

# **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

## **ESTUDIO DE ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DE 2<sup>DO</sup> ORDEN EN EL CRÉTACICO DE VENEZUELA ORIENTAL**

Trabajo Especial de Grado presentado ante la  
Ilustre Universidad Central de  
Venezuela por las Bras. Yismary Chacón Vegas y  
María F. García Tabares  
para optar al título de Ingeniero Geólogo

Caracas, Octubre 2013

# **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

## **ESTUDIO DE ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DE 2<sup>DO</sup> ORDEN EN EL CRÉTACICO DE VENEZUELA ORIENTAL**

Tutor Académico: Prof. Rafael Falcón

Trabajo Especial de Grado presentado ante la  
Ilustre Universidad Central de  
Venezuela por las Bras. Yismary Chacón Vegas y  
María F. García Tabares  
para optar al título de Ingeniero Geólogo.

Caracas, Octubre 2013

Caracas, 23 de Octubre de 2013

Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geológica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por las Bachilleres Yismary Chacón Vegas y María F. García Tabares, titulado:

**ESTUDIO DE ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DE 2<sup>DO</sup> ORDEN  
EN EL CRÉTACICO DE VENEZUELA ORIENTAL**

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

Prof. Patricia González

Jurado

Prof. Luis Fajardo

Jurado

Prof. Rafael Falcón

Tutor Académico

## AGRADECIMIENTOS

A la Ilustre Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica por estos años de formación académica.

A nuestro querido tutor Prof. Rafael Falcón por su apoyo y guía incondicional durante el desarrollo de este trabajo, por sus palabras de aliento y por estar siempre dispuesto colaborar con nosotras.

Al personal de la Biblioteca Dr. Virgil D. Winkler de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, especialmente a la Sra. Morella Mikaty, por ayudarnos y facilitarnos toda la documentación que necesitamos para la realización de nuestro trabajo.

### **Yismary agradece:**

A mi familia por su apoyo y palabras de ánimo para que continuara y lograra culminar con éxito este trabajo, especialmente a mi *MAMÁ* por siempre estar ahí conmigo acompañándome y dándome fuerzas para no rendirme.

A mis compañeros de clases en la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, que hicieron mi recorrido por ésta mucho más grato, con los cuales compartí agradables momentos y muchísimas risas!!!!

A *Narvik* y *Yulisbet*, por su valiosa amistad y por estar siempre ahí en los buenos y malos momentos brindándome su apoyo, palabras de aliento y regaños también!!! Y a mi amigo *Rafael*, quien es más como un hermano, por todos los buenos momentos que compartimos y por su maravillosa amistad...

A mi compañera en este trabajo, por compartir lo bueno y por sobrellevar juntas los tropiezos en este trayecto, que fueron unos cuantos!!

**Chacón, V., Yismary  
García, T., María F.**

**ESTUDIO DE ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DE 2<sup>DO</sup> ORDEN EN EL  
CRETÁCICO DE VENEZUELA ORIENTAL**

**Tutor Académico: Prof. Rafael Falcón. Trabajo Especial de Grado. Caracas.  
U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica.  
Departamento de Geología. Año 2013, p 157.**

**Palabras Claves:** Estratigrafía secuencial, Venezuela-Oriente, Cuenca Oriental, Cretácico, Curva de Haq.

**Resumen.** Durante el Cretácico el oriente de Venezuela se comportó como un margen pasivo, viéndose afectado mayormente solo por variaciones en el nivel relativo del mar.

Este trabajo expone los resultados del análisis de secuencias de 2<sup>do</sup> orden realizado en la Cuenca Oriental para el Cretácico, a través de la recopilación de información plasmada en trabajos previos tales como trabajos de grado, publicaciones en congresos, boletines y artículos disponibles en la web. Comprende las formaciones Barranquín, García, El Cantil, Chimana, Querecual, San Antonio y San Juan.

Para realizar el análisis secuencial se reinterpretaron los datos de afloramiento recopilados de trabajos realizados previamente en los estados Anzoátegui, Monagas y Sucre principalmente, como por ejemplo Hernández y Luna (1986), Cisneros y López (1986), Ragusa (1993), Yoris (1994) entre otros, referente a datos sedimentológicos y bioestratigráficos utilizando como base las columnas estratigráficas resultantes de dichos trabajos.

Se definieron quince (15) sistemas depositacionales encadenados, de los cuales tres (3) corresponden a nivel bajo (LST), seis (6) son de tipo transgresivo (TST) y seis (6) de nivel alto (HST). Dichos sistemas se identificaron con base en la ubicación de límites de secuencia, superficies transgresivas y de máxima inundación mediante la identificación de cambios importantes en la litología, bioestratigrafía y ambiente depositacional. Posteriormente estos límites se correlacionaron con la carta de ciclos de cambios del nivel del mar de Haq *et al.* (1987).

Por último se definieron secuencias de 2<sup>do</sup> orden, teniéndose como resultado un total de cuatro (4) secuencias.

## ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS	III
RESUMEN	IV
I.- INTRODUCCIÓN	1
1.1.- PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	1
1.2.- UBICACIÓN GEOGRÁFICA.....	2
1.3.- OBJETIVOS.....	2
1.3.1.- Objetivo General.....	2
1.3.2.- Objetivos Específicos.....	3
1.4.- ANTECEDENTES.....	4
II.- MARCO TEÓRICO	11
2.1.- GEOLOGÍA REGIONAL.....	11
2.1.1 Generalidades.....	11
2.1.2 Estratigrafía Regional.....	12
2.1.3 Tectónica Regional.....	28
2.1.4 Historia Depositacional.....	33
2.2.- GEOLOGÍA LOCAL.....	37
2.2.1 Grupo Sucre.....	38
2.2.2 Grupo Guayuta.....	42
2.2.3 Grupo Santa Anita.....	45
2.3.- ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS.....	47
2.3.1 Generalidades.....	47
2.3.2 Parasecuencias.....	48
2.3.2.1 Tipos de Parasecuencias.....	48
2.3.2.2 Conjuntos de Parasecuencias.....	50

2.3.3	Secuencias.....	51
2.3.4	Superficies Estratigráficas Claves.....	52
2.3.4.1	Límites Estratigráficos.....	52
2.3.4.1.1	Superficies Sincrónicas.....	52
2.3.4.1.2	Límites Bioestratigráficos.....	52
2.3.4.1.3	Límites de Litofacies o Biofacies.....	52
2.3.4.1.4	Superficies Diacrónicas.....	52
2.3.4.1.5	Superficies Correlativas.....	53
2.3.4.1.6	Discontinuidades Estratigráficas.....	53
2.3.4.1.6.1	Límite de Secuencia.....	53
2.3.4.1.6.2	Superficie de Máxima Inundación.....	55
2.3.4.1.7	Secciones Condensadas.....	55
2.3.4.1.8	Superficie de Inundación Marina.....	56
2.3.4.1.9	Superficie de Máxima Regresión.....	57
2.4.-	SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA	57
2.4.1	Tipos de Secuencias.....	58
2.4.2	Modelos Estratigráficos.....	60
2.4.2.1	Modelo del Grupo Exxon.....	61
2.4.2.2	Modelo de Galloway.....	63
2.4.2.3	Modelo Transgresivo – Regresivo.....	64
2.5.-	SISTEMAS DEPOSITACIONALES Y ENCADENADOS	65
2.5.1	Sistema Depositacional.....	65
2.5.2	Sistema Encadenado.....	66
2.5.2.1	Sistema encadenado de nivel bajo (LST).....	67
2.5.2.2	Sistema encadenado transgresivo (TST).....	70
2.5.2.3	Sistema encadenado de nivel alto (HST).....	72

2.6.- CAMBIOS RELATIVOS DEL NIVEL DEL MAR	73
2.6.1 Cambios Eustáticos.....	73
2.6.1.1 Ciclos Eustáticos.....	73
2.6.2 Cambios Relativos.....	75
2.6.2.1 Ciclos Estratigráficos.....	76
2.7.- CARTA DE CICLOS DE HAQ	77
2.7.1 Descripción de la Carta de Ciclos de Haq.....	79
III.- MARCO METODOLÓGICO.....	83
IV.- ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN Y RESULTADOS.....	93
V.- CONCLUSIONES.....	136
VI.- RECOMENDACIONES.....	137
VII.- REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	138

## ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1.1. Ubicación geográfica del área de estudio.....	2
Figura 1.2. Ubicación de los trabajos previos consultados.....	4
Figura 2.1. Corte Geológico regional que muestra la cuenca antepaís flexurada.....	11
Figura 2.2. Límites de la Cuenca Oriental de Venezuela.....	12
Figura 2.3. Cuadro de Correlación del Oriente de Venezuela.....	14
Figura 2.4. Arenisca de grano grueso. Fila El Limón, área Pico García – cerro El Algarrobo.....	15
Figura 2.5. Formaciones Barranquín, El Cantil y Chimana. Isla Monos, Anzoátegui.....	19
Figura 2.6. Formación Chimana. Entre Islas Cachicamo y Chimana Segunda, Anzoátegui.....	21
Figura 2.7. Formación Querecual. Entre Punta Bergantín y Chimana Grande.....	22
Figura 2.8. Afloramiento de calizas, lutitas negras y areniscas de la Formación San Antonio.....	23
Figura 2.9. Síntesis gráfica de la evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela.....	29
Figura 2.10. Corte Geológico de la Cuenca Oriental de Venezuela, que ilustra las provincias tectónicas.....	32
Figura 2.11. Cuadro de Correlación del Oriente de Venezuela.....	37
Figura 2.12. Contacto entre las formaciones Barranquín, El Cantil y García.....	39
Figura 2.13. Contacto entre las formaciones El Cantil y García.....	40
Figura 2.14. Secuencia de calizas negras laminadas con nódulos calcáreos de la Formación Querecual en el río Areo.....	43
Figura 2.15. Contacto entre la Formación San Antonio y la Formación San Juan.....	44
Figura 2.16. Árbol genealógico de la estratigrafía de secuencias.....	47
Figura 2.17. Influencia de la variación eustática del nivel del mar en la creación de espacio para la sedimentación.....	48
Figura 2.18. Parasecuencias definidas por facies.....	49

Figura 2.19. Parasecuencias definidas por variaciones en el espesor de los estratos..	49
Figura 2.20. Tipos de Parasecuencias .....	50
Figura 2.21. Esquema de secuencia depositacionales (modelo de Vail <i>et al.</i> ), sistemas encadenados y cambios relativos del nivel del mar.....	51
Figura 2.22. Superficies concordantes correlativas.....	53
Figura 2.23. Corte esquemático de un margen continental ilustrando las superficies estratigráficas claves en las secuencias.....	54
Figura 2.24. Esquema de los procesos de transgresión y regresión, donde se ilustra la superficie de máxima inundación.....	55
Figura 2.25. Diagrama esquemático de ubicación y características de la sección condensada y la superficie de máxima inundación.....	56
Figura 2.26. Esquema de secuencia depositacional según modelo de Haq <i>et al.</i> .....	58
Figura 2.27. Secuencia tipo 1.....	59
Figura 2.28. Relación entre diferentes momentos dentro de los ciclos de variación relativa del nivel del mar.....	61
Figura 2.29. Esquema de las secuencias depositacionales del Grupo Exxon.....	62
Figura 2.30. Límites de secuencias estratigráficas genéticas de Galloway.....	63
Figura 2.31. Distribución de facies en los abanicos submarinos.....	66
Figura 2.32. Bloque esquemático de una discordancia tipo 1.....	67
Figura 2.33. Bloque esquemático de una discordancia tipo 2.....	68
Figura 2.34. Características sedimentarias y depositacionales de un sistema de abanico de fondo de cuenca del sistema de nivel bajo (LST).....	68
Figura 2.35. Características sedimentarias y depositacionales de un sistema de abanico de talud del sistema de nivel bajo.....	69
Figura 2.36. Características sedimentarias y depositacionales de una cuña progradante de borde de plataforma del sistema de nivel bajo.....	70
Figura 2.37. Bloque diagramático de un sistema transgresivo (TST).....	71

Figura 2.38. Características sedimentarias y depositacionales de un sistema transgresivo.....	71
Figura 2.39. Bloque diagramático de un sistema de nivel alto (HST).....	72
Figura 2.40. Características sedimentarias y depositacionales de un sistema de nivel alto (HST).....	73
Figura 2.41. Ciclos de cambios relativos del nivel del mar.....	74
Figura 2.42. Eustacia, nivel relativo del mar y profundidad de agua, como una función de la superficie del mar, fondo del mar y posición del datum del substrato..	75
Figura 2.43. Jerarquía de los ciclos estratigráficos.....	76
Figura 2.44. Pasos en la construcción de cartas de ciclos del nivel del mar.....	78
Figura 2.45. Primeras tres secciones de la carta de ciclos de cambios del nivel del mar de Haq <i>et al.</i> (1987).....	80
Figura 2.46. Sección de cronoestratigrafía secuencial y curvas eustáticas de la carta de ciclos de cambios del nivel del mar de Haq <i>et al.</i> (1987).....	82
Figura 3.1. Ubicación de los trabajos utilizados para realizar el análisis de secuencias.....	84
Figura 3.2. Secciones finas correspondientes a las formaciones Barranquín y Querecual.....	85
Figura 3.3. Columna estratigráfica de la Unidad Arenosa de la Formación Barranquín.....	86
Figura 3.4. Carta faunal correspondiente a la Formación García.....	87
Figura 3.5. Columna estratigráfica de la Formación Querecual.....	89
Figura 3.6. Columna de la Formación Barranquín.....	90
Figura 3.7. Columna estratigráfica de la Formación Barranquín.....	91
Figura 4.1. Afloramiento de caliza gris azulada.....	94

Figura 4.2. Caliza lodogranular.....	95
Figura 4.3. Caliza lodosa.....	96
Figura 4.4. Columna estratigráfica de la Formación Barranquín (parte basal).....	97
Figura 4.5. Arcosa.....	98
Figura 4.6. Contacto erosivo entre paquetes de areniscas.....	99
Figura 4.7. Sublitarenita de grano medio.....	99
Figura 4.8. Columna estratigráfica de la Formación Barranquín.....	101
Figura 4.9. Afloramiento de areniscas, limolitas y lutitas.....	102
Figura 4.10. Arenita de cuarzo.....	103
Figura 4.11. Niveles de óxido de hierro, evidencia de un paleosuelo.....	104
Figura 4.12. Grietas de desecación en limolitas asociadas al paleosuelo.....	104
Figura 4.13. Columna estratigráfica de la Formación Barranquín (parte superior)...	105
Figura 4.14. Impresiones <i>Weichselia sp.</i> .....	106
Figura 4.15. Arenita de cuarzo de grano grueso.....	107
Figura 4.16. Sublitarenita.....	108
Figura 4.17. Columna de la Formación Barranquín.....	109
Figura 4.18. Caliza lodosa (wackstone).....	110
Figura 4.19. Caliza lodosa (wackstone).....	111
Figura 4.20. Columna de la Formación Barranquín.....	112
Figura 4.21. Arenita de cuarzo de grano grueso.....	113
Figura 4.22. Arenita de cuarzo de grano grueso.....	113
Figura 4.23. Sublitarenita.....	114
Figura 4.24. Caliza lodosa (wackstone).....	115

Figura 4.25. Columna de las formaciones Barranquín y García.....	116
Figura 4.26. Caliza lodosa (wackstone), El Cantil.....	117
Figura 4.27. Columnas de las formaciones García y El Cantil.....	119
Figura 4.28. Columna estratigráfica de la Formación Chimana.....	120
Figura 4.29. Secuencia de calizas negras laminadas con nódulos calcáreos de la Formación Querecual.....	121
Figura 4.30. Caliza lodosa de la Formación Querecual con <i>Hedbergella sp</i> .....	122
Figura 4.31. Relación foraminíferos plánticos – béticos, porcentaje de CaCO <sub>3</sub> y COT.....	123
Figura 4.32. Columna estratigráfica de la Formación Querecual.....	124
Figura 4.33. Caliza lodosa de la Formación Querecual.....	125
Figura 4.34. Lodocaliza-silíceo de la Formación San Antonio.....	126
Figura 4.35. Arenisca bioturbada de la Formación San Juan.....	127
Figura 4.36. Columna estratigráfica de la Formación San Antonio.....	128
Figura 4.37. Sblitarenita de la Formación San Juan.....	129
Figura 4.38. Columna estratigráfica de la Formación San Juan.....	131
Figura 4.39. Columna de tiempo de las unidades litoestratigráficas del Cretácico en Venezuela Oriental.....	135

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1. Jerarquización de Trabajos Previos.....	88
--	----

# I. INTRODUCCIÓN

## 1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

A partir de la reinterpretación de la información estratigráfica y sedimentológica proveniente de trabajos previos realizados en el Oriente de Venezuela, y mediante el uso de la estratigrafía de secuencias, se puede llegar a conocer mejor, cómo los cambios relativos del nivel del mar y el aporte de sedimentos fueron los principales factores que controlaron la historia depositacional de la región durante el Cretácico. La calidad de la información utilizada permite realizar principalmente un análisis de secuencias de 2<sup>do</sup> orden y en algunos casos secuencias de hasta 3<sup>er</sup> orden. Así mismo, los resultados del trabajo serán correlacionados con los cambios eustáticos del nivel del mar propuestos por Haq *et al.* (1987), a fin de determinar y confirmar su incidencia en Venezuela Oriental.

Esta investigación servirá para tener un mejor conocimiento sobre la evolución geológica en Venezuela Oriental durante el Cretácico, en cuanto a los sistemas depositacionales encadenados y secuencias presentes, período durante el cual se deposita la roca madre del petróleo en Venezuela.

Además se podrá contar con una base de datos estratigráficos y sedimentológicos que servirán para apoyar futuros estudios e investigaciones tanto en el Oriente como en otras regiones de Venezuela.

## 1.2 UBICACIÓN

La zona de estudio corresponde al flanco sur de la Serranía del Interior ubicada en la Cuenca Oriental, principalmente los estados Anzoátegui, Monagas y Sucre. En la figura 1.1 se pueden observar los puntos primordiales que sirvieron de base para la realización del análisis secuencial.

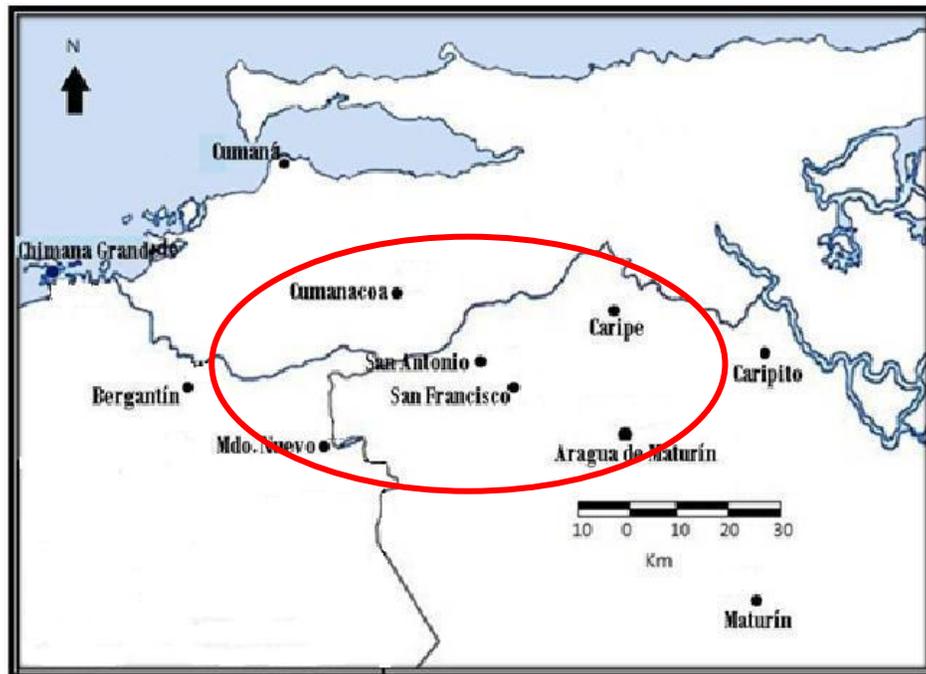


Figura 1.1. Ubicación geográfica del área de estudio.

## 1.3 OBJETIVOS

### 1.3.1 Objetivo General

Realizar un análisis secuencial de 2<sup>do</sup> orden en el Cretácico de Venezuela Oriental utilizando como base toda la información geológica de superficie disponible en tesis de grado y publicada previamente en la región indicada.

### **1.3.2 Objetivos Específicos**

- Revisar, analizar y validar los trabajos de geología de superficie disponibles elaborados en el oriente de Venezuela.
- Determinar cambios depositacionales en cada columna estratigráfica local con base en los ciclos de segundo orden.
- Determinar superficies estratigráficas claves de connotación estratigráfica: límites de secuencias, superficies de inundación y de máxima inundación, y determinar sistemas depositacionales.
- Evaluar y calibrar los ciclos estratigráficos hallados a lo largo de las columnas estratigráficas revisadas previamente con las curvas de Haq *et al.* (1987).
- Correlacionar los sistemas depositacionales determinados.
- Elaborar mapas estratigráficos (isópacos) a escala 1:250.000 (o mayor) de los sistemas depositacionales interpretados.

## 1.4 ANTECEDENTES

En la figura 1.2 se ubican los trabajos previos que sirvieron de fundamento para la realización de este trabajo.

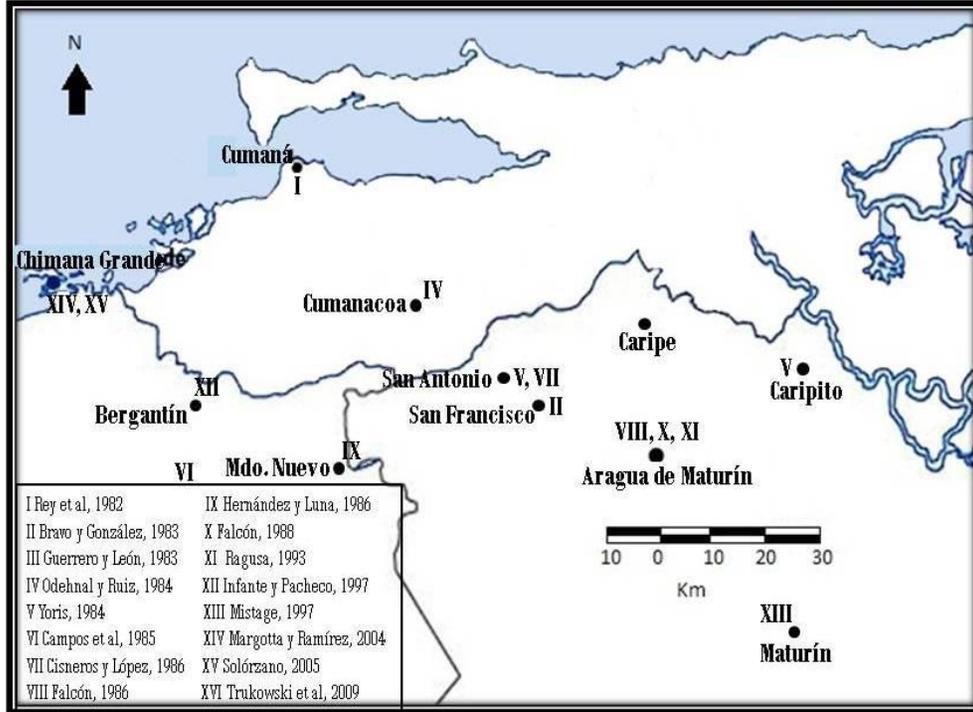


Figura 1.2. Mapa de ubicación de los trabajos previos a considerar y las zonas de trabajo correspondientes.

- Rosales (1960): este estudio comprende la Serranía del Interior, las características principales estudiadas fueron los cambios litológicos a facies marinas y el aumento progresivo de sus espesores hacia el N – NE. El declive natural del basamento en esa misma dirección y la variable influencia clástica produjeron estos cambios litológicos en la columna sedimentaria descrita en este trabajo. La columna estratigráfica formada por los grupos Sucre, Guayuta y Santa Anita representa desde comienzos del Cretáceo hasta el Eoceno, sin incluir el grupo Merecure, por ser impreciso en el contacto Eoceno – Oligoceno y los cambios estratigráficos están controlados por más de cien secciones detalladas. Para cada formación se especifican sus fósiles guías, los intervalos

estratigráficos donde se encuentran y su relación con los cambios litológicos, así como la equivalencia de facies, las relaciones estratigráficas y el ambiente depositacional.

- Guillaume *et al.* (1972): este trabajo se basó en observaciones de campo realizadas durante trabajos de reconocimiento realizados entre los años de 1958 a 1960 y con el apoyo de investigaciones paleontológicas, se presenta una nueva nomenclatura estratigráfica. Contactos transicionales entre las formaciones Barranquín y El Cantil han sido observados solo en ciertas regiones al sur, mientras que en otras partes estas están separadas por un cuerpo lutítico transgresivo, denominado Miembro García (actualmente Formación García). La zona de transición entre la Formación Chimana y la Formación Querecual se considera perteneciente a la primera, cuyo límite superior según los autores indica un truncamiento pre – Querecual. La correlación cronoestratigráfica se logró mediante zonaciones de foraminíferos y de ammonites. Describen siete zonas y dos zónulas que van desde el Barremiense al Cenomaniense inferior.

- Carmona (1978): realizó un estudio geológico de superficie al norte del valle del río San Juan en el estado Sucre, donde afloran un conjunto de rocas sedimentarias con edades del Cretáceo Inferior al Paleoceno, las cuales fueron asignadas de base a tope a las formaciones Barranquín, El Cantil, Chimana, Querecual, San Antonio, Miembro Guaruta y Vidoño. Introduce el nombre de Miembro Putucual y propone una relación de equivalencia de dicho miembro con la Formación Chimana. Con base en la descripción litoestratigráfica y paleontológica se produjo una columna estratigráfica generalizada de la zona, mapa geológico y carta faunal.

- Rey *et al.* (1982): estudió una secuencia sedimentaria cretácica ubicada al este y sur de Cumaná, estado Sucre, representada por las formaciones

Barranquín, Querecual y San Antonio, con la finalidad de reconstruir la historia geológica del área con base en datos sedimentológicos, paleontológicos, estratigráficos, ambiental y estructural.

- Bravo y González (1983): realizaron un estudio geológico en una zona en los alrededores de San Francisco, estado Monagas, donde reconocieron las formaciones El Cantil, Chimana, Querecual, San Antonio y San Juan. Como producto de este estudio elaboraron una columna estratigráfica de la zona y la distribución batimétrica de las formaciones San Antonio y San Juan.

- Guerrero y León (1983): realizaron un estudio en un área de aproximadamente 180 Km<sup>2</sup> en una zona perteneciente al flanco sur de la Serranía Oriental, estado Monagas. Su principal propósito es reconstruir la historia sedimentaria y evolución tectónica de la Serranía Oriental, por ello se realizó un análisis paleontológico y sedimentario, estudio de minerales pesados y minerales de arcilla, lo cual permitió hacer una interpretación de los ambientes depositacionales. A partir de esto se elaboró un mapa geológico – estructural, columna estratigráfica generalizada, cortes geológico – estructural, carta de distribución de organismos y de distribución batimétrica.

- Odehnal y Ruiz (1984): su trabajo consistió en un estudio geológico en una área al noreste de Cumanacoa, estado Sucre, el cual comprende a las formaciones Barranquín, El Cantil, Chimana, Querecual, San Antonio. Realizaron un análisis lito y bioestratigráfico, del cual se desprende una columna estratigráfica generalizada, carta faunal y mapa geológico.

- Yoris (1984): reinterpretó la información reunida por tesis de la UCV a lo largo de la franja San Antonio de Maturín – Aragua de Maturín – Caripito – Santa Rosa – Campo Alegre (estados Monagas y Sucre) entre los años 1976 y 1983 (12 trabajos), se reconstruyeron

secciones representativas para la secuencia del Grupo Sucre. Las unidades formacionales se pueden dividir en intervalos bien diferenciados y de extensión lateral considerable que los hacen útiles para los efectos de correlación litológica. Identifica y propone nuevos miembros para algunas de las formaciones cretácicas pero las edades siguen manteniéndose en el rango definido en trabajos anteriores en la Serranía.

- Campos *et al.* (1985): comprende un estudio al noreste de Anzoátegui que incluye los campos de Quiamare, Cerro Pelado, La Vieja, La Ceiba y Santa Rosa. La finalidad era integrar la información estratigráfica existente para definir los límites de las diferentes formaciones, así como la edad y el ambiente sedimentario de las mismas, para ello analizaron los datos bioestratigráficos de 132 pozos en los diferentes campos e hicieron estudios bioestratigráficos detallados en 5 de ellos.

- Cisneros y López (1986): realizaron un estudio estratigráfico, sedimentológico y estructural de una zona ubicada al oeste de la población de San Antonio de Maturín en el estado Monagas que representa una parte del flanco sur de la Serranía del Interior. Allí afloran rocas sedimentarias (clásticas y carbonáticas) de edad Cretáceo – Terciario Inferior, pertenecientes a las formaciones El Cantil, Querecual, San Antonio, San Juan, Vidoño y Caratas. Luego de interpretar los estudios lito y bioestratigráficos se elaboró la columna estratigráfica generalizada, carta faunal, carta batimétrica y un mapa geológico – estructural.

- Falcón (1986): establece una sección de referencia o hipoestratotipo de la Formación Barranquín en el flanco sur de la Serranía del Interior Oriental de Venezuela para tener una mejor comprensión del carácter litológico, límites estratigráficos y desarrollo ambiental de tal formación, a través del estudio de una sección al norte de Aragua de Maturín en el estado Monagas.

- Hernández y Luna (1986): realizaron un estudio geológico en una zona situada al noreste de la población Mundo Nuevo, entre los estados Anzoátegui y Monagas, correspondiente al flanco sur de la Serranía del Interior Oriental de Venezuela. En esta zona afloran rocas sedimentarias del Cretácico y Terciario, representadas por las formaciones El Cantil, Querecual, San Antonio, San Juan, Vidoño y Caratas. A partir de la interpretación de la información obtenida elaboraron un mapa geológico estructural, columna estratigráfica generalizada, carta faunal y cortes geológicos.

- Falcón (1988): realizó un estudio en la sección de Pico García - cerro El Algarrobo al norte de Aragua de Maturín (Estado Monagas), con el fin de establecer un hipoestratotipo en el flanco sur de la Serranía del Interior Oriental de Venezuela, así como sus principales litofacies, bioestratigrafía, relaciones estratigráficas espaciales y temporales, y propone la redefinición del Miembro García de la Formación El Cantil a rango de formación.

- Ragusa (1993): realizó un análisis secuencial en la sección Pico García-cerro El Algarrobo al norte de la población Aragua de Maturín, en el estado Monagas, donde aflora una secuencia continua del Cretácico Inferior integrado por las formaciones Barranquín y El Cantil. En la Formación Barranquín determinó cuatro secuencias integradas por siete parasecuencias, y definió dos sistemas encadenados: Highstand System Track (HST) y Transgressive System Track (TST). En la Formación El Cantil determinó dos secuencias y cuatro tipos de parasecuencias, y definió dos sistemas encadenados: Transgressive System Track (TST) y Lowstand System Track (LST).

- Infante y Pacheco (1997): correlacionaron perfiles geoquímicos de alta resolución de la Formación Querecual, en la sección tipo del río Querecual, con el análisis estratigráfico de secuencias basado en variaciones sedimentológicas usando micro y microfósiles, con la finalidad de corroborar la relación que

existe entre parámetros geoquímicos y el análisis de secuencia. Asociaron secuencias transgresivas con variaciones en carbono orgánico total (COT) y contenido de carbonatos.

- Mistage (1997): realizó el estudio de una sección sedimentaria en el Campo Orocual al noroeste de la ciudad de Maturín, estado Monagas, dicha sección comprende a las formaciones San Antonio y San Juan. Integró información de perfiles de pozo, descripción litológica, análisis de núcleos, análisis palinológico, bioestratigrafía y aplicó conceptos de estratigrafía de secuencias. Reconoció una posible secuencia sedimentaria de 2<sup>do</sup> orden, compuesta por tres secuencias de menor orden, pertenecientes a la Formación San Juan, limitadas por niveles de inundación.

- Margotta y Ramírez (2004): realizaron un estudio en la Isla Chimana Grande, Estado Anzoátegui, cuyo principal objetivo era analizar la bioestratigrafía y geoquímica (isótopos estables  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ , carbono orgánico total (COT) y contenido de  $\text{CaCO}_3$ ) de la sección basal de la Formación Querecual para calibrarla estratigráficamente y obtener las condiciones paleoambientales de su depositación. A partir de la evaluación geoquímica se reconocieron dos intervalos quimioestratigráficos de comportamiento cíclico y establecieron la edad de la secuencia entre el Albiense tardío y el Turoniense.

- Solórzano (2005): realizó un estudio en la Isla Chimana Grande, estado Anzoátegui, cuyo objetivo principal fue analizar la litoestratigrafía, bioestratigrafía y geoquímica (carbono orgánico total COT y contenido  $\text{CaCO}_3$ ) en una sección que comprendió entre los 250 y 460 m de la parte superior de la Formación Querecual, con el fin de calibrar los datos quimioestratigráficos y los datos bioestratigráficos, determinar condiciones paleoambientales de depositación y edad de dicha formación.

- Truskowski *et al.* (2009): estudiaron las condiciones redox de sedimentación y la bioestratigrafía de la Formación Querecual, con el fin de determinar eventos anóxicos oceánicos (EAOs) y correlacionarlos con los registrados a nivel mundial. Para ello integraron datos de concentraciones de elementos traza, tierras raras y COT, con análisis bioestratigráficos de foraminíferos, realizados en muestras de rocas de la localidad tipo de la formación. Los resultados mostraron que las máximas concentraciones de COT se ubican en los intervalos estratigráficos de edades Cenomaniense tardío, Turoniense tardío, Coniaciense y Santoniense y que el intervalo estratigráfico del Turoniense representa los mayores niveles de anoxia.

## II. MARCO TEÓRICO

### 2.1 GEOLOGÍA REGIONAL

#### 2.1.1 Generalidades

La Cuenca Oriental de Venezuela tiene una longitud aproximada de 800 Km en sentido este - oeste, un ancho promedio de 200 Km de norte a sur y un área total aproximada de 165.000 Km<sup>2</sup> de superficie, lo cual la hace la cuenca de mayor extensión superficial. También es importante en cuanto a reservas petrolíferas, ya que en ella se encuentran acumulaciones comerciales importantes y la Faja Petrolífera del Orinoco (González de Juana *et al.*, 1980).

Es una cuenca antepaís flexurada “foreland”, que se desarrolló durante el Neógeno sobre un antiguo margen pasivo mesozoico del cratón Suramericano (Parnaud *et al.*, 1995). Esta cuenca está directamente asociada con el tramo de costa transpresional del norte de Venezuela, el cual es producto de la corvengencia oblicua del movimiento relativo hacia el este de la placa Caribe con respecto a la placa Suramericana (Di Croce *et al.*, 1999) (Ver Fig. 2.1).

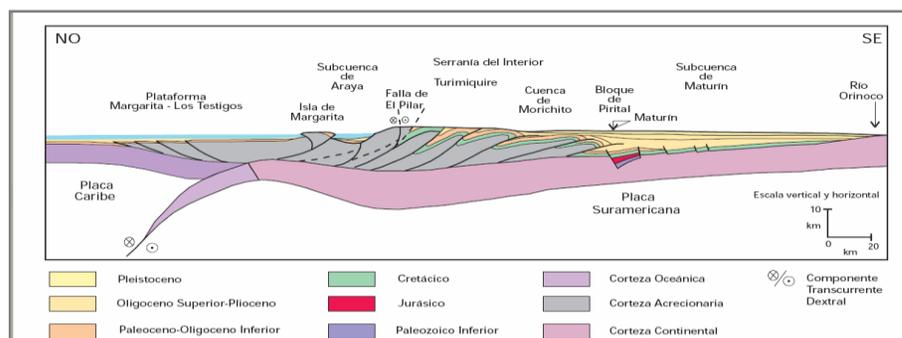


Figura 2.1. Corte Geológico regional que muestra la cuenca antepaís flexurada (foreland) asociada al tramo de costa transpresional hacia el este de Venezuela (Yoris y Ostos, 1997).

La Cuenca Oriental de Venezuela se encuentra limitada al norte por el cinturón de plegamiento y fallamiento de la Serranía del Interior y por la falla del Pilar. Al este por la plataforma del Delta del Orinoco, al oeste por el lineamiento de El Baúl y hacia

el sur la cuenca se extiende hasta el río Orinoco (González de Juana *et al.*, 1980). Está subdividida, costa – adentro, en dos sub-cuencas: la sub-cuenca de Guárico al oeste y la sub-cuenca de Maturín al este, las cuales están separadas por las estructuras complejas asociadas al sistema de fallas de Anaco y sus estructuras de inversión asociadas (Fig. 2.2) (Di Croce *et al.*, 1999).

