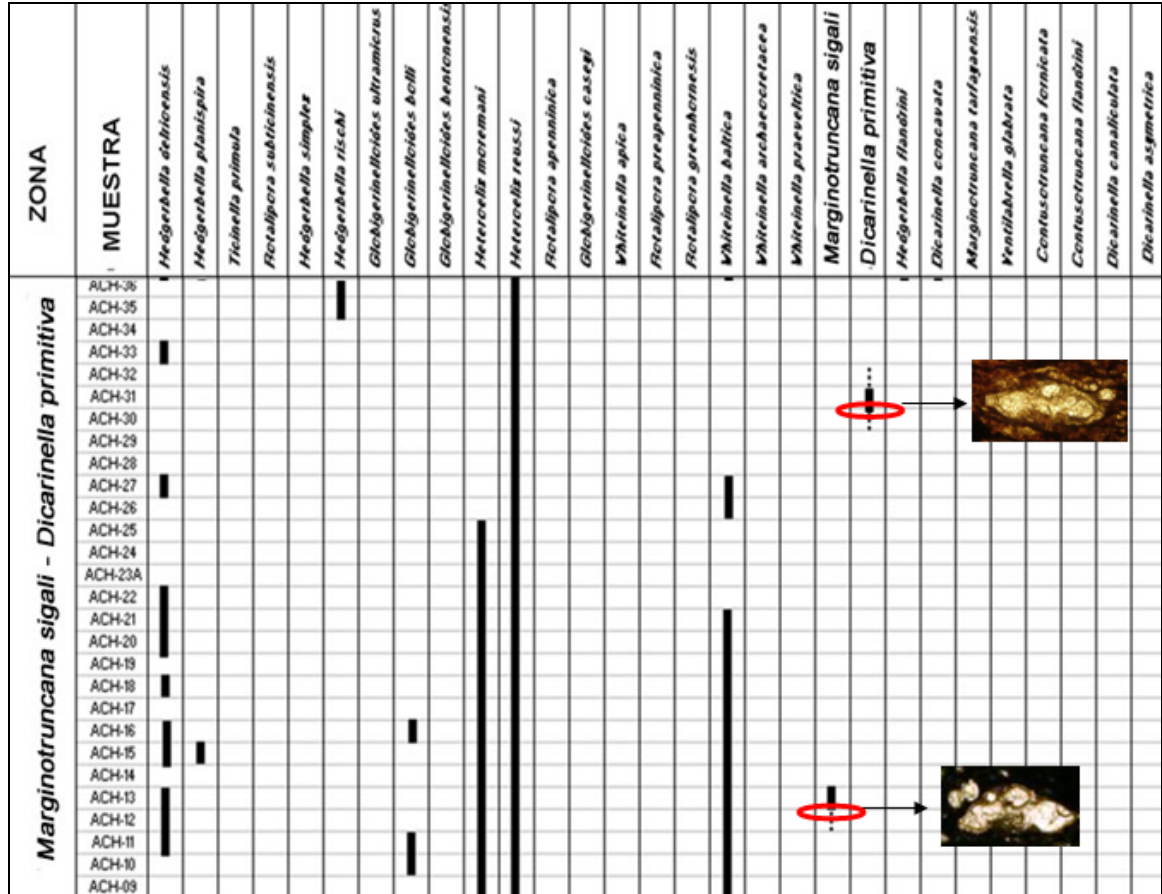


Figura. 40.- Carta cronoestratigráfica representativa de la zona *Marginotruncana sigali* – *Dicarinella primitiva*.

- **Zona de *Dicarinella concavata*:** Definida por la primera aparición de la *D.concavata* y la primera aparición de la *V.glabrata*. La asociación faunal reconocida para esta zona: *H.delrioensis*, *H.planispira*, *G.bolli*, *H.moremani*, *H.reussi*, *W.baltica*, *H.flandrini*, *D.concavata*, *M.tarfayaensis*. El rango de edad para esta zona es Turoniense Tardío - Coniaciense. Figura. 41.

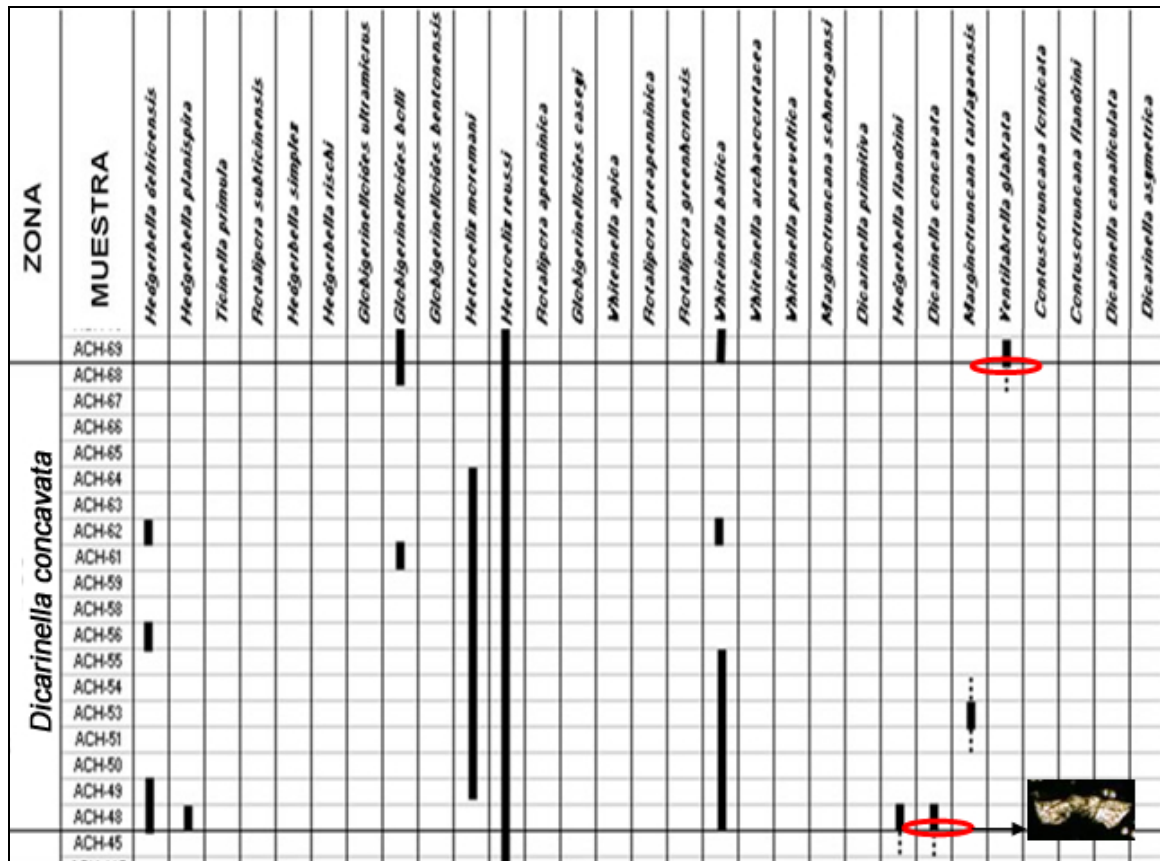


Figura. 41.- Carta cronoestratigráfica representativa de la zona *Dicarinella concavata*.

- Zona de *Dicarinella asymetrica*:** Definida por la primera aparición de la *V.glabrata* el marcador zonal *D.asymetrica* se encontró aproximadamente a los 459 metros. La asociación faunal reconocida para esta zona: *H.delrioensis*, *H.planispira*, *G.ultramicros*, *G.bolli*, *H.moremani*, *H.reussi*, *W.baltica*, *H.flandrini*, *D.concavata*, *C.fornicata*, *C.flandrini*, *D.canaliculata* y *D.asymetrica*. El rango de edad para esta zona es Santoniense. Figura.42

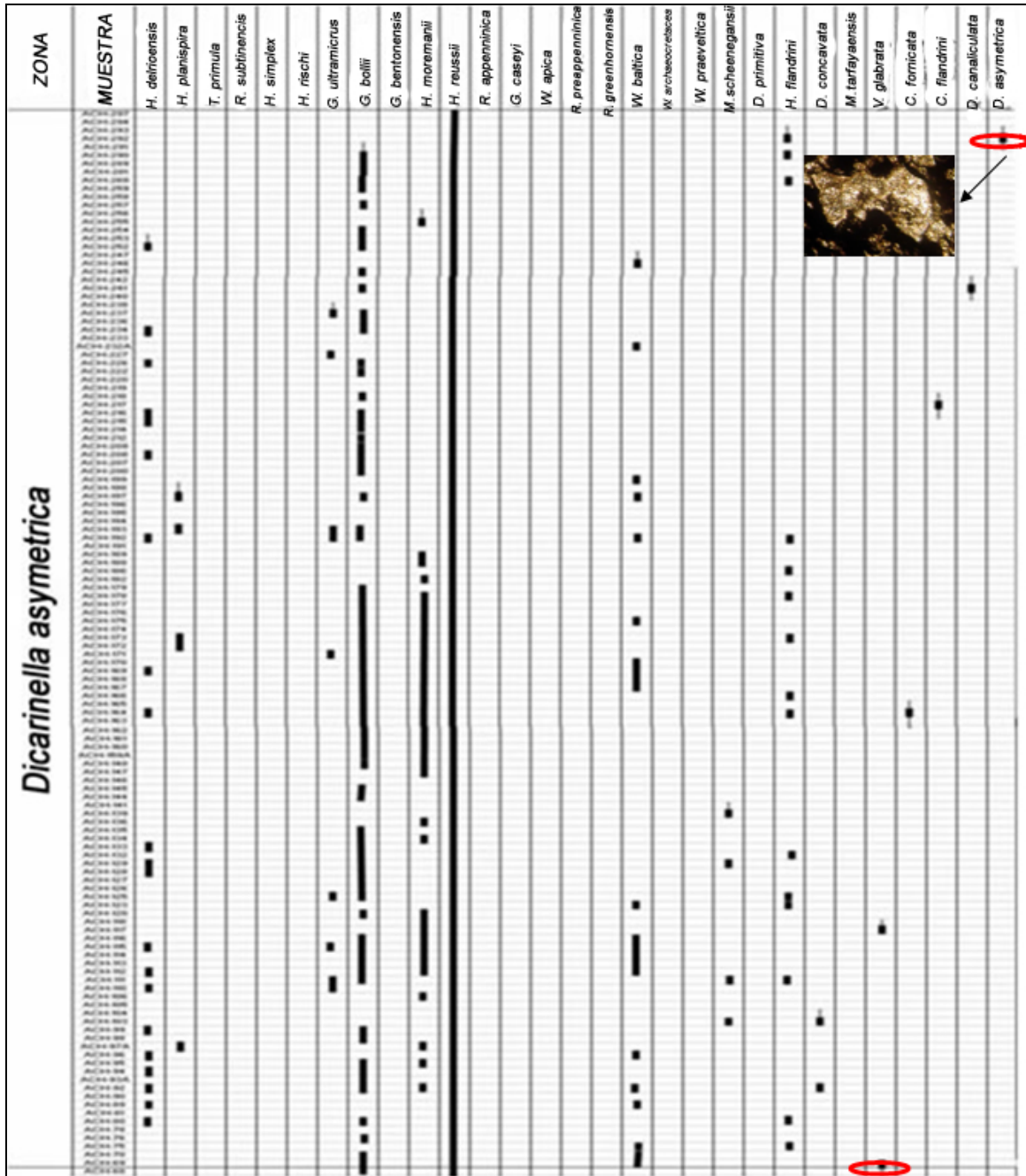


Figura. 42.- Carta cronoestratigráfica representativa de la zona *Dicarinella asymmetrica*.

