

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**APLICACIÓN DE ANÁLISIS DE SERIES DE TIEMPO PARA
LA DETERMINACIÓN DE CICLICIDAD EN EL LÍMITE
CRETÁCICO/TERCIARIO (OCCIDENTE DE VENEZUELA)**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de
Venezuela para optar al Título
de Magíster Scientiarum en
Ciencias Geológicas por la
Prof. Erika González.

Caracas, Abril 2002

INDICE GENERAL

LISTA DE TABLAS	vi
LISTA DE FIGURAS	vii
RESUMEN	viii

CAPITULO

I INTRODUCCIÓN

1.1 OBJETIVOS Y ALCANCE.....	3
1.2. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	5
1.3. TRABAJOS PREVIOS.....	7

II MARCO METODOLÓGICO

ETAPA 1. RECOPIACIÓN DE LA INFORMACIÓN.....	15
ETAPA 2. RECOPIACIÓN Y GENERACIÓN DE DATOS.....	15
ETAPA 3. TRABAJO DE CAMPO.....	21
ETAPA 4. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS	
E4.1. Determinación de la edad de la secuencia.....	22
E4.2. Definición de parámetros útiles para la determinación de la ciclicidad.....	23
E4.3. Definición de la tasa de sedimentación en la secuencia...	24
E4.4. Aplicación de técnicas estadísticas para la determinación de la ciclicidad en el área de estudio	
E4.4.a. Series de Marcov.....	29
E4.4.b Análisis Espectral.....	31
E4.4.b.1. Aplicación de la Transformada de Fourier.....	33
E4.4.b.2. Aplicación de análisis espectral a través del programa NCCS 2000.....	40
ETAPA 5. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	42

III	<i>MARCO GEOLÓGICO DEL ÁREA</i>	
	3.1. <i>GEOLOGIA REGIONAL</i>	
	3.1.1. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA CUENCA DE MARACAIBO.....	43
	3.1.2. ESTRATIGRAFÍA REGIONAL	
	LITOESTRATIGRAFÍA.....	48
	BIOESTRATIGRAFÍA.....	53
	3.2. <i>GEOLOGÍA ESTRUCTURAL</i>	56
	3.3. <i>GEOLOGÍA LOCAL</i>	
	3.3.1. LITOESTRATIGRAFÍA LOCAL.....	58
	3.3.2. BIOESTRATIGRAFÍA LOCAL.....	67
	3.3.3. AMBIENTES SEDIMENTARIOS.....	75
	3.3.4. ANÁLISIS SECUENCIAL (local).....	78
	3.3.5. NIVELES DE IRIDIO REPORTADOS EN LA SECCIÓN.....	79
IV	<i>CARACTERIZACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA</i>	
	4.1. DESCRIPCIÓN COMPOSICIONAL.....	86
	4.2. DESCRIPCIÓN TEXTURAL.....	89
	4.3. VARIACIONES DE LA MATERIA ORGÁNICA EN EL INTERVALO K/T.....	96
V	<i>EVALUACIÓN DE LA TASA DE SEDIMENTACIÓN</i>	
	5.1. Determinación de la tasa de sedimentación para cada intervalo expuesto.....	105
	5.2. Estudio detallado de la tasa de sedimentación.....	113
VI	<i>CICLOESTRATIGRAFÍA</i>	
	6.1. APLICACIÓN DE ANÁLISIS ESTADÍSTICOS EMPLEANDO DATOS LITOLÓGICOS	
	6.1.a. Análisis de Transiciones Litológicas.....	118

	6.1.b. Análisis Transformada de Fourier.....	123
	6.1.c. Análisis Espectral (<i>NCSS 2000</i>).....	134
	6.2. APLICACIÓN DE ANALISIS DE ESTADÍSTICOS EMPLEANDO DATOS DE MATERIA ORGÁNICA.....	138
	6.3. MODELO CICLOESTRATIGRÁFICO DEL ÁREA.....	143
VII	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	151
	REFERENCIAS.....	155

ANEXOS

- 1 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA GENERALIZADA DE LA QUEBRADA SAN ISIDRO (Mesa Bolívar, estado Mérida)
- 2 CARTA FAUNAL DE DISTRIBUCIÓN DE FORAMINÍFEROS EN LA QUEBRADA SAN ISIDRO (Mesa Bolívar, estado Mérida)
- 3 CARTA FAUNAL DE DISTRIBUCIÓN DE NANOPLANCTON CALCÁREO EN LA QUEBRADA SAN ISIDRO (Mesa Bolívar, estado Mérida)
- 4 CARTA FLORAL DISTRIBUCIÓN DE PALINOMORFOS EN LA QUEBRADA SAN ISIDRO (Mesa Bolívar, estado Mérida)
- 5 DISTRIBUCIÓN "CHI CUADRADO" χ^2

LISTA DE TABLAS

TABLA

I	Efectos sobre el clima por la variación en las fuerzas orbitales del planeta.	3
II	Longitud y número de capas medidas en la sección estratigráfica.	22
III	Constantes de compactación empleados por HEGARTY <i>et al.</i> (1988) para definir un esquema de descompactación.	26
IV	Velocidades de sedimentación (cm/1000 años) para depósitos recientes propuestos en CORRALES <i>et al.</i> (1977) en ambientes de plataforma.	27
V	Descripción de las supersecuencias propuestas por PARNAUD <i>et al.</i> (1995) para el occidente de Venezuela.	46
VI	Modelo de evolución tectonoestratigráfica para la cuenca de Maracaibo sugerido por PERALTA(1991).	48
VII	Características de cada tipo litológico según descripción petrográfica.	63
VIII	Composición mineralógica a partir de difracción de rayos X.	67
IX	Zonación de foraminíferos sugerida para la sección estudiada.	70
X	Zonación por nanoplancton calcáreo sugerida por DURAN (1999) para la sección estudiada.	71
XI	Zonación palinológica sugerida para la sección estudiada.	75
XII	Descripción de parámetros texturales de partículas, definidos por PETTIJOHN, <i>et al.</i> (1987).	86
XIII	Parámetros granulométricos de la materia orgánica determinados en la sección de la quebrada San Isidro, estado Mérida.	92

XIII	Intervalos según FOLK (PETTIJOHN, <i>et al.</i> 1987) para describir el grado de escogimiento de las partículas.	95
XIV	Intervalos de Kurtosis según PETTIJOHN, <i>et al.</i> (1987).	95
XV	Espesores actuales y descompactados medidos en la sección de la quebrada San Isidro, estado Mérida.	103
XVI	Matriz de transiciones litológicas observadas para la sección estratigráfica de la quebrada San Isidro, estado Mérida.	120
XVII	Matriz de transiciones litológicas esperadas para la sección estratigráfica de la quebrada San Isidro, estado Mérida.	120
XVIII	Matriz diferencial o normalizada (GINGERICH, 1969) para la sección estratigráfica de la quebrada San Isidro, estado Mérida.	121
XIX	Matriz construida para la verificación del grado de aleatoriedad de la serie.	122
XX	Dimensión de ciclos definidos para la Formación Mito Juan en la sección de la quebrada San Isidro, estado Mérida.	130
XXI	Ciclos calculados dentro de la sección estratigráfica para los intervalos seleccionados.	144
XXII	Longitudes de ondas definidas por TEN KATE y SPRENGER (1993) para los ciclos controlados por parámetros orbitales.	146
XXIII	Clasificación de la ciclicidad según su duración y escala (VERA, 1994).	151

LISTA DE FIGURAS

FIGURA

1	Variación de los elementos orbitales la Tierra y su periodicidad (en miles de años).	1
2	Ubicación geográfica del área de estudio.	6
3	Procedimiento para el análisis textural de las partículas orgánicas a partir de la utilización del sistema <i>ADIE⁰</i> .	19
4	Reportes texturales generados a partir del Programa <i>ADIE⁰</i> por cada muestra.	20
5	Gráficos de barra desplegados por el programa <i>ADIE⁰</i> para la visualización del comportamientos de ciertas variables por cada muestra.	21
6	Matrices para la predicción matemática de posibles transiciones litológicas.	33
7	Generación de espectros de frecuencia a partir de la aplicación de la <i>Transformada de Fourier</i>	36
8	Espectro suavizado a partir de la aplicación de media móvil.	39
9	Modelo de matriz de interpolación construida para la generación de una serie de tiempo equidistante correspondiente al Intervalo V.	40
10	Espectros generados por el programa <i>NCSS 2000</i> para el análisis espectral de una serie de datos.	42
11	Distribución de facies sedimentarias durante el Maastrichtiense al norte del Cratón de Guayana.	45
12	Extensión geográfica de la Formación Colón.	49
13	Paleopropfundidades durante el Cretácico para el flanco norandino.	51
14	Extensión geográfica de la Formación Mito Juan.	52

15	Mapa geológico del área de estudio (escala original del mapa 1:25.000). Modificado de Kiewiet (1949).	58
16	Alternancia de limolitas y lutitas a escala de estrato.	60
17	Aparición rítmica de las capas calcáreas en la Formación Mito Juan.	60
18	Microfotografías de los cuerpos esféricos encontrados (Muestra CCG-120), asociados con las tectitas" reportadas en otras secciones del límite K-T.	65
19	Detalle de la capa que marca el límite K-T en la quebrada San Isidro, estado Mérida.	74
20	Paleoambientes definidos en la sección estratigráfica de la quebrada San Isidro, Estado Mérida a partir de elementos bioestratigráficos y litoestratigráficos.	78
21	Interpretación de cambios del nivel del mar en la sección estudiada, con base en elementos bioestratigráficos y litoestratigráficos.	81
22	Distribución del iridio en relación al límite K/T en la quebrada San Isidro, estado Mérida.	84
23	Variación en la composición de la materia orgánica en la sección Cretácico-Terciaria de la quebrada San Isidro, estado Mérida.	88
24	<i>Variación de parámetros morfológicos de las partículas orgánicas en la quebrada San Isidro, estado Mérida.</i>	93
25	Histograma de frecuencia para los tamaños de granos de las partículas orgánicas.	94
26	Frecuencia de elongación de las partículas orgánicas observadas en las muestras.	96
27	Frecuencia de irregularidad de las partículas (Escala según Lorente, 1990).	97

28	Variación de parámetros granulométricos de la materia orgánica en el intervalo V.	99
29	Abundancia y composición de la materia orgánica palinológica en el intervalo K/T.	101
30	Variación de espesor de las capas a lo largo de la columna estratigráfica	104
31	Ubicación estratigráfica de las especies índices en la sección objeto de estudio.	105
32	Variaciones de la velocidad de sedimentación para la sección de la Formación Mito Juan en la quebrada San Isidro, estado Mérida.	113
33	Variaciones de la tasa de sedimentación (capa a capa) en el Intervalo II (base de la Fm. Mito Juan).	115
34	Variación en la velocidad de sedimentación para el intervalo III (A) y el intervalo V (B) (Fm. Mito Juan).	116
35	Variaciones de la tasa de sedimentación en el Intervalo IV.	117
36	Patrón de depositación para la sección estratigráfica de la quebrada San Isidro a partir de la aplicación de cadenas de Marcov.	123
37	Espectros seleccionados para la definición de la ciclicidad en la sección de la quebrada San Isidro.	127
38	Periodogramas generalizados construidos a partir del total de espesores medidos en la sección.	129
39	Variación de la velocidad de sedimentación a lo largo de la columna estratigráfica y su relación con los valores de espesor (A) y duración (B) para la ritmicidad asociada a la intercalación de capas.	133
40	Variación en el espesor y la duración en tiempo para la ritmicidad detectada cada 7-8 capas.	134
41	Espectros generados a partir de la aplicación <i>NCSS 2000</i> para la sección de la quebrada San Isidro, estado Mérida.	137
42	Espectros generales construidos a partir de la aplicación de <i>NCSS 2000</i> .	138

43	Periodogramas contruidos a partir de la variación de parámetros texturales de la materia orgánica.	140
44	Periodogramas contruidos a partir de la variación de la composición de la materia orgánica en el intervalo K/T.	142
45	Periodogramas de frecuencias contruidos a partir del programa <i>NCSS 2000</i> para parámetros granulométricos de materia orgánica.	143
46	Perfil de duración en tiempo para la depositación correspondiente a las capas carbonáticas.	145

González A., Erika B.

APLICACIÓN DE ANÁLISIS DE SERIES DE TIEMPO PARA LA DETERMINACIÓN DE CICLICIDAD EN EL LÍMITE CRETÁCICO-TERCIARIO (OCCIDENTE DE VENEZUELA)

Tutor Académico: Dra. María Antonieta Lorente. Tutores Industriales: Dr. Jorge Acosta y Dr. Valentí Rull. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2002, 164 p.

Palabras claves: Cicloestratigrafía, Series de tiempo, Milankovitch, límite K/T, Formación Mito Juan.

Resumen. El principal objetivo de esta investigación consistió en reconocer las señales cíclicas que pudieran reflejar rocas de las formaciones Colón y Mito Juan del Cretácico Tardío-Paleoceno Temprano (occidente de Venezuela). La secuencia estudiada en superficie se caracteriza por una alternancia rítmica de lutitas, limolitas, areniscas y calizas arenosas que sugiere la influencia de patrones rítmicos en su depositación. Para la evaluación de la ciclicidad se aplicaron métodos estadísticos basados en la construcción e interpretación de series de tiempo a partir de datos litológicos (espesor de las capas) y datos granulométricos y de composición de materia orgánica. Los métodos empleados correspondieron al análisis de *Series de Marcov*, *Transformada de Fourier* y *Análisis Espectral*, estos dos últimos métodos permitieron identificar, a través del espectro generado, la señal periódica de la serie de datos. Los resultados basados en el espesor de las capas sugieren un patrón de empaquetamiento muy característico de secuencias, que a nivel mundial, han sido interpretadas como producto de la influencia de los ciclos de Milankovitch, reflejando condiciones repetidas de sedimentación. Se identificaron tres patrones cíclicos con duraciones promedios entre 138 ka, 22 ka y 4 ka, evidenciando la impresión de ciclos de la banda de frecuencia de Milankovitch y una señal cíclica diferente a las reportadas hasta la fecha. Atendiendo al estudio de las señales cíclicas a lo largo de la secuencia estratigráfica, que permitió una evaluación continua a través del tiempo, se concluye que esta sección muestra un registro continuo de la influencia orbital en la transición del límite K/T. El aporte fundamental de esta investigación radicó en la aplicación de los métodos estadísticos seleccionados para integrar el análisis estadístico y estratigráfico en la interpretación de los procesos cíclicos en el registro sedimentario. Asimismo el tratamiento de los sedimentos bajo estos parámetros proporciona una herramienta geocronológica de alta resolución (a nivel de cientos a miles años) siendo de gran utilidad para la cicloestratigrafía y para las medidas de la variación de la tasa de sedimentación.

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

Las causas de la ciclicidad dentro de los intervalos estratigráficos han sido uno de los temas a los cuales se le ha prestado una gran atención dentro del campo de la Estratigrafía en los últimos años. Prácticamente todos los ciclos en esta disciplina representan periodos de tiempo identificables y están relacionados de alguna manera con el movimiento planetario y por lo tanto considerados ciclos astronómicos. SCHWARZACHER (2000) propone que las variaciones orbitales introducen en el sistema planetario ciertas oscilaciones que se reflejan en las variables climáticas y estas pueden a su vez generar diferentes respuestas sedimentarias de manera periódica. El mismo autor señala que la periodicidad de los ciclos permite identificar el factor astronómico que los causa, siendo estos la excentricidad, la oblicuidad y la precesión de los equinoccios, con periodos característicos de 400, 100, 41, 23 y 19 mil años (Figura 1).

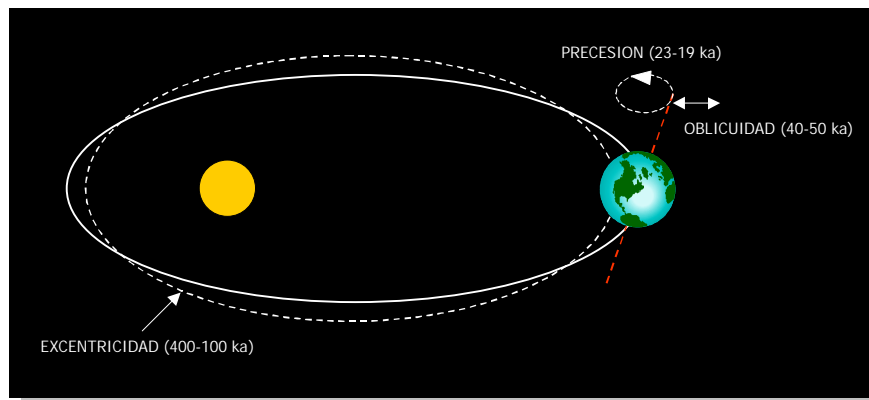


Figura 1. Variación de los elementos orbitales la Tierra y su periodicidad (en miles de años). Tomado y modificado de <http://deschutes.geo.uri.edu/~rutherford/milankovitch.html>.

Estos ciclos se denominan *ciclos orbitales de Milankovitch*, en honor a su primer investigador en 1940, quien postuló un mecanismo generado por fuerzas orbitales para las glaciaciones durante el Pleistoceno, considerándose desde entonces como una aproximación de unidades de tiempo. Los ciclos de la banda de frecuencia de Milankovitch son ciclos decimétricos o métricos observables a escala de estratos y constituidos principalmente por la alternancia de varios tipos de litologías, siendo muy útiles en los estudios estratigráficos y sedimentológicos.

Las perturbaciones de estos elementos son climáticamente importantes debido a que afectan la distribución global y latitudinal de la radiación solar (Tabla I). Las oscilaciones climáticas generadas por fuerzas orbitales son registradas en los sedimentos y pueden ser interpretadas a través de cambios u oscilaciones en las propiedades sedimentarias, paleontológicas, magnéticas y en las características químicas de las rocas (HILGEN, KRIJGSMAN, LANGEREIS & LOURENS, 1997). De esta manera el registro sedimentario al preservar la variación de las fuerzas orbitales puede proporcionar una herramienta de alta resolución a nivel de cientos a miles años o de menor duración (SCHWARZACHER, 1993a). Sin embargo para afirmar que un ciclo o ritmo concreto corresponde a la banda de frecuencia de Milankovitch es necesario conocer el intervalo de recurrencia y su periodicidad (SCHWARZACHER, 2000).

En la actualidad es ampliamente aceptado que los "*ciclos de Milankovitch*" son la principal causa de los cambios glaciales-interglaciales durante el Pleistoceno, de aquí nace la necesidad de que esta corriente de investigación sea extendida al reconocimiento de la ciclicidad en secuencias más antiguas lo cual permitiría mejorar la resolución de los intervalos de tiempo representados por estas secuencias sedimentarias así como un mejor entendimiento de la relación entre el clima y la respuesta depositacional a través del tiempo. FISCHER, DE BOER & PREMOLI SILVA (1990) sugieren el Cretácico como un período particularmente apropiado para probar validar la aplicación de la cicloestratigrafía.

Tabla I. Efectos en el clima por la variación en las fuerzas orbitales del planeta. La distribución de la insolación según la latitud y las estaciones es influenciada de manera diferente por los ciclos orbitales (VAN BUCHEM, DE BOER, MCCAVE & HERBIN. 1995).

VARIACION ORBITAL	DURACIÓN DE LOS CICLOS (ka)* (SCHWARZACHER, 2000)	EFFECTOS SOBRE EL CLIMA
Excentricidad	400 128, 94	<ul style="list-style-type: none"> • Variaciones estacionales • Desplazamiento de los cinturones climáticos
Oblicuidad	40, 50	<ul style="list-style-type: none"> • Los polos son afectados, variación de los casquetes de hielo. • Incremento de la estacionalidad <ul style="list-style-type: none"> • Cinturones climáticos permanecen estables
Precesión	23, 19	<ul style="list-style-type: none"> • Incremento y reducción de la estacionalidad <ul style="list-style-type: none"> • Cinturones climáticos varían sus límites de acuerdo a la distribución solar

*ka= miles de años

Los análisis cicloestratigráficos permiten establecer correlaciones de secuencias terrestres con fluctuaciones climáticas siendo útiles en las investigaciones del control climático sobre las características bióticas y sedimentológicas de un área (BENNETT, 1990). Si el análisis detallado del registro sedimentario demuestra que la formación de la secuencia depositacional está relacionada con la ciclicidad orbital, entonces una calibración de alta resolución en tiempo puede ser alcanzada (STRASSER, 2001).

1.1. OBJETIVOS Y ALCANCE

El objetivo principal planteado para el desarrollo de este trabajo radica en la aplicación de métodos estadísticos con la finalidad de evaluar los patrones de ciclicidad y eventos no cíclicos en rocas del Cretácico Tardío y Paleoceno Temprano (Formación Mito Juan) del occidente de Venezuela, con el fin de contribuir a un mejor entendimiento de las condiciones que predominaron sobre el planeta durante este lapso de tiempo y en el evento que marcó el límite Cretácico/Terciario.

A través de los métodos de análisis seleccionados, se pretende evaluar una metodología estadística que permita definir los patrones de ciclicidad existentes dentro del intervalo estudiado. La integración de la información bioestratigráfica, composición química, granulometría de la materia orgánica y algunas propiedades físicas de las rocas (color, espesor y granulometría) a través del manejo estadístico, permitirá un análisis objetivo de los resultados.

Asimismo el desarrollo de una herramienta estratigráfica cuantitativa a partir del estudio de sedimentos del Cretácico Tardío, contribuirá con el conocimiento detallado de eventos geológicos, paleoclimáticos y paleoceanográficos, en dicho intervalo y en el límite K/T, representando de esta manera un aporte metodológico a los estudios cicloestratigráficos y una contribución a la cronología de eventos a lo largo del Cretácico-Terciario en esta región específica del occidente de Venezuela.

1.1.a. Objetivos específicos:

- Aplicación de diferentes herramientas de análisis de series de tiempo para la definición de los patrones de ciclicidad a partir de datos texturales y de materia orgánica de las rocas objeto de estudio.
- Identificación de los ciclos encontrados: definición y diferenciación de su periodicidad, valoración del carácter periódico de la serie, tipos de ciclicidad.
- Evaluación de anomalías y rasgos relevantes en el comportamiento de las curvas para el análisis de las variedades encontradas en el intervalo del Cretácico Tardío y en el límite Cretácico-Terciario.
- Establecimiento de una metodología de alta resolución estratigráfica a partir de la integración de los análisis estadísticos aplicados al registro estratigráfico.
- Generación de un modelo cicloestratigráfico del área.

- Interpretación de la naturaleza del evento que marcó el límite K/T: catástrofe vs. cambios climáticos producidos por control orbital.

1.1.b. Alcance

El reconocimiento de los ciclos orbitales en el registro sedimentario es una importante contribución como herramienta geocronológica de alta resolución por lo cual el establecimiento y demostración de una metodología estadística sencilla para el estudio de ciclos sedimentarios permite una evaluación de la cronología del área a nivel de cientos a miles de años. Algunos autores señalan que a través de la búsqueda de patrones de ciclicidad coincidentes con la banda de frecuencia de Milankovitch se reconstruye una escala de tiempo relativa de gran detalle para el intervalo estratigráfico (HINNOV & GOLDHAMMER, 1991). Asimismo la utilización de datos de fácil acceso (espesores de capas, abundancia fósil, etc.) permite la utilización de recursos de bajo costo económico.

Por otra parte la utilización de parámetros texturales de la materia orgánica para la descripción y caracterización cuantitativa de facies orgánicas, constituye un importante apoyo en el estudio de los ambientes depositacionales.

1.2. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

En términos generales el área se ubica en la vertiente norte de la cordillera andina venezolana hacia el piedemonte occidental. El área de estudio se localiza en la quebrada San Isidro ubicada al noroeste de la población Mesa Bolívar, Municipio Tovar del estado Mérida (Figura 2).

Estructuralmente el área se encuentra limitada por pliegues y fallas transversales y longitudinales producto de esfuerzos compresivos en dirección aproximada noroeste-suroeste, ocurridos probablemente en el Terciario Superior, como consecuencia de la orogénesis andina (BECERRA & GÓMEZ, 1997).

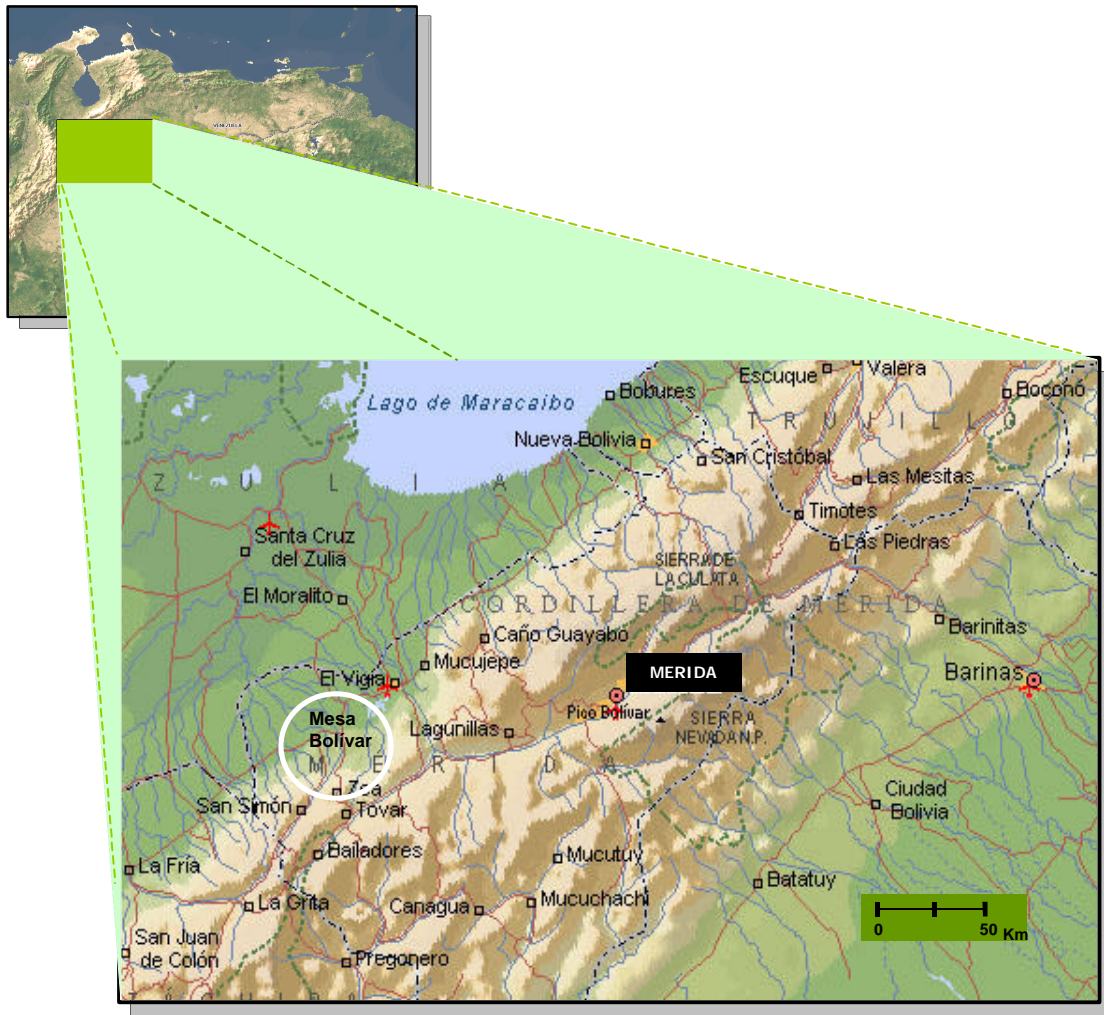


Figura 2. Ubicación geográfica del área de estudio (Tomado y modificado del atlas *Microsoft Encarta 2000*)

1.3. TRABAJOS PREVIOS

Son numerosos los trabajos que existen sobre rocas del Cretácico y Terciario en el área de estudio, especialmente referidos a las formaciones La Luna, Colón y las arenas del Eoceno, debido principalmente a su importancia económica; sin embargo estudios específicos del límite K/T y modelos de ciclicidad (relacionados con la predicción de ciclos en la banda de Milankovitch) son muy escasos tanto en el área como en el resto del país pese a que el interés a nivel mundial es bien expandido.

El trabajo de HANNERS (1972) se considera el primero en este género en la literatura venezolana, quien estudió las formaciones La Pascua y Roblecito del Terciario (Venezuela central) estableciendo el ciclo de oblicuidad orbital (41 ka) como causante de los ciclos menores presentes en la sedimentación de estas unidades.

Igualmente SHERER (1972) aplicó cadenas de Markov para demostrar la sedimentación cíclica en la Formación Oficina (oriente de Venezuela) a través de la construcción de matrices de probabilidades de transición litológica. Sugiere el uso de esta aplicación estadística en la industria petrolera como una herramienta de correlación.

Por su parte, YORIS (1989) analizó en detalle la ciclicidad durante la sedimentación de la Formación Carapita (Terciario, Venezuela oriental) a través de la definición de unidades cíclicas reflejadas en la información de registros de rayos Gamma de un pozo, señalando relaciones entre los ciclos encontrados y los ciclos climáticos; utiliza esta ciclicidad para el establecimiento de correlaciones regionales.

RULL & POUMONT (1997) aplicaron técnicas ecostratigráficas para la definición de "palinociclos" con base en asociaciones florales en la Cuenca del Lago de Maracaibo. Determinaron 21 palinociclos entre el Mioceno Medio y Mioceno Tardío correlacionándolos con ciclos eustáticos globales de tercer orden.

LORENTE y CONTRERAS (1997) distinguen ciclos de segundo, tercer y cuarto orden en una sección oligo-miocena de un área en Perijá, aplicando la técnica de palinociclos descritas por RULL & POUMONT (1997). Dichos ciclos los relacionan con cambios climáticos y resaltan su importancia y de la bioestratigrafía de alta resolución, como una herramienta poderosa para la estratigrafía secuencial.

Asimismo RULL (1998), a través del análisis de asociaciones palinológicas, estableció ciclos de tercer orden en una sección del Mioceno Medio de la Cuenca de Maracaibo, atribuidos a los cambios relativos del nivel del mar, donde el desarrollo de la vegetación costera permitió hacer una reconstrucción paleoambiental.

ESTÉVEZ (1998) aplicó la misma técnica de los "palinociclos" en un área de la cuenca del Lago de Maracaibo, en rocas de edad Eoceno. Correlaciona los ciclos encontrados (50.000 años) con ciclos de tercer orden propuestos en la carta de HAQ et al. (1987, en ESTÉVEZ, 1998).

MOSCARDELI (2000) realizó un estudio integrado en una sección terciaria de la cuenca oriental de Venezuela e identificó periodicidad de los ciclos en el orden de los 400 ka, (excentricidad) y en el orden de los 600 ka, asociado con efectos climáticos y tectónicos. Utilizó datos de registros eléctricos, reportes de pozos y análisis bioestratigráficos.

RULL (2000) realizó un estudio palinológico cuantitativo en rocas del Paleoceno/Eoceno al este de Venezuela para analizar posibles patrones cíclicos durante la depositación. Aplicó técnicas ecoestratigráficas (palinociclos y Ecolog) encontrando ciclicidad de alta frecuencia y correlacionándolos con ciclos globales eustáticos de tercer orden.

Con respecto a trabajos específicos realizados en el área se puede mencionar a PERALTA (1991) quien estableció un modelo tectonoestratigráfico para el Maastrichtiense-Daniense en el borde occidental de la Cuenca de Maracaibo con el fin de estudiar el comportamiento estructural y sedimentológico del área, realizando una reconstrucción a gran escala de los eventos tectónicos y de cambios globales del nivel del mar y su correspondencia con el modelo sugerido.

MARCANO (1992) analiza parte de la secuencia Cretácico-Terciario, aflorante en la región de Zea-Mesa Bolívar, El Vigía-Estánquez del estado Mérida, a través del análisis modal y análisis de Markov. El análisis modal permitió describir las unidades consideradas desde un punto de vista textural y mineralógico, mientras que la aplicación de cadenas de Markov a la secuencia sedimentaria se centró en las transiciones entre facies, asociaciones importantes para cada formación y determinación de posibles ciclos sedimentarios.

MALAVE, en 1994, realizó un análisis de concentración de carbono orgánico y de fosfato en la Formación Colón y estudió la tendencia de la materia orgánica presente en los sedimentos aplicando análisis estadísticos para la determinación y definición de las facies predominantes.

POCKNALL, ERLICH, STEIN, BERGEN & LORENTE (1997) muestrearon una sección del Cretácico (Formación Mito Juan) y Paleoceno (Formación Catatumbo) en el flanco norte de los andes venezolanos y realizaron un estudio palinológico (polen, esporas y dinoflagelados). Señalaron esta como una "aparente" sección representativa del límite K/T para el norte de Suramérica y sugieren realizar trabajos de excavación de la sección cubierta para mejorar la definición del registro del límite K/T en esta localidad.

Los trabajos de RUIZ, DURÁN, RULL & LORENTE (1997) y CAROPRESE (2000) proporcionan aportes significativos en el desarrollo de los estudios sobre el límite K/T, basados en rocas del occidente del país. RUIZ *et al.* (1997) realizaron un análisis

comparativo en dos secciones de pozos ubicados en la cuenca del Lago de Maracaibo para estudiar la extensión de especies fósiles índices del Maastrichtiense tardío en Venezuela. Los resultados obtenidos indican que los rangos de ocurrencia de algunas especies alcanzan los niveles basales del Paleoceno corroborando que estas especies sobrevivieron la crisis del Cretácico Tardío. Los autores proponen una evaluación sistemática de especies índices del Maastrichtiense en otras áreas del norte de Suramérica y el Caribe para comprobar la extensión paleogeográfica de este fenómeno.

CAROPRESE (2000) realizó comparaciones a nivel palinológico en tres secciones donde se ha reportado el límite K/T: Río Brazos, Texas; El Mimbral en México y la quebrada San Isidro en los Andes venezolanos estableciendo diferencias entre características litológicas y paleoclimáticas. Señaló que la quebrada San Isidro presenta un espesor mayor que las otras secciones, representando una secuencia del límite K/T no reportada hasta la fecha. La autora no reporta una extinción masiva para esta sección. Otro punto importante dentro de este estudio radica en la comparación realizada con respecto a la presencia de la anomalía de iridio dentro de diversas secciones a nivel mundial. La autora destaca que en la sección de Río Brazos dicha anomalía se encuentra asociada a la arcilla del límite, en la sección de El Mimbral se ubica en la zona P1a (Terciario Temprano), por encima del límite, y en la quebrada San Isidro se presenta por debajo de dicha capa a unos 50 m. Este hecho, junto con la evidencia bioestratigráfica, corrobora la proposición expuesta con respecto a la influencia de un evento erosivo en las secciones de El Mimbral y Río Brazos ausente en la sección San Isidro.

En el oriente del país las investigaciones realizadas por MORA (1989), cuyo objetivo principal fue ubicar el límite Cretácico-Paleoceno a partir del estudio de nanoflora calcárea, no arrojaron evidencias de presencia del Paleoceno en la sección. El autor sugiere que la ausencia de fósiles marcadores del Paleoceno se deba principalmente al retrabajo en la sección por levantamiento tectónico y

recomienda realizar un muestreo en otros sectores de la sección geológica levantada para verificar el cambio Cretácico-Terciario.

En el ámbito mundial existen muchas investigaciones en cuanto a la disciplina cicloestratigráfica y en torno al límite Cretácico/Terciario, no obstante solo se mencionarán algunas de mayor relevancia y analogía con el presente estudio.

SMIT & TEN KATE (1982) estudiaron los patrones de elementos trazas en una sección al norte de España de edad Cretácico-Terciario. Trataron de integrar un escenario de posibles secuencias de eventos a partir de la interpretación de datos micropaleontológicos, litológicos, geoquímicos y de isótopos estables y su comparación con otras secciones en Europa donde se observa el límite K/T. Estos autores corroboran la hipótesis señalada anteriormente por ALVAREZ (1980, en SMIT & TEN KATE, 1982) sobre el impacto de un cuerpo extraterrestre a finales del Cretácico.

En base a criterios paleontológicos en secuencias marinas del límite K/T (Stevns Klins, Dinamarca, Gubbio, Italia y Caravaca, España), HSÜ (1988) estudió la presencia de una capa arcillosa indicativa de dicho límite en las tres secciones y la relacionó con los niveles anómalos de iridio, con la extinción de especies del Cretácico y con la aparición de especies del Paleoceno. Concluye que los sedimentos asociados al límite registran los cambios ambientales que marcan el fin del Cretácico.

TEN KATE & SPRENGER (1989) analizaron e interpretaron la periodicidad existente en capas de carbonato del Cretácico Inferior, al sureste de España, empleando datos geoquímicos. Aplicaron análisis espectral demostrando la presencia de docenas de ciclos interpretados como ciclos de excentricidad y precesión.

Estudios de ciclicidad en varvas han contribuido en la expansión de la cicloestratigrafía. BENNET (1990) estudió la ciclicidad en facies lacustrinas aplicando tres métodos de estimación espectral para verificar la existencia y significado de

ciclos sedimentarios y para determinar de manera temporal y espacial las distintas frecuencias en la variación de las propiedades de las rocas. Se basó principalmente en un modelo depositacional y en el espesor de varvas para mejorar el reconocimiento de las fuerzas orbitales sobre las fluctuaciones climáticas en esta sección del Paleoceno así como la tasa de sedimentación. Interpretó frecuencias en el orden de los 20 ka, 40 ka y 100 ka.

FISHER & BOTTER (1991) hacen énfasis en la ritmicidad de los ciclos orbitales y su impresión en el registro rocoso. También mencionan un espectro de ritmicidad del tiempo geológico con diferentes frecuencias relacionadas y generadas por la interacción sol-tierra-luna, por los ciclos de manchas solares, por las variaciones orbitales del planeta y el patrón de ciclicidad asociado.

HINNOV & GOLDHAMMER (1991) estudiaron patrones cíclicos en una plataforma carbonática triásica donde cada ciclo, compuesto por una unidad de carbonato y una capa de dolomita, se interpretó como producto de episodios repetidos de emergencia/submersión con una duración estimada de 20 ka. Aplicaron la técnica clásica de análisis espectral para evidenciar la presencia de las fuerzas orbitales (Milankovitch) en la ritmicidad, encontrando patrones adicionales de 100 ka.

RIPEPE, ROBERTS & FISCHER. (1991) investigaron la periodicidad de las varvas en lutitas lacustrinas del Eoceno a partir del análisis de series de tiempo. Tomaron la composición y el espesor de las mismas como principal variable indicadora de cambios climáticos. Aplicaron análisis de Fourier para la indagación de la ciclicidad y atribuyeron la periodicidad encontrada a ciclos de manchas solares (12 años) y al fenómeno de "El Niño" ENSO (5 años).

NICHOLS, BROWN, ATTREP & ORTH (1992) reportaron una nueva localidad representativa del límite Cretácico-Terciario al oeste de EEUU con base en criterios palinológicos y geoquímicos. La caracterización de la sección permitió observar niveles abruptos de extinción de especies de polen, una abundancia anormal de

esporas, una fuerte anomalía de iridio y granos de cuarzo fracturados. Los autores soportan la teoría del impacto de un cuerpo extraterrestre en el límite K/T.

TEN KATE & SPRENGER (1993) investigaron las evidencias del control orbital en la ritmicidad observada en calizas hemipelágicas y margas del límite Cretaceo/Paleoceno. Muestrearon tres secciones en detalle y describieron en función de sus propiedades sedimentológicas y paleontológicas. El contenido de carbonato de las 2779 muestras fue usado como la variable para definir la ciclicidad a través de análisis espectrales. El resultado soporta la hipótesis sugerida de que la ritmicidad del carbonato es controlada por fuerzas orbitales.

REIJMER, SPRENGER, TEN KATE, SCHLAGER & KRZYSTYN (1994) aplicaron varias técnicas de análisis espectral en sedimentos carbonáticos de edad Triásico Tardío, encontrando una variación cíclica en estos. Atribuyen esta fluctuación en los sedimentos a cambios en el nivel relativo del mar y oscilaciones periódicas causadas por fuerzas orbitales (ciclos de Milankovitch). También utilizaron los espectros generados para evaluar los cambios en la tasa de sedimentación.

HERBERG, PREMOLI SILVA, ERBA & FISCHER (1995) sugieren el uso de la cronología orbital para refinar la cronología del Cretácico y Paleoceno. Señalan la utilidad de los ciclos, detectados antes y después del límite K/T, como una nueva herramienta para datar la posición del nivel de extinción, para las medidas de variación de las tasas de sedimentación a través de los ambientes y para la evaluación de los cambios evolutivos a través del límite.

WATERHOUSE (1995) empleo el análisis de palinofacies como una herramienta para investigar la variación cíclica paleoambiental en rocas jurásicas aplicando análisis de series de tiempo para la predicción de la ciclicidad. Propuso que los ciclos encontrados se relacionan con fuerzas orbitales y precesionales. Señala la importancia del muestreo de alta resolución para la obtención de información paleoclimática y paleoambiental eficaz.

NIERBURG & PROKOPH (1997) aplicaron análisis de series de tiempo de alta resolución para detectar discontinuidades estratigráficas, periodicidad y sucesiones caóticas en sedimentos pelágicos del Cretácico Superior para ilustrar la respuesta de estos elementos a los cambios del nivel del mar, tasa de acumulación, posición estratigráfica y paleogeográfica.

PROKOPH & AGTERBERG (1999) aplicaron análisis de ondas para el estudio de la ciclicidad y variaciones en la tasa de sedimentación en la cuenca occidental de Canadá. Este modelo computarizado permite una detección automática de gran resolución de la ciclicidad sedimentaria y cambios abruptos y graduales en la tasa de acumulación. Encontraron patrones cíclicos que varían desde 100 ka hasta 3.8 m. a., atribuyendo la periodicidad de 100 ka a cambios climáticos condicionados por los ciclos de Milankovitch.

MEYERS, SAGEMAN & HINNOV (2001) han desarrollado un registro latitudinal de ciclicidad para el intervalo Cretácico-Terciario con la finalidad de verificar la hipótesis existente acerca de la diferencia geográfica en la expresión de la influencia orbital del clima. Estos autores actualmente desarrollan una nueva aplicación en la técnica de series de tiempo denominada "Análisis Evolutivo de Armónicas" la cual permite reconstruir con alta resolución el registro de la tasa de sedimentación en facies hemipelágicas.

CAPITULO II

MARCO METODOLÓGICO

En este capítulo se presenta la descripción de la metodología empleada para el desarrollo de este estudio, dividido en cinco etapas, cuatro de estas llevadas a cabo en las instalaciones de PDVSA, Exploración y Producción (Chuao, Caracas) y una en campo.

ETAPA 1. RECOPIACIÓN DE LA INFORMACIÓN

Esta etapa comprendió la recopilación de la información bibliográfica incluyendo la consulta de trabajos previos realizados en el área (PERALTA, 1991, MARCANO, 1992, MALAVE, 1994, POCKNALL *et al.* 1997, RUIZ *et al.* 1997, CAROPRESE, 2000) el estudio de la teoría cicloestratigráfica (SCHWARZACHER, 1987, SCHWARZACHER, 1993b, SCHWARZACHER, 2000) y la revisión de la información en torno al límite Cretácico/Terciario. De igual forma se realizó una revisión sobre los métodos estadísticos para el análisis de las series de tiempo y la definición y determinación de los métodos más apropiados para el estudio de la ciclicidad en secciones estratigráficas.

También se procedió a la recolección del material cartográfico del área conformado por hojas y cartas topográficas a escala 1:100.000 y 1:25.000.

ETAPA 2. RECOPIACIÓN Y GENERACIÓN DE DATOS

Los datos bioestratigráficos (abundancia de foraminíferos, nanoplancton y polen), datos de composición mineral y algunos datos texturales de las capas (espesor, color, litología) se adquirieron a partir de los trabajos realizados por DURAN (1999) RUIZ (2000), RUIZ (2001) y CAROPRESE (2000). Otros datos para la descripción y

cuantificación de las capas se tomaron directamente en campo (espesor y litología en detalle).

La descripción de la materia orgánica consistió en el análisis cualitativo (composición) y cuantitativo de las partículas orgánicas con base a 131 muestras de residuos orgánicos tratadas por métodos convencionales de palinología.

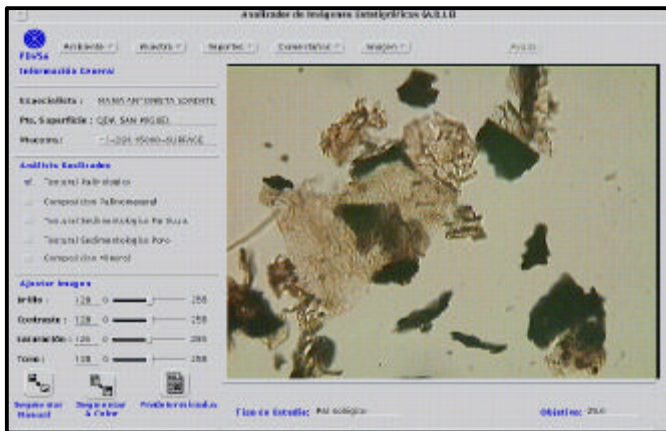
La descripción física de las partículas orgánicas tanto por su composición como por sus parámetros morfológicos: tamaño del grano, área, elongación, irregularidad, escogimiento y desviación estándar, permitió obtener un registro de la variación vertical en las propiedades de la materia orgánica a lo largo de la columna estratigráfica, los cuales contribuyen en la interpretación paleoambiental, paleogeográfica y paleoclimática del área (LORENTE, 1986, WATERHOUSE, 1995).

Para la generación de datos morfológicos de la materia orgánica se empleó un microscopio petrográfico, una cámara digital y el software ADIE⁰ (*Analizador de Imágenes Estratigráficas*) el cual permite la digitalización de la imagen microscópica capturada por la cámara para su posterior caracterización textural (LORENTE, 1990). En cada una de las muestras se contaron entre 200 y 700 partículas, bajo luz transmitida. A partir del análisis textural (Figuras 3) el programa ADIE⁰ despliega reportes y gráficos con los resultados procesados, clasificados de la siguiente forma (LORENTE, 1989):

- *Reporte textural partícula:* este reporte presenta los datos del número de fases realizadas, número de partículas contadas, área total (mm^2), irregularidad relativa y elongación (Figura 4, A).
- *Reporte textural fase:* muestra los análisis temporales por fases los cuales permiten la descripción de las partículas en términos de su nivel de translucidez (opacas, traslúcidas, transparentes). Sin embargo una vez agregados estos valores a la base de datos general, se pierde el resultado

de las fases individuales y se registra el análisis sumariado para todas las fases (análisis final) (Figura 4, B).

- *Gráficos de análisis texturales:* la graficación tiene como insumo los parámetros básicos medidos (cantidad de partículas, tamaño, elongación, etc.) para la construcción de gráficos circulares, histogramas y curva acumulativa. Se muestran conjuntamente los cálculos estadísticos realizados en cuanto a: tamaño promedio de las partículas, escogimiento o selección, agudez o kurtosis, asimetría y desviación estándar (Figura 5).



A. CAPTURA DE IMAGEN
 Imagen generada con luz transmitida, transferida a través de la cámara digital



B. DIGITALIZACIÓN Y SEGMENTACIÓN DE LA IMAGEN
 Selección de partículas por nivel de translucidez usando el método de fases



C. EDICIÓN FINAL DE PARTÍCULAS
 Utilización de herramientas para el mejoramiento de la imagen (iconos al borde izquierdo de pantalla). Una vez que la imagen está depurada se inicia el proceso de caracterización textural permitiendo la determinación de parámetros morfológicos de las partículas.

Figura 3. Procedimiento para el análisis textural de las partículas orgánicas a partir de la utilización del sistema ADIE⁰. Las imágenes fueron extraídas del software.