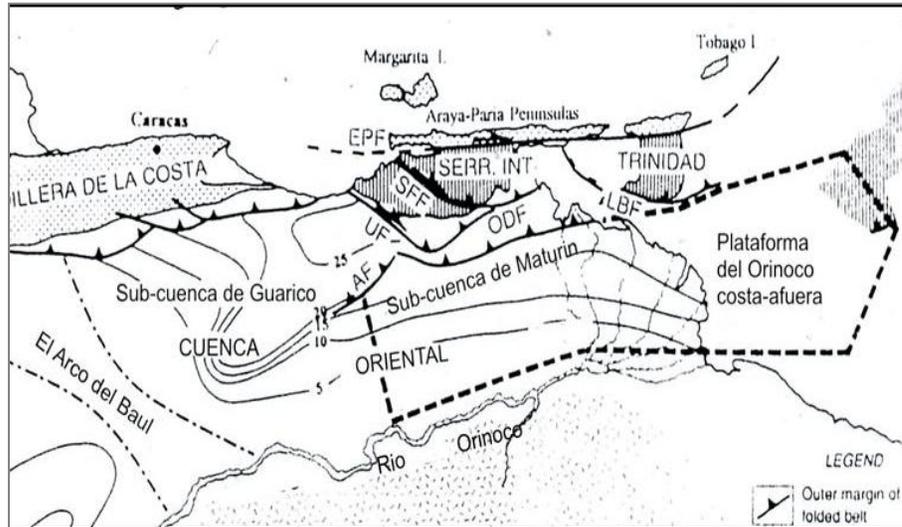


Figura 2.2. Límites de la Cuenca Oriental de Venezuela. Abreviaciones: AF = Falla de Anaco; EPF = Falla del Pilar; SERR. INT = Serranía del interior; UF = Falla de Urica; SFF = Falla de San Francisco. Tomado de León y Vielma, 2006.

### 2.1.2 Estratigrafía Regional

La estratigrafía regional de la zona comprende del Jurásico Tardío al Terciario, representada en el área de Anzoátegui (NE), Sucre y Monagas (N) principalmente (Fig. 2.3). La estratigrafía correspondiente al Cretácico será descrita brevemente en esta sección, ya que más adelante (sección 2.2, Geología Local) se tratará con mayor detalle.

### **2.1.2.1 Jurásico Superior**

De acuerdo al Léxico Estratigráfico Venezolano es de edad Jurásico Medio-Superior, con base en dataciones radiométricas por el método K/Ar realizadas en roca total del Basalto de Altamira. Se extiende en subsuelo en el sector centro-occidental de la faja petrolífera del Orinoco. Consta de una secuencia irregularmente alternante de areniscas, arcosas, limolitas, lutitas y ocasionales intercalaciones conglomeráticas, de persistente color marrón rojizo en diferentes tonalidades. Presenta estratificación cruzada, rizaduras, con laminaciones lenticulares onduladas, texturas subflaser y otras perturbaciones, debidas a regímenes de corrientes inconsistentes. Cerca del tope de la formación, se halla intercalada una colada lávica de 113 m de espesor, que corresponde al Basalto de Altamira, un basalto alcalino de carácter continental anorogénico. El contacto inferior es concordante, pero con hiatus deposicional y discordancia erosional, sobre la Formación Zuata del Paleozoico Superior (Carbonífero Medio-Superior), y el contacto superior con hiatus deposicional y probable discordancia erosional con sedimentos cretácicos (Aptiense-Santoniense) del Grupo Temblador. El ambiente sedimentario es fluvial y lacustre, con depositación rápida y continua y escaso transporte.

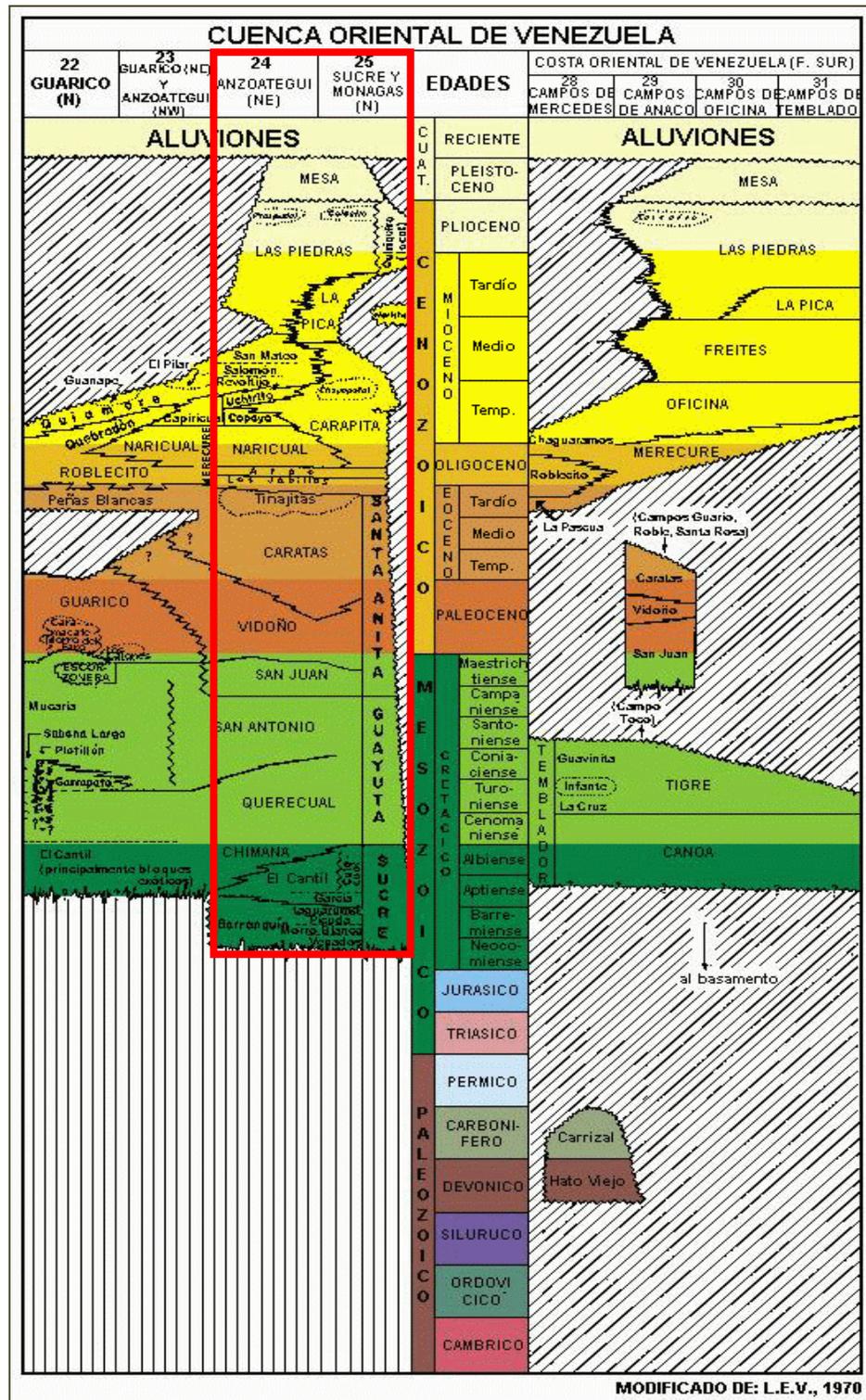


Fig. 2.3. Cuadro de Correlación del Oriente de Venezuela. (Tomado del Léxico Estratigráfico).

### 2.1.2.2 Cretácico

#### Grupo Sucre

- **Formación Barranquín**

De edad Barremiense – Aptiense, aflora extensamente en toda la Serranía del Interior Oriental, y se extiende por los estados Anzoátegui, Sucre y Monagas. Tiene un carácter predominantemente siliciclástico, consta de areniscas cuarcíticas intercaladas con lutitas y con capas ocasionales de calizas verdosas o negras, más comunes en la parte superior. Según Von Der Osten (1954) las calizas macizas se encuentran en la mitad inferior y no superior de la formación y agrega la característica de areniscas cuarcíticas, de grano medio a grueso (Fig. 2.4), y hasta subconglomeráticas en el miembro basal.

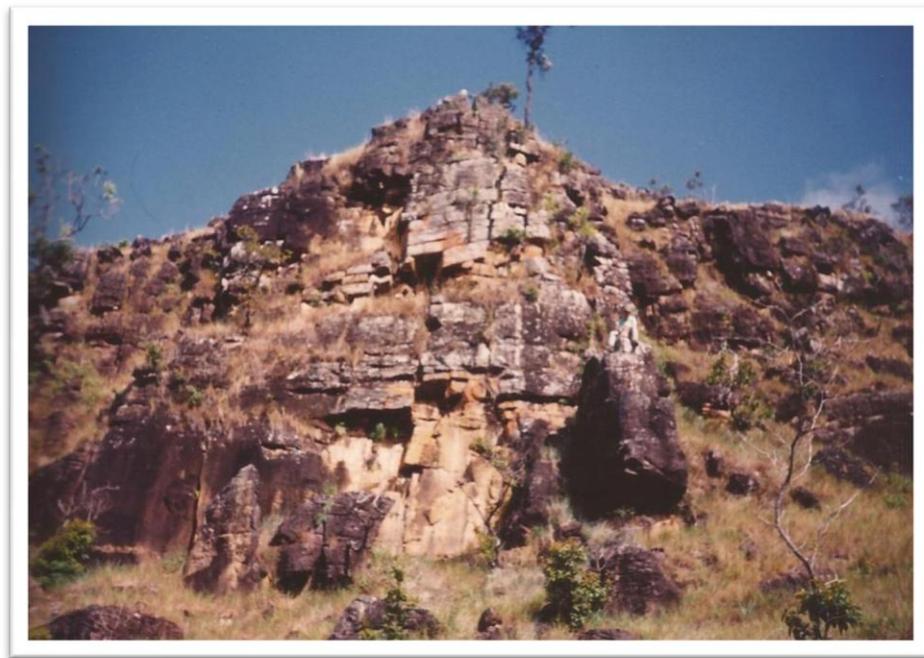


Fig. 2.4. Areniscas de grano grueso, de color blanco grisáceo que meteoriza a pardo rojizo, en estratos tabulares de 4 m en la base y de 0.10 a 0.35 m en el tope. Fila El Limón, área de Pico García – cerro El Algarrobo. Tomado de Ragusa (1993).

Asimismo subdivide la formación en cuatro miembros, en la zona norte de la Serranía, que de base a tope son:

1) Venados: consta de intercalaciones de areniscas, de grano grueso a medio y lutitas arenosas. El espesor medio es de 450 m en la sección tipo, la base se desconoce, por lo tanto, se trata de un espesor incompleto. No se han encontrado fósiles marinos y la edad se considera, no más joven que el Aptiense Temprano, probablemente Barremiense, por su relación concordante por debajo de las calizas del Miembro Morro Blanco.

2) Morro Blanco: se caracteriza por calizas bioclásticas estratificadas, intercaladas con lutitas. Las calizas contienen fragmentos de corales, moluscos y algas y presentan colores gris azul. Von Der Osten (1954) estudió los fósiles de dos horizontes: a 35m de la base con corales (*Columnastrea antigua*), moluscos y espinas de equinoideos; y el otro a 30 m del tope donde encontró seis (6) especies de corales y moluscos como: *Trigonia tocaimaana*. Esta fauna indica una edad Aptiense Temprano o algo más antiguo. Ejemplares de *Choffatella decipiens* abundan en toda la sección.

3) Picuda: se caracteriza por areniscas blancas, cuarcíticas, macizas, hay delgados intervalos de lutitas, areniscas y lutitas arenosas. Von Der Osten (*Op. Cit.*) menciona en la isla Caraca del Este una capa de caliza cerca de la base del miembro que presenta ejemplares identificables de corales rudísticos como: *Caprina plurnensis* y moluscos. El espesor es de 425 m en la costa occidental de Picuda Grande alcanzando unos 535 m en la Bahía de Mochima.

4) Taguarumo: se caracteriza por el predominio de lutitas sobre areniscas y son comunes las calizas con *Trigonia sp.* litológicamente se asemeja al Miembro Picuda, pues también consiste de intervalos de areniscas blancas, cuarcíticas y macizas, intervalos lutíticos e intercalaciones de areniscas y lutitas, pero se diferencian por la mayor proporción de lutitas y la presencia de calizas color gris oliva y gris azulado. Von Der Osten (*Op. Cit.*) reporta tres horizontes fosilíferos: 1) capas de caliza en la base con moluscos (*Exogyra*

*texana weatherfordensis*), 2) calizas de la parte media con corales y moluscos, 3) calizas cerca del tope de la sección, son comunes *Trigonia hondaana* y *Trigonia tocaimaana*. Las calizas de este miembro contienen ejemplares de *Choffatella decipiens* y *Pseudocyclammina hedbergi*. El espesor presenta unos 660 m en su sección tipo.

Esta formación tiene un espesor según Guillaume *et al.* (1972), entre el cerro El Algarrobo y Pico García de 2.460 m. Su contacto inferior no se conoce, el contacto superior fue situado por Hedberg y Pyre (1944) en el inicio de la alternancia de calizas, areniscas y lutitas de la Formación El Cantil y en la región del bloque Caripe, la formación se halla en contacto normal y abrupto con las arcilitas de la Formación García. Guillaume *et al.* (*Op. Cit.*) le adjudicó un ambiente litoral y ambiente marino somero por el hecho de carecer de faunas de ammonites, pero con la presencia general de foraminíferos bentónicos marinos como *Choffatella decipiens* S.

#### • Formación García

El Léxico Estratigráfico de Venezuela le otorga una edad Aptiense Tardío, se extiende por casi toda la Serranía del Interior Oriental. La intensa deformación tectónica que presenta la Serranía, en algunos casos no permite observar la continuidad de los afloramientos, en el área de Bergantín, la unidad no se depositó (Falcón, 1988). Está constituida en su sección tipo, por lutitas oscuras y delgadas capas de areniscas de grano fino, y calizas arcillosas; las lutitas son calcáreas y muy fosilíferas hacia la parte inferior y se hacen arenosas en la parte superior. De acuerdo a Guillaume *et al.* (*Op. Cit.*), la Formación García contiene calizas y areniscas glauconíticas intercaladas con las lutitas, en las secciones de la zona central (Caripe) y nororiental (río Carinicua o Cariaco) de la Serranía, lo que indicaría tasas de sedimentación más bajas y posiblemente condiciones de mayor anoxia que hacia el sur. Tiene un espesor de 90 m en su sección tipo. Sus contactos son concordantes y de abrupto contraste litológico, sobre y debajo de las formaciones Barranquín y El Cantil, respectivamente. El paleoambiente corresponde a un ambiente de plataforma

nerítica externa a media (100 a 60 m de profundidad) para los dos primeros tercios y de plataforma nerítica interna ( $\pm 30$  m), con posible asociación a un ambiente de prodelta (Falcón, *Op. Cit.*) en la parte superior.

- **Formación El Cantil**

Tiene una edad Aptiense-Cenomaniense, se extiende a lo largo de la Serranía del Interior Oriental. Litológicamente las calizas fosilíferas macizas son frecuentes y comprenden el mayor volumen de la formación, intercaladas con cantidades apreciables de arenisca, lutita y caliza finamente estratificadas. Furrer y Castro (1997) describen dos miembros:

- 1) Miembro Mapurite: constituido por arcillitas y limolitas arenosas con bivalvos, nódulos de pirita y nódulos arcillosos; areniscas de grano fino a grueso y microconglomerados en canales y calizas arenosas.
- 2) Miembro Guácharo: representado por calizas macizas, micritas y biomicritas; wackstone y coquinas de bivalvos. Se observan también intercalaciones margosas con areniscas de color blanco a beige.

Tiene un espesor en su sección de referencia de 866 m. Tanto el contacto basal como el superior son concordantes y transicionales (Fig. 2.5). El paleoambiente corresponde a plataforma interna.

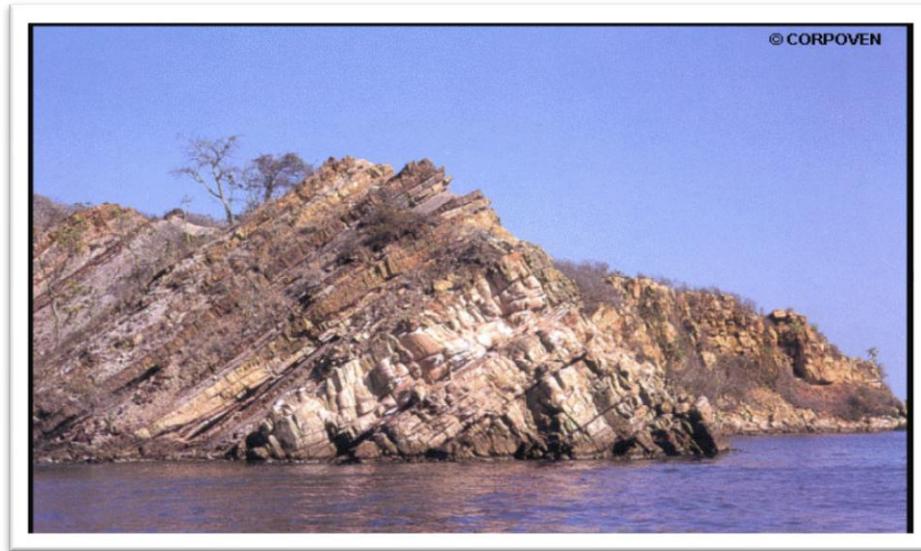


Fig. 2.5. Formación Barranquín, El Cantil y Chimana. Isla Monos, Anzoátegui frente a Pertigalete. Tomado de <http://www.pdv.com/léxico/image/c106-7>.

- **Formación Chimana**

De edad Albiense, es reconocida en toda la Serranía del Interior y las islas frente a Puerto La Cruz. Con base en Léxico Estratigráfico de Venezuela está compuesta por areniscas masivas de grano fino a muy fino, calizas delgadas y conchíferas y lutitas gris oscuro, calcáreas y arenosas. Yoris (1984) propone los siguientes miembros para esta formación:

- 1) Miembro Caripe: para designar a la transición lutítico-carbonático-arenosa entre las formaciones Chimana y El Cantil. Se caracteriza por la abundancia de lutitas y margas intercaladas entre las calizas y areniscas generalmente calcáreas. Se ha reconocido en las regiones de Caripe, Aragua de Maturín y oeste de Caripito, estado Monagas.
- 2) Miembro Corral Viejo: constituye una unidad delgada, pero de expresión regional extensa, la conforman lutitas gris a negro, calcáreas e intercalaciones de calizas gris a negro, delgadas; las calizas margosas presentan ammonites. Lateralmente se presentan desarrollos de areniscas marrones no calcáreas, micáceas y frecuentemente glauconíticas. Este miembro ha sido reconocido en la región de Caripe.

- 3) Miembro Caripito: desarrollo espeso de areniscas calcáreas y calizas arenosas, glauconíticas-dolomíticas. La litología minoritaria la constituyen calizas negras glauconíticas, lutitas gris a negro y conglomerados. Ha sido reconocido en la región entre Aragua de Maturín y Caripito.
- 4) Miembro Chimana Grande: está constituida por una secuencia hemipelágica de lutitas oscuras y calizas oscuras, de aspecto arenoso, con abundante microfauna.
- 5) Miembro Putucual: secuencia rítmica de calizas grises a negro, con lutitas frecuentemente negras y calcáreas. La característica litológica más resaltante es la mayor potencia de muchos intervalos carbonáticos, que incluso presentan aspecto bioclástico.

Tiene un espesor en su sección tipo, según Hedberg y Pyre (1944) de unos 120 m, pero añaden que puede alcanzar entre 60 y 300 m por su variación lateral de facies. El contacto basal es concordante y transicional y el contacto superior es concordante y de transición corta (Yoris, 1984) (Fig. 2.6). Los foraminíferos presentes indican un ambiente de plataforma externa a batial.

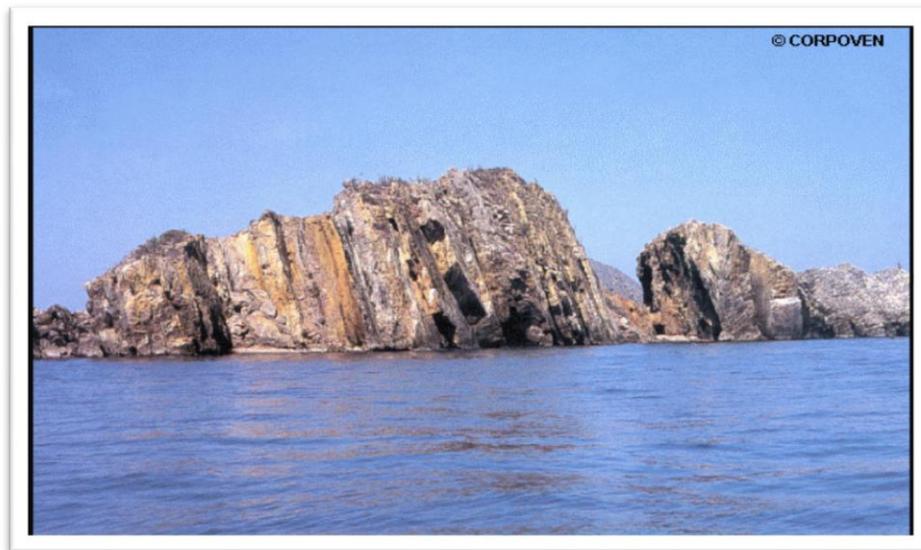


Fig. 2.6. Formación Chimana. Entre islas Cachicamo al este y Chimana Segunda al oeste, Anzoátegui. Tomado de <http://www.pdv.com/léxico/image/c106-18>.

## Grupo Guayuta

### • Formación Querecual

Según el Léxico Estratigráfico de Venezuela tiene una edad que va del Albiense Tardío al Santiense, y se extiende por toda la Serranía del Interior en Venezuela nororiental (Fig. 2.7). Está constituida por calizas arcillosas con estratificación delgada, laminadas, carbonáceo-bituminosas y lutitas calcáreas. La presencia de capas fanáticas o calizas silíceas negras, es una característica de la parte superior de la formación. Tiene un espesor en su sección tipo de unos 700 m (González de Juana *et al.*, 1980). Su contacto inferior es concordante y de transición corta, donde la glauconita parece ser un marcador importante (Yoris, 1984) y el contacto superior es concordante y transicional con la Formación San Antonio, especialmente cuando esta última es predominantemente fanática. Distintos autores le otorgan un ambiente marino euxínico y profundo.

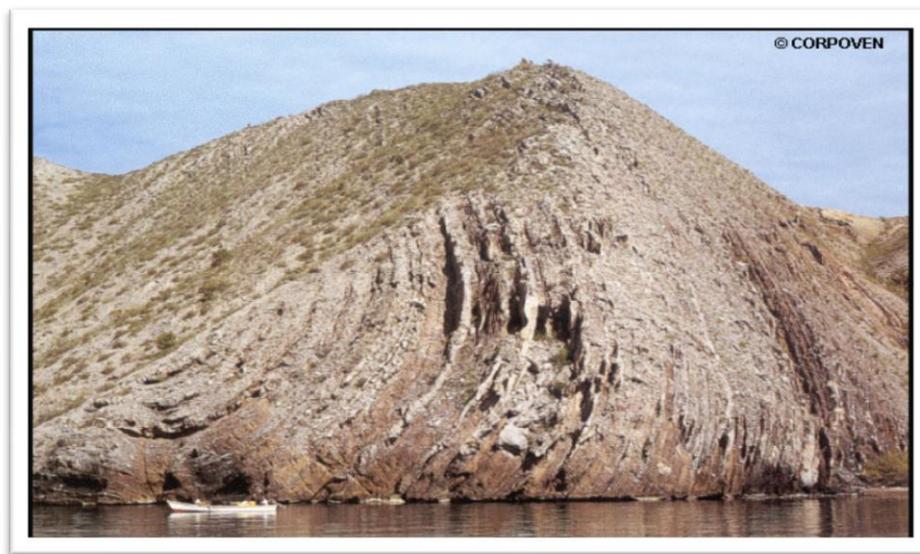


Fig. 2.7. Formación Querecual. Entre Punta Bergantín y Chimana Grande, Anzoátegui. Tomado de <http://www.pdv.com/léxico/image/q5-19>.

- **Formación San Antonio**

Según el Léxico Estratigráfico de Venezuela esta formación pertenece al Cretácico Tardío, se extiende en la parte septentrional de los estados Monagas, Anzoátegui y Guárico. Se conforma esencialmente de calizas y lutitas negras (Fig. 2.8), pero además contiene numerosas capas de areniscas duras y de chert, una característica típica es la presencia de diques de areniscas. Tanto el contacto inferior como el superior son transicionales. Marcucci (1976) propone que el ambiente de la Formación San Antonio era transicional entre el ambiente euxínico de Querecual y el ambiente oxigenado de San Juan de talud medio a inferior (Kiser, 1997).



Fig. 2.8. Afloramiento de calizas, lutitas negras y areniscas de la Formación San Antonio con conglomerados pleistocenos en el tope. Carretera Urica – Mundo Nuevo, Anzoátegui. Tomado de <http://www.pdv.com/léxico/image/s500-1>.

## **Grupo Santa Anita**

- **Formación San Juan**

De edad Maastrichtiense Tardío, según el Léxico Estratigráfico de Venezuela, se extiende desde las cercanías de los caseríos El Rincón-San Diego, al noroeste, hasta las cercanías del río Guayuta al sureste de Monagas. Corresponde a una alternancia

monótona de capas de areniscas, muy duras, de grano fino, bien escogidas, escasamente glauconíticas y localmente calcáreas, las cuales se intercalan con capas de lutitas negras, arenáceas, localmente calcáreas y limolitas negras. Presenta estructuras sedimentarias tales como: estructuras de carga, estructuras de almohadilla y bola (en las areniscas), diques y sills clásticos y estructuras de desplomes arenosos. El holoestratotipo mide 97 m, según Hedberg y Pyre (1944) y hacia el norte, la secuencia disminuye de espesor. El contacto inferior, con la Formación San Antonio, es concordante pero abrupto, y su contacto superior con la Formación Vidoño es gradacional. Para Rosales (1960) y González de Juana *et al.* (1980) el ambiente de sedimentación de esta formación es de origen fluvial a marino somero, regresivo con ambientes litorales-costeros.

### **2.1.2.3 Terciario**

#### **• Formación Vidoño**

Hedberg y Pyre (1944) le asignaron edad Maastrichtiense a Paleoceno, se extiende a lo largo de la Serranía del Interior de Monagas y Anzoátegui. De acuerdo al Léxico Estratigráfico está constituida por lutitas oscuras, ricas en foraminíferos, con capas menores de areniscas y limolitas calcáreas con glauconita. En su sección tipo consiste de una secuencia de lutitas negras, silíceas, y calcáreo-arenáceas, frecuentemente glauconíticas y piritosas, intercalaciones menores de limolitas calcáreas, gris verdoso y areniscas de grano fino. Su espesor, en el río Querecual es aproximadamente de 300 metros (Hedberg y Pyre, *Op. Cit.*), mientras que hacia el norte, en el Sinclinal de Tinajitas, la sección incompleta mide aproximadamente 170 m. Su contacto inferior con la Formación San Juan y el superior con la Formación Caratas, es concordante y transicional. Esta formación se sedimentó en ambientes de plataforma a talud superior, basado en el carácter arenáceo de la fauna (Stanley, 1960), por su parte Macsotay *et al.* (1966) propone en base al rango batimétrico de foraminíferos bentónicos e icnofósiles, un ambiente marino profundo, batial a abisal.

- **Formación Caratas**

De edad Eoceno Temprano a Tardío, se extiende en toda la región piemontina del norte de los estados Anzoátegui y Monagas. De acuerdo al Léxico Estratigráfico Venezolano consiste en una secuencia compleja de limolitas y areniscas, las cuales pueden ser marcadamente glauconíticas, dolomíticas o calcáreas. En su sección tipo se ha reportado un espesor aproximado de 315 a 335 m. Sus contactos son concordante y diacrónico con la Formación Vidoño; y se coloca en la primera arenisca que suprayace las pelitas monótonas de la unidad infrayacente. El Miembro Tinajitas es de carácter transicional con la Formación Caratas, aunque localmente puede ser abrupto (Macsoy *et al.*, 1986). El paleoambiente de la Formación Caratas representa una regresión con respecto a la Formación Vidoño, infrayacente según Rosales (1960), marino de aguas someras (Renz, 1962) y para Macsoy *et al.* (1986) la consideraron depositada en un medio marino hemipelágico, en la parte media y superior del talud epicontinental pero no turbidítico.

- **Miembro Tinajitas**

De edad Eoceno Medio, aflora hacia el norte del estado Anzoátegui. Consiste de capas de calizas biostrómicas, compuestas de algas calcáreas (rodolitos), foraminíferos orbitoidales, equinodermos y bivalvos; en la misma área, estas calizas pueden presentarse como olistolitos embebidos en el miembro olistostrómico basal de la Formación Los Jabillos, suprayacente. Entre los ríos Querecual y Amana, el miembro aumenta a 30 m de espesor, formado por limolitas, areniscas glauconíticas, calcáreas y calizas arenáceas muy glauconíticas. En las cabeceras del río Amana, en el flanco norte del sinclinal de El Banco, el miembro está representado por 120 m de calizas macizas, arenosas o bioclásticas (González de Juana *et al.*, 1980).

## **Grupo Merecure**

### **• Formación Los Jabillos**

Se le otorga una edad Oligoceno Temprano y se extiende a lo largo del piedemonte de la Serranía del Interior hasta la Falla San Francisco. Consiste de areniscas gruesas y macizas, de grano medio a grueso, cuarcíticas; intercaladas con capas delgadas de lutitas y algunas capas de carbón. En su región tipo tiene un espesor de 122 a 228 m aproximadamente (Hedberg y Pyre, 1944) y disminuye hacia el norte a expensas de la Formación Areo. Sus contactos son discordantes sobre formaciones más viejas, desde Tinajitas hasta Querecual y el contacto superior es transicional vertical y lateralmente con la Formación Areo. Su ambiente ha sido descrito convencionalmente como marino litoral con influencia fluvial.

### **• Formación Areo**

De acuerdo con el contenido fosilífero (*Zona de Globorotalia opima opima* y *Zona de Globigerina ciperoensis ciperoensis*) se le asigna una edad Oligoceno medio, se extiende a lo largo del frente de montañas, en el norte de los estados Anzoátegui y Monagas. Consiste predominantemente de lutitas gris con capas delgadas de concreciones, glauconíticas, asociadas con moluscos. Además, de capas ocasionales de areniscas cuarcíticas duras y también algunas calizas duras y delgadas. En su sección tipo tiene más de 305 m de espesor (Hedberg, 1950). Sus contactos son concordante sobre la Formación Los Jabillos y con la Formación Naricual, suprayacente. Socas (1991) interpreta un ambiente de plataforma media, mientras que Vivas y Macsotay (1995) proponen un ambiente sedimentario de plataforma externa a batial superior.

### **• Formación Naricual**

En base a relaciones estratigráficas con formaciones fosilíferas adyacentes se le otorga una edad Oligoceno Tardío - Mioceno Temprano, se extiende en la parte más meridional del flanco sur de la Serranía de Interior. Se compone de un tramo inferior

de lutitas carbonosas, lutitas arenosas y areniscas; un tramo medio que contiene paquetes carboníferos; y un intervalo superior de areniscas gruesas intercaladas con lutitas grises no-fosilíferas y algunos carbones. De acuerdo a Hedberg y Pyre (1944) tiene un espesor de 1860 a 2012 m en su localidad tipo. Tiene un contacto bruscamente transicional, vertical y lateralmente, con las formaciones Areo, Carapita y Capiricual, y su contacto superior, con la Formación Capaya, es transicional. Peirson (1965-a) propone un ambiente sedimentario regresivo en aguas dulces a muy salobres, relacionado a un sistema deltaico grande o una región amplia de tierras bajas pantanosas, mientras que Socas (1991) sugiere un ambiente regresivo de talud a plataforma externa en la base, que varia hacia arriba a marino abierto - marino restringido.

#### • **Formación Carapita**

Con base en las zonas de foraminíferos planctónicos la edad de la unidad abarca desde el Oligoceno hasta el Mioceno Medio, está presente en el norte de Monagas, extendiéndose hacia el este por debajo del golfo de Paria. Consiste casi exclusivamente de lutitas de color gris oscuro a negro, macizas, en general calcáreas y con un alto contenido de foraminíferos. Localmente pueden ser piríticas o glauconíticas. El espesor original de la formación en la mayor parte de la cuenca, oscila entre 4500 y 6000 m. Tiene contacto concordante y transicional con las formaciones Naricual, Capaya y Areo e infrayace con fuerte discordancia a la Formación La Pica, o a la Formación Las Piedras más al norte. El paleoambiente fue en su mayor parte una extensión de facies marinas profundas que pasan lateralmente hacia los bordes de la cuenca, a facies marinas someras y marginales.

#### • **Formación La Pica**

De edad Mioceno Tardío, se extiende desde el área mayor de Santa Bárbara, al norte del estado Monagas hacia el este, pasando por el campo de Pedernales, hasta el campo Posa, en la parte sur central del Golfo de Paria. Consiste de lutitas grises, limolitas, con desarrollos importantes de areniscas arcillosas de grano fino. Su

espesor es variable, debido a las condiciones bajo las cuales se depositó, en su sección tipo alcanza los 840 m. Sus contactos son discordante sobre la Formación Carapita y concordante o discordante según el área con la Formación Las Piedras. En base al contenido faunal y la litología de La Pica, el ambiente interpretado corresponde a un ambiente marino somero cercano a la costa.

#### • **Formación Las Piedras**

Los pocos fósiles y sus relaciones estratigráficas indican la edad de Mioceno Tardío a Plioceno, aflora en la porción septentrional de los estados Anzoátegui y Monagas. Consiste de areniscas micáceas, de grano fino y colores gris claro a gris verdoso, interlaminada con lutitas gris a verdoso, arcilitas sideríticas, lutitas ligníticas y lignitos (Hedberg, 1950). También se encuentran algunas calizas arenosas duras y de color verde. En la sección tipo, tiene un espesor de 1005 m de espesor, el cual aumenta hacia el eje de la cuenca de Maturín, hasta un máximo probable de 1370 m. Es concordante sobre la Formación La Pica. El paleoambiente propuesto es de aguas dulces a salobres según Hedberg (*Op. Cit.*), y en el área del campo Pedernales, la formación fue depositada en un ambiente deltaico a marino somero según Barnola (1960).

#### • **Formación Mesa**

Con base en la relación transicional con la Formación Las Piedras se ha postulado una edad Pleistoceno, se extiende por los llanos centro - orientales y orientales (estados Guárico, Anzoátegui, Monagas). Consiste de arenas de grano grueso y gravas, con cemento ferruginoso; conglomerado rojo a casi negro, arenas blanco-amarillentas, además contiene lentes discontinuos de arcilla fina arenosa y lentes de limolita. Tiene un espesor máximo de 275 m, en la Mesa de Maturín. Suprayace en contacto concordante y transicional, a la Formación Las Piedras. Según González de Juana (1946), la Formación Mesa es producto de una sedimentación fluvio-deltaica y paludal.

### 2.1.3 Tectónica Regional

La evolución geodinámica de la Cuenca Oriental de Venezuela puede ser dividida en cuatro episodios mayores (Eva *et al.*, 1989, citado en Parnaud *et al.*, 1995).

En la figura 2.9 se puede observar una síntesis de la evolución geodinámica de la cuenca, que refleja estos cuatro (4) episodios.