Con base a la zonación bioestratigráfica descrita anteriormente se tiene que la secuencia estudiada presenta un rango de edad comprendido entre los 105ma-85ma, y que se encuentra entre los periodos Albiense al Santoniense, del Cretácico.

Adicionalmente a la elaboración de las cartas cronoestratigráficas, el conteo de especies realizado en la evaluación petrográfica, permitió elaborar una grafica en donde se observa la diversidad de especies presentes en el área de estudio.

En la figura 43 se observa la variación de diversidad de especies existentes en la columna, así como la zonación bioestratigráfica existente. Con respecto a la diversidad tenemos que en el área no se presenta una gran cantidad de especies, siendo 10 el máximo encontrado para un intervalo determinado, sin embargo es importante resaltar que aunque no se observa gran diversidad se encontraban presentes especies marcadoras que permitieron la división de las zonas.

El comportamiento faunal tal como lo muestra la figura 43 es el siguiente: La base presenta el menor porcentaje de diversidad en toda la sección, ya que solo presenta una especie pero de gran importancia debido a que es la especie guía dentro de esa zona la cual lleva su nombre *T.primula*, luego comienza un incremento progresivo hasta llegar a un punto máximo de diversidad (10 especies, dentro de la zona de *W.archaeocretacea*), aproximadamente a los 150 metros de la secuencia, lo que significa que las condiciones del medio como aportes de nutrientes y niveles de oxígeno en la cuenca eran más favorables y optimas para el desarrollo de diversas comunidades fósiles a partir de este máximo hay un leve descenso fluctuando entre 6 y 8 especies manteniéndose el mismo hasta casi el final de la secuencia en donde desciende nuevamente a un rango entre 4 y 2 especies, estas fluctuaciones en la diversidad se interpretan como una disminución en las condiciones ambientales tales como cantidad de oxígeno y de nutrientes necesarios para la supervivencia de la fauna, es importante resaltar que esta sección de la columna las especies encontradas son del tipo especialista, lo que confirma la hostilidad ambiental propuesta anteriormente.

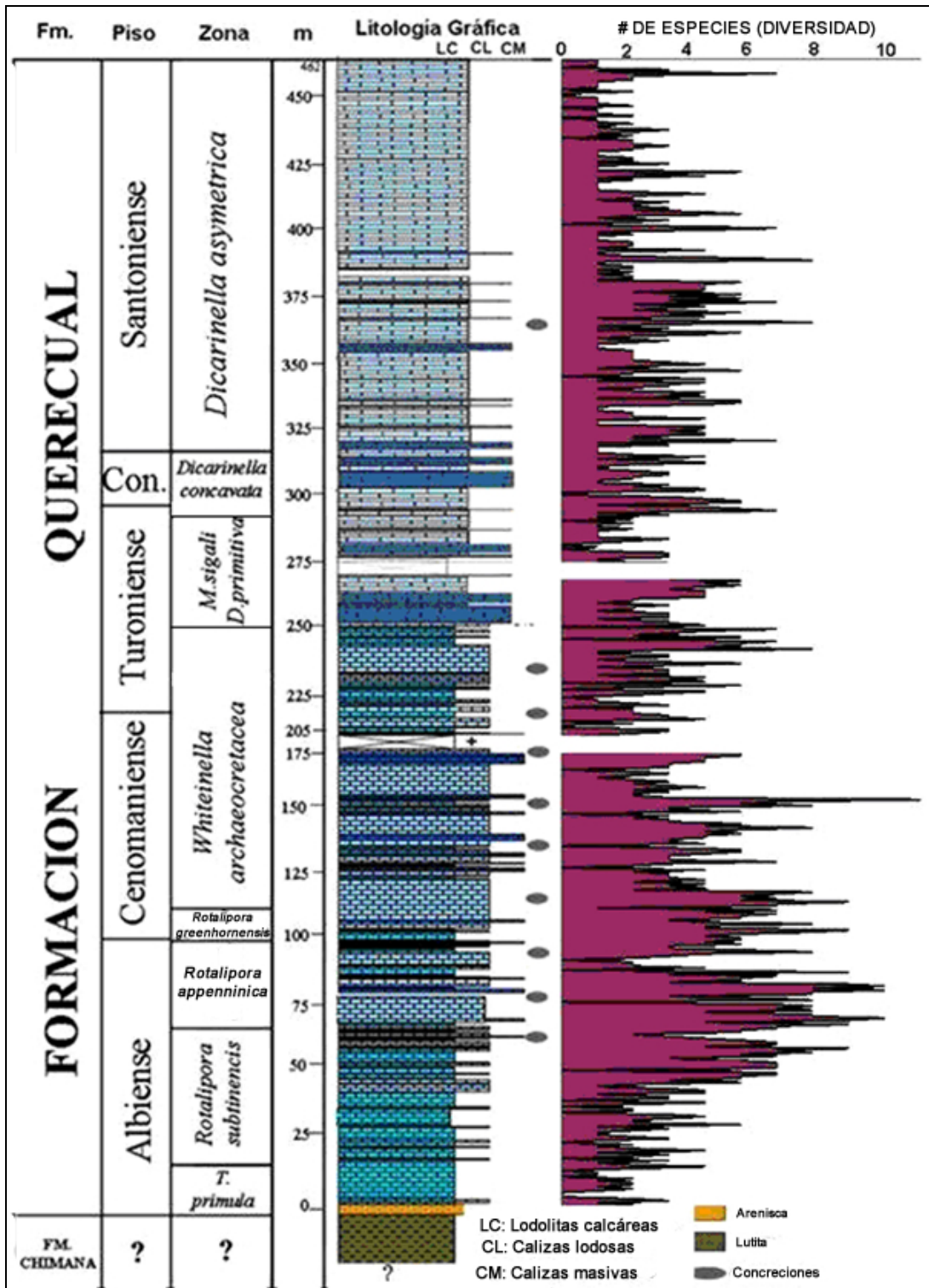


Figura 43. Columna litoestratigráfica con edad y gráfico de diversidad de especies, obsérvese que la menor diversidad se encuentra en los litotipos mas lodosos.

5.1.3- INTERPRETACION PALEOBATIMETRICA

La interpretación paleobatimétrica en la sección estudiada se realizó a partir de el trabajo publicado por Leckie (1987) el cual hizo una evaluación de paleoprofundidades a partir de conjuntos pláncnicos, donde propone que la estratificación de los mismos en latitudes bajas puede ser en función de la densidad de la columna de agua, donde las variaciones de temperatura y salinidad pueden promover la diversidad de especies y la partición vertical de los nichos. Leckie, propone tres grupos faunales de pláncnicos para latitudes bajas del Cretácico superior, las cuales son:

- **Faunas de mares epicontinentales (EWF) (<100 metros):** Esta asociación se caracteriza por tener faunas de morfología biserial (*Heterohelix*), triseriales (*Guembelitra*), formas trocoespirales (*Gubkinkella*). Adicionalmente se encuentran otros géneros de pequeño tamaño como *Hedgerbella* spp y *Globigerinelloides* spp. Estos géneros son diagnósticos de asociaciones pláncnicas marino someras, habitando cerca de la superficie de las aguas y son de mayor tolerancia ecológicas que otros géneros del Cretácico. En el área estudiada las especies representantes de esta fauna son: *Heterohelix reussi* y *Heterohelix moremani*.
- **Faunas de aguas someras (poco profundas) (SWF) (<100 metros):** Los componentes principales de esta asociación son los géneros: *Hedgerbellas* sp y *Globigerinelloides* sp. Estos géneros domina en las secciones marinos abiertas y en los ambientes pelágicos. Las asociaciones del Cretácico Medio también incluye los géneros: *Clavihedgerbella*, *Schackoina* y *Ticinella*. En la sección estudiada las especies pertenecientes a este rango son: *H.delrioensis*, *H.planispira*, *H.rischi*, *H.simplex*, *H.flandrini*, *G.bolli*, *G.ultramicros*, *G. bentonensis* y *G. caseyi*.
- **Fauna de aguas profundas (DWF) (>100 metros) :** Esta conformada por foraminíferos pláncnicos con quillas (especialistas) como *Rotalipora*,

Planomalina y *Praeglobotruncana*. Estas asociaciones profundas son las más sensibles a los cambios ambientales, debido a la distribución paleogeográfica, data isotópica, distribución relativa de los cambios eustáticos y por analogía con los hábitos de organismos vivientes. Las especies pertenecientes a esta asociación determinadas en el área son: *R. appenninica*, *R. subticinensis* y *R. greenhornensis*.

En la figura 44 muestra la distribución paleobatimétrica y la relación pláncnicos-bénticos para la sección estudiada. Observándose un dominio total de fauna de aguas someras en los primeros 220 metros de la sección estratigráfica con escasas profundizaciones y somerizaciones evidenciadas por la presencia de fauna de aguas profundas y de mares epicontinentales respectivamente (alrededor de los 160 metros de la columna) , a partir de los 220 metros de la sección estratigráfica hasta los 460 metros (tope de la columna estudiada) se observa una somerización progresiva de las aguas como consecuencia del incremento en el porcentaje de asociaciones faunales de mares epicontinentales, es importante resaltar que aunque este tipo de fauna sea el dominante, los fósiles de profundidades someras se presentan en porcentajes fluctuantes sin desaparecer de las asociaciones presentes .

En base al párrafo anterior la Formación Querecual, localizada en la Isla Chimana Grande presenta paleoprofundidades mayores a los 100 metros hasta los 200 metros, de la plataforma continental, en zonas marinas abiertas. Figura. 45

Es importante resaltar que en un trabajo previo realizado por Truskowski et al (2004), para la Formación Querecual en su localidad tipo (Río Querecual), le fue asignada una paleobatimetría entre 600-1500 metros y una Zona Batial Media según las zonaciones paleobatimétricas de Sliter, 1972, basada en fauna béntica, lo cual no es posible en esta sección debido al escaso porcentaje de la misma en el área, los pocos bénticos existentes

fueron identificados a nivel morfológico, es decir uniseriales y biseriales sin hacer referencia a ninguna especie determinada.