Reporte Textural Particula

A

Destino : Num. de Fases Realizadas :

Número de Partículas:

Area Total (mm2) :

Irregularidad Relativa :

Elongación :

Directorio :

Archivo :

Reporte Textural Partícula

B

Num. de Fases Realizadas :

Número de Partículas:

Area Total (mm2) :

Irregularidad Relativa :

Elongación :

Perímetro Total (mm) :

Nombre de la Fase :

Figura 4. Reportes texturales generados a partir del Programa ADIE⁰ por cada muestra.
A. Reporte textural por partículas. **B.** Reporte textural por fase.

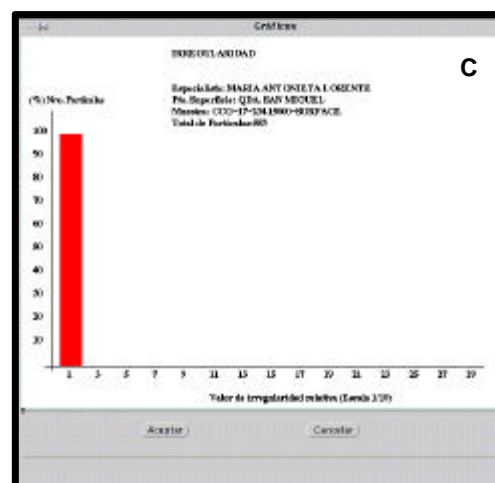
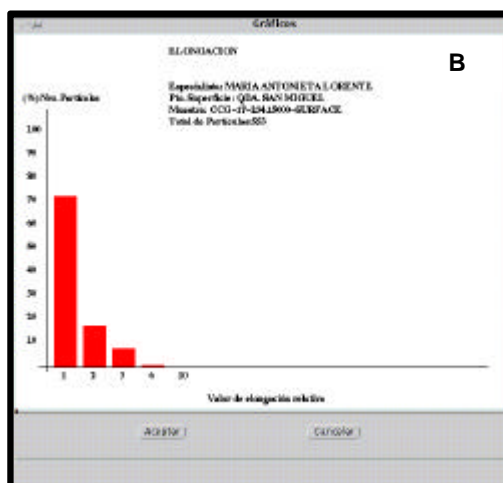
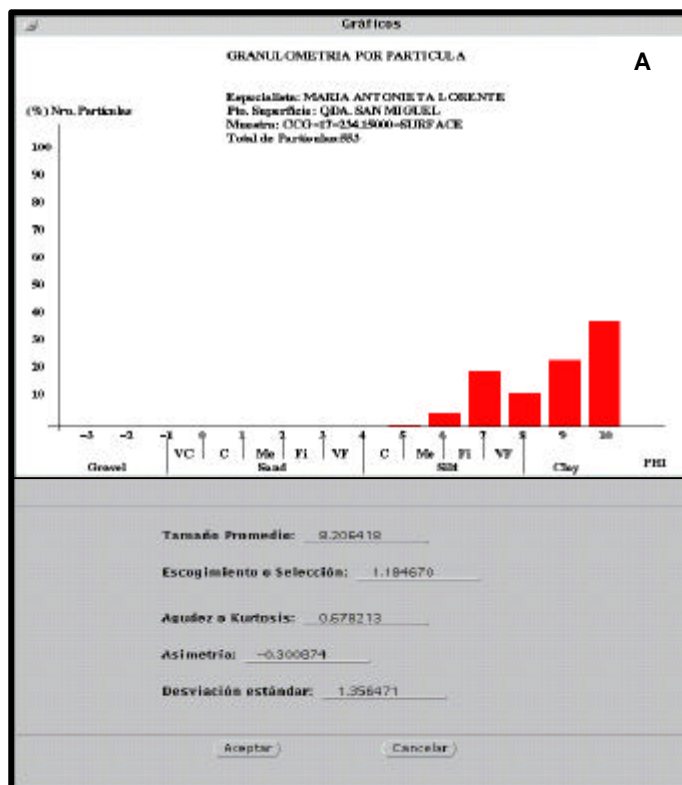


Figura 5. Gráficos de barra desplegados por el programa *ADIE⁰* para la visualización del comportamiento de ciertas variables por cada muestra. **A.** Tamaño de partículas. **B.** Gráficos de Elongación. **C.** Gráficos de Irregularidad.

ETAPA 3. TRABAJO DE CAMPO

El trabajo en campo consistió en el levantamiento a detalle (capa a capa) de la sección Cretácico-Terciario expuesta en la quebrada San Isidro, estado Mérida. Se midieron un total de 956 capas, para un espesor aproximado de 135 metros, y se realizó la descripción macroscópica detallada de la litología en cuanto a color, textura, espesor, rumbo y buzamiento. Adicionalmente a las muestras tomadas por CAROPRESE (2000), se tomaron 28 muestras de superficie para la complementación del estudio micropaleontológico y petrográfico, para un total de 50 muestras. Cabe destacar que la sección presentó excelentes condiciones de afloramiento sin encontrarse fallada ni volcada, lo cual permite obtener una mayor confiabilidad en los resultados obtenidos.

La sección se dividió en seis segmentos por encontrarse sectores no expuestos de la unidad sedimentaria (cubiertos por vegetación, desprendimientos de roca, etc.) generándose una interrupción en la continuidad de las medidas de las capas (Tabla II).

Tabla II. Longitud y número de capas medidas en la sección estratigráfica.

SEGMENTOS	NUMERO DE CAPAS	LONGITUD DE LA SECCION (m)	CARACTERISTICAS GENERALES
INTERVALO VI	70	18.18	Intercalación de areniscas, lutitas y limolitas, algunas capas carbonosas
CUBIERTO	-	7	
INTERVALO V	362	41.32	Intercalación de limolitas, lutitas, areniscas de grano fino y areniscas calcáreas
INTERVALO IV	20	23.78	Algunos sectores cubiertos hacia el tope y base de este segmento; interrupción en la continuidad de medición de capas
INTERVALO III	303	32.33	Intercalación de lutitas, limolitas y areniscas calcáreas
CUBIERTO	-	34	
INTERVALO II	132	14.44	Intercalación de areniscas de grano fino y limolitas
CUBIERTO	-	33	
INTERVALO I	54	11.83	Intercalación de lutitas y limolitas
		470	Lutitas masivas. No se determinaron espesores individuales.

* En el Anexo 1 se presenta la posición estratigráfica correspondiente a cada intervalo.

ETAPA 4. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

Esta etapa corresponde al manejo de herramientas estadísticas para la predicción de la ciclicidad en secuencias estratigráficas. Se incluyen los diferentes métodos empleados para la determinación de la edad de la sección y de la tasa de sedimentación como elementos necesarios para el análisis de las series de tiempo.

E4.1. Determinación de la edad de la secuencia

La definición de la edad de la sección para la posterior determinación de la tasa de sedimentación e interpretación de los ciclos y frecuencias se basó en parámetros bioestratigráficos. Se tomaron en cuenta los biohorizontes definidos a través del análisis de muestras de nanoplancton calcáreo y foraminíferos béticos realizados por DURAN (1999) y RUIZ (2000).

Otro elemento utilizado en el conocimiento de la edad de la sección lo constituyó el análisis palinológico realizado por CAROPRESE (2000), a través del cual logró definirse el límite Cretácico-Terciario dentro de la sección.

Se debe tomar en cuenta que los límites de las zonas bioestratigráficas utilizados para la estimación del tiempo de una unidad estratigráfica tienen un rango de incertidumbre propio relacionado con los factores limitantes del registro fósil, por lo tanto si se establecen estos intervalos de tiempo para el cálculo de la tasa de sedimentación y para la duración de los ciclos, estos corresponderán a un rango de tiempo promedio y no a valores absolutos.

E4.2. Definición de parámetros útiles para la determinación de la ciclicidad. Construcción de las series de tiempo

Una serie de tiempo se define como el registro de la observación de un parámetro realizado de manera secuencial a través del tiempo. CHAIFIELD (1989) describe dos tipos de series de tiempo atendiendo al tipo de registro de los datos:

1. **Series de tiempo continuas:** Donde las observaciones son hechas continuamente a través del tiempo.
2. **Series de tiempo discretas:** Las observaciones son tomadas a intervalos de tiempo igualmente espaciados.

Al observar una repetición de patrones en cuanto al comportamiento litológico y geométrico de las capas (medidas de espesores) dentro de la secuencia objeto de estudio, se puede inferir *a priori* la impresión de elementos cíclicos en la misma. De esta manera, el espesor de las capas y sus cambios texturales fueron seleccionados como principales parámetros en la determinación de los ciclos, conformando una *serie de tiempo continua*.

Otro elemento importante empleado para la construcción de las series temporales fueron los valores de granulometría y composición de la materia orgánica. Se escogió el intervalo V de la sección estratigráfica, donde el espaciamiento del muestreo fue aproximadamente regular (a intervalos equidistantes de 20 cm), siendo esta una componente primordial en estudios de series de tiempo y obteniendo, en este caso, una serie de tipo discreta.

Los datos de composición mineral fueron omitidos para la construcción de series temporales debido a la irregularidad del muestreo y a que su determinación fue realizada a un número muy reducido de muestras (20), lo cual impide una caracterización mineralógica ideal para toda la columna. No obstante su interpretación permite ser integrada a los análisis generales. Asimismo los datos de abundancia de microfósiles (foraminíferos y nanoplancton calcáreo) no se emplearon

para la aplicación de los métodos estadísticos debido, igualmente, a la irregularidad existente en el espaciamiento del muestreo.

Una primera estimación en el análisis de series de tiempo comprende el ploteo de los datos para obtener una descripción simple de las principales propiedades de la serie. Este paso se traduce en la construcción de gráficos de los valores de la serie en función del tiempo para hacer una primera estimación sobre el tipo de tendencia de las curvas.

Según TEN KATE & SPRENGER (1992) una serie de tiempo puede ser descrita en el tiempo dominante o en la frecuencia dominante. En este estudio las series se representan a partir de las frecuencias dominantes donde una curva describe la amplitud (*power*) de varios componentes de diferentes frecuencias. Transformando la data en frecuencias dominantes y graficando el espectro se revela cualquier componente periódico a través de los valores más altos en el gráfico. Los autores sugieren que si la tasa depositacional en una secuencia estratigráfica fue casi constante o si varió sistemáticamente con la litología, y si los parámetros orbitales tienen una fuerte y significativa influencia sobre la sedimentación, a través de los efectos climáticos, entonces las frecuencias orbitales deben aparecer en el espectro generado para dicha sección.

E4.3. Definición de la tasa de sedimentación en la secuencia

El cambio en la velocidad de sedimentación a lo largo de una secuencia estratigráfica constituye una variable determinante en la duración de los ciclos, por lo cual su evaluación da indicios de la posible alteración en los mismos. Su manejo consistió básicamente en la reconstrucción de los espesores originales y en el cálculo de las relaciones de velocidad de sedimentación entre los diferentes tipos litológicos. La descompactación de la sección se realizó empleando el modelo matemático propuesto por PIGGOT (2001) y PIGGOT (2002, com. vía electrónica) que permite

estimar los espesores iniciales de las capas, a partir del conocimiento de los espesores y porosidades actuales y de las porosidades iniciales (Ecuación E₁).

$$(E_1) \quad Z_0 = \frac{(1 - f_t) (Z_t)}{(1 - f_0)}$$

Donde:

Z₀ = Espesor inicial

Z_t = Espesor actual

f₀ = Porosidad inicial

f_t = Porosidad actual

Los valores de porosidades iniciales fueron extraídos de HEGARTY, JEFFREY & MULLER (1988) quienes proponen una constante de compactación para diversos tipos de litología (Tabla III). Las porosidades actuales se evaluaron en secciones petrográficas para cada tipo litológico, estimando valores promedios para cada uno de estos.

Tabla III. Constantes de compactación empleados por Hegarty, *et al.* (1988) para definir un esquema de descompactación.

LITOLOGÍA	POROSIDAD INICIAL ϕ (%)
<i>Areniscas</i>	34
<i>Limolitas</i>	50
<i>Lutitas</i>	52
<i>Calcarenitas</i>	42
<i>Micritas</i>	30
<i>Margas</i>	41

De esta forma, una vez realizadas las correcciones por pérdida de porosidad y obtenido el espesor real de las capas, se calcularon las velocidades de sedimentación con base en datos estimados para sedimentos en ambientes recientes y según la edad definida en la sección a partir de las especies fósiles índices.

Se plantearon dos modelos de sedimentación atendiendo a los valores aportados por CORRALES, SANUY, DE LA TORRE, VERA TORRES y VILAS (1977) para sedimentos recientes en medios hemipelágicos y de plataforma continental. Estos datos se emplean como valores mínimos y máximos para sedimentos de granulometría fina (lutitas y limolitas) y sedimentos de granulometría gruesa (areniscas y calizas), respectivamente, permitiendo crear dos escenarios geológicos posibles para las variaciones en la tasa de sedimentación y para el cálculo de la duración de los ciclos (Tabla IV).

Tabla IV. Velocidades de sedimentación (cm/1000 años) para depósitos recientes propuestos en CORRALES *et al.* (1977) en ambientes de plataforma.

	Sedimentos finos V_1	Sedimentos gruesos V_2	Relación de deposición
MÍNIMO	2 cm	150 cm	$V_2 = 75 V_1$
MÁXIMO	10 cm	383 cm	$V_2 = 38.3 V_1$

La definición del tiempo total representado por cada intervalo estratigráfico se realizó a partir de los biocrones previamente empleados para la definición de la edad de la sección, de esta manera se dispone de un control cronológico. No obstante se debe tomar en cuenta que por la dificultad de cuantificar el momento preciso y rango absoluto de aparición de los fósiles empleados para la definición de la edad de la secuencia estratigráfica, su utilización solo permite construir una "tasa de referencia" para la sección.

Se desarrolló el siguiente conjunto de ecuaciones para definir las velocidades de sedimentación de cada intervalo expuesto en la unidad sedimentaria y sus tipos litológicos (Aristimuño, 2002, com. personal):

De acuerdo a:

$$Vs_{1,n} = \frac{e_{1,n}}{t_{1,n}}$$

Donde:

$Vs_{1,n}$ Velocidad de sedimentación para cada tipo litológico expuesto en el intervalo

$e_{1,n}$ = Espesor descompactado de las capas

$T_{1,n}$ = Duración en años de la sedimentación

Siendo,

$e_2 + e_1 = ET$ (espesor total del intervalo), y

$t_1 + t_2 = Tt$ (tiempo total conocido de depositación del intervalo)

Entonces,

$$e_2 + e_1 = ET \longrightarrow V_2 t_2 + V_1 t_1 = ET$$

Donde la relación de depositación es igual a

$$V_2 = X V_1$$

V_2 = Vel. de sedimentación de arenas y calizas detríticas

V_1 = Vel. de sedimentación de arcillas y limos.

Se obtiene que,

$$X V_1 t_2 + V_1 t_1 = ET \longrightarrow V_1 (X t_2 + t_1) = ET$$

Por último, para conocer la relación de litologías (según su espesor) en la columna estratigráfica que permite definir el tiempo de depositación de cada una de estas y obtener posteriormente los valores de velocidad de depositación, se aplicaron las siguientes ecuaciones:

$$\begin{aligned}
 & \underbrace{V_2 t_2 + V_1 t_1}_{e_2} \longrightarrow \frac{e_2}{e_1} = \overset{\text{relación de litologías}}{\mathbf{a}} \longrightarrow \frac{V_2 t_2}{V_1 t_1} = \mathbf{a} \\
 & \frac{\cancel{X} V_1 t_2}{\cancel{V_1 t_1}} = \mathbf{a} \\
 & X t_2 = \mathbf{a} \cdot t_1 \\
 & t_2 = \frac{\mathbf{a} \cdot t_1}{X}
 \end{aligned}$$

Sustituyendo,

$$t_1 + \left(\frac{\mathbf{a} \cdot t_1}{X} \right) = Tt$$

$$t_1 \left(1 + \frac{\mathbf{a}}{X} \right) = Tt$$

$$t_1 \text{ (años)} = \frac{Tt}{\left(1 + \frac{\mathbf{a}}{X} \right)}$$

Conocida esta incógnita (t_1) se obtienen las velocidades de sedimentación para cada tipo litológico (V_1 , V_2) y t_2 .

$$\begin{aligned}
 V_{s1} &= \frac{e_1}{t_1} \\
 V_{s2} &= \frac{e_2}{t_2}
 \end{aligned}$$

E4.4. Aplicación de técnicas estadísticas para la determinación de la ciclicidad en el área de estudio

La aplicación de métodos estadísticos basados en el análisis de series de tiempo permitió evaluar las variaciones depositacionales de la secuencia sedimentaria y su comportamiento cíclico asociado a eventos de origen orbital. A continuación se describen los métodos estadísticos aplicados.

E.4.4.a. **Series de Marcov:**

La aplicación de cadenas de Marcov a una columna estratigráfica permite demostrar la presencia de ciclos a través de la creación de una matriz de probabilidades de transición litológica la cual proporciona una forma objetiva de establecer la norma de repetición o de sucesión ambiental en una unidad estratigráfica (GINGERICH, 1969).

Este método se considera un paso previo importante para estudios de ciclicidad describiendo matemáticamente las normas generales de sucesión litológica. Sin embargo esta matriz de probabilidades de transición de primer orden es un mecanismo descriptivo de la depositación general de la secuencia sin dar grandes detalles de la ciclicidad implícita en la sección (CARR, 1982).

Los procesos de Marcov describen una secuencia de estadios o eventos en los cuales la ocurrencia de un estadio puede exhibir una relativa dependencia del estadio o los estadios previos. Por ejemplo una secuencia de sedimentos puede tener la propiedad de que un tipo litológico ocurre de acuerdo a la presencia de otros, o que su ocurrencia es determinada por factores aleatorios (POWER & EASTERLING, 1982). Para reforzar este argumento CARR (1982) destaca que los procesos de Marcov implican cierto orden en el sistema lo cual sugiere la posibilidad de ciclicidad en la depositación de las facies.

La transición en una secuencia litológica puede ser resumida en una matriz construida a partir del número de transiciones de una litología a otra dado el número de capas de cada tipo presente en la sección estratigráfica, sin estimar el espesor de las capas. Asimismo en esta matriz no se toma en cuenta las transiciones de una capa a otra de la misma litología por lo cual las frecuencias diagonales tienden a ser forzadas a cero (Figura 6, A). Por esta razón se debe construir una segunda matriz de "transiciones esperadas" o *matriz de probabilidades independientes* (sugerida por GINGERICH, 1969) que permite definir las propiedades marconianas de la serie y

comprobar la hipótesis de que los distintos estados ocurren de manera independiente.

Esta matriz se construye según el método GINGERICH-READ (1969, en POWER & EASTERLING, 1982) y es calculada si se asume que los diferentes tipos litológicos fueron depositados de manera aleatoria con respecto a su distribución de frecuencias (Figura 6, B). La ecuación a partir de la cual se construye la matriz de probabilidades independientes se define como:

$$E_{ij} = \frac{n_{i+} (n_{+j})}{n_{++}} \quad (\text{POWER Y EASTERLING, 1982})$$

Donde:

E_{ij} = Número de transiciones esperadas

$n_{i+} (n_{+j})$ = Total de filas (i) y columnas (j)

n_{++} = Total general fila y columnas

Una vez calculada esta matriz se procede a la construcción de la *matriz normalizada* o *matriz diferencial* a través de la cual se identifican elementos positivos que sugieren las más altas probabilidades de ocurrencia de transición de tipos litológicos (Figura 6, C). De esta forma el desarrollo completo de un ciclo se construye siguiendo los elementos positivos en la matriz (Figura 6, D).

Posteriormente se recurre a la prueba estadística "*chi cuadrado*" (ecuación E_2) para anular la hipótesis que plantea que una sucesión vertical de facies es producto de procesos depositacionales aleatorios. Los valores de X^2 pueden ser comparados con tablas de distribución del "*chi cuadrado*" para evaluar la correspondencia de los datos con el modelo estadístico de independencia (Anexo 5). Para la indagación del valor apropiado se debe tomar en cuenta las celdas vacías en la matriz de transición, según los grados de libertad definidos para la data correspondiente a $(m - 1)^2 - m$, siendo m el número de tipos litológicos (POWER & EASTERLING, 1982).

$$(E_2) \quad \chi^2 = \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^m \frac{(O_{ij} - E_{ij})^2}{E_{ij}} \quad (\text{POWER \& EASTERLING, 1982})$$

Donde:

O_{ij} = número de transiciones de i a j

E_{ij} = número de transiciones esperada de i a j bajo la posibilidad de independencia

E.4.4.b. Análisis Espectral.

El análisis espectral se considera la herramienta más eficaz para la verificación de los patrones cíclicos en la sedimentación, sin embargo HERBERT, *et al.* (1995) destacan la importancia de determinar el grado de distorsión en los armónicos el cual puede inevitablemente ser causado por la relación entre los elementos alocíclicos y/o autocíclicos del ambiente sedimentario. BEERBOWER (1964, en SELLEY, 1976) estableció la diferenciación entre los procesos generadores de ciclos:

- a. *Mecanismos autocíclicos*: generados dentro del prisma sedimentario (migración de canales, progradación deltaica, etc.)
- b. *Mecanismos alocíclicos*: son controlados por factores extrínsecos al sistema depositacional, tales como cambios climáticos, cambios de nivel del mar, subsidencia, etc.

Estos mecanismos por su propia naturaleza introducen errores estadísticos por lo cual no se debe esperar que una sección contenga una periodicidad completamente regular o una extrema irregularidad. El más importante requisito para distinguir entre autociclicidad y alociclicidad radica en tener un excelente control de la edad, definido en una secuencia continua sin interrupciones estratigráficas (AZIZ, HILGEN, KRIJGSMAN, SANZ & CALVO, 2001).

A. Matriz de transiciones litológicas (GINGERICH, 1969)

LITOLOGÍA	LITOLOGÍA			
	A	B	C	D
A	0	37	3	2
B	21	0	41	14
C	20	25	0	0
D	1	14	1	0

$$= O_{ij}$$

B. Matriz de probabilidades de transición (GINGERICH, 1969)

LITOLOGÍA	LITOLOGÍA			
	A	B	C	D
A	0	0.88	0.07	0.05
B	0.28	0	0.54	0.18
C	0.44	0.56	0	0
D	0.06	0.88	0.06	0

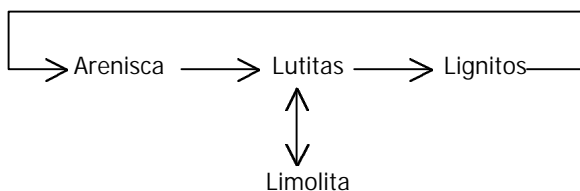
$$= E_{ij}$$

C. Matriz diferencial (GINGERICH, 1969)

LITOLOGÍA	LITOLOGÍA			
	A	B	C	D
A	0	0.33	-0.26	-0.07
B	-0.13	0	0.11	0.02
C	0.13	-0.01	0	-0.12
D	-0.20	0.41	-0.21	0

$$Z_{ij} = \frac{(O_{ij} - E_{ij})}{\sqrt{\dots}}$$

$$X^2 = 0.4944, \text{ g.de l. } 5$$



D. Diagrama de relación de facies mostrando las transiciones más comunes para cada litología generado a partir de la matriz diferencial

Figura 6. Matrices para la predicción matemática de posibles transiciones litológicas. La explicación para su construcción en el texto. Abreviaturas: A = Arenisca, B= Luititas, C = Lignitos y D = Limolitas (Tomado y modificado de GINGERICH, 1969).

El análisis espectral permite determinar directamente la longitud de los ciclos y la posición relativa de las frecuencias máximas y mínimas para el estudio del componente periódico de una serie. Una vez obtenidos los diagramas de ondas y conociendo el patrón periódico de la serie se logra verificar si la ciclicidad observada tiene relación con las variaciones climáticas generadas por las fuerzas orbitales. En este estudio se seleccionaron los métodos de *Transformada de Fourier* y *Análisis Espectral* para la evaluación de la ciclicidad en el área. Cabe destacar que todos los métodos usados para la estimación del espectro en estratigrafía tienden a ser influenciados principalmente por las fluctuaciones en la tasa de sedimentación.

E4.4.b.1. Aplicación de la Transformada de Fourier

Este método permite determinar los patrones que conforman una serie dando información sobre la existencia de periodicidad o aleatoriedad en un conjunto de datos. Básicamente este análisis descompone la serie de tiempo en otra serie de ondas sinusoidales (con base en senos y cosenos) generando un *periodograma* que constituye la representación gráfica de las amplitudes para las diferentes frecuencias, el cual indica el comportamiento periódico o aleatorio de la serie de tiempo y sugiere el comportamiento de la tendencia. La descomposición de la data consiste en la separación de sus fases o del grado de asociación existente entre una observación y otra (RINCÓN, 1986). En el periodograma obtenido se evalúan los armónicos resultantes para definir el componente cíclico de período mayor (armónica fundamental), el componente cíclico de período menor (armónicos secundarios) y posibles señales de ruido.

El objetivo de usar las series de *Fourier* consiste en determinar cómo las variaciones en algunos rasgos naturales pueden ser representadas por una función oscilatoria (HARBAUGH & MERRIAM, 1968) por lo tanto, la *Transformada de Fourier*, en esencia, descompone o separa una onda o una función en ondas sinusoidales de diferentes frecuencias, las cuales suman el total de la onda original. De esta forma se distinguen las diferentes frecuencias y sus respectivas amplitudes. La

Transformada de Fourier define dichas amplitudes e involucra una “gráfica de coeficientes espectrales” (con base en senos y cosenos) donde la curva obtenida representa el comportamiento de las variables. Este método se considera el más apropiado para el reconocimiento de la periodicidad de las series de tiempo, haciendo hincapié en la regularidad de las repeticiones (SCHWARZACHER, 2000). En la *Figura 7* se ejemplifica el algoritmo empleado para obtener las frecuencias de una serie a partir de este método.

Los gráficos se construyen a partir de los elementos: **L** que representa el intervalo de la sección o *ventana* de datos, **N** corresponde al número de datos y **Δt** que indica el intervalo de medición. La frecuencia más baja (armónica 1) corresponderá a la frecuencia fundamental y es igual a $1/L$. La frecuencia siguiente o armónica 2, es igual a dos ciclos en el intervalo total o $2/L$ y así sucesivamente. Generalmente la resolución espectral es menor hacia el lado izquierdo del espectro debido a que las primeras armónicas corresponden a la mitad del intervalo total, por esta razón el intervalo debe contener por lo menos de 5 a 7 armónicas de cierta periodicidad para que sea realmente estimable su recurrencia en el espectro. La frecuencia detectable más alta se denomina Nyquist y corresponderá a $N/2$. En series de tiempo discretas cuyos procesos son registrados a intervalos de tiempo de una misma longitud Δt , la frecuencia Nyquist es igual a $\Pi / \Delta t$ (SCHWARZACHER, 1993b).

La *ventana espectral* está conformada desde la armónica 1 hasta M armónicas (máximo número de armónicas), donde $M \leq N/2$, (con un óptimo valor entre $N/10$ y $N/3$) definiéndose los ciclos con respecto a la longitud total de la sección (TEN KATE & SPRENGER, 1992). En el espectro se ve reflejado el número correspondiente a la mitad de los datos empleados para su construcción, debido a que al correr los datos bajo la *Transformada de Fourier* se crea una repetición en orden inverso de la serie resultante, creándose una imagen especular al generar el espectro.

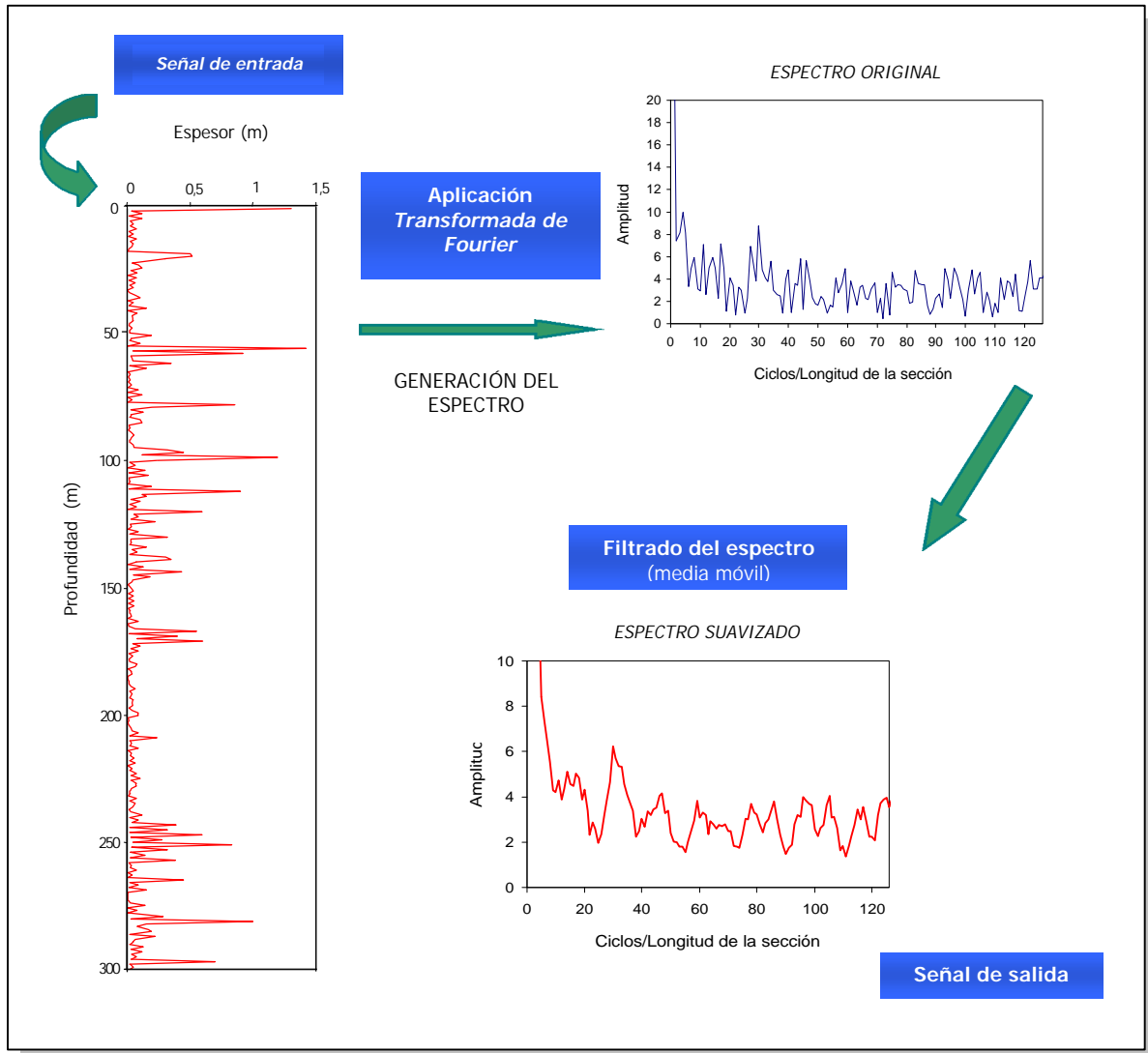


Figura 7. Generación de espectros de frecuencia a partir de la aplicación de la *Transformada de Fourier*

Con la ayuda del software *Microsoft Excel* se aplicó la herramienta matemática de análisis de *Fourier* (*Fast Fourier Transformer FFT*), concentrándose principalmente sobre los datos de espesor de las capas (*serie continua*) permitiendo el estudio de los posibles ciclos sedimentarios.

La secuencia de valores de espesor corresponden a un máximo de 64, 128 y 256 datos, respondiendo a las especificaciones señaladas para la *Transformada de Fourier* donde el número de valores de entrada debe ser una potencia base dos (CHAIFIELD, 1989). Estos valores se asumen según la longitud y número de capas para cada intervalo seleccionado y se traslada hasta completar el número total de capas dentro del intervalo, de esta manera se logra un barrido de toda la sección permitiendo el estudio de la evolución de los espectros a lo largo de la secuencia (a partir del cálculo de diferentes subespectros de base a tope) para la determinación de los cambios en la longitud de los ciclos. Según TEN KATE & SPRENGER (1992) este método permite detectar diferentes anomalías como inconformidades, fallas, cambios graduales en la tasa de acumulación en una sección y errores en los datos.

En los gráficos se expresa la repetición del número de observaciones (W) dentro de la serie de datos, por lo tanto para obtener las frecuencias se recurrió a la siguiente ecuación:

Siendo,

$$f = \left[\frac{1}{W} \right] N \longrightarrow \text{número de capas por ciclo}$$

$$Y, \quad \frac{L}{N} \longrightarrow \text{espesor promedio de cada capa.}$$

Entonces,

$$\frac{f \cdot L}{N} = m/\text{ciclos} \longrightarrow \text{espesor promedio de cada ciclo}$$

(Modificado de Schwarzacher, 1993)

Donde:

W número de repeticiones

f frecuencia

L Longitud del intervalo (m)

N número de observaciones (datos empleados para la construcción del espectro)

De esta forma, si W = número de repeticiones y N = número total de capas, entonces N/L = número de capas por ciclo o repetición (f) y como L/N es igual a la longitud promedio de cada capa según el segmento, entonces la longitud de cada ciclo es igual a L/W .

En el espectro estratigráfico se utilizan unidades de frecuencia como ciclos/cm o si el tiempo es conocido, ciclos/ka o ciclos/m.a. También es útil expresar las frecuencias como ciclos/longitud total de la sección, permitiendo conocer directamente cuántos ciclos de cierta frecuencia han sido observados (SCHWARZACHER, 1993). Particularmente las diferentes frecuencias encontradas en la sección se expresan siguiendo este parámetro.

Filtrado de espectros

Una vez construidos los diferentes periodogramas con base a espesores de capas, se procedió a la aplicación de técnicas de filtrado para la reducción de las curvas generadas a curvas más simples. Estas técnicas se manejaron a través de programas de computación (*Microsoft Excel*) aplicando directamente sobre los espectros el cálculo del promedio móvil, el cual suaviza las fluctuaciones de los datos permitiendo mostrar la distribución o tendencia de los mismos con mayor claridad para definir las frecuencias más significativas dentro del espectro y reducir picos falsos (Figura 8); de esta forma la amplitud en la base de la frecuencia queda reducida generando un pico ideal para la interpretación de la periodicidad. El programa permite introducir el número de períodos a utilizarse para calcular la media móvil de los datos. En este caso se emplearon valores comprendidos entre 3-5 para el suavizado de las curvas.

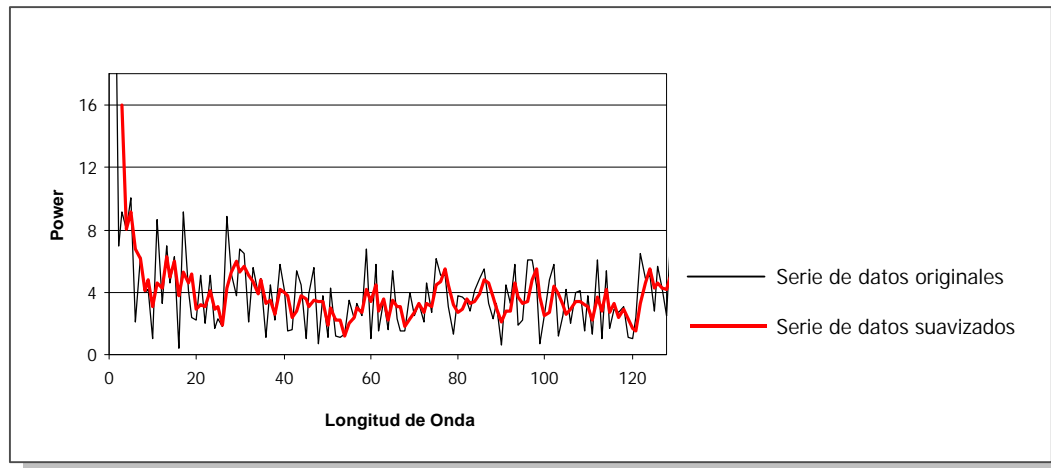


Figura 8. Espectro suavizado a partir de la aplicación de media móvil.

Al filtrar la serie se obtiene una mejor definición de la armónica fundamental la cual indica el componente cíclico de período mayor. También se logra definir el componente de ruido generado por el sistema.

Con respecto al manejo de los datos de materia orgánica se tomó la serie de datos correspondientes al Intervalo V por la regularidad en el espaciamiento del muestreo realizado cada 20 cm en promedio. Sin embargo para el manejo estadístico se construyó una matriz de interpolación para cada parámetro granulométrico que permitió extraer datos equidistantes obteniéndose un total de 136 lecturas continuas. Para obtener la curva de interpolación se estableció una función lineal, a partir de los datos iniciales, empleando una media móvil de período 2. Se seleccionó un período bajo para no alejarse en gran medida de la tendencia mostrada por los datos originales De esta curva se extraen los datos necesarios según el intervalo preestablecido en 10 cm (Figura 9).

La construcción de una matriz interpolada aumenta la confiabilidad sobre los datos debido a que muchos de los métodos numéricos de análisis de series de tiempo discretas requieren que dichas series sean construidas a partir de un gran número de observaciones (entre 100 y 1000) para que su análisis tenga suficiente resolución estadística (BARRIOS, 1995). Igualmente TEN KATE & SPRENGER (1992) señalan como puntos de vital importancia en el control de la resolución del espectro la definición de la distancia del muestreo y la longitud total de la sección, es por ello que al reducir el intervalo de muestreo se obtiene una mejor resolución para la determinación de ciclos menores.

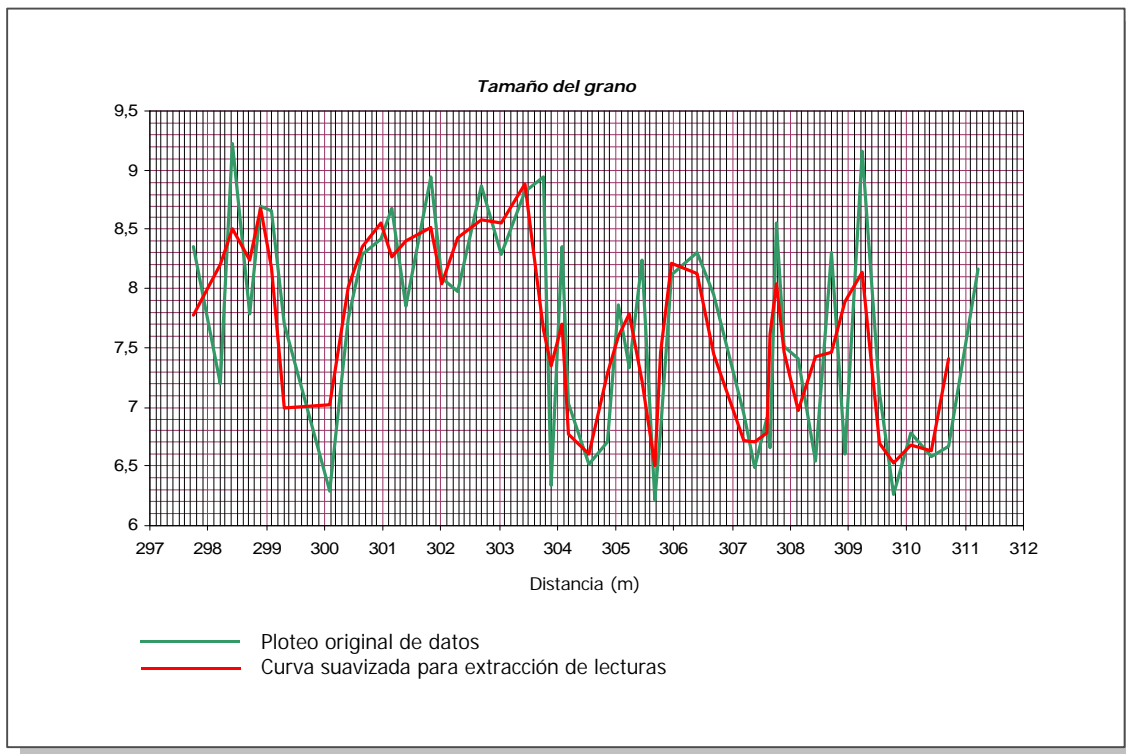


Figura 9. Modelo de matriz de interpolación construida para la generación de una serie de tiempo equidistante correspondiente al Intervalo V. La misma matriz se generó para los datos de composición y morfológicos de las partículas orgánicas.

E4.4.b.2. **Aplicación de análisis espectral a través del programa NCCS 2000**

Este programa calcula y construye el espectro de una serie de tiempo conocido como el "análisis de armónicas". El modelo utilizado se basa en la siguiente ecuación para series de tiempo que contienen un componente periódico (NCCS, 2000):

$$X_t = R \cos (ft+d) + e_t$$

Donde:

- R variación de la amplitud la cual repercutirá en el tamaño de la onda (magnitud), sin embargo la longitud de dicha onda no es afectada por la magnitud.
- f frecuencia de variación periódica medida en número de radianes por unidad de tiempo. Al dividir $2\pi / f$ se obtiene la correspondiente longitud de onda, por lo tanto al variar la frecuencia variará la longitud de onda. Si f incrementa la longitud del ciclo decrece.
- d corresponde a la fase. Cambios en la fase causan pequeños cambios en el inicio del ciclo.
- e_t corresponde al error de la serie respecto al componente periódico.
- t intervalo de tiempo. Usualmente $t = 1, 2, 3 \dots N$.

En este programa se genera un "periodograma suavizado" que representa un estimado de la densidad espectral de la serie, teniendo la particularidad de que utiliza cualquier cantidad de datos, a diferencia de la *Transformada de Fourier*.

La técnica de filtrado usada se basa en *promedios móviles* la cual, según CHATFIELD (1984), permite realizar un suavizado de las fluctuaciones locales para estimar el valor medio de un conjunto de ondas. Este tipo de filtro reduce en gran magnitud el ruido generado en la serie e incluso su eliminación. El programa tiene la opción de seleccionar la longitud del suavizado (de acuerdo al número de datos) para evitar picos falsos dentro del espectro o un suavizado exagerado del mismo. En la *Figura 10* se muestra un modelo de los gráficos generados a partir de esta aplicación.

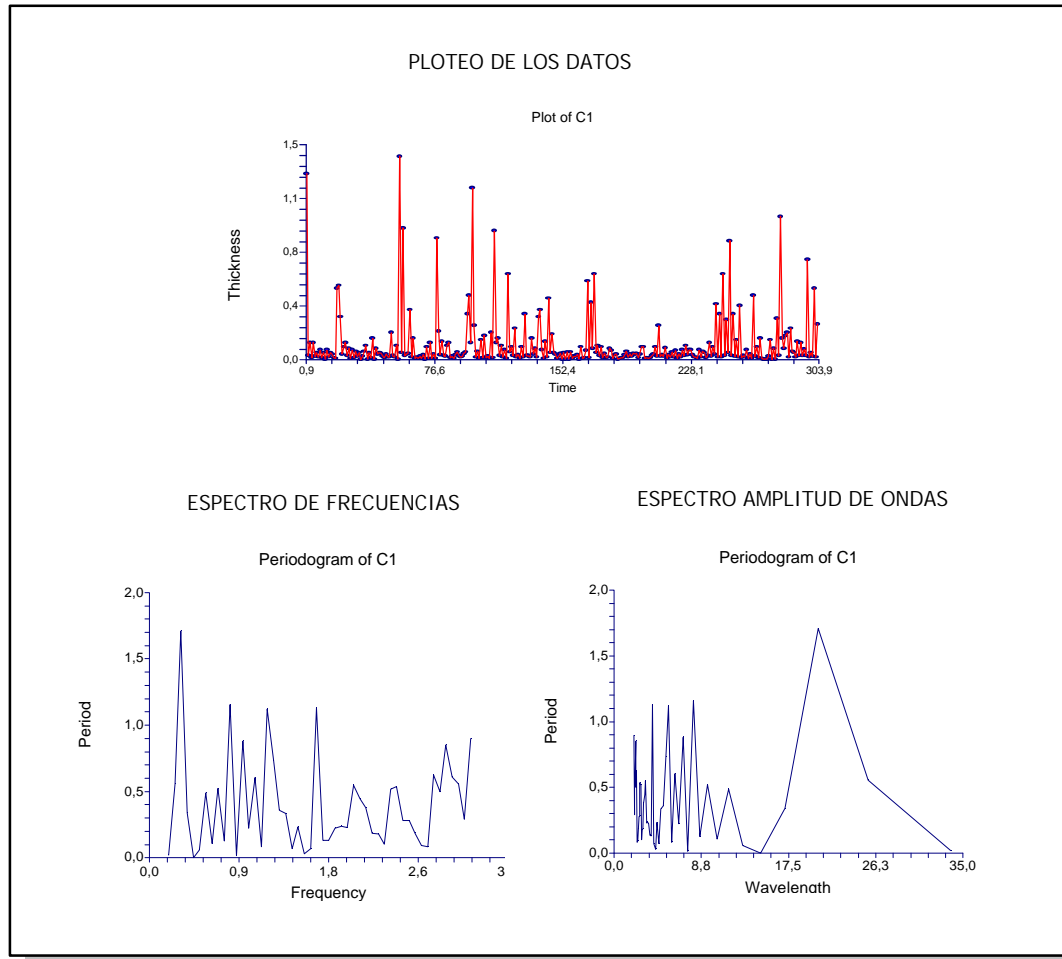


Figura 10. Espectros generados por el programa NCSC 2000 para el análisis espectral de una serie de datos. Los "periodogramas suavizados" muestran directamente el comportamiento de los datos dentro de la banda de frecuencia.

La aplicación del análisis espectral a partir de este programa permite establecer una comparación con los resultados obtenidos a partir de la aplicación de la *Transformada de Fourier*, debido principalmente a que la construcción de los periodogramas es diferente. Además la comparación entre ambos métodos constituye una herramienta de validación de los resultados obtenidos.

ETAPA 5. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Esta última etapa comprende la interpretación general de los resultados obtenidos y la generación de conclusiones.

1. Observación y análisis de las curvas identificadas a partir de la aplicación de los métodos estadísticos: determinación de las frecuencias significativas, predicción de los ciclos (longitud, cambios y rasgos relevantes).
2. Establecimiento de los parámetros estadísticos y estratigráficos necesarios para el desarrollo de un modelo que permita integrar y simplificar las aplicaciones geoestadísticas para la definición de la ciclicidad y sus implicaciones en la interpretación de cambios paleoambientales.
3. Establecimiento de un marco de referencia de alta resolución que permita la datación a nivel de zonas bioestratigráficas (o menores) y la posterior correlación estratigráfica.
4. Evaluación de la tasa de sedimentación y cambios en la velocidad de sedimentación en el área y su posible relación con la ciclicidad detectada.
5. Reconstrucción cicloestratigráfica del área con énfasis en la interpretación de los análisis estadísticos.
6. Integración de la información e interpretación de eventos geológicos y/o climáticos en el límite K/T para el área de estudio.

CAPITULO III

MARCO GEOLÓGICO DEL ÁREA

3.1. GEOLOGIA REGIONAL

3.1.1. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA CUENCA DE MARACAIBO

En este capítulo se describe la evolución geodinámica de la Cuenca de Maracaibo a partir del Cretácico Tardío, edad en que comienza la depositación de las rocas objeto de estudio.

MELLENDEZ, GHOS, PESTMAN y ZAMBRANO (1996) sugieren que en el margen occidental de Venezuela la sedimentación cretácica fue controlada en su inicio por el sistema de fallas de los grábenes jurásicos. Posteriormente y como consecuencia de la separación entre las placas Norteamericana y Suramericana se genera un margen activo en la costa del pacífico colombiano generándose hacia el este una cuenca retroarco, incluida la cuenca de Maracaibo, la cual se rellena con clásticos continentales. Sin embargo LUGO (1991) propone que los sedimentos cretácicos se depositaron en una plataforma estable e inclusive reflejan una transgresión regional y de manera contraria, AUDEMARD (1991, Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela, 2000) plantea que la sedimentación en dicha cuenca, durante finales del ciclo Cretácico, fue controlada por el cinturón compresivo de la cordillera Colombiana y por el margen norte del Escudo de Guayana.