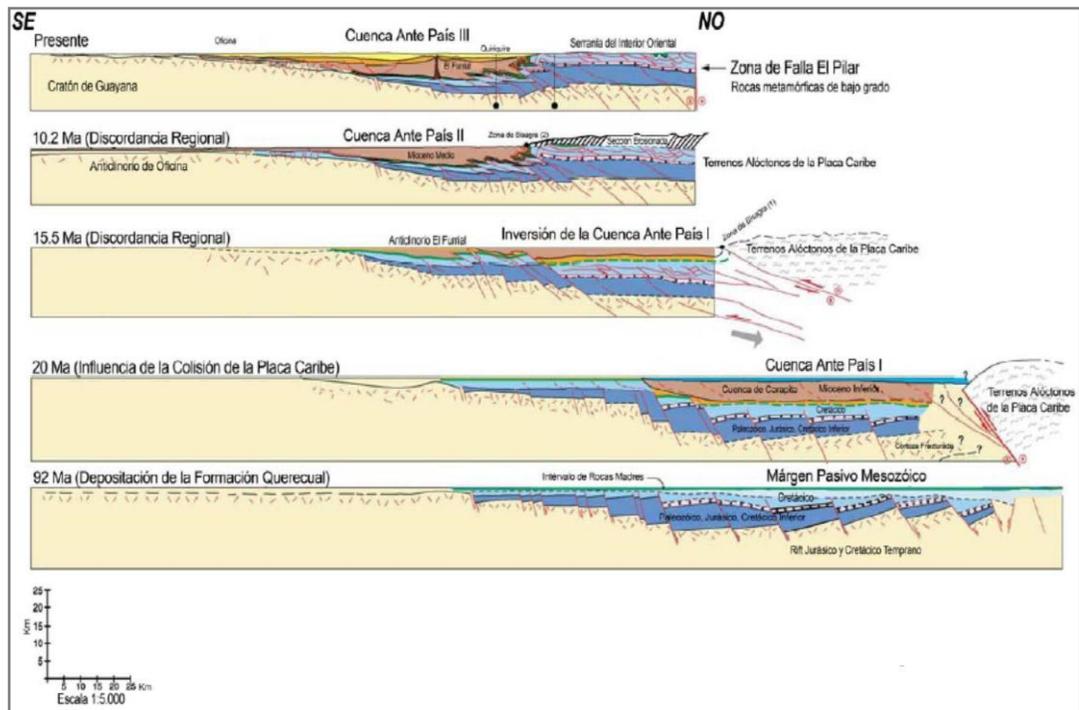


Figura 2.9. Síntesis gráfica de la evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela, mostrando los eventos tectónicos generales desde el Mesozoico hasta el presente; en la etapa de margen pasivo y de generación de foreland. Tomado de Duarte (2011).

#### 2.1.3.1 Fase Pre- Rift

Se desarrolló durante el Paleozoico y se identificó a través de perfiles sísmicos. Está asociada con las formaciones Hato Viejo y Carrizal, las cuales fueron depositadas en ambientes costeros a neríticos. Se compone principalmente de areniscas de grano fino, ligeramente calcáreas e intercaladas con conglomerados y

arcillas verdes. Tiene una edad, de acuerdo a Stover en 1967 (citado en Parnaud *et al.*, *Op. Cit.*) como Devónico-Carbonífero Temprano.

#### 2.1.3.2 Fase de Rift

Se desarrolló durante el Jurásico y el Cretácico Temprano, está caracterizado por grábenes, la creación de corteza oceánica en el dominio Caribe y una discordancia regional. Afectó al margen norte de Suramérica y fue parte de la apertura del Atlántico centro – norte cuando Norteamérica se separó de Gondwana, este periodo de separación fue diacrónico y se realizó a lo largo de fallas transformantes, creándose dos sistemas de extensión de piso oceánico, la primera entre Norteamérica y Yucatán y la segunda entre Yucatán y el norte de Suramérica. El registro sedimentario muestra la depositación de capas rojas y se conoce como Formación La Quinta, la cual fue depositada en un ambiente continental.

#### 2.1.3.3 Fase de Margen Pasivo

Ocurre durante el Cretácico- Paleógeno, está caracterizada por tres eventos transgresivos principales, que se desarrollaron de norte a sur y culminaron durante el Turoniense, Paleoceno-Eoceno Temprano y Oligoceno, respectivamente. Según Parnaud *et al.* (1995) marca el final del rifting Jurásico Tardío – Cretácico Temprano y el desarrollo de un margen pasivo tipo Atlántico en el norte de Suramérica comprendiendo el sector norte de la Cuenca Oriental de Venezuela.

La fase transgresiva inicial, comienza con la depositación de la arenisca basal de la Formación Barranquín. El máximo transgresivo está marcado por la depositación de carbonatos plataformales que son diacrónicos en dirección norte – sur dentro de la cuenca. En el área de El Pilar esas calizas corresponden al nivel superior de la Formación Barranquín de edad Barremiense y en el área más al sur de los afloramientos, de la Formación El Cantil, de edad Albiense. En el campo El Furrrial, estas calizas son de edad Aptiense-Turoniense y pertenecen a las formaciones El Cantil, Querecual y San Antonio. En el margen sur de la cuenca (área de Mata), estos

estratos pertenecen a la Formación Tigre e indican el máximo avance transgresivo durante el Turoniense.

Durante el Paleoceno – Eoceno, la próxima transgresión siguió a la regresión del Maastrichtiense; y está representada por la Formación San Juan. En afloramientos, San Juan contiene facies de abanicos submarinos y en el área de El Furrial, facies deltaico-estuarinas.

La transgresión final, se desarrolló durante el Oligoceno, comenzó con la depositación de las areniscas basales de la Formación Merecure que fue depositada en un ambiente continental hacia el sur de la cuenca y en un ambiente de plataforma interna hacia la parte norte, se encuentra compuesta mayoritariamente por alternancias de areniscas de grano fino y lutitas.

#### 2.1.3.4 Fase de Colisión Oblicua

La fase de margen pasivo termina en el Oligoceno debido a la colisión de la placa Caribe contra la placa Suramericana, cuando la cuenca se transformó en cuenca antepaís o “foreland” (Parnaud *et al.*, 1995). La colisión oblicua migró progresivamente hacia el este durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano, dividiendo la cuenca antepaís en tres sectores: (1) área sur, correspondiente a la zona plataformal, (2) área central, correspondiente al foredeep, y (3) área norte, correspondiente al área de sobrecorrimientos. Los grandes empujes y esfuerzos derivados de esta colisión al norte de Suramérica, desencadenaron la migración progresiva del foredeep hacia el este. En este foredeep, primeramente fue depositada la secuencia de espesas arcillas de la Formación Carapita (Oligoceno-Mioceno), sin embargo, fue principalmente relleno durante el Plioceno – Pleistoceno, con la depositación de las formaciones La Pica y Las Piedras representativos de ambientes marinos poco profundos a ambientes continentales.

En la parte central de la Cuenca Oriental de Venezuela, sólo los dos últimos episodios de esta evolución geodinámica pueden ser reconocidas en pozos y afloramientos. A partir de la interpretación de la data sísmica en la Cuenca de

Trinidad y en la subcuenca de Guárico (Parnaud *et al.*, 1995). Por otra parte Di Croce *et al.* (1999) reconocen tres etapas tectónicas mayores:

- La primera se refiere a la ruptura de Pangea desde el Triásico al Jurásico Tardío, siendo un rasgo típico de esta fase el Graben de Espino.
- Una segunda fase de margen pasivo la cual se desarrolla entre el Jurásico Tardío y el Oligoceno.
- Una última fase de margen colisional que comenzó en el oriente de Venezuela durante el Mioceno hasta el presente.

La geodinámica regional ha estado dominada por la colisión oblicua (transpresión) entre las placas del Caribe y Sur América. Desde el Eoceno hasta el presente, la placa del Caribe ha migrado hacia el este. Esta migración ha causado diacronismo en la tectónica y sedimentación a lo largo de todo el borde norte de Venezuela, así como partición de esfuerzos a lo largo del límite de placa (Stephan *et al.*, 1985; Passalacqua *et al.*, 1995, citados en Parnaud *et al.*, 1995).

De acuerdo a Parnaud *et al.* (1995) la Cuenca Oriental de Venezuela puede ser dividida en dos provincias tectónicas, cada una con características estructurales fácilmente diferenciables.

- Provincia Autóctona

Se extiende desde el eje de la cuenca al Río Orinoco, es de tipo extensional y se caracteriza por presentar fallas normales con tendencia N60°-70°E y fallas transcurrentes, que son más jóvenes en la parte sur que en la parte norte. La tendencia de las fallas transcurrentes N70°O está solo presente en la parte norte de la provincia, afectando tanto a depósitos cretácicos como paleógenos. Fallas gravitacionales de colapso inclinadas hacia el norte afectan las rocas sedimentarias del Mioceno y Plioceno (Fig. 2.10).

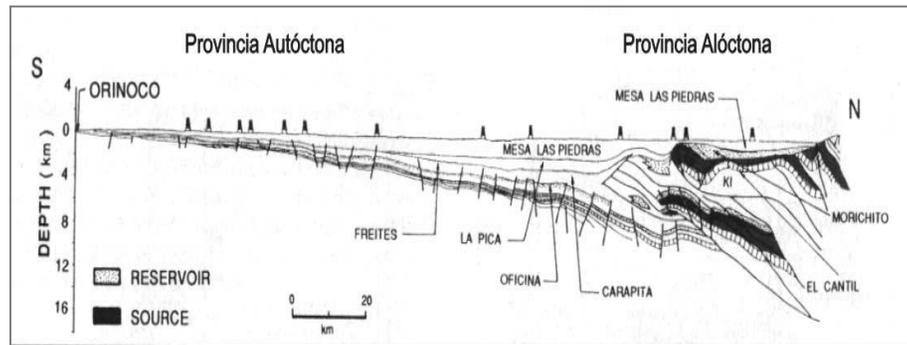


Figura 2.10. Corte Geológico de la Cuenca Oriental de Venezuela, que ilustra la Provincia Autóctona desde el eje de la cuenca hacia el río Orinoco en el sur y parte de la Provincia Alóctona desde el eje hacia el norte. Tomado de León y Vielma (2006).

- Provincia Alóctona

Se extiende desde la falla del El Pilar (fallas transcurrente dextral) al eje de la cuenca, que corresponde a un sistema con vergencia sur. Es un estilo estructural compresivo caracterizado por:

- 1) Delgadas unidades tectónicas superficiales, que consisten en depósitos cretácico-terciarios que son despegados de su sustrato a lo largo de estructuras mayores de despegue en la interfase Jurásico-Cretácico (evaporitas o carbones).
- 2) El frente de deformación, que localmente corresponde a zonas triangulares, con el progresivo acuñamiento de la Formación Carapita del “foredeep” y las secuencias paleógenas en la rampa anticlinal del Furrial.
- 3) Pliegues cilíndricos de escala kilométrica y asociados a los cabalgamientos con tendencia N60°-70°E, que son principalmente rampas anticlinales como en el área del Furrial.
- 4) La secuencia de cabalgamientos, que es principalmente una secuencia de cuenca transportada “piggyback”, con locales cabalgamientos fuera de la secuencia, o fallas reactivadas en las partes internas de cuña tectónica (fallas de Pirital y Manresa).

5) Fallas dextrales transcurrentes con una dirección N50°-60°O (fallas de Urica, San Francisco y Los Bajos), que separan la Serranía del Interior en áreas de evolución estructural diacrónica.

#### **2.1.4 Historia Depositacional**

##### **Jurásico Superior**

En el Jurásico Superior en presencia de un ambiente sedimentario fluvial y lacustre, con depositación rápida y continua, se deposita una secuencia irregular que alterna areniscas y arcosas de grano fino a muy fino, limolitas, lutitas y ocasionales intercalaciones conglomeráticas correspondientes a la Formación Ipire. Los sedimentos inmaduros de esta formación son de tipo molásico de relleno de graben continental (Graben de Altamira).

##### **Cretácico Inferior**

El área de sedimentación corresponde a la formación de un dominio deltaico costero a una amplia plataforma continental, evidenciado por facies marinas hacia el norte y sedimentos terrígenos al sur.

Al inicio del Cretácico comienza una transgresión generalizada sobre el borde septentrional del Escudo Guayanés, la cual alcanzó su máxima extensión en el Cretácico Tardío.

El Cretácico Inferior se puede dividir en dos eventos:

- Barremiense – Aptiense: inicio de la transgresión con la sedimentación de la Formación Barranquín, en condiciones fluvio deltaicas a plataforma interna.

- Aptiense – Albiense: la rápida subsidencia de la plataforma causó un ascenso del nivel del mar y la transgresión avanza hacia el sur, haciendo los ambientes marinos progresivamente más profundos al norte de la cuenca. La secuencia de sedimentos gruesos está representada por depósitos continentales deltaicos costeros de la Formación Canoa y sedimentos finos y calizas de plataforma interna a externa hacia el norte de las formaciones El Cantil y Chimana.

## **Cretácico Superior**

Se puede analizar a través de dos eventos, que son:

- Cenomaniense – Campaniense: inicio de una profundización general de los mares. La transgresión alcanza su máxima extensión hacia el sur y los sedimentos depositados son de carácter marino. Hacia el sur las condiciones ambientales fueron marinas en facies deltaico costeras, tipificadas por la Formación El Tigre del Grupo Temblador, mientras al norte se depositan facies marinas más profundas, de talud (Grupo Guayuta). Las condiciones iniciales fueron euxínicas con facies reductoras, en un fondo marino donde se acumularon las calizas laminares ricas en materia orgánica de la Formación Querecual. Durante el Santoniense las condiciones se tornan más oxigenadas y hubo algún aporte de clásticos, que caracteriza a la sedimentación de la Formación San Antonio.

- Maastrichtiense: la regresión se generaliza con la retirada del mar, y predomina un ambiente marino de plataforma con la sedimentación de areniscas de la Formación San Juan, al sur de la Serranía, mientras al norte persiste un dominio profundo. Suprayacente se sedimentan las lutitas de la Formación Vidoño que comienzan a acumularse en el Maastrichtiense Medio y continúa hasta el Terciario Temprano (González de Juana *et al.*, 1980).

## **Terciario Inferior**

Con el inicio del Paleoceno, los sedimentos clásticos disminuyen, siendo reemplazados por los sedimentos finos que venían siendo depositados en la parte septentrional. Este paso transicional de sedimentos representa un cambio en el régimen sedimentario de la cuenca, probablemente producto de un cambio eustático en el nivel del mar, con lo que se origina un episodio transgresivo. Los sedimentos, mayormente finos, se caracterizan por la presencia de arenas lenticulares y algunos desarrollos de calizas.

La sedimentación del Eoceno continúa desde las lutitas de Vidoño a las facies arenosas y calcáreas de la Formación Caratas. El Eoceno Temprano se caracteriza por presentar el comienzo de un evento transgresivo, donde los ambientes de depositación

nerfíticos se extienden al borde septentrional de la cuenca. En gran parte, persiste la sedimentación de aguas profundas marcada por numerosas secuencias arenosas de Caratas depositadas en un ambiente batial por flujos gravitacionales, que reflejan inestabilidad tectónica en la cuenca. El ciclo termina con calizas de plataforma exterior (Miembro Tinajitas), indicando un levantamiento y comienzo de una nueva etapa de sedimentación.

Durante el Eoceno Tardío comienza a interrumpirse el régimen tectónico relativamente pasivo y la aproximación de las placas de Suramérica y Caribe produce un levantamiento inicial en la región, que como consecuencia, forma una depresión al sur que marca el comienzo de la Subcuenca de Maturín. Este período comienza con la sedimentación de areniscas de plataforma de la Formación Los Jabillos. Hacia el sur y en transgresión se depositan las areniscas marinas marginales del Grupo Merecure.

En el Oligoceno Temprano continúa el levantamiento de la Serranía, corresponde a una sedimentación muy reducida al noreste y al este, y ausente en el resto de la cuenca, posiblemente por los movimientos tectónicos orogénicos.

El Oligoceno Tardío marca el inicio de un nuevo período transgresivo, representado por el Grupo Merecure, el cual se inicia con una secuencia de clásticos gruesos, seguida por una cuña de sedimentos más finos y que culmina con la depositación de sedimentos someros litorales.

### **Terciario Superior**

El comienzo del ciclo transgresivo del Terciario Tardío está marcado por la secuencia arenosa de la Formación Los Jabillos, unidad basal del Grupo Merecure. Al continuar la transgresión se acumularon las lutitas de la Formación Areo de edad Oligoceno Medio y a finales del Oligoceno prevalecen las condiciones paludales con acumulaciones de carbones de la Formación Naricual.

Durante el Mioceno Temprano prevalecen aportes clásticos derivados del levantamiento de las cordilleras, caracterizados por las areniscas y conglomerados de Capiricual, Capaya y Uchirito, mientras que hacia el este se acentúan las condiciones marinas con la sedimentación de lutitas batiales de la Formación Carapita.

En el Mioceno Tardío tuvo lugar un levantamiento y erosión, evidenciado por el Conglomerado de Morichito y por el cambio brusco de facies entre las formaciones Carapita y La Pica.

### **Plioceno – Pleistoceno**

Durante este período el mar se retira de la cuenca hacia el este. El crecimiento del régimen fluvial Proto – Orinoco contribuye en gran parte al relleno de la cuenca y da como resultado la formación de ambientes progresivamente más continentales, representados por las formaciones Las Piedras y Mesa.

## **2.2 GEOLOGÍA LOCAL**

La estratigrafía de la Cuenca Oriental de Venezuela que constituye el área de estudio de este trabajo corresponde específicamente a la perteneciente al Cretácico, y se puede observar en la Fig. 2.11, recuadro amarillo.

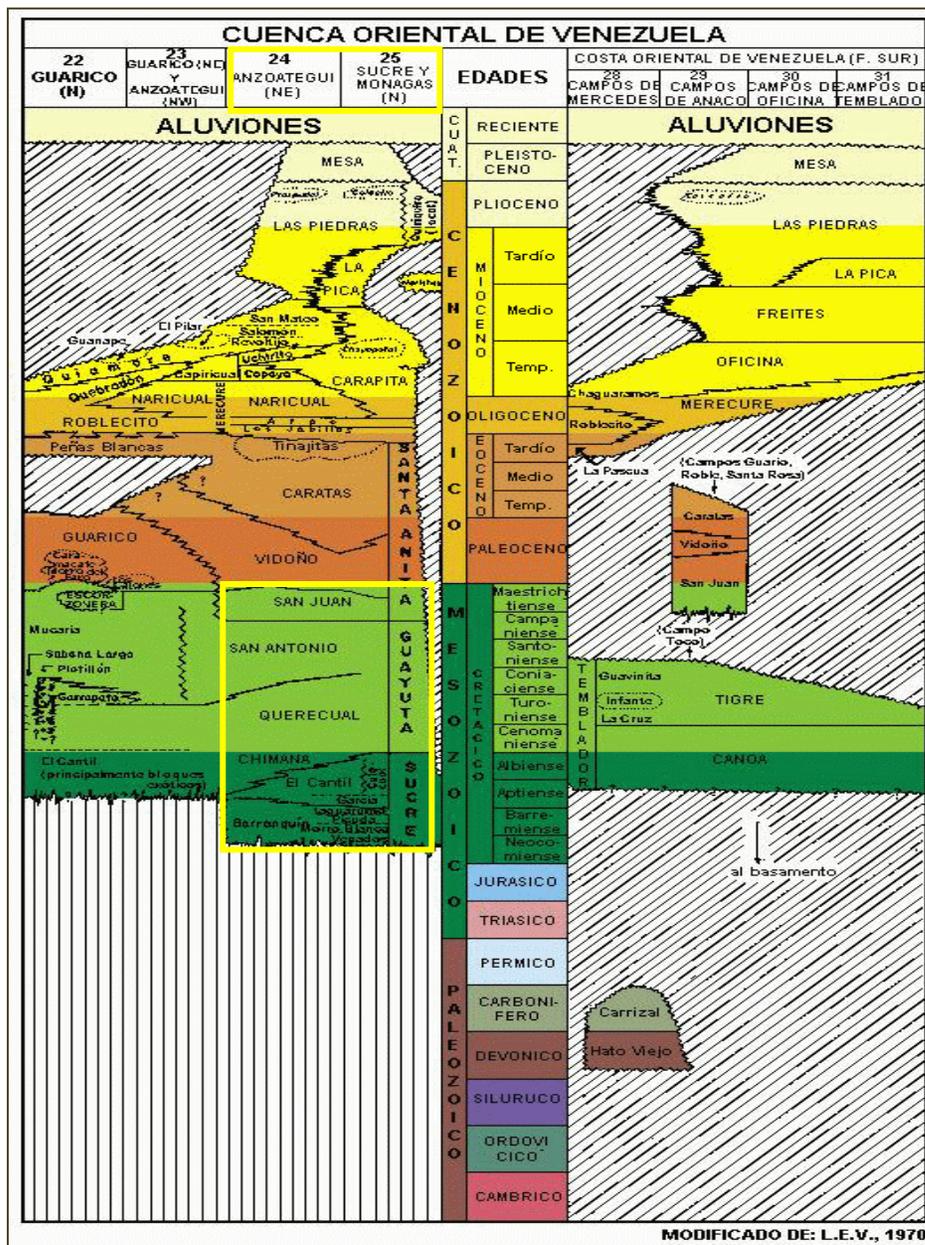


Fig. 2.11. Cuadro de Correlación del Oriente de Venezuela. (Tomado del Léxico Estratigráfico Venezolano).

## 2.2.1 Grupo Sucre

### • Formación Barranquín

De acuerdo a Yoris (1984) la edad de esta formación comprende del Barremiense al Aptiense temprano, por su parte Falcón (1988) con base en estudios palinológicos en la sección de pico García – cerro El Algarrobo esta tiene una edad Aptiense Temprano – Aptiense Tardío inicial. Aflora extensamente en toda la Serranía del Interior Oriental, y se extiende por los estados Anzoátegui, Sucre y Monagas. Tiene un carácter predominantemente siliciclástico, aunque pueden presentarse algunas calizas delgadas y lutitas. Las areniscas son de grano medio a fino, poco o nada calcáreas y no fosilíferas (Rojas, 1978). Guerrero y León (1983) reportan areniscas de grano grueso a conglomeráticas en su zona de estudio, mientras que en la sección de pico García – cerro El Algarrobo Falcón (1988) reconoce tres (3) litofacies locales: 1) areniscas de grano grueso a conglomeráticas; 2) alternancia de areniscas, limolitas y lutitas carbonosas, y 3) calizas lodosas y areniscas.

Esta formación tiene un espesor según Guillaume *et al.* (1972), entre cerro El Algarrobo y Pico García de 2.460 m, por su parte Guerrero y León (*Op. Cit.*) reportan un espesor de 1560 m en su zona de estudio. Su contacto inferior no se conoce, el contacto superior está bien definido por el paso de areniscas blancas y grises a un intervalo de margas y calizas, y es concordante y transicional (Guerrero y León, *Op. Cit.*) o en contacto concordante con lutitas y margas de la Formación García, o en la base de la sucesión de caliza y/o lutita característica de El Cantil (Fig. 2.12). El paleoambiente es marino somero cercano a la línea de costa, la presencia de restos de foraminíferos del género *Miliolidae* la restringe a un ambiente de plataforma interna (profundidad menor a 200 m) (Rojas, *Op. Cit.*). Falcón (*Op. Cit.*) también la ubica en una plataforma somera, pero englobada en ambientes deltaicos y próximo costeros.

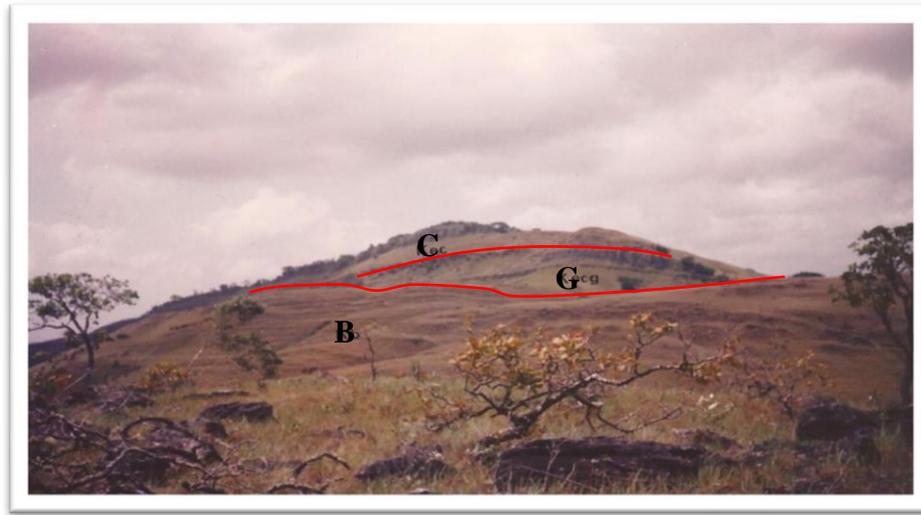


Fig. 2.12. Contacto entre las formaciones Barranquín (B), El Cantil (C) y García (G), en la sección de pico García. Tomado de Ragusa (1993).

#### • Formación García

Falcón (*Op. Cit.*) en la sección de pico García – cerro El Algarrobo propone cuatro (4) intervalos según la asociación de foraminíferos presentes y con base en estos propone una edad de Aptiense tardío medio a terminal para esta formación. Consta de un intervalo de margas o lutitas calcáreas con algunas calizas micríticas (Guerrero y León, 1983). Las lutitas se hacen arenosas hacia el tope de la formación (Falcón *Op. Cit.*). De acuerdo a Guillaume *et al.* (*Op. Cit.*), la Formación García contiene calizas y areniscas glauconíticas intercaladas con las lutitas, en las secciones de la zona central (Caripe) y nororiental (río Carinicua o Cariaco) de la serranía, lo que indicaría tasas de sedimentación más bajas y posiblemente condiciones de mayor anoxia que hacia el sur. Tiene un espesor de 90 m en su sección tipo. Su contacto inferior es concordante con la Formación Barranquín, se ubica en la base del intervalo lutítico oscuro y netamente marino que caracteriza a García, el contacto superior es concordante (Fig. 2.13). El paleoambiente corresponde a un ambiente marino abierto de plataforma nerítica externa a media (100 a 60 m de profundidad) para los dos primeros tercios y de plataforma nerítica interna ( $\pm 30$  m) en la parte superior, con posible asociación a un ambiente de prodelta (Falcón, *Op. Cit.*).

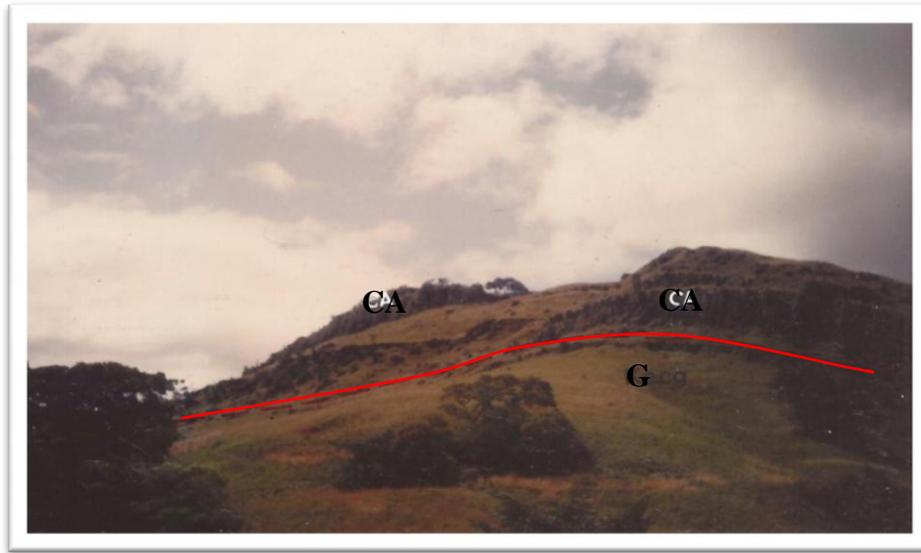


Fig. 2.13. Contacto entre las formaciones El Cantil (CA) y García (G), en la sección de pico García. Tomado de Ragusa (1993).

#### • Formación El Cantil

Tiene una edad Aptiense – Albiense con base en el foraminífero béntico *Orbitolina cóncava texana* (Frías y Quintana, 1983). Consta de potentes espesores de calizas, intercaladas con lutitas y en menor cantidad intervalos arenosos de grano grueso (Rojas, 1978). Las calizas presentan restos de conchas, gasterópodos y algas; las lutitas también son fosilíferas. Las areniscas se tornan de grano fino hacia el tope de la formación (Frías y Quintana, *Op. Cit.*).

Tiene un espesor en su sección de referencia de 866 m. Frías y Quintana (*Op. Cit.*) reportan un espesor, en la sección entre Aragua de Maturín y Caripe, de 750 m; mientras que Cisneros y López (1986) reflejan un espesor de 275 m al oeste de San Antonio de Maturín. El contacto inferior es concordante y transicional, respecto a Barranquín (Gurrero y León, 1983), el contacto superior Hernández y Luna (1986) aunque no lo observaron, lo asumen concordante y de marcado contraste entre las areniscas de El Cantil y las calizas y lutitas negras de la Formación Querecual. De acuerdo a Guerrero y León (1983) el paleoambiente corresponde a un ambiente marino poco profundo, de plataforma interna. Cisneros y López (1986) en su zona de estudio lo ubican en un ambiente marino nerítico de plataforma continental interna,

con profundidades poco mayores a los 20 m, con base en la presencia de las algas *Acicularia sp.* y *Cayensia sp.*

#### • **Formación Chimana**

Con base en la presencia de *Ticinella sp.* es de edad Albiense (Frías y Quintana, 1983). Está compuesta predominantemente por lutitas gris oscuro intercaladas con areniscas de grano medio a fino, y ocasionales intervalos de margas y calizas de color negro (Frías y Quintana, *Op. Cit.*). Rojas (1978) reporta como carácter distintivo el color verde – rojizo de las areniscas y su asociación con glauconita, estas pueden presentar también limonita y pueden o no ser calcáreas. Las calizas son escasas pero presentan fragmentos de pelecípodos, gasterópodos y equinoides; glauconíticas y a veces arenosas.

Frías y Quintana (*Op. Cit.*) reportan un espesor de 225 m en su zona de estudio (entre Aragua de Maturín y Caripe), mientras que Odehnal y Ruíz (1984) presentan un espesor de 26 m al noreste de Cumanacoa. El contacto basal según Frías y Quintana (*Op. Cit.*) es concordante y transicional con El Cantil, fue observado en la Quebrada Elvira; por su parte al noreste de Cumanacoa es de falla con El Cantil al este y con Barranquín al oeste. El contacto superior también es concordante y transicional con Querecual, Odehnal y Ruíz (1984) lo colocan en el último nivel lutítico con calizas verdes debajo de las calizas negras de Querecual.

Rojas (*Op. Cit.*) la ubica en un ambiente marino de poca profundidad, por encima de los 30 m evidenciado por la presencia del alga verde *Halimeda sp.*; mientras que Frías y Quintana (*Op. Cit.*) le asignan un ambiente nerítico medio a batial superior, por representar la transición entre el ambiente oxigenado de la Formación El Cantil y el ambiente euxínico de la Formación Querecual. Yoris (1984) por su parte, reconoce las secuencias donde predominan los ambientes de plataforma media a externa (miembros Caripe y Corral Viejo), ambientes de sedimentación hemipelágica (lenta) de talud (Miembro Chimana Grande) y ambientes de sedimentación rápida al pie del talud (Miembro Caripito) o con material casi exclusivamente calcarenítico y bioclástico de la plataforma (Miembro Putucual).

## 2.2.2 Grupo Guayuta

### • Formación Querecual

Con base en la presencia de *Ticinella sp.* se asume que pudo empezar a depositarse durante el Albiense (Frías y Quintana, 1983), Rojas (1978) la restringe al Cenomaniense con posible extensión al Santoniense por la presencia de especies como *Globotruncana sp.*, *Rugoglobigerina sp.*, abundancia de *Heterohelix sp.* asociada con *Globigerina sp.* Está constituida por calizas negras bien estratificadas intercaladas regularmente con lutitas negras con concreciones calcáreas (Fig. 2.14), las ftanitas no son muy abundantes (Guerrero y León, 1983). Al oeste de San Antonio de Maturín la proporción de calizas pelágicas (85%) es mayor a la de lutitas negras (15%) (Cisneros y López, 1986). Frías y Quintana (*Op. Cit.*) en su zona de estudio observaron una mayor proporción de chert al tope de la formación, la cual varía lateralmente en el cerro Elvira, norte de la zona, donde el predominio se hace mayor en la base de la secuencia. Tiene un espesor, de acuerdo a Hernández y Luna (1986), de 250 m al noreste de Mundo Nuevo; por su parte, Cisneros y López (*Op. Cit.*) presentan una sección de 570 m en su zona de estudio al oeste de San Antonio de Maturín. Su contacto inferior con El Cantil es concordante, hacia el norte es concordante y transicional con la Formación Chimana (Frías y Quintana, *Op. Cit.*), el contacto superior es concordante y transicional con San Antonio (Hernández y Luna, 1986) lo establecen donde desaparecen las calizas laminadas de Querecual y aparecen ftanitas calcáreas y areniscas de San Antonio. Distintos autores le otorgan un ambiente marino euxínico y profundo. El espesor de la formación es de 570 m en la sección del río Areo (Cisneros y López, *Op. Cit.*).



Fig. 2.14. Secuencia de calizas negras laminadas con nódulos calcáreos de la Formación Querecual en el río Areo. Tomado de Cisneros y López (1986).

#### • Formación San Antonio

Según Rojas (1978) con base en la presencia de *Siphogenerinoides ewaldi* se restringe al Santoniense – Campaniense, así mismo Yoris (1994) le otorga un edad Santoniense – Campaniense tardío sustentado en la presencia de *Globotruncana fornicata* y *Globotruncana calcarata*. Según el Léxico Estratigráfico de Venezuela se extiende en la parte septentrional de los estados Monagas, Anzoátegui y Guárico. Frías y Quintana (1983) describen litológicamente a la formación como intercalaciones de ftanitas con areniscas de grano medio en la parte inferior y con calizas laminadas en la base, aunque reportan una variación lateral encontrándose a las calizas intercaladas con areniscas calcáreas y calizas negras, en la parte media se encuentran lutitas laminadas intercaladas con areniscas y ftanitas. Por su parte, Guerrero y León (1983) describen intercalaciones regulares de ftanitas con calizas negras y lutitas negras en la base y hacia la parte superior aparecen areniscas grises masivas de grano fino a medio. Cisneros y López (1986) observan en su área de estudio que la formación se hace más calcárea hacia el norte. El contacto inferior es concordante y transicional con Querecual marcado por el predominio de ftanita sobre

las calizas negras (Frías y Quintana, *Op. Cit.*), el contacto superior es concordante y transicional con la Formación San Juan (Fig. 2.15), marcado por la desaparición de ftanitas calcáreas y la aparición de areniscas gris oscuro hacia la parte superior de San Antonio, según Hernández y Luna (1986). El ambiente propuesto es marino profundo, batial inferior hasta zonas marginales de la cuenca, indicado por la presencia *Pelosina sp.*, *Cribostomoides*, *Bathysiphon sp.*, *Spiroplectammina grzybowskii* y otros, de acuerdo al trabajo de Frías y Quintana (*Op. Cit.*). Guerrero y León (*Op. Cit.*) proponen un ambiente marino de profundidad superior al talud medio (600 – 1200 m) posiblemente ubicado en el talud inferior (1200 – 2000 m) con base en datos paleontológicos. El espesor de la formación es de 450 m en la zona estudiada por Cisneros y López (*Op. Cit.*).

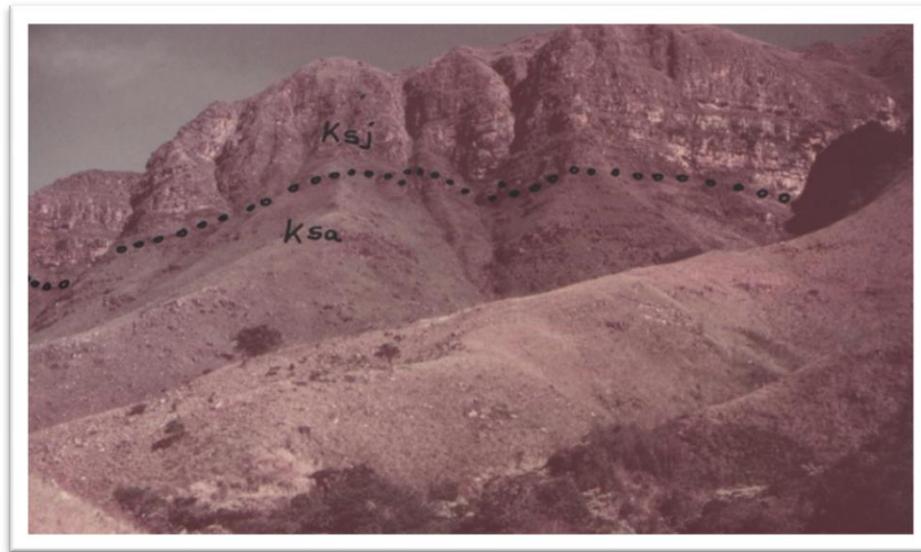


Fig. 2.15. Contacto entre las formaciones San Antonio y San Juan. Tomado de Hernández y Luna (1986).