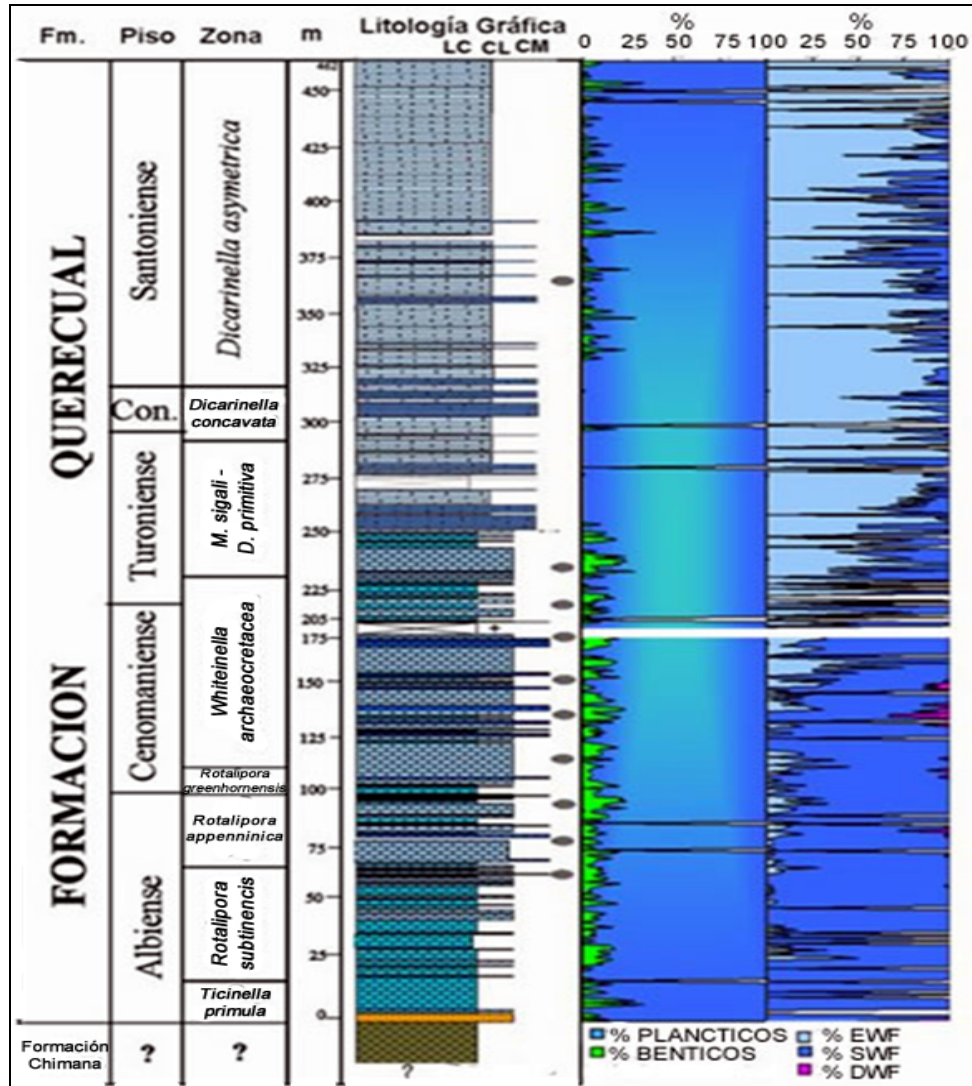


Figura. 44.- Variación paleobatimétrica de la sección estudiada, en donde se observa el dominio de aguas SWF (aguas someras) en la base de la secuencia, y hacia el tope aguas epicontinentales EWF, con variaciones topográficas en piso de cuenca evidenciadas por la presencia de fauna de aguas profundas(DWF).

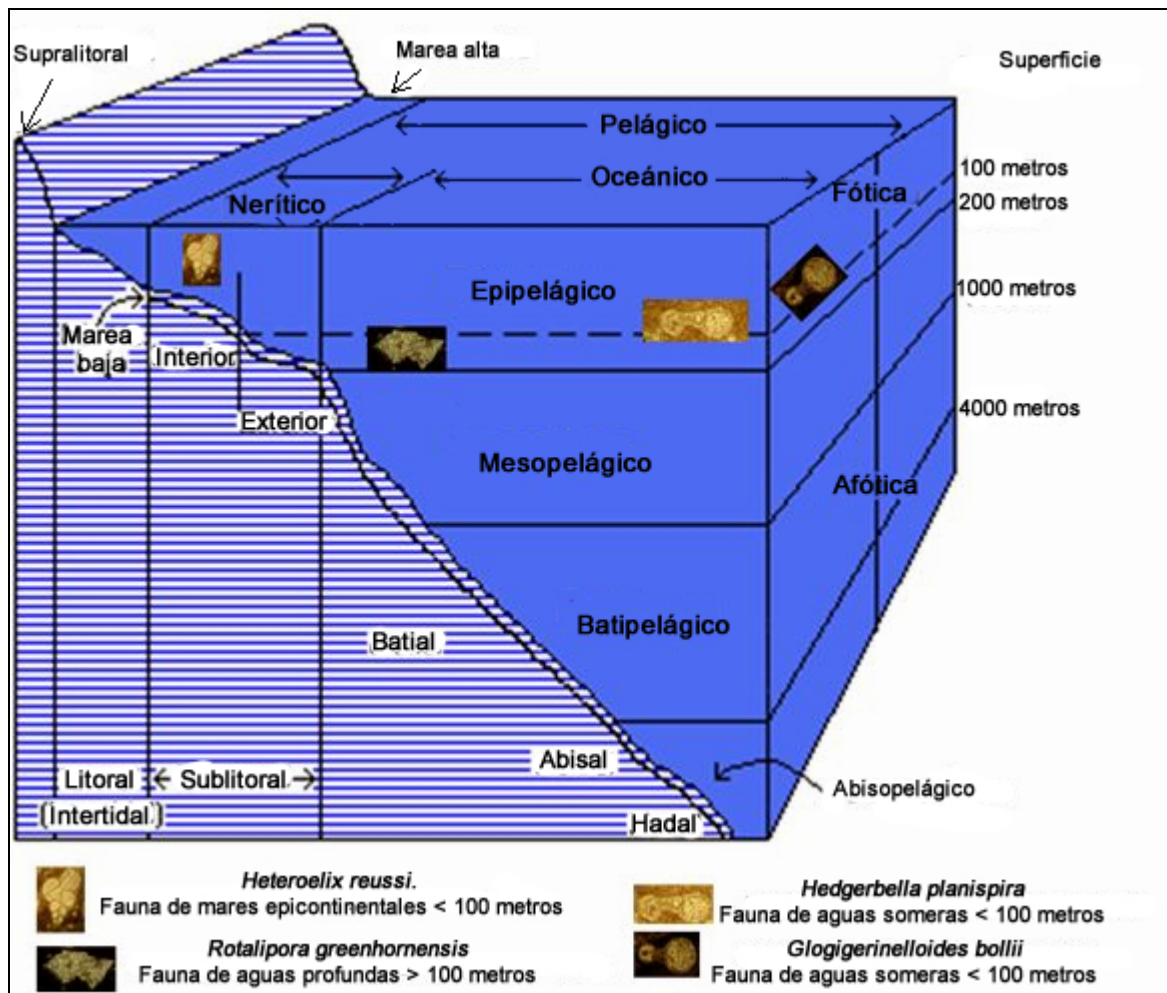


Figura.45.- Esquema paleobatimétrico en donde se puede observar la profundidad estimada, para la sección estudiada de la Formación Querecual, (100-200 metros) con base a la evaluación de fauna pláncica.

5.2 PALEOECOLOGIA

5.2.1- CONDICIONES PALEOECOLOGICAS Y ESTRATEGIA DE VIDA

La evolución de los foraminíferos durante el Cretácico se caracteriza por los periodos de diversificación alternados con periodos de éxtasis. Estos periodos alternativos de bajo a rápido crecimiento han tenido diversas duraciones a través del tiempo.

Premoli, 1999, define 3 intervalos para el Cretácico:

- Valanginiense Temprano – Aptiense Tardío
- Aptiense Tardío - Albiense Tardío
- Albiense Tardío a finales del Cretácico: Se caracteriza por pequeños periodos de rápida diversificación separados por extensos periodos de éxtasis excepto en las cercanías del Evento Bonarelli, caracterizado por la depositación de sedimentos ricos en materia orgánica “límite Cenomaniense –Turonense” en donde los ciclos de alternación son extremadamente acelerados (2 periodos de diversificación y 2 de éxtasis). En este intervalo se encuentra el área estudiada.

Según Premoli, 1999, los organismos se caracterizan por su estrategia de vida, su potencial de reproducción relacionado con la competitividad y la utilización de los recursos. En base a esta afirmación se tienen 2 grupos característicos que definen la estrategia de vida de los foraminíferos plácticos:

- **OPORTUNISTAS:** Son los que tienen la capacidad de tener un rápido crecimiento en la densidad de su población debido a que tienen maduración temprana y una reproducción rápida. Son de morfología simple y globosa. Se proliferan en regímenes de baja estabilidad y rica en recursos, son característicos de ambientes eutróficos.
- **ESPECIALISTAS:** Se caracterizan por tener un ciclo de vida largo y un potencial reproductivo bajo. Su estrategia es más ventajosa y altamente estable, típicos de ambientes oligotróficos, donde los organismos compiten

por la especialización y partición del hábitat. Presentan cámaras globosas, con una morfología mas ornamentada con quillas, esta ornamentación la desarrollan por competencia, supervivencia y adaptación al medio.

Entre estos dos extremos existen organismos que se adaptan a los ambientes mesotróficos donde existen tendencias de ambas estrategias de vida. Premoli, 1999 los ha denominado como **organismos intermedios**.

El tamaño de los planctónicos esta directamente relacionado a su potencial reproductivo, la maduración y reproducción rápida representan un potencial reproductivo alto. Los oportunistas son típicamente pequeños, variables en morfología, amplia distribución, y con un amplio crecimiento en la abundancia cuando los nutrientes estén disponibles. Los especialistas son mas grandes, morfológicamente son más complejos y más especializados, poseen algas simbióticas, y son típicamente más diversos en aguas oligotróficas donde compiten por la especialización y el particionamiento del hábitat.

En la identificación de foraminíferos pláncnicos realizada a través del análisis petrográfico de 573 muestras pertenecientes a la Formación Querecual, aflorante en la Isla Chimana Grande, se han clasificado sus especies basados en los criterios de estrategia de vida definidos por Premoli, 1999.

Los oportunistas identificados en el área son: el género *Hedgerbella* con sus especies *H.delrioensis*, *H.planispira*, *H.rischi*, *H.simplex*, *H.planispira*, *H.flandrini* y *Hedgerbella* sp. Género *Heterohelix* con las especies *H.reussi*, *H. moremani* y *Heterohelix* sp. Género *Globigerinelloides* con las especies *G.bolli*, *G.ultramicrus*, *G.bentonensis*, *G.caseyi* y *Globigerinelloides* sp. Figura 46

Los especialistas identificados son los foraminíferos planctónicos que presentas quillas en su ornamentación, se encuentran representados por los siguientes géneros: *Rotalipora* con las especies: *R.appenninica*, *R.preappenninica*, *R.subticinensis*, *R.greenhornensis* y *Rotalipora* sp. Género

Marginotruncana con las especies: *M.schneegansi*, *M.tarfayaensis* y *Marginotruncana* sp. Género *Dicarinella* con las especies: *D.asymetrica*, *D.primitiva*, *D.concavata*, *D.canaliculata* y *Dicarinella* sp. Género *Contusotruncana* con las especies: *C.fornicata* y *C.flandrini*. Figura 47.