Por su parte LUGO y MANN (1995) proponen que el Arco de Mérida representó un importante rasgo estructural en la región andina durante el Cretácico (Barremiense al Santoniense) cuyo origen tectónico lo relacionan con la reactivación de estructuras precámbricas o paleozoicas preexistentes sobre un ambiente de margen pasivo.

YORIS y OSTOS (1997) destacan la presencia de estas mismas estructuras positivas en el mapa de distribución de facies sedimentarias para el Maastrichtiense (Figura 11) y sugieren que el subparalelismo existente entre el depocentro y el frente de deformación es consecuencia de la colisión de las placas Nazca y Suramericana.

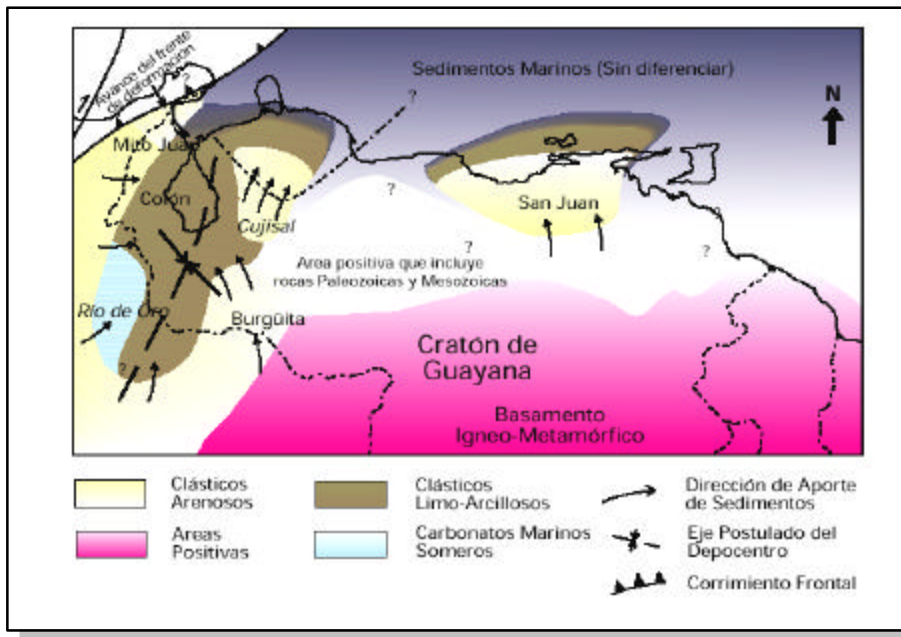


Figura 11. Distribución de facies sedimentarias durante el Maastrichtiense al norte del Cratón de Guayana (Modificado de YORIS & OSTOS, 1997).

BOESI *et al.* (1988) proponen que la influencia de esta misma estructura sobre la sedimentación cretácica probablemente se extendió hasta el Aptiense tardío, época en la cual predominó la sedimentación sobre una plataforma somera. A partir del Cenomaniense se reinicia el proceso transgresivo, relacionado con una ligera subsidencia y escaso aporte de clásticos. A finales del Cenomaniense y principios del Turoniense, se inició una fase de "surgencia" favoreciendo la depositación de la Formación La Luna hasta el Santoniense. Hacia el Campaniense tardío se inicia una regresión caracterizada por una sedimentación muy rápida y aumento progresivo de clásticos en la cuenca, evento posiblemente relacionado con movimientos tectónicos.

Este megaciclo regresivo se divide en dos etapas: una etapa de relleno, representada por las lutitas de las formaciones Colón y Mito Juan, que se extendió durante todo el Maastrichtiense y una etapa de progradación del continente (conformada por el Grupo Orocué y la Formación Mirador) desde el Paleoceno hasta el Eoceno Medio.

PARNAUD *et al.* (1995) realizaron un estudio integrado de la estratigrafía del occidente de Venezuela donde sugieren seis supersecuencias que evidencian la evolución geodinámica de la cuenca durante el Mesozoico-Cenozoico en esta región (Tabla V). Internamente estas supersecuencias comprenden una serie de secuencias menores que reflejan procesos eustáticos y modificaciones tectónico-estructurales en su depositación.

Tabla V. Descripción de las supersecuencias propuestas por PARNAUD *et al.* (1995) para el occidente de Venezuela.

SECUENCIA	EDAD	CARACTERÍSTICAS
Supersecuencia A	Jurásico	Extensión; apertura de la corteza
Supersecuencia B	Cretácico Temprano-Tardío	Desarrollo del margen pasivo
Supersecuencia C	Cretácico Tardío al Paleoceno Temprano	Transición a un régimen compresivo causado por la colisión y obducción del arco volcánico pacífico al oeste con la placa Suramericana
Supersecuencia D	Paleoceno Tardío-Eoceno Medio	Desarrollo de la cuenca antepaís
Supersecuencias E y F	Eoceno Tardío-Pleistoceno	Modificación de la cuenca antepaís por colisión del arco de Panamá. Levantamiento de la Sierra de Perijá, Arco de Mérida y Macizo de Santander. Partición de la cuenca antepaís genera las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure.

Tomando en cuenta la clasificación de PARNAUD *et al.* (1995) las rocas objeto de este estudio corresponderían a la Supersecuencia C, depositada durante el Cretácico Tardío - Paleoceno, caracterizada por una fase transicional y representada por una regresión que resultó en la depositación de tres secuencias (denominadas K6, K7 y K8):

Secuencia K6: Esta secuencia marca el inicio de la regresión donde la colisión del arco volcánico del Pacífico favoreció la formación de una cuenca antepaís dentro de la cual se depositó la facies lutítica de la Formación Colón, interpretada como una fase transgresiva. Sin embargo la secuencia finaliza en un sistema depositacional progradante de alto nivel, representado por las rocas arenosas de la Formación Mito Juan. El límite superior e inferior de esta secuencia es asignado al Campaniense tardío - Maastrichtiense tardío. Esta secuencia al estar conformada por pequeñas unidades depositacionales lutíticas y arenosas contiene un número indeterminado de superficies de inundación.

Secuencia K7 y K8: Estas secuencias corresponden al Maastrichtiense Superior y Paleoceno Inferior donde un nuevo episodio transgresivo depositó dichas secuencias. La secuencia K7 comprende depósitos marinos representado por las formaciones Guasare y Trujillo y la secuencia K8, esencialmente deltaica, contiene tres formaciones: Barco, Los Cuervos (Grupo Orocué) y Marcelina.

LORENTE, DURAN & RUIZ (1996) a partir del estudio de una selección de evidencias paleontológicas, mencionan dos ciclos principales de sedimentación en la cuenca de Maracaibo para el Cretácico Tardío; un ciclo inferior representado por la Formación La Luna y el Miembro Tres Esquinas, y un ciclo superior representado por las formaciones Colón y Mito Juan. El primer ciclo lo consideran como transgresivo-regresivo e indican la presencia de un hiatus importante durante el Campaniense tardío-Maastrichtiense temprano. El segundo ciclo, el cual se inicia en el Maastrichtiense, comienza con la progradación de la Formación Colón y finaliza con la depositación de las unidades clásticas y carbonáticas de la formaciones Mito Juan y Guasare.

En líneas generales PERALTA (1991) propone un modelo de evolución tectonoestratigráfica para la cuenca de Maracaibo, en donde reúne los eventos tectónicos y las facies sedimentarias depositadas durante el Mesozoico y Terciario Inferior (Tabla VI). Este autor sugiere la ausencia de cambios bruscos en la cuenca durante el Maastrichtiense indicando que la velocidad de subsidencia no experimentó una variación significativa y, en caso de haber aumentado, esta fue equilibrada por una alta tasa de sedimentación.

Tabla VI. Modelo de evolución tectonoestratigráfica para la cuenca de Maracaibo sugerido por PERALTA, 1991.

EDAD		FACIES SEDIMENTARIAS	EVENTO TECTÓNICO
TERCIARIO	INFERIOR	Facies Deltaicas Facies de plataforma silici-carbonáticas	Inicio de la colisión oblicua de la placa del Caribe Modificación a cuenca antepaís "Foreland"
	SUPERIOR	Facies de plataforma siliciclásticas Facies euxínicas	Carga tectónica Colisión arco de isla
CRETACICO	INFERIOR	Facies plataformales Facies aluviales	Cuenca de margen pasivo
JURASICO		Facies evaporíticas	Flexura litosférica
TRIASICO		Facies continentales "capas rojas"	Valle de rotura incipiente Pandeo cortical

3.1.2. ESTRATIGRAFIA REGIONAL

Se describe a continuación la litoestratigrafía y bioestratigrafía de las unidades que se consideran incluidas dentro del área de estudio correspondientes a las secuencias de edad Cretácico Tardío y Paleoceno Temprano: Formación Colón, Formación Mito Juan y Grupo Orocué.

LITOESTRATIGRAFÍA

Formación Colón

La Formación Colón se caracteriza de lutitas microfósilíferas color gris oscuro a negras, macizas, piríticas y ocasionalmente micáceas o glauconíticas, con margas y capas de caliza subordinadas. Las lutitas son más arenosas hacia la base y hacia la parte superior, donde la unidad cambia transicionalmente a la Formación Mito Juan (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1997).

El espesor de la unidad en la localidad tipo es de 900 metros, en el río Lobaterita, estado Táchira, pero varía de una localidad a otra entre 200 y 600 metros, aumentando en sentido sureste-noroeste. Esta unidad se extiende geográficamente en toda la cuenca de Maracaibo y parte de la cuenca Barinas-Apure (Figura 12). Su contacto inferior con la Formación La Luna es aparentemente concordante y el contacto superior con la Formación Mito Juan es concordante y transicional, determinado por la aparición de intercalaciones de arenisca y caliza (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1997).

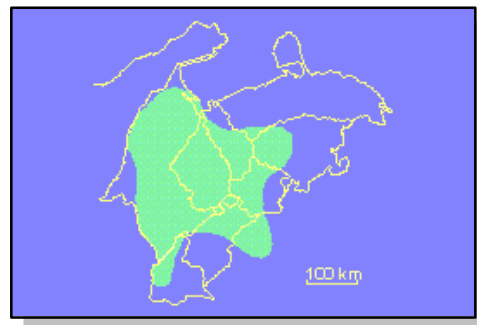


Figura 12. Extensión geográfica de la Formación Colón. (Tomado y modificado del III LEV, 2000, versión electrónica).

En cuanto al ambiente de depositación de la unidad, GONZÁLEZ DE JUANA, ITURRALDE y PICARD (1980) lo consideran de tipo marino abierto, con una buena circulación de las masas de agua y desarrollo favorable de microfaunas bentónicas y planctónicas. Estos autores resaltan el contraste existente entre los ambientes de sedimentación de la Formación La Luna y la Formación Colón, la cual representa un influjo muy grande de lutitas (material clástico) ausente antes del Campaniense superior-Maastrichtiense.

MARTÍNEZ (1989, Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela, 2000) determinó en los sedimentos de la Formación Colón dos intervalos que definen ambientes de aguas profundas en la parte inferior y media de la unidad y condiciones de aguas poco profundas hacia la parte superior de la misma, indicando una marcada regresión. Sin embargo este planteamiento contradice los resultados del estudio realizado por SELLIER DE CIVRIEUX (1952, Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela, 2000) en la sección tipo del Miembro Socuy de la Formación Colón, donde propone para dicho miembro, un ambiente depositacional de aguas moderadamente profundas, profundizándose con el inicio de la depositación de las lutitas de Colón.

Por su parte BOESI *et al.* (1988) sugieren una distribución de paleopropiedades durante el Cretácico, construida a partir del estudio micropaleontológico, mostrando una clara progradación ambiental durante el Maastrichtiense (Figura 13).

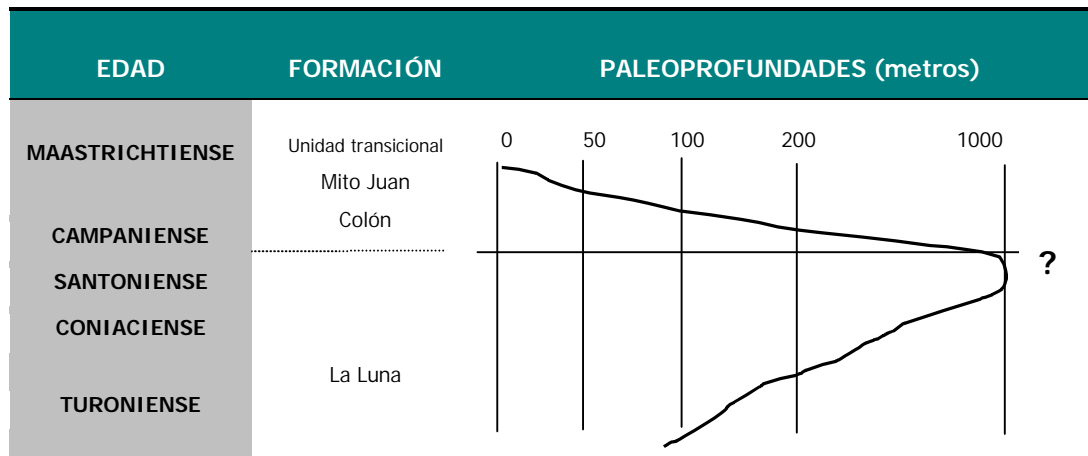


Figura 13. Paleopropfundidades durante el Cretácico para el flanco norandino (Modificado de BOESI *et al.* 1988)

Formación Mito Juan

Varios autores han señalado la dificultad de separar cartográficamente la Formación Mito Juan de la Formación Colón, por lo cual su diferenciación se ha basado parcialmente en criterios faunales siendo dudosa su descripción en algunas localidades donde aflora.

La litología de la Formación Mito Juan se caracteriza por lutitas grises, gris verdosas y negras y areniscas grises muy finas (relación arenisca-lutita baja). La base y el tope están definidos por margas y calizas ligeramente arenosas, con bioclastos, glauconita y escasos foraminíferos (BOESI *et al.* 1988). En la parte inferior de la formación se encuentran algunas arcillas laminares grises indistinguibles litológicamente de las arcillas de Colón. Su extensión superficial es similar a la Formación Colón pero con espesores menores entre 100 m y 150 m, y un espesor promedio de 200 m (Figura 14).

Según la descripción de RAMÍREZ y CAMPOS (1969, Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela, 2000) la Formación Mito Juan es muy similar a la Formación Colón, de la cual se diferencia únicamente en el aumento gradual de arena hacia el tope y por el tipo de fractura, irregular o astillosa, en comparación con la fractura de las rocas de Colón, la cual es subconcoidal. El contacto entre las formaciones Mito Juan y Colón es de transición y está marcado por el cambio de arcillas laminares grises con una fauna abundante de foraminíferos calcáreos por debajo, a arcillas laminares arenosas gris verdoso, con una fauna de foraminíferos arenáceos por encima (HEDBERG y SASS, 1937, Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela, 2000). El contacto superior se encuentra con la Formación Guasare en el área del Lago de Maracaibo, pero hacia el área de Táchira y Colón el contacto superior se mantiene con la Formación Barco del Grupo Oroque, definido por la primera capa carbonosa a partir de la cual predominan areniscas y lutitas carbonosas y aumenta la relación areniscas-lutitas (BOESI *et al.* 1988).

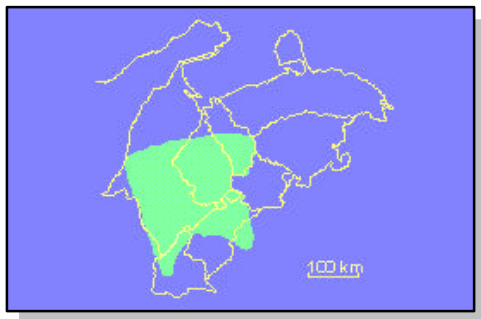


Figura 14. Extensión geográfica de la Formación Mito Juan. (Tomado y modificado del III LEV, 2000, versión electrónica)

La microfauna presente en la unidad indica un paleoambiente de aguas salobres, poco profundas, evidenciando el relleno de la cuenca (SUTTON, 1946, Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela, 2000). BOESI *et al.* (1988) interpretaron un ambiente de sedimentación marino somero nerítico de aguas turbias.

LORENTE y VELÁZQUEZ (1987, en RODRÍGUEZ, 1989a) consideran la sedimentación de esta unidad en un ambiente marino somero y en un complejo de ambientes de llanura costera baja, con predominio de condiciones marinas, basándose en una serie de conjuntos palinológicos estudiados.

GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) describen las facies arenosas de la Formación Mito Juan como consecuencia del renovado aporte clástico que para finales del Maastrichtiense marca las primeras consecuencias de la orogénesis andina. Asimismo sugieren que la transición clásticos finos - clásticos gruesos representan el comienzo de la regresión del Cretácico en el occidente de Venezuela. Estos mismos autores sugieren que esta formación representa una facies de aguas marinas poco profundas con intervalos salobres. Igualmente LUGO (1991) menciona que la Formación Mito Juan se depositó concordante sobre la Formación Colón, representando la fase final del descenso del nivel del mar durante el Cretácico tardío.

Grupo Orocué

En el Grupo Orocué se reconocen tres facies definidas como las formaciones Catatumbo, Barco y Los Cuervos caracterizadas por lutitas, arcilitas y areniscas alternantes y algunas vetas de carbón (NOTESTEIN *et al.* 1944 en Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela, 2000). Se extiende al norte y en la región central del estado Mérida.

RODRÍGUEZ (1989b) señala un paleoambiente depositacional para este grupo dominado por la progradación gradual de un importante sistema fluvio-deltaico en dirección oeste-este, donde los subambientes se hacen más continentales en esa dirección.

En el Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela (2000) se describe la Formación Catatumbo como lutitas y arcilitas gris oscuro, algo carbonáticas y con nódulos y lentes de limolita marrón. Intercaladas con las lutitas se encuentran capas de areniscas (0,5 a 10 m de espesor).

La Formación Barco está compuesta por areniscas, lutitas y limolitas intercaladas. Las areniscas son generalmente arcillosas, de grano muy fino a medio. Las lutitas y limolitas son micáceas y carbonáceas, con esferulitas de siderita. En la parte superior de la formación, se presentan capas delgadas de carbón.

La Formación Los Cuervos está constituida principalmente por lutitas con desarrollo de capas de carbón en la base y algunas intercalaciones de capas de areniscas. En el área de Mesa Bolívar el Grupo Orocué está representado por una secuencia delgada lutítico-carbonosa que conserva parcialmente las características de las formaciones Barco y Los Cuervos (BOESI *et al.*, 1988).

BIOESTRATIGRAFÍA

Formación Colón

La Formación Colón se diferencia de las unidades de contacto superior e inferior principalmente por la distribución de la microfauna y la flora. Hacia la base son abundantes los foraminíferos, con predominio de bentónicos sobre plantónicos, la flora no-calcárea está ausente y la nanoflora es diversa pero escasa. Hacia el tope disminuye el contenido de foraminíferos y de nanoflora hasta que desaparecen y aumenta la flora no-calcárea (polen) (BOESI *et al.* 1988).

En la sección tipo de esta formación se describe una fauna típica del Cretácico tardío: *Sphenodiscus lenticularis* Hyatt, *Trochactaeon crisminensis* Choffat, *Lima sp.*, *Platicula aurenensis* Coquand, *Arca Maresi* Coquand, *Venus renesi* Coquand, *Tellina Scitulina* Stol y *Hemiaster steinmanni*. Las arcillas laminadas de la Formación Colón

se caracterizan por la abundancia de foraminíferos bentónicos y en algunos horizontes se encuentran restos fósiles de moluscos. USECHE Y FIERRO (1969, Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela, 2000) señalan que la fauna de la formación incluye *Bolivinooides*, *Globotruncana*, *Güembelitra*, *Rugoglobigerina*, *Siphogenerinooides*, etc. RENZ (1959, Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela, 2000) menciona los amonites *Baculites*, *Euhomaloceras*, *Phylloceras* y *Pachydiscus*.

MALAVÉ (1994), señala entre los foraminíferos plantónicos: *Heterohelix*, *Pseudotextularia elegans*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Rosita fornicata*, *Gumbelina cf. navarroensi*, *Archaeoglobigerina sp.* y *Globigerinelloides sp.* Entre los foraminíferos bentónicos se encuentran *Orthokarstenia parva* y *Orthokarstenia bramletti*, *Ellipsonodosaria sp.*, *Lenticulina sp.*, *Nodosaria sp.*, *Anomalina sp.*, *Bolivina sp.* y *Textularia sp* muy abundantes.

La edad de la Formación Colón fue establecida por CUSHMAN y HEDBERG (1941, Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela, 2000) como Cretácico Tardío, Campaniense a Maastrichtiense temprano, subdividida en dos zonas, una inferior de *Pullenia cretacea*, Campaniense tardío, y una superior caracterizada por la presencia de *Siphogenerinooides bramlettei*, del Maastrichtiense temprano.

Formación Mito Juan

En la sección tipo de esta formación se identificaron las siguientes especies de foraminíferos, descritos por HEDBERG y SASS (1937, Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela, 2000): *Haplophragmoides*, *Ammobaculites* y especímenes ocasionales de *Guembelitra*, *Guembelina* y *Siphogenerinooides*, espinas de equinodermos y ostrácodos. También se mencionan los géneros de amonites *Sphenodiscus* y *Coahuillites*, *Trigonia sp.*, *Roudairea cf. auressensis Coquand*, *Antigonia sp.*, *Sphenodiscus sp.*, *Parapachydiscus sp.*

RODRÍGUEZ (1989a) reconoce un conjunto palinológico constituido por *Psilatricolporites triangulares*, *Foveotriletes margaritae*, *Echitriporites trianguliformis* y *Proteacidites dehaani* que permiten identificar la zona palinológica *Proteacidites dehaani*, de edad Maastrichtiense tardío, según la zonación de MULLER, GIACOMO & VAN ERVE. (1986). LORENTE (2001, comunicación personal) sugiere la edad de esta formación como Maastrichtiense tardío-Paleoceno, encontrándose el límite Cretácico-Terciario dentro de la unidad.

Formación Catatumbo

Esta formación es poco fosilífera, con excepción de su porción inferior la cual contiene foraminíferos característicos de la zona de *Ammomarginulina colombiana*. Se han identificado especies de moluscos como *Venencardia sp.*, *Mutilus o Modiolus sp.*, *Calyprtea sp.*, *Ostrea sp.* y *Exogyra sp.*. BOESI *et al.* (1988) quienes definen esta formación como una "Unidad Transicional", la incluyen dentro de la zona palinológica VI-13 (*Proteacidites dehaani*). La presencia de la Zona de *A. colombiana* en la base de la formación, indica una edad Maastrichtiense tardío, sin embargo, KUYL *et al.* (1955, Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela, 2000), con base en el contenido palinológico, concluyen que la Formación Catatumbo es de edad Paleoceno en su totalidad.

Formación Barco

La Formación Barco está notablemente desprovista de fósiles, con excepción de algunos foraminíferos arenáceos no diagnósticos. KUYL *et al.* (1955, Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela, 2000) mencionan cierto contenido de polen, pero sin describirlo. BOESI *et al.* (1988) incluyen a la formación en la zona palinológica VII 14/16, caracterizada por la presencia de *Spinozonocolpites baculatus*, *Gemmastephanocolpites gemmatus* y *Foveotricolpites perforatus*. Estos mismos autores indican una edad Paleoceno para esta unidad.

Formación Los Cuervos

NOTESTEIN *et al.* (1946, Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela, 2000) mencionan *Diplodonta* o un género similar, la posible presencia de *Anomia*, fragmentos de ostracodos y restos de plantas. BOESI *et al.* (1988) observaron palinomorfos de las zonas de *Foveotricolpites perforatus*, *Gemmastephanocolpites gemmatus* y *Spinozonocolpites baculatus*, (zonas VII.16, VII.15 y VII.14). Las zonas palinológicas reportadas por BOESI *et al.* (1988) para el frente norandino comprenden todo el Paleoceno.

3.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Específicamente el área comprendida entre el sector Lobatera-El Vigía (flanco norandino) se ubica al noroeste del sistema floral de la cordillera y está fuertemente afectado por la transurrencia dextral de la falla de Boconó y por sus fallas inversas asociadas, las cuales frecuentemente vuelcan los sedimentos hacia el noroeste (BOESI *et al.* 1988). La deformación estructural iniciada en el Cretácico en un ambiente extensional cambia gradualmente al Paleogeno hacia un ambiente compresional lo cual indica un amplio control tectónico en la sedimentación (PARNAUD *et al.* 1995). A pesar de estos importantes rasgos estructurales, en la sección estudiada no se encontraron interrupciones estratigráficas ni evidencias de fallamiento o de alguna deformación tectónica local.

RODRÍGUEZ (1989a) determinó rasgos estructurales mayores en el área Zea-Santa Cruz de Mora (estado Mérida) muy cercanos al área de estudio, constituidos por tres estilos de plegamiento o fases de deformación: el primero cuyos planos axiales están orientados noreste-sureste y con buzamiento hacia el sureste, otro que comprende un sistema de corrimiento sintético con la deformación regional, orientados igualmente noreste-sureste, y por último un patrón principal de fracturamiento que agrupa fallas sinestrales transcurrentes donde predomina una orientación norte-sur.

KIEWIET DE JONGE (1949) construyó un mapa geológico del área de Mesa Bolívar donde sugiere algunos rasgos estructurales del área. En el mapa original las unidades reportadas se nombran, en su mayoría, con términos en desuso y se ponen en contacto rocas del Eoceno y Cretácico, omitiendo el Paleoceno (Figura 15).

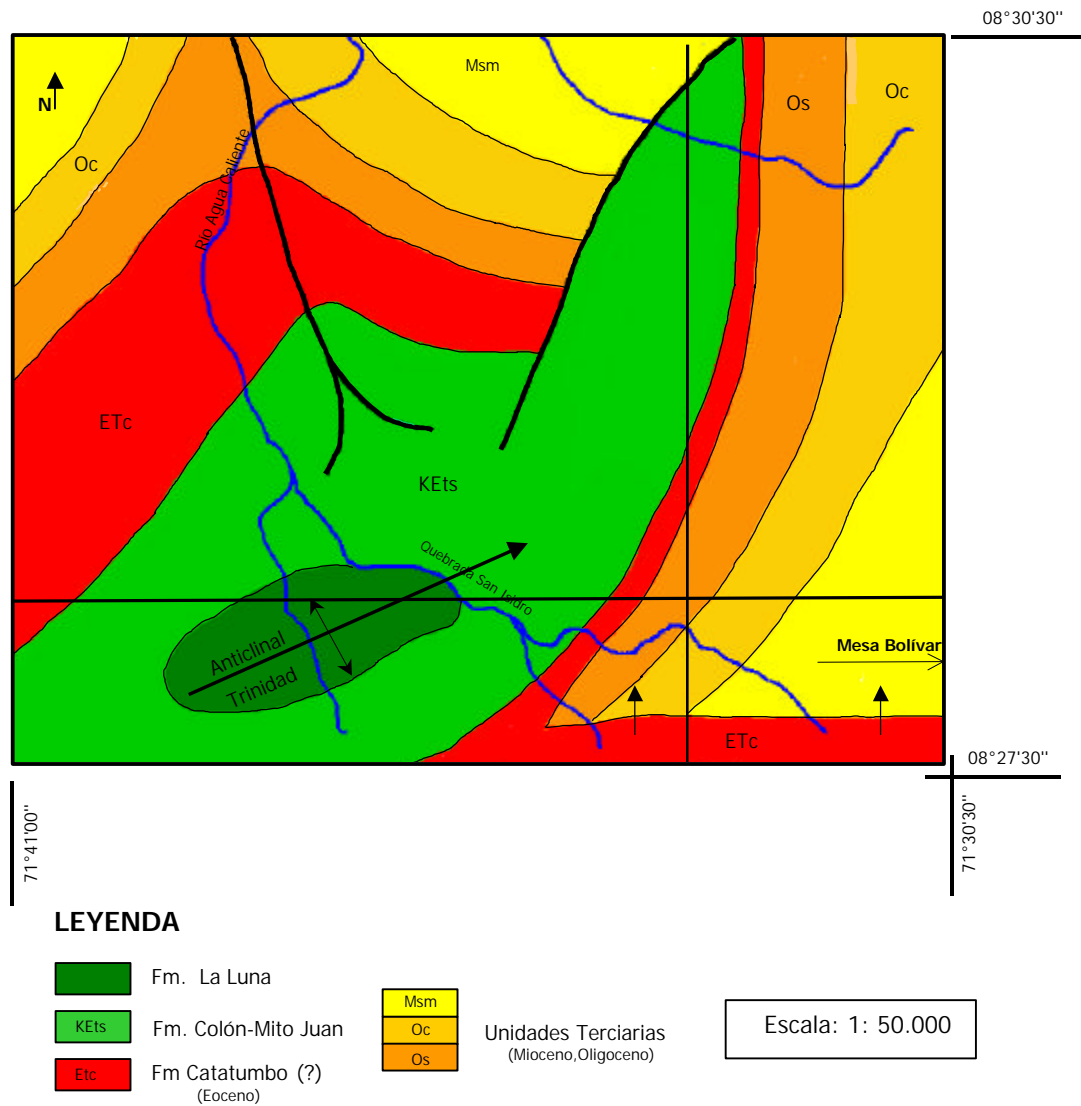


Figura 15. Mapa geológico del área de estudio (escala original del mapa 1:25.000). Modificado de KIEWIET De Jonge (1949).

3.3. GEOLOGÍA LOCAL

3.3.1. LITOESTRATIGRAFÍA LOCAL

En líneas generales la secuencia estratigráfica estudiada está representada por una alternancia de lutitas y limolitas con intercalaciones de areniscas de grano fino a medio en la parte superior de la sección. También se observan unos cuerpos calcáreos que ocurren a intervalos casi regulares (cada 10 metros en promedio), interrumpiendo la marcada ritmicidad observada entre las lutitas y limolitas (Anexo 1).

En campo se pueden distinguir los siguientes litotipos en base a su color y textura (dureza y grado de preservación).

1. Lutitas muy monótonas de color gris oscuro que meteorizan a marrón. El espesor es muy variable desde láminas muy finas (5 mm) hasta capas muy gruesas (mayores a 1 metro). Esta litología representa un 39% de la sección levantada.
2. Limolitas de color gris medio intercaladas en la parte central y superior de la sección. El color de meteorización, anaranjado, indica fuertes condiciones de oxidación. Representa aproximadamente el 45% (Figura 16).
3. Areniscas de grano fino que aparecen intercaladas con lutitas y limolitas, con mayores espesores (aprox. 50 cm). Son de color gris más claro que las lutitas y limolitas. Conforman un 16% de la sección.
4. Areniscas calcáreas: se presentan como cuerpos aislados (apenas representan un 1%) con una aparición muy regular dentro de la sección, que podría indicar un evento recurrente, reflejando la frecuencia de condiciones específicas a lo largo de la sección (Figura 17). Estas capas son de color gris claro con restos de bioclastos observables a simple vista y en secciones delgadas.

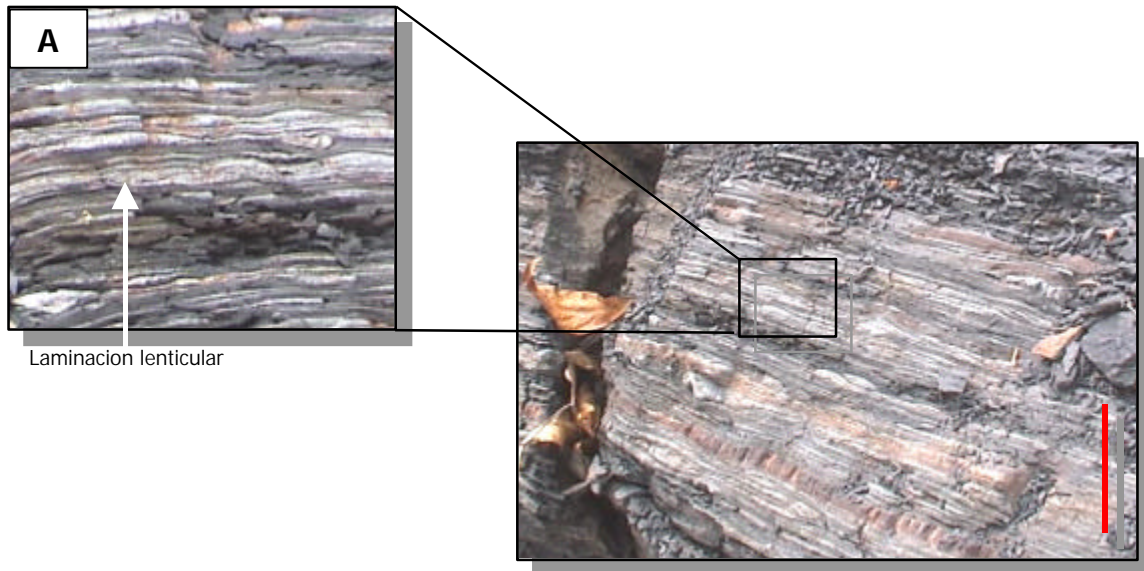


Figura 16. Alternancia de limolitas y lutitas a escala de estrato. Se observan un empaquetamiento principal entre las limolitas y las lutitas (limolitas meteorizan a naranja) y un bandeamiento secundario dentro del cuerpo lutítico (A), evidenciado por la alternancia de colores claros y oscuros. Rumbo de la foto: N60°E. Escala de la barra: 10 cm.

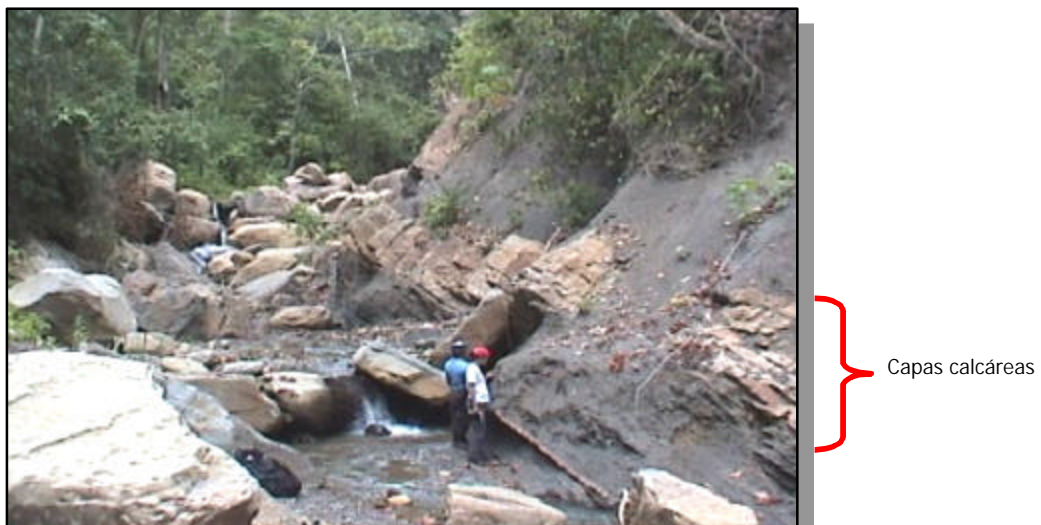


Figura 17. Aparición de las capas calcáreas, a intervalos regulares, y su contrastante espesor interrumpe la intercalación monótona de lutitas y limolitas típica en la Formación Mito Juan.

En general se observaron muy pocas estructuras sedimentarias distinguiéndose principalmente laminación paralela y rizaduras en las areniscas. Se observó igualmente un alto grado de bioturbación en las lutitas y de oxidación en las limolitas.

De acuerdo a la descripción macroscópica de la litología, se separan como unidades bien diferenciadas en el área de estudio las formaciones Colón, Mito Juan y posiblemente la Formación Catatumbo del Grupo Orocué.

Son claramente observables en campo los contactos entre las unidades respondiendo a las diversas especificaciones sugeridas por algunos autores en su descripción (por ejemplo HEDBERG Y SASS, 1937, Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela, 2000). Por ejemplo, el contacto inferior de la Formación Colón con la Formación La Luna está marcado por una capa verde, rica en pirita que corresponde al Miembro Tres Esquinas. Este miembro se describe en el Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela (2000) como areniscas glauconíticas, calcáreas y fosilíferas de color verdoso infrayacentes a las lutitas negras de la Formación Colón.

El contacto superior con la Formación Mito Juan es prácticamente abrupto determinado por la aparición de un cuerpo importante de areniscas de grano fino intercaladas con limolitas.

El espesor medido para la Formación Colón fue de 481 metros correspondiendo con los espesores menores determinados para esta formación por autores como NOTESTEIN, HUBMAN Y BOWLER (1944, Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela, 2000) quienes registran espesores entre 210 m y 450 m en la Concesión Barco y 400-500 metros en el valle de Carache, en el estado Trujillo.

Con respecto a la Formación Mito Juan su contacto inferior con la Formación Colón se considera marcado por la aparición de cuerpos arenaceos intercalados con limolitas siendo muy evidente el cambio de vegetación en dicho contacto. El espesor medido para esta unidad fue de 179 metros.

Hacia el tope de la intercalación de limolitas, lutitas, areniscas y la ocurrencia de capas calcáreas que caracterizan toda la Formación Mito Juan, la aparición de la primera capa carbonosa indica el comienzo de la depositación de la facies del Grupo Orocué.

Cabe destacar que la alternancia litológica observada en campo podría responder a cambios periódicos en las condiciones sedimentarias reinantes en el momento de su depositación, reflejando la presencia de ritmicidad. Por otra parte, la aparición de cuerpos calcáreos de mayor espesor, ocurriendo a intervalos regulares, también sugiere el predominio de algún elemento regular que controló el flujo del material y por lo tanto los niveles de energía. Igualmente la regularidad con respecto a la repetición de unidades estratocrecientes y estratodecrescentes perceptibles a lo largo de la columna estratigráfica indican condiciones de repetición periódica. De acuerdo a la presencia de estas características se infiere que puedan identificarse ciclos superpuestos dentro de la sección, según lo planteado por SCHWARZACHER (2000), quien señala que una sección estratigráfica al mostrar repetición de condiciones similares o idénticas a escala de milímetros a cientos de metros, representa intervalos de tiempo desde unos pocos segundos hasta miles o millones de años, permitiendo por lo tanto la identificación de *ciclos estratigráficos*.

Descripción petrográfica

En la *Tabla VII* se sintetizan las principales características petrográficas descritas por KUMMEROW (2001, com. personal), para algunas de las muestras recolectadas por CAROPRESE (2000).

Se observó un predominio de granos de cuarzo para todos los tipos litológicos (~80%), de angulares a subangulares para todos los casos; también se observaron fragmentos de roca (10%) y feldespato tipo plagioclasa generalmente alterados (5%). Entre los minerales trazas predomina la glauconita (la cual es mayor en las areniscas calcáreas) y en segundo plano caolinita, mica, pirita, turmalina y circón.

Como material arcilloso predomina la caolinita en las litologías no calcáreas y la micrita en las calizas y areniscas calcáreas. En estas últimas hay presencia de abundantes bioclastos bien preservados, algunos reemplazados por caolinita, pirita o glauconita.

Tabla VII. Características de cada tipo litológico según descripción petrográfica.

LITOLOGÍA	CONTENIDO DE GLAUCONITA	CUARZO	MINERALES TRAZAS	ARCILLAS	MATERIA ORGÁNICA	CARBONATOS	OBSERVACIONES
LIMOLITA ARCILLOSA	Trazas	50%- 80%	Feldespatos, turmalina, circón, micas, caolinita y plagioclasas	15% arcillas autigénicas	15% asociada con pirita.	No hay presencia de carbonatos	Bioturbación, nódulos de siderita. Algunas esferulitas de calcedonia
LUTITA		Trazas	Feldespatos, pirita, hematita y chert.	10%	En láminas	No hay presencia de carbonatos	
LIMOLITA CALCÁREA	Trazas	80%	Feldespato, fosfato, glauconita, pirita, micas		Escasa	Granos corroídos por carbonatos	Bioturbación
CALIZA		30%		50% micrita recristalizada		Granos corroídos por carbonatos, 20% fragmentos de molusco	Esferulitas
ARENISCA CALCÁREA	7%	70%	Plagioclasa micas, circón, turmalina	5% micrita autigénica	Trazas	Granos corroídos por carbonatos, 10% fragmentos de molusco	Bioclastos: ostrácodos, pelecípodos.

En algunas de las secciones petrográficas analizadas se observaron cuerpos con características similares a las "microtectitas" reportadas en localidades representativas del límite Cretácico-Terciario. Por ejemplo, MONTANARI *et al.* (1983) reportaron esferoides tamaño arena constituidos de feldespato potásico en el sur de España y los interpretaron como producto de la fundición de material provocado por el impacto de un objeto extraterrestre. También HSÜ (1988) menciona estas esférulas en localidades más distantes interpretadas de igual forma, conformadas por minerales como feldespato potásico, glauconita, magnetita y cuarzo.

Estos microcuerpos se asocian con la arcilla que define el límite K/T. La textura que presentas estas microtectitas es propia de enfriamiento rápido y se interpretan como gotas formadas del material pulverizado generado por el posible impacto sobre una área oceánica, ocasionando una rápida evaporación de material terrestre posteriormente alterado por diagénesis (VERA, 1994).

Según GRANDE (2001, com. personal) las esferulitas observadas en esta sección son muy ricas en sílice recristalizado con estructura vítrea, evidenciado por la figura uniaxial que generan al ser observadas en microscopio petrográfico bajo luz polarizada (Figura 18). De acuerdo a las características observadas probablemente este mineral corresponda a la *calcedonia*, el cual es una variedad fibrosa del cuarzo que ocurre con arreglo radial desde el centro, generando la estructura esferulítica (TUCKER, 1991). La presencia de estas fibras, donde cada una es un cristal individual, genera una extinción cruzada al rotar la platina del microscopio, respondiendo principalmente a la orientación este-oeste o norte-sur de las mismas.

Esta textura fibroradial y dendrítica es típica de una rápida cristalización de silicatos (MONTANARI, *et al.* 1983) y por lo tanto podría indicar evidencias de la formación de minerales por un acelerado enfriamiento (y sometimiento a condiciones de presión y temperaturas muy altas), atribuidas al impacto de un cuerpo extraterrestre. Por otra parte, algunos autores (SMIT, *et al.* 1992, ADDATE, STINNESBECK & KELLER, 1996) interpretan las esferulitas como cuerpos ahuecados y

vítreos, posteriormente rellenados y reemplazados por calcita o minerales filosilicatos y señalan la presencia de cuarzos impactados en los niveles ricos en esferulitas, no encontrados en esta unidad.

De acuerdo a las características mineralógicas anteriormente descritas, se descartó la posibilidad de que estas partículas correspondían a microfósiles. En primer lugar su posible correspondencia con nanofósiles calcáreos fue eliminada debido a que estos presentan un menor tamaño. Asimismo su comparación con posibles radiolarios se descartó debido a que la morfología de estos para todo el Cretácico Tardío no indica formas tan esféricas como las observadas. Por último su afinidad con foraminíferos también fue eliminada por carecer de similitud alguna con especies conocidas para el mismo intervalo geológico.

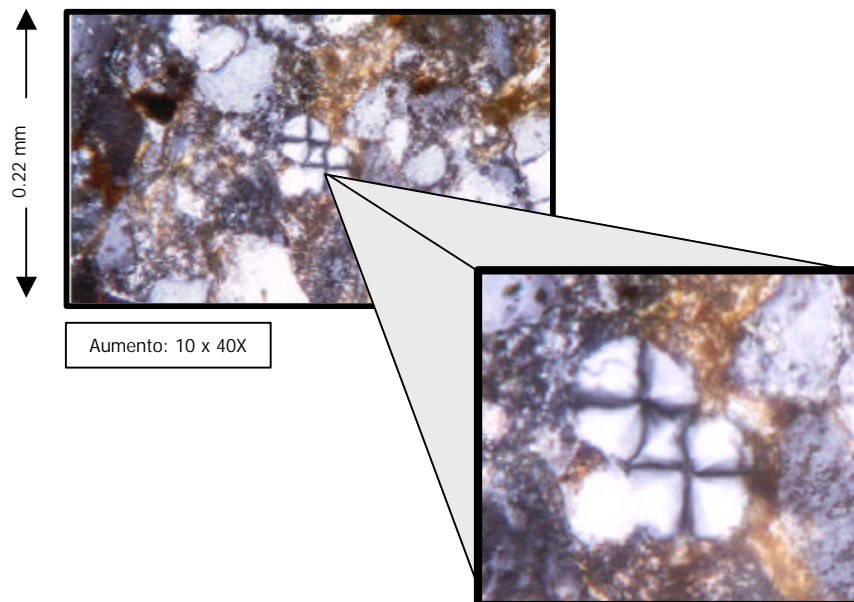


Figura 18. Microfotografías de los cuerpos esféricos encontrados (Muestra CCG-120), asociados con las tectitas" reportadas en otras secciones del límite K-T. Fotografía tomada bajo luz polarizada.

El porcentaje de abundancia de las esferulitas tanto en las secciones finas como en toda la sección estratigráfica es muy bajo, se contabilizaron aproximadamente 3 a 4 partículas por lámina en apenas 2 capas (limolitas) de toda la sección levantada. Se observan diferentes tamaños entre los niveles en que fueron encontradas comprendidos los diámetros medidos en un rango de 0.03 y .02 mm.

A diferencia de los esferoides reportados en secciones como las de Caravaca (España) y Petriccio (Italia) (MONTANARI *et al.* 1983) donde las capas con microtéctitas se asocian con el límite K/T y con los niveles de iridio, en la sección San Isidro estas esférulas se encuentran por encima de los niveles anómalos de iridio reportados y por debajo del límite K/T definido.

Composición mineralógica

En CAROPRESE (2000) se presentan algunos análisis químicos realizados por difracción de rayos X para un conjunto de muestras. A partir de estos análisis se caracteriza de mejor manera la composición mineralógica de un sector de la sección. Se observa una variabilidad de ciertos parámetros que corresponden básicamente a cambios en la litología (Tabla VIII).

Por ejemplo, los mayores niveles de pirita se registran en la capa arcillosa definida como límite K/T y cuyo color verde es muy característico a lo largo de la columna levantada, demostrando condiciones de reducción mayores que en el resto de la sección. HSÜ (1988) señala que la precipitación de sulfatos y otras evidencias de diagénesis submarina, se generaron a finales del Cretácico por condiciones de reducción. Igualmente un aumento de pirita en la base del Terciario y hacia el tope del Cretácico en las localidades estudiadas por SMIT & TEN KATE (1982), indica condiciones reductoras en el ambiente que pudieron favorecer la depositación de estos elementos.

Tabla VIII. Composición mineralógica a partir de difracción de rayos X.

LITOLOGIA	MUESTRA*	COMPOSICIÓN MINERALÓGICA						
		PIRITA	SIDERITA	CALCITA	YESO	CUARZO	FELD K	FELD PI
LUTITA	CCG-128	4	2			54	4	2
LUTITA	CCG-129	4	1	2		53		3
LIMOLITA ARCILLOSA	CCG-130	8				68	2	2
LUTITA LIMOSA	CCG-131	10	1			55		3
LUTITA LIMOSA	CCG-122	30				31	1	1
LUTITA LIMOSA	CCG-143	19				37	1	1
LUTITA	CCG-133	7	2			37		1
LUTITA	CCG-135	7	2			37		2
LUTITA	CCG-141	4	5			43	2	2
LUTITA	CCG-145	10	2			43		2
LUTITA	CCG-148		7			33		2
SUELO CARBONÁTICO	CCG-149	13		9	13	21		
LUTITA CALCÁREA	CCG-150					31		2
LIMOLITA	CCG-151	8		1		47		3
LIMOLITA CALCÁREA	CCG-152	6	2			47	3	3
LUTITA	CCG-153	8	2	3		21		2
CALIZA TIPO WACKESTONE	CCG-154		50			25		
ARENISCA CALCÁREA	CCG-155	5	3	4		53	3	2
LIMOLITA	CCG-120					50	7	3
LIMOLITA	CCG-121					60		6
LIMOLITA	CCG-156	7				44		3

* Para la ubicación de las muestras en la columna estratigráfica véase Anexo 1.