### 2.2.3 Grupo Santa Anita

#### • Formación San Juan

Rojas (1978) le otorga una edad Maastrichtiense, basándose en la presencia de los foraminíferos béticos *Dorothia cf. bulleta* y *Gaudryna sp.* Según el Léxico Estratigráfico de Venezuela, se extiende desde las cercanías de los caseríos El Rincón-San Diego, al noroeste, hasta las cercanías del río Guayuta, en Monagas, al sureste. Compreendida por gruesas capas de areniscas que predominan en la parte inferior y media, intercaladas con lodolitas y lutitas (Guerrero y León, 1983). Por su parte, Frías y Quintana (1983), describen una secuencia monótona de areniscas cuarzosas de grano fino en la base y de fino a medio hacia la parte superior. El contacto inferior es concordante y transicional con San Antonio, y el contacto superior es concordante y abrupto con la Formación Vidoño, marcado por la desaparición de las areniscas cuarzosas de San Juan y la aparición de lutitas negras de Vidoño (Hernández y Luna, 1986). Con base en la fauna bética aglutinada (*Cyclammia sp.* y *Bathysiphon sp.*) el ambiente es batial medio superior (800 – 1000 m) según Di Croce (1989), mientras que Cisneros y López (1986) también proponen un ambiente profundo sustentado por la presencia de *Gaudryna sp.*, *Haplophragmoides sp.* y *Bolivinopsis sp.* Frías y Quintana (*Op. Cit.*) proponen que en su zona de estudio esta formación se depositó cerca del talud y de los ejes de corrientes de borde, por su carácter puramente arenoso. El espesor de la formación es de 500 m en la zona estudiada por Cisneros y López (*Op. Cit.*).

#### • Formación Vidoño

De acuerdo al Léxico Estratigráfico de Venezuela se extiende a lo largo de la Serranía del Interior de Monagas y Anzoátegui (González de Juana, *et al.* 1980), Cisneros y López (*Op. Cit.*) le otorgan una edad Maastrichtiense tardío a Paleoceno tardío, basado en foraminíferos plantónicos como: *Pseudotextularia ellegans*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Globigerina velascoensis* y *Globorotalia sp.* Está constituida esencialmente por lutitas negras y escasos niveles de areniscas, ricas en

foraminíferos. En su sección tipo consiste de una secuencia de lutitas negras, silíceas, y calcáreo-arenáceas, frecuentemente glauconíticas y piritosas, con intercalaciones menores de limolitas calcáreas y areniscas de grano fino. Tiene un espesor aproximado de 300 metros (Hedberg y Pyre, 1944) en el río Querecual y un espesor de 800 m cerca del morro de Unare, Cisneros y López (*Op. Cit.*) reportaron un espesor de 550 m en su sección de estudio. Tanto su contacto inferior con la Formación San Juan, como el superior con la Formación Caratas, es concordante y transicional. Galea (1985), propone una sedimentación en el talud, a una profundidad mayor de 2000 m, y según Salazar y Cabrera (1987) proponen una sedimentación en el talud (superior a inferior) con paleopropundidades probables entre 200 y 2000 m, por su parte, en base a la fauna béntica encontrada (*Cyclamina sp.*, *Bathysiphon sp.*, *Haplophragmoides sp.*, *Spiroplectamina sp.*) Cisneros y López (*Op. Cit.*) interpretan un ambiente batial inferior a medio.

## 2.3 ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS

### 2.3.1 Generalidades

Según Posamentier *et al.* (1988) y Van Wagoner (1995), la estratigrafía secuencial es el estudio de las relaciones entre las rocas sedimentarias de un conjunto de estratos ligados genéticamente y limitados por superficies de erosión, de no-sedimentación o por sus concordancias correlativas.

Para Galloway (1989), la estratigrafía secuencial es el “análisis de los conjuntos de sedimentación cíclicos presentes en las sucesiones estratigráficas...”.

En la figura 2.16 se puede observar las distintas visiones sobre la definición de “*Secuencia*” y los distintos modelos que han sido propuestos.

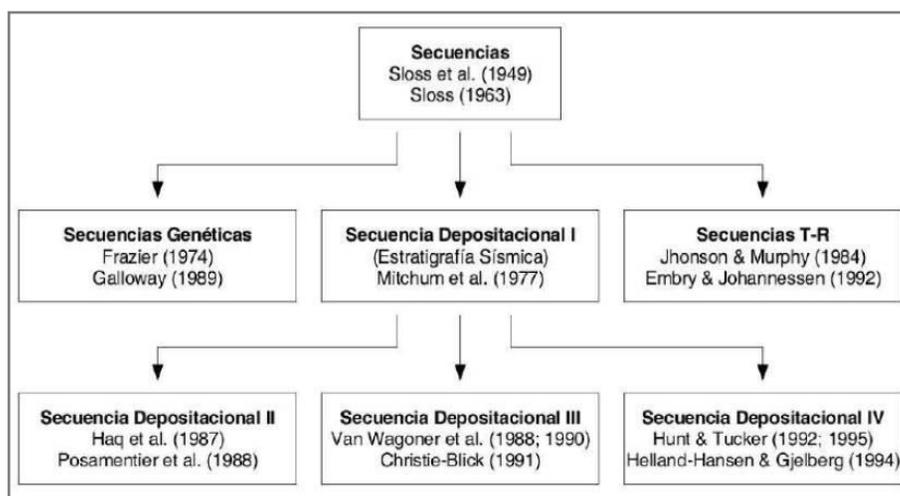


Fig. 2.16. Árbol genealógico de la estratigrafía de secuencias. Los distintos modelos estratigráficos de secuencias se basan principalmente en el estilo del empaquetamiento de los estratos dentro de las secuencias. Tomado de Falcón (2011).

En su comienzo, la estratigrafía secuencial presentaba el eustatismo global como el principal agente responsable de la génesis de las secuencias, pero son varios elementos los que la controlan como: 1) subsidencia y tectónica, creando espacio para la depositación 2) cambios eustáticos y 3) el volumen de sedimentos (Ver Fig. 2.17).

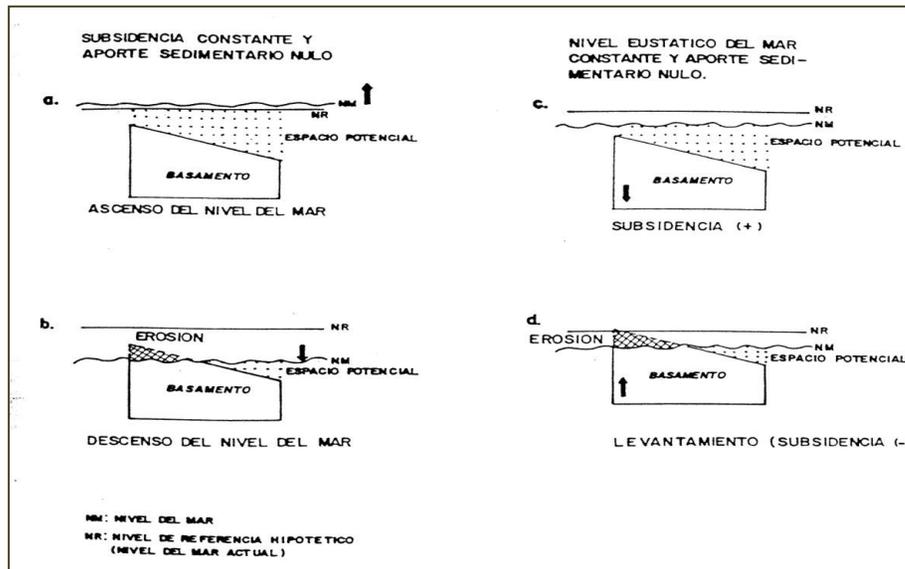


Fig. 2.17. A) y B) Influencia de la variación eustática del nivel del mar en la creación de espacio para la sedimentación. C) y D) Influencia de la subsidencia en la creación de espacio para la sedimentación. Tomado de Ragusa (1993).

### 2.3.2 Parasecuencias

Una parasecuencia es una sucesión de estratos o capas sedimentarias, más o menos concordantes, genéticamente relacionados y delimitada en su base y tope por dos superficies de inundación marina (Van Wagoner, 1985). Se depositan durante un paraciclo eustático (ciclo eustático de 4º, 5º y 6º orden), con espesores entre 3 y 50 m y una duración menor a 0,5 Ma (Cramez y Audemard, 1990).

#### 2.3.2.1 Tipos de Parasecuencias

Por el tipo de facies: se reconoce por las variaciones en el tamaño de grano tales como los ciclos tipificados por un afinamiento hacia arriba “fining upward” o por un engrosamiento “coarsing upward” (Fig. 2.18). Este tipo indica directamente las variaciones en la energía del medio y están usualmente asociadas con estratos de espesores limitados (5 a 20m), son particularmente útiles en la interpretación de depósitos de areniscas (Falcón, 2011).

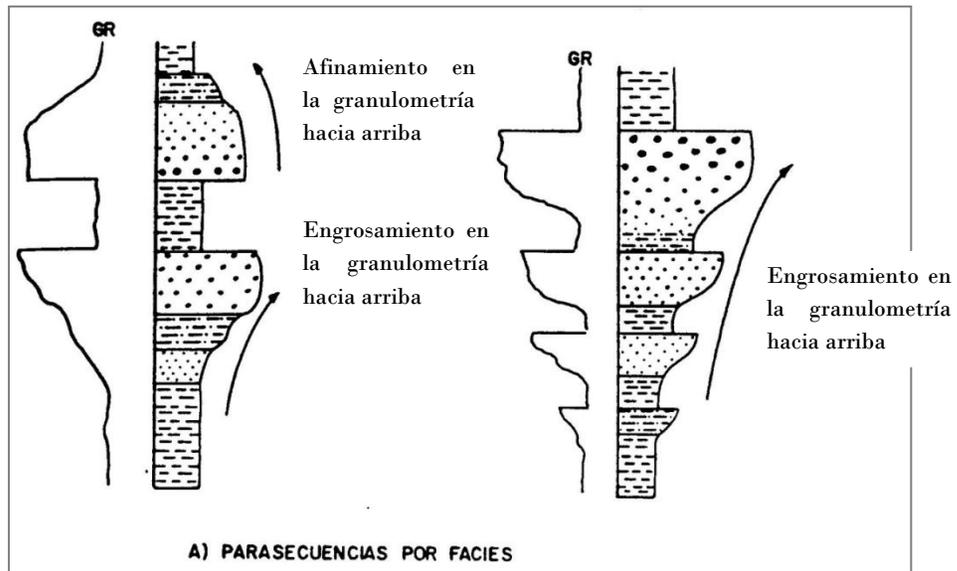


Fig. 2.18. Parasecuencias definidas por facies. Tomado de Falcón (2011).

2) Por variaciones en los espesores de los estratos: se reconocen por una variación en el espesor de las capas, tales como los ciclos con tendencia de adelgazamiento en el espesor de las capas hacia arriba “thinning upward” o engrosamiento de las mismas “thickening upward” (Fig. 2.19).

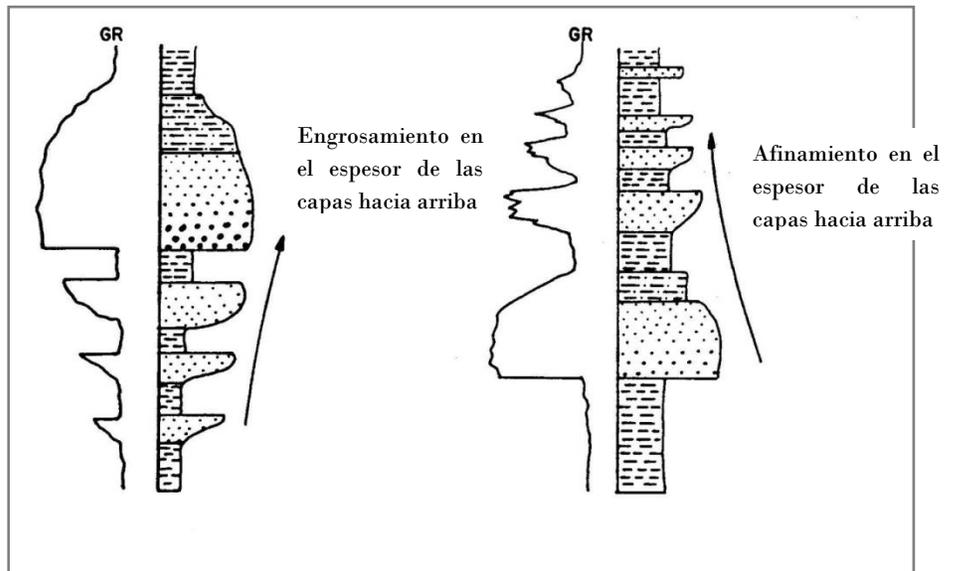


Fig. 2.19. Parasecuencias definidas por variaciones en los espesores de los estratos. Tomado de Falcón (2011).

### 2.3.2.2 Conjuntos de Parasecuencias

Es una sucesión de parasecuencias genéticamente relacionadas, formando un patrón de apilamiento distintivo que está limitado por superficies mayores de inundación marina o sus superficies correlativas (Van Wagoner, 1985). Los límites de un conjunto de parasecuencias pueden ser:

- 1) Contraste distintivo en el patrón de apilamiento de los estratos (en afloramientos compuestos, pozos y sísmica).
- 2) Límites de secuencia (en pozos y sísmica) y superficies de máxima inundación.
- 3) Superficies de downlap y límites de sistemas encadenados (sólo en sísmica).

Existen tres tipos de conjuntos de parasecuencias, los cuales son:

- a) Retrogradacional (Fig. 2.20A)
- b) Progradacional (Fig. 2.20B)
- c) Agradacional (Fig. 2.20C)

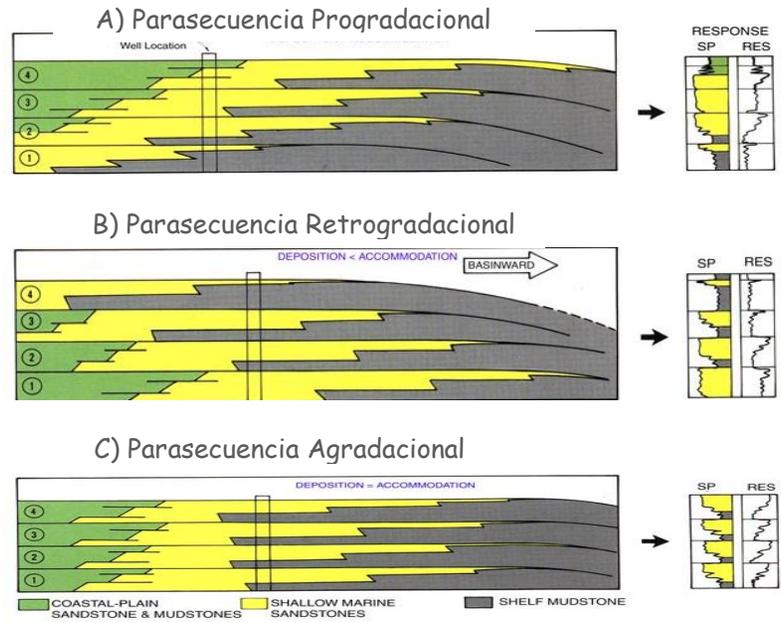


Fig. 2.20. Tipos de Parasecuencias. Tomado de Van Wagoner *et al.* (1990).

### 2.3.3 Secuencias

Sloss en 1949, definió una secuencia como una “unidad estratigráfica limitada por discordancias sub-aéreas”. Posamentier et al. (1988) la define como “una sucesión relativamente concordante de estratos relacionados genéticamente, limitada en su base y tope por discontinuidades y sus conformidades correlativas” (Fig. 2.21).

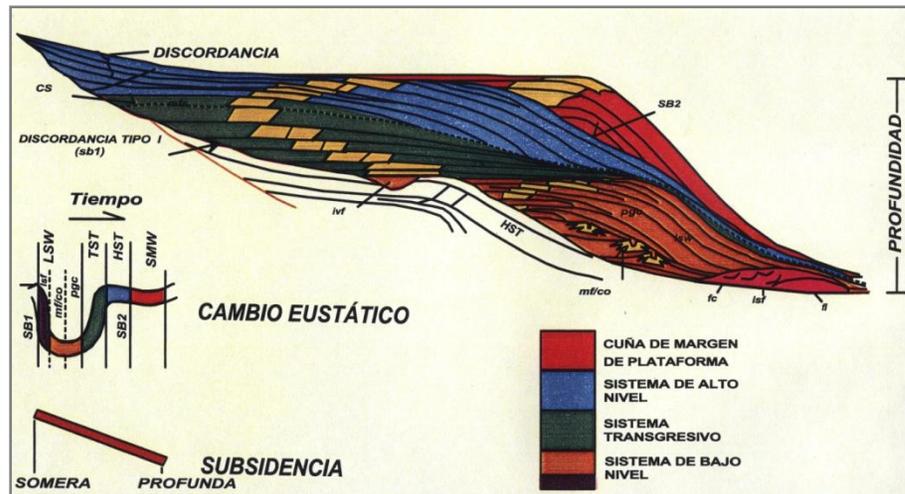


Fig. 2.21. Esquema de secuencias depositacionales (modelo de Vail *et al.*), sistemas encadenados y cambios relativos del nivel del mar. Las discordancias tipo 2 están asociadas a sedimentos de plataforma. Tomado de Falcón (2011).

Cada secuencia depositacional corresponde a un ciclo eustático (ciclo de tercer orden, con espesores de 20 a 1000 m y tiempo de depositación de 0.5 a 3 Ma) (Vail *et al.*, 1990).

Cada secuencia está constituida por una sucesión de sistemas encadenados que se acumulan entre dos caídas del nivel eustático (Posamentier *et al.*, 1988).

## **2.3.4 Superficies Estratigráficas Claves**

### **2.3.4.1 Límites Estratigráficos**

#### **2.3.4.1.1 Superficies Sincrónicas**

Son superficies depositacionales que separan a los estratos de rocas sedimentarias, es decir, como los planos de estratificación. Ellas limitan láminas, capas y parasecuencias y representan períodos de no depositación o cambio abrupto en el ambiente depositacional, forman horizontes de tiempo geológico, por lo cual son superficies sincrónicas que representan el mismo instante en el tiempo geológico sobre áreas extensas (Falcón, 2011).

#### **2.3.4.1.2 Límites Bioestratigráficos**

Son considerados superficies de tiempo geológico bastante precisos, ya que las biozonaciones se han calibrado con edades absolutas. A pesar de que su aplicación y resolución varía en extensión geográfica y por cambios en los paleoambientes depositacionales, estos se mantienen como el mejor método que se tiene para trabajar con el tiempo geológico a nivel de superficie y de subsuelo.

#### **2.3.4.1.3 Límites de Litofacies o de Biofacies**

Son los límites de las unidades litoestratigráficas. Por lo tanto los límites de esas unidades serán sincrónicos o diacrónicos en un evento transgresivo o regresivo, dependiendo de la distribución de la litología en el tiempo geológico (Falcón, 2011).

#### **2.3.4.1.4 Superficies Diacrónicas**

Son límites físicos continuos que cruzan y son esencialmente independientes de los límites estratigráficos. Incluyen: contactos de fluidos, permafrost, capas de hidratos de gas, trazas de fallas de bajo ángulo, diques ígneos de bajo ángulo, límites diagenéticos, etc.

### 2.3.4.1.5 Superficies Correlativas

Es la continuación en dirección hacia la cuenca de superficies formadas en la plataforma. En secciones sísmicas los reflectores pueden ser propagados áreas distales de la cuenca (Fig. 2.22).

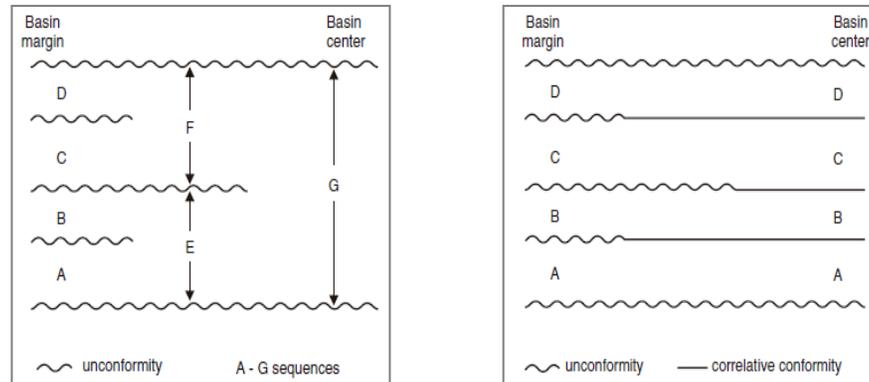


Fig. 2.22. En las áreas distales de la cuenca es más difícil apreciar y determinar las superficies discordantes, por lo que las secuencias estarán limitadas por superficies concordantes correlativas. Tomado de Falcon (2011).

### 2.3.4.1.6 Discontinuidades Estratigráficas

Son interrupciones de tiempo geológico durante la depositación de una serie de estratos, se manifiesta por una ausencia de sedimentos debido a no depositación y / o erosión. La superficie de discontinuidad puede o no presentar señales de erosión, tanto subaérea como submarina (Falcón, 2011). Las secuencias comprenden dos tipos de discontinuidades estratigráficas, que son:

#### 2.3.4.1.6.1 Límite de Secuencias Estratigráficas

Corresponden a una discontinuidad erosiva y sus superficies correlativas concordantes, las cuales son continuas lateralmente, como una superficie que cubre una parte o la cuenca entera y puede ocurrir sincrónicamente en varias cuencas alrededor del mundo (Fig. 2.23) (Vail *et al.*, 1977).

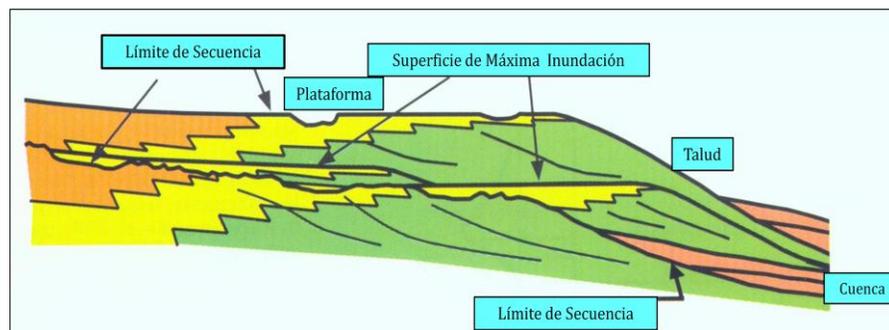


Fig. 2.23. Corte esquemático de un margen continental ilustrando las superficies estratigráficas claves en las secuencias: límites de secuencia y superficie de máxima inundación. Tomado de Posamentier y Allen (1999).

Sobre la cuenca los límites de secuencia consisten de discontinuidades formadas por exposición subaérea y erosión fluvial durante una caída del nivel del mar, hacia la cuenca esas discontinuidades se tornan superficies concordantes, aunque la erosión submarina puede ocurrir en límites de secuencia sobre el talud. Están asociados con el máximo desarrollo de areniscas, tanto en la plataforma como en la cuenca (Allen, 1991).

Se tienen dos tipos de límites de secuencias:

1) Límite de Secuencia Tipo 1: se originan por la exposición total de la plataforma y parte del talud continental, debido a que la tasa de descenso del nivel eustático del mar es mayor que la tasa de subsidencia. Esto da lugar a que la línea de costa se desplace hacia la cuenca hasta su nueva posición más abajo del quiebre de la plataforma-talud, el área expuesta se erosiona y los sistemas fluviales se encajan en la planicie costera y en la plataforma, originando valles incisos.

2) Límite de Secuencia Tipo 2: solo hay una exposición parcial de la plataforma. Las facies litorales se desplazan hacia el borde de la plataforma, sin llegar a su borde, por lo que se puede observar una reducción apreciable del área de exposición subaérea sometida al rejuvenecimiento de los cursos fluviales. También se

desarrolla cuando la tasa de descenso del nivel eustático es mayor que la tasa de subsidencia.

#### 2.3.4.1.6.2 Superficie de Máxima Inundación

Es una superficie que separa estratos más jóvenes de viejos, a través de la cual hay evidencia de un incremento abrupto en la profundidad del agua (Wagoner, 1990), es decir, registra el alcance máximo de la inundación marina.

Según Cramez y Audemard, (1990) es una superficie que separa el sistema transgresivo del prisma o cuña de nivel alto o también que separa el evento transgresivo del regresivo al existir condiciones geológicas de nivel alto relativo del mar. (Ver Fig. 2.24 y Fig. 2.25)

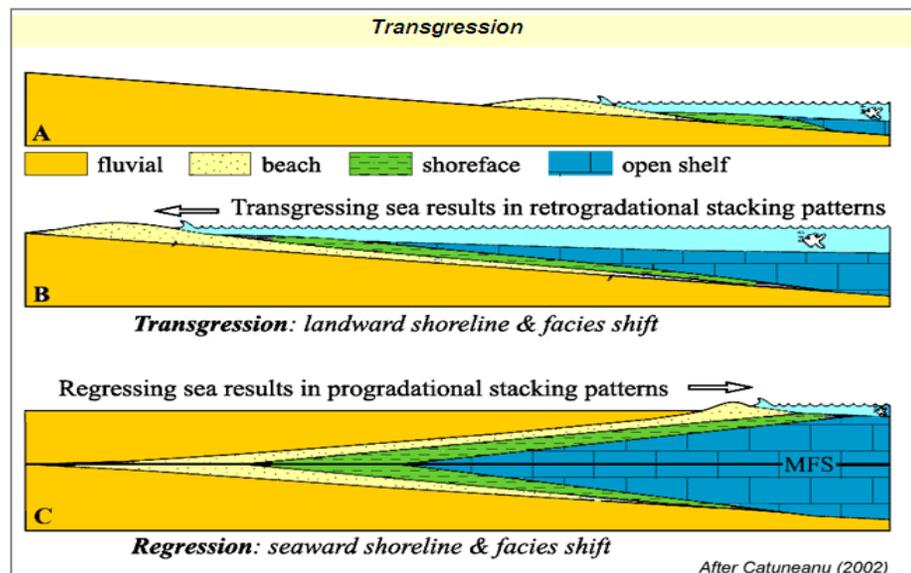


Fig. 2.24. Esquema de los procesos de transgresión y regresión, donde se ilustra la superficie de máxima inundación.

#### 2.3.4.1.7 Secciones Condensadas

Es un intervalo estratigráfico marino de poco espesor, caracterizado por una tasa de depositación muy baja la cual oscila entre 1 a 10 mm/año. Está compuesta por sedimentos pelágicos y hemipelágicos con muy poca influencia terrígena (Ragusa, 1993).

Esta representa largos intervalos de no depositación de sedimentos clásticos terrígenos, los cuales son depositados en el momento en que ocurre la máxima transgresión y suelen caracterizarse por su abundancia en fósiles pelágicos, minerales autigénicos y por su grado de cementación.

Según Galloway y Hobday (1996) dichas secciones pueden estar indicadas por varias capas delgadas u horizontes lateralmente continuos, que incluyen (ver Fig. 2.25):

1. Mantos pelágicos
2. Arena, arcilla o margas ricas en glauconita, fosfatos o siderita.
3. Lutita radioactiva delgada, con alto contenido orgánico o bentonítica.
4. Altamente fosilífera o lodo hemipelágico bioturbado.
5. Residuos fósiles hiatales múltiples.

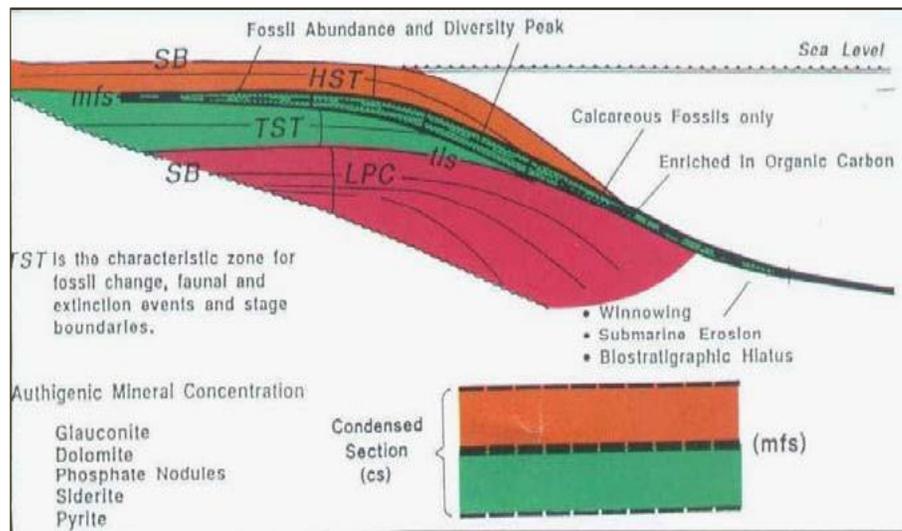


Fig. 2.25. Diagrama esquemático mostrando la ubicación y las características de la sección condensada y la superficie de máxima inundación (mfs). Tomado de Vail y Wornardt (1993).

#### 2.3.4.1.8 Superficie de Inundación Marina

Es una superficie separadora de estratos sedimentarios que indica un hundimiento abrupto, debido a una variación notable de la profundidad de agua para la cual se depositaron las capas en contacto (Cramez y Audemard, 1990).

Dichas superficies son planares y comúnmente solo exhiben relieve topográfico menor, el cual está en el orden de varias pulgadas a decenas de pies (Wagoner, 1988).

#### 2.3.4.1.9 Superficie de Máxima Regresión

Es el tope de la parasecuencia que más prograda hacia la cuenca, y marca el momento del cambio entre la progradación y la regresión (Emery y Mason, 1996). También es conocida como *Superficie Transgresiva*.

## 2.4 SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA

Una secuencia estratigráfica es una unidad formada por paquetes de rocas equivalentes en tiempo causadas por transiciones litológicas creadas por cambios abruptos en los sedimentos aportados (Wheeler, 1958). Galloway (1989) propuso su “Secuencia Sedimentaria Genética”, la cual define a una secuencia estratigráfica como el paquete de sedimentos genéticamente relacionados que representa un episodio significativo durante el desarrollo de una cuenca, y limitado por períodos de inundación (superficies de máxima inundación) hacia el margen de la cuenca. La unidad fundamental dentro de una secuencia estratigráfica es la *Secuencia Depositacional*.

Una secuencia puede dividirse en sistemas encadenados (system tracts), los cuales constituyen patrones de estratos, que se definen por su posición dentro de la secuencia (Fig. 2.26). Los sistemas encadenados son a su vez definidos por los conjuntos de parasecuencias y estos por las parasecuencias periódicas o secuencias simples, limitadas por superficies de inundación marina. Los conjuntos de parasecuencias tiene una duración de 0,5 a 1,5 Ma, mientras que las parasecuencias duran entre 0,01 y 0,5 Ma. (Falcón, 2011).

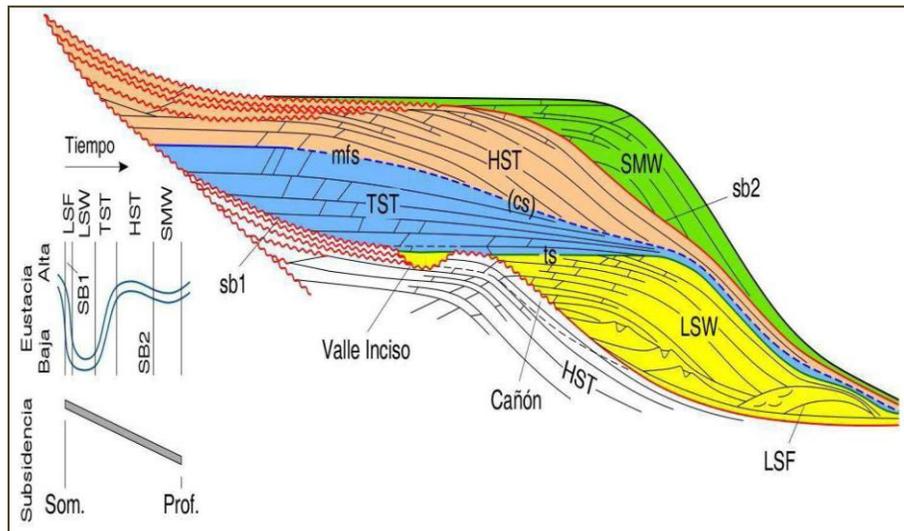


Fig. 2.26. Esquema de secuencia depositacional según modelo de Haq *et al.* Ilustra los sistemas encadenados y su relación con los cambios relativos del nivel del mar y la subsidencia. En esta imagen, sb1: secuencia Tipo 1, sb2: secuencia tipo 2, LSF: *lowstand* temprano, LSW: *lowstand* tardío, ts: superficie transgresiva, TST: *transgressive system tract*, mfs: superficie de máxima inundación, HST: *highstand system tract*; SMW: *shelf margin system tract*. Tomado de Duarte (2011).

## 2.4.1 Tipos de Secuencias

### 2.4.1.1. Secuencias Tipo 1

Estas secuencias están asociadas a límites tipo 1, están compuestas por tres sistemas sedimentarios (Ver Fig. 2.27):

- Sistema de nivel bajo o “Lowstand System Tract” (LST).
- Sistema transgresivo o “Transgressive System Tract” (TST).
- Sistema de nivel alto o “Highstand System Tract” (HST).

Durante la creación de este tipo de secuencias, la caída del nivel relativo del mar es tan brusca regresión forzada; causada por la disminución del nivel relativo del mar) que la plataforma ha quedado totalmente expuesta a la erosión y los ríos se encajan sobre la misma, originando los valles incisos, algunos de los cuales pueden conectarse hacia el talud continental con cañones submarinos y conducir los depósitos

de abanicos submarinos (etapa inicial de un lowstand). Luego, cuando el nivel relativo del mar se mantiene estable y lentamente es elevado, son depositados los sedimentos que conforman el lowstand tardío para completar el cortejo LST. El límite inferior del Lowstand System Tract es una discordancia o su correlativa conformidad, mientras que su límite superior está formado por una superficie transgresiva, que marca el inicio del Transgressive System Tract.

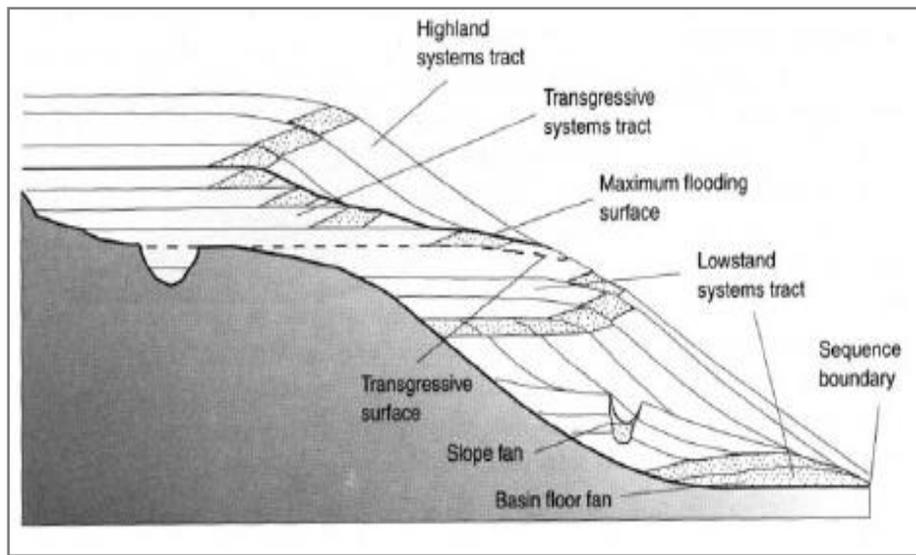


Fig. 2.27. Secuencia tipo 1. Tomado de Emery y Myers (2001).

Cuando la elevación relativa del nivel del mar excede la tasa de aporte sedimentario, ocurre la depositación del cortejo retrogradante Transgressive S.T.; cuyo límite inferior es la superficie transgresiva suprayacente al LST y el límite superior, la Superficie de Máxima Inundación marca la separación entre el sistema transgresivo o TST y la cuña de nivel alto o HST, es decir, la superficie que separa el evento transgresivo del regresivo; cuando ocurre un período de máximo aumento del nivel relativo del mar y máxima transgresión de la línea de costa (Vail *et al.*, 1990)). Por último, cuando el nivel relativo del mar es excedido por la tasa de aporte sedimentario y comienza a avanzar hacia la cuenca la línea de costa (regresión normal), es depositado el cortejo de nivel alto o Highstand System Tract, con arquitectura progadante; cuyo límite inferior es la superficie de máxima inundación

(MFS) y el límite superior una discordancia erosiva o su respectiva conformidad (cuando baja bruscamente el nivel del mar; y comienza la depositación del LST).