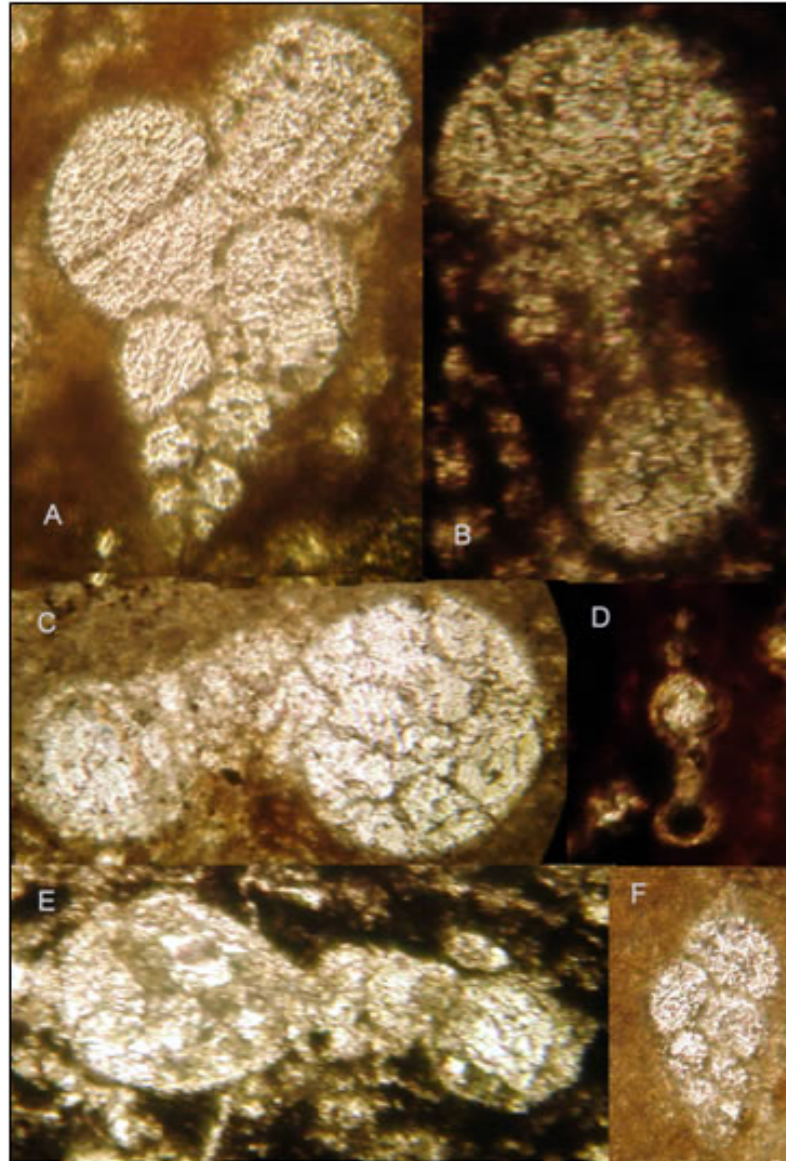


Figura 46.- Organismos oportunistas identificados en el área. (a) *H.reussi*, (b) *G.bolli*, (c) *H.delrioensis*, (d) *G.ultramicrosus*, (e) *H.flandrini*, (f) *H. moremani*

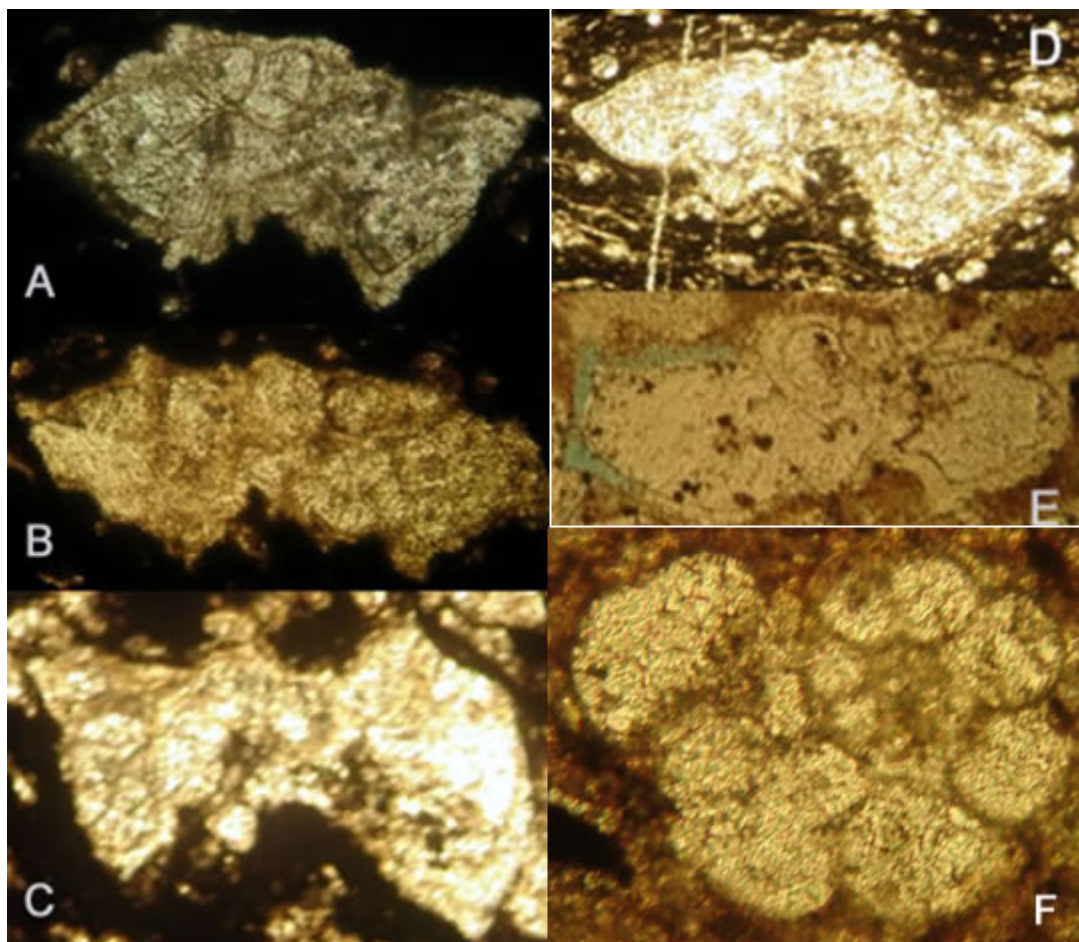


Figura 47.- Organismos especialistas, identificados en el área. (A) *R.greenhornensis*, (B) *Marginotruncana* sp., (C) *D.asymetrica*, (D) *M.schneegansi*, (E) *D.canaliculata* y (F) *T. primula*.

En el rango de los intermedio, de ambiente mesotróficos tenemos el género *Whiteinella* con las especies: *W.baltica*, *W.praeveltica*, *W.archaeocretacea*, *W.apica* y *Whiteinella* sp. Y el género *Ticinella* con las especies *T.primula* y *Ticinella* sp. Figura 48.

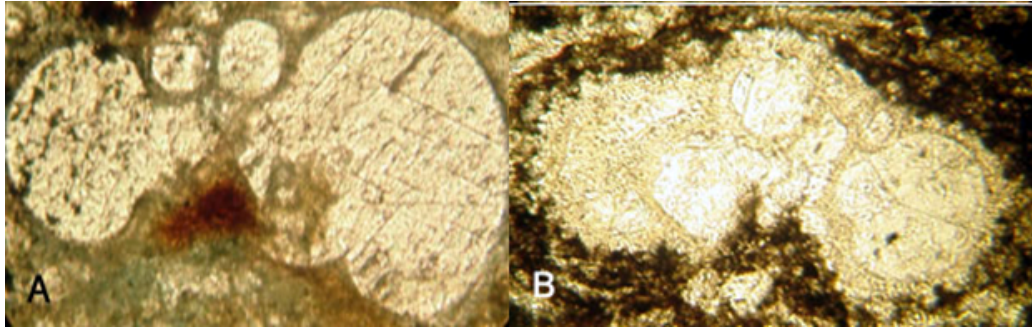


Figura 48.- Organismos intermedios identificados en el área. (A) *Whiteinella.baltica*, (B) *Whiteinella* sp.

Adicionalmente Hallock (1987) propone que la diversidad del hábitat esta inversamente relacionado con los nutrientes postulando las siguientes afirmaciones:

- La complejidad de la cadena alimenticia posee una función inversa al suplemento de la comida.
- Ambientes eutróficos (ricos en nutrientes) son inestables.

Las zonas oligotróficas (bajas en nutrientes) son estables, de grandes profundidades y zonas eufóticas, se caracterizan por un bajo rango de intensidad de luz, que proveen un gran potencial para la especialización así como la somerización y zonas eufóticas variables influenciadas por las profundidades, el crecimiento y las estaciones.

Con base a lo descrito en todo este capítulo y a la figura 49, se puede concluir que la Formación Querecual en la Isla Chimana Grande fue depositada bajo las siguientes características paleoecológicas:

La Formación Querecual en el área estudiada fue sedimentada principalmente en un rango de profundidad comprendido los 100-200 metros, dentro de un ambiente inestable con alta cantidad de nutrientes, característico de condiciones eutróficas. Estas condiciones permitieron la diversificación de especies oportunistas de carácter globosos y no de gran tamaño aunque como se reseñó en el capítulo anterior la diversificación de especies en el área no es muy amplia debido a la cantidad de oxígeno

presente en la cuenca. Sin embargo es importante resaltar que durante la sedimentación de la secuencia se presentaron leves variaciones.

Una de estas variaciones se presenta a nivel del Albiense Superior hasta el Turoniense Tardío en donde hay una ligera incursión de fauna intermedia (*Whiteinellas* y *Ticinellas*) indicando disminución en el contenido de nutrientes, por lo que en esta etapa de la secuencia existe un ambiente de mezcla eutrófico-mesotrófico.

A partir del Santoniense existe una estabilización de la cuenca, con condiciones oligotróficas, por lo que existió una disminución más marcada de nutrientes dentro de la misma. Esta condición se encuentra evidenciada por la presencia de los organismos especialistas, los cuales presentan ornamentaciones más complejas que evidencian un esquema de supervivencia y competencia por nutrientes y espacio. Es importante resaltar que aunque en este periodo se observa el mayor porcentaje de estos organismos dentro de la secuencia, también existen apariciones puntuales en el Albiense y Cenomaniense Tardío. Lo que da indicio que la cuenca presentó pequeños ciclos y fluctuaciones durante su sedimentación.

Adicionalmente la presencia del género *rotalipora* perteneciente a estas especies más ornamentadas (organismos especialistas) nos indica una leve profundización de la cuenca, en un intervalo aproximado de 30 metros a partir de los 125 metros de la secuencia estratigráfica.