Por otra parte, se determinó solo un nivel enriquecido en siderita en la capa más calcárea. Este mineral se forma producto de la diagénesis donde existe muy baja concentración de sulfatos y una alta disolución de carbonatos (alto Fe^{2+}/Ca^{2+} , baja Eh y pH neutro). Estas condiciones usualmente restringen la formación de siderita a ambientes no marinos (bajos en SO_4) con abundante Fe^{+2} (zonas tropicales) siendo

común su presencia en facies deltaicas, donde la fauna asociada y evidencias de bioturbación indican un intervalo de menor depositación (LEEDER, 1999). Este mineral se forma en condiciones de productividad orgánica alta (cuencas cerradas, ambientes de marea, estuarios) donde la materia orgánica constituye el agente reductor del hierro (PETTIJOHN, POTTER & SIEVER, 1987).

El cuarzo se presenta en una gran proporción para todas las muestras observándose los mayores porcentajes en las limolitas de la base y del tope de la sección. En menor proporción se presentan la calcita y los feldespatos, corroborando su aparición como minerales secundarios en las secciones petrográficas.

3.3.2. BIOESTRATIGRAFÍA LOCAL

Las diferentes biozonas establecidas para la determinación de la edad de la sección se definieron a partir de los datos de micropaleontología, nanoplancton calcáreo y palinología generados por RUIZ (2000), DURAN (1999) y CAROPRESE (2000) respectivamente.

Zonación por foraminíferos

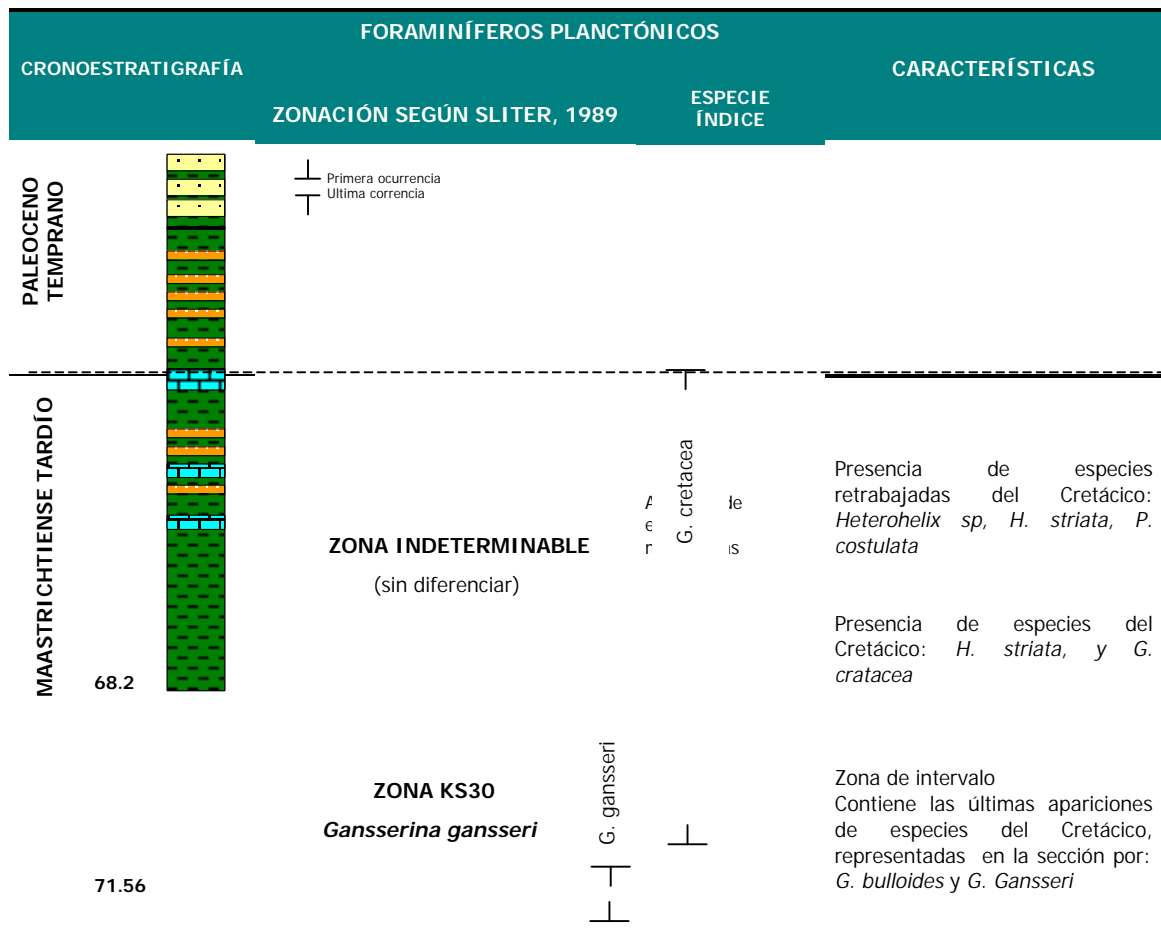
La zonación micropaleontológica, en base a la presencia de foraminíferos planctónicos, sugiere restringir la Zona *KS30 Gansserina gansseri* a la base de la sección (Tabla IX). Esta zona se definió por la aparición de esta especie y de *Globotruncana bulloides*; sin embargo se podrían incluir otras especies que, sin ser consideradas marcadores zonales, aparecen durante el Cretácico Tardío (CARON, 1984, citado en BOLLI, SAUNDERS & PERCH-NIELSEN, 1989): *Globotruncana aegyptiaca*, *Globotruncanita stuartiformis*, *Globotruncanella petaloidea*, *Rugoglobigerina macrocephala* y *Pseudotextularia elegans*.

RUIZ (2001, com. personal) hace énfasis en la ausencia de la Zona *Abathomphalus mayaroensis* motivado posiblemente a condiciones ambientales que no permitieron la aparición de esta especie marcadora ni de otras especies que conforman esta asociación. Igualmente LORENTE *et al.* (1997) analizaron muestras de pozos del área y señalan que la ausencia de indicadores de la Zona *A. mayaroensis*, correspondiente al tope del Maastrichtiense, podría atribuirse a razones paleoambientales.

La zona superior, sin diferenciar por la ausencia de especies marcadoras de edad, se caracteriza por la presencia de algunas especies retrabajadas y otras consideradas por Keller (1989) "sobrevivientes" del Cretácico, algunas de estas son: *Heterohelix striata*, *Pseudoguembelina costulata*, *Guembelitra creatacea* y *Heterohelix sp.* Estas especies ubicadas por encima del límite K/T definido en la sección (a excepción de *G. creatacea*) sugieren condiciones de "stress" ambiental desarrolladas durante el Terciario Temprano (KELLER, 1989).

En la carta de distribución faunal para foraminíferos (Anexo 2) se observa una acentuada desaparición de especies planctónicas por debajo de la capa que marca el límite K/T (muestra CCG-143). Esta situación se corresponde con la observación realizada por SMIT & TEN KATE (1982) en varias secciones ubicadas en Europa (que representan dicho límite), donde prácticamente todas las especies cretácicas de foraminíferos planctónicos desaparecen en la base de la capa arcillosa. De esta forma, el aumento de foraminíferos arenáceos hacia el tope de la sección, por encima de esta capa, así como la aparición de foraminíferos bénticos, sugiere claramente una disminución de la paleoprofundidad.

Tabla IX. Zonación de foraminíferos sugerida para la sección estudiada. Escala del tiempo según Bralower, *et al.* 1995. Para detalles en cuanto a aparición, abundancia y rango de ocurrencia de las especies véase Anexo 2.



Un segundo muestreo y estudio de foraminíferos en la sección expuesta, con la finalidad de aportar nuevos indicios para la definición del límite K/T, corrobora la aparición de las mismas zonas bioestratigráficas descritas anteriormente con una mayor abundancia de especies (RUIZ, 2001) .

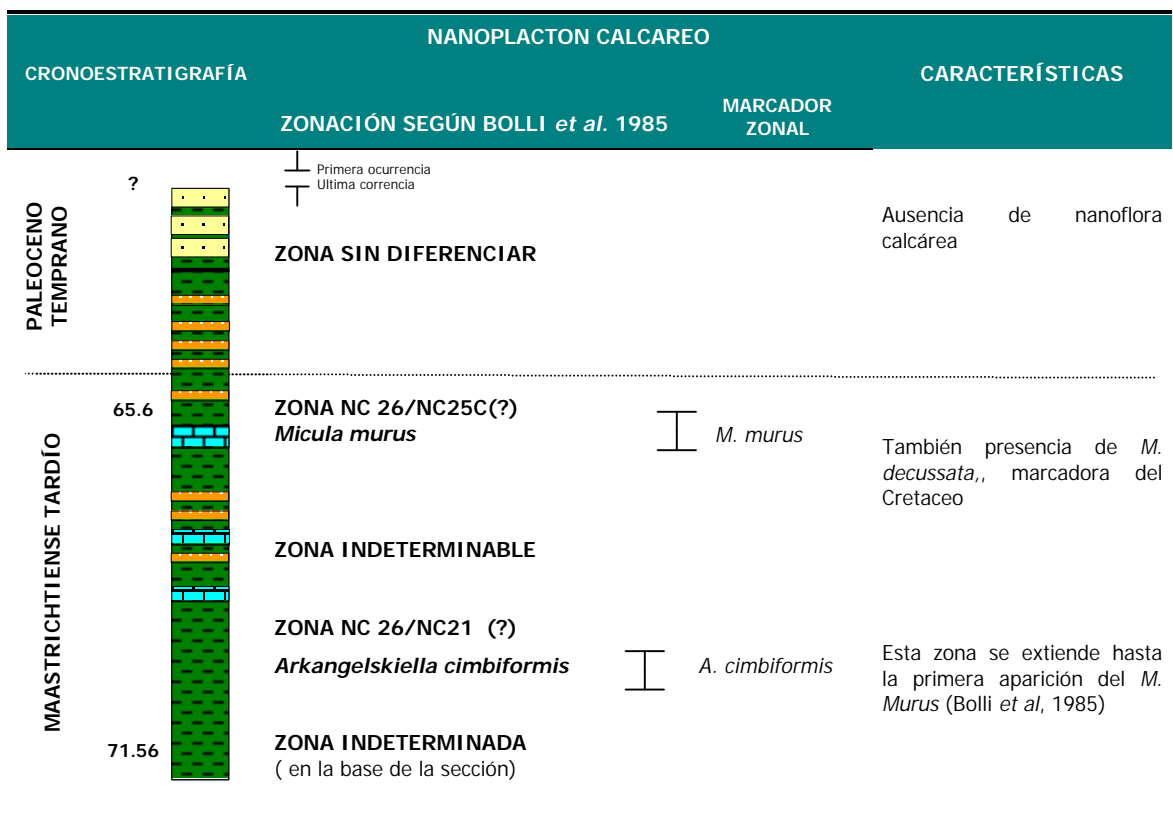
Zonación por nanoplancton calcáreo

La biozonación realizada según la ocurrencia de nanoflora calcárea restringió la sección al Maastrichtiense tardío coincidiendo con la edad determinada previamente

por la zonación micropaleontológica de foraminíferos. DURAN (1999) observó las especies *Micula murus* y *Certolithoides kampteri* cuyo biocron corresponde a las zona NK 25b-26 sin diferenciar (BOLLI *et al.* 1985). Dichas especies restringen el intervalo medio de la sección al Maastrichtiense tardío, parte más tardía.

Hacia la base de la secuencia la ocurrencia de la especie *Arkangelskiella cymbiformis*, sugiere igualmente una edad Maastrichtiense tardío, sin embargo al no determinarse la base de la zona, esta especie señala un rango muy grande de edad extendiéndose hasta el Campaniense (BOLLI *et al.* 1985).

Tabla X. Zonación por nanoplancton calcáreo sugerida por DURAN (1999) para la sección estudiada. Escala del tiempo según BRALOWER, LECKIE, SLITER & THIERSTEIN, 1995. Para detalles en cuanto a aparición, abundancia y rango de ocurrencia de las especies véase Anexo 3.



En correspondencia con el patrón de abundancia observado para la fauna de foraminíferos béticos, la aparición de nanoplancton sobre la capa límite es nula lo cual indica el desarrollo de condiciones de somerización de las aguas o de ambientes continentales que impiden la aparición de este tipo de fauna.

Zonación palinológica

El análisis palinológico realizado por CAROPRESE (2000) permitió reconocer una secuencia de zonas bioestratigráficas completa aportando una mejor definición de la edad de la sección. Se reconocieron tres zonas palinológicas correspondientes al Maastrichtiense tardío y Paleoceno, descritas en MULLER *et al.* (1987) (Tabla XI).

Zona 12: Crassitricolporites subprolatus (MULLER et al. 1987)

Esta zona de rango se define por la última aparición de la especie *Auriculidites reticularis* y la ocurrencia basal del *Proteacidites dehanni*. La ausencia de *A. reticulares* no permitió diferenciar la base de esta zona, sin embargo se logró distinguir su tope. La edad de esta zona es definida como Maastrichtiense.

Esta zona también se reconoce a partir de otras especies marcadoras de las cuales sólo algunas pertenecientes al grupo de las *Proxapertites* aparecen en la secuencia (*P. maracaiboensis* y *P. operculatus*). MULLER *et al.* (1987) señalan que la ocurrencia basal de este grupo corresponde con la base de esta zona. Precisamente la primera aparición de este grupo dentro de la sección, se ubica por encima de las muestras cuya fauna marina indica la presencia de ambientes marinos profundos. Esto permite interpretar que la distribución de las especies está condicionada por factores ambientales.

Zona 13: Proteacidites dehanni (MULLER *et al.*, 1987)

Esta zona de rango, define su base por la primera aparición de *P. dehanni* y su tope por la ocurrencia basal de *Spinizonocolpites baculatus*. Pertenecen también a esta asociación: *Foveotriletes margaritae*, *Stephanocolpites costatus*, *Proxapertites operculatus*, *Spinizonocolpites intrangulatus* y *Gemmamonocolpites macrogemmatum*. Esta zona de edad Maastrichtiense tardío es conocida en Colombia y Venezuela en las formaciones Colón, Mito Juan y Guasare (MULLER *et al.* 1987).

La última aparición del *P. dehanni*, especie de polen que define la última zona del Cretácico, fue usada como elemento en la determinación del límite K/T, cuya extinción dentro de la sección ocurre a nivel de la muestra CCG-143 (Anexo 1), correspondiente a la capa arcillosa sugerida como arcilla límite. Esta capa es claramente distinguible en campo ya que al meteriozar a un color verde aceituna representa un llamativo contraste dentro de la sección. Por encima de esta capa aparece la primera asociación del Terciario. Esto conlleva a definir dicha capa como límite entre el Cretácico-Terciario para la sección estudiada. En la *Figura 19* se observa el detalle de la capa.

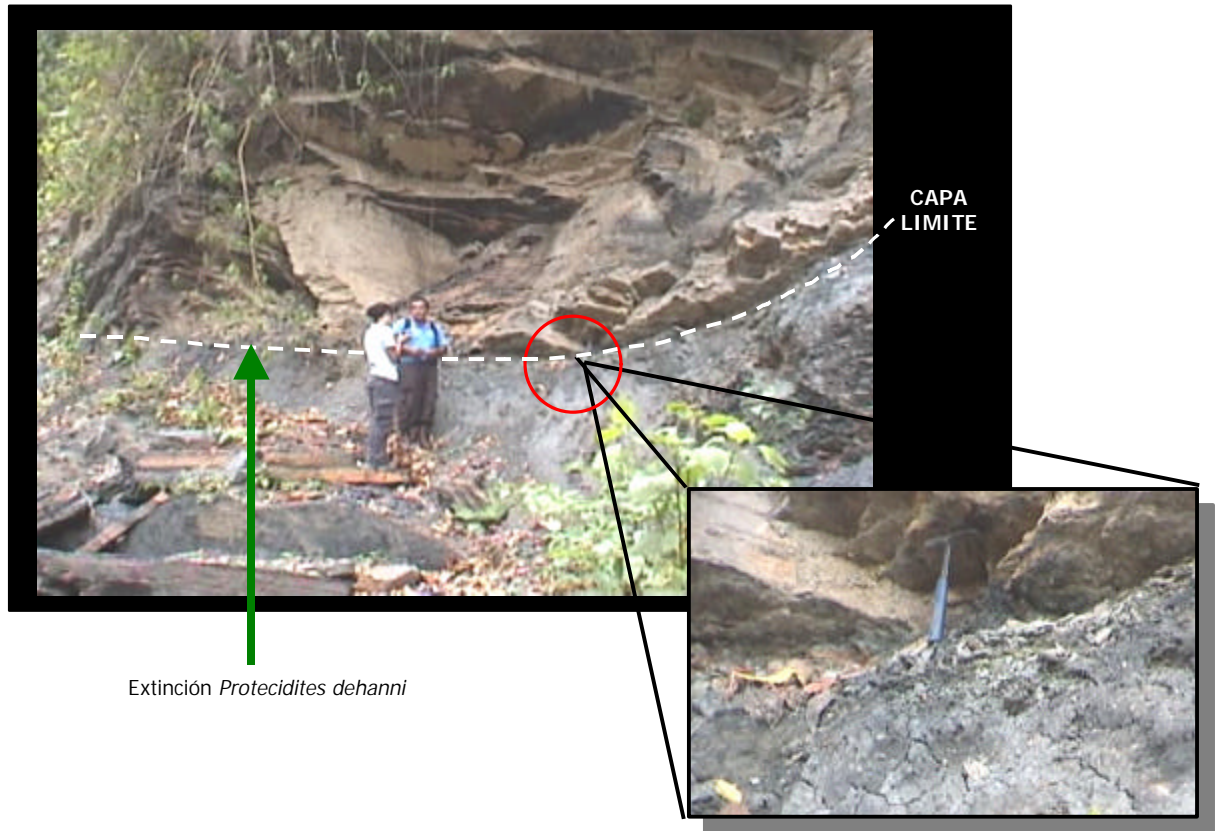
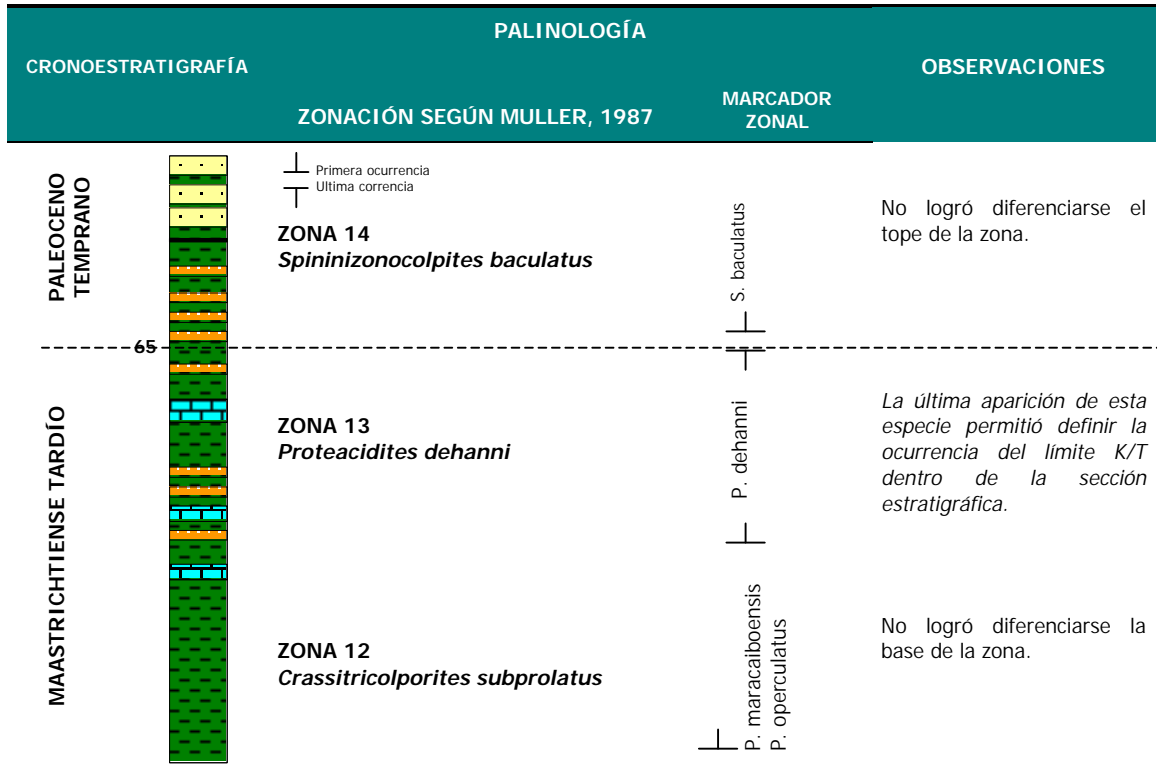


Figura 19. Detalle de la capa que marca el límite K-T en la quebrada San Isidro, estado Mérida. Rumbo de la Foto: N44°W

Zona 14: Spinizonocolpites baculatus (MULLER *et al.*, 1987)

Zona de rango cuya base se caracteriza por la primera aparición de la especie *Spinizonocolpites baculatus*, en este caso coincide con la última aparición de *P. dehanni*. El tope de la sección no logró determinarse debido a la ausencia de la especie *Gemmamstephanocolpites gemmatus* cuya ocurrencia basal define el tope de esta zona, así como la última ocurrencia de *S. baculatus*. En Venezuela esta zona ha sido reconocida en el Grupo Orocue. El intervalo de tiempo comprende parte del Paleoceno Temprano.

Tabla XI. Zonación palinológica sugerida para la sección estudiada. Escala del tiempo según BRALOWER, *et al.* 1995. Para detalles en cuanto a aparición, abundancia y rango de ocurrencia de las especies de palinomorfos véase Anexo 4.



En general la transición desde el Cretácico al Terciario en el oeste de Venezuela y Colombia ha sido determinada en base a asociaciones de polen y esporas cuya transición se considera comprendida entre las zonas de *Proteacidites dehanni* (Cretácico Tardío) y *Foveotriletes margaritae* (Paleoceno Temprano - Daniense), definidas por GERMERAAD *et al.* (1968, POCKNALL *et al.* 1997) para el norte de Suramérica.

3.3.3. AMBIENTES SEDIMENTARIOS

POCKNALL *et al.* (1997) destaca para el norte de Suramérica la transición de ambientes depositacionales predominantemente marinos durante el Cretácico Tardío a condiciones más continentales (fluviales/lacustrinas) en el Paleoceno Temprano. Estas variaciones ambientales se ven reflejadas en los cambios litológicos observados dentro de la columna estratigráfica de la sección objeto de estudio, así como por la fauna fósil presente. De esta manera basándose en las evidencias paleontológicas y litológicas de la secuencia sedimentaria pueden interpretarse los siguientes paleoambientes sedimentarios, desde la base hasta el tope de la sección:

Ambiente marino profundo (*Nerítico externo - Nerítico interno con influencia de terrígenos*)

Este tipo de ambiente se limita a la parte inferior de la sección, donde se propone el desarrollo de condiciones marinas (ambientes nerítico interno a medio) tanto por la litología observada (lutitas monótonas sin cambios de facies) como por la fauna marina reportada por DURAN (1999) y RUIZ (2000) indicativas de condiciones marino profundas. Asimismo en la carta floral, donde se presenta la abundancia del contenido polínico de la sección (Anexo 4), se reporta una relativa abundancia de palinomorfos marinos (dinoflagelados) hacia la base de la secuencia. Este ambiente está representado por un espesor aproximado de 470 metros y puede restringirse desde las muestras CCG-167 a CCG-223 correspondientes a la Formación Colón, de edad Maastrichtiense tardío.

Ambiente marino somero con influencia de terrígenos (*Plataforma*)

Este tipo de ambiente se establece en la parte media de la sección representada litológicamente por la alternancia de lutitas, limolitas y areniscas y algunos cuerpos calcáreos aislados. La aparición de especies de condiciones marino profundas de nanoplancton calcáreo y foraminíferos bénticos a intervalos irregulares, sugiere el

influjo de clásticos lo cual impidió el desarrollo de la fauna marina de manera continua (Anexos 2 y 3).

En la base de este intervalo (muestra CCG-1) tienen su primera aparición asociaciones palinológicas (esporas y palmas principalmente) indicando la presencia de ambientes más continentales cercanos a la costa, complementado por el contrastante cambio litológico con respecto a la sección basal. El espesor que representa este ambiente es de aproximadamente 180 metros, restringido hasta la muestra CCG-103.

Ambiente continental con cierta influencia marina (*Próximo-costeros*)

Este paleoambiente se definió hacia el tope de la secuencia, con un espesor aproximado de 40 metros. La ausencia de fauna de condiciones marino-profunda, la aparición de foraminíferos arenaceos y una mayor abundancia de especies de palinomorfos terrestres sugieren el desarrollo de ambientes próximo-costeros.

Asimismo, la litología de granulometría más gruesa y la presencia de horizontes con fragmentos de carbón probablemente transportados hacia la parte superior de la sección, indica condiciones de sedimentación principalmente clástica asociada a ambientes continentales (llanuras aluviales, de marea, etc.). En este caso el engrosamiento de la granulometría sugiere un aumento en los niveles de energía con la alteración de las condiciones generales de sedimentación.

En la *Figura 20* se representa la progadación ambiental descrita a partir de los elementos litológicos y bioestratigráficos observados en la sección.

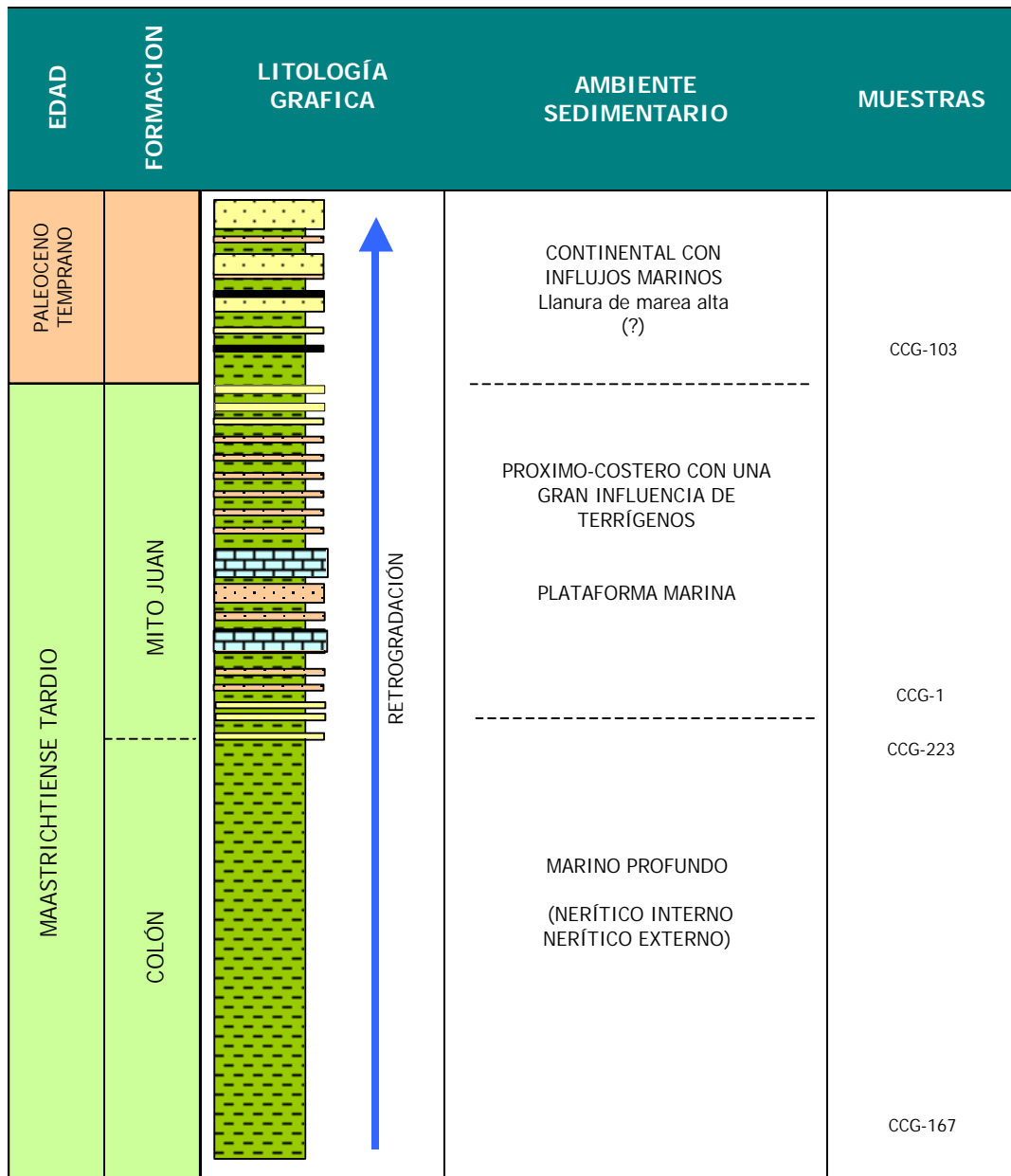


Figura 20. Paleoambientes definidos en la sección estratigráfica de la quebrada San Isidro, estado Mérida a partir de elementos bioestratigráficos y litoestratigráficos.

3.3.4. ANÁLISIS SECUENCIAL (*local*)

DURAN (1999) y RUIZ (2000) a partir del análisis de abundancia faunal sugieren niveles de máxima superficie de inundación (MFS) y algunas superficies de inundación (FS) en la sección, según los diagramas de abundancia y diversidad generados para las especies de nanoplancton calcáreo y foraminíferos (Anexos 2 y 3).

El análisis secuencial en una sección estratigráfica puede ser establecido con base en el contenido fósil. Por una parte, los límites de secuencias pueden ser caracterizados por un cambio brusco en las biofacies pasando de asociaciones que representan aguas profundas a asociaciones que reflejan ambientes más someros. Este también puede ser indicado por un incremento en el retrabajo de fósiles y por la disminución en su abundancia y diversidad. De manera contraria, la superficie de máxima inundación es representada por un incremento significativo en la abundancia y diversidad de fósiles, por biofacies de aguas muy profundas (que evidencian un ciclo transgresivo) y por la abundancia de minerales autógenos como fosfatos y la glauconita (ARMENTROUT, 1996).

Atendiendo a las especificaciones planteadas por ARMENTROUT (1996), se observa en las cartas de abundancia faunal para la sección de la quebrada San Isidro un paralelismo en los patrones de abundancia de foraminíferos y nanoplancton calcáreo. Específicamente, la máxima cantidad de individuos de la especie *Guembelitra creatacea* ocurre casi al mismo nivel que la máxima ocurrencia del *Micula murus*, ambas especies de condiciones marino-profundas; dando indicios de la presencia de una superficie de máxima inundación (MFS). Sin embargo la litología asociada a este intervalo (caliza arenosa) sugiere un ambiente depositacional de tipo marino somero, por lo cual se propone que los mismos podrían estar indicando condiciones de profundización y no "superficies de máxima inundación". Las restantes superficies de inundación (FS) sugeridas por estos autores podrían estar indicando patrones asociados a un ciclo de ascenso y descenso en la profundidad del

agua. En el caso de los límites de secuencia, DURAN (1999) define su presencia dentro de la sección de acuerdo a la disminución en el contenido de nanonaplancton para ciertos niveles.

En la *Figura 21* se ilustra un modelo para la interpretación del ascenso y descenso del nivel del mar en la sección con base en los elementos empleados por DURAN (1999) y RUIZ (2000) para la realización del análisis secuencial. Esta curva guarda cierta similitud con la curva de cambios relativos del nivel del mar construida por STINNESBECK & KELLER (1996) para la sección de Agost (España) y su correlación con secciones de México y Brasil, siendo en este caso, indicativa de cambios eustáticos en el límite K/T. Dichos autores indican la ocurrencia de depósitos de *lowstand* durante los últimos 170.000 y 200.000 años del Maastrichtiense. ASIMISMO MACLEOD y KELLER (1991) demuestran que existió una disminución global del nivel del mar que comienza en el Cretácico Tardío con un valor máximo justo en el límite K/T, la cual podría reflejarse en la curva construida para la sección de la quebrada San Isidro.

3.3.5. NIVELES DE IRIDIO REPORTADOS EN LA SECCIÓN

LOPEZ-OLIVA & KELLER (1996) señalan que a nivel global se han establecido ciertos parámetros que sirven como criterios para evaluar las secuencias depositacionales relacionadas con el límite K/T. Estos criterios han sido definidos con base en las características de la sección estratotipo global de El Kef (Túnez) y corresponden principalmente a:

- 1) Un cambio litológico contrastante pasando de depósitos tipo marga del Maastrichtiense a una capa fina de arcilla oscura rica en materia orgánica y con bajo contenido de CaCO_3 , conocida como arcilla límite.
- 2) Una capa oxidada de color rojo de 2 a 3 mm de espesor en la base de la arcilla límite generalmente con altas concentraciones de Ni.

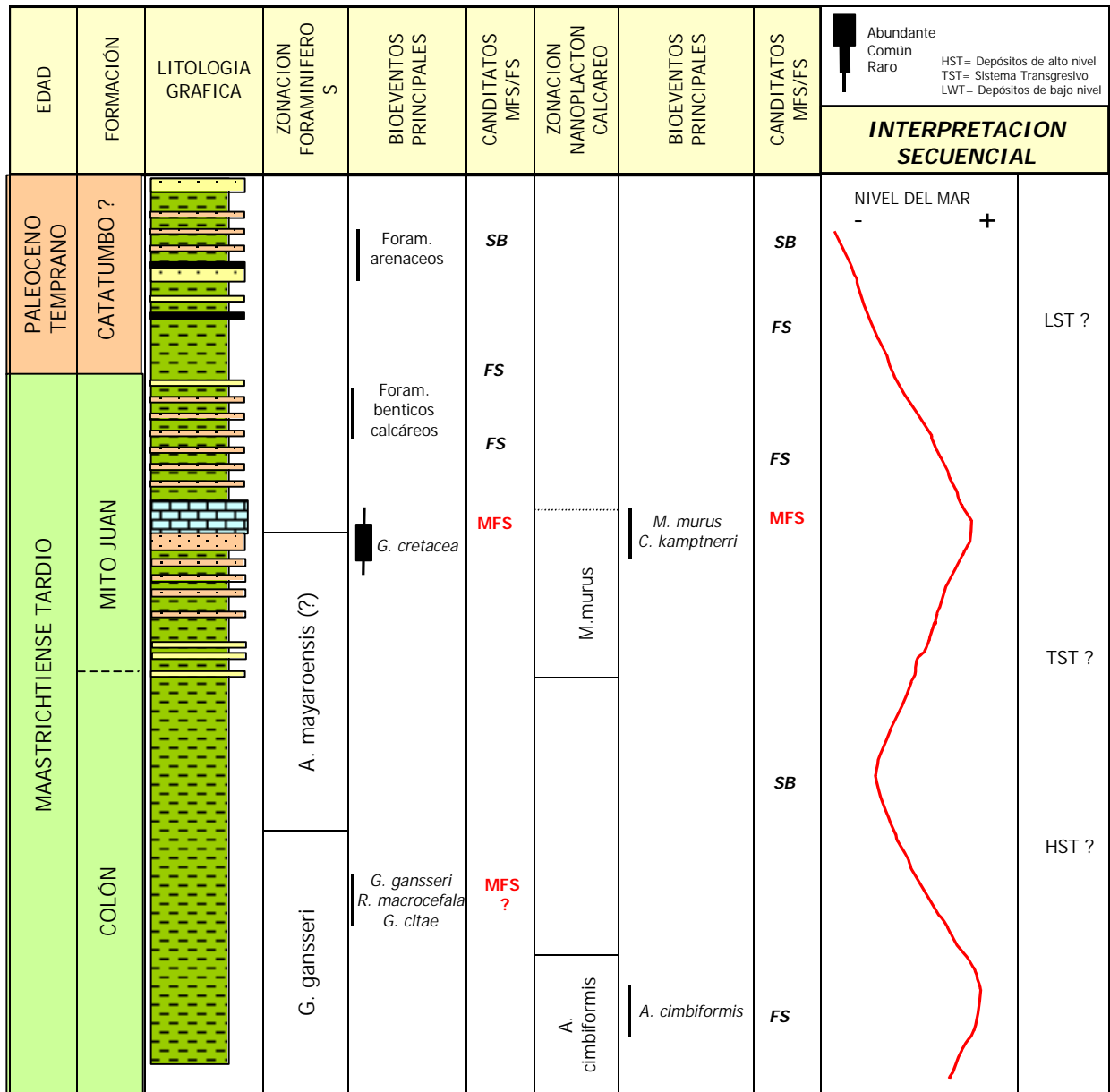


Figura 21. Interpretación de cambios del nivel del mar en la sección estudiada, con base en elementos bioestratigráficos y litoestratigráficos.

- 3) Concentraciones máximas de iridio generalmente en la capa roja o en la arcilla límite aunque podrían encontrarse decenas de centímetros por debajo de esta última.
- 4) Granos minerales fracturados, espinelas ricas en Ni y la aparición de microtectitas.
- 5) Un decrecimiento de δ_{13} .
- 6) La primera aparición de foraminíferos pláncnicos del Terciario asociada a la arcilla límite, a la capa roja y a la anomalía iridio.

Cabe destacar que estas características han sido estudiadas principalmente en secuencias marinas que a nivel mundial representan las secciones más completas del límite K//T (Agost, Caravaca, Río Brazos, ODP Site 738) cuyas coincidencias litológicas, geoquímicas, mineralógicas y paleontológicas son únicas dentro del registro geológico.

Al definirse la sección estudiada como una unidad netamente clástica depositada en ambientes marinos someros a continentales, estos rasgos presentan ciertas variaciones y particularidades que la distingue marcadamente de las otras encontradas en el resto del mundo.

LORENTE (2001, com. personal) sugiere la ocurrencia de varios impactos a finales del Cretácico de acuerdo a los niveles anómalos de iridio determinados en la sección de la quebrada San Isidro (datos no publicados). A escala mundial, los estratos con alto contenido de iridio se asocian con la capa que define el límite Cretácico-Terciario, sin embargo en esta sección dichos niveles se encuentran por debajo de esta capa, aproximadamente a una distancia de 16 metros, con concentraciones similares a otras regiones representativas del impacto.

Adicionalmente a diferencia de muchas otras secciones como Beloc (Haiti), El Mimbral (México) y Río Brazos (Brasil) donde la capa de esférulas se encuentra estratigráficamente por debajo de la anomalía (ROCCHIA, ROBIN, FROGET & GAYRAUD, 1996), en el caso de la sección San Isidro se observa una situación particular, donde los sedimentos con cuerpos esferoidales están ubicados por encima de la anomalía pero igualmente por debajo de la capa que define el límite K/T en el área. Esto

podría estar indicando la presencia de un evento durante el Maastrichtiense tardío que favoreció la concentración del iridio en esta sección. La presencia de la capa de esferulitas quizá no este relacionado con el impacto y su origen corresponda con otros procesos. Por ejemplo MONTANERI *et al.* (1983) sugieren que la composición mineral de los esferoides en la arcilla límite está controlada por condiciones del ambiente diagenético.

Coincidencia con marcadores bioestratigráficos

En la sección estratigráfica los niveles con el más alto contenido de iridio coinciden con la ausencia de especies de microfósiles marinos (Figura 22), no obstante, esta concordancia parece más bien estar relacionada con un mayor influjo de clásticos en estos niveles que impidieron el desarrollo del conjunto de especies.

Por otra parte, la aparición de nuevas especies por encima de las capas anómalas en contenido de iridio, las cuales definen la última zonación para el Cretácico, tanto de nanoplancton calcáreo (*Micula murus*, *Micula sp.*) como de foraminíferos planctónicos (*Guembelitrea cretacea*), confirma la ocurrencia de un evento (o de varios) responsable de dicha anomalía a finales del Maastrichtiense.

POSPICHAL (1996) realizó un sumario del registro de nanoplancton calcáreo a lo largo del límite K/T en varias secciones distribuidas en el planeta encontrando una sincronía entre los niveles de extinción con los picos de iridio, utilizando ambos elementos para la definición del límite Cretácico-Terciario.

Con respecto a los patrones de abundancia de microfósiles de origen terrestre la anomalía no parece afectar su comportamiento, el cual responde básicamente a las condiciones ambientales de sedimentación. De manera similar con los niveles de ocurrencia evidenciados para los microfósiles marinos, la presencia del iridio se corresponde con las zonas palinológicas *Crassitricolporites subprolatus-Proteacidites*

dehanni indicadoras del tope del Maastrichtiense. La primera aparición de palinomorfos del Terciario ocurre muy por encima de la anomalía.

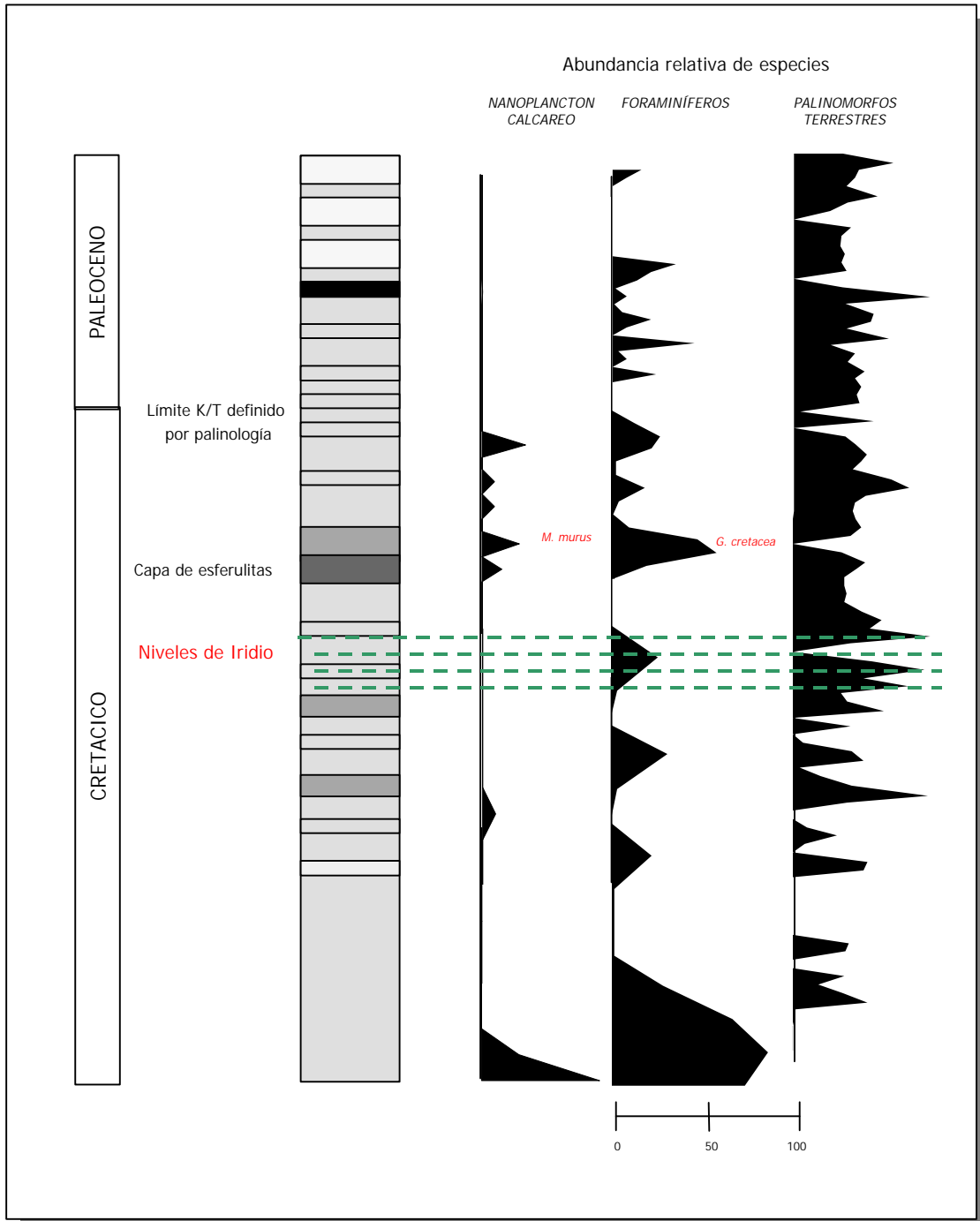


Figura 22. Distribución del iridio en relación al límite K/T en la quebrada San Isidro.

CAPITULO IV

CARACTERIZACIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA

La caracterización de la materia orgánica consistió básicamente en la descripción morfológica de las partículas a través del análisis digital de imágenes, aplicando el software ADIE⁰. Este programa facilita la descripción física de las partículas orgánicas en base a parámetros texturales como el tamaño del grano, área, elongación, irregularidad, escogimiento, kurtosis, asimetría y desviación estándar. La obtención de los datos permite realizar perfiles donde se refleja la variación de parámetros texturales de la materia orgánica dentro de la columna estratigráfica.

PETTIJOHN *et al.* (1987) definen estos conceptos específicamente en base a estudios sobre sedimentos clásticos (Tabla XII), sin embargo los mismos son aplicables sobre las partículas orgánicas, imprimiendo ciertas modificaciones. Estos elementos contribuyen en la descripción de las facies orgánicas y en la interpretación del ambiente depositacional, donde la variación a lo largo de la columna estratigráfica permite inferir cambios en la capacidad de transporte así como en las fluctuaciones de los niveles de energía.

TYSON (1995) confirma que la utilización de datos de este tipo, conjuntamente con la descripción composicional de la materia orgánica, contribuye en una mejor interpretación paleoambiental para la predicción de cambios paleoceanográficos, paleogeográficos, condiciones de oxigenación, cambios climáticos y de vegetación.

Tabla XII. Descripción de parámetros texturales de partículas, definidos por PETTIJOHN, *et al.* (1987)

ELEMENTO	DESCRIPCIÓN
ELONGACIÓN	Radio comprendido entre el eje mayor y menor de la partícula. Describe a la partícula en términos de su forma: equidimensional, tabloide o filiforme.
IRREGULARIDAD RELATIVA	Es la medida de cuanto difiere el perímetro de la partícula de un círculo con igual área reflejando las condiciones de transporte.
ASIMETRÍA	Refleja el grado de escogimiento de las partículas. Valores positivos indican un exceso de partículas finas sugiriendo que la energía del medio disminuyó sus valores normales. Valores negativos indican un aumento en el tamaño de grano reflejando cambios de la energía cinética hacia valores más altos.
KURTOSIS	Define el grado de angulosidad de la curva de frecuencia del tamaño de las partículas que permite describir el grado de escogimiento de las muestras.
DESVIACIÓN ESTÁNDAR	Expresión matemática del escogimiento de las partículas. Valores menores a 0.7 corresponden a un buen escogimiento e indican que la energía del medio se mantuvo constante sin cambios significativos. Valores mayores a 0.7 indican partículas mal escogidas sugiriendo fluctuaciones en los niveles de energía.
ESCOGIMIENTO	Conjuntamente con los valores de asimetría y kurtosis define la respuesta de las fluctuaciones en los niveles de energía basándose en la variedad de tamaños.