#### 2.4.1.2. Secuencias Tipo 2

Están asociadas a límites tipo 2. Al igual que las secuencias tipo 1, están constituidas por 3 sistemas encadenados:

- a. Sistema de margen de plataforma o “Shelf Margin System Tract” (SMW).
- b. Sistema transgresivo o “Transgressive System Tract” (TST).
- c. Sistema de nivel alto o “Highstand System Tract” (HST).

Este tipo de secuencia se genera cuando la tasa de la caída del nivel relativo del mar es muy lenta o nula, menor que la tasa de subsidencia para la zona de ruptura de la línea de costa. Esto resulta en una migración gradual de las facies litorales hacia el borde de la plataforma, sin llegar hasta su límite; y en la reducción apreciable del área de exposición subaérea sometida al rejuvenecimiento de los cursos de agua. En vez de generarse entonces el Lowstand System Tract, es formado el cortejo de margen de plataforma o Shelf Margin System Tract (SMW). El resto de la secuencia tipo 2, es idéntico a las secuencias tipo 1; se depositan el TST y el HST a través de los mismos procesos.

### 2.4.2 Modelos Estratigráficos

Existen varios modelos de subdivisión secuencial (ver Fig. 2.28), como lo son el del Grupo Exxon (Vail *et al.*, 1977; Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1990; Mitchum y Van Wagoner, 1991; Haq, 1991 entre otros), Galloway (1989) o las secuencias transgresivo – regresivas desarrolladas por Embry (1993).

		SECUENCIAS DEPOSITACIONALES (Grupo Exxon)				Parasecuencias	SECUENCIAS ESTRATIGRAFICAS GENÉTICAS Galloway (1989)	SECUENCIAS T-R Embry & Johannessen (1992)
		Tipo I		Tipo II				
		Vail (1987)	Posamentier et al. (1992), Jervy (1993)	Hunt & Tucker (1992)	Vail (1987)			
1	Inicio de la caída del nivel de base	*Hipotética línea tiempo	LS					
5	Inicio del movimiento de la línea de costa hacia la cuenca	*SMI	Alto nivel			LPS	LS	
4	Inicio del movimiento de la línea de costa hacia tierra	*ST	Transgresivo				Componentes de "overlap"	
3	Inicio del ascenso del nivel de base	*Hipotética línea tiempo	Bajo nivel 2	LS	LS		LS	
2	Exposición del borde de la plataforma	*SOT	Bajo nivel 1	forced regression wedge	Tardío		Componentes de "offlap"	Regresivo
1	Inicio de la caída del nivel de base	*Hipotética línea tiempo	Alto nivel	LS	Alto nivel			
5	Inicio del movimiento de la línea de costa hacia la cuenca	*SMI	Inicial	Alto nivel	Alto nivel	LPS	LS	
4	Inicio del movimiento de la línea de costa hacia tierra	*ST	Transgresivo	Transgresivo	Transgresivo			
3	Inicio del ascenso del nivel de base	*Hipotética línea tiempo	Bajo nivel	Bajo nivel 2	lowstand prograding wedge			
2	Exposición del borde de la plataforma	*SOT	LS	Bajo nivel 1	LS			
1	Inicio de la caída del nivel de base	*Hipotética línea tiempo	LS					

Fig. 2.28. Relación entre diferentes momentos dentro de los ciclos de variación relativa del nivel del mar, superficies que se generan y diferentes propuestas de subdivisión estratigráfica secuencial. Tomado de López (1996).

#### 2.4.2.1 Modelo del Grupo Exxon

Se basa principalmente en los trabajos de Mitchum *et al.* (1977), Vail *et al.* (1987), Vail (1987), Van Wagoner *et al.* (1987), Posamentier y Vail (1988), Mitchum y Van Wagoner (1991) y Haq (1991).

Las unidades principales son las secuencias depositacionales, que son de dos tipos principales. Estas fueron definidas como “sucesiones relativamente conformes de estratos ligados genéticamente, limitados por discordancias o sus correlativas conformidades” (Mitchum *et al.*, 1977).

La ciclicidad mostrada por una secuencia depositacional está relacionada con cambios relativos del nivel del mar. Se pueden reconocer dos tipos de secuencias en base a las superficies que las puedan limitar, estos límites pueden ser de tipo 1 y de tipo 2, los cuales se forman en períodos diferentes dentro de una caída relativa del nivel base.





- 2) Componentes de onlap o transgresivos constituidos por:
  - 2.1. Facies costeras y de plataforma retrabajadas durante y poco después del retroceso de la línea de costa.
  - 2.2. Un “delantal” de facies resedimentadas al pie del talud.

Las superficies limitantes de las secuencias genéticas son superficies de máxima inundación que registran el hiato existente por la “no llegada” de aportes clásticos, ni a la plataforma ni al talud.

#### 2.4.2.3 Secuencias Transgresivo – Regresivas

La utilización de secuencias transgresivo – regresivas fue desarrollada inicialmente por Johnson *et al.* (1985) y posteriormente por Embry y Johannessen (1992), López Blanco (1993) y Embry (1993, 1994).

Johnson *et al.* (1985) define los ciclos T – R como rocas sedimentarias depositadas entre el inicio de un evento profundizante y el inicio del próximo evento profundizante de escala similar. A estos ciclos se les atribuye un origen eustático debido a su continuidad lateral y sincroneidad, lo que implica que son independientes de las variaciones de subsidencia locales.

Embry y Johannessen (1992) definen las secuencias T-R (transgresivo-regresivas), como aquellas limitadas por discontinuidades subaéreas asociadas a una exposición subaérea y a una superficie regresiva de erosión, formada durante una bajada relativa del nivel del mar y que son relevadas hacia la cuenca por superficies transgresivas (que marca el paso de regresión a transgresión) desarrolladas al inicio del movimiento de la línea de costa hacia tierra adentro.

Estas secuencias T-R contienen una superficie de máxima inundación que sirve para dividir a estas secuencias en un cortejo transgresivo como el de Posamentier *et al.* (1988) y un cortejo regresivo que comprende al de nivel alto y bajo. Embry (1993) establece una jerarquía de 5 órdenes de secuencias T-R, en base al tipo de límites de cada una:

- 1) La extensión de la discontinuidad subaérea.
- 2) La extensión del límite de secuencia en la cuenca.
- 3) El diferente grado de deformación sobre y bajo el límite de secuencia.
- 4) La magnitud del episodio de profundización representado por los depósitos transgresivos sobre el límite de secuencia.
- 5) El grado de cambio en el régimen sedimentario y en el estilo de subsidencia sobre y bajo el límite de secuencia.

López Blanco (1991), define dos tipos de secuencias limitadas por superficies transgresivas o de máxima regresión:

Secuencias fundamentales: son de menor escala, y están constituidas generalmente por un tramo transgresivo basal (equivalente al TST del grupo Exxon) seguido por un tramo regresivo (equivalente al HST y LST del grupo Exxon).

Secuencias Compuestas: son secuencias transgresivo – regresivas definidas a partir del apilamiento de las secuencias fundamentales. Están formadas por una parte transgresiva y una regresiva separadas por una superficie de máxima inundación.

## **2.5 SISTEMAS DEPOSITACIONALES Y SISTEMAS ENCADENADOS**

### **2.5.1 Sistema Depositacional**

Es un conjunto tridimensional de litofacies que son depositadas bajo condiciones depositacionales similares (Brown y Fisher, 1977). Cada sistema depositacional consiste de varios sistemas encadenados producidos durante un ciclo eustático. Los sistemas depositacionales observados en secuencias estratigráficas incluyen abanicos submarinos, lóbulos y canales turbidíticos, relleno de valles incisos, deltas, depósitos de plataforma externa, dunas fluviales, depósitos de plano costero en clásticos, así como arrecifes, plataforma interna y evaporitas en carbonatos, entre otros (Ragusa, 1993).

En la figura 2.31 se tiene un ejemplo de sistema depositacional, como lo es el de abanicos submarinos, en la misma se puede observar la distribución de facies de este sistema. También están representadas las facies de lóbulos y turbiditas.

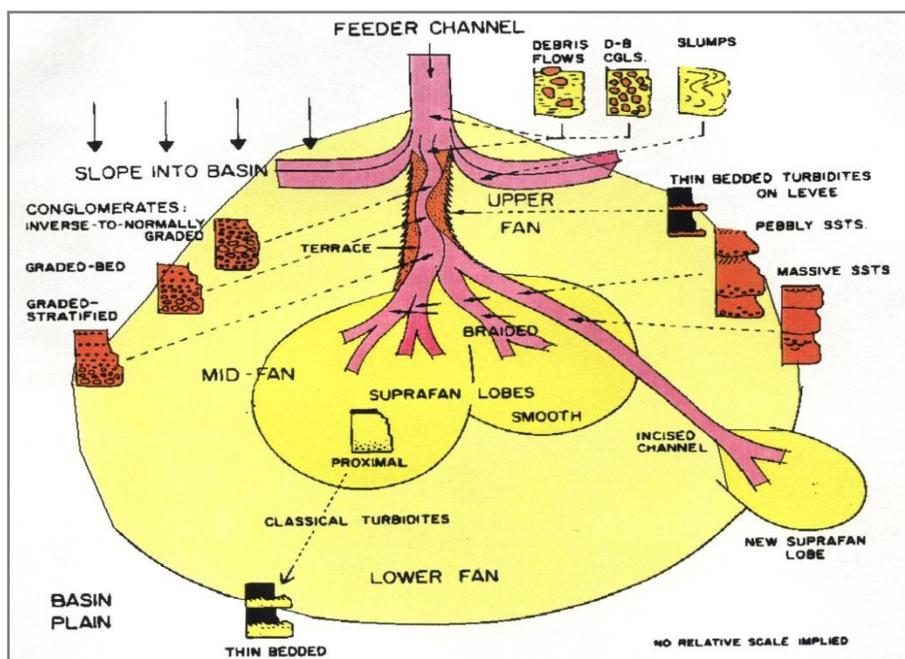


Fig. 2.31. Distribución de facies en los abanicos submarinos (Galloway, 1983).

### 2.5.2 Sistema Encadenado

Un sistema encadenado es una conexión de sistemas depositacionales contemporáneos. Estos sistemas están compuestos por parasecuencias y uno o más grupos de estas, las cuales forman las subdivisiones de una secuencia (Cepeda, 1999).

Los sistemas encadenados son interpretados tomando como base los patrones de apilamiento de las parasecuencias, las posiciones de éstas dentro de la secuencia, la geometría de los estratos y los tipos de superficies límite (Posamentier *et al.*, 1988).

Según Van Wagoner *et al.* (1987) se reconocen dos tipos de secuencia asociados a los sistemas encadenados: 1) secuencias tipo 1 que comprenden sistemas encadenados de nivel bajo, transgresivo y de nivel alto, limitados basalmente por discordancias tipo 1 y sus conformidades correlativas; 2) secuencias tipo 2 que comprenden sistemas encadenados de margen de plataforma, transgresivo y de nivel alto, limitados por discordancias tipo 2 y sus conformidades correlativas.

### 2.5.2.1 Sistema Encadenado de Nivel Bajo (Lowstand System Tract)

Se asocia a la existencia de un límite de secuencia tipo 1, es depositado durante un intervalo de descenso del nivel relativo del mar en la ruptura de pendiente, y su posterior subida gradual (Emery y Mayers, 1996) (Fig. 2.32).

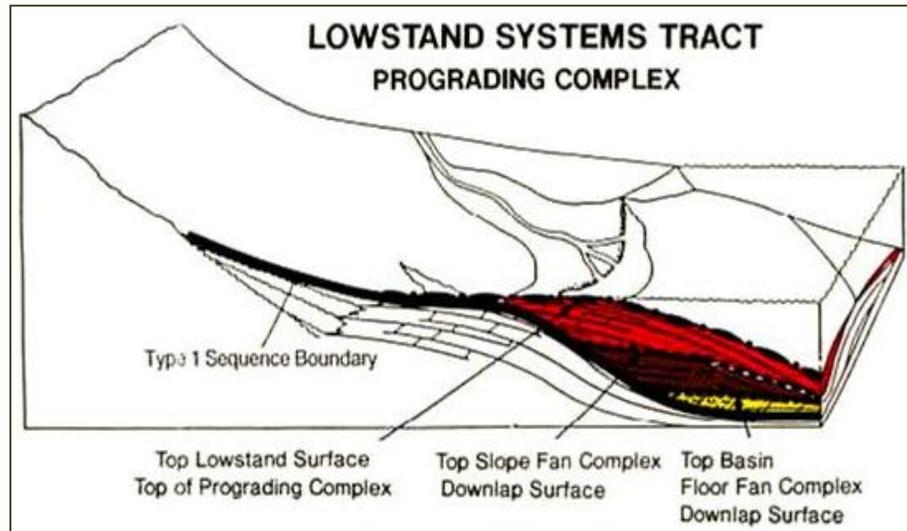


Fig. 2.32. Bloque esquemático mostrando la formación y ubicación de una discordancia Tipo 1. Tomado de Falcón (2011).

Cuando la caída del nivel relativo del mar es lenta, no se expone la plataforma y entonces se genera un Sistema de Margen de Plataforma o Shelf Margin Systems y un límite de secuencia tipo 2 (Fig. 2.33).

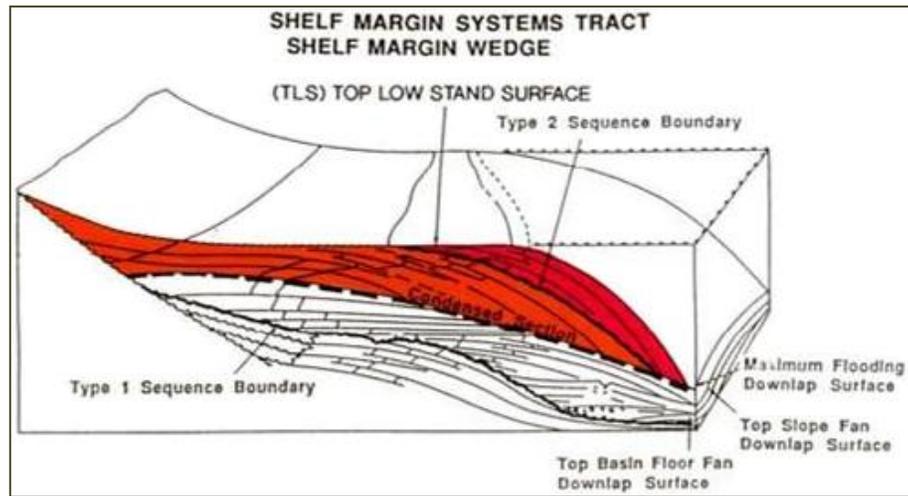


Fig. 2.33. Bloque esquemático mostrando la formación y ubicación de una discordancia Tipo 2. Tomado de Falcón (2011).

Según Vail (1987) en el caso de rápidos descensos del nivel del mar este consiste de tres unidades depositacionales:

- Abanicos de fondo de cuenca: de acuerdo a Van Wagoner *et al.* (1988), están caracterizados por la depositación de abanicos submarinos sobre el talud inferior o el piso de la cuenca. Su origen está asociado con la formación de cañones en el talud y la incisión de valles fluviales en la plataforma (Fig. 2.34).

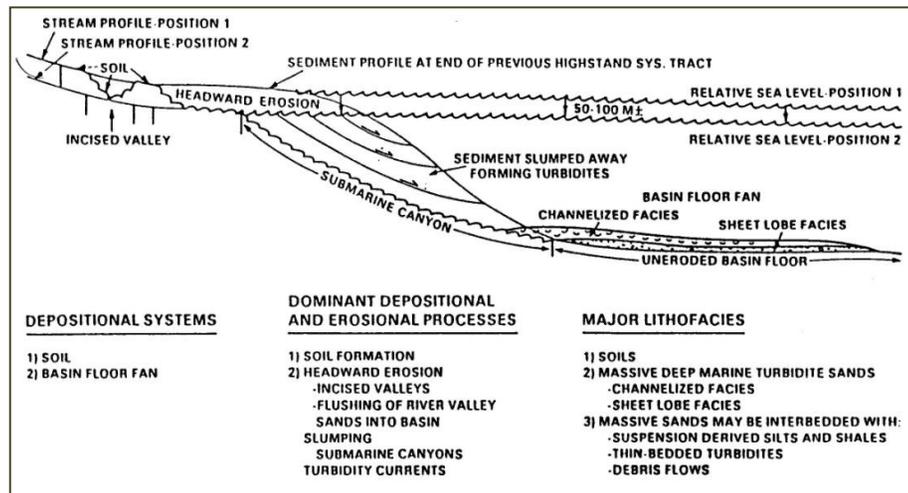


Fig. 2.34. Características sedimentarias y depositacionales de un abanico de fondo de cuenca (*Basin Floor Fan*) del sistema de nivel bajo. Tomado de Falcón (2011).

- Abanicos de talud: están caracterizados por la depositación de turbiditas y flujo de detritos en el medio o la base del talud. Puede ser contemporánea con el abanico de fondo de cuenca o con la porción temprana de la cuña progradante (Fig. 2.35).

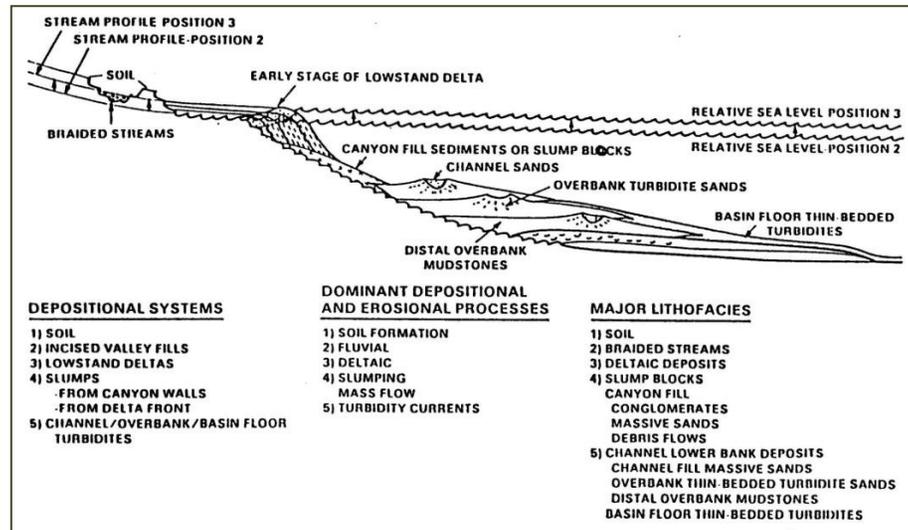


Fig. 2.35. Características sedimentarias y depositacionales de un sistema de abanico de talud (Slope fan) del sistema de nivel bajo. Tomado de Falcón (2011).

- Cuña progradante de nivel bajo: se caracteriza, sobre la plataforma, por el relleno de valles incisos, los cuales se solapan comúnmente sobre el límite de la secuencia, y sobre el talud por relleno progradacional con geometría de cuña. La depositación no es contemporánea con la depositación de los abanicos de fondo de talud. Las cuñas de nivel bajo están compuestas por juegos de parasecuencias progradantes a agradantes. El tope de la cuña de bajo nivel, coincidente con el tope del sistema encadenado de nivel bajo, es la superficie transgresiva (Fig. 2.36).

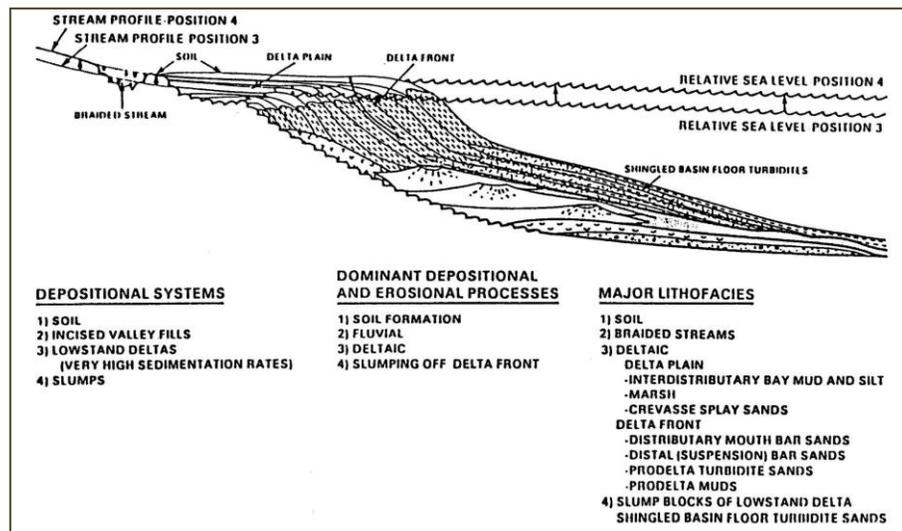


Fig. 2.36. Características sedimentarias y depositacionales de Cuña progradante de borde de plataforma (Lowstand prograding wedge) del sistema de nivel bajo o “Lowstand System Tract”. Tomado de Falcón (2011).

La cuña progradante de nivel bajo es reconocida como una unidad que prograda en dirección a la cuenca, sucediendo inmediatamente a un límite de secuencia, y limitada por encima por una superficie de máxima progradación.

#### 2.5.2.2 Sistema Encadenado Transgresivo (Transgressive System Tract)

Es el sistema encadenado intermedio tanto de las secuencias tipo 1 como de las secuencias tipo 2 (Van Wagoner *et al.*, 1988), se desarrolla cuando la tasa de aumento del nivel relativo del mar es máxima.

El sistema transgresivo se reconoce, cuando está bien desarrollado, como un grupo de parasecuencias retrogradacionales. Está limitado en su base por una superficie de máxima progradación (superficie transgresiva) y en su tope por una superficie de máxima inundación o su intervalo condensado correlativo (Ver Fig. 2.37).

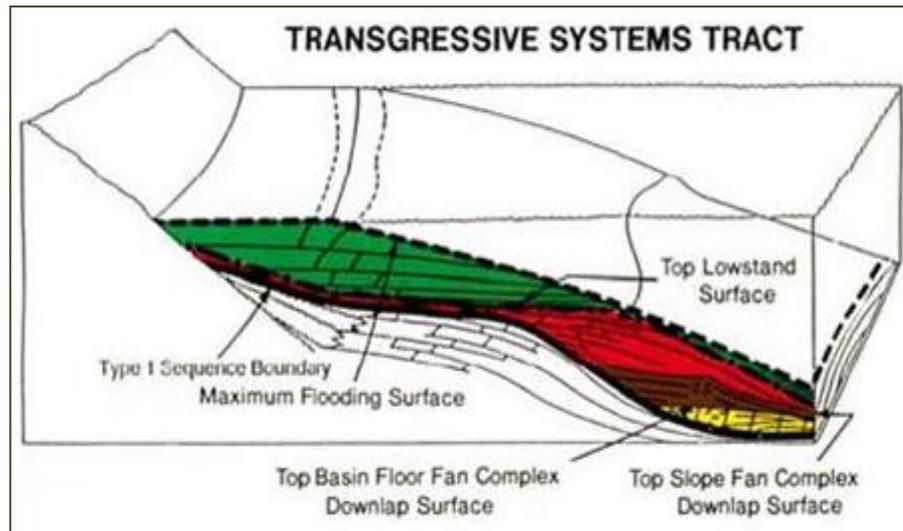


Fig. 2.37. Bloque diagramático de un sistema transgresivo, mostrando sus límites y otros sistemas depositacionales asociados. Tomado de Falcón (2011).

Están constituidos en su parte más distal por sedimentos pelágicos y minerales autigénicos, donde la tasa de deposición es mínima debido a que la mayoría de los sedimentos quedan depositados en la llanura costera, en posiciones cada vez más altas, cerca de su fuente (Ver Fig. 2.38).

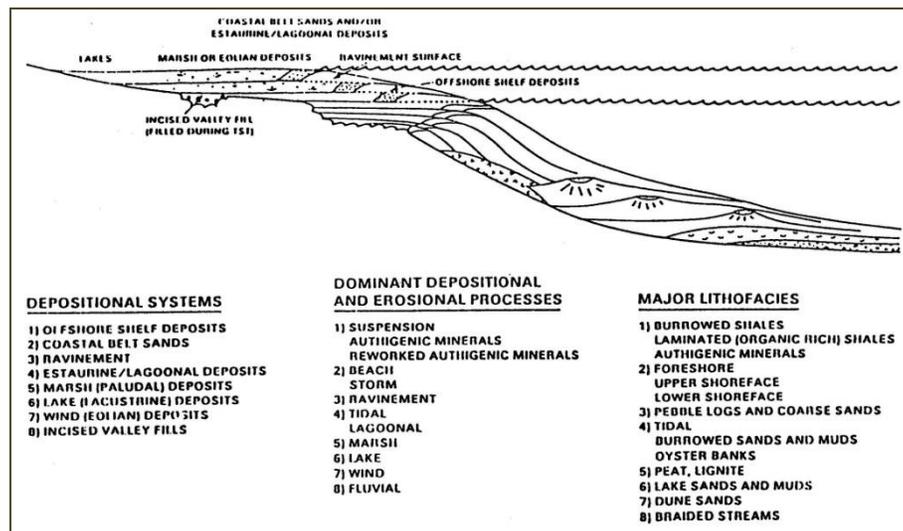


Fig. 2.38. Características sedimentarias y depositacionales de un sistema transgresivo. Tomado de Falcón (2011).

### 2.5.2.3 Sistema Encadenado de Nivel Alto (Highstand System Tract)

Es el sistema encadenado superior tanto en las secuencias de tipo 1 como las de tipo 2 (Van Wagoner *et al.*, *Op. Cit.*). Forma el tope de la secuencia estratigráfica, es típicamente agradacional o progradacional, y consiste en depósitos de plataforma a no marinos arreglados en sucesiones de facies o parasecuencias. Estos sistemas son depositados después de una superficie de máxima transgresión y antes de un límite de secuencia (Ver Fig. 2.39).

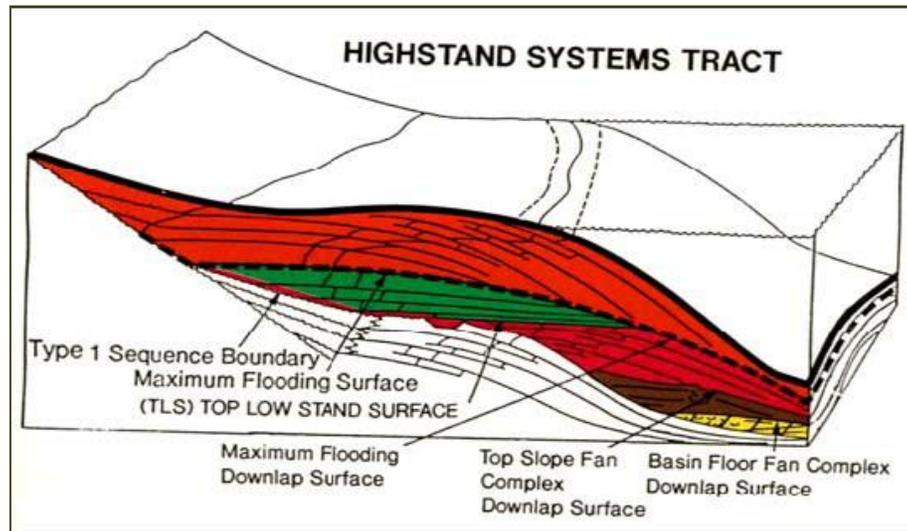


Fig. 2.39. Bloque diagramático de un sistema de nivel alto, mostrando sus límites y otros sistemas depositacionales asociados. Tomado de Falcón (2011).

Estos sistemas se caracterizan por una disminución en la tasa de incremento del nivel relativo del mar en el tiempo, lo cual resulta en una arquitectura inicialmente agradacional que se torna posteriormente progradacional (Fig. 2.40).

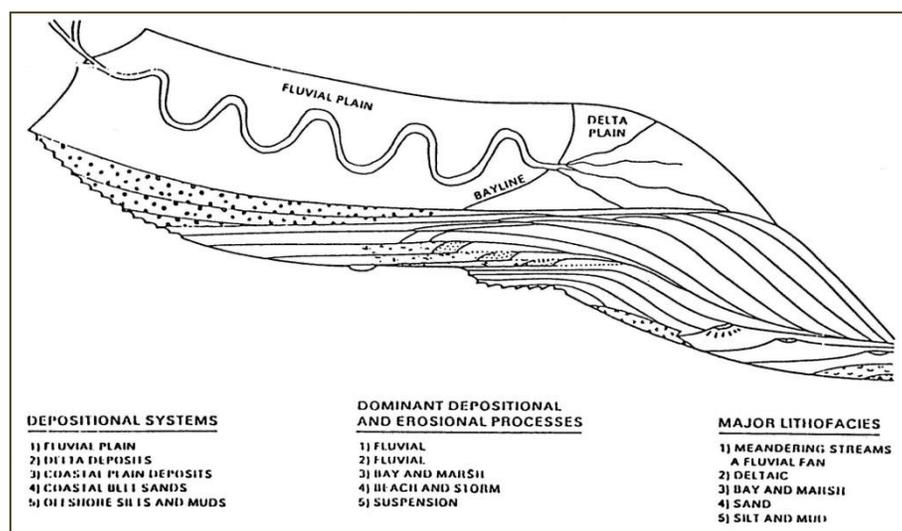


Fig. 2.40. Características sedimentarias y depositacionales de un sistema de nivel alto o "Highstand System Tract". Tomado de Falcón (2011).

## 2.6 CAMBIOS EN EL NIVEL DEL MAR

### 2.6.1 Cambios Eustáticos

Son los cambios en el nivel del mar relacionados a un punto fijo como el centro de la tierra (Ver Fig. 2.42). Se deben a variaciones en el volumen de agua en las cuencas oceánicas o a cambios producidos por la formación y tasas de desarrollo en las dorsales oceánicas y deriva continental (Méndez, 2006).

Un cambio en el volumen de agua puede ser debido principalmente a glaciaciones y desglaciaciones o por suministro de agua desde fuentes magmáticas. Un cambio en la forma de las cuencas oceánicas puede ser producido por mecanismos geotectónicos o por el relleno sedimentario de las cuencas (Falcón, 2011).

#### 2.6.1.1 Ciclos Eustáticos

Son intervalos de tiempo geológico durante los cuales se produce a escala global, un ascenso y un descenso del nivel medio del mar. Se han reconocido seis (6) órdenes de ciclos eustáticos (Ver fig. 2.41): ciclos de primero a sexto orden o megaciclos, superciclos, ciclos y paraciclos eustáticos de cuarto a sexto orden.

1. Megaciclo: es un ciclo de primer orden que incluye un conjunto de superciclos. Se conocen tres (3) ciclos de primer orden relacionados con la ruptura de megacontinentes, con una duración de 250, 500 y 1500 Ma, entre el Precámbrico y el Fanerozoico. En general, es un conjunto de cinco a siete ciclos de segundo orden. Los ascensos del nivel del mar coinciden con las épocas de ruptura y separación continental, mientras que los descensos en la curva, coinciden con las colisiones de los microcontinentes.

2. Superciclo: es un ciclo eustático de segundo orden que incluye un conjunto de ciclos de tercer orden. Por lo general, cinco a siete ciclos de tercer. En el superciclo, el aumento acumulativo del nivel del mar es seguido por un descenso acumulativo del nivel del mar (Falcón, 2011).

3. Ciclo: corresponde al ciclo eustático de tercer orden, tienen espesores aproximados en el orden de 20 a 500 m. Sus parasecuencias componentes o paraciclos eustáticos, tienen espesores entre 3 y 50 m y un tiempo de duración menor a 1 Ma (Vail *et al.*, 1990).

4. Paraciclo: es un ciclo de cuarto, quinto o sexto orden. Corresponde al intervalo de tiempo geológico durante el cual un ascenso relativo del nivel del mar es seguido por otro ascenso, sin que se produzca una caída del nivel relativo del mar entre ambos, a menos que limite con un paraciclo perteneciente a un nuevo ciclo.

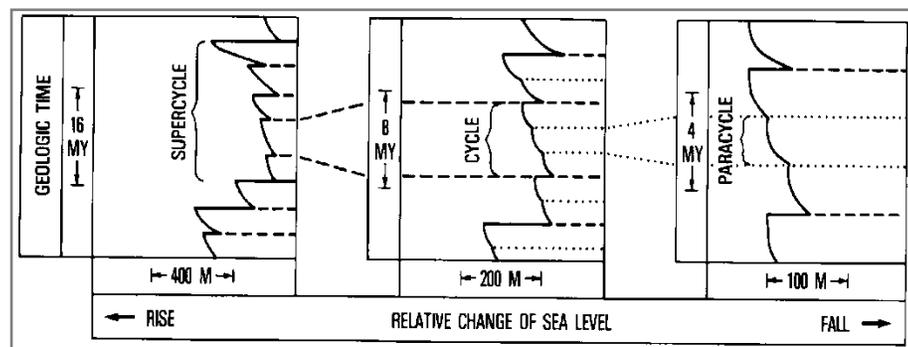


Fig. 2.41. Ciclos de cambios relativos del nivel del mar. Tomado de Falcón (2011).

## 2.6.2 Cambios Relativos

Los cambios relativos del nivel del mar son cambios relacionados con procesos regionales y locales por subsidencia, tectónica, sedimentación y movimiento eustático del nivel del mar (Méndez, 2006). Son ascensos y caídas del nivel del mar con respecto a un datum fijo (Ver Fig. 2.42).

El nivel del mar ejerce una gran influencia sobre los sistemas depositacionales.

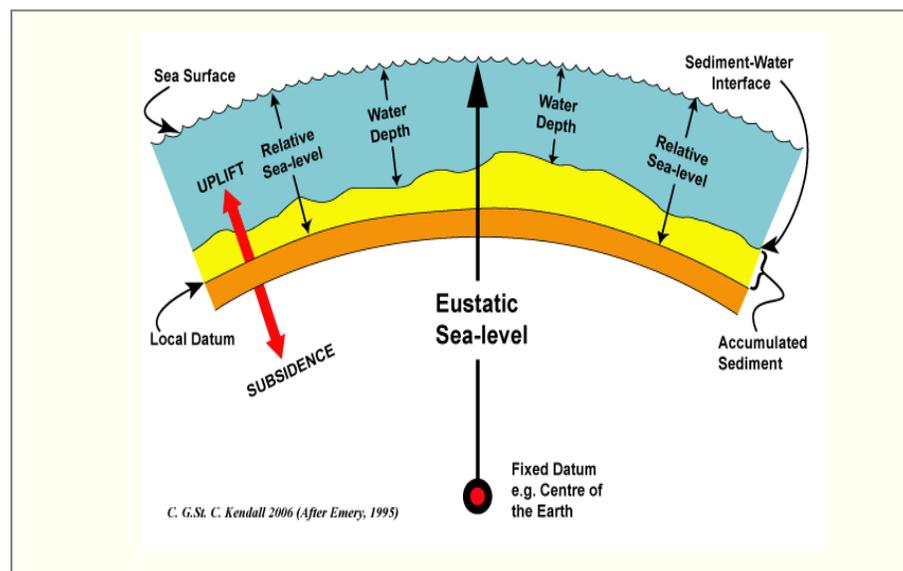


Fig. 2.42. Eustacia, nivel relativo del mar y profundidad de agua, como una función de la superficie del mar, fondo del mar y posición del datum del sustrato. Tomado de Falcón (2011).

### 2.6.2.1 Ciclos Estratigráficos

Un ciclo estratigráfico corresponde a una sucesión de eventos que conforman ciclos que están relacionados por características litológicas, biológicas, climáticas y tectónicas que originan secuencias características y diferenciables de otras (Méndez, 2006). Estos están relacionados con los cambios del nivel del mar, pueden ser (ver Fig. 2.43):



## **2.7 CARTA DE CICLOS DE CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR DE HAQ (1987)**

El primer esquema cronoestratigráfico – eustático (Vail *et al.*, 1977; Vail y Handerbol, 1979) fue una consecuencia del desarrollo de la estratigrafía sísmica que estaba basada en esas primeras reflexiones sísmicas que tuvieron significado cronoestratigráfico. Las cartas de ciclos realizadas recientemente presentan una notable mejora, ya que están basadas en el reconocimiento de patrones depositacionales los cuales se forman durante varias fases de un ciclo del nivel del mar y en el correcto reconocimiento de paquetes de sedimento relacionados genéticamente en afloramiento y subsuelo.

Los recientes avances en magnetoestratigrafía, particularmente para el Cretácico tardío y el Cenozoico, han sido de gran ayuda para el refinamiento de dicha carta de ciclos, ya que en muchas secciones marinas en diferentes partes del mundo las inversiones de polaridad magnética han podido ser correlacionadas directamente a biohorizontes, que son la mejor fuente para datación.