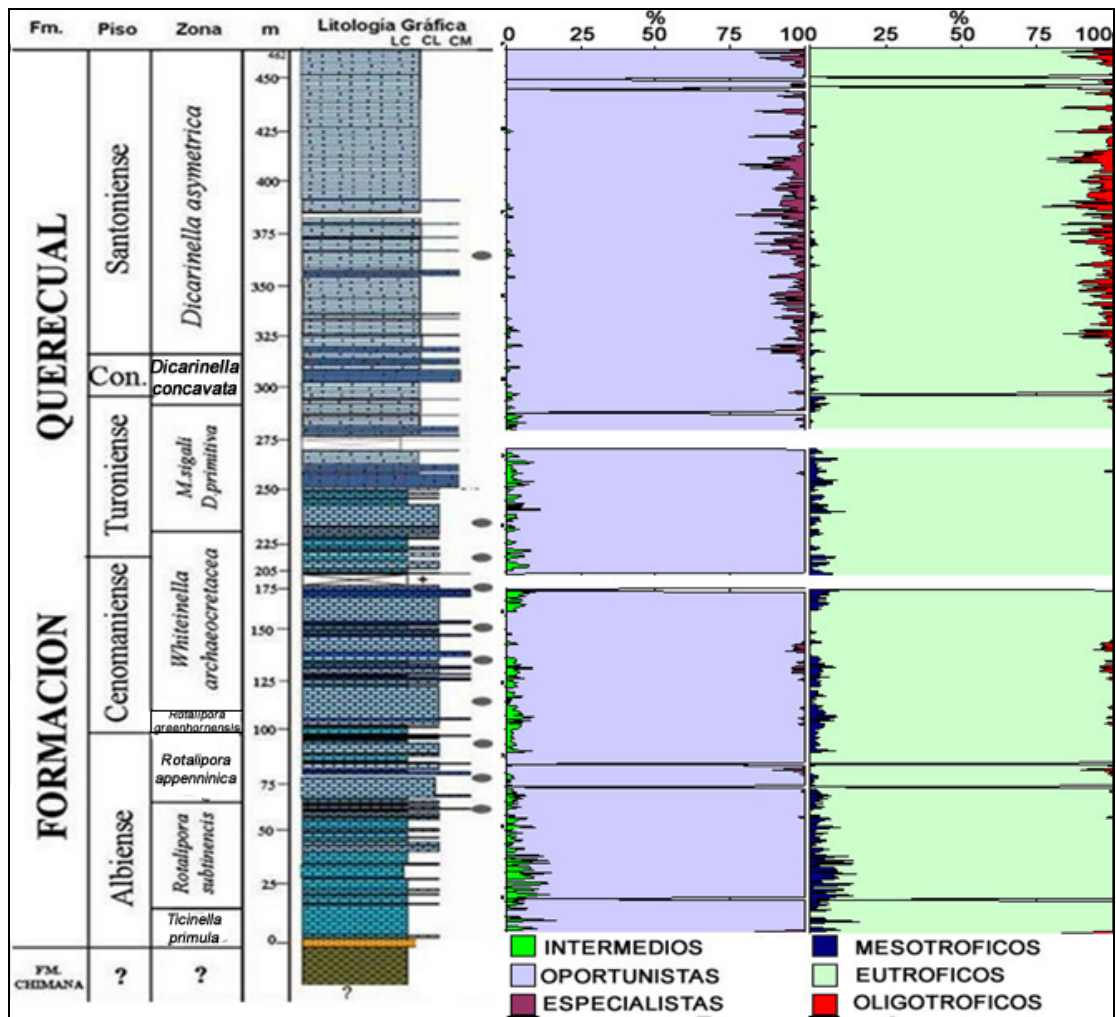


Figura. 49.- Gráfico porcentual de distribución de organismos oportunistas, especialistas e intermedios. En donde se observa el dominio de ambientes eutróficos en la cuenca.

CAPITULO VI

ANÁLISIS GEOQUÍMICO

6.1 QUIMIOESTRATIGRAFÍA

La quimioestratigrafía es la rama de la estratigrafía que delimita las unidades estratigráficas a partir de las características geoquímicas de los materiales que la conforman, como lo son las variaciones en el contenido de elementos mayoritarios, minoritarios y elementos trazas o isótopos (Vera Torres, 1994).

El comportamiento de los parámetros geoquímicos dentro de una sección, pueden reflejar cambios físicos-químicos en los ambientes depositacionales, por lo que al realizar un análisis quimioestratigráfico se debe tomar en cuenta los aspectos bioestratigráficos, litológicos y el grado de diagénesis de la sección a estudiar ya que estos son factores que pueden afectar los componentes químicos de la roca.

Para las rocas carbonáticas de la Formación Querecual, localizada en la Isla Chimana Grande, se realizará un análisis quimioestratigráfico a partir de los siguientes marcadores: COT, CaCO_3 , isótopos estables de oxígeno y de carbono. Es importante resaltar que la data de isótopos estables solo se dispone para los primeros 250 metros de sección.

Primero se realizara un análisis individual del comportamiento de cada uno de los marcadores, para luego concluir con un análisis integrado tomando en cuenta todos los marcadores antes mencionados.

6.2 CONTENIDO DE CARBONICO ORGÁNICO TOTAL (COT).

El % de COT, presente en una roca se traduce entre otras cosas como la cantidad de materia orgánica presente en una litología determinada, ya que el mismo esta conformado por moléculas de carbono residual, bitumen

(material orgánico extraíble), kerógeno (causante de la formación del petróleo). Con base a lo anterior la calidad y capacidad de generación de una roca madre, dependen de la calidad, cantidad y maduración termal, del kerógeno.

Algunos factores que controlan el contenido de COT, en una roca son: la productividad primaria y el contenido de oxígeno del medio de depositación.

El contenido de COT dentro del área estudiada presenta un comportamiento oscilante entre valores de 0,07 hasta 4,24. En los primeros 50 metros de sección estratigráfica se observan valores menores a 1, por lo que se induce que para ese momento el ambiente de depositación presentaba un nivel bajo de preservación de materia orgánica.

Adicionalmente se observan a nivel faunal las siguientes características: alto porcentaje de radiolarios (el más alto de toda la secuencia), escasos béticos y un porcentaje considerable de pláncnicos oportunistas, lo que da indicios de un nivel medio de oxígeno y de aportes de nutrientes dando al medio un carácter disódico. Luego de este periodo se observa un crecimiento del porcentaje de COT llegando a un 3%, en una sección de 25 metros de espesor, en donde comienzan a depositarse las calizas lodosas. Paralelamente disminuye el porcentaje de radiolarios y aumentan los pláncnicos oportunistas implicando una alta productividad orgánica y baja circulación en el medio por lo que deberían existir bajos valores de oxígeno y aumento en la cantidad de nutrientes dándole un carácter mas anódico a estos depósitos.

A partir de los 75 metros de la sección hasta los 130 metros se observa nuevamente un descenso significativo del COT, con un alto porcentaje de pláncnicos oportunistas regresando las condiciones disódicas de la cuenca, a partir de los 125 metros se observa un incremento constante en los valores de COT hasta llegar a un punto máximo de 4 , en los 230 metros de la secuencia, cerca del límite Cenomaniense-Turoniense,

correspondiente a la zona de *Whiteinella archaeocretacea* (según Premoli Silva y Sliter, 1999) , con altos valores de oportunistas mas de un 98%, esto se traduce en un alto estado de preservación de materia orgánica, un porcentaje alto de nutrientes, una pobre circulación de la cuenca y un bajo porcentaje de oxígeno, representando esto características propias de regímenes anóxicos, este evento puede ser correlacionable con el evento anóxico regional OEA2.

Al culminar este evento regional y hasta el final de la sección estudiada 461 metros, los valores de COT, oscilan entre los valores 1 y 4.24, con un 100% de pláncnicos oportunistas. A los 325 metros de sección se reportan los primeros organismos especialistas los cuales indican una disminución en el aporte de nutrientes. De manera general en los intervalos donde se encuentran los valores bajos de COT nos encontramos en ambientes de condiciones disóxicas y en los altos en condiciones anóxicas, esta última predomina en esta parte de la secuencia, siendo correlacionable con el evento anóxico de carácter regional OEA3, reportado en el límite Coniaciense-Santoniense.

Como conclusión tenemos que en base al COT, la cuenca en la sección de estudio se depositó en unas condiciones de disoxia-anoxia, con dos intervalos anóxicos importantes que son correlacionables con los eventos anóxicos regionales OEA2 Y OEA3. Ver figura 50

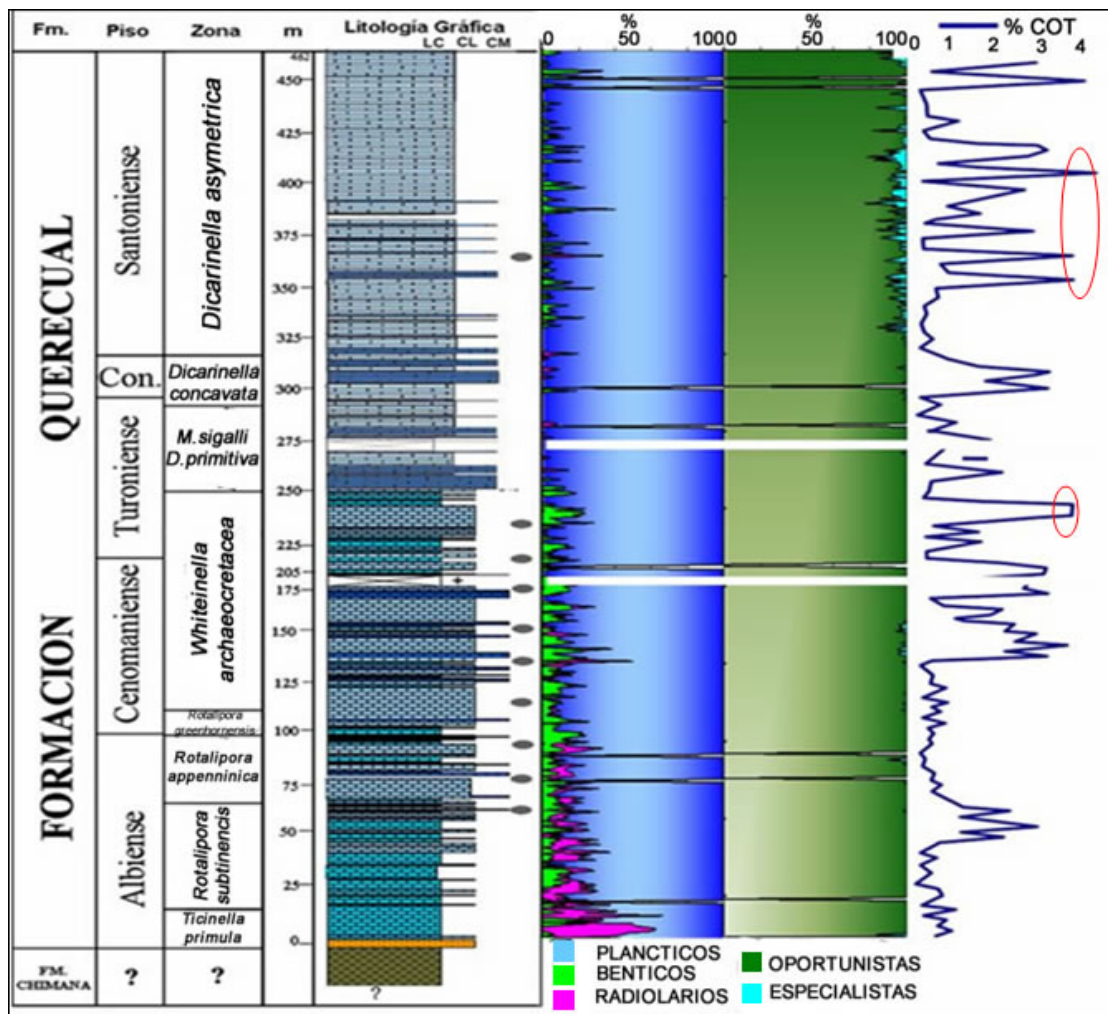


Figura. 50.- Comportamiento del COT, en la Formación Querecual, los valores máximos representan zonas de alta preservación de materia orgánica, estas zonas a su vez presentan un dominio de plácticos oportunistas, lo que indican valores bajos de oxígeno, y alto aporte de nutrientes, evidenciando ciclos de anoxia y disoxia en la cuenca.

6.3 CONTENIDO DE CARBONATO DE CALCIO (CaCO₃).

El contenido de carbonato de calcio en las rocas esta controlado por algunos factores como lo son profundidad de la cuenca, penetración de luz, temperatura y salinidad. 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 disóxico).

Para la sección estudiada los valores de carbonato de calcio oscilan en un rango de 16,4% hasta 95%, siendo su valor promedio 55,7%. Estos valores reflejan que los sedimentos de la sección estudiada son netamente carbonáticos con poco o ningún aporte de clásticos durante la sedimentación enmarcando al ambiente de sedimentación en un margen alejado de las fuentes de aporte terrígeno con un rango de profundidad moderada, este aspecto ya fue mencionado en el capítulo V, donde el ambiente de sedimentación fue definido en un rango de profundidad (100-200 metros) en base a su contenido fósil. Figura 51.

Como se observa en los primeros 50 metros de sección estratigráfica los valores de carbonato de calcio son relativamente bajos al valor promedio de la secuencia esto se debe a que en este intervalo, existe un dominio relevante del litotipo mudstone el cual por definición contiene porcentajes menores al 10% de partículas carbonáticas. De este intervalo en adelante el porcentaje comienza a incrementar hasta el tope de la secuencia de forma fluctuante entre valores cercanos al promedio y hasta sus valores máximos.