WATERHOUSE (1999) sugiere que la materia orgánica constituye una herramienta útil en la predicción de los ciclos ya que es un buen indicador de cambios ambientales así como de la energía asociada al proceso sedimentario y régimen de flujo. Este mismo autor aplicó análisis de palinofacies en secuencias del Jurásico y sugirió que la materia orgánica registra patrones cíclicos algunas veces no encontrados en las características litológicas (WATERHOUSE, 1995). Tomó en cuenta aspectos cualitativos y cuantitativos de las partículas orgánicas cuya ciclicidad atribuyó a fuerzas orbitales, señalando que los ciclos de Milankovitch al estar asociados con los cambios climáticos influyen en el comportamiento de las partículas terrestres.

Asimismo, COLMENARES (1994) observó la variación estadística en el tamaño de fitoclastos terrestres y la variación en la composición de las palinofacies de la Formación Aguardiente e indicó que estas variaciones son controladas por los cambios relativos del nivel del mar, representando pulsos transgresivos y regresivos, y por paleoambientes de oxidación.

Atendiendo a estas premisas se realizó la descripción composicional de las partículas orgánicas para contrastar sus características cualitativas y cuantitativas. Esta descripción composicional detallada solo se realizó en 50 muestras correspondientes al intervalo V (donde previamente fue definido el límite K/T) para su posterior utilización en el análisis cicloestratigráfico.

4.1. DESCRIPCIÓN COMPOSICIONAL

La descripción del carácter composicional de las partículas orgánicas consistió en la identificación de las mismas según su ambiente depositacional de acuerdo a la clasificación de palinofacies propuesta por WATERHOUSE (1995) y LORENTE (1986) imprimiendo ciertas variaciones. Las partículas fueron clasificadas en dos grupos principales: partículas de origen acuático (algas, palinomorfos marinos) y partículas de origen terrestre que incluyen palinomorfos (polen y esporas) y restos de partículas orgánicas vegetales terrestres (madera, material epidermal, cutícula, resina, etc.).

En líneas generales toda la sección se caracteriza por la presencia de gel húmico en altas concentraciones, fitoclastos o restos leñosos y palinomorfos, sin embargo en algunos intervalos se observan de manera predominante material epidermal fino, resina y cutícula (Figura 23).

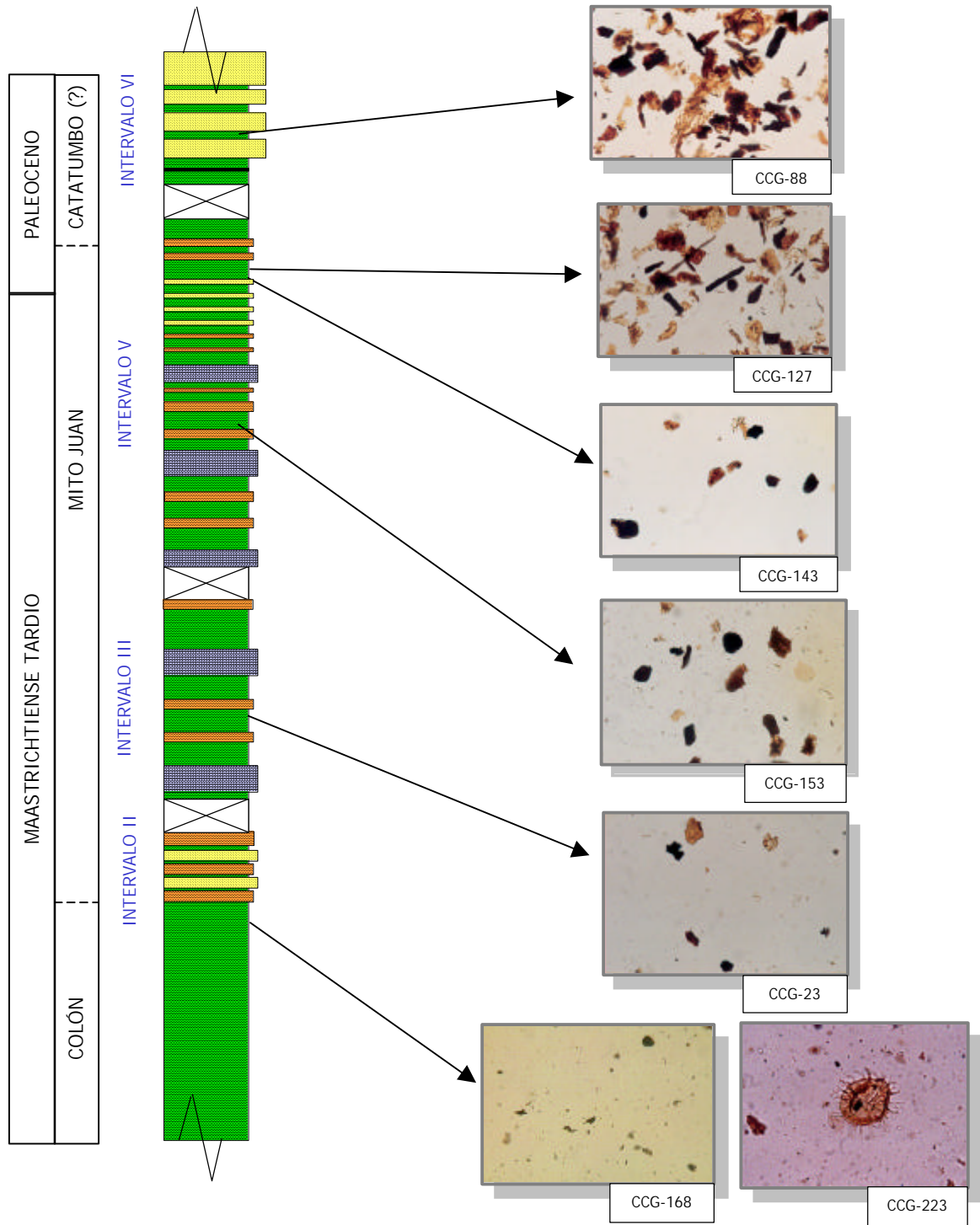


Figura 23. Variación en la composición de la materia orgánica en la sección del Cretácico-Terciario de la quebrada San Isidro, estado Mérida. (Fotografías tomadas con Objetivo 25X, excepto la muestra CCG-223 tomada con Objetivo 50X).

En las muestras descritas no se observaron partículas de origen marino (algas, dinoflagelados), a excepción de la base de la columna, donde hay presencia de restos de material muy fino, que probablemente corresponden a algas marinas (muestras CCG-168, CCG-167, CCG-223) y algunos palinomorfos de origen marino bien preservados. En este intervalo lutítico no se apreciaron mayores contrastes en las propiedades de la materia orgánica debido a la escasa cantidad de muestras tomadas y al gran espaciamiento entre estas, impidiendo una mejor descripción de la sección en su nivel inferior, además de una baja concentración. Cabe destacar que estas muestras corresponden a la unidad inferior definida como Formación Colón.

Hacia el tope y centro de la columna estratigráfica se observan mayores concentraciones de partículas terrestres conformadas por material leñoso, gel húmico, partículas carbonosas y palinomorfos (polen y esporas) indicando una fuente más cercana. Estas partículas muestran altas condiciones de preservación sin embargo algunos fitoclastos presentan sus bordes corroídos. En ciertos niveles se observan partículas muy angulares, elongadas o equidimensionales, correspondientes principalmente a geles húmicos y restos leñosos, los cuales varían de tamaño y abundancia entre uno y otro nivel. También hay presencia de partículas de resina mostrando una superficie concoidea y con vértices redondeados. El material epidermal en algunos casos muestra reliquias de su estructura celular y se observan igualmente restos de cutícula con cierta degradación.

En la *Figura 23* se distinguen las variaciones en la composición de la materia orgánica desde la base hasta el tope de la sección mostrándose un cambio brusco hacia el intervalo correspondiente al tope de la Formación Mito Juan. Este cambio sistemático tanto en la abundancia como en la composición de las partículas reflejan cambios significativos en la dinámica ambiental y en la tasa de acumulación de sedimentos que a su vez caracterizan diferentes ambientes dentro de un ciclo depositacional (WATERHOUSE, 1999). Asimismo el cambio en las partículas orgánicas

terrestres son probablemente el producto de la variación del aporte siliciclástico (TYSON, 1995).

De acuerdo a las características descritas a partir de la materia orgánica se asume una progradación ambiental de ambientes profundos para la Formación Colón hasta ambientes de deposición próximo-costeros para la Formación Mito Juan, caracterizado esta última por la presencia de fitoclastos, geles húmicos y palinoformos de origen terrestre. Esta descripción ambiental a partir de la materia orgánica se corresponde con la descripción obtenida a partir del análisis bioestratigráfico.

4.2. DESCRIPCIÓN TEXTURAL

Las variaciones regulares observadas en los parámetros granulométricos de la materia orgánica reflejan cambios en el comportamiento hidrodinámico asociado a los diferentes ambientes. En la *Tabla XIII* se muestran los valores de tamaño de grano, escogimiento, kurtosis, asimetría, desviación estándar, irregularidad relativa y elongación, determinados en 130 muestras palinológicas, distribuidas a lo largo de la sección de la quebrada San Isidro.

En la Figura 24 se muestran los perfiles construidos para representar la variación de los parámetros granulométricos a lo largo de la columna estratigráfica. Se observa con respecto a los tamaños de grano medidos, de los cuales parte el cálculo de los restantes parámetros texturales, valores comprendidos entre 6.1 ϕ (limos medios) y 9.4 ϕ (arcillas) con un valor medio en 7.7 ϕ (limos finos). Estos valores no parecen mostrar una gran diferencia en cuanto a las variaciones de tamaño, conservándose en el mismo rango de partículas finas, sin embargo las fluctuaciones a lo largo de la columna son bastante notorias, registrándose un patrón regular a intervalos de más o menos 1 metro, donde se aprecian unidades bien diferenciadas a partir de las fluctuaciones existentes.

Tabla XIII. Parámetros granulométricos de la materia orgánica determinados en la sección de la quebrada San Isidro, estado Mérida.

Muestra	N° Partículas	Tamaño promedio	Escogimiento	Kurtosis	Asimetría	Desviación Standard	Irregularidad Relativa	Elongación
CCG-64	501	8,18	1,16	0,67	-0,03	0,82	1,1	1,64
CCG-65	514	7,5	1,19	0,77	0,004	1,48	1,19	1,88
CCG-66	534	7,89	1,42	0,65	-0,14	1,54	1,14	1,65
CCG-67	519	6,85	0,43	1,98	0,39	1,19	1,24	1,89
CCG-68	50	7,18	1,07	0,72	0,14	1,27	1,37	2,38
CCG-69	518	7,11	0,99	0,93	0,4	1,53	1,23	1,83
CCG-70	536	6,99	0,72	1,2	0,37	1,28	1,33	2,22
CCG-71	593	7,63	1,12	0,81	-0,04	1,44	1,22	1,94
CCG-72	535	8,04	1,39	0,6	-0,15	1,44	1,2	1,86
CCG-73	550	8,38	1,31	0,58	-0,52	1,35	1,11	1,52
CCG-74	501	8,32	1,49	0,61	-0,63	1,55	1,14	1,51
CCG-75	548	9,04	0,53	1,12	-0,41	0,84	1,04	1,35
CCG-76	548	8,59	0,61	1,21	-0,27	1,08	1,06	1,49
CCG-77	524	7,76	1,28	0,65	0,11	1,41	1,21	1,9
CCG-78	515	7,97	1,3	0,65	-0,14	1,43	1,15	1,79
CCG-79	506	6,36	0,58	1,31	0,2	1,04	1,36	2,17
CCG-80	510	7,9	0,85	0,89	-0,015	1,19	1,16	1,96
CCG-81	505	6,11	0,52	0,85	-0,02	0,69	1,31	1,89
CCG-82	525	6,71	0,61	1,37	0,28	1,2	1,38	2,4
CCG-83	511	7,04	0,79	1,17	0,44	1,57	1,26	1,8
CCG-84	535	8,35	1,3	0,7	-0,62	1,52	1,1	1,51
CCG-85	201	6,36	0,4	1,78	0,07	0,86	1,28	1,88
CCG-86	543	8,08	1,39	0,63	-0,25	1,49	1,33	1,65
CCG-87	531	7,2	1,21	0,76	0,37	1,53	1,23	2,3
CCG-88	569	7,39	1,55	0,6	0,32	1,63	1,25	2,05
CCG-89	535	8,1	1,48	0,63	-0,44	1,59	1,12	1,52
CCG-90	517	8,21	0,9	0,85	-0,27	1,26	1,1	1,7
CCG-91	524	6,77	0,53	1,36	0,24	0,96	1,24	1,99
CCG-92	214	8,82	0,7	0,9	-0,46	0,99	1,04	1,32
CCG-93	213	8,78	0,68	1,08	-0,49	1,08	1	1,28
CCG-94	524	8,5	0,73	1,09	-0,65	1,33	1,07	1,42
CCG-95	536	8,85	0,62	1,18	-0,49	1,05	1,06	1,4
CCG-96	535	9,03	0,43	1,81	-0,57	1,02	1,05	1,26
CCG-97	529	8,97	0,5	1,51	-0,57	0,98	1,13	1,42
CCG-98	300	7,41	1,28	0,71	0,36	1,49	1,19	1,82
CCG-99	559	8,48	0,72	1,09	-0,46	1,27	1,1	1,6
CCG-100	534	8,46	1,09	0,79	-0,6	1,41	1,09	1,49
CCG-101	540	8,96	0,58	1,26	-0,4	0,95	1,06	1,4
CCG-102	504	8,15	1,39	0,65	-0,41	1,52	1,13	1,65
CCG-103	591	8,16	1,35	0,66	-0,37	1,49	1,18	1,8
CCG-104	528	6,67	0,46	1,63	0,25	1,06	1,35	2,3
CCG-105	524	6,58	0,44	1,8	0,25	1,04	1,33	2,11
CCG-106	512	6,78	0,59	1,53	0,37	1,38	1,32	1,9
CCG-107	500	6,27	0,48	1,15	-0,01	0,77	1,3	1,99
CCG-108	537	7,12	1,05	0,86	0,37	1,46	1,29	2,1
CCG-109	561	9,16	0,38	1,53	-0,44	0,78	1,04	1,29
CCG-110	519	6,61	0,5	1,74	0,31	1,21	1,35	2,04
CCG-111	551	8,3	1,19	0,66	-0,37	1,35	1,14	1,69
CCG-112	536	6,54	0,54	1,59	0,29	1,18	1,32	2,16
CCG-113	601	7,41	0,99	0,85	0,27	1,32	1,32	2,07
CCG-114	503	7,51	1,28	0,64	0,44	1,4	1,25	1,96
CCG-38	523	8,56	0,76	1,11	-0,59	1,33	1,09	1,53
CCG-115	520	6,66	0,45	1,8	0,28	1,11	1,34	2,1
CCG-116	520	6,91	0,88	1,01	0,28	1,38	1,31	2,14
CCG-117	508	6,49	0,57	1,43	0,23	1,14	1,29	2,09
CCG-36	534	6,95	1,17	0,88	0,29	1,71	1,25	1,85
CCG-118	502	7,95	1,37	0,57	0,001	1,39	1,15	1,7
CCG-119	532	8,31	0,89	0,85	-0,28	1,23	1,12	1,66
CCG-123	541	8,11	1,25	0,67	-0,26	1,42	1,15	1,82
CCG-124	511	6,8	0,69	1,27	0,32	1,3	1,41	2,55
CCG-125	511	6,21	0,52	1,07	-0,002	0,79	1,42	2,57
CCG-126	561	8,24	1,11	0,77	-0,38	1,4	1,14	1,81
CCG-127	532	7,34	1,34	0,69	0,35	1,55	1,34	2,34
CCG-128	504	7,86	1,22	0,63	0,051	1,33	1,2	1,9
CCG-129	525	6,71	0,4	1,54	0,22	0,82	1,35	2,21

Continuación Tabla XIII. Parámetros granulométricos de la materia orgánica determinados en la Quebrada San Isidro, Estado Mérida.

CCG-130	544	6,51	0,35	1,39	0,02	0,61	1,37	2,3
CCG-131	522	7,03	0,7	0,99	0,3	1,03	1,33	2,38
CCG-122	512	8,36	0,67	1,16	-0,36	1,27	1,08	1,65
CCG-143	523	6,34	0,42	1,42	-0,01	0,78	1,32	2,22
CCG-132	580	8,95	0,57	0,97	-0,26	0,8	1,04	1,49
CCG-133	556	8,82	0,55	1,02	-0,02	0,79	1,06	1,63
CCG-134	586	8,29	1,46	0,62	-0,61	1,55	1,19	1,89
CCG-135	513	8,87	0,62	1,04	-0,29	0,9	1,29	1,8
CCG-136	520	7,98	1,34	0,66	-0,19	1,48	1,2	2,15
CCG-137	524	8,09	1,19	0,66	-0,23	1,34	1,16	1,8
CCG-138	551	8,95	0,6	1,25	-0,44	0,98	1,06	1,43
CCG-139	526	7,85	1,29	0,67	-0,03	1,45	1,2	2
CCG-140	544	8,68	0,43	1,44	-0,02	0,8	1,06	1,63
CCG-141	509	8,42	1,11	0,78	-0,59	1,43	1,15	1,68
CCG-142	528	8,29	0,75	1,15	-0,37	1,34	1,13	1,74
CCG-144	523	7,75	1,24	0,68	-0,16	1,39	1,35	2,19
CCG-145	513	6,29	0,4	1,34	-0,04	0,72	1,3	2,02
CCG-146	553	7,7	1,3	0,62	0,22	1,39	1,14	1,72
CCG-147	522	8,66	0,67	1,13	-0,6	1,24	1,07	1,47
CCG-148	560	8,7	0,66	1,17	-0,62	1,23	1,09	1,73
CCG-149	502	7,79	1,56	0,59	-0,04	1,61	1,21	1,78
CCG-150	537	9,22	0,31	2,31	-0,5	0,85	1,08	1,54
CCG-151	581	7,19	1,3	0,72	0,32	1,61	1,29	2
CCG-152	518	8,35	1,33	0,67	-0,59	1,49	1,16	1,9
CCG-153	627	8,59	0,66	1,21	-0,42	1,19	1,08	1,57
CCG-154	510	9,1	0,4	1,27	-0,39	0,71	1,04	1,47
CCG-155	530	7,14	1,42	0,63	-0,38	1,52	1,17	1,93
CCG-120	532	8,36	1,2	0,64	-0,44	1,34	1,12	1,6
CCG-121	521	6,82	0,46	1,53	0,34	0,93	1,37	2,44
CCG-156	532	7,53	1,41	0,65	0,24	1,54	1,35	2,17
CCG-31	515	7,21	0,85	0,95	0,35	1,22	1,29	2,06
CCG-30	1020	7,8	0,98	0,8	0,007	1,27	1,27	2,11
CCG-29	504	8,72	0,59	1,27	-0,64	1,22	1,12	1,55
CCG-28	518	6,64	0,41	1,86	0,25	0,95	1,35	2,55
CCG-27	523	7,47	0,94	0,85	0,18	1,24	1,28	2,42
CCG-26	550	8,71	0,68	1,05	-0,38	1,06	1,16	1,88
CCG-25	215	8,9	0,62	1,09	-0,41	0,95	1,11	1,72
CCG-24	220	9,4	0,29	1,26	-0,2	0,47	1,05	1,58
CCG-23	208	8,39	0,75	1	-0,26	1,74	1,13	1,79
CCG-22	548	8,62	0,64	1,14	-0,28	1,07	1,09	1,64
CCG-20	530	6,64	0,6	1,58	0,25	1,33	1,38	2,38
CCG-18	568	9,01	0,55	1,26	-0,48	0,93	1,04	1,32
CCG-21	514	8,07	0,97	0,79	-0,14	1,26	1,16	1,91
CCG-17	533	8,2	1,18	0,67	-0,3	1,35	1,16	1,74
CCG-19	511	6,41	0,74	1,33	0,26	1,37	1,14	2,39
CCG-16	572	8,42	0,88	0,89	-0,41	1,28	1,13	1,71
CCG-15	518	8,34	1,08	0,8	-0,48	1,41	1,13	1,64
CCG-14	582	8,43	1,01	0,76	-0,46	1,3	1,15	1,6
CCG-13	531	7,72	1,2	0,76	-0,16	1,48	1,95	1,71
CCG-12	508	6,86	1,07	0,85	0,32	1,46	1,26	1,83
CCG-11	533	8,4	0,61	1,27	-0,3	1,19	1,08	1,67
CCG-10	522	6,4	0,43	1,32	-0,01	0,81	1,3	2,33
CCG-9	509	7	0,89	0,96	0,28	1,31	1,24	1,93
CCG-8	610	7,63	0,92	0,85	-0,08	1,21	1,19	2,04
CCG-7	649	7,06	0,88	0,99	0,24	1,31	1,23	1,96
CCG-6	612	7,07	0,71	1	0,19	1,04	1,26	2,03
CCG-4	601	6,8	0,63	1,22	0,2	1,04	1,28	2,02
CCG-3	306	6,5	0,48	1,7	0,18	1,11	1,31	1,97
CCG-2	626	7,4	0,91	0,8	0,1	1,2	1,18	1,97
CCG-1	638	6,8	0,45	1,86	0,36	1,07	1,33	2,11
CCG-223	626	9,04	0,53	1,28	-0,46	0,9	1,05	1,47
CCG-167	603	8,43	0,8	0,92	-0,29	1,17	1,11	1,79
CCG-170	648	8,96	0,57	0,93	-0,28	0,79	1,28	2
CCG-169	202	7,32	0,8	1,09	0,44	1,38	1,08	1,64
CCG-168	1053	8,87	0,61	1,1	-0,29	0,91	1,06	1,53
<i>MEDIA</i>		7,78	0,86	1,04	-0,09	1,21	1,20	1,85
<i>MINIMO</i>		6,11	0,29	0,57	-0,65	0,47	1	1,26
<i>MAXIMO</i>		9,4	1,56	2,31	0,44	1,74	1,95	2,57

* En el Anexo 1 se observa la ubicación de las muestras y su distribución dentro de las unidades litoestratigráficas definidas en el área.

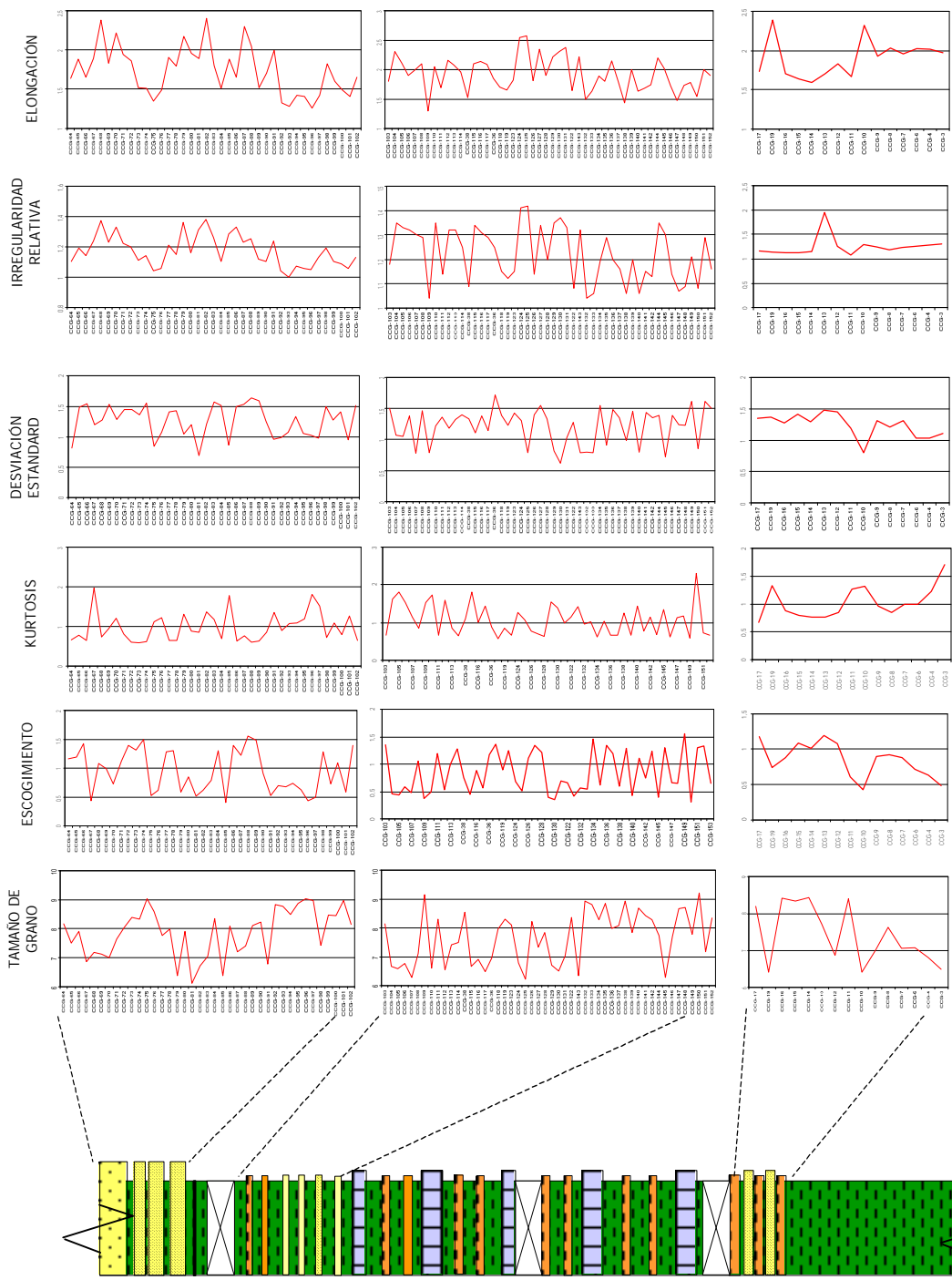


Figura 24. Variación de parámetros morfológicos de las partículas orgánicas en la quebrada San Isidro, estado Mérida.

En el histograma de frecuencia construido para los tamaños de las partículas orgánicas, se distinguen los tamaños predominantes en la sección (Figura 25).

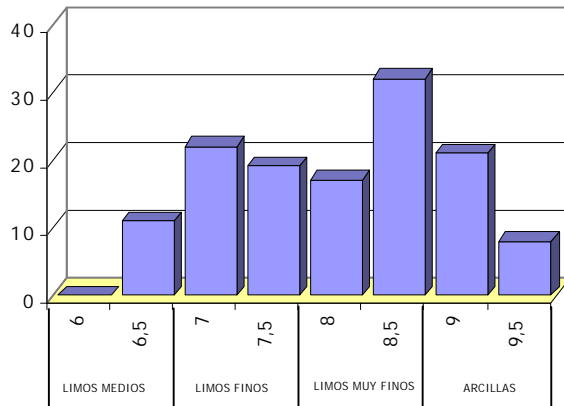


Figura 25. Histograma de frecuencia para los tamaños de granos de las partículas orgánicas. El eje X muestra la escala de valores ϕ .

Por otra parte, las curvas de escogimiento, asimetría, kurtosis y desviación estandard, que en conjunto describen el patrón de escogimiento en la serie de datos, muestran un comportamiento homogéneo (Figura 24). Las fluctuaciones en la curva de escogimiento sugieren la alternancia en las condiciones de energía ya que a lo largo del perfil los valores oscilan de un mal escogimiento a un buen escogimiento con respecto a los tamaños de grano por muestra. Cuando estos valores tienden a disminuir, indicando una buena selección (Tabla XIV) el tamaño las partículas aumenta. Al realizar el análisis de composición palinomaceral se observó que las partículas de mayor tamaño corresponden al material epidermal y cutículas por lo cual su presencia sugiere cambios en el aporte y fuente del material vegetal.

Tabla XIV. Intervalos según FOLK (PETTIJOHN, *et al.* 1987) para describir el grado de escogimiento de las partículas.

<i>S</i>	<i>GRADO DE ESCOGIMIENTO</i>
< 0.35	Muy bien escogido
0.35 - 0.50	Bien escogido
0.50 - 0.71	Moderadamente bien escogido
0.71 - 1.00	Moderadamente escogido
1.00 - 2.00	Mal escogido
2.00 - 4.00	Muy mal escogido
> 4.00	Extremadamente mal escogido

La curva que refleja la kurtosis, la cual descifra el comportamiento de la curva de frecuencia de los tamaños de grano (PETTIJOHN *et al.* 1987), corrobora los patrones de escogimiento observados donde al aumentar sus valores, sugiere una curva más leptocúrtica y por ende un mejor escogimiento (Tabla XV).

Tabla XV. Intervalos de Kurtosis según PETTIJOHN, *et al.* 1987.

<i>Kg</i>	<i>KURTOSIS</i>
< 0.67	Muy Platicúrtica
0.67 - 0.90	Platicúrtica
0.90 - 1.11	Mesocúrtica
1.11 - 1.50	Leptocúrtica
1.50 - 3.00	Muy Leptocúrtica
> 3.00	Extremadamente Leptocúrtica

A partir de las fluctuaciones de la elongación de las partículas se extrae información acerca de la variación de la redondez indicando los mayores niveles de mayor abrasión. En las muestras CCG-84, CCG-109, CCG-38, CCG-132, CCG-138, CCG-29, CCG-18 y CCG-223 (Tabla XIII) se aprecia una disminución importante de los valores sugiriendo el aumento del transporte. Igualmente se observan dos niveles de partículas muy elongadas a lo largo de la sección (muestras CCG-124, CCG-125, CCG-28 y CCG-27), sin embargo la tendencia general expresa un promedio de partículas tabloides (Figura 26). El grado de elongación de las partículas también sugiere variaciones en la tasa de sedimentación, ya que las mismas cuando presentan altas condiciones de preservación y formas muy angulares (como en el caso de los fitoclastos) indican una alta tasa de sedimentación.

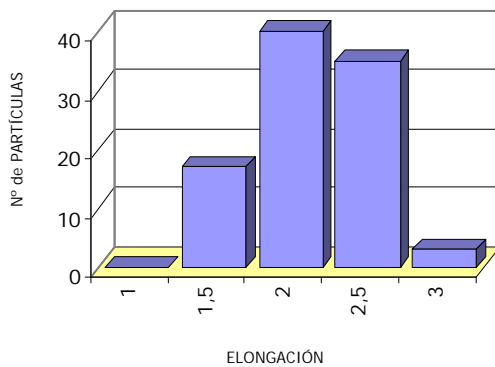


Figura 26. Frecuencia de elongación de las partículas orgánicas observadas en las muestras.

Por otra parte, la variación de la irregularidad muestra un patrón similar a la elongación, siendo los valores predominantes entre 1.1 y 1.4, los cuales corresponden a partículas que reflejan una mayor degradación y rodamiento. El histograma de frecuencia para la irregularidad de las partículas muestra una distribución asimétrica hacia las partículas regulares (Figura 27).

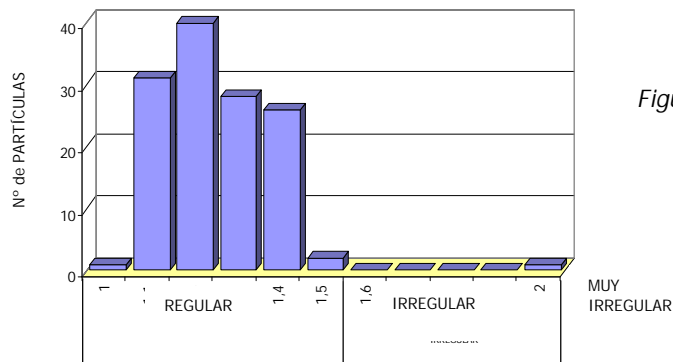


Figura 27. Frecuencia de irregularidad de las partículas (Escala según LORENTE, 1990)

Los valores de asimetría fueron excluido del análisis cicloestratigráfico debido a que se notaron fallas en el sistema ADIE⁰ para el cálculo de esta variable, provocando una respuesta incoherente con respecto al resto de los parámetros.

Todas estas variaciones tanto en la composición como en las propiedades granulométricas de la materia orgánica probablemente estén vinculadas con cambios climáticos registrados en la depositación de la secuencia. CAROPRESE (2000) estableció una curva de variación paleoclimática para finales del Maastrichtiense en el área estudiada, a partir de las relaciones porcentuales de algunos minerales de arcilla como la caolinita y la clorita. Sugiere que la oscilación en la curva paleoclimática construida indica la presencia de climas fríos/secos y húmedos/cálidos a lo largo de la misma sección estudiada en este trabajo, los cuales pudieran verse reflejados en las partículas orgánicas, tanto en su abundancia como en sus características morfológicas.

4.3. VARIACIONES DE LA MATERIA ORGÁNICA EN EL INTERVALO K/T

Este intervalo de aproximadamente 13 metros, considerado desde la última capa calcárea hasta la capa definida como límite K/T (Anexo 1), está caracterizado por la intercalación de lutitas y limolitas cuya depositación se interpretó en un ambiente próximo-costero dentro de la Formación Mito Juan. El registro de datos, tanto de

morfología de las partículas como la composición de la materia orgánica, representa una posible ritmicidad propia dentro del intervalo, donde las fluctuaciones en los datos sugiere la inestabilidad en las condiciones sedimentarias, debido a que las partículas orgánicas son excelentes indicadores de cambios ambientales y de la energía asociada al proceso de sedimentación.

En la *Figura 28*, el comportamiento en las características texturales de las partículas orgánicas sugiere la presencia de un ciclo regular cuyo componente periódico está alterando las propiedades físicas de las partículas. Se aprecia asimismo que la fluctuación de los parámetros ocurre con cierta repetición de manera simultánea en todos los perfiles. Para la verificación de la posible periodicidad en estos datos se procedió a la construcción de matrices de interpolación (Cap. II) para la obtención de un mayor número de datos, sometidos posteriormente a la evaluación estadística a partir de la *Transformada de Fourier* y el análisis espectral empleando el programa *NCSS 2000*. Los resultados del estudio estadístico se presentan en el Capítulo VI .

Las características texturales de las partículas orgánicas guardan estrecha relación con el grado de preservación indicando a su vez fluctuaciones en la tasa de sedimentación, por lo tanto las variaciones observadas a lo largo de este intervalo probablemente estén reflejando alteraciones en la velocidad de sedimentación (WATERHOUSE, 1995). Específicamente la heterogeneidad en los tamaños de grano y su escogimiento, el grado de irregularidad y la elongación implica cambios rítmicos en las condiciones de transporte (relacionado a procesos abrasivos) sugeridos por una mayor degradación de las partículas orgánicas.

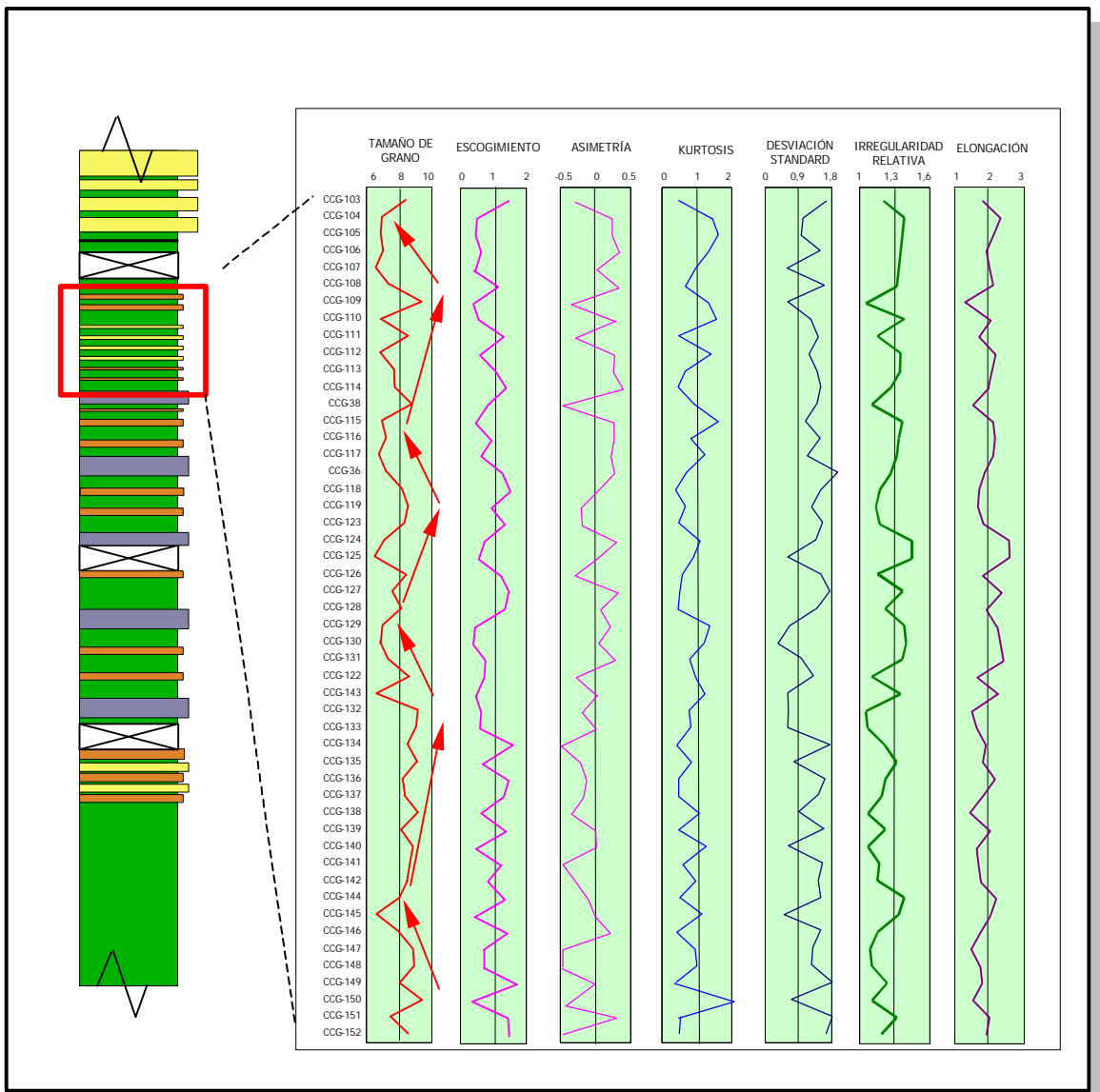


Figura 28. Variación de parámetros granulométricos de la materia orgánica en el intervalo V.

Con respecto a la caracterización composicional de la materia orgánica en este intervalo, la variación en los porcentajes de abundancia de las partículas orgánicas sugiere igualmente una clara tendencia cíclica (Figura 29). Específicamente el comportamiento del gel húmico puro, material epidermal y esporomorfos sugieren fluctuaciones probablemente causadas por algún mecanismo que presenta cierta

ritmicidad sobre el ambiente depositacional, como las variaciones en las condiciones de oxigenación, salinidad, profundidad del agua, etc. Estos cambios en la composición y abundancia de partículas orgánicas podrían también reflejar cambios climáticos, siendo este uno de los principales controles paleoambientales sobre las partículas orgánicas (TYSON, 1995).

En algunos niveles dentro de este mismo intervalo se observó un incremento en la diversidad de la composición de la materia orgánica lo cual indica la iniciación de un período favorable para su acumulación y producción. Esto sugiere la aparición de factores locales o regionales donde se crearon condiciones para una alta productividad.

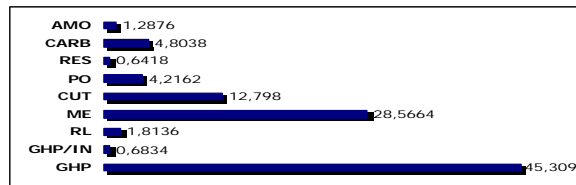
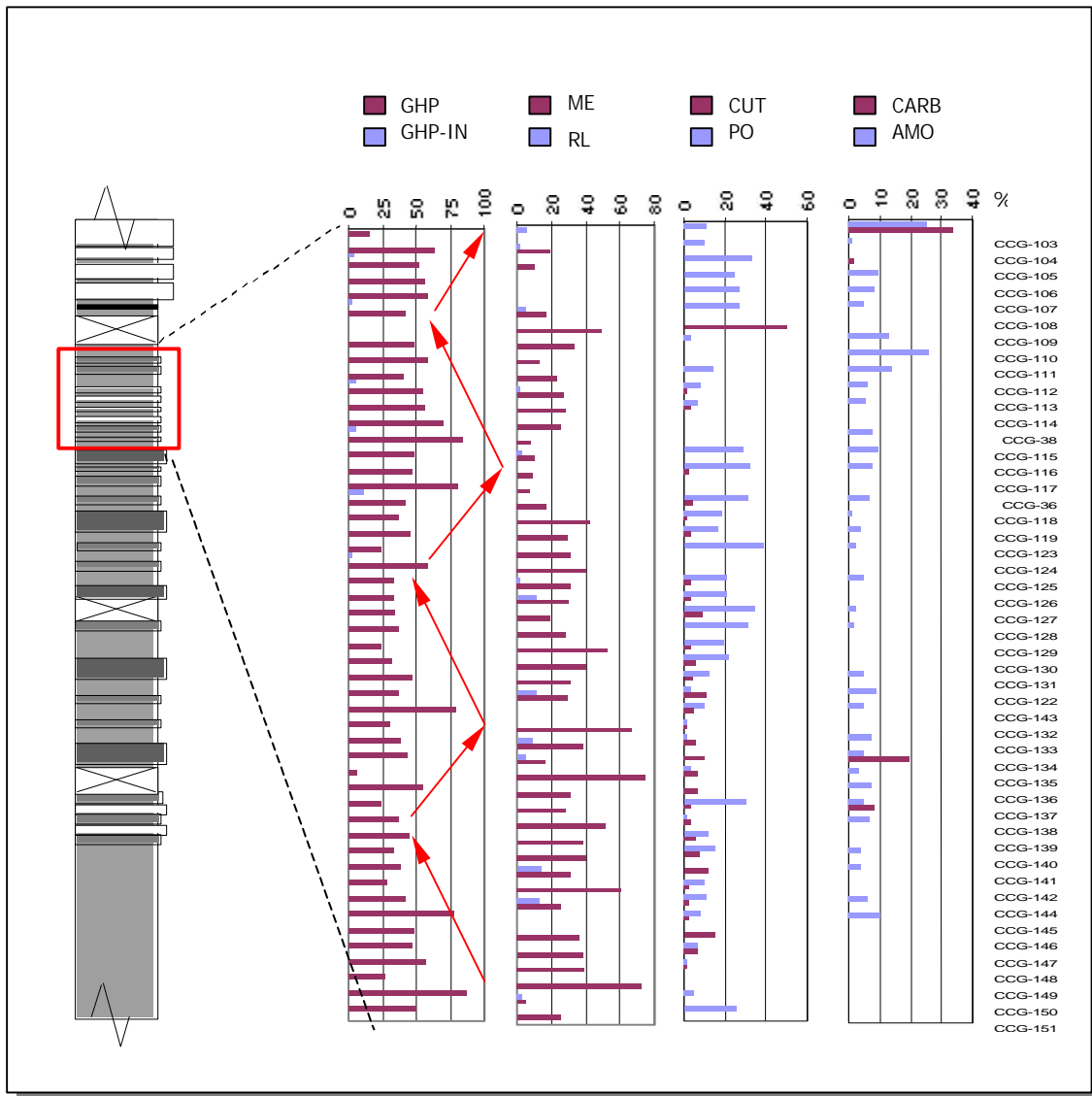


Figura 29. Abundancia y composición de la materia orgánica palinológica en el intervalo K/T. Leyenda: GHP= Gel Húmico Puro, GHP/In= Gel Húmico c/Inclusiones, RL= Restos Leñosos, ME= Material Epidermal, CUT= Cutícula, PO= Esporomorfos Terrestres, RES= Resina, CARB= Carbonosos, AMO= Materia Orgánica Amorfa.

CAPITULO V

EVALUACIÓN DE LA TASA DE SEDIMENTACIÓN

Las mediciones de la velocidad de sedimentación para la secuencia estratigráfica indican valores desiguales a lo largo de la misma, sugeridos principalmente por las distintas litologías presentes y por las variaciones en el espesor de las capas.

Como se señaló en el Capítulo II, las correcciones para el mecanismo de compactación, como paso fundamental en el cálculo de la tasa de sedimentación, se fundamentaron en la evaluación de la porosidad actual, a través de la revisión de las secciones petrográficas, en las cuales se evidenció una pérdida total de la porosidad por compactación en todos los tipos litológicos.

La obtención de espesores iniciales indica una reducción de espesor en promedio del 50% para casi todos los intervalos expuestos, a excepción del intervalo II, donde se obtuvo una reducción del 36%, condicionado por la presencia de grandes espesores de areniscas. En la Tabla XVI se muestran los espesores descompactados para cada uno de los intervalos estratigráficos donde se realizaron mediciones detalladas y descripción de las capas. La estimación de espesores reales en los sectores cubiertos se realizó considerándose estos mismos como sedimentos de granulometría fina.

Por otra parte, atendiendo a la relación de velocidad de sedimentación establecida para los diferentes tipos litológicos en la sección estratigráfica, según los valores reportados por CORRALES *et al.* (1977), se calibraron las velocidades de depositación para cada intervalo expuesto. Los sedimentos de granulometría fina (lutitas y limolitas) se consideran con una velocidad de sedimentación de 2cm/ka y

10 cm/ka, y los sedimentos de granulometría gruesa (areniscas y calizas) con una tasa de depositación de 100cm/ka y 383 cm/ka. La combinación de estos valores genera una relación de depositación de 75:1 y 38.3:1, fundamentales para el cálculo de las velocidades y para la construcción de dos modelos de sedimentación a partir de valores máximos y mínimos conocidos.

Tabla XVI. Espesores actuales y descompactados medidos en la sección de la quebrada San Isidro, estado Mérida.

INTERVALO	ESPESOR ACTUAL (m)	ESPESOR DESCOMPACTADO (m)	REDUCCIÓN DE ESPESOR POR COMPACTACIÓN
INT VI	18.18	33.49	45%
CUBIERTO	7	13.72	49%
INT V	41.32	83.3	51%
INT IV	21.2	41.01	48%
INT III	32.31	66.42	52%
CUBIERTO	34.59	69.8	50%
INT II	14.44	22.99	36%
CUBIERTO	32.93	64.56	49%
INT I	11.83	23.19	49%
ESPESOR TOTAL	213.8	417.81	

En la *Figura 30* se representa el espesor de las capas (medido en campo) para los intervalos II, III, IV y V, donde se observan dos niveles importantes de disminución de espesores, en contraste con los espesores promedio medidos a lo largo de la sección. Esta disminución drástica de espesores, con un aumento en el número de capas depositadas en el intervalo de tiempo representado, indica la

alteración en las condiciones de deposición que pudieron a su vez haber modificado la velocidad de sedimentación. Asimismo, esta variación de espesores tan evidente antes del límite K/T, sugiere una perturbación significativa en la tasa de sedimentación.