La carta de ciclos realizada por Haq, Handerbol y Vail (1987), ha estado apoyada significativamente por el desarrollo reciente de modelos de secuencias estratigráficas que ayudan en el reconocimiento de secuencias depositacionales en afloramiento y subsuelo, lo que no solo ayuda a la datación de eventos del nivel del mar sino también en la integración de unidades cronoestratigráficas estándar.

La construcción de cartas de ciclos del nivel del mar es un proceso de integración que envuelve muchos pasos (Fig. 2.44).

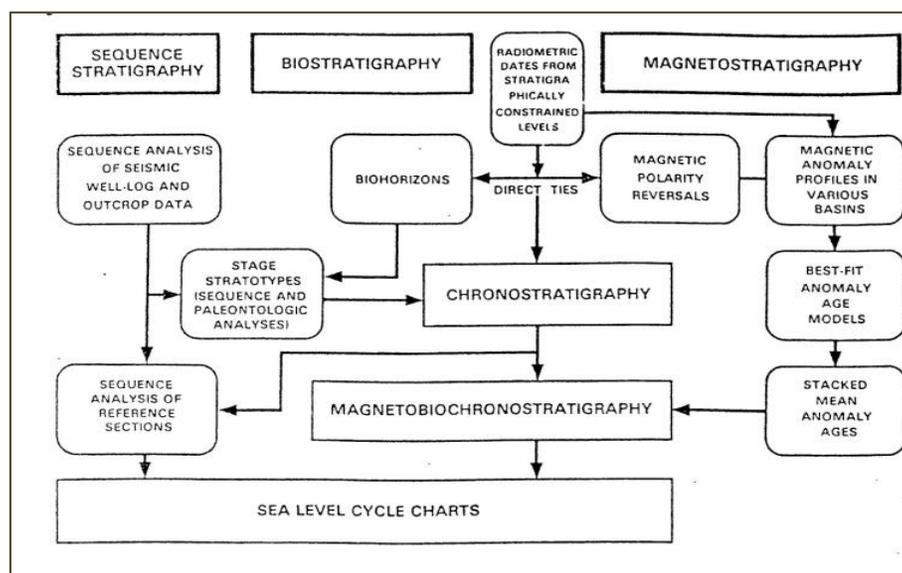


Fig. 2.44. Pasos en la construcción de cartas de ciclos del nivel del mar. Tomado de Haq *et al.* (1988).

El primer paso para la construcción de cartas de ciclos del nivel del mar es la correlación directa entre biohorizontes de microfósiles plácticos e inversiones magnéticas (crones de polaridad magnética). El siguiente paso involucra la incorporación de unidades cronoestratigráficas estándar en el esquema biocronológico, esto envuelve dos actividades separadas pero relacionadas:

- 1) Análisis bioestratigráfico detallado de los estratotipos (magnetoestratigrafía y datos radiométricos, cuando estén disponibles), lo cual ayuda a determinar la extensión biocronoestratigráfica del estratotipo.

- 2) Análisis de secuencias depositacionales de algunas secciones, lo cual ayuda a la colocación más aproximada de los periodos dentro del marco de una secuencia estratigráfica.

- 3) Por último, la integración de eventos del nivel del mar con la magneto y bioestratigrafía. Los cambios de nivel del mar interpretados a partir del análisis estratigráfico de secuencias (subsuelo y afloramiento) en diferentes partes del mundo, datados a través de sus relaciones paleontológicas y físico/estratigráfico, son incorporadas en el esquema cronoestratigráfico para producir dichas cartas de ciclos.

En la construcción de esta carta (Haq *et al.*, 1987) se integraron datos radiométricos, bioestratigráficos y magnetoestratigráficos en una manera iterativa, lo cual produce un modelo reconciliatorio magneto – biocronoestratigráfico. El enfoque ha sido asignar los datos radiométricos aceptables analíticamente y restringidos bioestratigráficamente a anomalías magnéticas, a partir de las relaciones conocidas de eventos bioestratigráficos para inversiones de polaridad magnética.

### **2.7.1 Descripción de la Carta de Ciclos de Cambio del Nivel del Mar**

La carta combina la escala de tiempo lineal (en Ma, o millones de años, repetida en el lado izquierdo, centro y derecho) con magnetocronoestratigrafía, cronoestratigrafía estándar, biocronoestratigrafía (Fig. 2.45) y cronoestratigrafía secuencial.

La magnetocronoestratigrafía incluye la secuencia de inversión de polaridad, números de anomalía magnética del piso oceánico (desde Oxfordian a Reciente) y la terminología numérica de cronozonas de polaridad (Harland *et al.*, 1982) y es una combinación de cuatro tipos de datos paleomagnéticos.

La sección cronoestratigráfica incluye subdivisiones jerárquicas de sistema, serie y período, adoptando la nomenclatura usada en Europa, la cual se ha convertido de uso estándar para correlaciones a lo largo del mundo. Las designaciones de supra períodos como Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper, Neocomiense y Senoniense, que son frecuentemente usados en la literatura estratigráfica regional, son incluidos en las columnas pero no denotados como estatus formal.

La tercera sección de la carta incluye biocronoestratigrafía, esta incorpora dos tipos de información: esquema zonal, donde las zonas han sido definidas formalmente, por eventos de primera y última ocurrencia (biohorizontes) de alguna taxa fósil cuya zona formal no ha sido definida. Las zonas incluidas varían para cada carta, dependiendo de los grupos fósiles más útiles para cada intervalo.

Las cuatro cartas de ciclos incluyen biohorizontes de palinomorfos (mayormente dinoflagelados, con la excepción de alguna espora y polen del Triásico temprano).

Estos datos están basados mayormente en información del oeste de Europa y áreas del Mar del Norte.

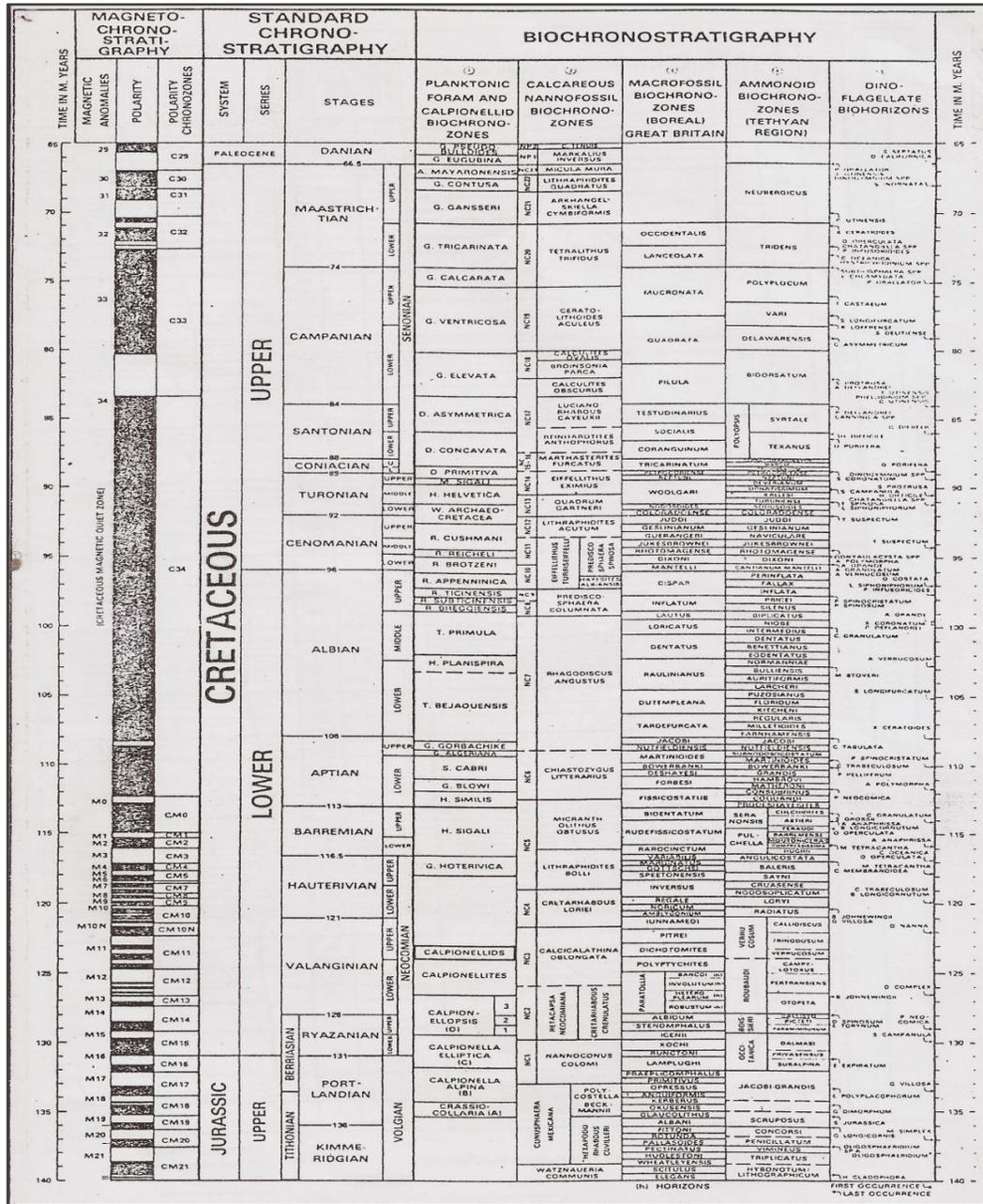


Fig. 2.45. Primeras tres secciones de la carta de ciclos de cambios del nivel del mar de Haq *et al.* (1987). Tomado de Haq *et al.* (1987).

La cuarta sección de la carta consiste de cronoestratigrafía secuencial (Fig. 2.46), la cual incluye cronozonas. Las cronozonas de secuencias de primer orden incluyen megasecuencias y megasecuencias de conjuntos de cronozonas.

El Mesozoico y Cenozoico, están compuestos de tres megasecuencias de cronozonas (la parte superior del Absaroka, el Zuni y el Tejas). La terminología de cronozona secuencial utilizada está basada en la terminología secuencial de Sloss (1963). Las megasecuencias están subdivididas en supersecuencias de segundo orden y supersecuencias de conjuntos de cronozonas. Siete conjuntos de supersecuencias incluyen 27 supersecuencias, las cuales terminan con límites de secuencias de magnitud mayor.

La terminología de cronozona secuencial está seguida por escalados cambios relativos en onlap costero asociado con cada cronozona de secuencia de tercer orden. Las cronozonas de secuencias de tercer orden incluyen secuencias que terminan con límite mayor, medio y menor, y estos están representados como tal en la carta de ciclos. Un total de 120 cronozonas secuenciales han sido identificadas desde la base del Triásico al Reciente.



### III. MARCO METODOLÓGICO

#### FASE 1: RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA

La consulta bibliográfica que se realizó se basó en la búsqueda de información teórica acerca de la estratigrafía de secuencias como su definición de acuerdo a diversos autores, como por ejemplo Posamentier y Vail (1988), Galloway (1989), entre otros, así como su utilidad e importancia dentro de los estudios geológicos. También se buscó información relacionada a sistemas encadenados, como las características fundamentales para su reconocimiento. Además, se investigó sobre la carta de Haq *et al.* (1987) para la interpretación de los cambios relativos del nivel del mar ocurridos durante un tiempo determinado.

Se recopiló información de trabajos previos referente principalmente al Cretácico en la Cuenca Oriental de Venezuela y sobre Análisis Secuencial en diversas zonas del Oriente. El material comprendió trabajos de grado hechos principalmente en los estados Anzoátegui, Sucre y Monagas; algunos de los autores de los trabajos utilizados son Cisneros y López (1986), Hernández y Luna (1986), Falcón (1988), Ragusa (1993) y Margotta y Ramírez (2004) entre otros, así como también trabajos publicados en el IV, VI y VIII Congreso Geológico Venezolano, boletines de la AAPG y revistas como la de la Facultad de Ingeniería de la UCV. Esta fase se llevó a cabo en la Biblioteca de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica.

En la figura 3.1 se ubican los trabajos que se tomaron para realizar el análisis de secuencias propuesto en este trabajo.

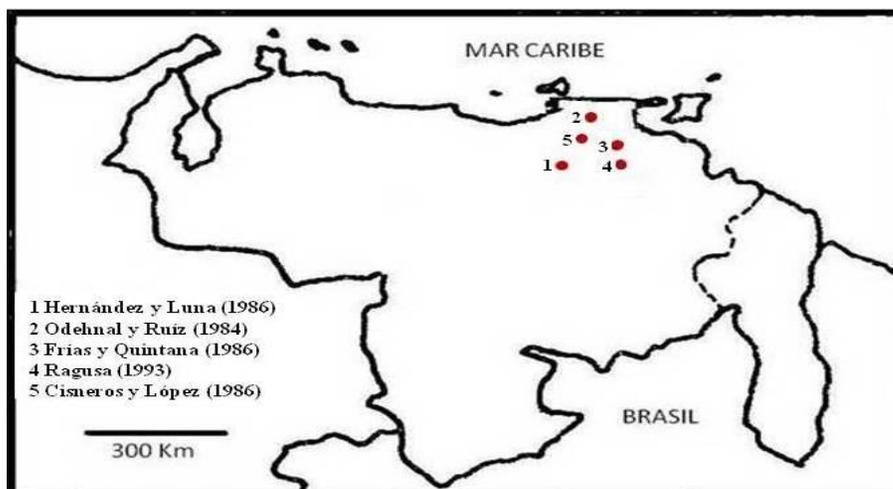


Fig. 3.1. Ubicación de los trabajos utilizados para realizar el análisis de secuencias. Tomado de Falcón (1989).

## FASE 2: REVISIÓN Y JERARQUIZACIÓN DE TRABAJOS PREVIOS

Se revisó el material bibliográfico consultado con el fin de evaluar que aspectos comprende dicho material y la calidad de los mismos. La información considerada de interés para este trabajo tiene que ver con la estratigrafía de la zona de estudio respectiva, bioestratigrafía, secciones finas, datos quimioestratigráficos (particularmente en trabajos específicos de la Formación Querecual) y análisis secuencial (Ragusa (1993), Mistage (1997)), además de columnas estratigráficas, mapas y cartas faunales realizadas en los trabajos consultados. Posteriormente se hizo una jerarquización de los mismos (Ver Tabla 3.1) basada en la calidad y detalle de la información proporcionada y se seleccionaron los mejores para su utilización como base de datos.

En la figura 3.2 se muestra dos de las secciones finas utilizadas durante el desarrollo de este trabajo. La imagen (a) pertenece al trabajo de grado de Ragusa (1993) y corresponde a una sublitarenita de la Formación Barranquín, la imagen (b) se extrajo del trabajo de grado de Cisneros y López (1986) y corresponde a una caliza lodosa de la Formación Querecual.

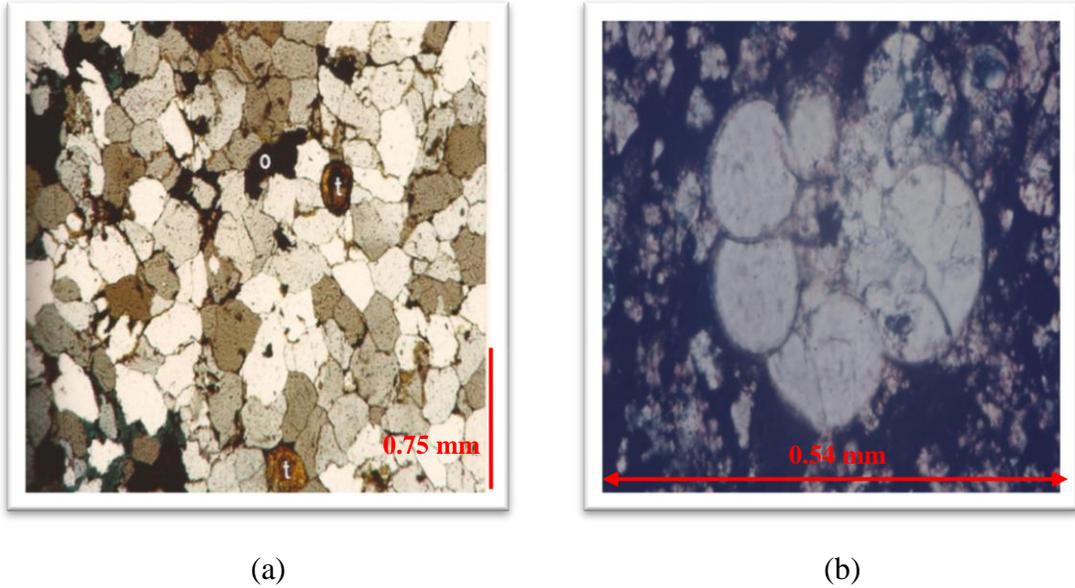


Fig. 3.2. Secciones finas correspondientes a las formaciones Barranquín (a) y Querecual (b). a) Sublitarenita. Tomada de Ragusa (1993). B) Caliza lodosa. Tomado de Cisneros y López (1986).

En la figura 3.3 se puede observar un extracto de la columna estratigráfica consultada en el trabajo de Ragusa (1993) con el análisis de secuencia realizado en el mismo, este pertenece a la parte basal de la Formación Barranquín en la zona de Pico García.

ESPEJOR INDIV. (m)	PARASECUENCIAS	AMBIENTE SEDIMENTARIO	NUMERO DE PARASECUENCIAS	LIMITES DE SECUENCIAS Y SUPERFICIES DE MAX. INUND.	SISTEMAS ENCADENADOS	CONJUNTOS DE PARASECUEN	DESCRIPCION DE LOS CONJUNTOS DE PARASECUENCIAS
15				Límite de Sec.			PARASECUENCIA TIPO 3
105		BARRAS Y CANALES DE CORRIENTES ENTRELAZADAS EN LLANURA DELTAICA	17		(HST) SISTEMA DE NIVEL ALTO	AGRAADACIONAL	DIECISIETE PARASECUENCIAS DEL TIPO UNO, CON ESPESORES DE 15 a 30 m CADA UNA TIPIFICADA POR UN AFINAMIENTO EN EL ESPESOR DE LAS LAS CAPAS HACIA ARRIBA. CADA PARASECUENCIA PRESENTA UNA GEOMETRIA Y LITOLOGIA QUE DEFINEN BARRAS Y CANALES DE CORRIENTES ENTRELAZADAS.
180							
110							
176		BARRAS Y CANALES DE CORRIENTES ENTRELAZADAS EN LLANURA DELTAICA	11	Límite de Sec.	(HST) SISTEMA DE NIVEL ALTO	AGRAADACIONAL	ONCE PARASECUENCIAS DE TIPO UNO, CON ESPESORES DE 15 a 20 m CADA UNA QUE REPRESENTAN CORRIENTES ENTRELAZADAS
5				MAX. SUP. INUND	Y S Y	RETROGRA.	PARASECUENCIA TIPO 2
90		BARRAS Y CANALES DE CORRIENTES ENTRELAZADAS EN LLANURA DELTAICA	10	Límite de Sec.	(HST) SISTEMA DE NIVEL ALTO	AGRAADACIONAL	DIEZ PARASECUENCIAS DE TIPO UNO, CON ESPESORES DE 5 a 10 m CADA UNA.
3.5				MAX. SUP. INUND	T S T	RETROGRA.	PARASECUENCIA TIPO 2
116		BARRAS Y CANALES DE CORRIENTES ENTRELAZADAS EN LLANURA DELTAICA	39	Límite de Sec.	(HST) SISTEMA DE NIVEL ALTO	AGRAADACIONAL	TREINTA Y NUEVE PARASECUENCIAS DEL TIPO UNO. LAS PRIMERAS VEINTICINCO TIENEN ESPESORES DE 15 a 20 m Y LAS CATORCE RESTANTES UN ESPESOR DE 5 a 12 m. CADA PARASECUENCIA EN SU PARTE SUPERIOR PRESENTAN BARRAS Y EN LA PARTE INFERIOR CANALES DE CORRIENTES ENTRELAZADAS.
2.3							
3.0							
90							
4.5							
3.0							
3.3							
6.0							
3.0							
4.8							
							FALLA DE APARICION

Fig. 3.3. Columna estratigráfica de la Unidad Arenosa de la Formación Barranquín. Tomado de Ragusa (1993).

La figura 3.4 muestra una de las cartas faunales consultadas, la cual corresponde al trabajo de Falcón (1989) publicado en el GEOS Nº 29, la cual pertenece a la Formación García en el área de Pico García – cerro El Algarrobo.

E D A D	C R E T A C I O												
	T E M P R A N O												
	A T I E N S E T A R D I O M E D I O												
G R U P O	S Ú C R E												
F O R M A C I O N	E L C A N T I L												
M I E M B R O	G A R C I A												
MUESTRAS FOSILES	MO-5096	MO-5097	MO-5098	MO-5099	MO-5085	MO-5084	MO-5083	MO-5082	MO-5081	MO-5100	MO-5101	MO-5102	MO-5103
	FORAMINIFEROS												
Schackoia cabri	X												
Biglobigerinella cf. barri	X												
Lenticulina subgaultina	X	X	X	X		X		X			X	X	X
Lenticulina crepidularis	X	X	X	X									
Hedbergella delrioensis	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X			
Hedbergella planispira	X	X	X	X	X	X	X	X	X				
Hedbergella simplex	X	X	X	X		X		X	X				
Praeglobotruncana infracretacea	X	X	X	X									
Clavihedbergella cf. subcretacea	X	X		X									
Schackoia gandolfii	X	X	X	X									
Epistomina cf. ornata	X	X	X	X		X							
Dentalina distincta	X	X	X	X	X	X	X	X	X				
Neobulimina sp.	X	X	X	X	X		X	X	X				
Pyrulina sp.	X	X	X		X		X	X					
Lenticulina saxocretacea		X	X	X				X					
Lenticulina muensteri		X	X	X									
Lenticulina cf. maridalensis		X	X	X									
Dentalina ck. cylindroides		X	X		X	X		X					
Dentalina guttifera							X	X					
Ammobaculites reophacoides									X	X	X	X	X
Trochammina cf. depressa									X	X	X	X	X
Haplophragmoides concavus										X	X	X	X
Choffatella decipiens											X	X	X
Epistomina sp.											X	X	X
Haplophragmoides cf. globosus											X	X	X
MACROFAUNA													
Amonites	X	X	X	X									
Belemnites	X	X	X	X									
Pelecípodos	X	X	X	X	X	X		X		X	X	X	X
Gasterópodos	X	X	X	X	X	X		X		X	X	X	X
Equinodermos	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Braquiópodos (terebratúlidos)			X	X									

Fig. 3.4. Carta faunal correspondiente a la Formación García. Tomado de Falcón (1989).

Autor	Bioestratigrafía	Petrografía			Ambiente	Carta Faunal	Columnas	Análisis de Secuencias
		A	L	C				
<b>Carmona (1978)</b>	2					¿	X	
<b>Rey <i>et al.</i> (1982)</b>	3		4	3		2	X	
<b>Bravo y González (1983)</b>	2		¿	3		2	X	
<b>Guerrero y León (1983)</b>	3		¿	3	3	2	X	
<b>Odehnal y Ruíz (1984)</b>	3		¿	3	3	2	X	
<b>Campos <i>et al.</i> (1985)</b>	2		¿	2	X	X	X	
<b>Cisneros y López (1986)</b>	3		2	3	2	3	X	
<b>Di Croce (1986)</b>	2		¿	3		4	X	
<b>Falcón (1986)</b>	4		¿	4	3	3	X	
<b>Hernández y Luna (1986)</b>	4		5	4	3	4	X	
<b>Falcón (1988)</b>	4		¿	4	3	3	X	
<b>Ragusa (1993)</b>	4		3	3	3	4	5	
<b>Yoris (1994)</b>	2		¿	4	X	2	3	
<b>Mistage (1997)</b>	2		X	3	X	X	3	
<b>Margotta y Ramírez (2004)</b>	4		3	3	X	1	X	

5:Excelente 4: Muy buena 3: Buena 2: Regular 1: Incompleta X: No tiene ¿: No se encontró

Tabla 3.1. Jerarquización de trabajos previos.



b) Luego se ubicaron los posibles límites de secuencia, los cuales se ubican en puntos que representan una máxima regresión, suelen estar asociados a los mayores desarrollos de arenas. En general los límites de secuencia separan grupos de rocas que no tienen ninguna relación física temporal, se forman en algunos diez mil años y representan un tiempo geológico muy rápido. Estos se determinaron en cambios bruscos de litología, algunos cambios paleontológicos, superficies que separan dos modos depositacionales y paleosuelos (Fig. 3.6).

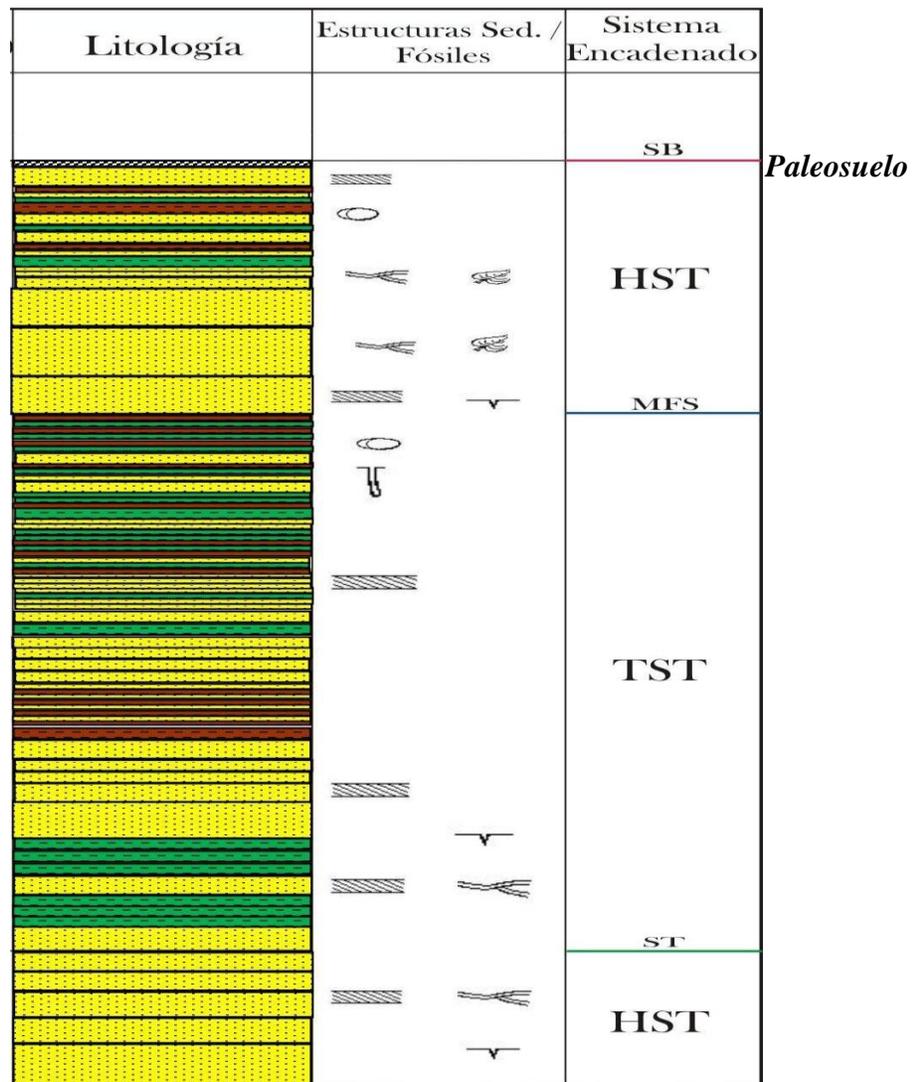


Fig. 3.6. Columna de la Formación Barranquín. Tomado de Ragusa (1993).



#### FASE 4: CORRELACIÓN Y CARTOGRAFIADO DE LOS SISTEMAS DEPOSITACIONALES DE ORDEN MAYOR (2<sup>do</sup> ORDEN)

Se definieron las secuencias de 2<sup>do</sup> orden (3 a 50 Ma) en cada una de las columnas seleccionadas. Para ello se tomó en cuenta si se cumplía un ciclo eustático completo, es decir, si comprendía los tres sistemas encadenados (transgresivo, de nivel alto y de nivel bajo) y si abarcaba 3 Ma o más.

Estas secuencias de 2<sup>do</sup> orden serían cartografiadas, para así poder observar posibles variaciones en el espesor de dichas secuencias, esta parte de la fase 4 no se pudo realizar debido a que no se tenían suficientes datos como para generar un mapa las secuencias definidas.

#### FASE 5: CALIBRACIÓN CON LAS CURVAS DE HAQ *et al.* (1987)

En esta fase se compararon los límites de secuencias y cambios definidos anteriormente en el análisis de secuencias con los cambios establecidos en la carta de cambios relativos del nivel del mar de Haq *et al.* (1987). Para corroborar los cambios depositacionales propuestos en este trabajo para el Cretácico en la Cuenca Oriental.

Cabe destacar que para el caso de la Cuenca Oriental es posibles utilizar la carta de Haq *et al.* (1987) para comparar con los limites propuestos en este trabajo debido a que para el periodo Cretácico dicha cuenca se comporta como un margen pasivo, siendo los cambios relativos del nivel del mar el principal generador de los cambios depositacionales.

## IV. ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN Y RESULTADOS

### 4.1 Análisis de Secuencias por Formación

El análisis de secuencias que se propone está basado en la reinterpretación de columnas estratigráficas realizadas en trabajos previos, con el apoyo de información sedimentológica y paleontológica, y además tomando en consideración la carta global de cambios relativos del nivel del mar propuesta por Haq *et al.* (1987). Se definieron quince (15) sistemas depositacionales, de los cuales tres (3) corresponden a nivel bajo (LST), seis (6) son de tipo transgresivo (TST) y seis (6) de nivel alto (HST).

Comenzando de base a tope con la Formación Barranquín, para el análisis de secuencias se utilizaron las columnas estratigráficas realizadas por Ragusa (1993) en su trabajo de grado. Como producto de la reinterpretación de éstas se identificaron diez (10) sistemas encadenados, los cuales son:

- Un sistema de nivel bajo (LST) en la base de la formación, constituido por paquetes de areniscas de grano fino hacia la base y de grueso a medio en la parte media y superior, intercaladas con lutitas y limolitas (Fig. 4.4). Las areniscas son cuarzosas con granos gruesos y tienen un color blanco que al meteorizar pasa a rojo: las capas van entre 0,3 a 1 m de espesor y están dispuestas en paquetes con espesores que van entre 10 y 20 m. Hacia la parte media de las secuencias se presentan algunas limolitas y lutitas carbonosas intercaladas con las areniscas, presentando estratificación/laminación flaser. Hacia el tope de las areniscas conglomeráticas van disminuyendo sus espesores y presentan laminaciones lenticulares de areniscas de grano muy fino, así como también, intercalaciones de limolitas; tanto las areniscas finas como las limolitas tienen un color gris claro que al meteorizar pasan a gris parduzco y los espesores de cada capa de estas van de 0,20 a 0,65 m. También se identifican estratificación cruzada planar y festoneada que probablemente indican una asociación a depósitos fluviales. Este conjunto presenta un patrón agradacional. El sistema se limita hacia la parte superior de la secuencia con una superficie transgresiva (ST) que se ubica en la base de una arenisca de grano grueso a

conglomerática; dicha arenisca refleja el inicio del sistema transgresivo (TST) puesto que se nota una ausencia de estratificación festoneada primeramente, estructura encontrada y asociada a formación de canales, por lo que se infiere que los depósitos fluviales dejan de desarrollarse debido a un aumento en el nivel del mar, es decir, ocurren cambios en las condiciones depositacionales y ambientales. Se propone la correlación de esta superficie con la indicada en 120,5 Ma de la carta de ciclos de Haq *et al.* (1987) correspondiente al Hauteriviense Temprano.

- El sistema transgresivo (TST) comienza con areniscas conglomeráticas y cuarzosas, luego van predominando areniscas limosas a areniscas de grano fino con estratificación cruzada, intercaladas con limolitas y areniscas de grano muy fino con laminaciones arcillosas (ver figura 4.4). Hacia la parte media y superior del sistema se presentan algunas calizas gris azuladas (ver figura 4.1) con foraminíferos bénticos como: *Trocholina sp.*, *Textularia sp.*, *Quinqueloculina sp.*, algas como: *Macroporella sp.*, *Acicularia sp.*, miliólidos indeterminados y gasterópodos.

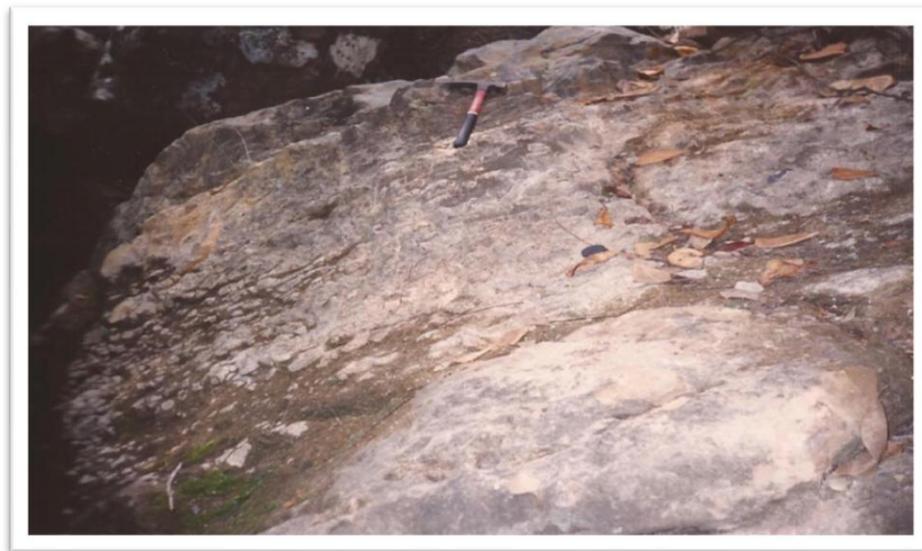


Fig. 4.1. Afloramiento de caliza gris azulada. Quebrada Las Cabeceras en el cerro El Algarrobo. Tomado de Ragusa (1993).

En la figura 4.2 se puede observar una caliza lodogranular en sección fina, la cual presenta pelotillas, foraminíferos béticos (*Trocholina sp.*) y ooides micritizados.

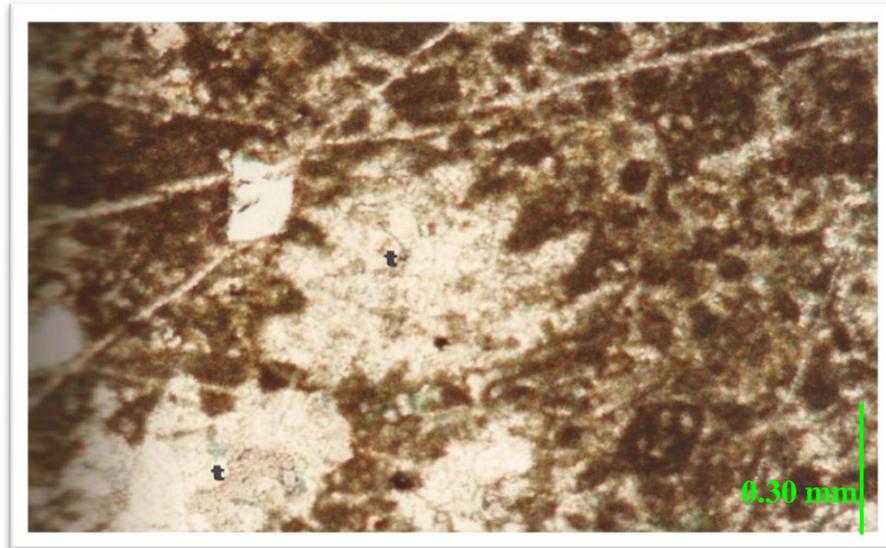


Fig. 4.2. Caliza lodogranular (t: *Trocholina sp.*). Muestra Mo-242-92. Tomado de Ragusa (1993).

En la parte superior de la secuencia se observan subarcosas de color blanco grisáceo con una granulometría fina a ligeramente conglomerática hacia la base, con estratificación ondulada y flaser, por las intercalaciones con lutitas y limolitas. Las calizas presentan estratificación lenticular y se encuentran intercaladas con lutitas. Estas últimas intercalaciones contienen foraminíferos béticos como *Everticyclamina sp.* y *Nummuloculina sp.*, además de gasterópodos y espinas de equinodermos.

En la figura 4.3 se muestra una sección petrográfica de las calizas que componen dichas intercalaciones las cuales representan la evidencia del máximo transgresivo (MFS) al haber un cambio paleontológico brusco, puesto que en las capas suprayacentes se encuentran ausentes estas especies y más bien aparecen nuevamente restos de plantas y vegetales, además se concentran los mayores paquetes lutíticos y de calizas a lo largo de la secuencia debajo de dicha superficie de máxima inundación.