Es importante resaltar que en la zona del OEA2, mencionado anteriormente se encuentra el menor valor reportado en toda la sección, lo que corrobora las condiciones anóxicas del medio.

En conclusión con respecto a este marcador los altos valores reflejan que en la cuenca se encontraba en regímenes de alta productividad orgánica, y valores medios de oxigenación productos de las corrientes de surgencia en la misma, determinando condiciones disóxicas, estas condiciones pueden variar a anóxicas cuando se realice la correlación con los otros marcadores como se vera más adelante.

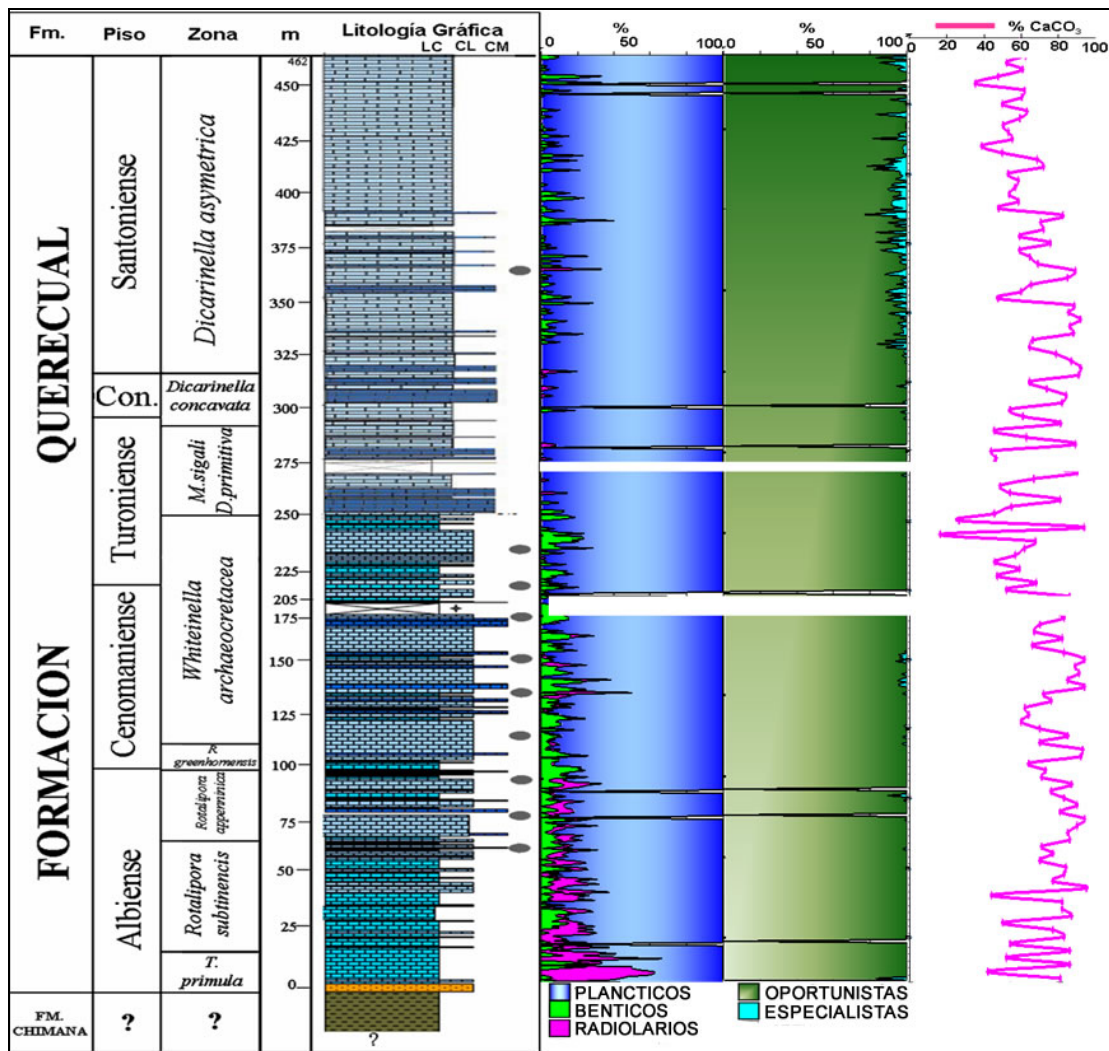


Figura. 51.- Como se observa en esta figura el CaCO₃, dentro de la sección estudiada de la Formación Querecual, registra valores altos mayores de 45%, lo que da indicios del carácter carbonático de la misma, es importante resaltar que aproximadamente a 250 metros subiendo en sección, se observa un descenso significativo del CaCO₃, lo que evidencia la presencia de un posible evento anóxico.

6.4 CONTENIDO DE ISOTOPOS ESTABLES

Los isótopos estables utilizados para este estudio son: $\delta^{18} \text{O}$ y $\delta^{13} \text{C}$, los cuales se encuentran expresados en tantos por mil (0/00) con el símbolo (δ) que define la relación entre la diferencia de la muestra a analizar y el estándar. Para su análisis se utilizó el patrón PDB (*Belemnitella americana*

de la Formación Pee Dee, en Carolina del Sur) que es uno de los patrones más utilizados en rocas carbonáticas. Es importante resaltar que por motivos técnicos solo se dispuso de esta data para los primeros 252 metros de sección estratigráfica.

- **ISÓTOPOS DE OXÍGENO ($\delta^{18}\text{O}$):** Los valores de oxígeno, que se observan en la sección, oscilan entre -9.6 a -7.4, estos valores reflejan que los sedimentos fueron depositados en condiciones de oxígenos restringidos (anoxia-disoxia). Los primeros 50 metros de sección, se observa un aumento gradual de los % de oxígeno alcanzando su máximo valor de -7,4, este incremento, puede estar relacionado a corrientes de surgencia que aportan nutrientes de zonas mas profundas y mejoran la circulación del medio, esto anudado con la presencia de radiolarios, % de fauna y los otros marcadores, dan indicios que las características de este tramo son plenamente disóxicas, a partir de este punto comienza a tener un carácter oscilante de pequeños ascensos y descensos entre los valores de -9 – (-8), lo que mantiene el comportamiento anoxia-disoxia en la cuenca, la definición exacta de este comportamiento dependerá de la correlación con los otros marcadores. A los 250 metros de sección estratigráfica, en el límite de la zona de *Whiteinella archaeocretacea* se observa el mínimo valor de oxígeno en la cuenca (-9,6), definiendo un evento totalmente anóxico, que por su ubicación en la escala geológica es correlacionable con el OAE2. Ver figura 52.

Es de interés resaltar que los ambientes de depositación que se encuentran dentro de condiciones anóxicas-disóxicas, son propicios para la acumulación y preservación de materia orgánica, debido a que no hay oxígeno suficiente en el medio para oxidarla.

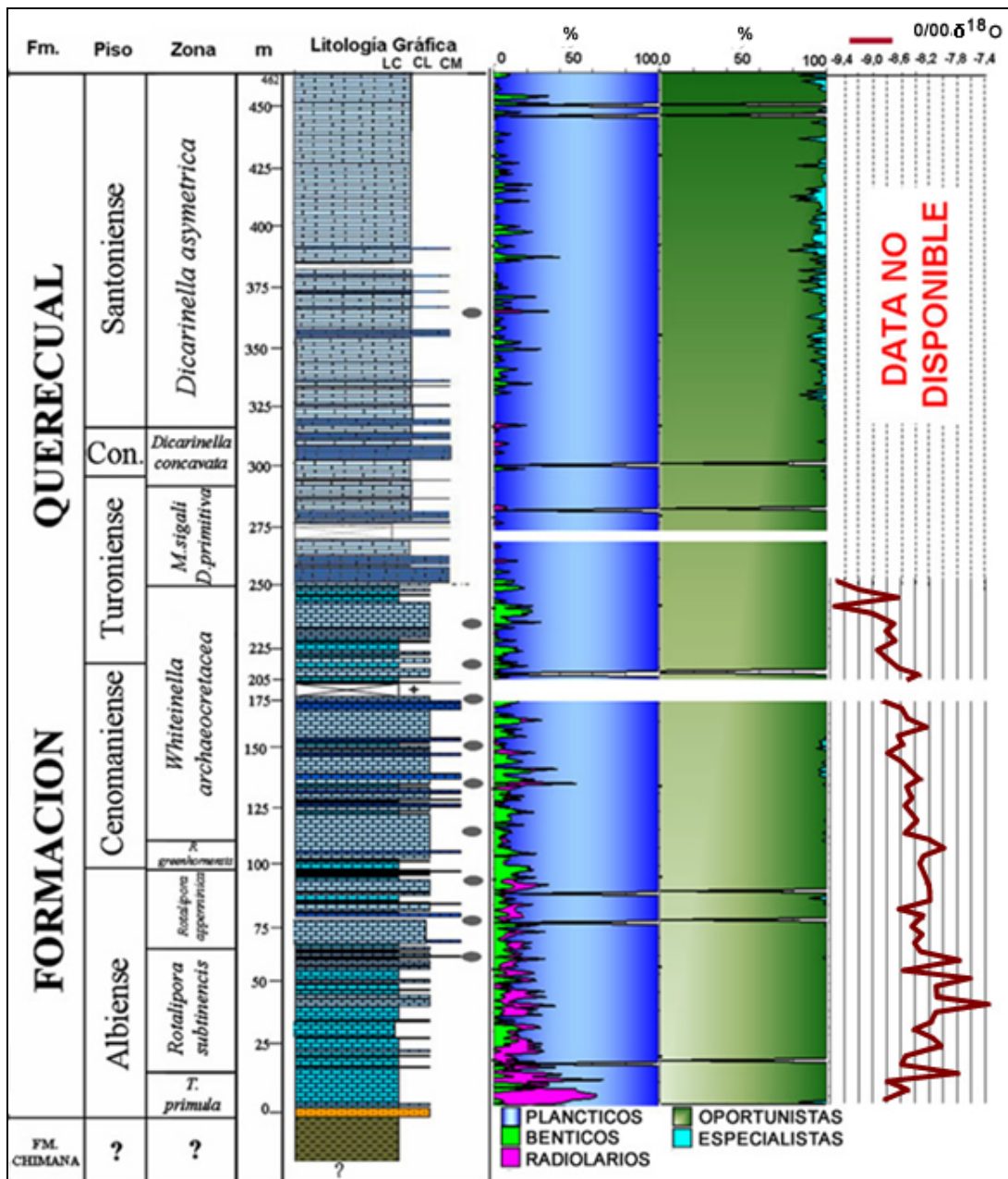


Figura. 52.- Comportamiento del Isótopo Estable de Oxígeno en la Formación Querecual, el cual fluctúa en valores negativos desde -9,4/-7,4, lo que da indicios de características anóxicas-disóxicas, en la secuencia, presenta un valor mínimo aproximadamente a 250 metros subiendo en sección, representando un evento netamente anóxico, el cual coincide con el comportamiento a esa profundidad de los otros marcadores. Este comportamiento también se refleja en un alto porcentaje de pláncicos oportunistas en el área los cuales necesitan mínimos niveles de oxígeno para su supervivencia y desarrollo.