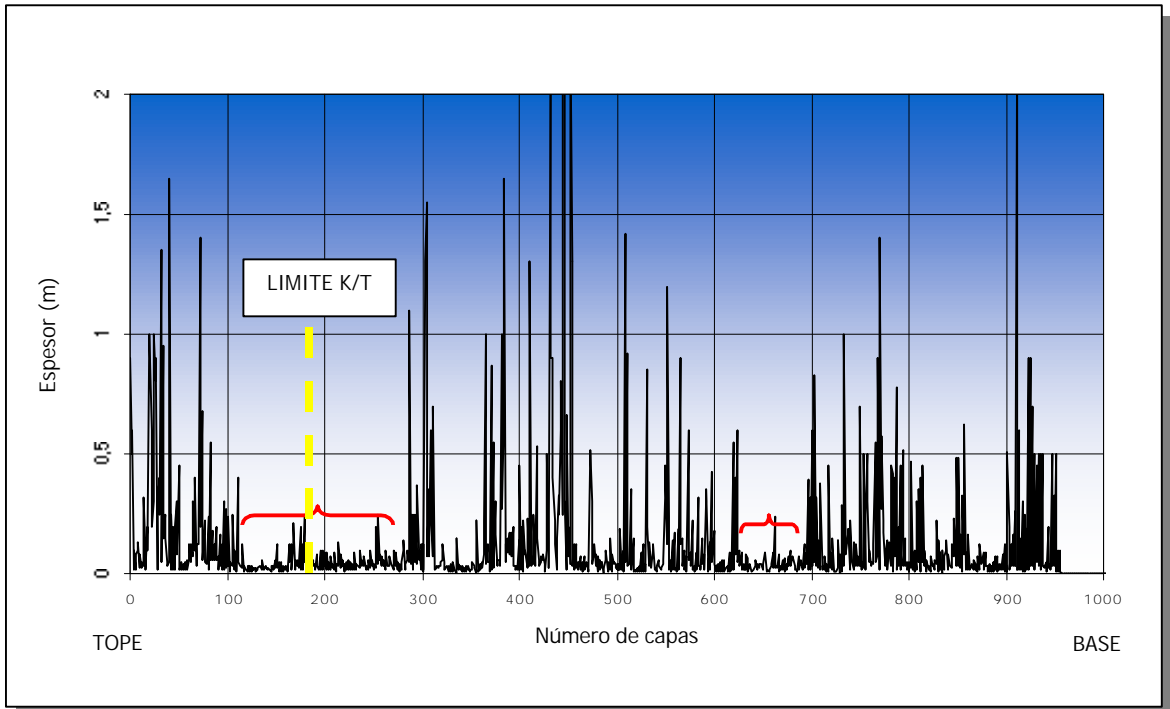


Figura 30. Variación de espesor de las capas a lo largo de la columna estratigráfica. No se toman en cuenta los intervalos cubiertos para la construcción del gráfico.

El tiempo representado por cada intervalo estratigráfico se calculó con base en los diferentes marcadores bioestratigráficos identificados en la sección (DURAN, 1999, RUIZ, 2000, CAROPRESE, 2000) para disponer de un control cronológico que permita definir la tasa de sedimentación. Sin embargo, como se señaló en párrafos precedentes, su utilización solo permite construir una "tasa de referencia" para la sección debido a la incertidumbre con respecto a los rangos de aparición de las especies en la sección estudiada. Estos marcadores bioestratigráficos son incorporados en el manejo del tiempo inicial para el cálculo de la tasa de

sedimentación y la posterior verificación de la duración de los ciclos y su posible control orbital. En la *Figura 31* se identifican los límites cronológicos de las especies empleadas.

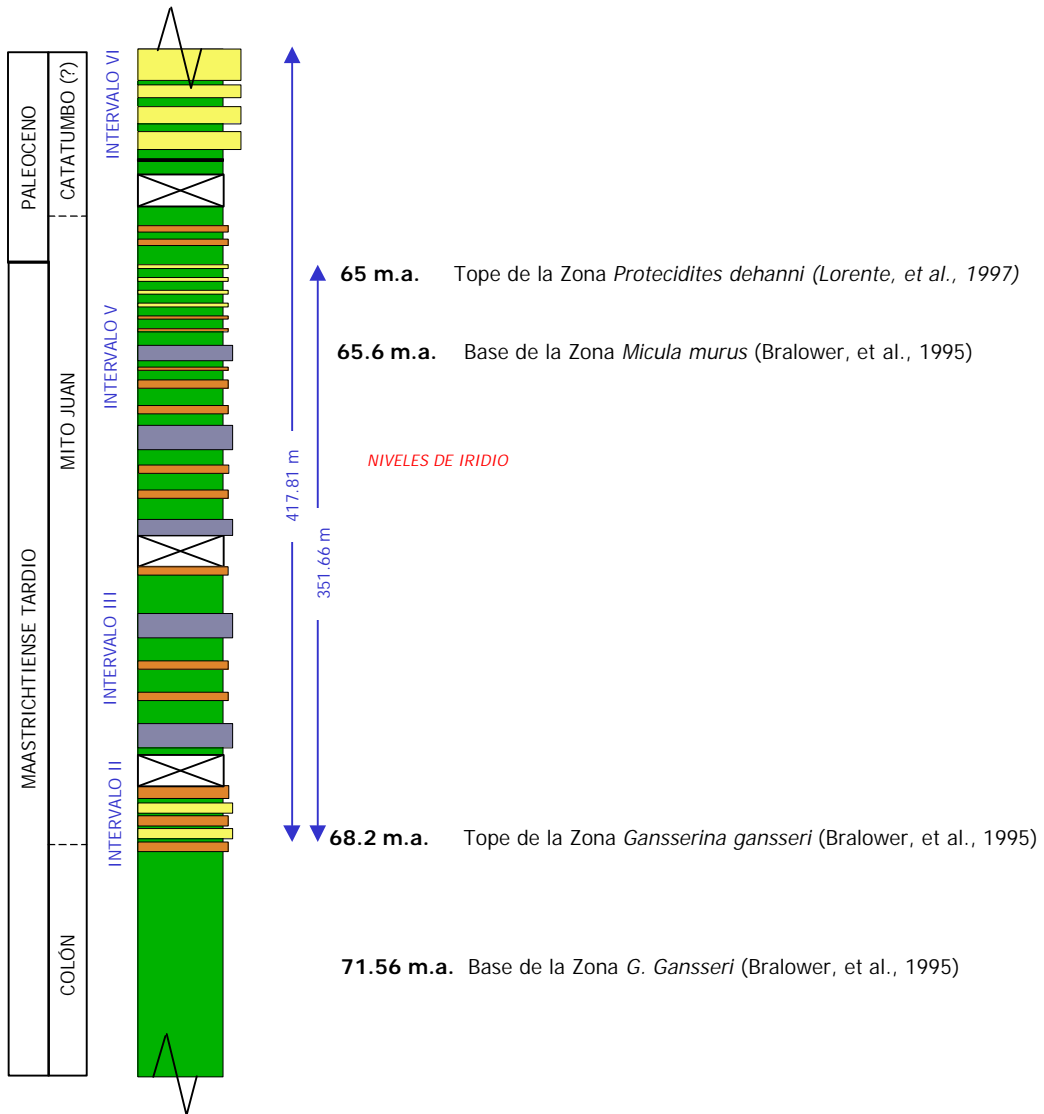


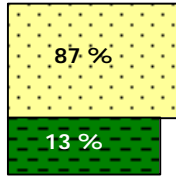
Figura 31. Ubicación estratigráfica de las especies índices en la sección objeto de estudio. La sección lutítica inferior no guarda la misma proporción de tamaño con respecto a los niveles superiores.

5.1. Determinación de la tasa de sedimentación para cada intervalo expuesto

Se presentan a continuación los diferentes cálculos realizados para la definición de la velocidad de sedimentación en cada uno de los intervalos estratigráficos expuestos. El tratamiento de los datos de esta manera permite visualizar un marco general de los cambios en la velocidad de sedimentación y la evolución de esta variable a lo largo de la sección estratigráfica.

Los valores obtenidos, con base a las diferentes relaciones de depositación establecidas en el Capítulo II, se emplean para la posterior determinación de las velocidades de sedimentación capa a capa en cada intervalo expuesto. El cálculo de la tasa de sedimentación por capas individuales (previamente definidos sus espesores iniciales) permite generar un perfil para la visualización y reconstrucción detallada del comportamiento ambiental (a partir de elementos litoestratigráficos) y la evaluación de los posibles eventos sedimentarios.

INTERVALO II (Base de la sección)



ESPESOR ARENISCAS = 19,64 m
 ESPESOR LUTITAS = 3,35 m
 ESPESOR TOTAL = 22,99m ($e_2 + e_1$)
 TIEMPO TOTAL = 209205 años ($t_1 + t_2$)

ARENISCAS

$$V_2 = \frac{e_2}{T_2}$$

$$V_2 = 75V_1$$

$$\frac{V_2 t_2}{e_2} + \frac{V_1 t_1}{e_1} \rightarrow \frac{e_2}{e_1}$$

$$\frac{V_2 t_2}{V_1 t_1} = \frac{19.64 \text{ m}}{3.35 \text{ m}} = 5.86$$

$$\frac{75V_1 t_2}{V_1 t_1} = 5.86$$

$$75t_2 = 5.86 t_1$$

$$t_2 = \frac{5.86 t_1}{75}$$

Sustituyendo,

$$t_1 + \frac{(5.86 t_1)}{75} = 209205 \text{ años}$$

$$t_1 \left(1 + \frac{5.86}{75}\right) = 209205 \text{ años}$$

$$t_1 = \frac{209205 \text{ años}}{\left(1 + \frac{5.86}{75}\right)} = 194043 \text{ años}$$

$$t_2 = Tt - t_1 = 15162 \text{ años}$$

$$Vs_1 = 1.72 \text{ cm/ka}$$

$$Vs_2 = 129.53 \text{ cm/ka}$$

LUTITAS

$$V_1 = \frac{e_1}{T_1}$$

$$V_2 = 38.3V_1$$

$$\frac{V_2 t_2}{e_2} + \frac{V_1 t_1}{e_1} \rightarrow \frac{e_2}{e_1}$$

$$\frac{V_2 t_2}{V_1 t_1} = \frac{19.64 \text{ m}}{3.35 \text{ m}} = 5.86$$

$$\frac{38.3V_1 t_2}{V_1 t_1} = 5.86$$

$$38.3t_2 = 5.86 t_1$$

$$t_2 = \frac{5.86 t_1}{38.3}$$

Sustituyendo,

$$t_1 + \frac{(5.86 t_1)}{38.3} = 209205 \text{ años}$$

$$t_1 \left(1 + \frac{5.86}{38.3}\right) = 209205 \text{ años}$$

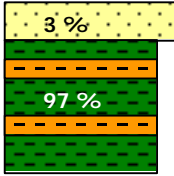
$$t_1 = \frac{209205 \text{ años}}{\left(1 + \frac{5.86}{38.3}\right)} = 181443 \text{ años}$$

$$t_2 = Tt - t_1 = 27762 \text{ años}$$

$$Vs_1 = 1.84 \text{ cm/ka}$$

$$Vs_2 = 70.74 \text{ cm/ka}$$

INTERVALO III



ESPESOR ARENISCAS CALCAREAS = 1,67 m
 ESPESOR TOTAL LUTITAS Y LIMOLITAS = 64,75 m
 ESPESOR TOTAL = 66,44 m ($e_2 + e_1$)
 TIEMPO TOTAL = 604597 años ($t_1 + t_2$)

ARENISCAS CALC

$$V_2 = \frac{e_2}{T_2}$$

LUTITAS Y LIMOLITAS

$$V_1 = \frac{e_1}{T_1}$$

$$V_2 = 75V_1$$

$$\underbrace{\frac{V_2 t_2}{e_2}} + \underbrace{\frac{V_1 t_1}{e_1}} \rightarrow \frac{e_2}{e_1}$$

$$\frac{V_2 t_2}{V_1 t_1} = \frac{1.67 \text{ m}}{64.75 \text{ m}} = 0.02579$$

$$\frac{75V_1 t_2}{V_1 t_1} = 0.02579$$

$$75t_2 = 0.02579 t_1$$

$$t_2 = \frac{0.02579}{75} t_1$$

Sustituyendo,

$$t_1 + \left(\frac{0.02579}{75} t_1\right) = 604597 \text{ años}$$

$$t_1 \left(1 + \frac{0.02579}{75}\right) = 604597 \text{ años}$$

$$t_1 = \frac{604597 \text{ años}}{\left(1 + \frac{0.02579}{75}\right)} = 604389 \text{ años}$$

$$t_2 = Tt - t_1 = 208 \text{ años}$$

$$Vs_1 = 10.70 \text{ cm/ka}$$

$$Vs_2 = 802.88 \text{ cm/ka}$$

$$V_2 = 38.3V_1$$

$$\underbrace{\frac{V_2 t_2}{e_2}} + \underbrace{\frac{V_1 t_1}{e_1}} \rightarrow \frac{e_2}{e_1}$$

$$\frac{V_2 t_2}{V_1 t_1} = \frac{1.67 \text{ m}}{64.75 \text{ m}} = 0.02579$$

$$\frac{38.3V_1 t_2}{V_1 t_1} = 0.02579$$

$$38.3t_2 = 0.02579 t_1$$

$$t_2 = \frac{0.02579}{38.3} t_1$$

Sustituyendo,

$$t_1 + \left(\frac{0.02579}{38.3} t_1\right) = 604597 \text{ años}$$

$$t_1 \left(1 + \frac{0.02579}{38.3}\right) = 604597 \text{ años}$$

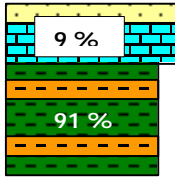
$$t_1 = \frac{604597 \text{ años}}{\left(1 + \frac{0.02579}{38.3}\right)} = 604190 \text{ años}$$

$$t_2 = Tt - t_1 = 407 \text{ años}$$

$$Vs_1 = 10.71 \text{ cm/ka}$$

$$Vs_2 = 410.31 \text{ cm/ka}$$

INTERVALO V



ESPESOR TOTAL ARENISCAS Y CALIZAS = 7,34 m
 ESPESOR TOTAL LUTITAS Y LIMOLITAS = 75,96 m
 ESPESOR TOTAL = 83,3 m ($e_2 + e_1$)
 TIEMPO TOTAL = 757976 años ($t_1 + t_2$)

ARENISCAS Y CALIZAS

$$V_2 = \frac{e_2}{T_2}$$

LUTITAS Y LIMOLITAS

$$V_1 = \frac{e_1}{T_1}$$

$$V_2 = 75V_1$$

$$\underbrace{\frac{V_2 t_2}{e_2}} + \underbrace{\frac{V_1 t_1}{e_1}} \rightarrow \frac{e_2}{e_1}$$

$$\frac{V_2 t_2}{V_1 t_1} = \frac{7.34 \text{ m}}{75.92 \text{ m}} = 0.09668$$

$$\frac{75V_1 t_2}{V_1 t_1} = 0.09668$$

$$75t_2 = 0.09668 t_1$$

$$t_2 = \frac{0.09668}{75} t_1$$

Sustituyendo,

$$t_1 + \frac{(0.09668)}{75} t_1 = 757976 \text{ años}$$

$$t_1 \left(1 + \frac{0.09668}{75}\right) = 757976 \text{ años}$$

$$t_1 = \frac{757976 \text{ años}}{\left(1 + \frac{0.09668}{75}\right)} = 757000 \text{ años}$$

$$t_2 = Tt - t_1 = 976 \text{ años}$$

$$Vs_1 = 10.03 \text{ cm/ka}$$

$$Vs_2 = 752.04 \text{ cm/ka}$$

$$V_2 = 38.3V_1$$

$$\underbrace{\frac{V_2 t_2}{e_2}} + \underbrace{\frac{V_1 t_1}{e_1}} \rightarrow \frac{e_2}{e_1}$$

$$\frac{V_2 t_2}{V_1 t_1} = \frac{7.34 \text{ m}}{75.92 \text{ m}} = 0.09668$$

$$\frac{38.3V_1 t_2}{V_1 t_1} = 0.09668$$

$$38.3t_2 = 0.09668 t_1$$

$$t_2 = \frac{0.09668}{38.3} t_1$$

Sustituyendo,

$$t_1 + \frac{(0.09668)}{38.3} t_1 = 757976 \text{ años}$$

$$t_1 \left(1 + \frac{0.09668}{38.3}\right) = 757976 \text{ años}$$

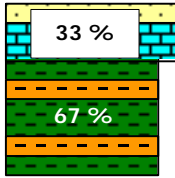
$$t_1 = \frac{757976 \text{ años}}{\left(1 + \frac{0.09668}{38.3}\right)} = 756067 \text{ años}$$

$$t_2 = Tt - t_1 = 1909 \text{ años}$$

$$Vs_1 = 10.04 \text{ cm/ka}$$

$$Vs_2 = 384.49 \text{ cm/ka}$$

INTERVALO VI (TOPE)



ESPESOR TOTAL ARENISCAS Y ARENISCAS CALCÁREAS = 10,93 m
 ESPESOR TOTAL LUTITAS Y LIMOLITAS = 22,73 m
 ESPESOR TOTAL = 33,66 m ($e_2 + e_1$)
 TIEMPO TOTAL = 306276 años ($t_1 + t_2$)

ARENISCAS Y CALIZAS

$$V_2 = \frac{e_2}{T_2}$$

LUTITAS Y LIMOLITAS

$$V_1 = \frac{e_1}{T_1}$$

$$V_2 = 75V_1$$

$$\frac{V_2 t_2}{e_2} + \frac{V_1 t_1}{e_1} \rightarrow \frac{e_2}{e_1}$$

$$\frac{V_2 t_2}{V_1 t_1} = \frac{10.93 \text{ m}}{22.73 \text{ m}} = 0.48086$$

$$\frac{75V_1 t_2}{V_1 t_1} = 0.48086$$

$$75t_2 = 0.48086 t_1$$

$$t_2 = \frac{0.48086 t_1}{75}$$

Sustituyendo,

$$t_1 + \frac{(0.48086 t_1)}{75} = 306276 \text{ años}$$

$$t_1 \left(1 + \frac{0.48086}{75}\right) = 306276 \text{ años}$$

$$t_1 = \frac{306276 \text{ años}}{\left(1 + \frac{0.48086}{75}\right)} = 304324 \text{ años}$$

$$t_2 = Tt - t_1 = 1952 \text{ años}$$

$$Vs_1 = 7.46 \text{ cm/ka}$$

$$Vs_2 = 559.93 \text{ cm/ka}$$

$$V_2 = 38.3V_1$$

$$\frac{V_2 t_2}{e_2} + \frac{V_1 t_1}{e_1} \rightarrow \frac{e_2}{e_1}$$

$$\frac{V_2 t_2}{V_1 t_1} = \frac{10.93 \text{ m}}{22.73 \text{ m}} = 0.48086$$

$$\frac{38.3V_1 t_2}{V_1 t_1} = 0.48086$$

$$38.3t_2 = 0.48086 t_1$$

$$t_2 = \frac{0.48086 t_1}{38.3}$$

Sustituyendo,

$$t_1 + \frac{(0.48086 t_1)}{38.3} = 306276 \text{ años}$$

$$t_1 \left(1 + \frac{0.48086}{38.3}\right) = 306276 \text{ años}$$

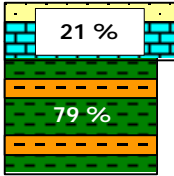
$$t_1 = \frac{306276 \text{ años}}{\left(1 + \frac{0.48086}{38.3}\right)} = 302478 \text{ años}$$

$$t_2 = Tt - t_1 = 3798 \text{ años}$$

$$Vs_1 = 7.51 \text{ cm/ka}$$

$$Vs_2 = 287.78 \text{ cm/ka}$$

INTERVALO K/T (comprendido desde la última capa calcárea hasta la capa definida como límite K/T, Anexo A)



ESPESOR TOTAL ARENISCAS Y CALIZAS = 4,49 m
 ESPESOR TOTAL LUTITAS Y LIMOLITAS = 17,53 m
 ESPESOR TOTAL = 22,02 m ($e_2 + e_1$)
 TIEMPO TOTAL = 600000 años ($t_1 + t_2$). Este tiempo indica el rango máximo de extensión de la especie *Micula murus*

ARENISCAS Y CALIZAS

$$V_2 = \frac{e_2}{T_2}$$

LUTITAS Y LIMOLITAS

$$V_1 = \frac{e_1}{T_1}$$

$$V_2 = 75V_1$$

$$\frac{V_2 t_2}{e_2} + \frac{V_1 t_1}{e_1} \rightarrow \frac{e_2}{e_1}$$

$$\frac{V_2 t_2}{V_1 t_1} = \frac{4.49 \text{ m}}{17.53 \text{ m}} = 0.2561$$

$$\frac{75V_1 t_2}{V_1 t_1} = 0.25613$$

$$75t_2 = 0.25613 t_1$$

$$t_2 = \frac{0.25613 t_1}{75}$$

Sustituyendo,

$$t_1 + \frac{(0.25613 t_1)}{75} = 600000 \text{ años}$$

$$t_1 \left(1 + \frac{0.25613}{75}\right) = 600000 \text{ años}$$

$$t_1 = \frac{600.000 \text{ años}}{\left(1 + \frac{0.25613}{75}\right)} = 597957 \text{ años}$$

$$t_2 = Tt - t_1 = 2043 \text{ años}$$

$$Vs_1 = 2.93 \text{ cm/ka}$$

$$Vs_2 = 219.77 \text{ cm/ka}$$

$$V_2 = 38.3V_1$$

$$\frac{V_2 t_2}{e_2} + \frac{V_1 t_1}{e_1} \rightarrow \frac{e_2}{e_1}$$

$$\frac{V_2 t_2}{V_1 t_1} = \frac{4.49 \text{ m}}{17.53 \text{ m}} = 0.2561$$

$$\frac{38.3V_1 t_2}{V_1 t_1} = 0.25613$$

$$38.3t_2 = 0.25613 t_1$$

$$t_2 = \frac{0.25613 t_1}{38.3}$$

Sustituyendo,

$$t_1 + \frac{(0.25613 t_1)}{38.3} = 600000 \text{ años}$$

$$t_1 \left(1 + \frac{0.25613}{38.3}\right) = 600000 \text{ años}$$

$$t_1 = \frac{600000 \text{ años}}{\left(1 + \frac{0.25613}{38.3}\right)} = 596014 \text{ años}$$

$$t_2 = Tt - t_1 = 3986 \text{ años}$$

$$Vs_1 = 2.94 \text{ cm/ka}$$

$$Vs_2 = 112.64 \text{ cm/ka}$$

Los diferentes valores de velocidad de sedimentación calculados para cada intervalo estratigráfico, se resumen en la Figura 32, donde se aprecia para los sectores III y IV un aumento en la tasa de depositación de ambos tipos litológicos (granulometría gruesa y fina) con respecto a los valores obtenidos en los niveles superiores e inferiores de la sección. En cuanto al intervalo K/T se observó una disminución general en la velocidad de sedimentación, reflejado a su vez en la reducción en los espesores de las capas. En este intervalo la aparición de capas arenosas antes del límite imprime ciertas variaciones en la tasa depositacional.

Sin embargo, en líneas generales las tasas de sedimentación obtenidas para cada intervalo estratigráfico, están dentro de los rangos definidos para sedimentos recientes, a excepción de los sedimentos de granulometría gruesa, cuyos valores tienden a aumentar de una manera excesiva en cuanto a los rangos promedios. Estos valores probablemente estén siendo afectados por las relaciones de depositación establecidas o por aceleraciones bruscas en los niveles de energía para todo el intervalo estratigráfico y que se reflejan en este tipo de sedimentos. Las velocidades son más estables para los sedimentos de granulometría fina al utilizar ambas relaciones de depositación.

Se distinguen claramente tres zonas con diferentes velocidades de depositación:

Base de la sección: El comportamiento observado hacia la base de la sección (Intervalo II) con respecto a los valores de la tasa de sedimentación podrían no estar relacionadas con la depositación del resto de la sección y más bien estén atribuidas a los primeros episodios tectónicos que marcan un carácter activo dentro de la cuenca de Maracaibo. Asimismo, dicho comportamiento podría estar representando el aumento de la tasa de subsidencia sugerido para finales del Cretácico Tardío (LUGO y MANN, 1995).

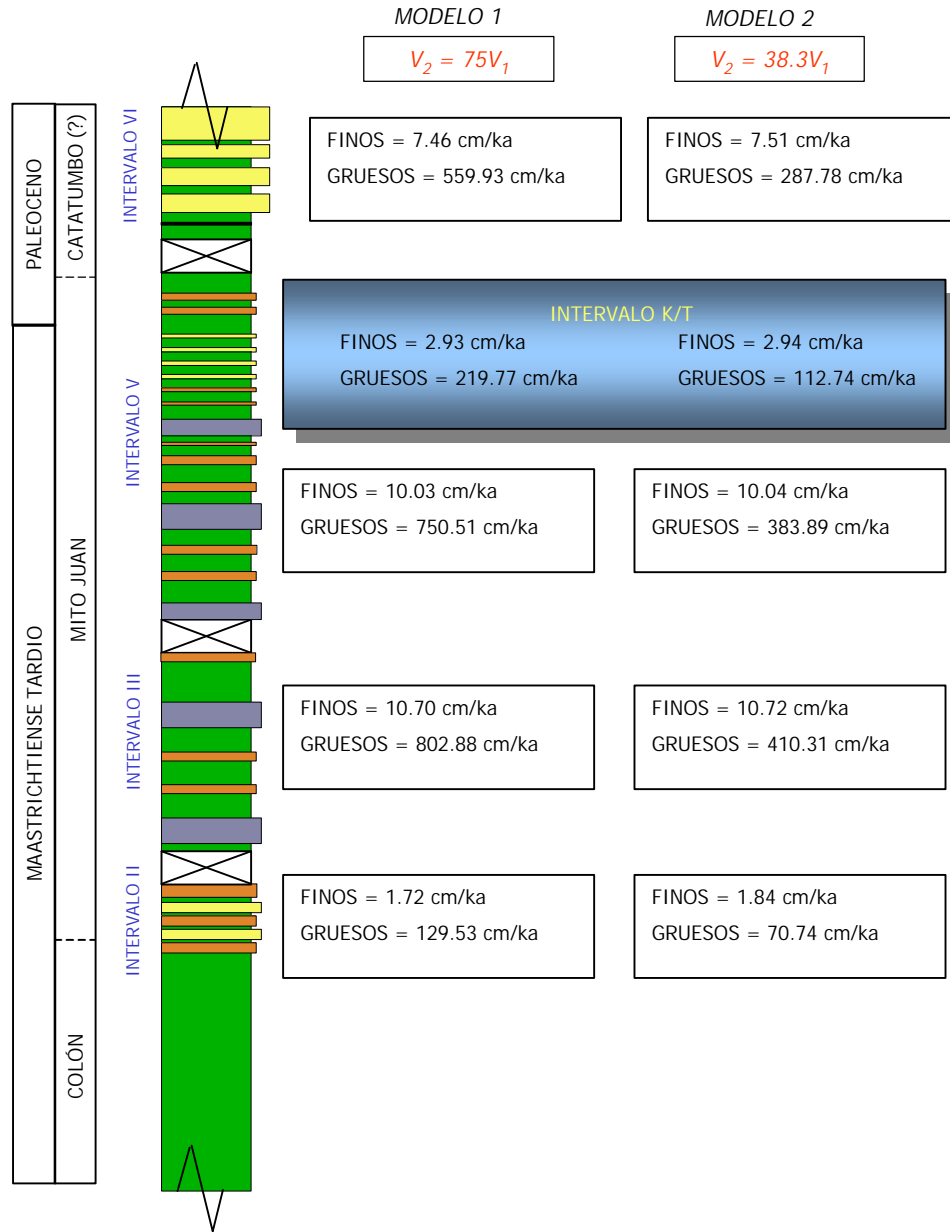


Figura 32. Variaciones de la velocidad de sedimentación para la sección de la Formación Mito Juan en la quebrada San Isidro, estado Mérida.

Formación Mito Juan: Conformada por los intervalos III, IV (cubierto) y V, se aprecian valores constantes para las granulometrías finas y valores bastantes elevados para los sedimentos de grano grueso, generado principalmente por la aparición de las capas calcáreas de gran espesor. El intervalo K/T definido desde la

última capa calcárea hasta el cubierto siguiente, muestra una reducción importante en las velocidades lo cual podría atribuirse a cambios importantes en el régimen sedimentario para ese momento o por razones metodológicas debido a la cantidad y tipo de datos utilizados para su descripción, siendo esta menor en cuanto al número de capas.

Sección superior: La sección superior muestra una reducción en los valores de velocidad que podrían indicar una estabilización en las condiciones sedimentarias apoyando las aseveraciones hechas por LUGO y MANN (1995), quienes proponen para comienzos del Paleoceno, un período de reducción y estabilización de la tasa de subsidencia a nivel regional, lo cual repercute directamente en las velocidades de sedimentación. Sin embargo, la presencia de los cuerpos arenosos sugiere condiciones de desestabilización en el sistema sedimentario, al observarse un cambio brusco en las características litológicas.

5.2. Estudio detallado de la tasa de sedimentación

El empleo de dos modelos de sedimentación contribuye en la generación de dos posibles esquemas ambientales donde las relaciones de depositación son diferentes, permitiendo establecer los valores máximos y mínimos de tasa de sedimentación que pudieron haberse generado en el momento de la depositación de las capas, además de la identificación de cambios asociados a los eventos en el límite K/T. Asimismo a partir de los valores encontrados se obtienen datos más aproximados de la duración de los ciclos, disminuyendo los márgenes de error. La determinación de la tasa de sedimentación de manera detallada en cada intervalo estratigráfico permitió la generación de varios perfiles en profundidad para la observación de las fluctuaciones en los valores así como para la posterior definición de unidades de tiempo en el establecimiento de los posibles ciclos. Se presentan en primer lugar los perfiles generados a partir de la relación $V_1 = 75V_2$ de la cual se obtuvieron los valores más elevados de velocidades de depositación.

En líneas generales se definieron diferentes patrones de velocidades en cada intervalo estratigráfico. En el caso del intervalo inferior, el perfil muestra un aumento periódico en la tasa de sedimentación (Figura 33). Las velocidades que corresponden a las mayores lecturas están referidas a las capas arenosas (entre 8cm/1000 años y 6000cm/1000 años) y valores menores a 8cm/1000 años corresponden a las limolitas. Se aprecia claramente que ambos conjuntos de valores (para cada tipo litológico) varían en gran proporción con respecto a los valores de velocidades promedios determinados para cada intervalo estratigráfico (Figura 31) lo cual puede estar atribuido, como se señaló anteriormente, a pulsos sedimentarios condicionados por un control tectónico en el área. Sin embargo, el aumento periódico sugiere la actuación de un elemento de características regulares que condicionan el comportamiento del aporte de sedimentos.

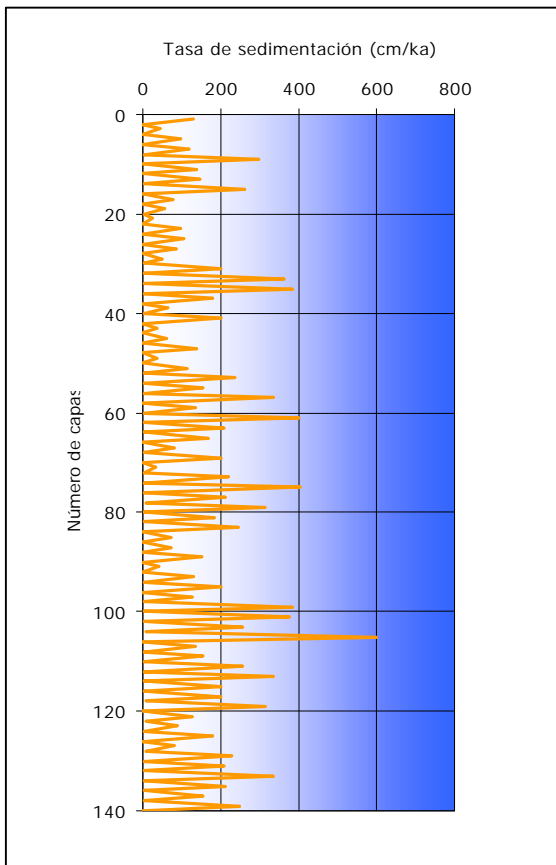


Figura 33. Variaciones de la tasa de sedimentación (capa a capa) en el Intervalo II (base de la Fm. Mito Juan).

Con respecto a los intervalos III y V correspondientes a la Formación Mito Juan, cuya sección es casi completamente lutítica - limolítica no se observaron grandes variaciones en la velocidad de sedimentación a excepción de aquellos niveles donde se intercalan capas calcáreas y previos al límite K/T, en el cual la aparición de algunas capas arenosas imprimen perturbaciones abruptas en la velocidad de sedimentación. En la *Figura 34* se muestran los perfiles construidos para ambos sectores donde los valores más altos pertenecen a las capas calcáreas que, en la mayoría de las veces, presentan los mayores espesores. Se observa igualmente una variación regular, pero de magnitud mayor, en los pulsos que indican un aumento en la velocidad de sedimentación.

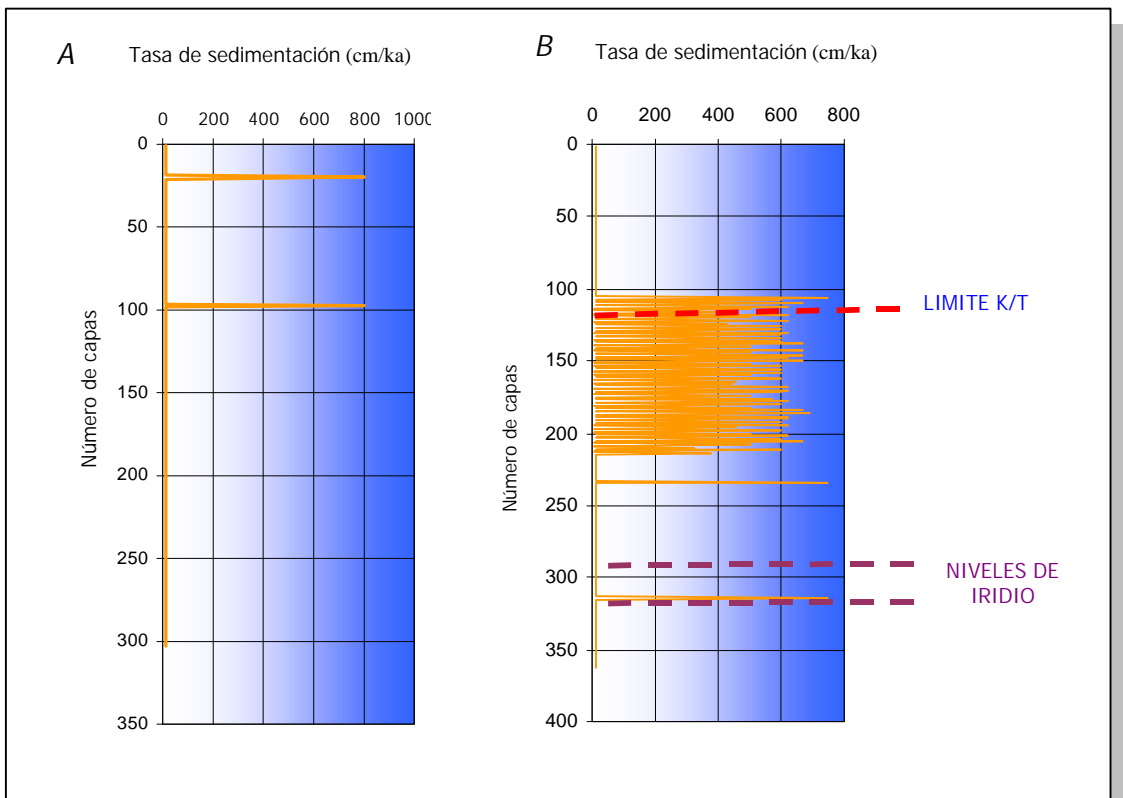


Figura 34. Variación en la velocidad de sedimentación para el intervalo III (A) y el intervalo V (B) (Fm. Mito Juan).

Estos gráficos corroboran la tesis planteada en campo acerca de un cambio de condiciones importantes dentro de la secuencia, ocurriendo de manera regular. Podría plantearse que estos cambios en la energía cinética estén asociados a cambios en la energía solar (intensidad de la radiación), la cual influye en el sistema climático terrestre y este a su vez en el sistema sedimentario. Las menores velocidades están enmarcadas en un rango de promedio de 10cm/1000 años y las mayores velocidades correspondientes tanto a las capas calcáreas como al conjunto de areniscas antes del límite fluctúan entre 300 y 800 cm/1000 años.

Por último, el gráfico representativo del sector superior de la sección, perteneciente probablemente a la Formación Catatumbo, sugiere igualmente cambios regulares en el flujo de sedimentos, sin embargo no se establecen aseveraciones concluyentes para este sector debido a que se empleó un menor número de datos en la construcción del perfil (Figura 35).

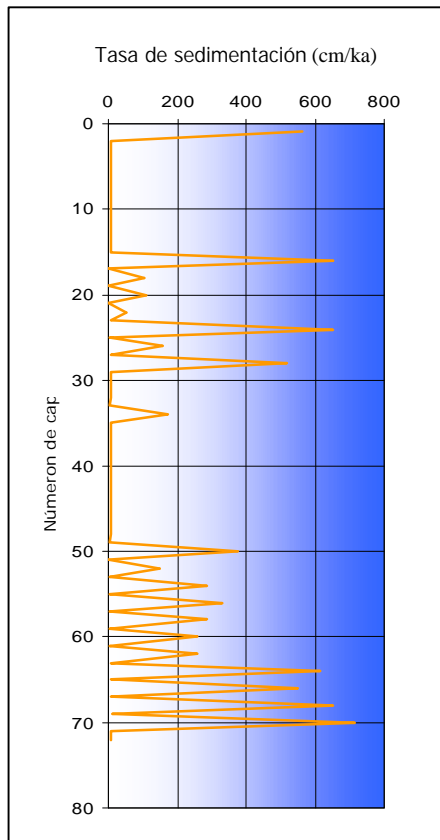


Figura 35. Variaciones de la tasa de sedimentación (capa a capa) en el Intervalo IV (Fm. Catatumbo ?).

Los mismos gráficos fueron generados empleando una relación de depositación menor ($V_1 = 38.3V_2$) obteniendo igual comportamiento en las curvas, con la diferencia de que los valores son inferiores para ambos tipos de granulometría.

Cabe destacar que las posibles señales cíclicas dentro de la sección, que posteriormente serán evaluadas a través de los métodos estadísticos seleccionados, podrían estar siendo expresadas en las evidentes variaciones de los perfiles construidos, indicando que los ciclos, cualquiera que sea su periodicidad y origen, marcan un ritmo en la tasa de sedimentación.

CAPITULO VI

CICLOESTRATIGRAFÍA

Los diferentes análisis estadísticos aplicados para la predicción de la ciclicidad en el área permitieron evaluar las variaciones depositacionales de la secuencia sedimentaria y su posible relación con eventos de origen orbital. Una vez calculados los cambios en la tasa de sedimentación a lo largo de la secuencia estratigráfica se emplean estos resultados para definir la duración de los ciclos con un menor margen de error, al estar calibrado el modelo sedimentario planteado con modelos ambientales recientes.

Los parámetros principales seleccionados para la determinación de los ciclos, se someten a los métodos estadísticos descritos en el Capítulo II que permiten identificar los elementos cíclicos en la sección estratigráfica.

6.1. APLICACIÓN DE ANÁLISIS ESTADÍSTICOS EMPLEANDO DATOS LITOLÓGICOS

6.1.a. Análisis de Transiciones Litológicas

El análisis de transiciones litológicas se considera un paso previo para estudios de ciclicidad ya que describe matemáticamente las normas generales de sucesión litológica. Uno de los métodos existentes para dicho análisis consiste en la aplicación de cadenas de Markov, el cual permite demostrar la presencia de ciclos a través de la creación de una matriz de probabilidades de transición litológica, describiendo el patrón de repetición o de sucesión ambiental en una unidad estratigráfica (GINGERICH, 1969).

Para la aplicación de esta metodología se tomaron en cuenta la totalidad de capas medidas en campo debido a la homogeneidad observada en la sección, obteniendo de esta manera las transiciones litológicas más comunes a lo largo de toda la secuencia estratigráfica. Las matrices de transiciones litológicas (observadas y esperadas) sugeridas por GINGERICH (1969) y GINGERICH-READ (1969, en POWER y EASTERLING, 1982) se presentan en las *Tablas XVII y XVIII*. Para su construcción se emplearon las diferentes ecuaciones propuestas por estos autores que permiten definir las propiedades marcovianas de la serie (Cap. II).

Tabla XVII. Matriz de transiciones litológicas observadas para la sección estratigráfica de la quebrada San Isidro, estado Mérida. Leyenda: LUT = Lutita, ARE = Arenisca, LIM = Limolita, ARE CALC = Areniscas Calcáreas, LUT CARB = Lutita Carbonosa, CARB = Carbón.

	LUT	ARE	LIM	ARE CALC	LUT CARB	CARBON	TOTAL
LUT	0	58	307	5	1	1	372
ARE	59	0	73	0	1	0	133
LIM	320	72	0	4	2	1	399
ARE CALC	4	0	5	0	0	0	9
LUT CARB	0	1	3	0	0	0	4
CARB	0	0	2	0	0	0	2
TOTAL	383	131	390	9	4	2	919

Tabla XVIII. Matriz de transiciones litológicas esperadas para la sección estratigráfica de la quebrada San Isidro, estado Mérida.

	LUT	ARE	LIM	ARE CALC	LUT CARB	CARBON	TOTAL
LUT	0	90,44	271	6,12	2,72	1,36	371,64
ARE	62,94	0	67,51	1,52	0,67	0,33	132,97
LIM	285,4	102	0	6,9	3,06	1,53	398,89
ARE CALC	3,67	1,31	3,96	0	0,04	0,02	9
LUT CARB	1,62	0,58	1,74	0,04	0	0,04	4,02
CARB	0,81	0,29	0,87	0,018	0,008	0	1,996

A partir de los datos calculados en las matrices de probabilidades independientes (transiciones observadas y esperadas) se construyó la matriz diferencial o normalizada para identificar los elementos positivos que indican las mayores posibilidades de transición litológica (Tabla XIX). Esta matriz proporciona un marco de referencia para identificar las diferencias existentes entre las frecuencias de transiciones observadas y las transiciones esperadas.

Tabla XIX. Matriz diferencial o normalizada (GINGERICH, 1969) para la sección estratigráfica de la quebrada San Isidro, estado Mérida.

	<i>LUT</i>	<i>ARE</i>	<i>LM</i>	<i>ARECALC</i>	<i>LUTCARB</i>	<i>CARBON</i>
<i>LUT</i>	0	-3,41	<u>2,18</u>	-0,45	-1,04	-0,3
<i>ARE</i>	-0,49	0	<u>0,66</u>	-1,23	<u>0,4</u>	-0,5
<i>LM</i>	<u>2,04</u>	-2,97	0	-1,1	-0,6	-0,42
<i>ARECALC</i>	<u>0,17</u>	-1,14	<u>0,52</u>	0	0	-0,14
<i>LUTCARB</i>	-1,27	<u>0,33</u>	<u>0,95</u>	-0,2	0	-0,2
<i>CARB</i>	-0,9	-0,53	<u>1,21</u>	-0,13	0,008	0,008

En esta última matriz se observa que los mayores valores positivos corresponden a las transiciones de lutitas a limolitas (2.18) y limolitas a lutitas (2.04) representando la alternancia más evidente en el afloramiento. Estos X^2 tan altos (en comparación con el resto) son reflejo del excesivo número de transiciones entre ambas litologías, siendo las más dominantes dentro de la sección. Cuando los valores del "chi cuadrado" (X^2) son elevados, dado el número de tipos litológicos (m), sugieren una fuerte evidencia en contra de la hipótesis de depositación independiente, esto quiere decir, que altos valores sugieren una gran correspondencia de eventos interdependientes (GINGERICH, 1969).

Sin embargo, el valor positivo secundario (1.21) corresponde a la transición de capas carbonosas a limolitas, siendo la presencia de estas capas muy baja dentro de la sección (apenas representan un 0,22%), por lo tanto este valor podría considerarse una señal de ruido (POWERS y EASTERLING, 1982). Se observa que todas las transiciones hacia las capas limolíticas son positivas lo cual sugiere una gran

probabilidad de ocurrencia dentro de la secuencia y por ende determinante en el desarrollo completo del ciclo.

Nótese igualmente en la *Tabla XVIII*, que la tercera transición más alta va de limolitas a areniscas pero en la matriz diferencial es negativa dicha transición, siendo esta diseminada. De igual forma ocurre con las transiciones de lutitas a areniscas y viceversa, donde teniendo una alta transición observada y esperada, es negativo el valor dentro de la matriz normalizada.

Por otra parte todas las transiciones hacia las areniscas calcáreas son negativas, mostrando la más baja probabilidad de transición e incluso de ocurrencia en la sección. La misma situación se observa para las capas carbonosas.

Para identificar el grado de confiabilidad entre los datos y para confirmar las probabilidades de transición que proporcionen la idea más aproximada de la presencia de un ciclo sedimentario, se recurre a la prueba del "chi cuadrado" elevando al cuadrado todos los valores en la matriz diferencial y totalizando su valor (*Tabla XX*), (POWERS y EASTERLING, 1982).

Tabla XX. Matriz construida para la verificación del grado de aleatoriedad de la serie.

	LUT	ARE	LIM	ARE CALC	LUT CARB	CARBON
LUT	0	11,6281	4,7524	0,2025	1,0816	0,09
ARE	0,2401	0	0,4356	1,5129	0,16	0,25
LIM	4,1616	8,8209	0	1,21	0,36	0,1764
ARE CALC	0,0289	1,2996	0,2704	0	0	0,0196
LUT CARB	1,6129	0,1089	0,9025	0,04	0	0,04
CARB	0,81	0,2809	1,4641	0,0169	0,000064	0,000064
TOTAL	6,8535	22,1384	7,825	2,9823	1,601664	0,576064

$$X^2_i = 41.97$$

De acuerdo a esta prueba se obtuvo un $X^2_t = 41.97$, el cual, según los grados de libertad calculados para la secuencia $GL = (m-1)^2 - m = 19$, donde $m = 6$ tipos litológicos, confirma una gran importancia para las transiciones positivas según los valores presentados en tablas de distribución estándar para X^2 (Anexo 5). Este valor elevado ($X^2_t = 41.97$, $GL = 19$) demuestra que la secuencia es resultado de una depositación cíclica.

Los valores positivos sustraídos de la matriz diferencial se utilizan para construir el patrón depositacional o el diagrama de facies para la secuencia estudiada el cual consiste de tres estados cerrados de los seis observados en la secuencia (Figura 36). Los tres estados remanentes (con las más bajas probabilidades de ocurrencia) aparecen dispersos a través de la secuencia y por lo tanto podrían ser atribuidos a algún elemento aleatorio en su depositación. El patrón principal podría ser interpretado como un ciclo simétrico (LIM-LUT-ARE-LIM-LUT) interrumpido en varias ocasiones por capas calcáreas y carbonosas.

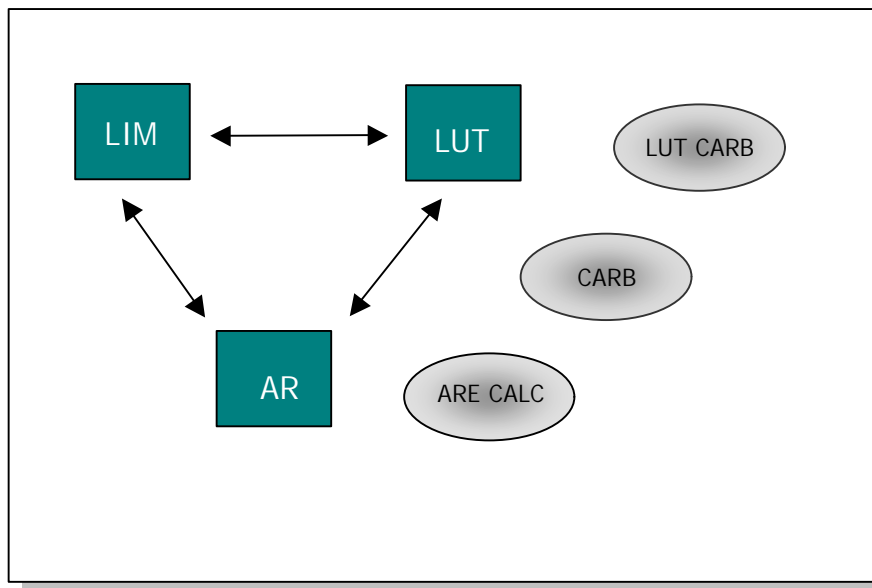


Figura 36. Patrón de depositación para la sección estratigráfica de la quebrada San Isidro a partir de la aplicación de cadenas de Markov. Leyenda: LUT = Lutita, ARE = Arenisca, LIM = Limolita, ARE CALC = Areniscas Calcáreas, LUT CARB = Lutita Carbonosa, CARB = Carbón.