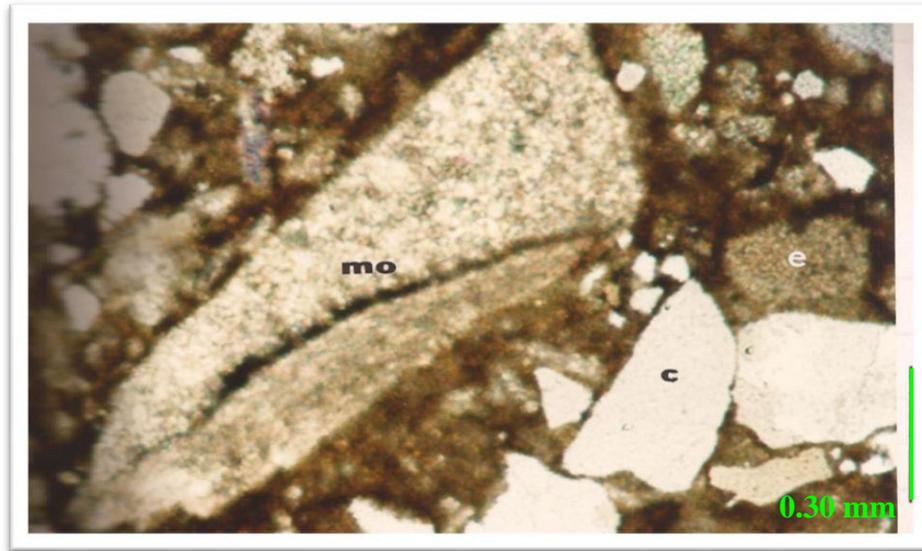


Fig. 4.3. Caliza lodosa que presenta un fragmento de molusco (mo) y de equinodermo (e). Muestra Mo-192-92. Tomado de Ragusa (1993).

La secuencia presenta un patrón retrogradacional. Esta superficie se correlacionó con el límite de 119 Ma de la carta de Haq que la ubica en el Hauteriviense Temprano.

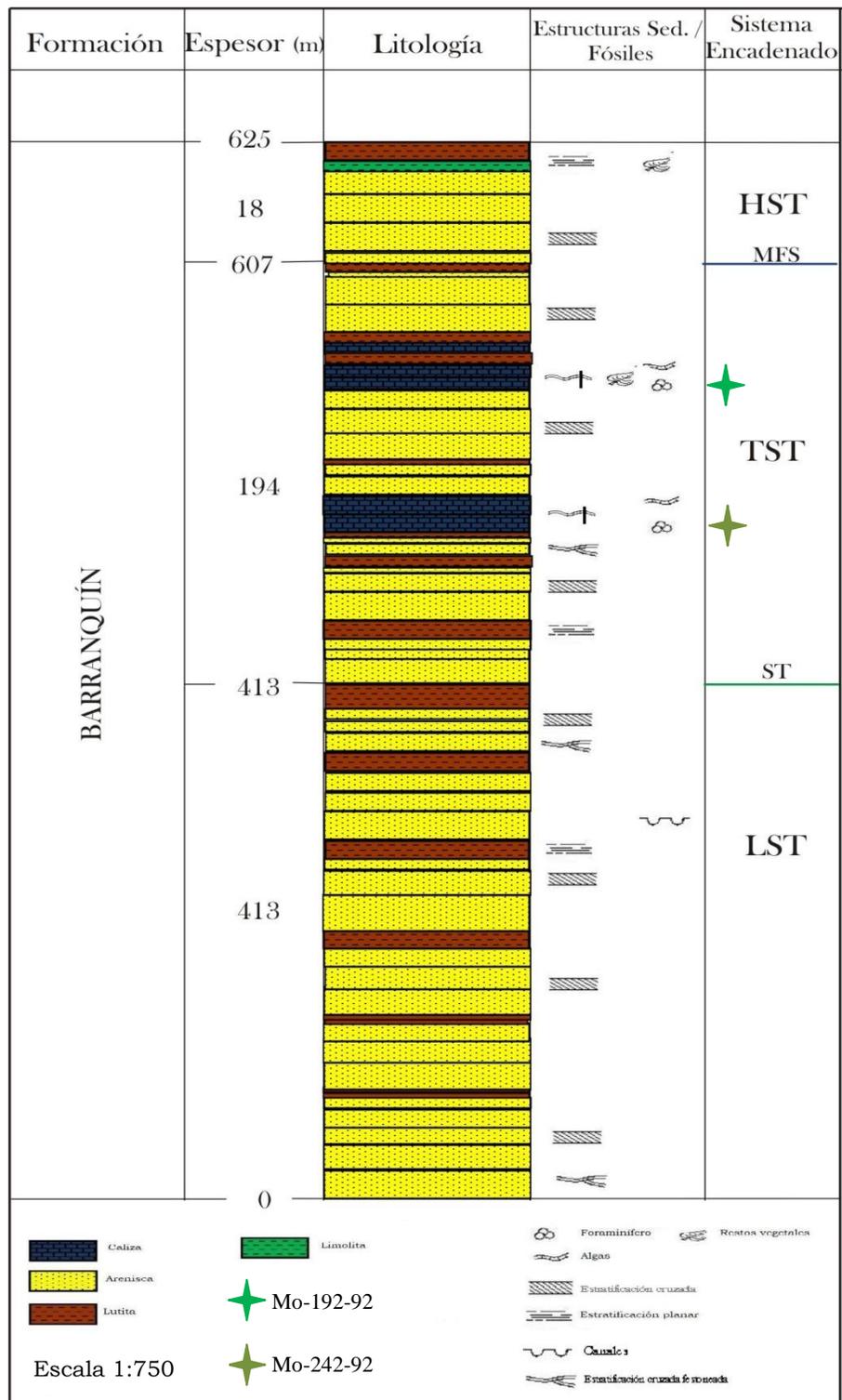


Figura 4.4. Columna estratigráfica de la Formación Barranquín (parte basal).  
Tomado y modificado de Ragusa (1993).

- En el límite anteriormente mencionado (MFS) se inicia una regresión normal que define un sistema de nivel alto (HST) por presentar en la base areniscas de grano fino con estratificación flaser que se van intercalando con areniscas de tipo arcosas (ver figura 4.5) donde los granos van de grueso a medio y son blancas grisáceas; estos paquetes muestran un afinamiento granulométrico hacia el tope y se intercalan con lutitas y limolitas, algunas de ellas carbonosas o con restos vegetales (Ver Fig. 4.8).

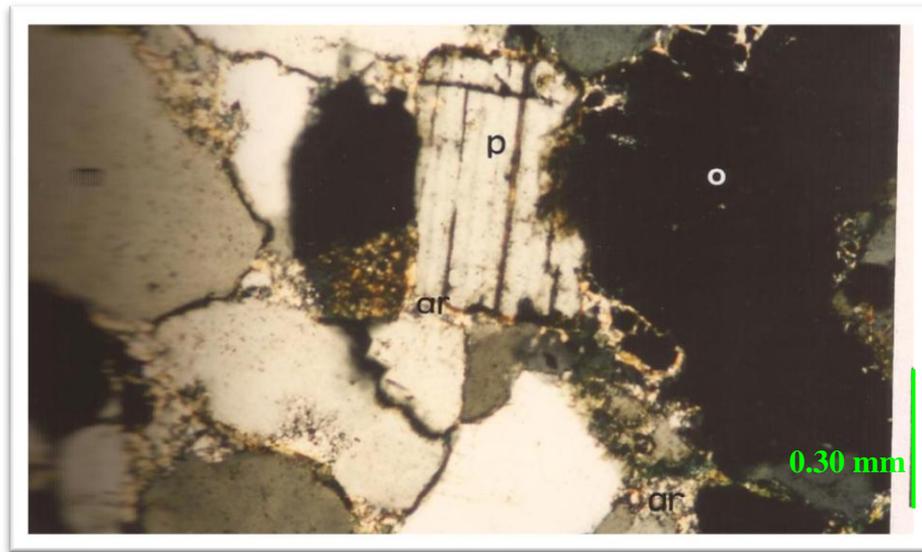


Fig. 4.5. Arcosa. p: plagioclasa (probablemente albita), m: cuarzo monocristalino, con bordes corroídos por cemento de minerales arcillosos (ar) y óxido de hierro (o). Muestra Mo-178-92. Tomado de Ragusa (1993).

Hacia la parte media del sistema se pueden observar algunas bioturbaciones y estratificación cruzada planar. En la parte superior se presentan laminaciones paralelas y la base de los paquetes arenosos muestra una superficie erosiva (Ver Fig. 4.6), dichos paquetes presentan un patrón de apilamiento agradacional. Los paquetes tienen espesores entre 10 a 25 m.



Fig. 4.6. Contacto erosivo entre paquetes de areniscas. Las capas superiores son de grano grueso, conglomeraticos. Las capas inferiores son limolitas interestratificadas con areniscas de grano fino. Quebrada Las Cabeceras, cerro El Algarrobo. Tomado de Ragusa (1993).

En la figura 4.7 se muestra en sección fina una sublitarenita de grano medio, la cual se ubica en la parte media del sistema de nivel alto, los granos son subangulosos a subredondeados y cementación de óxido de hierro y sílice.

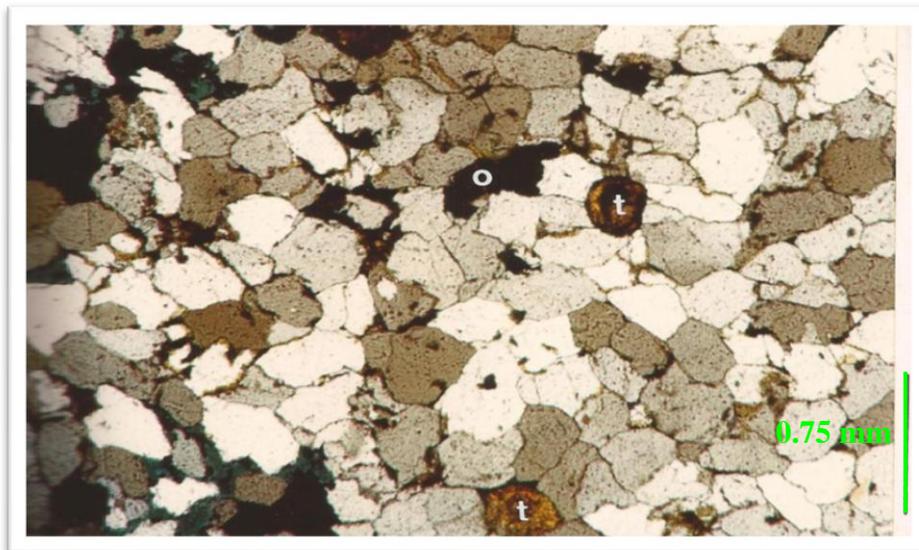


Fig. 4.7. Sublitarenita de grano medio. t: granos de turmalina, o: óxido de hierro. Muestra Mo-399-92. Tomado de Ragusa (1993).

El límite superior de este sistema de nivel alto corresponde a una superficie transgresiva, donde los paquetes pasan de un patrón agradacional a uno retrogradacional, además la frecuencia de lutitas y limolitas indica cambio en el nivel relativo del mar (Ver Fig. 4.8); dicho límite se correlacionó con la carta de Haq y se ubicó en el límite de 117,5 Ma siendo entonces correspondiente al Hauteriviense Tardío.

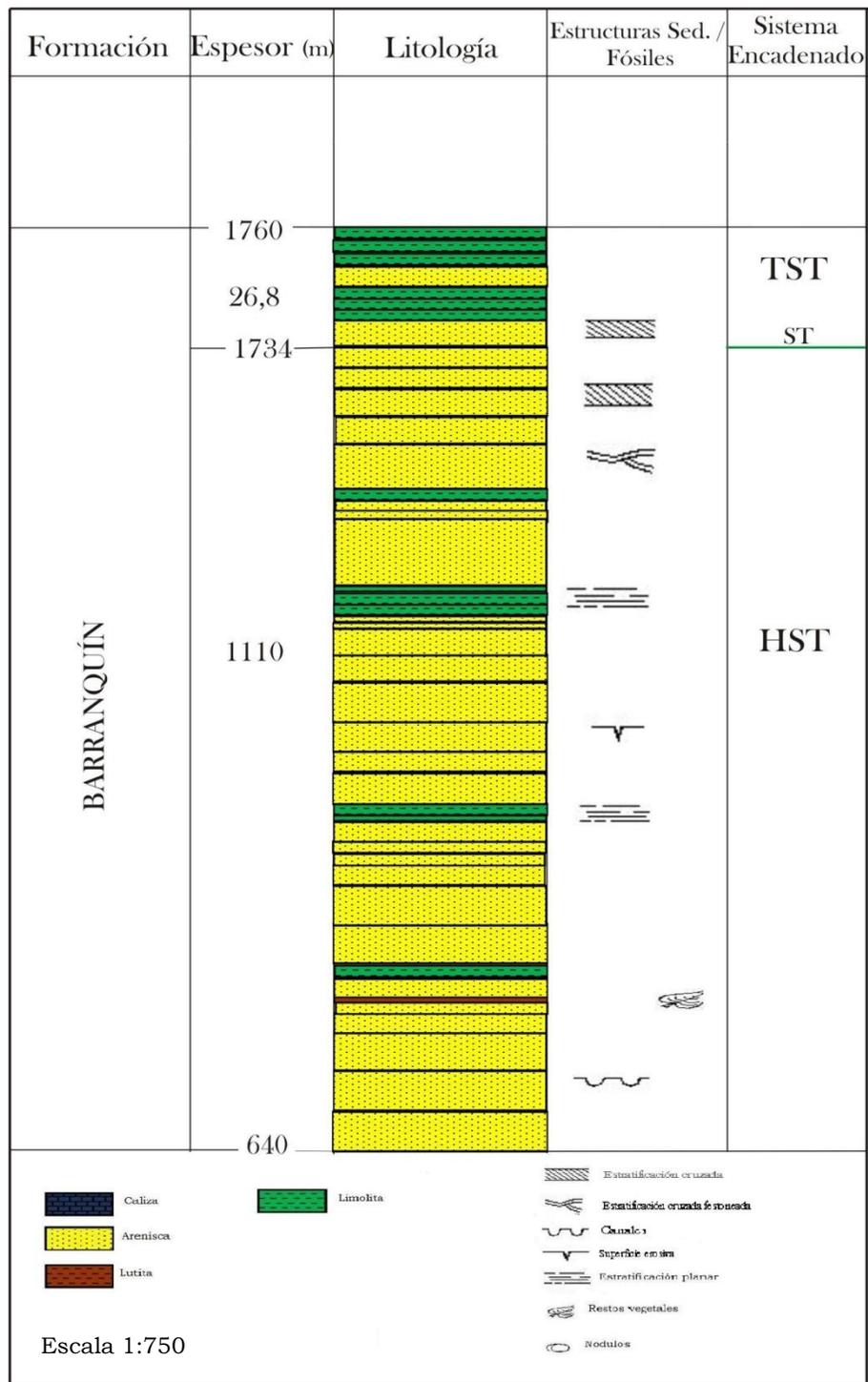


Figura 4.8. Columna estratigráfica de la Formación Barranquín. Tomado y modificado de Ragusa (1993).

- El cambio anterior en el patrón de apilamiento y en el predominio de litologías de grano fino es indicativo de un aumento relativo del nivel del mar, por esto se definió un sistema transgresivo (TST) formado por areniscas de grano medio a grueso intercaladas con limolitas y lutitas (Ver Fig. 4.9). Hacia la parte superior de este sistema se pueden encontrar algunas bioturbaciones y concreciones de óxido de hierro. El nivel de máxima inundación marina (MFS) se colocó en la base de un potente paquete de areniscas de grano grueso a microconglomeráticas (Ver Fig. 4.13). Esta superficie se correlacionó con el límite de 116,5 Ma en la carta de ciclos de Haq *et al.* (1987).



Fig. 4.9. Afloramiento de areniscas, limolitas y lutitas que conforman el TST. Las areniscas disminuyen de espesor hacia arriba. Carretera a la Cimarronera. Tomado de Ragusa (1993).

En la figura 4.10 se muestra una arenita de cuarzo, esta muestra se ubica en la parte basal del sistema transgresivo (TST).

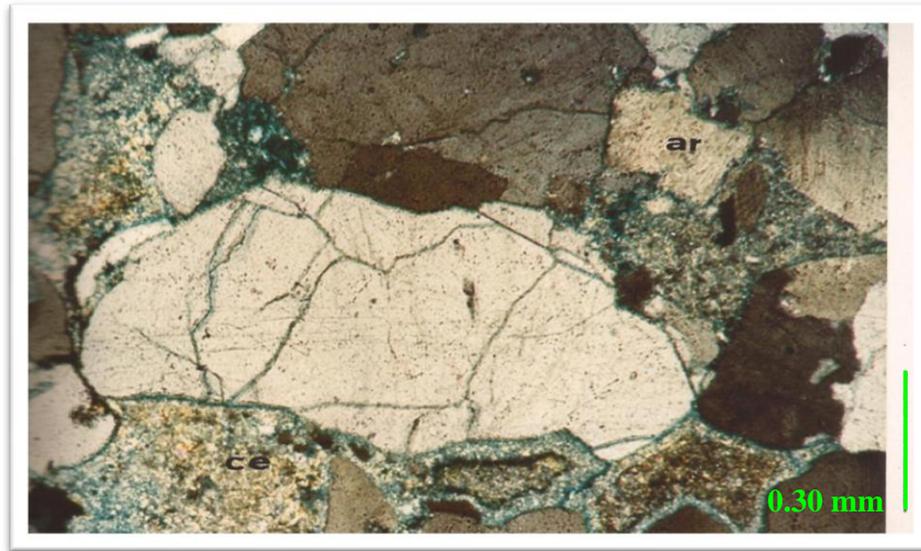


Fig. 4.10. Arenita de cuarzo con cementación de minerales de arcilla. Muestra Mo-407-92.  
Tomado de Ragusa (1993).

- Suprayacentemente se presenta un sistema considerado de nivel alto (HST) formado por areniscas de grano grueso, a veces intercaladas con lutitas con restos vegetales o con areniscas limosas. Hacia la parte superior las areniscas son de grano fino intercaladas con areniscas limosas (Ver Fig. 4.13). Este conjunto presenta un patrón progradacional. Este sistema termina con un límite de secuencia que corresponde a dos niveles de óxido de hierro de 15 a 20 cm de espesor que comprenden un paleosuelo (Ver Fig. 4.11), lo que indica una caída del nivel del mar con exposición subaérea de los estratos, erosión y precipitación de óxido de hierro. Dicho límite se correlacionó en la carta de Haq con la caída que ocurre a 116 Ma que corresponde a un límite de secuencia tipo 1.

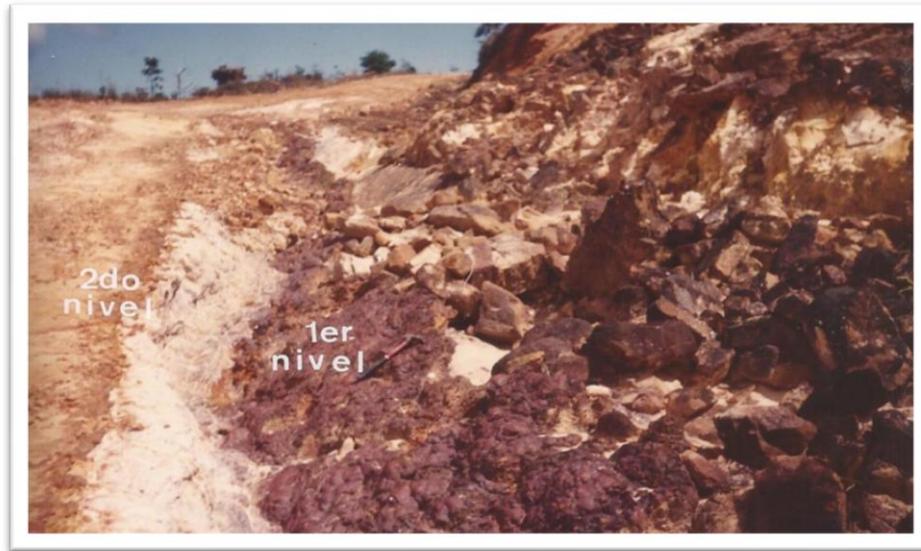


Fig. 4.11. Niveles de óxido de hierro, evidencia de un paleosuelo el cual representa el límite superior del HST. 1<sup>er</sup> nivel: espesor de 5 a 20 cm. 2<sup>do</sup> nivel: espesor de 5 a 8 cm.

En la figura 4.12 se pueden observar grietas de desecación en limolitas asociadas al paleosuelo, las cuales se originan durante la exposición subaérea de los estratos por lo cual se agrieta el limo y posteriormente se rellena con arena.

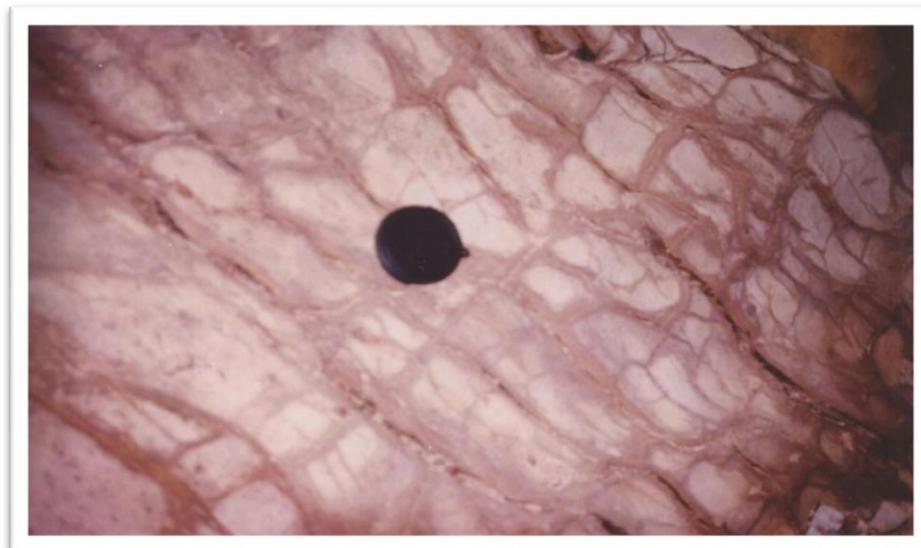


Fig. 4.12. Grietas de desecación en limolitas asociadas al paleosuelo. Carretera de pico García. Tomado de Ragusa (1993).

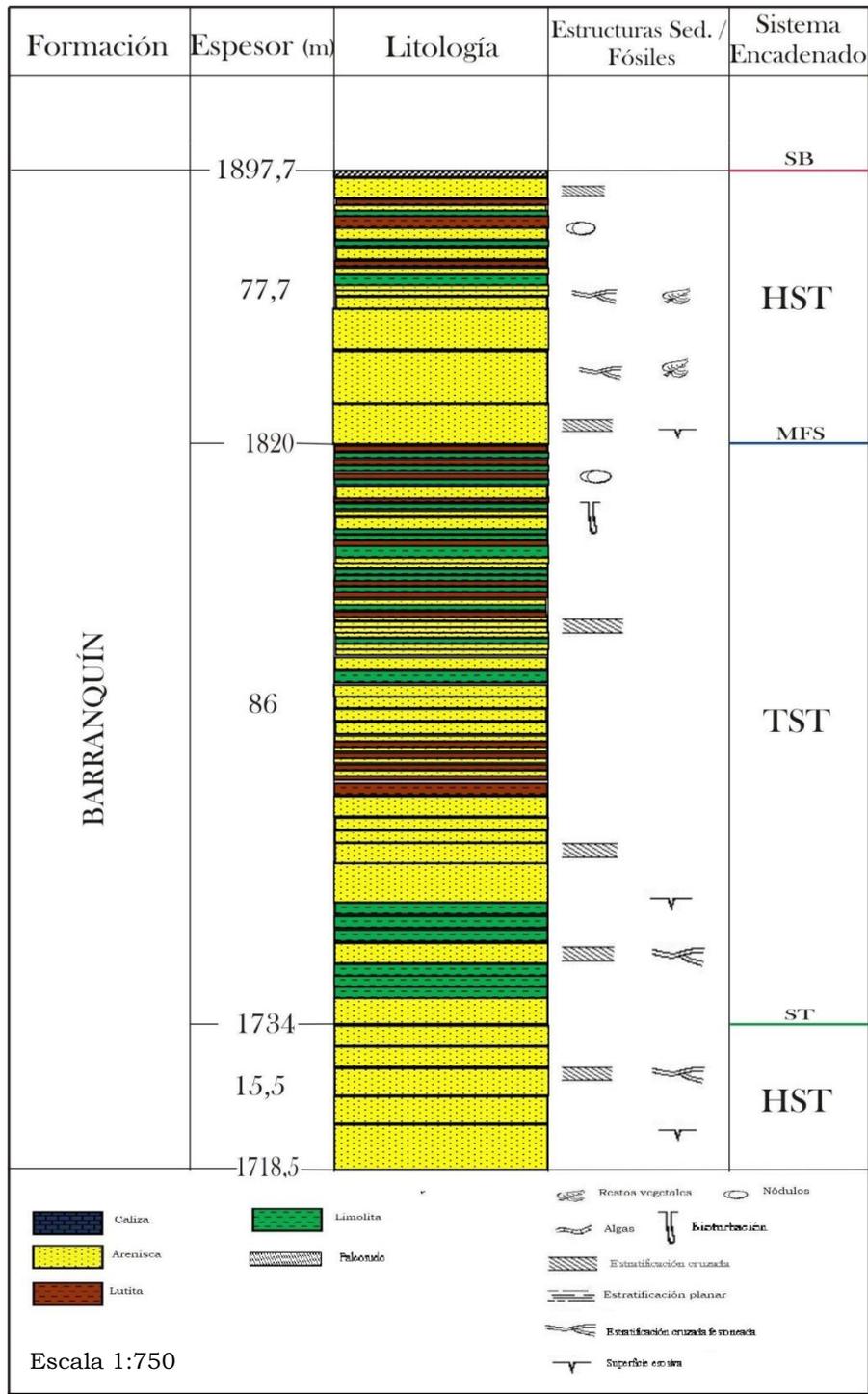


Figura 4.13. Columna estratigráfica de la Formación Barranquín (parte superior). Tomado y modificado de Ragusa (1993).

- El nivel del mar comienza a subir nuevamente generando un nuevo sistema transgresivo (TST) formado por areniscas de grano grueso a medio interestratificadas con lutitas en su base; estas últimas contienen restos de plantas terrestres como *Weichselia sp.* (Ver Fig. 4.14). Hacia el tope las areniscas se hacen limosas y se interestratifican con limolitas con estratificación flaser, además se presentan bioturbadas. La superficie de máxima inundación (MFS) se ubicó en el tope de una lutita masiva gris oscuro y se correlacionó con el límite de 112,25 Ma de la carta de ciclos de Haq.



Fig. 4.14. Impresiones *Weichselia sp.* Carretera frente a pico García. Tomado de Ragusa (1993).

- El siguiente sistema encadenado que se definió fue un sistema que se consideró de nivel alto (HST) formado por depósitos de bahía interdistributarios comprendidos por intercalaciones de lutitas y areniscas de grano fino en la base, donde algunas areniscas presentan laminaciones onduladas de arcillas. Hacia la parte media y superior las areniscas son de grano medio a grueso, algunas son ligeramente conglomeráticas, ligeramente bioturbadas y oxidadas; el espesor de las capas aumenta hacia la parte superior. También presenta lutitas carbonosas con restos vegetales. El patrón de apilamiento es progradacional en la base y retrogradacional hacia el tope.

El límite de secuencia que marca la culminación de este sistema de nivel alto se colocó en la base de una arenisca conglomerática que presenta el mayor espesor, este se correlacionó con el límite de 112 Ma en la carta de Haq y es un límite tipo 1.

- El límite anterior marca el comienzo de una caída en el nivel del mar, evidenciado por el alto porcentaje de material arenoso de grano grueso a conglomerático con base erosiva, formando paquetes potentes con patrón agradacional, además de areniscas de grano fino a limosas hacia el tope de dichos paquetes. Hacia la parte superior las areniscas son de grano fino, presentan laminaciones arcillosas y restos vegetales, y se encuentran intercaladas con limolitas (ver figura 4.17). Este sistema se definió como un sistema de nivel bajo (LST) y culmina con una superficie transgresiva que se ubicó en el tope del último paquete arenoso y se correlacionó con el límite de 111,7 Ma de la carta de Haq.

En la figura 4.15 se observa en sección fina una arenita de cuarzo de grano grueso, esta muestra se ubica en la parte inferior del sistema de nivel bajo.

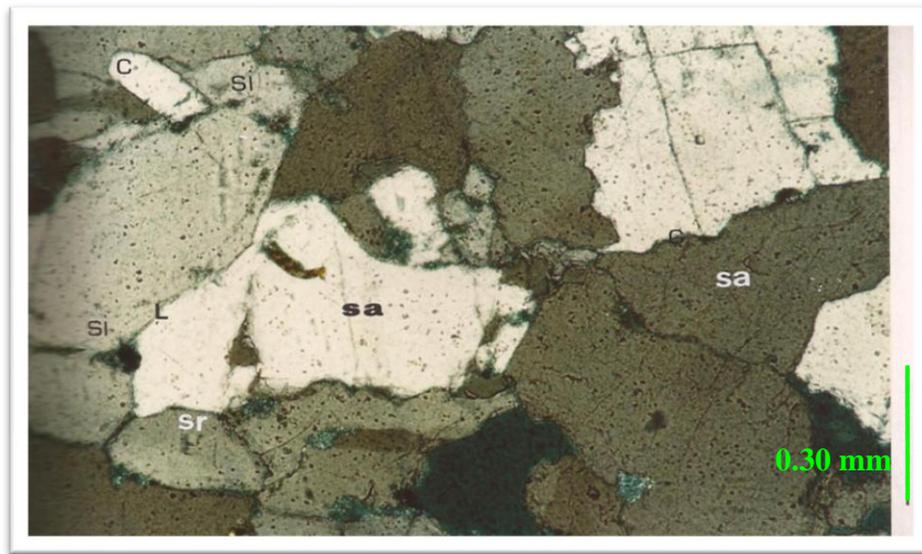


Fig. 4.15. Arenita de cuarzo de grano grueso. Muestra Mo-327-92. Tomado de Ragusa (1993).

En la siguiente figura 4.16 se muestra una sublitarenita, esta muestra se ubica en la parte superior del sistema.

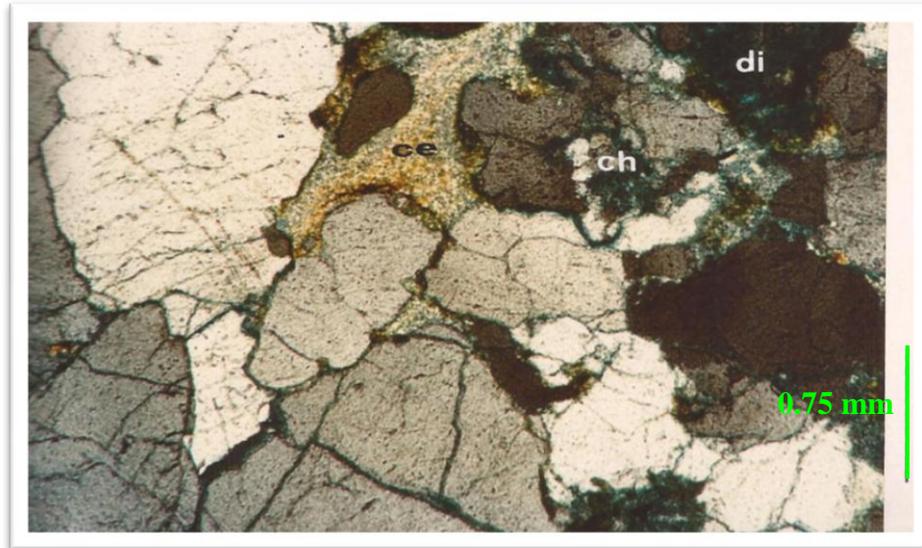


Fig. 4.16. Sublitarenita con cemento de minerales de arcilla y disolución de granos. Muestra Mo.309-92. Tomado de Ragusa (1993).

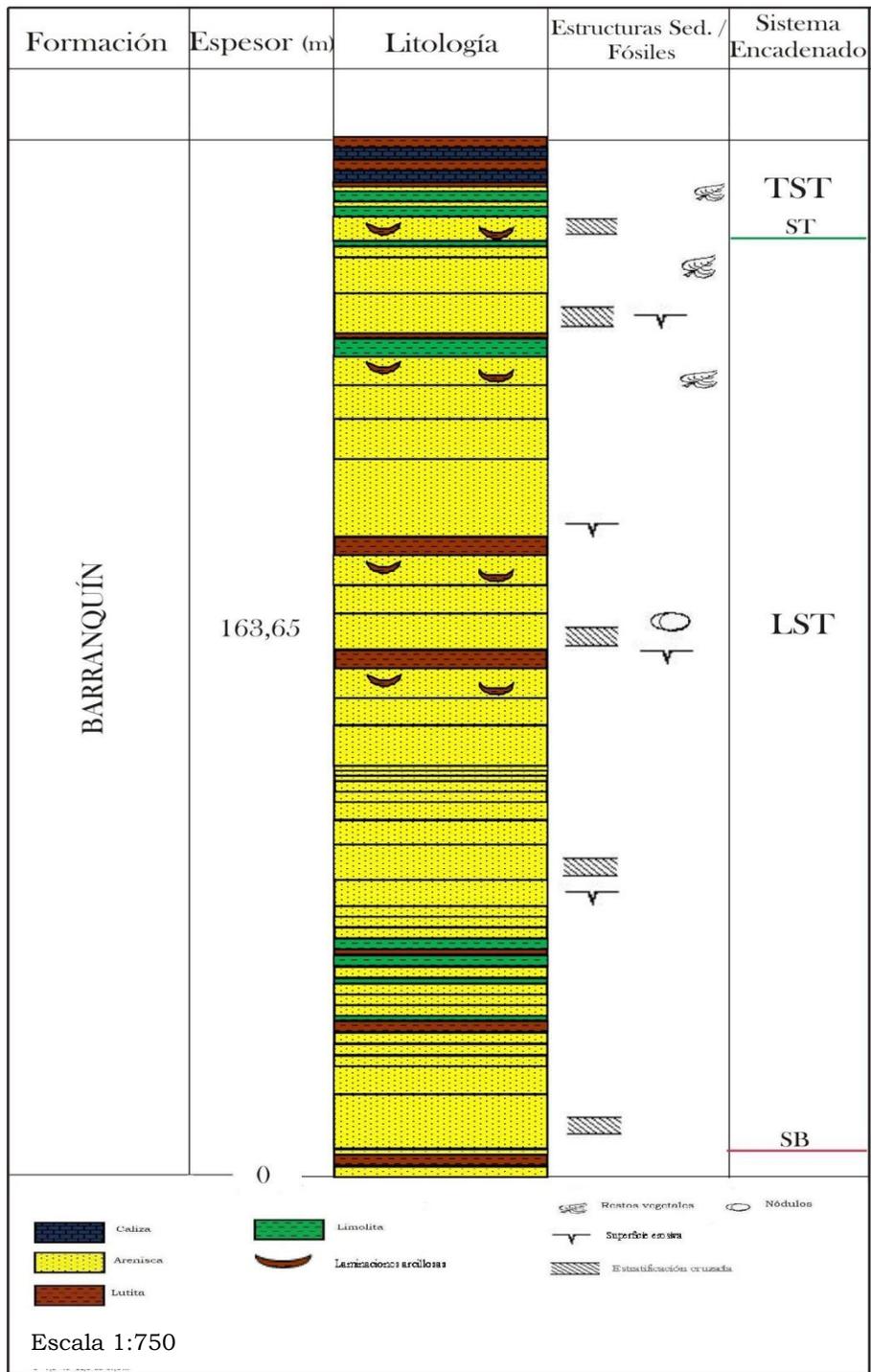


Figura 4.17. Columna de la Formación Barranquín. Tomado y modificado de Ragusa (1993).

- El inicio del sistema transgresivo que marca la superficie anterior se evidencia por un cambio litológico, al pasar de areniscas de grano grueso a lutitas carbonosas y areniscas limosas que conforman la base del TST y que al avanzar la transgresión pasan a paquetes de calizas masivas, que constan de wackstone con foraminíferos (*Choffatella decipiens*, *Textularia sp.*), algas y gasterópodos en el tope de las mismas; y hacia la base del sistema se presentan mudstones interestratificados con lutitas (ver figura 4.20). La superficie de máxima inundación marina (MFS) se ubicó en el tope de una capa de lutita que se encuentra por encima de una caliza tipo wackstone (Ver Fig. 4.18), y se correlacionó con el límite de 111 Ma en la carta de Haq.