- **ISOTOPOS DE CARBONO ($\delta^{13}\text{C}$):** Los isótopos estables de Carbono presentan el siguiente comportamiento dentro de la sección estudiada, los primeros 50 metros de sección estratigráfica presentan un marcado ascenso oscilante desde -0,7 hasta obtener su máximo valor en la sección de 0,4, esto refleja que en este periodo, hay menor cantidad de materia orgánica, lo que refleja a su vez, valores relativos altos de oxígeno, definiendo un carácter disódico para este intervalo. A partir de este punto máximo los valores fluctúan entre un rango de -2,9 hasta -0,5, dando indicios de acumulación de materia orgánica dentro de la cuenca. A 250 metros de la sección estratigráfica se observa uno de los valores máximos del carbono (-1,1), esto tiene como significado un alto contenido de materia orgánica dentro de este intervalo, relacionándolo con el comportamiento de los otros marcadores a esta profundidad es otra evidencia del evento OAE2 dentro de la secuencia. Ver figura 53.

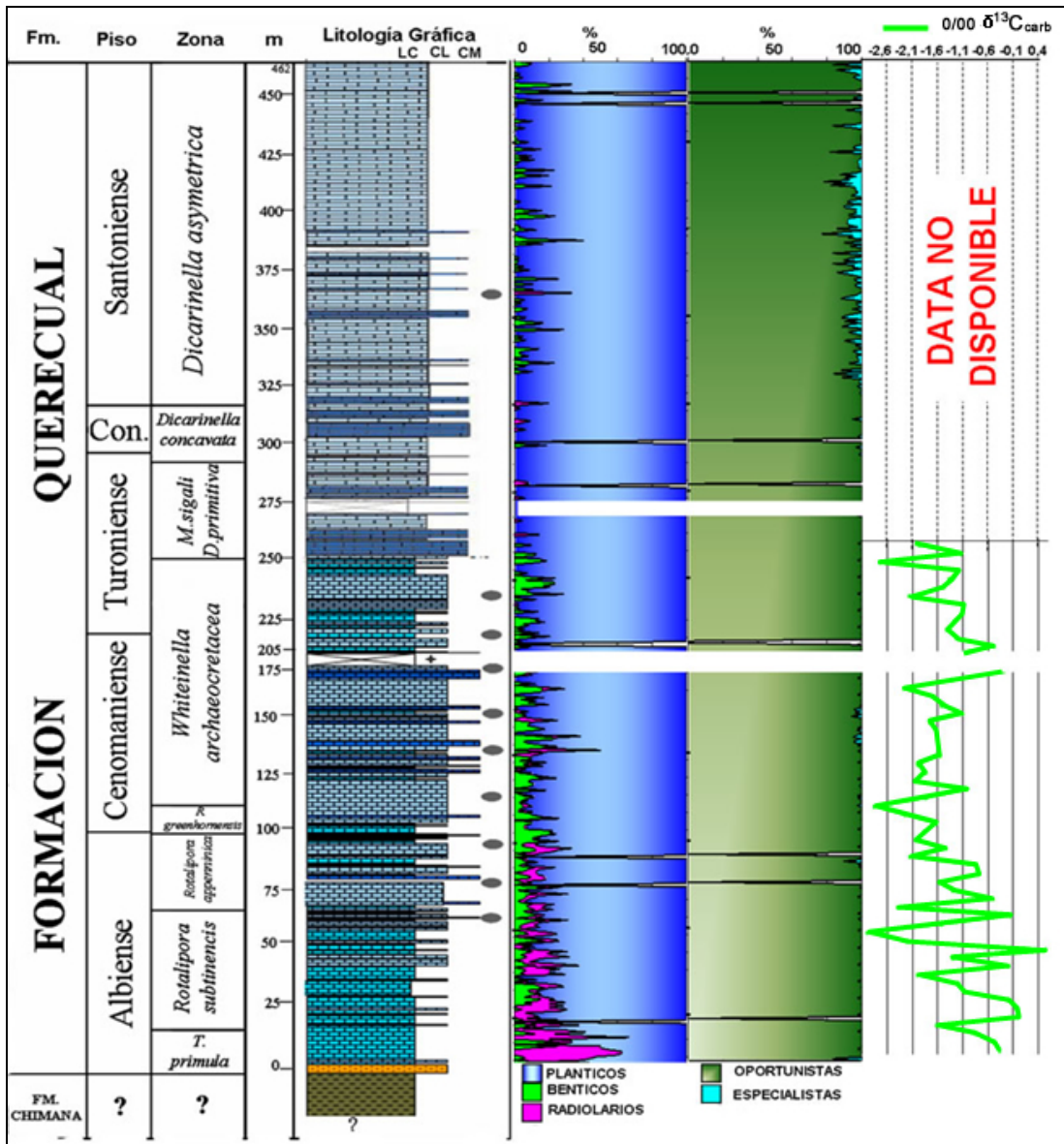


Figura. 53.- Comportamiento del Isótopo Estable de Carbono en la Formación Querecual. Con un predominio de valores negativos, este refleja la presencia de acumulación de materia orgánica, lo que a su vez da indicios de características anóxicas-disóxicas, su mayor valor 0,4, evidenciando un evento con características netamente disóxicas.

6.5 CORRELACIÓN DE MARCADORES GEOQUÍMICOS

En la figura 54, se puede observar, el comportamiento integrado de todos los marcadores dentro de la Formación Querecual, localizada en la Isla Chimana Grande.

En los primeros 50 metros de sección estratigráfica estamos en presencia de un ambiente con características de disocia, evidenciado por bajos valores de COT, altos de carbonato de calcio, medios de oxígeno y de carbono, estas características nos reflejan escasa preservación de materia orgánica, escasa productividad orgánica y alta circulación dentro de la cuenca. A partir de los 50 metros de sección hasta 245 metros aproximadamente las condiciones de la cuenca son de anoxia-disoxia ya que todos los marcadores fluctúan entre sus valores mínimos y máximos.

A los 250 metros de sección, se observa un evento anóxico, correlacionable con el OAE2, este evento es reconocido por las siguientes características: altos valores de COT e isótopos de carbono, bajos valores de carbonato de calcio y mínimos valores de oxígeno. Esto implica que en la cuenca existe un máximo de preservación de materia orgánica ya que no hay suficiente oxígeno en el medio para oxidarla, alta producción orgánica, y una pobre circulación.

A partir de esta profundidad hasta los 350 metros, los marcadores presentes definen un carácter disóxico-anóxico, a partir de ahí hasta los 425 metros, un ambiente más anóxico correlacionable con el evento regional OAE3. Aunque para esta parte de la sección no se tiene data física de los isótopos de oxígeno y de carbono, el comportamiento de los mismos puede inferirse, mediante una analogía con la parte basal de la secuencia.

Con respecto al oxígeno, el mismo debería presentarse con un porcentaje bajo a medio hasta los 325 metros de sección, en donde se observan valores medios de COT, que implican una tasa media de preservación de materia orgánica, rocas laminadas, gran cantidad de

nutrientes evidenciada por los oportunistas, en esta misma parte de la sección, el isótopo de carbono debe fluctuar en valores medios.

El intervalo comprendido entre 325 metros a 350 metros, se observa un ambiente totalmente disódico, evidenciado por los bajos valores de COT, en este intervalo debería observarse un aumento considerable en los valores de oxígeno y un descenso en los valores de carbono. Desde los 350 metros hasta los 425 metros, se observa un ambiente anódico primordialmente correlacionado con el OAE3, con pequeños intervalos disódicos, ya que aunque los marcadores presentan una conducta fluctuante, el COT presenta una tendencia al alza, con valores mayores al 4%, lo que indica una alta preservación de materia orgánica, con base a esto la curva de oxígeno debería presentar una tendencia negativa y la de carbono una tendencia positiva.

Adicionalmente en esta parte de la sección, existe una laminación de las muestras bien marcadas, típicas de secuencias anódicas, y hay registros de especialistas lo que indica una competencia por la supervivencia. Desde los 425 metros hasta el final de la secuencia retornan las características anódicas-disódicas.

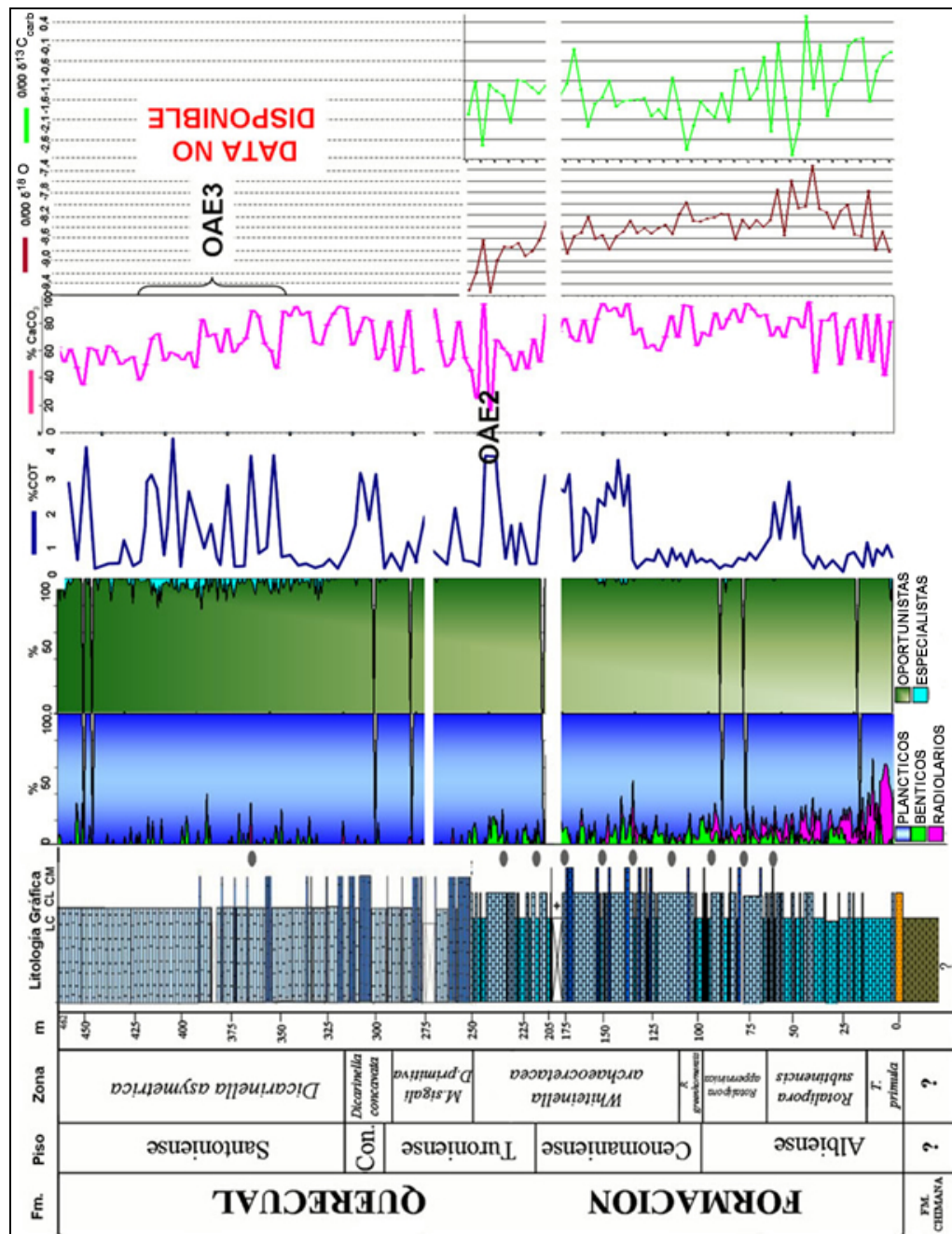


Figura. 54.- Correlación integrada con los marcadores geoquímicos presentes en la Formación Querecual. La correlación de la fauna presente, para interpretar eventos característicos de la cuenca, el OAE2 localizado en el entorno de los 250 metros, esta evidenciado por un valor de COT e isótopo de carbono y mínimos valores de oxígeno y CaCO₃. Un comportamiento similar se refleja para el OAE3, aunque no existe data disponible para los isótopos estables en esta parte de la sección, su comportamiento es fácilmente predecible.