6.1.b. Análisis Transformada de Fourier

Los patrones de ciclicidad sugeridos a partir de la aplicación de la *Transformada de Fourier* se extraen de los espectros generados con base en los datos de espesor de capas. Los espectros se organizan de base a tope, según el intervalo expuesto, para obtener una continuidad que permita el estudio de los espectros de manera evolutiva a través del tiempo.

Cabe destacar que en análisis de series de tiempo se requiere la creación de un conjunto de datos equidistante para obtener valores tomados a intervalos de tiempo/espacio regulares, sin embargo, en este caso se ha considerado pertinente tomar los valores de espesor de capas directamente, conservando su continuidad en orden estratigráfico (serie de tiempo *continua*). El procesamiento de los datos de esta forma permite obtener espectros que reflejan el comportamiento continuo de los datos y de esta manera se pueda llevar de forma directa el comportamiento de las frecuencias a la expresión estratigráfica.

Por otra parte, debido a que en la *Transformada de Fourier* la longitud de la serie de datos debe ser una potencia de dos (2, 4, 8, ...128, 256...) y que el número de capas de cada sector excede o está por debajo de estos valores, se procedió a la construcción de varias ventanas de observación para evitar una mayor distorsión de los resultados. Con este procedimiento se logró un cubrimiento del 100% del sector en cuestión, caracterizando de una mejor manera el comportamiento de las frecuencias a lo largo toda la sección estratigráfica. Asimismo la aplicación de esta metodología permite visualizar hacia que sector de la sección se desarrollan con una mejor resolución ciertas frecuencias.

De acuerdo a la longitud y número de capas contabilizadas en cada intervalo seleccionado, se obtuvo una serie de espectros gradualmente cambiantes por cada segmento, presentándose los que mostraron mejor resolución. A partir de estos

espectros se define el intervalo de recurrencia (periodicidad) implícita expresada en metros y en miles de años (ka).

Los espectros se construyeron empleando datos de espesores de capas tanto para espesores actuales como espesores descompactados, estableciéndose para ambos conjuntos de espectros el mismo patrón cíclico. De esta forma el espesor promedio de los ciclos que se presenta en los gráficos se definió con base en los espesores actuales, no obstante la duración de los ciclos se calculó según la duración en tiempo de sedimentación de cada capa, obtenida a partir del estudio de las variaciones de la tasa de depositación y de las relaciones de depositación definidas.

De los 157 espectros generados se seleccionaron ocho espectros que reflejan el comportamiento rítmico de la serie de datos (Figura 37). Al presentarse los espectros de base a tope se distinguen algunos cambios en el comportamiento de las curvas a lo largo de la secuencia, sin embargo se observa la ocurrencia de los armónicos fundamentales prácticamente en las mismas frecuencias.

Para el Intervalo II, correspondiente a la unidad transicional entre la Formación Colón y la Formación Mito Juan, se construyeron 6 subespectros con base en 128 capas sin observarse variaciones significativas, por lo cual se presentan en la *Figura 37* los correspondientes a la base y tope del segmento. Se aprecia un armónico fundamental en $W=15$ y un armónico secundario en $W=25$; el resto de los armónicos corresponden a múltiplos de los armónicos principales (DAVIS, 1973), sin embargo la ocurrencia de un último armónico de mayor amplitud en $W=60$, sugiere la presencia de un componente de frecuencia mayor.

La construcción de los espectros para el Intervalo III se hizo en base a 256 valores, tomando en cuenta el número de capas contabilizadas (303). En estos se observa un comportamiento homogéneo de las frecuencias a lo largo del sector con la presencia de un armónico fundamental en $W=15$. También se describe una

frecuencia mayor a lo largo de los tres espectros, igualmente identificada en el Intervalo II. Al aplicar las ecuaciones para calcular la longitud y duración del ciclo, estos corresponden en tiempo y distancia con el ciclo más corto encontrado en el intervalo anterior (Tabla XX). Dicha correspondencia indica la persistencia en magnitud de este ciclo a lo largo de la columna, a pesar de estar definidos en intervalos de longitud diferentes.

Para el Intervalo V la *Transformada de Fourier* se calculó basándose en 256 valores de espesor, permitiendo tomar una ventana más amplia de datos para indagar sobre los posibles ciclos medidos en campo. Los espectros calculados con una potencia base dos menor (128, siendo por lo tanto L menor) arrojaron espectros diferentes a los construidos con 256 valores, donde las frecuencias menores se expresan con mayor claridad. Se construyeron 47 espectros para este intervalo mostrándose en la *Figura 37* los periodogramas con mejor resolución. Nuevamente se observa el armónico fundamental en $W=15$, un armónico secundario en $W=30$ y un armónico en $W=122$.

Por último para el Intervalo VI los gráficos se construyeron con la potencia más baja (64 valores) debido a que solo se midieron en campo 72 capas en este sector. La aplicación de la *Transformada de Fourier* arrojó espectros similares para toda la secuencia (6 en total) presentándose en la *Figura 37* los que corresponden a la base y tope de la sección. La utilización de un menor número de datos impide una mejor resolución espectral, no obstante se observan casi las mismas longitudes de onda predominantes observadas en los espectros anteriores.

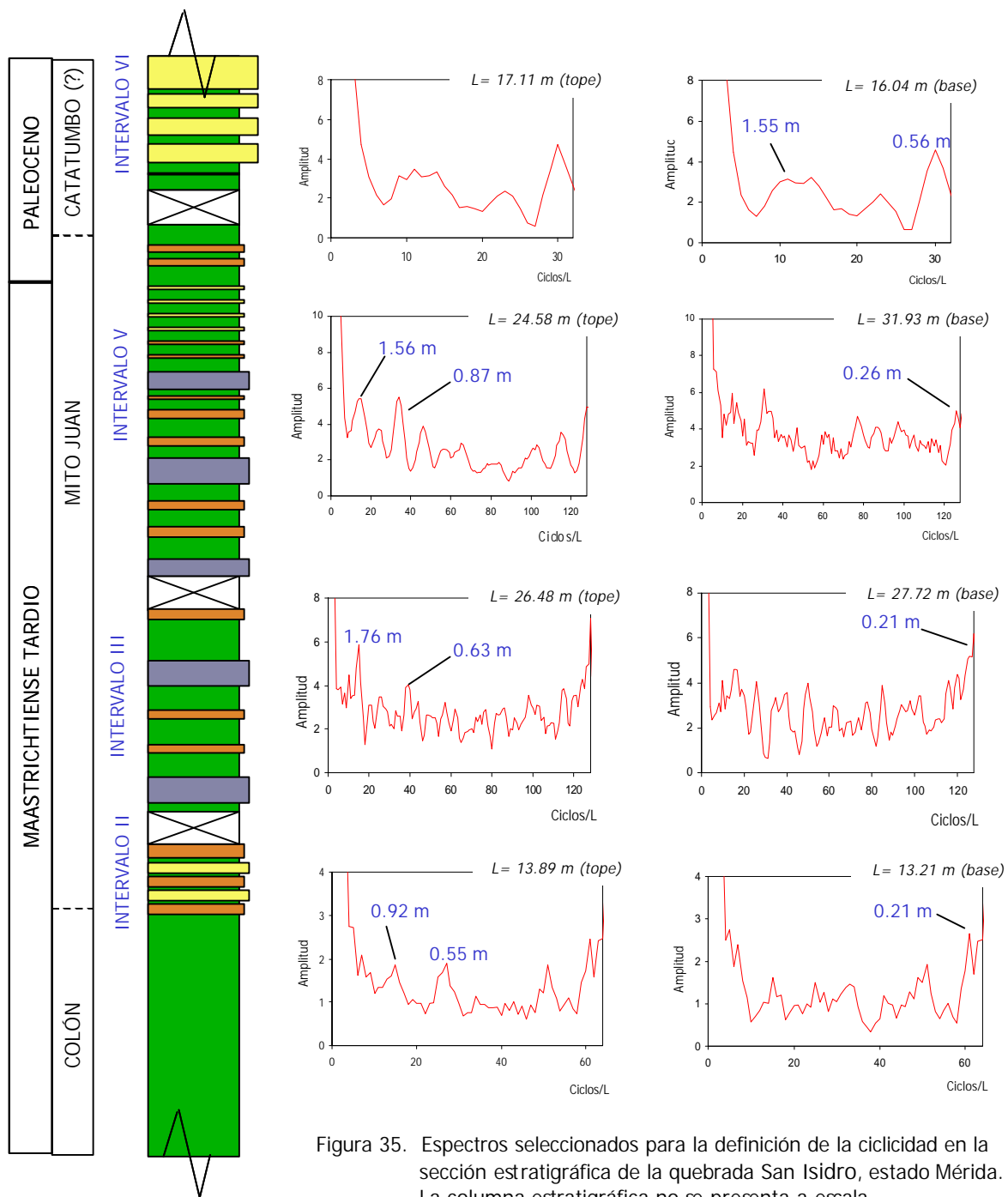


Figura 35. Espectros seleccionados para la definición de la ciclicidad en la sección estratigráfica de la quebrada San Isidro, estado Mérida. La columna estratigráfica no se presenta a escala.

En líneas generales se observa claramente, al realizar el análisis de armónicas a lo largo de la sección, la persistencia en las lecturas correspondientes $W=15$ y $W=30$. De acuerdo a estas analogías y considerando el comportamiento homogéneo de toda la secuencia básicamente en cuanto a la repetición monótona de la litología, se realizó un gráfico generalizado para la observación de las frecuencias tomando en cuenta el total de las capas medidas, sin incluir los intervalos cubiertos (967 capas). De esta forma se obtuvo una mejor resolución espectral debido a la utilización de un mayor número de capas para la aplicación de la *Transformada de Fourier* (512 capas). Sin embargo, se infiere que el cambio de facies en la sección interfiere en la resolución de los gráficos y en la duración de los ciclos, así como la variación en la tasa de sedimentación propia de cada tipo litológico.

En la *Figura 38* se presentan dos de los gráficos más representativos construidos a partir de estos datos y se definen las frecuencias y espesores de los ciclos calculados. Nótese que a pesar de que los picos significativos corresponden a valores diferentes a los observados en la *Figura 37*, siendo en este caso las frecuencias más significativas $W=8$, $W=70$ y $W=250$, el espesor y la duración promedio de los ciclos es muy similar al registrado en aquellos. La similitud entre estos valores confirma la persistencia del mismo patrón cíclico a lo largo de la sección. Asimismo se observa que las lecturas mayores tienen un mejor desarrollo hacia la base de la sección (en especial el ciclo más corto), en concordancia con el comportamiento observado en la *Figura 37*, donde todos los espectros construidos mostraron una clara presencia de un ciclo menor a lo largo de toda la columna.

Por otra parte, en estos espectros se encontró la mayor longitud de onda calculada, expresada en 9.8 m y la cual podría corresponder (con cierto margen de error) a la evidente recurrencia de capas calcáreas descrita en afloramiento, cuyo espaciamiento estuvo comprendido entre 8 y 12 metros aproximadamente.

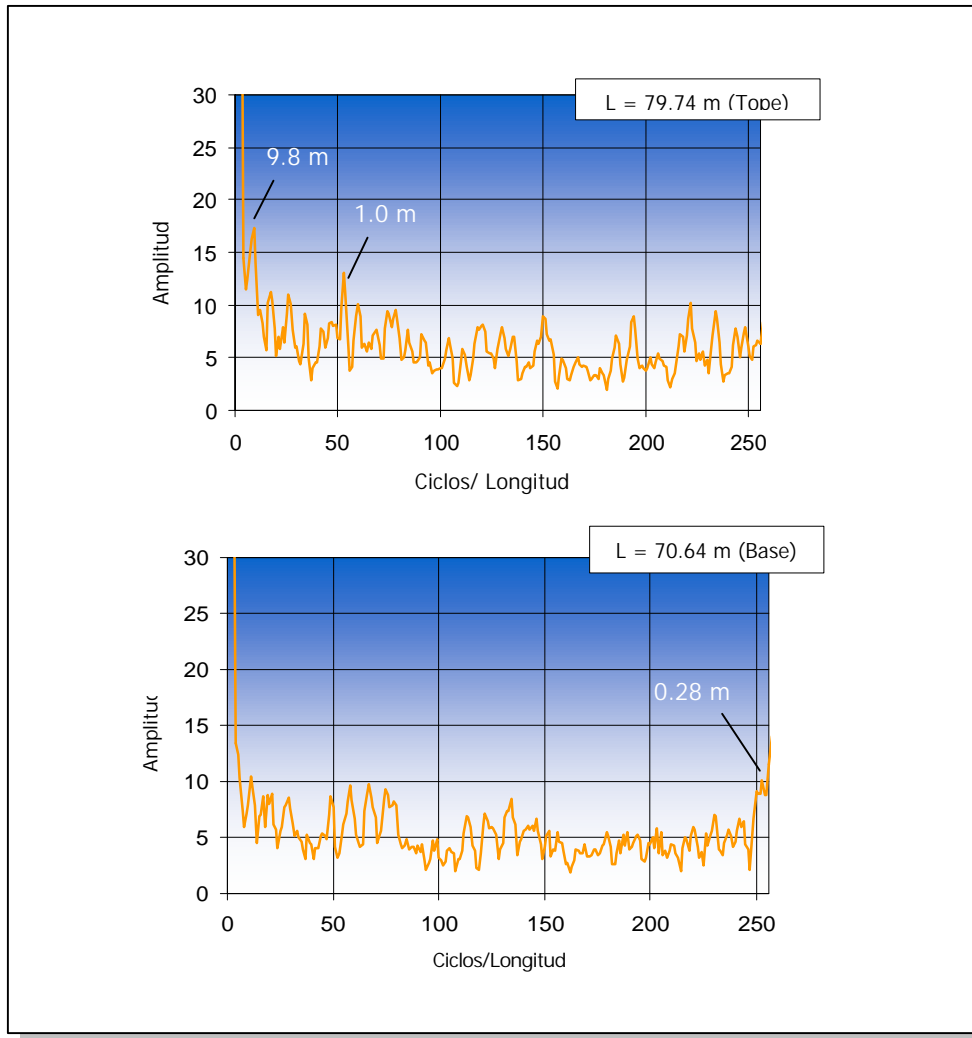


Figura 38. Periodogramas generalizados contruidos a partir del total de espesores medidos en la sección.

PATRONES CÍCLICOS

La duración de los ciclos se definió de acuerdo a las variaciones en la tasa de depositación de cada tipo litológico determinados para los intervalos estratigráficos (Cap. V). Realizando los cálculos de esta forma se pretendía, en principio, generar dos modelos de sedimentación atendiendo a las relaciones de depositación seleccionadas $V_2 = 75V_1$ y $V_2 = 38.3V_1$. No obstante, pese a que las relaciones

establecidas para el cálculo en las velocidades de acumulación de sedimentos (finos y gruesos) fueron diferentes, no se apreciaron grandes contrastes en la duración en tiempo promedio para la depositación de la secuencia.

En la *Tabla XXI* se resume la ciclicidad detectada en los intervalos estratigráficos según las frecuencias, longitud y duración en miles de años de cada patrón cíclico.

Tabla XXI. Dimensión de ciclos definidos para la Formación Mito Juan en la sección de la quebrada San Isidro, Estado Mérida.

Espesor medio del intervalo (L)	W*	f*	CICLOS		
			Longitud Promedio (m)	Duración (ka)	
				MODELO 1*	MODELO 2*
INTERVALO VI 17.01 m	11	5.8	1.55	22.5	29.9
	30	2.13	0.56	9.1	9.9
LO V 24.58 m	15	17.06	1.56	34.1	38.1
	30	8.53	0.87	16.4	16.4
	122	2.09	0.26	2.4	2.5
26.48 m	15	17.06	1.76	33.6	30.3
	38	7.1	0.70	11.5	11.1
	128	2.00	0.20	3.8	3.7
13.66 m	15	8.53	0.91	11.4	11.4
	25	5.12	0.54	7.3	7.3
	60	2.13	0.22	2.9	2.9
79.73 m	8	64	9.8	136.4	138.8
	70	7.13	1.0	15.0	15.3
	250	2	0.28	4.3	4.4

- Los valores señalados como W* o número de repeticiones corresponden a los picos más significativos dentro del espectro.
- f* = Número promedio de capas por ciclos
- MODELO 1: Duración promedio de los ciclos según la relación de depositación $V_2=75V_1$ (en miles de años)
- MODELO 2: Duración promedio de los ciclos según la relación de depositación $V_2=38.3V_1$ (en miles de años)

En la tabla anterior resaltan tres elementos importantes para la descripción de la ritmicidad dentro de la sección:

1) Las variaciones observadas en la dimensión de los ciclos para las mismas frecuencias (ritmicidad en la repetición del número de capas), son causadas principalmente por las longitudes en metros (L) de cada intervalo y por el espesor de las capas empleadas en su predicción.

2) La irregularidad con respecto a la duración en miles de años para el mismo grupo de capas cuyos valores son alterados principalmente por las variaciones en la tasa de sedimentación a lo largo de la secuencia.

3) Las diferentes duraciones de los ciclos desde 2 ka hasta 140 ka aproximadamente, sugieren la existencia de ciclos superpuestos y ciclos de diferente orden.

De acuerdo a los espectros construidos (Figura 37), el rasgo más resaltante corresponde a las frecuencias mayores que se muestran persistentes a lo largo del tiempo y define los ciclos de menor espesor y menor duración para la sección, comprendidos entre 28-20 cm y 2.4-9 ka respectivamente (Tabla XXI). Estos ciclos consisten de dos capas individuales, coincidiendo con el patrón de mayor probabilidad encontrado a partir de la aplicación de cadenas de *Marcov*, donde la mayor relación encontrada fue la transición entre dos litologías, asumiéndose como la intercalación entre dos capas.

El desarrollo de los ciclos menores muestra un comportamiento similar en cuanto a sus espesores en los intervalos II, III y V donde hay predominio de capas más finas. Esto corresponde con los planteamientos de SCHWARZACHER (2000) quien señala que cuando las capas disminuyen su espesor probablemente disminuye el espesor de los ciclos y por lo tanto estén implícitos cambios en la tasa de sedimentación.

Asimismo se observa que hay un aumento continuo y progresivo en la duración de los ciclos para ambos modelos lo cual sugiere mayores velocidades de sedimentación hacia el tope de la sección.

En la *Figura 39* se presentan las variaciones de espesor por cada par de capas (dupletas), notándose como estas se modifican a lo largo de la sección desde pocos centímetros hasta aproximadamente 5 metros (Fig. 39B). Sin embargo en el intervalo V, específicamente para el intervalo K/T, se presentan las dupletas de menor espesor y de menor duración (Fig. 39C) probablemente controladas por las velocidades de sedimentación más elevadas de la sección. La disminución abrupta en el espesor y duración de la depositación de este conjunto de capas podría soportar la interpretación de una depositación tipo varvas (capas anuales) con un aumento repentino en la frecuencia del ciclo. Las variaciones observadas en las velocidades de sedimentación para toda la sección (según la relación $V_2 = 75V_1$) es clara respuesta de una alteración de los ciclos y del patrón sedimentario con una aceleración en el proceso de depositación (Fig. 39A).

Sin embargo dicha oscilación sugiere igualmente que dicha señal cíclica no es del todo modificada a lo largo de la secuencia estratigráfica, siendo mas bien el reflejo de una reducción en la duración cíclica de la depositación. Esto permite confirmar que la transición Maastrichtiense - Daniense en el área se encuentra registrada de manera continua, tal como lo señalan POCKNAL *et al.* (1997) con base en conjuntos de dinoflagelados y palinomorfos estudiados en el occidente de la cuenca de Maracaibo.

Existe un segundo patrón cíclico cuyas longitudes promedio varían entre 0.70 y 0.91 metros con una duración comprendida entre 11 y 16 ka. Se observa para los paquetes correspondientes a 7-8 capas un aumento en la duración del ciclo hacia el intervalo V, mostrando el mismo comportamiento observado para el caso de la ritmicidad asumida cada dos capas (Figura 40). Igualmente que en el caso anterior los espesores de cada paquete fluctúan a lo largo de la columna estratigráfica. La

duración en tiempo para este conjunto cíclico de capas indica que el control orbital no explica todos los picos en el espectro de frecuencia, debido a que algunos intervalos de tiempo no caen dentro de la banda de ciclicidad sugerida por Milankovitch (SCHWARZACHER, 2000).

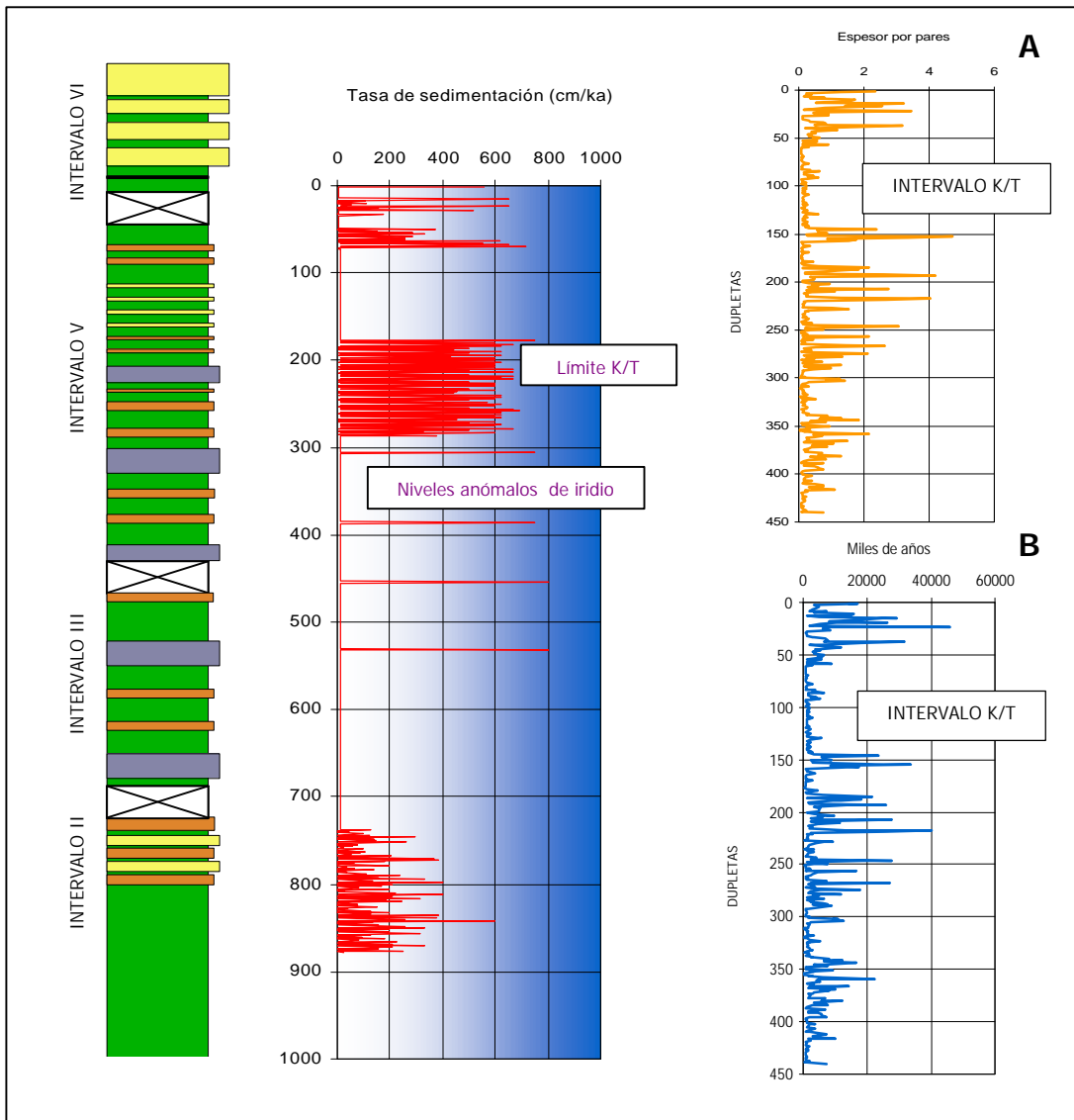


Figura 39. Variación de la velocidad de sedimentación a lo largo de la columna estratigráfica y su relación con los valores de espesor (A) y duración (B) para la ritmicidad asociada a la intercalación de capas.

Con respecto a los ciclos comprendidos entre 1.55 m y 1.76 m, estos tienen cierta concordancia en la expresión estratigráfica, donde los paquetes estratodecrecientes o estratocrecientes muestran valores semejantes de espesor. Su duración calculada entre 22 y 42 mil años (para ambos modelos) podría estar condicionada por la periodicidad sugerida por Milankovitch (SCHWARZACHER, 2000) como efectos de las variaciones en la precesión y oblicuidad de la órbita de la Tierra.

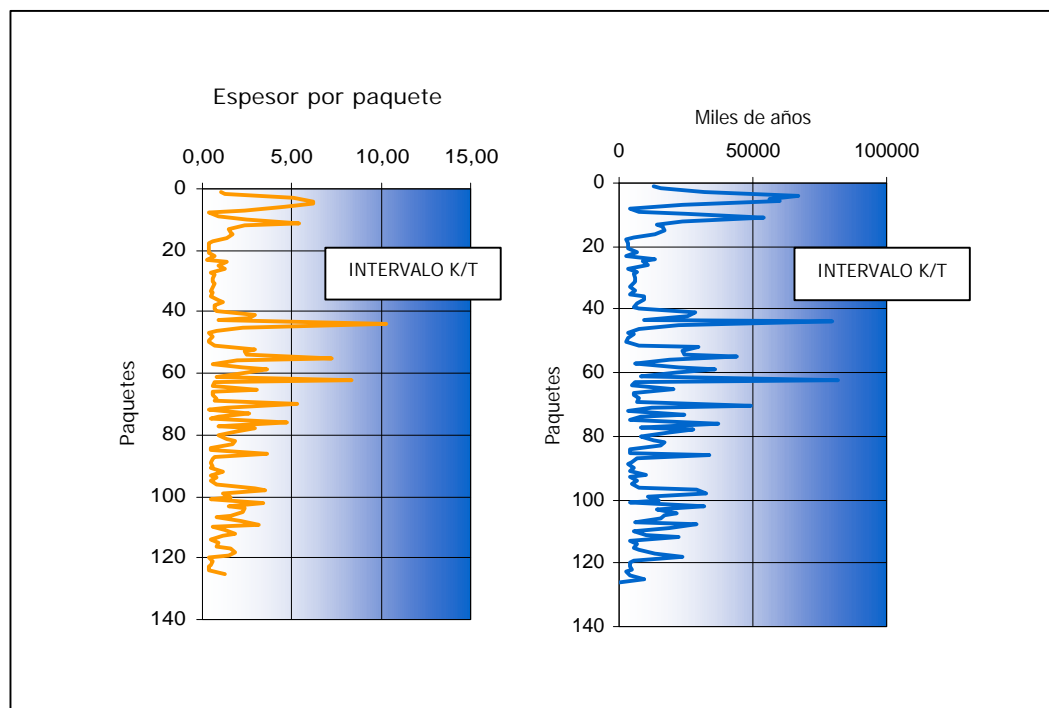


Figura 40. Variación en el espesor y la duración en tiempo para la ritmicidad detectada cada 7-8 capas. El comportamiento de las curvas nuevamente muestra la disminución brusca en cuanto el espesor y duración de las unidades cíclicas hacia el límite K/T.

La ciclicidad detectada a partir del manejo de un mayor número de datos permitió definir, como se señaló anteriormente, el mayor valor de W correspondiente aproximadamente a 10 metros de longitud. Evidentemente este valor se vincula a la ritmicidad observada en campo para las capas calcáreas cuya aparición y su

recurrencia en el tiempo y espacio podría estar indicando la presencia de cambios climáticos (de mediana amplitud según VERA, 1994) detectados en la sección estratigráfica, basándose en criterios sedimentológicos y bioestratigráficos que sugieren condiciones de depositación diferentes al resto de la sección.

Estas capas calcáreas podrían constituir los límites del ciclo de mayor escala cuya periodicidad se traduce como el producto de eventos de profundización (según la fauna calcárea que presentan) evidenciando una producción periódica de carbonatos. Sin embargo, esto contradice los resultados obtenidos a partir del análisis de transiciones litológicas donde las capas calcáreas se excluyen del ciclo sedimentario determinado, siendo estas atribuidas a la interrupción de elementos aleatorios en la depositación de la secuencia por su baja probabilidad de ocurrencia.

SCHWARZACHER (1993b) señala que a pesar de que el análisis espectral permite el cálculo promedio del número de ciclos en una secuencia, no da información acerca de ciclos individuales ni de sus límites.

6.1.c. Análisis Espectral (NCSS 2000)

La aplicación del análisis espectral a partir del software NCSS 2000 permitió obtener una mejor resolución de los periodogramas, probablemente influenciado por la utilización de un mayor número de datos para su construcción así como su utilización como herramienta de validación para los datos procesados. Otra de las ventajas de esta aplicación consiste en la creación simultánea del espectro de frecuencias y de longitud de ondas, logrando ejemplificar de una mejor forma la variación de las mismas a lo largo de la secuencia.

Existe un alto nivel de coherencia entre los espectros generados a partir de la *Transformada de Fourier* y los generados a partir de la aplicación NCSS 2000. Al estudiar estos periodogramas, las longitudes de ondas más significativas corresponden en su gran mayoría con las longitudes calculadas aplicando

Transformada de Fourier. En la *Figura 41* se exponen los gráficos construidos empleando el programa estadístico, presentados igualmente en el orden estratigráfico correspondiente.

En los espectros de frecuencia se observa en líneas generales el claro desarrollo de las bajas frecuencias inversamente proporcionales a las mayores amplitudes de onda. Sin embargo en el espectro generado para la base de la secuencia existe una muy baja resolución espectral, donde se evidencia un escaso desarrollo de las frecuencias, apareciendo las mismas a medida que se asciende en la columna. Esta situación podría corresponder con el desarrollo de condiciones sedimentarias cuya genética esté atribuida a procesos de alta frecuencia las cuales se reflejan en los diagramas de armónicas superiores.

Estos espectros presentan las mismas características que las observadas en los gráficos generados a partir de la *Transformada de Fourier*, notándose una persistencia de las mismas frecuencias y longitudes de ondas a lo largo de la columna estratigráfica.

La aparición de los picos en $f= 0.3$ y $f= 0.8$ de manera constante en los tres espectros sugiere una tasa de depositación casi invariable. Igualmente ocurre con las longitudes de onda, manteniéndose en un rango de $W= 20$ y $W= 25$ para las mayores lecturas. No obstante el hecho de no observarse un solo pico estadísticamente significativo en ninguno de los espectros refleja la existencia de más de un elemento regular en la depositación de las capas, encontrándose la posibilidad de la existencia de ciclos superpuestos.

Según las especificaciones del programa NCCS 2000 (Cap. II) para hallar el valor de la longitud de onda correspondiente a cada frecuencia se debe partir de la ecuación $2 /f$. Cabe destacar que dichas longitudes de ondas se basan en el número de observaciones, por lo tanto, al considerar el espesor de cada capa como una observación, entonces el valor obtenido revela el número de capas involucradas.

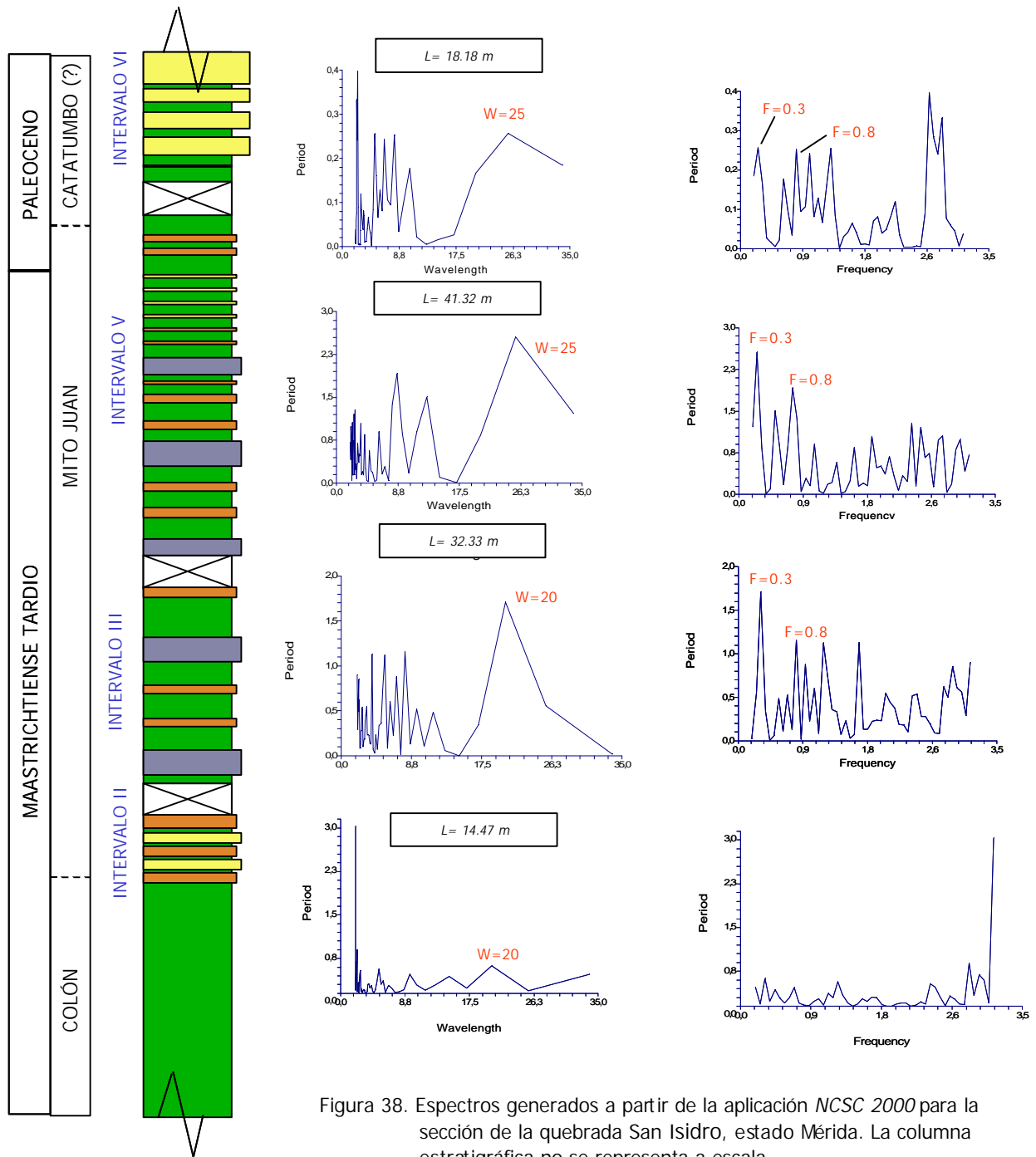


Figura 38. Espectros generados a partir de la aplicación *NCSC 2000* para la sección de la quebrada San Isidro, estado Mérida. La columna estratigráfica no se representa a escala.

De esta forma se obtienen para las frecuencias 0.3 y 0.8 (las más prominentes en los espectros) valores de 20.9 y 7.8 observaciones respectivamente, siendo análogos con el número de capas definidas para algunos de los ciclos encontrados a partir de la aplicación de la *Transformada de Fourier* (17 y 8.5 capas). Se aprecia entonces que a medida que aumentan las frecuencias, la longitud del ciclo decrece tanto por el número de capas involucradas como por su equivalencia en metros.

Cuando se aplica el análisis espectral tomando en cuenta al total de capas contabilizadas en toda la secuencia (956 capas) se obtienen espectros muy similares a los obtenidos de manera parcial (Figura 42). Los picos significativos se observan en las mismas frecuencias y las longitudes de ondas muestran mayor concordancia con los resultados obtenidos a través de la *Transformada de Fourier*.

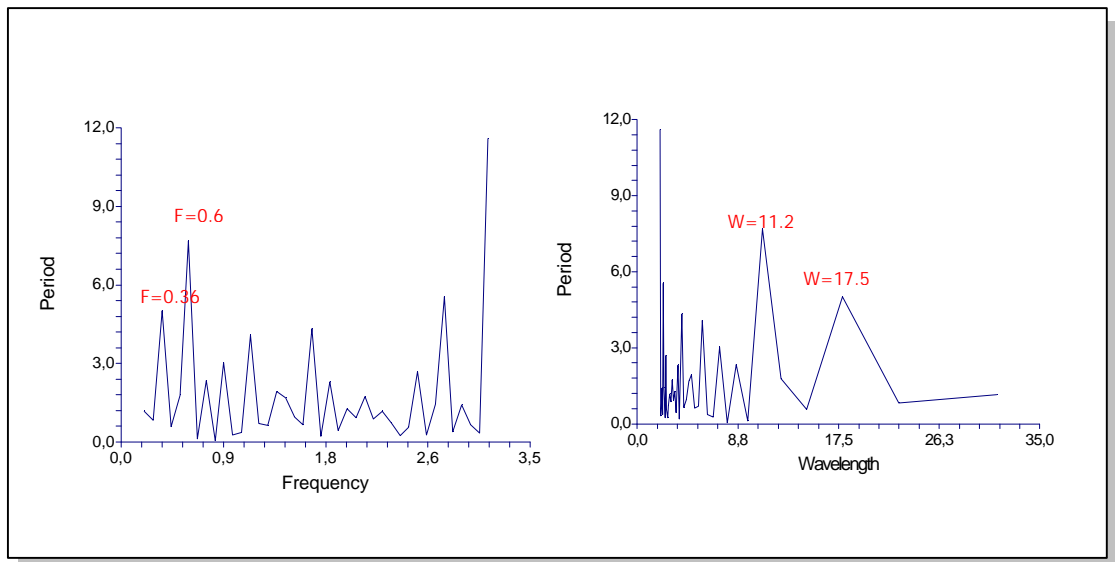


Figura 42. Espectros generales construidos a partir de la aplicación de NCSS 2000.

De acuerdo a los valores sugeridos en estos últimos espectros el ciclo cuya ritmicidad corresponde a una repetición por cada 17 capas y una longitud promedio entre 1,56 y 1.76 metros, es el que muestra mayor similitud en ambos métodos, sin embargo su expresión estratigráfica no es tan evidente para la ritmicidad restante encontrada.

En líneas generales el estudio de los subespectros, generados a partir de ambos métodos, refleja que la señal periódica se mantuvo casi constante a lo largo de la secuencia evidenciado por el comportamiento homogéneo de las curvas y por la recurrencia de ciertas frecuencias para todos los gráficos.

6.2. APLICACIÓN DE ANÁLISIS ESTADÍSTICOS EMPLEANDO DATOS DE MATERIA ORGÁNICA.

Los diferentes parámetros granulométricos y de composición definidos para la materia orgánica (Cap. V) fueron también empleados como variables para determinar la presencia de componentes cíclicos en la sección de la quebrada San Isidro. Específicamente se seleccionó el intervalo K/T para evaluar los cambios que alteraron las condiciones ambientales en este intervalo de tiempo así como por las fluctuaciones observadas en los valores a lo largo de este segmento.

6.2.a. Aplicación de Transformada de Fourier

Los espectros generados a partir de la aplicación de la *Transformada de Fourier* se construyeron en base a la extracción de datos de las diferentes matrices de interpolación construidas para cada parámetro granulométrico y de composición. Los datos se manejaron empleando una potencia base 128 sin recurrir al filtrado de los espectros ya que, en el caso de las partículas orgánicas, los ciclos de corta duración

podrían perder resolución al aplicar alguna técnica de suavizado de curvas (Waterhouse, 1999). En la *Figura 43* se muestran los espectros generados para el estudio de la ciclicidad en los parámetros granulométricos de la materia orgánica. Estos datos originalmente muestran una regularidad con respecto a sus fluctuaciones, evidenciando una posible señal cíclica impresa en su comportamiento (Cap. V, Fig. 32).

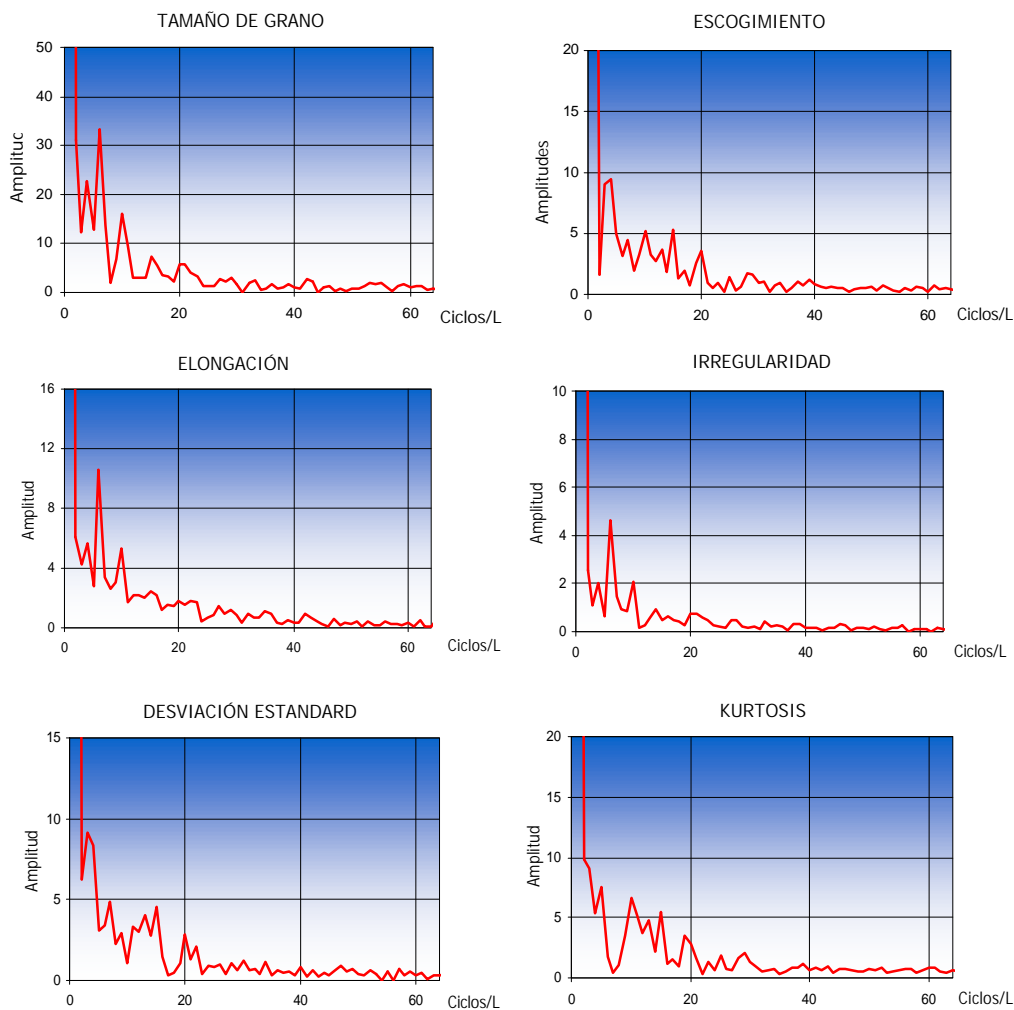


Figura 43. Periodogramas construidos a partir de la variación de parámetros texturales de la materia orgánica.

Se observa que el comportamiento espectral es constante para todos los parámetros mostrando una lectura máxima prácticamente en la misma frecuencia ($W = 5$), no obstante el gráfico correspondiente a la kurtosis (escogimiento de las partículas muestras) presenta un comportamiento anómalo con respecto al resto, motivado posiblemente por las propias características de la data.

La aplicación de la *Transformada de Fourier* sobre datos de composición de la materia orgánica evidencia el mismo comportamiento espectral para esta serie de datos, sugiriendo una gran afinidad entre el registro determinado a partir de las características texturales (Figura 44). Esta similitud en la respuesta espectral para ambos parámetros muestra una fuerte interrelación entre estos.

Según las especificaciones descritas en la metodología (Cap. II) la duración de la ritmicidad asociada al comportamiento espectral corresponde aproximadamente a 22.55 ka (50 cm), de acuerdo a la utilización de la máxima extensión del biocron *Micula murus*, definida en 600 ka (según BRALOWER *et al.* 1995).

Sin embargo la fluctuación general que se observa en los gráficos de composición de la materia orgánica en profundidad, refleja una periodicidad promedio cada 2 metros (y por lo tanto a una mayor duración), la cual no parece estar modificada por la tasa de sedimentación en el intervalo, ni por los ciclos litológicos definidos

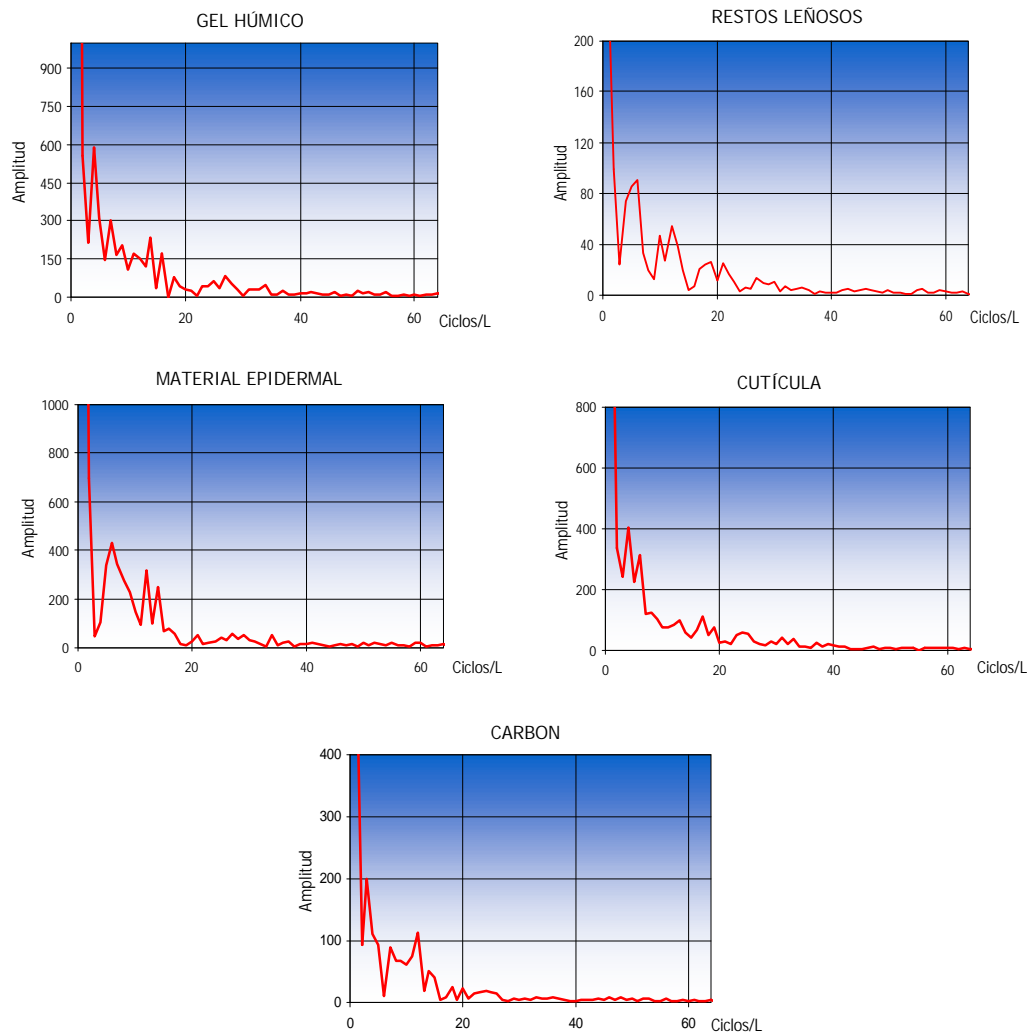


Figura 44. Periodogramas construidos a partir de la variación de la composición de la materia orgánica en el intervalo K/T.

6.2.b. Aplicación de Análisis Espectral (NCSC 2000)

Los espectros construidos a partir de la utilización de este programa muestran la misma tendencia que los construidos con *Transformada de Fourier*, donde los picos mayores aparecen asociadas a las menores frecuencias, corroborando el patrón de repetición de los datos (Figura 45).

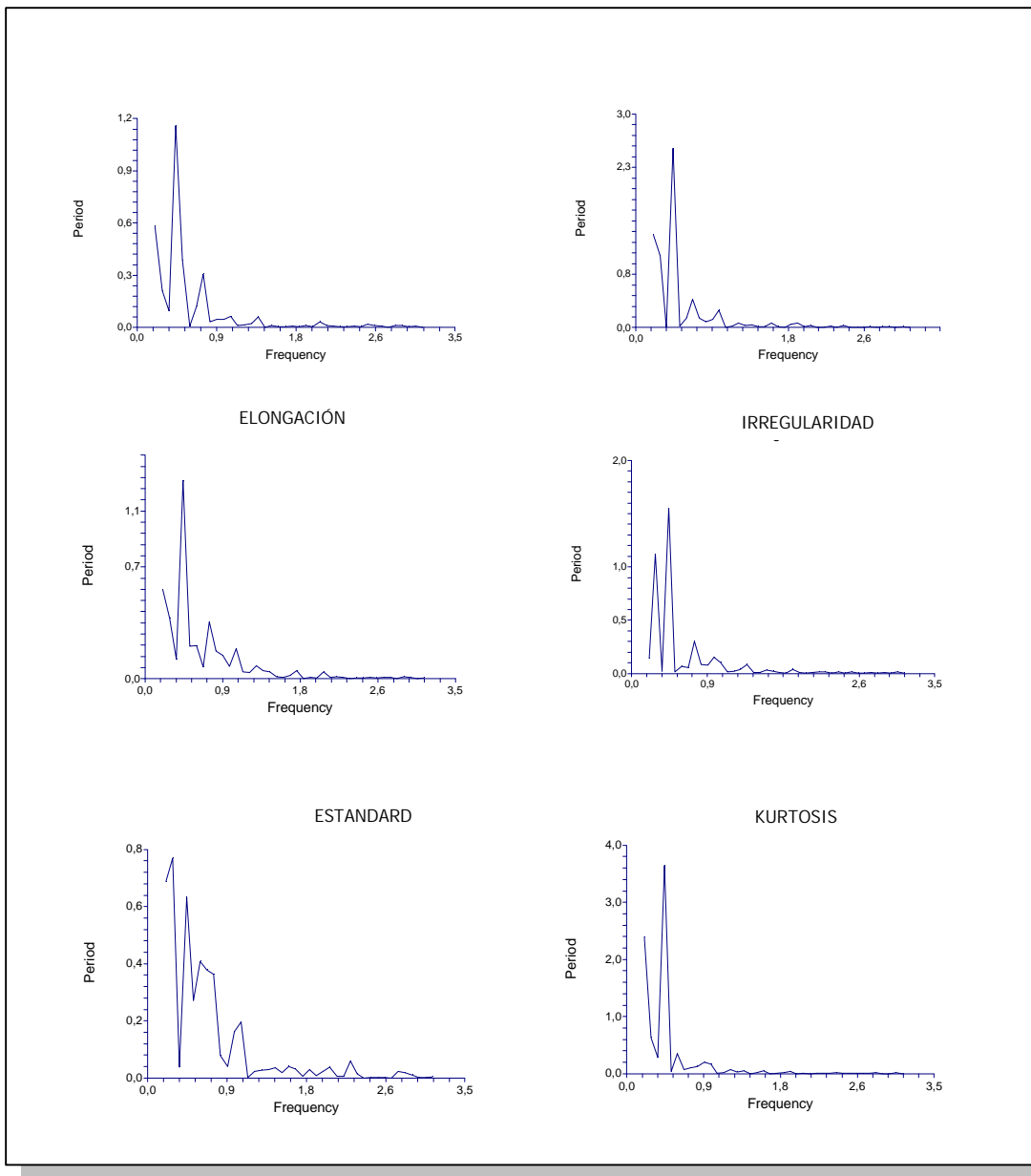


Figura 45. Periodogramas de frecuencias construidos a partir del programa NCSC 2000 para parámetros granulométricos de materia orgánica.

Cabe destacar que en los gráficos de frecuencia construidos a partir de los datos de espesor se observó el predominio de frecuencia más altas; de manera contraria en los gráficos construidos a partir de los datos morfológicos de la materia orgánica, se evidencia una persistencia significativa hacia las frecuencias más bajas para todos

estos parámetros. Esto podría estar controlado por la construcción de los espectros a un segmento en particular dentro de toda la sección, reflejando un comportamiento propio el cual quizá no esté completamente conectado con los ciclos definidos a partir de los parámetros litológicos.

6.3. MODELO CICLOESTRATIGRÁFICO DEL ÁREA

De acuerdo a los patrones de ciclicidad definidos según los análisis estadísticos se establecen diferentes rangos de ciclicidad a lo largo del afloramiento. Básicamente se definen 3 tipos de patrones cíclicos a partir del análisis litológico (espesor de las capas) donde la duración promedio de los ciclos indica un posible control orbital en la depositación. En la *Tabla XXII* se resumen los ciclos encontrados para la sección de la quebrada San Isidro.

Tabla XXII. Ciclos calculados dentro de la sección estratigráfica para los intervalos seleccionados.

INTERVALO (Espesor)	Espesor promedio de los ciclos	Ciclos encontrados	*Duración promedio del intervalo	*Duración promedio del ciclo
INTERVALO VI	1.55 m	11	306 ka	25 ka
	0.56 m	32		9.5 ka
INTERVALO V	1.56 m	26	757 ka	36 ka
	0.87 m	47		16 ka
	0.26 m	158		4.2 ka
INTERVALO III	1.76 m	18	605 ka	32 ka
	0.63 m	51		11 ka
	0.21 m	154		3.8 ka
INTERVALO II	0.92 m	15	210 ka	11 ka
	0.55 m	26		7.3 ka
	0.21 m	68		3 ka
TOTAL SECCIÓN	9.8 m		1.9 m. a.	138 ka
	1.0 m	-		15 ka
	0.28 m			4.3 ka

*Duración promedio definida de acuerdo a los modelos de tasa de sedimentación determinados para cada intervalo.

ka = miles de años, m.a. = millones de años.

6.3.1.EXCENRICIDAD

El ciclo de mayor espesor definido se vincula a la ritmicidad observada en campo para las capas calcáreas (aparición cada 8-12 metros), cuya repetición promedio descifrada en 138 mil años se atribuye a ciclos condicionados por la excentricidad de la Tierra, según los datos proporcionados por SCHWARZACHER (2000). Un cambio importante en la expresión de estos ciclos se observa antes del límite K/T (Figura 46), lo cual podría estar respondiendo a alteraciones en las condiciones locales dentro del sistema sedimentario que perturbaron la impresión de este registro, más no el cambio en los valores de excentricidad, los cuales según TEN KATE y SPRENGER (1993) se han mantenido estables a lo largo del tiempo geológico. Estos autores generaron una propuesta para la duración de los ciclos orbitales durante el Cretácico y el presente sugiriendo los valores más aproximados para cada periodicidad (Tabla XXIII).

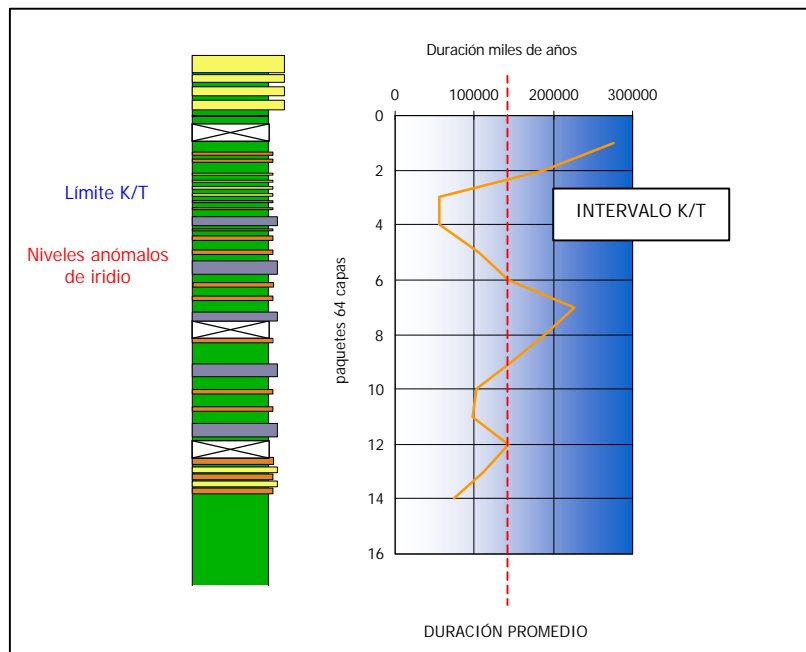


Figura 46. Perfil de duración en tiempo para la depositación correspondiente a las capas carbonáticas.

Tabla XXIII. Longitudes de ondas definidas por TEN KATE y SPRENGER (1993) para los ciclos controlados por parámetros orbitales.

CICLOS	CRETÁCICO (65 M.a)	PRESENTE
		413 ka
Excentricidad	Se asume estable	123
		100
		95
		41
Oblicuidad	39.6	41
	51.5	54
	22.5	19
Precesión	18.7	18.7

M.a. = millones de años, ka = miles de años

TEN KATE y SPRENGER (1993) también definieron ciclos de excentricidad, con base en el contenido de carbonatos y espesor y ocurrencia de turbiditas, en dos secciones de España de edad Cretácico/Paleoceno. La duración de dichos ciclos es aproximadamente 400 ka, lo cual difiere enormemente de la duración definida en este estudio, pese a que en ambos trabajos se esté confirmando la influencia del control orbital a lo largo del límite K/T. Estos ciclos al ser controlados orbitalmente deberían tener una respuesta global uniforme.

Ahora bien, el truncamiento de esta secuencia cíclica prácticamente a partir de la última aparición de las capas calcáreas, indica claramente que el registro sedimentológico está siendo alterado por elementos diferentes al control orbital. El

resto de la sección con una disminución total en la producción de carbonatos y un eminente aporte clástico sugiere una perturbación general en las condiciones marinas que impidieron la depositación continua las capas calcáreas y un posible desequilibrio climático.

Otra interpretación que podría darse a este conjunto de capas responde a su posible conexión con cambios globales del nivel del mar, los cuales han sido bien definidos para finales del Maastrichtiense por HAQ, HANDEBOL & VAIL (1987). Estos autores definieron una curva relativa de cambios eustáticos del nivel del mar donde señalan una declinación gradual del nivel del mar desde finales del Cretácico hasta el presente. Igualmente KELLER, BARRERA, SCHMITZ & MATTSON (1993) indican una gran inestabilidad oceánica asociada con fluctuaciones del nivel del mar a lo largo del Cretácico/Terciario. La aparición de especies de nanoplancton calcáreo de condiciones marino profundas en la última capa calcárea observada en la sección de estudio, también podría vincularse con el ascenso del nivel del mar sugerido por estos autores durante el límite K/T observado en otras secciones a nivel mundial. Sin embargo la atribución de la ciclicidad observada en campo y descrita según el estudio de los espectros, requiere de un estudio más detallado con base en análisis estratigráfico secuencial para ser atribuida a elementos completamente globales.

6.3.2. OBLICUIDAD Y PRECESIÓN

El segundo patón cíclico observado corresponde a los paquetes con un espesor promedio de 1.5 m y una duración media comprendida entre 25 ka, 32 ka y 36 ka. Según esta duración los mismos podrían ser atribuidos a controles orbitales condicionados por la oblicuidad y/o la precesión del eje de la Tierra, aunque con cierto margen de error afectados por factores como resolución de los espectros, utilización de valores medios, etc.

TEN KATE y SPRENGER (1993) obtuvieron una duración similar para el espesor de capas turbidíticas en Zumaya (España) pero atribuyen esta duración a efectos

aleatorios sobre la depositación. En este caso se sugiere que la duración de estas unidades cíclicas puede ser atribuida principalmente a la continuidad en el empaquetamiento de las capas a lo largo de la columna estratigráfica. No obstante al igual que en la ciclicidad mayor detectada, esta señal se ve distorsionada antes y cerca del límite K/T donde al aumentar y posteriormente disminuir abruptamente el espesor de las capas se pierde la continuidad en el patrón periódico.

También HERBERG *et al.* (1995) definieron, a partir de análisis espectral, una ritmicidad en carbonatos sobre núcleos del Atlántico Sur de edad Cretácico/Terciario, con una periodicidad comprendida en 23.5 ± 4.4 , semejante a la obtenida en este estudio.

La modificación en el registro de esta ritmicidad a lo largo de la columna estratigráfica, específicamente en los patrones de empaquetamiento de las capas, sugiere la alteración en las condiciones climáticas ya que ambos parámetros definen ampliamente los efectos de la radiación solar sobre el sistema atmosférico y de circulación marina y estos a su vez sobre las condiciones sedimentarias. No obstante, pese a estas distorsiones, los ciclos definidos a partir de la variación de los parámetros texturales y de composición de la materia orgánica parecen mantenerse invariables a lo largo del intervalo K/T con una duración promedio de 22.55 ka, demostrando que la materia orgánica responde fácilmente a la impresión de los parámetros orbitales.

6.3.3. OTROS CONTROLES SOBRE EL DESARROLLO DE LOS CICLOS

En el caso de los ciclos más cortos definidos en la sección, cuya duración promedio está comprendida entre 3 ka y 4.2 ka y representada por la alternancia de 2 capas, su periodicidad no concuerda con la duración para los ciclos orbitales, estando probablemente incluida entre de ciclos atribuidos a la "banda solar" y a la "banda Milankovitch" planteada por FISHER y BOTTJER (1991). No obstante, estos autores plantean que la frecuencia que cae dentro de la banda solar involucra

fenómenos asociados a cambios en las propiedades físicas del Sol y su relación con la atmosférica y magnetosfera de la Tierra; expresándose en el ciclo de la circulación de El Niño (4-5 años), ciclos de manchas solares (11 años) y ciclos de Gleisberg (85-95 Años), siendo estos intervalos de tiempo muy cortos para explicar los ciclos encontrados.

Por otra parte, podría asumirse que esta ciclicidad no corresponda a efectos externos del sistema sedimentario siendo más bien una respuesta a las condiciones propias de sedimentación del ambiente depositacional, indicando el influjo de sedimentos de granulometría gruesa y fina de manera alternante y correspondiendo a mecanismos autocíclicos en el sistema sedimentario (BEERBOWER 1964, en SELLEY, 1976).

TEN KATE y SPRENGER (1993) identificaron a partir de los espectros construidos con base en el espesor de turbiditas, para las mismas secciones de España indicadas anteriormente, una periodicidad comprendida entre 5 ka y 7 ka y plantean que estos picos que no pueden ser atribuidos a un control orbital, pueden ser asignados a efectos aleatorios o bien a distorsiones causadas por el efecto ruido sobre el espectro.

Este patrón cíclico que caracteriza a las mayores frecuencia dentro de la sección igualmente es alterado en la transición K/T evidenciado que en líneas generales la escala de los ciclos definido a largo de la sección de la Formación Mito Juan tiende a alterarse cerca de límite, donde se pierde la linealidad del sistema, traducida en el mejor desarrollo de las unidades cíclicas hacia la base y nivel medio de la formación.

En este sentido, cabe destacar que las señales de impacto, traducidas en los diferentes niveles de iridio reportados en la sección San Isidro (LORENTE, 2001, com. personal) no parecen afectar el desarrollo o continuidad de los ciclos, sin apreciarse una alteración importante en las condiciones sedimentarias para estos niveles,

estando más bien alterados muy cerca del límite K/T donde la variación de los ciclos evidencia una desestabilización en el sistema y en el control sedimentario.

Esto podría apoyar la tesis propuesta por BARRERA (1994), quien propone que el límite K/T no representa el mayor cambio ambiental durante el Cretácico Tardío, siendo más bien el reflejo de la culminación de una serie de eventos que afectaron las condiciones ambientales durante el Maastrichtiense. Igualmente LAMOLDA (2001) sugiere que los mayores cambios climáticos son causados por variaciones en la órbita terrestre, por lo tanto la transición del límite K/T y todos los elementos que se han señalado como síntomas del colapso del sistema, responden a una ciclicidad astronómica.

En general la escala de los ciclos definidos a partir de la *Transformada de Fourier* y del análisis espectral está comprendida entre los ciclos de quinto orden y sexto atendiendo a la clasificación propuesta por VERA (1994) resumidos en la *Tabla XXIV*.

A partir del estudio cicloestratigráficos basado en el espesor de las unidades y en las características de la materia orgánica extraídos de la sección de superficie de la Formación Mito Juan, se asume que la depositación de la secuencia Cretácico/Terciaria para el oeste de Venezuela, estuvo sometida al control orbital cuyo mecanismo genético se refleja en un efecto climático, estando esta señal alterada por eventos ajenos al patrón orbital (aleatorios).

Tabla XXIV. Clasificación de la ciclicidad según su duración y escala (en VERA, 1994)

ESCALA	ORDEN	CARACTERÍSTICAS
CICLOS A ESCALA DE AFLORAMIENTO	Ciclos de 3er orden	Duración aproximada de 0.5 a 3 m.a. y su espesor puede ser de decenas de metros. Indican periodos de profundización o somerización.
	Ciclos de 4to orden	Duración entre 0.5 y 0.1 m.a. con espesores de 1 a 10 metros. Comprenden secuencias de facies que indican periodos relativamente cortos de profundización o somerización.
CICLOS A ESCALA DE ESTRATOS	Ciclos de 5to orden	Ciclos de la banda de frecuencia de Milankovitch su duración oscila entre 20-100 ka (miles de años). Son ciclos decimétricos o métricos constituidos básicamente por la alternancia de varios tipos litológicos.

CAPITULO VII

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En este capítulo se sintetizan los resultados más importantes dentro del estudio. También se presentan las recomendaciones que se consideran más resaltantes a partir de la investigación, con la finalidad de contribuir a la realización de estudios posteriores en el área y para el desarrollo y para la aplicación de la disciplina cicloestratigráfica.

7.1. CONCLUSIONES

- La ciclicidad observada, principalmente a través del estudio de espesor de capas, indica claramente una respuesta del sistema sedimentario a las fuerzas orbitales y por ende a los cambios climáticos. Se demostró que la ciclicidad es controlada por las perturbaciones orbitales de la Tierra evidenciados según la duración promedio de los ciclos individuales:
 1. La mayor ciclicidad determinada, caracterizada por la aparición de capas carbónicas espesas intercalando con capas de arcillas y limos, está condicionada por los ciclos astronómicos correspondientes a la excentricidad de la Tierra, comprendidos entre 100 ka y 400 ka.
 2. La segunda escala cíclica está condicionada por las señales orbitales correspondiente a la precesión del eje de la Tierra, con una periodicidad en la repetición de las unidades comprendida entre 20 ka y 36 ka demostrada a partir del estudio de espectros con base al espesor de capas y de materia orgánica. En ambos casos, la ciclicidad está directamente influenciada por

una variación regular de las condiciones climáticas, expresado por la distribución de materia orgánica y el patrón de apilamiento de las capas.

3. La periodicidad promedio de los ciclos de menor escala al estar comprendidos entre 3 ka y 4 ka no reflejan influencia orbital siendo más bien condicionados por efectos propios del sistema sedimentario e indicando efectos autocíclicos en su depositación.
- La apreciación de la continuidad en el desarrollo de los ciclos combinado con el estudio de la tasa de sedimentación detallada, permite demostrar una transición continua durante el Cretácico y Terciario con algunas modificaciones en el carácter depositacional de la secuencia. Sin embargo considerando la irregularidad en el espesor de los ciclos a través de la sección, se presume la existencia de controles no orbitales que generan estos cambios. Esto sugiere que no existe una completa regularidad periódica y que la misma puede ser modificada por procesos directamente relacionados a los cambios en la tasa de acumulación o por procesos diagenéticos, tectónicos, etc.
 - Además de la evaluación realizada en detalle para los cambios en la tasa de depositación, el análisis de los espectros también reveló que la tasa de sedimentación varió durante la depositación de la secuencia. Asimismo las variaciones observadas en el intervalo representativo del límite K/T indica claramente una perturbación abrupta en la tasa de sedimentación, sugiriendo un gran cambio en el espesor de los ciclos orbitales registrados en los sedimentos.
 - El reconocimiento de los ciclos permite calibrar las secuencias para facilitar el análisis estratigráfico de alta resolución. Se podría emplear la ciclicidad encontrada para establecer una correlación lateral, sin embargo esta debe ser definida con base a criterios bioestratigráficos muy precisos.
 - Las señales de impacto, traducidas en los diferentes niveles de iridio, en la sección San Isidro no parecen afectar el desarrollo de los ciclos.

- Pese a las variaciones en la tasa de sedimentación determinadas en la sección estratigráfica, el estudio de los espectros y la predicción de los ciclos a través de la sección no muestra grandes variaciones, evidenciado por la persistencia de los armónicos fundamentales prácticamente en las mismas frecuencias a lo largo de la secuencia estratigráfica.
- Se propone la sección de la quebrada San Isidro como una sección que refleja una transición completa del límite K/T para el norte de Suramérica atendiendo al estudio de las señales cíclicas en dicha sección, la cual no sufre grandes modificaciones a lo largo de la secuencia estratigráfica. Esto permite confirmar que la transición Maastrichtiense - Daniense en el área se encuentra registrada de manera continua.

Con respecto a los métodos empleados y su utilización se extraen las siguientes conclusiones:

1. Las unidades cíclicas reconocidas en campo y con base a los métodos espectrales sirven como herramientas de correlación de alta resolución.
2. El levantamiento detallado capa a capa permitió obtener gran resolución en los resultados
3. El tratamiento estadístico a partir de la utilización de datos de fácil acceso, por ejemplo el espesor de capas, facilita la interpretación de los diferentes rangos de ciclicidad que se pueden superponer y a su vez permite que la ciclicidad sea expresada en términos de espesor estratigráfico y posteriormente en tiempo geológico.

4. De los dos métodos de estimación espectral utilizados, se obtuvo una diferencia muy baja entre los resultados con respecto a las longitudes de onda y frecuencias definidas. La similitud encontrada entre ambos métodos corrobora el carácter cíclico de la serie.

7.1. RECOMENDACIONES

- Es posible el establecimiento de una correlación regional a partir de la ciclicidad mayor encontrada, sin embargo es importante destacar que para que los ciclos sean correlacionables a nivel regional deben tomarse en cuenta elementos litoestratigráficos, bioestratigráficos y ambientales.
- El establecimiento de patrones cíclicos a través de la utilización de datos químicos generaría un complemento valiosos para el estudio de la transición del límite K/T en el área.
- Es importante tomar en cuenta la longitud y densidad del muestreo cuando se requiere estudiar frecuencias en la banda de Milankovitch debido a la alta resolución que implica su estudio.
- La realización de un estudio detallado en Oriente del país permitiría obtener un mejor detalle de la cronología de eventos del intervalo Cretácico/Terciario para el norte de Suramerica.
- Con respecto a la utilización del sistema ADIE⁰, en el caso de la digitalización de las partículas, es importante la separación de los estudios por fases, según el grado de translucidez de la materia orgánica, ya que cada partícula responde a condiciones hidrodinámicas y de preservación de manera diferente. De esta forma se contribuirá de una mejor manera en los estudios de Palinofacies a través de la obtención de valores específicos para cada tipo de partícula.

REFERENCIAS

- ADDATE, T., STINNESBECK, W. & KELLER, G. 1996. Lithostratigraphic and mineralogic correlations of near K/T boundary clastic sediments in northeastern Mexico: Implications for origin and nature of deposition, in Ryder, G., Fastovsky, D. & Gartner, S., eds., *The Cretaceous-Tertiary Event and Other Catastrophes in Earth History: Colorado*, GSA, Spec. Pub. 307, p 211-266.
- ANDERSON O.D. 1982. *Time Series Analysis*. v I, II, III. North-Holand, Amsterdam. 756 p.
- ARMENTROUT, J. M. 1996. High resolution sequence biostratigraphy: examples from the Gulf of Mexico Plio-Pleistocene. In Howell, J. A. & Aitken, J. F. (eds.): *High resolution sequence stratigraphy: innovations and applications*. GSA, Spec. Pub. 104: 65-86.
- AZIZ, H.A., F, HILGEN, W. KRIJGSMAN, E. SANZ & J.P. CALVO. 2001. Allocyclicity in Continental Successions (Calatayud Basin NE Spain) and its Potential for Extending the Apts into the Middle Miocene. (Página web en línea). Disponible: <http://www.campublic.co.uk/science/publications/JconfAbs/4/234.html>. (Consulta: 2001, Diciembre 30).
- BARRERA, E. 1994. Global environmental changes preceding the Cretaceous-Tertiary boundary: Early Maastrichtian transition. *Geology*, v. 22, p. 877-880.
- BARRIOS, G. A. 1995. *Tratamiento de Series de Tiempo utilizando el Filtro de Kalman*. Trabajo Especial de Grado. Inédito. UCV. Caracas. 81 p.
- BECCERRA, M. I. y M. T. GÓMEZ. 1987. *Geología sedimentaria de una zona ubicada al norte de la población de Jají, Estado Mérida (Estudio de rocas fosfáticas)*. Trabajo Especial de Grado. Inédito. U.C.V. Caracas.
- BENNET, M. (1990). Milankovitch Cyclicity in the Green River Formation. Master's Thesis. University of Utah. [Página web en línea]. Disponible: <http://net.indra.com/~mbennett/thesis.html>. [Consulta: 2001, Abril].
- BRALOWER, T.J., R. M. LECKIE, W. V. SLITER & H. R. THIERSTEIN. 1995. An Integrated Cretaceous Microfossil Biostratigraphy. In Berggren, W.A., A.D. Kent, M.-P. Aubrey & J. Hardenbol (eds.). *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. *SEPM Spec. Pub.*, n. 54, p. 65-79.7
- BOESI, T., G. ROJAS, I. DURAN, F. GALEA, M.A. LORENTE & M. VELAZQUEZ. 1988. Estudio estratigráfico del flanco Norandino en el sector Lobatera-El Vigía. III Simposio Bolivariano, Exploración Petrolera de las Cuencas Subandinas. Caracas, p 1-40.

- BOLLI, H. M. J. B. SAUNDERS & K. PERCH-NIELSEN. 1985. *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University, Cambridge, 328 p.
- VAN BUCHEM, F.S.P., P.L. DE BOER, I.N. MCCAVE & J. P. HERBIN. 1995. The Organic Carbon distribution in Mesozoic Marine Sediments and the Influence of Orbital Climatic Cycles (England and the Western North Atlantic). *Paleogeography, paleoclimate and source rocks*. AAPG, no. 40, p. 303-337.
- CARR, T. R. 1982. Log-linear models, Markov chains and cyclic sedimentation. *J. of Sedimentary Petrology*, v. 52, no. 3, p. 905-912.
- CAROPRESE, C. 2000. *Estudio estratigráfico comparativo del límite Cretáceo-Terciario*. Trabajo Especial de Grado. Inédito. U.C.V. Caracas. 129 p.
- CHAIFIELD, C. 1989. *The Analysis of Time Series*. 4th ed. Chapman & Hall, New York. 241 p.
- Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela. 2000. PDVSA, Intevep. [Página web en línea]. Disponible: <http://www.intevep.pdv.com/~ibc03>, [Consulta: Abril 2001].
- COLMENARES, O. 1994. *Lower Cretaceous Palynostratigraphy, Organic Sedimentology and Evolution of the Maracaibo Basin, Western Venezuela*. Univ. Toronto, 376 p.
- CORRALES, I., J.R. SANUY, L.S. DE LA TORRE, J. VERA TORRES Y L. VILAS. 1977. *Estratigrafía*. Rueda: Madrid. 718 p.
- DAVIS, J.C. 1973. *Statistics and Data Analysis in Geology*. John Wiley & Sons, Inc. 550 p.
- DURAN, I. 1999. Estudio de Nanoplancton Calcáreo Quebrada San Miguel, Estado Mérida. Proyecto Límite K/T. PDVSA. Informe Interno, 22 p. (Disponible: Centro de Documentación PDVSA EPM, Caracas).
- ESTEVEZ, J. A. 1998. *Paleoclimatología y Ciclicidad del Eoceno en el área noroccidental de la Cuenca del Lago de Maracaibo*. Trabajo Especial de Grado. Inédito. U.C.V. Caracas. 102 p.
- FISCHER, A., P.L. DE BOER & I. PREMOLI SILVA. 1990. Cyclostratigraphy. In: Ginsbur, R. & B. Beaudoin (eds). *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*. Klumer Academic, Netherlands. 352 p.
- FISCHER, A. & D.J. BOTTJER. 1991. Orbital Forcing and Sedimentary Sequence. *J. of Sedimentary Petrology*. v. 61, no. 7, p. 1063-1069.

- GINGERICH, P.D. 1969. Marcov analysis of cyclic alluvial sediments. *J. of Sedimentary Petrology*, v. 39, p. 330-332.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., J.M. ITURRALDE Y C. PICARD. 1980. *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Tomos I y II. Caracas: Foninves.
- HANNERS, A.J. 1972. Sedimentación cíclica de la secuencia Terciaria en el área de Las Mercedes, Estado Guárico, Venezuela. *IV Congreso Geológico Venezolano*. Caracas. Tomo III, p. 1660-1672.
- HARBAUGH, J.W. & D.F. MERRIAM. 1968. *Computer Applications in Stratigraphic Analysis*. John Wiley & Sons Inc. New York. 282 p.
- HAQ, B. U., J. HANDEBOL & P. R. VAIL. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, p. 1156-1161.
- HERBERG, T.D., I. PREMOLI SILVA, E. ERBA & A. FISCHER. 1995. Orbital chronology of Cretaceous-Paleocene marine sediments. In Bergrenn, W.A., A.D. Kent, M.-P. Aubrey & J. Hardenbol (eds.). *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. *SEPM Spec. Pub.*, no. 54, p. 81-93.
- HEGARTY, K.A., K.W. JEFFREY & J.C. MULLER. 1988. Subsidence History of Australia's Southern Margin: Constraints on Basin Models. *AAPG Bulletin*, v. 72, nro. 5, p. 615-633.
- HILGEN, F. J., W. KRIJGSMAN, C. LANGEREIS & L. J. LOURENS. 1997. Breakthrough Made in Dating of the Geological Record. *Eos* vol. 78, no. 28, p. 285-289.
- HINNOV, L.A. & R.K. GOLDHAMMER. 1991. Spectral Analysis of the Middle Triassic Latemar Limestone. *J. of Sedimentary Petrology*, v. 61, no. 7, p. 1173-1193.
- HSÜ, K. 1988. Cretaceous/Tertiary boundary sediment. *Geol. Soc. Amen., Spec. Paper*, p. 143-154.
- KELLER, G. 1989. Extended period of extinction across the Cretaceous/Tertiary boundary in planktonic foraminifera of continental-shelf sections: Implications for impact and volcanism theories. *GSA Bulletin*, V. 101, p. 1408-1419.
- KELLER, G., E. BARRERA, B. SCHMITZ & E. MATTSON. 1993. Gradual mass extinction, species survivorship, and long-term environmental changes across the Cretaceous-Tertiary boundary in high latitudes. *GSA Bulletin*, V. 105, p. 979-997.
- KIEWIET DE JONGE, P. F. 1949. *Geological Report CPFT-32, Onia-La Fría Region* (Andean Foothills of Mérida and Táchira). Maps and supplements. SHELL. (Disponible: Centro de Documentación PDVSA EPM, Caracas).

- LAMOLDA, M. 1997. Mi opinión sobre el límite Cretácico-Terciario. [Página web en línea]. Disponible: http://www.ehu.es/~gpplapam/K_T.html [Consulta: 2001, Marzo].
- LEEDER, M. 1999. *Sedimentology and Sedimentary Basins*. Blackwell Science, Oxford. 591 p.
- Léxico Estratigráfico de Venezuela. 1997. 3^{er} ed. Ministerio de Energía y Minas, Tomos I y II.
- LOPEZ-OLIVA, J.G. & G. KELLER. 1996. Age and stratigraphy of near-K/T boundary siliciclastic deposits in northeastern Mexico. In *The Cretaceous-Tertiary Event and other catastrophes in Earth history, Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 307, 227-242.
- LORENTE, M.A. 1986. Palynology and Palynofacies of the Upper Tertiary in Venezuela. *Dissert. Botanicae*, 99, 222 p.
- LORENTE, M.A. 1989. ADIE™ User's Manual. Maraven, S.A. Caracas. 130 p.
- LORENTE, M.A. 1990. Digital Image Analysis: An Approach for quantitative characterization of Organic Facies and Palynofacies. International Symposium on Organic Petrology, Netherlands. Ed: Fermont W. & J.W. Weegink. P, 103-109.
- LORENTE, M.A. y C. CONTRERAS. 1997. Datación de las secuencias Oligo-miocenas en el área de Alturitas y sus implicaciones para el conocimiento de la evolución tectono-estratigráfica de Perijá. *VIII Congreso Geológico Venezolano*. Tomo I, p. 483-490.
- LORENTE, M.A., I. DURAN & M. RUIZ. 1996. Late Cretaceous in Western Venezuela. A new biostratigraphy approach. *Resumen. Bol. Soc. Ven. de Geo.*, 21 (2): 93.
- LORENTE, M.A., V. RULL, M. RUIZ, I. DURAN, I. TRUSKOWSKI & E. DI GIACOMO. 1997. Nuevos aportes para la datación de los principales eventos tectónicos y unidades litoestratigráficas de la cuenca de Maracaibo, Venezuela Occidental. *Bol. de Geología, M.E.N.*, v. XVIII, no. 31, p. 33-50.
- LUGO, J. M. 1991. Cretaceous to Neogene tectonic control on sedimentation, Maracaibo Basin, Venezuela. Ph. D. Dissertation, UTA, Texas, p.219.
- LUGO, J. Y MANN P. 1999. *Jurassic-Eocene Tectonic Evolution of Maracaibo basin, Venezuela*, in A.J. Tankard, R. Suárez, & H.J. Welsink, *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62*, p. 699-725.

- MACLEOD, N & KELLER, G. 1991. How complete are Cretaceous/Tertiary boundary sections? A Chronostratigraphic estimate based on graphic correlation. *GSA Bulletin*, v 103, p 1439-1457.
- MALAVE, M. 1994. *Litofacies y distribución del carbono orgánico y fósforo en la Formación Colón, Cuenca de Maracaibo*. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Dpto. Geol. U.C.V. Caracas. 150 p.
- MARCANO, M. 1992. *Estudio sedimentológico de parte de la secuencia Cretácico-Terciario en la región Zea-Mesa Bolívar, El Vigía-Estanquez, Estado Mérida*. Trabajo Especial de Grado. Inédito. U.C.V. Caracas.
- MELLENDEZ, L., S. GHOS, P. PESTMAN & E. ZAMBRANO. 1996. El Eoceno de la Cuenca de Maracaibo. Evolución Tectonosedimentaria. *Mem. Congreso Venezolano Geofísica*: 157-164.
- MEYERS, S., B. SAGEMAN & L. HINNOV. 2001. Integrated Quantitative Stratigraphy of the Cenomanian-Turonian Bridge Creek Limestone Member Using Evolutive Harmonic Analysis and Stratigraphic Modeling: *J. of Sedimentary Research*, v. 71, p. 627-643.
- MONTANARI, A., R. L. HAY, W. ÁLVAREZ, F. ASARO, H. V. MICHEL, L.W. ALVAREZ & J. SMIT. 1983. Spheroids at the Cretaceous-Tertiary boundary are altered impact droplets of basaltic composition. *Geology*, v. 11, p. 668-671.
- MORA C. M. 1989. Proyecto Límite Cretácico-Paleoceno: Informe preliminar del análisis de ocho (8) muestras del río Guarapiche, Venezuela Oriental. Reporte Interno de Lagoven S.A. Caracas
- MOSCARDELLI, L. (2000). *Análisis Sismo-Estratigráfico del intervalo Mioplioceno del área Macal, Norte de Monagas, Venezuela Oriental*. Trabajo Especial de Grado. U.C.V. Caracas. 200 p.
- MULLER, J., E. DI GIACOMO & A. W. VAN ERVE. 1987. A palynological zonation for the Cretaceous, Tertiary and Quaternary of North South America. *AASP*, no. 19, 60 p.
- Milankovitch Cycles in Paleoclimate (2001). [Página web en línea] Disponible: <http://deschutes.geo.uri.edu/~rutherfo/milankovitch.html>. [Consulta: 2001, Marzo 02].
- NCSS 2000. (Programa de computación en D.C.) 2000.
- NICHOLS D.J., J.L. BROWN, M. ATTREP & C. J. ORTH. 1992. A new Cretaceous-Tertiary boundary locality in the western Powder River basin, Wyoming biological and geological implications. *Cretaceous Research*, no. 13, p. 3-30.

- NIEBUHR, B. & A. PROKOPH. 1997. Periodic-cyclic and chaotic successions of Upper Cretaceous (Cenomanian to Campanian) pelagic sediments in the North German Basin. *Cretaceous Research*, no. 18, p. 731-750.
- PARNAUD, F., Y. GOU, J.-C. PASCUAL, M.A. CAPALLO, I. TRUSKOWSKI, & H. PASSALACQUA. 1995. *Stratigraphic Synthesis of Western Venezuela*, in A.J. Tankard, R. Suárez, & H.J. Welsink, Petroleum basins of South America: *AAPG Memoir 62*, p. 681-698.
- PERALTA, V. J. 1991. *Estudio estratigráfico del límite Cretácico-Terciario en Venezuela Occidental*. Trabajo Especial de Grado. Inédito. UCV. Caracas.
- PETTIJOHN, F., P. POTTER & R. SIEVER. 1987. *Sand and Sandstone*. 2nd ed. Springer-Verlag, New York, 553 p.
- PIGOTT, J.D. 2001. Basin Analysis Workshop: An Integrated Approach. OGCI. 80 p.
- POCKNALL, D.T, R.N. ERLICH, J.A. STEIN, J.A. BERGEN & M.A. LORENTE. 1997. A Cretaceous-Tertiary boundary section at Río Lora, Mérida Andes, Western Venezuela. *VI Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas*. Cartagena de Indias, Tomo I, p. 552-564.
- POSPICHAL, J.J. 1996. Calcareous nanoplankton mass extinction at the Cretaceous/Tertiary boundary: An update. In *The Cretaceous-Tertiary Event and other catastrophes in Earth history*, *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 307, p. 335-360.
- PROKOH, A., & F.P. AGTERBERG. 1999. Detection of sedimentary cyclicity and stratigraphic completeness by wavelet analysis: An applications to late Albian cyclostratigraphy of the western Canada sedimentary basin. *J. of Sedimentary Research*, v. 29, no. 4, p. 862-875.
- POWER, D. W. & EASTERLING, R.G. 1982. Improved Methodology for using embedded Markov Chain to describe cyclical sediments. *J. of Sedimentary Petrology*, v. 52, no. 3, p. 913-9223.
- REIJMER, J.J.G., A. SPRENGER, W.G.H.Z TEN KATE, W. SCHLAGER & L. KRYSZYN. 1994. Periodicities in the composition of Late Triassic calciturbidites (Eastern Alps, Austria). *Association Sedimentology. Spec. Publs*, no. 19, p. 323-343.
- RINCÓN, P.G. 1986. *Análisis de series de tiempo a corto plazo utilizando métodos de suavizado*. Trabajo Especial de Grado. UCV. Caracas. 246 p.
- RIPEPE M., L.P. ROBERTS & A.G. FISCHER. 1991. ENSO and Sunspot Cycles in varved Eocene Oil Shales from Image Analysis. *J. of Sedimentary Petrology*, v. 61, no. 7, p. 1155-1163.

- ROCCHIA, R. E. ROBIN, L. FROGET, & J. GAYRAUD. 1996. Stratigraphic distribution of extraterrestrial markers at the Cretaceous-Tertiary boundary in the Gulf of Mexico area: implications for the temporal complexity of the event. In *The Cretaceous-Tertiary Event and other catastrophes in Earth history*, *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 307, p. 279-286.
- RODRÍGUEZ, J.L. 1989a. *Estudio geológico de una zona ubicada al norte de las poblaciones de Zea y Santa Cruz de Mora, Distrito Tovar, Estado Mérida*. Trabajo Especial de Grado. Inédito. U.C.V. Caracas.
- RODRÍGUEZ, J.L. 1989b. Estratigrafía de una región ubicada al norte de las poblaciones de Zea y Santa Cruz de Mora, Estado Mérida. *VII Congreso Geológico Venezolano*. Barquisimeto, Edo. Lara, Tomo II, p. 565-587.
- RUIZ, M., I. DURÁN, V. RULL Y M.A. LORENTE. 1997. Rangos de extensión de especies-índice marinas y terrestres en el margen suroccidental del Tetis: La transición Cretácico-Paleoceno. *VIII Congreso Geológico Venezolano*, Porlamar. Tomo II, p. 339-342.
- RUIZ F., M. C. 2000. Estudio Bioestratigráfico con base a foraminíferos, de una sección de superficie localizada en el Estado Mérida, con énfasis en el contacto Cretácico/Paleoceno. Proyecto Límite K/T. PDVSA. Informe Interno, 20 p. (Disponible: Centro de Documentación PDVSA EPM, Caracas).
- RUIZ F., M. C. 2001. Estudio Bioestratigráfico con base a foraminíferos, quebrada San Isidro, estado Mérida. PDVSA. Informe Interno, 15 p. (Disponible: Centro de Documentación PDVSA EPM, Caracas).
- RULL, V. & C. POUMONT. 1997. Eocene To Miocene Palynocycles from Western Venezuela, and correlations with Global Eustatic Cycles. *VIII Congreso Geológico Venezolano*. Tomo II, p. 343-349.
- RULL, V. 1998. Middle Eocene Mangroves and Vegetation Changes in the Maracaibo Basin, Venezuela. *PALAIOS*, v. 13, p 287-296.
- RULL, V. 2000. Ecostratigraphy Study of Paleocene and Early Eocene Palynological Cyclicity in Northern South America. *PALAIOS*, v. 15. no. 1, p 14-24.
- SCHWARZACHER, W. 1987. The Analysis and Interpretation of Stratification Cycles. *Paleocenagraphy*, v. 2, no. 1, p. 79-95.
- SCHWARZACHER, W. 1993a. Milankovitch cycles in the pre-Pleistocene stratigraphic record: a review. In: Hailwood, E.A. & Kidd, R.B. (eds). *High Resolution Stratigraphy*. *Geological Society*, no. 70, p.187-194.

- SCHWARZACHER, W. 1993b. *Cyclostratigraphy and the Milankovitch Theory*. Elsevier, Amsterdam. 225 p.
- SCHWARZACHER, W. 2000. Repetitions and cycles in stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, no. 50, p. 51-75.
- SELLEY, R. C. 1976. *Medios Sedimentarios Antiguos*. Blume Ediciones. Madrid. 251 p.
- SHERER, W. 1972. Aplicación de cadenas de Marcov a la sedimentación cíclica de la Formación Oficina. *IV Congreso Geológico Venezolano*. Tomo III, p. 1785-1822.
- SLITER, W.V. 1989. Biostratigraphic Zonation for Cretaceous Planktonic Foraminifers Examined in Thin Section. *Journal of Foraminiferal Research*, v. 19, no. 1, p. 1-19.
- SMIT, J. & W.G.H.Z. TEN KATE. 1982. Trace-element Patterns at the Cretaceous-Tertiary Boundary-Consequences of a Large Impact. *Cretaceous Research*, no. 3, p. 307-332.
- SMIT, J., A. MONTANARI, N. SWINBURNE, W. ALVAREZ, A. HILDEBRAND, S. MARGOLIS, P. CLAEYS, W. LOWRIE & F. ASARO. 1992. Tektite-bearing, deep-water clastic unit at the Cretaceous-Tertiary boundary in northeastern Mexico. *Geology*, v. 20, p. 99-103.
- STINNESBECK, W. & G. KELLER. 1996. K/T boundary coarse-grained siliciclastic deposits in northeastern Mexico and northeastern Brazil: Evidence for mega-tsunami or sea-level changes?, in *Ryder, G., Fastovsky, D., & Gartner, S., editors, The Cretaceous-Tertiary Event and Other Catastrophes in Earth History: Special Paper: Boulder, Geol. Soc. of Amer., p. 197-209.*
- STRASSER A., 2001. Cyclostratigraphy as a tool for the timing of sedimentary processes. International Workshop Multidisciplinary Approach to Cyclostratigraphy Sorrento, Italy, [Página web en línea]. Disponible: <http://www.geomare.na.cnr.it/workshop/sepm.htm> [Consulta : 2001, Mayo 30].
- SWAN A. R. H & M. SANDILAND. 1995. *Introduction to geological data analysis*. Ed. Blackwell. Science, 446 p.
- TEN KATE, W.G.H.Z. & A. SPRENGER. 1989. On the periodicity in a calcilutite-marl succession (SE Spain). *Cretaceous Research*, v. 10, p. 1-31.
- TEN KATE, W.G.H.Z. & A. SPRENGER. 1992. *Rhythmicity in deep-water sediments, documentation and interpretation by pattern and spectral analysis*. Ph D. Thesis. Free University, Amsterdam. 244 p.

- TEN KATE, W.G.H.Z. & A. SPRENGER. 1993. Orbital cyclicities above and below the Cretaceous/Paleogene boundary at Zumaya (N Spain), Agost and Relleu (SE Spain). *J. of Sedimentary Geology*, no. 87, p. 69-101.
- TUCKER, M. 1991. *Sedimentary Petrology*. Blackwell Science, Oxford. 260 p.
- TYSON, R. 1995. *Sedimentary organic matter: Organic facies and palynofacies*. London, Chapman and Hall, 615 p.
- VAN BOUCHER, F.S.P., P.:L. DE BOER, I.N. MCCAVE & J.P. HERBIN. 1995. The Organic Carbon Distribution in Mesozoic Marine Sediments and the Influence Of Orbital Climatic Cycles (England and the Western North Atlantic). *Paleogeography, paleoclimate and source rocks*. AAPG N° 40, p. 303-337.
- VERA, J.A. 1994. *Estratigrafía*. Rueda, Madrid. 808 p.
- WATERHOUSE, H. 1995. High-resolution palynofacies investigation of Kimmeridgian sedimentary cycles In House, M.R. & A.S. Gae (eds). *Orbital Forcing Timescales and Cyclostratigraphy*. *Geol. Soc. spec. Pub.* Nro 85., p. 75-114.
- WATERHOUSE, H. 1999. Orbital forcing of palynofacies in the Jurassic of France and the United Kingdom. *Geology*, v. 27, no. 6, p. 511-514.
- YORIS, F. 1989. Análisis de ciclos de sedimentación en la Formación Carapita, utilizando los métodos de promedio móvil y series de Fourier. *VII Congreso Geológico Venezolano*. Barquisimeto, Edo. Lara, Tomo II, p. 615-640.
- YORIS, F & M. OSTOS. 1997. Geología de Venezuela, en *WEC-Evaluación de Pozos*. Schlumberger, p 1-40.