6.6 MODELO ESTRATIGRÁFICO

Luego de todos los análisis realizados en los capítulos anteriores se tiene que la Formación Querecual, localizada en la Isla Chimana Grande, se depositó dentro de un régimen que paso por varias etapas, tal como se observa en la figura 55.

El inicio de la sección fue depositado en un ambiente con predominio de condiciones disóxicas, lo que implica, una baja preservación de materia orgánica, y una alta circulación en la cuenca.

Seguidamente existió un ambiente mixto disódico-anódico, debido a que todos los marcadores geoquímicos presentan un carácter oscilante entre sus valores máximos y mínimos.

Luego se observó la presencia de una etapa anódica correlacionable con el evento anódico regional del Cenomaniense- Turoniense, OEA2, correspondiente al máximo de productividad orgánica en el registro geológico del cretácico. Siguiendo en secuencia estratigráfica, se tiene otra fase mixta disoxia-anoxia, seguida por otro evento anódico, correlacionable con el evento anódico regional del Santoniense (OAE3).

Para finalizar el tope de la secuencia estudiada fue depositada en un ambiente de características mixtas donde prevalecen las condiciones de anoxia-disoxia.

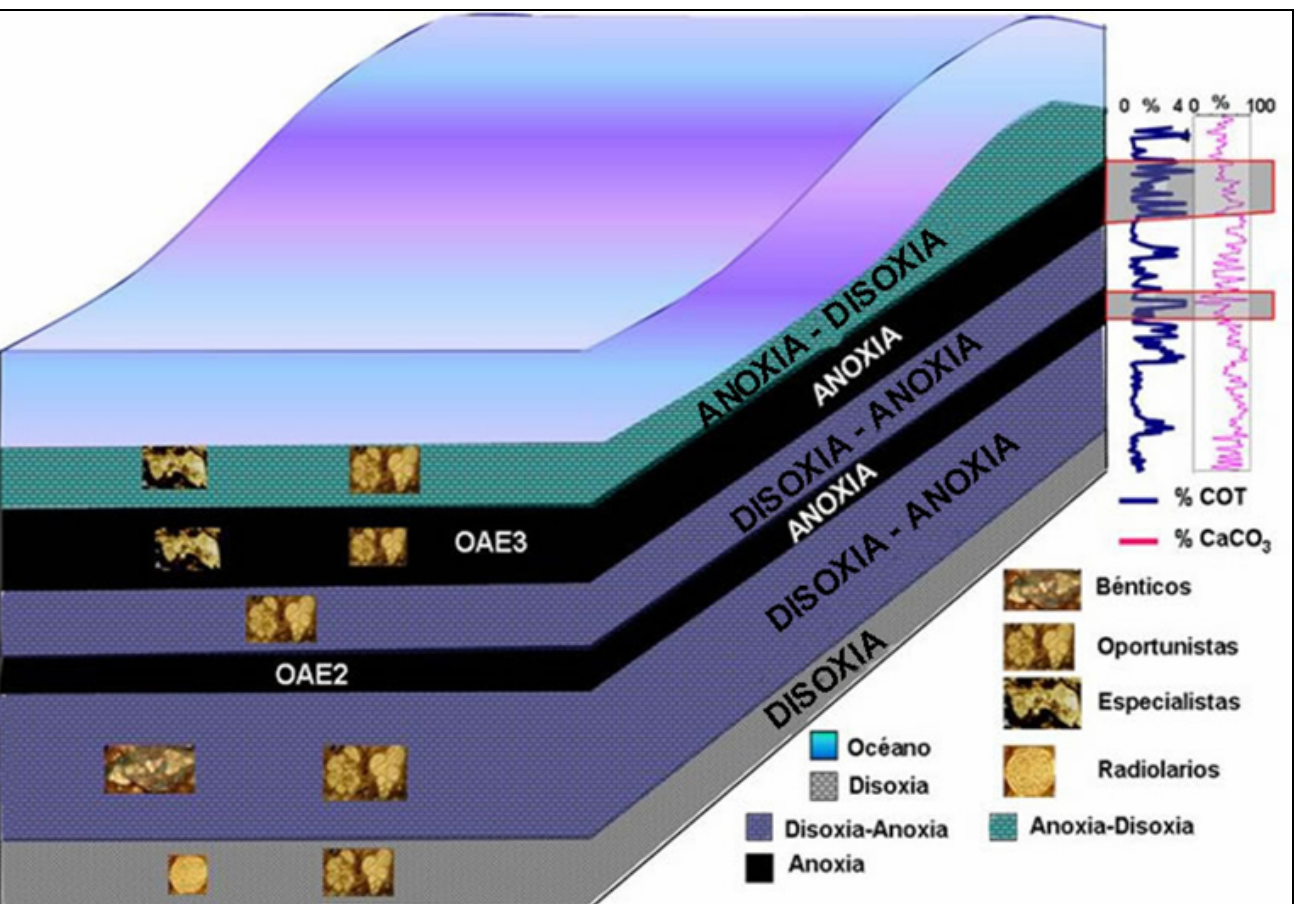


Figura. 55.- Modelo Estratigráfico de la cuenca, en donde se depositó la sección estudiada de la Formación Querecual, localizada en la Isla Chimana Grande. Aquí se observa en detalle las diferentes etapas de anoxia y disoxia ocurrientes, la fauna presente en ella, y las curvas de COT y CaCO₃, mostrando sus valores máximos y mínimos respectivamente en los eventos anóxicos, implicando una alta acumulación de materia orgánica, bajos niveles de oxígeno y alta concentraciones de nutrientes necesarios para la supervivencia de los pláncnicos oportunistas presentes.

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Al término del análisis realizado se tiene que los sedimentos de la Formación Querecual en la Isla Chimana Grande, fueron depositados en una cuenca con las siguientes características:

Desde el punto de vista bioestratigráfico, la cuenca esta conformada por un dominio de foraminíferos pláncnicos de morfología globosa, sobre los foraminíferos bénticos y radiolarios. Las características morfológicas globosas de los pláncnicos indican valores bajos de oxígeno, y alto aportes de nutrientes en la cuenca, condiciones bajas las cuales se desarrollan este tipo de organismos.

Desde el punto de vista paleobatimétrico la cuenca fue depositada en un régimen restringido con profundidades entre 100 y 200 metros, enmarcada por la presencia de faunas de aguas de mares someros y faunas de aguas epicontinentales presentes en el área.

A nivel paleoecológico los sedimentos se depositaron en condiciones eutróficas (inestables), con un dominio de fauna oportunista sobre la especialista. Los oportunistas por su estilo de vida, se desarrollan en ambientes con bajo oxígeno y alta cantidad de nutrientes, a los cuales son fácilmente adaptables, la presencia de los pocos especialistas indican cambios efímeros en la cuenca con respecto al aporte de nutrientes, ya que su morfología carinada o con quillas se desarrollan para poder absorber la escasa cantidad de nutrientes, presentes en la cuenca.

Se elaboró un modelo estratigráfico para la cuenca en donde se expone que sus sedimentos carbonáticos (mudstone, wackstone, packstone) se depositaron en un régimen mixto de anoxia-disoxia, interpretado a través de la correlación de los marcadores geoquímicos con la fauna presente. Los eventos anoxia-disoxia se interpretaron en base a los cambios en los valores de oxígeno, COT, carbono, y carbonato de calcio. Se identificaron 2 eventos

anóxicos OAE2 y OAE3, respectivamente, evidenciados por las siguientes respuestas en los marcadores geoquímicos, altos valores de COT e isótopos de estables de carbono y mínimos valores de CaCO_3 y de oxígeno. Estos eventos se caracterizan por tener una alta acumulación de materia orgánica debido al bajo oxígeno existente en la cuenca, no permitiendo el proceso de oxidación de la misma, por lo que se acumula en el piso de cuenca, generando posteriormente hidrocarburos, y le otorga a la roca un carácter de roca madre o roca generadora.

CAPÍTULO VIII

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arche, A. (1992) *Sedimentología. Vol II*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 543 p.
- Arthur, M.A. y 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.
- 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., y otros. (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.
- Bralower, T.J., y otros. (1994) Timing and Paleoceanography 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.
- Crespo de Cabrera, S., y otros. (1999) Integrated Foraminiferal Biostratigraphy and Chemostratigraphy of the Querecual Formation (Cretaceous), Eastern Venezuela. *J. Foram. Res.*, 29, 487- 499.

- Di Croce, J., y otros. (1999) Sequence Stratigraphy of the eastern Venezuelan Basin. In: *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World* (Eds K. Hsu), Elsevier Science, 419-476.
- Dunham, R (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture; Classification of carbonate rocks: *AAPG Bull.* 1, p. 108-121.
- González de Juana, C., y otros. (1980) *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Foninves, Caracas, 1021 p.
- Hallock, P. y Schlager, W. (1987) Nutrient excess and demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaios*, 1, p.389-393.
- Jarvis, I., y otros. (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. y Wilson, P.A. (1999) Stratigraphy, Paleooceanography, and Evolution of Cretaceous Pacific Guyots: relics from a greenhouse earth. *Amer. J. Science*, 299, 341-392.
- Jenkyns, H.C., y otros. (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: 2009, febrero 15]
- Kertzus, Vanessa. (2002). Bioestratigrafía y paleoecología de la Formación La Luna en los Andes Venezolanos. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela. Caracas
- Leckie, R.M. (1987) Paleoecology of mid-Cretaceous planktonic foraminifera: A comparison of open ocean and Epicontinental Sea assemblages. *Micropaleontology*, 33, 164-176.

- L.E.V., (1997). Léxico Estratigráfico de Venezuela, versión online. www.lexico.com.ve
- 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.
- Margotta, J. y Ramirez, K. (2004). Caracterización Quimioestratigráfica de la sección basal de la Formación Querecual, Isla Chimana Grande, estado Anzoátegui. 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.
- Parnaud, F., y otros. (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.
- Premoli Silva, I., y otros. (1999a) Biotic Changes in Cretaceous Ocean Anoxic Events of The Tethys. *J. Foram. Res.*, 29, 352-370.
- Premoli Silva, I. y 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.

- Scholle, P. y 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. (1972). Cretaceous Bathimetric Distribution of Benthic Foraminifers. *Journal of Foraminiferal Research*, 2(4), p. 167 –183
- 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.
- Solórzano, V., (2005) Estratigrafía de la Formación Querecual, Isla Chimana Grande, Estado Anzoátegui. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela. Caracas
- Truskowski, I., y otros. (2007) Estudio geoquímico y bioestratigráfico de la Formación Querecual en su localidad tipo. IX Congreso Geológica Venezolano, 12 p.
- Tucker, M.E. y Wright, V.P. (1990) *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, London, 482 p.
- Vera, Torres J. (1994) *Estratigrafía Principios y Métodos*. Editorial Rueda, Madrid, 806 p.
- Villamil, T. y 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.
- WEC, Evaluación de Pozos. (1997). Publicación Especial de Schlumberger
- Wilson, P.A. y Norris, R.D. (2001) Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period. *Nature*, 412, 425-429.
- www.mochimafotos.com. Consultado en Junio, 2005/ Febrero, 2009.

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.