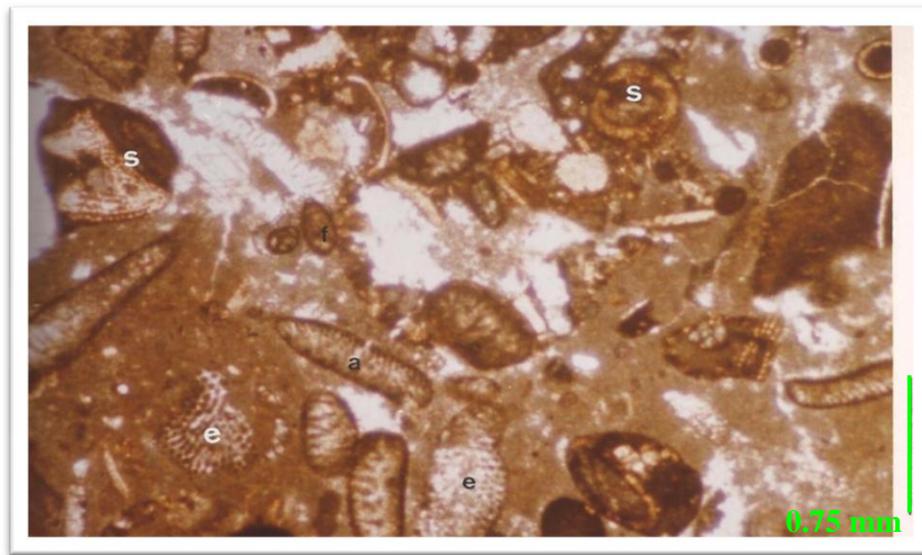


Fig. 4.18. Caliza lodosa (wackstone). Presenta ejemplares de algas verdes (a), *Salgincoporella sp.* (s), foraminíferos bénticos (f), fragmentos de equinodermos (e). Muestra Mo-140-92. Tomado de Ragusa (1993).

En la figura inferior 4.19 se puede observar una caliza lodosa, la cual se ubica en la parte inferior del sistema transgresivo.

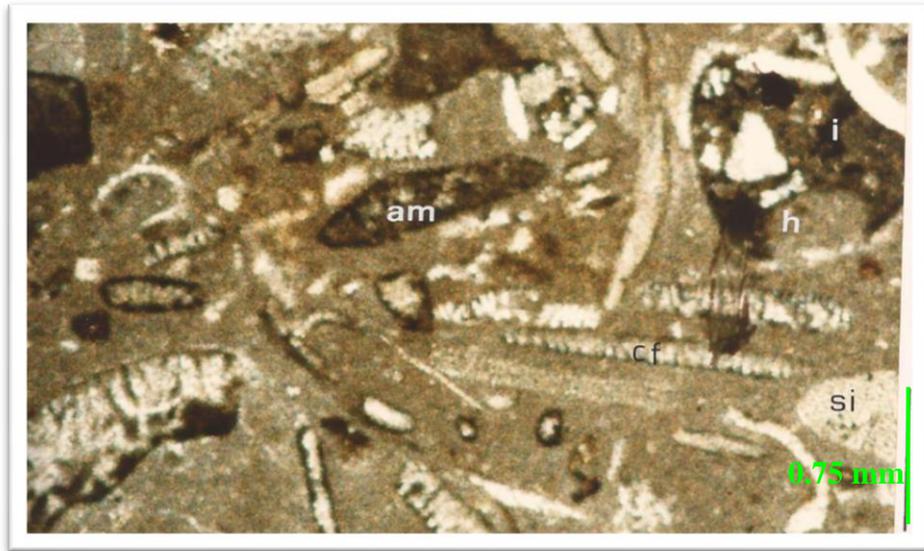


Fig. 4.19. Caliza lodosa (wackstone). Presenta fragmentos de moluscos y algas verdes, algas micritizadas (am) y algas con envoltorio micrítico (em). Muestra Mo-129-92. Tomado de Ragusa (1993).

- Comienza un nuevo descenso del nivel del mar aumentando el aporte de material siliciclástico, desarrollándose gruesos paquetes de areniscas de grano grueso a conglomeráticas que pasan a areniscas de grano medio a fino, bioturbadas e intercaladas con lutitas carbonosas en la base del sistema (ver figura 4.20). Hacia la parte media y superior los paquetes presentan un afinamiento en el tamaño de grano hacia la base de los mismos, las areniscas son de grano medio a grueso y se intercalan con lutitas con restos vegetales. Este sistema encadenado se definió como un sistema de nivel alto (HST), el límite de secuencia se ubicó en el tope del último paquete de areniscas de grano grueso a conglomeráticas, en contacto con areniscas calcáreas de grano medio a fino. Este límite representa una superficie transgresiva que se correlacionó con el límite de 107,5 Ma en la carta de Haq.

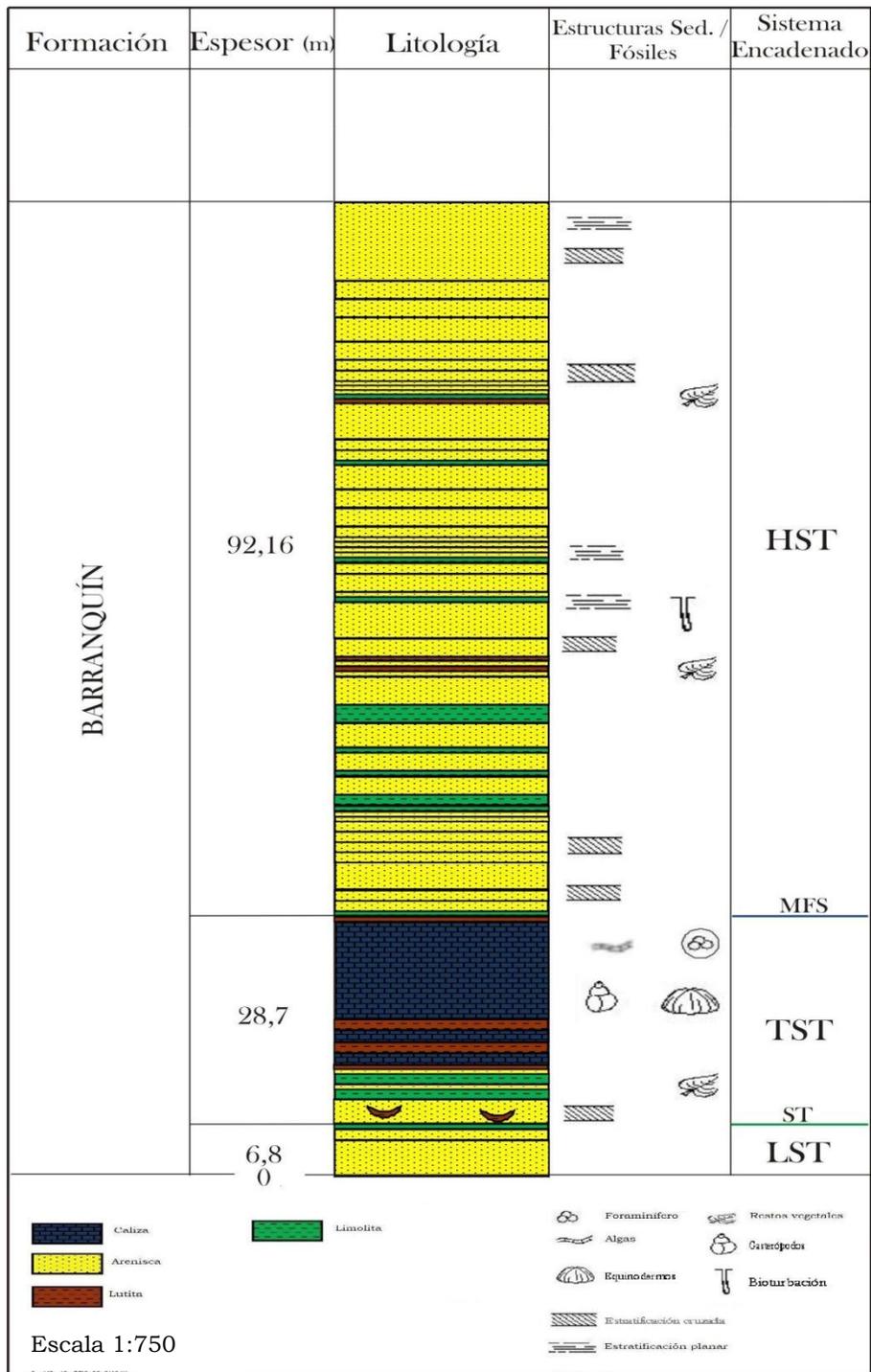


Figura 4.20. Columna de la Formación Barranquín. Tomado y modificado de Ragusa (1993).

En la figura 4.21 se puede observar una arenita de cuarzo de grano grueso, esta muestra se ubica en la base del sistema de nivel alto, justo por encima de la MFS a partir de la cual comienza dicho sistema.

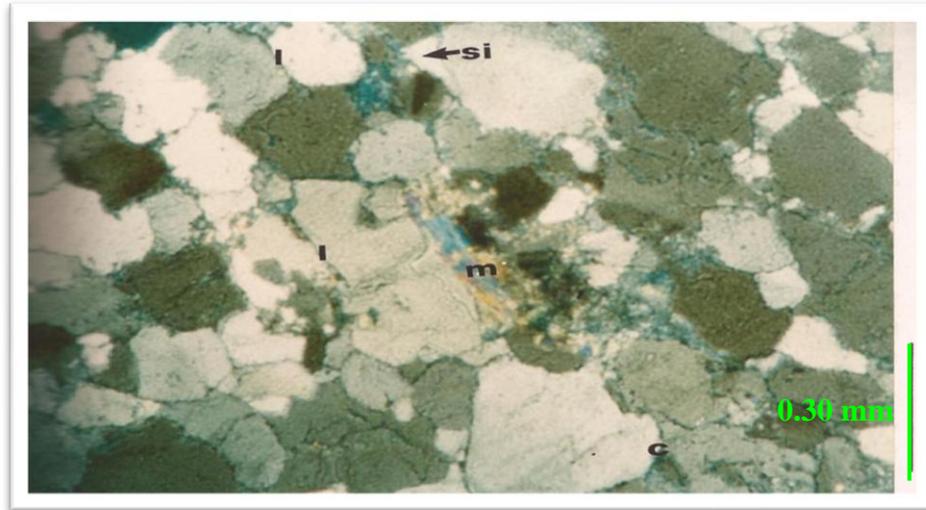


Fig.4.21. Arenita de cuarzo de grano grueso. Muestra Mo-125-92. Tomado de Ragusa (1993).

La figura 4.22 muestra una arenita de cuarzo de grano grueso que presenta disolución de matriz de óxido de hierro, esta se ubica hacia la parte superior del sistema de nivel alto.

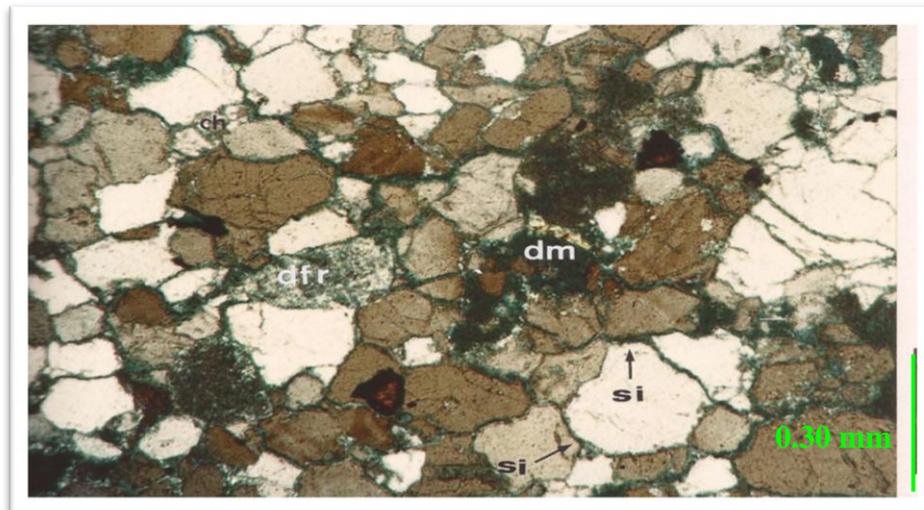


Fig. 4.22. Arenita de cuarzo de grano grueso (nicoles cruzados). Muestra Mo-054-92. Tomado de Ragusa (1993).

En la Formación García se identificó un sistema encadenado de tipo transgresivo (TST), con base en los datos e interpretación de Falcón (1988) y Ragusa (1993). Este sistema comienza en la parte superior de la Formación Barranquín, a partir de la superficie transgresiva ya antes mencionada que limita e indica la culminación del HST anterior y la evidencia de esto es el cambio brusco de areniscas conglomeráticas a litologías de grano más fino como lutitas calcáreas, algunas con concreciones de óxido de hierro hacia la parte superior del sistema, además de calizas negras arcillosas (ver figura 4.25).

En la figura 4.23 se observa una sublitarenita, esta presenta fragmentos de roca y la cementación es de caolinita. Esta muestra constituye la base de este sistema transgresivo.

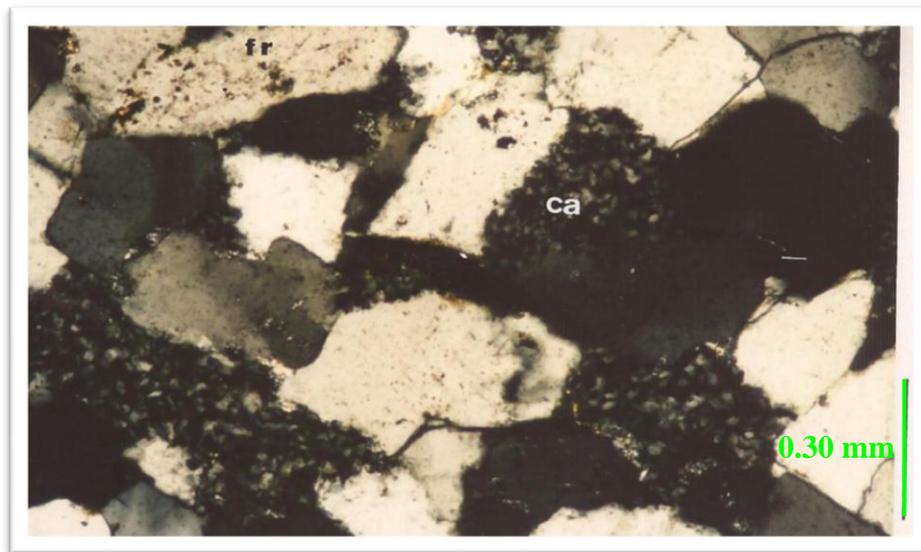


Fig. 4.23. Sublitarenita (nicoles cruzados), ca: caolinita. Muestra Mo-352-92. Tomado de Ragusa (1993).

El conjunto faunal observado comprende lamelibranquios solo en la parte basal, gasterópodos, pelecípodos, fragmentos de equinodermos, ammonites, foraminíferos bénticos y pláncnicos; estos últimos se encuentran hacia la parte media, así como belemnites y braquiópodos.

La figura 4.24 corresponde a una caliza lodosa (wackstone), en la cual se puede observar un ejemplar de *Choffatella decipiens*. Esta muestra pertenece a las primeras calizas que se ubican en la parte basal del sistema.

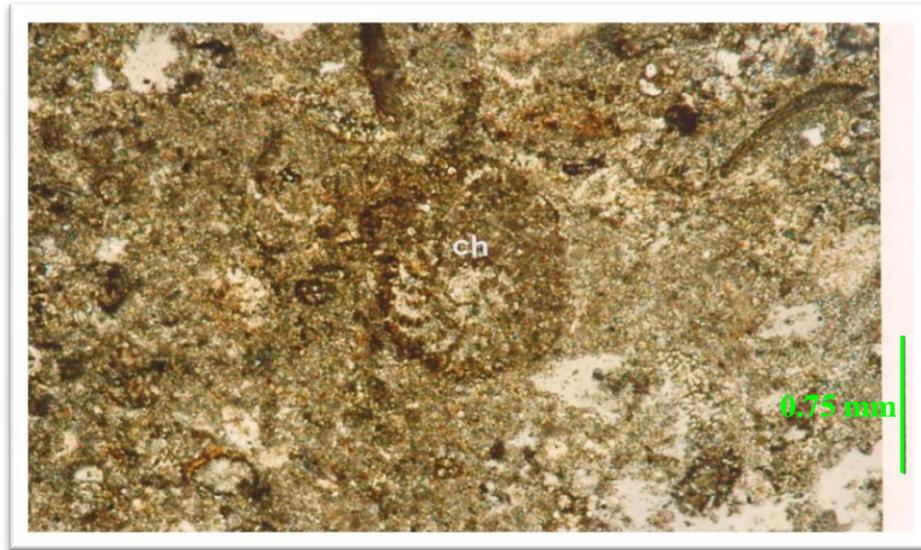


Fig.4.24. Caliza lodosa (wackstone), ch: *Choffatella decipiens*. Muestra Mo-353-92. Tomado de Ragusa (1993).

La superficie de máxima inundación (MFS) se ubicó en el tope de la lutita de mayor espesor, la cual presenta concreciones de óxido de hierro, además a partir de aquí las lutitas comienzan a ser arenosas y presentan lentes de arena, lo que indica el inicio de un importante aporte de clásticos arenosos relacionado con un descenso en el nivel relativo del mar. Esta superficie se correlacionó con el límite de 107 Ma en la carta de Haq.



En la Formación El Cantil se definieron dos sistemas encadenados de acuerdo con los datos obtenidos de las columnas estratigráficas realizadas por Ragusa (1993) y Odehnal y Ruíz (1984), los cuales son:

- Un sistema de nivel alto (HST), el cual comprende la parte superior de la Formación García. Las evidencias para definir este sistema fueron el carácter arenoso que se observa en las lutitas que comprenden el tope de García, indicativo de una caída del nivel del mar, pero sin que haya exposición de los estratos, y continúa con la depositación de calizas tipo wackstone con abundantes restos de gasterópodos y bivalvos, algas verdes (*Acicularia sp.*, *Nezzazata sp.*), foraminíferos bénticos (*Quinqueloculina sp.*, *Textularia sp.*) y otros miliólidos sin diferenciar.

La figura 4.26 corresponde a una caliza lodosa tipo wackstone, contiene ejemplares de textularidos, *Cuneolina sp.*, foraminíferos plácticos del género globigerinidos y fragmentos de equinodermos. Esta muestra se ubica en la parte media del sistema de nivel alto en la Formación El Cantil.

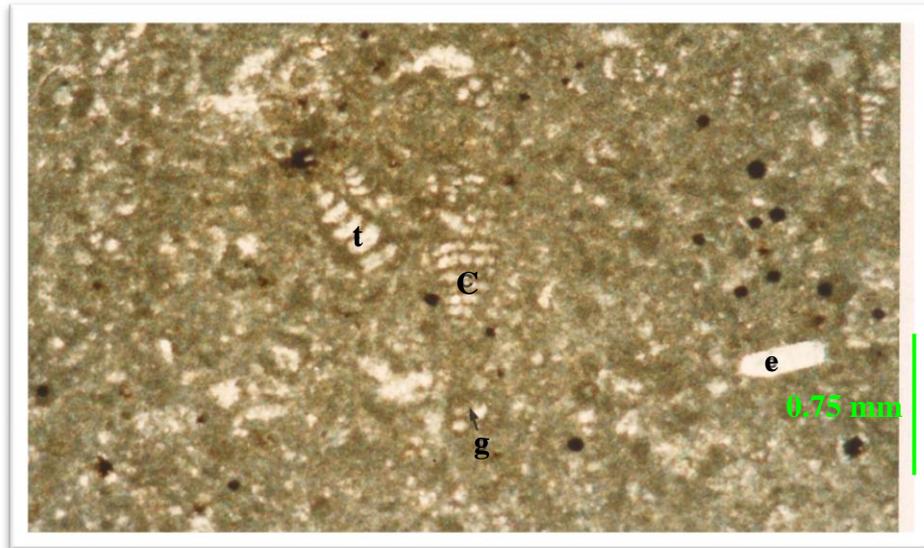


Fig. 4.26. Caliza lodosa (wackstone), t: textularidos, C: *Cuneolina sp.*, g: globigerinidos, e: fragmentos de equinodermos (nicoles cruzados). Muestra Mo-369-92. Tomado de Ragusa (1993).

Este sistema presenta un patrón progradacional. El límite superior de esta secuencia de nivel alto corresponde a una superficie transgresiva (ST) la cual se ubicó en el tope de una caliza masiva (Ver Fig. 4.27) y se correlacionó con el límite de 105,5 Ma en la carta de ciclos de Haq.

- Un sistema transgresivo (TST) que comprende la parte superior de la formación, está formado en su base por areniscas de grano grueso, en paquetes con un afinamiento en el tamaño de grano hacia el tope. Estas pasan a calizas intercaladas con niveles arcillosos y que presenta ejemplares de foraminíferos béticos como: *Cuneolina sp.* y el alga verde *Nezzazata sp.* y lutitas interstratificadas con limolitas y areniscas de grano fino. En la parte superior las calizas son masivas, tipo mudstone y presentan abundantes bivalvos, gasterópodos y fragmentos de equinodermos, además son ferruginosas. Guerrero y León (1983) reportan la presencia de *Orbitolina cóncava texana* en estas rocas.

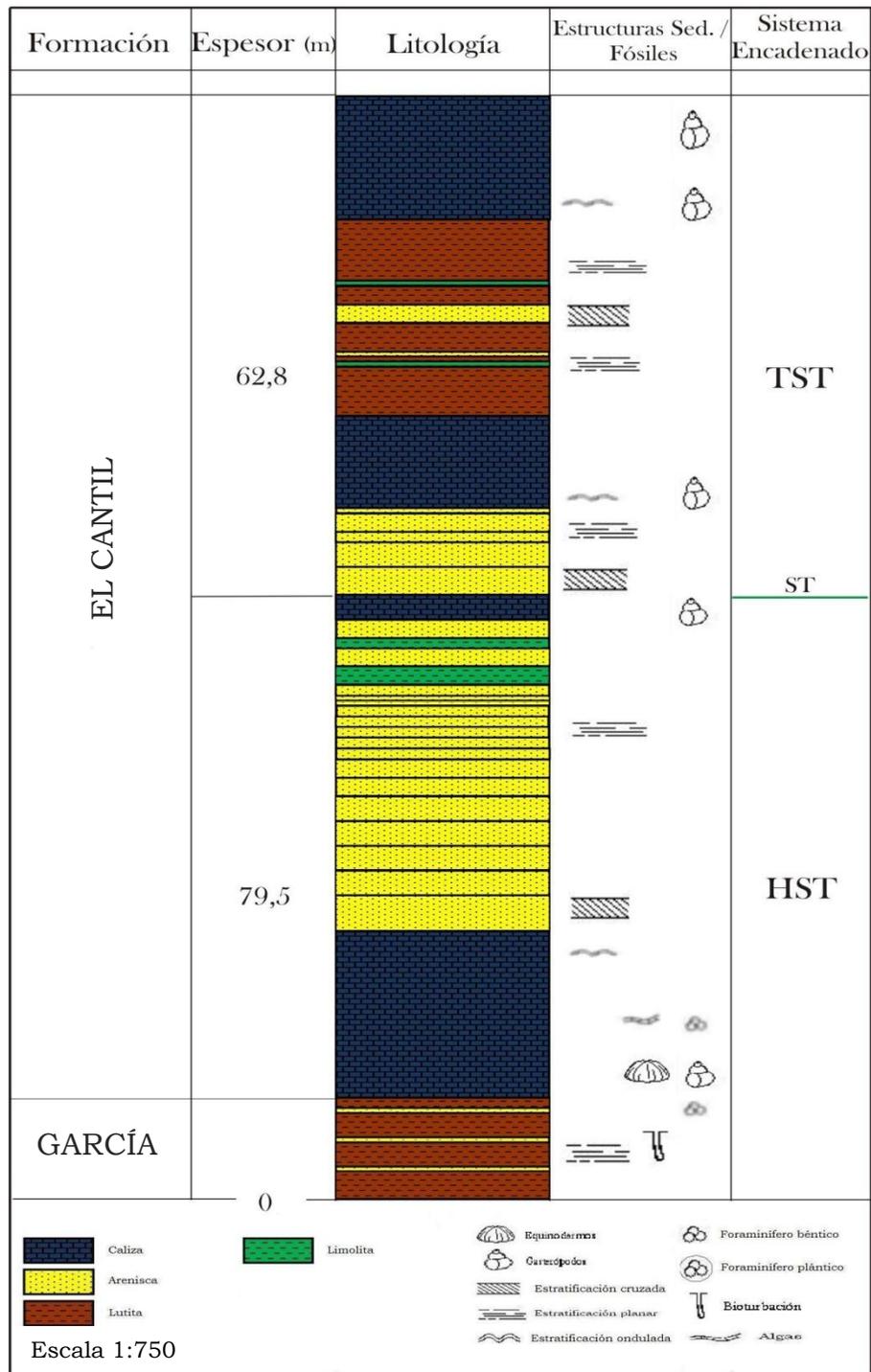


Figura 4.27. Columnas de las formaciones García y El Cantil en la zona de Pico García y cerro El Algarrobo. Tomado y modificado de Ragusa (1993).

En la Formación Chimana continúa el sistema transgresivo anterior, estando la interpretación estratigráfica basada en el trabajo de Odehnal y Ruíz (1984). Aquí el sistema está compuesto por lutitas calcáreas con delgados niveles de mudstone con glauconita y hacia la parte superior las lutitas se intercalan con delgados niveles de calizas nodulares. Según Frías y Quintana (1983) en la región entre Aragua de Maturín y Caripe, esta formación presenta areniscas de grano fino y lutitas y limolitas con abundante óxido de hierro en la base (Figura 4.28).

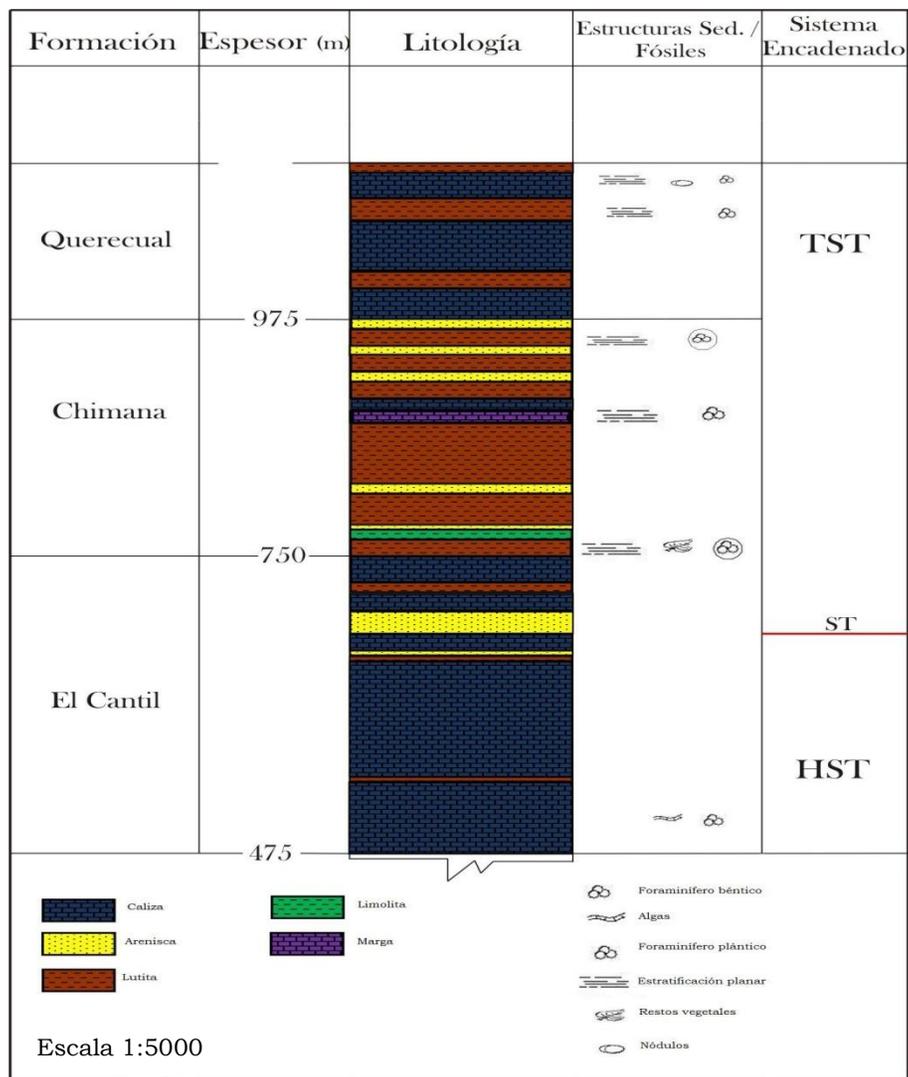


Figura 4.28. Columna estratigráfica de la Formación Chimana. Tomado y modificado de Frías y Quintana (1983).

El análisis estratigráfico secuencial de la Formación Querecual se realizó utilizando los datos obtenidos en las columnas estratigráficas de Hernández y Luna (1986), Cisneros y López (1986) y datos quimioestratigráficos de los trabajos de Margotta y Ramírez (2004) y Trukowski *et al.* (2009).

Esta formación representa un evento transgresivo, el mismo que comenzó en los estratos superiores de la Formación El Cantil. Es aquí, en la Formación Querecual donde este sistema alcanza su máximo transgresivo. Por consiguiente, se define a este como un sistema encadenado de tipo transgresivo (TST) el cual está constituido por calizas negras (Ver Fig. 4.29) y lutitas negras; estas últimas pueden presentar nódulos calcáreos, de acuerdo a Cisneros y López (1986). Por su parte, Hernández y Luna (1986) reconocieron una secuencia de lutitas calcáreas con nódulos calcáreos intercaladas con calizas gris oscuro.



Fig. 4.29. Secuencia de calizas negras laminadas con nódulos calcáreos de la Formación Querecual (Rio Areo). Tomado de Cisneros y López (1986).

El contenido faunal presente, de acuerdo a Cisneros y López (1986), comprende abundantes ejemplares de foraminíferos planctónicos como: *Rotalipora* y *Clavhedbergella simplex* en la base; *Heterohelix*, *Neobulimina* y *Globotruncánidos*

en la parte media; y *Proebulimina sp.*, *Heterohelix* y *Clavihedbergella watersi* en la parte superior.

La figura 4.30 muestra en sección fina una caliza lodosa cuyo contenido faunal comprende a *Hedbergella sp.* y radiolarios.

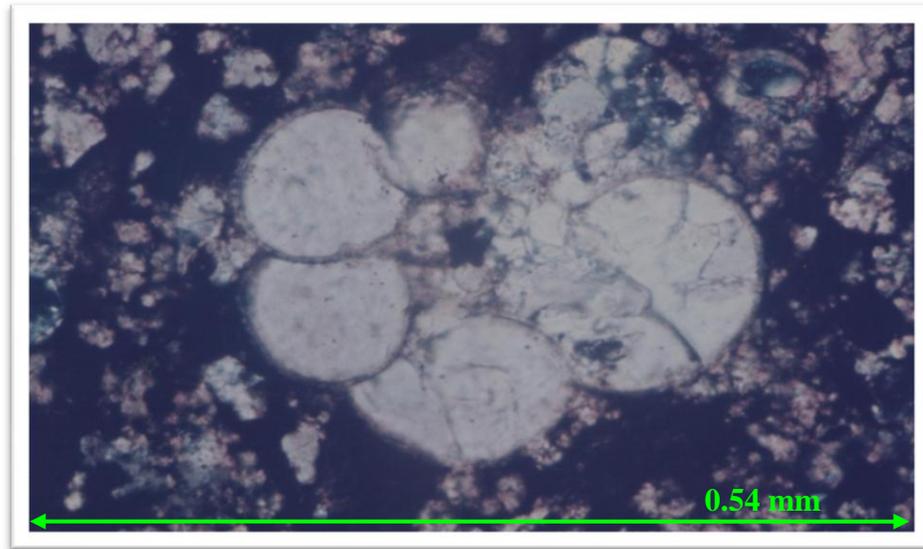


Figura 4.30. Caliza lodosa de la Formación Querecual con *Hedbergella sp.* Tomado de Hernández y Luna (1986). Muestra An-339B-85.

De acuerdo a Margotta y Ramírez (2004) dentro del límite Cenomaniense – Turoniense es donde se registra la máxima cantidad de formas pláncicas lo que coincide con los mayores porcentajes de COT (0,67%) y  $\delta^{13}\text{C}$  (- 1,37 partes por mil) indicadores de una sedimentación carbonática en condiciones de mínimo oxígeno, por lo que se puede interpretar que el nivel del mar fue aumentando dando paso a ambientes de mayor profundidad. Trukowski *et al.* (2009) menciona que el mayor porcentaje de foraminíferos pláncicos, así como el mayor valor de COT, ocurren hacia finales del Turoniense, esto se puede observar en la figura 4.31.

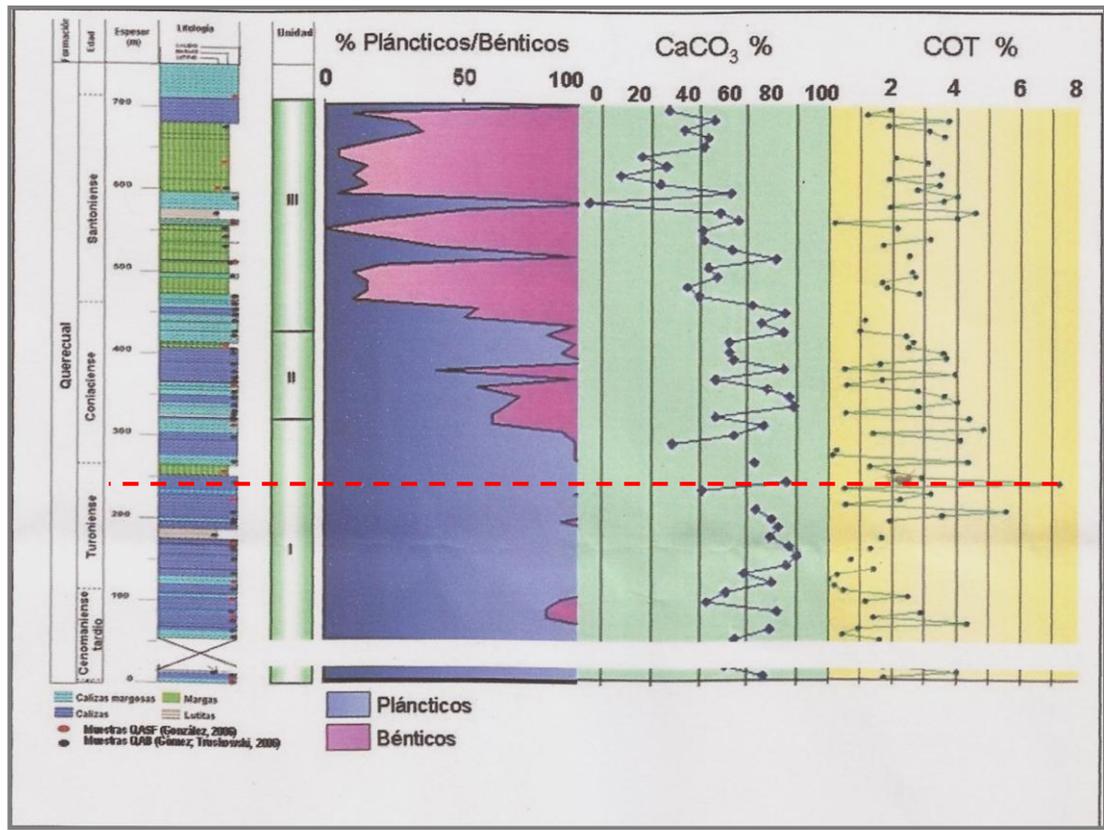


Fig. 4.31. Relación foraminíferos plánticos – bénticos, porcentaje de CaCO<sub>3</sub> y COT. Tomado de Trukowski *et al.* (2009).

El análisis secuencial de esta formación se basó en el reconocimiento de un horizonte de máxima inundación marina (MFS) y se definió el sistema transgresivo con base en los datos de los autores citados anteriormente. El máximo transgresivo propuesto ocurre en el Turoniense Tardío y se ubicó en una lutita calcárea hacia el tope de la formación, como puede observarse en la Figura 4.32, y se correlacionó con el límite de 90 Ma de la carta de ciclos de Haq *et al.* (1987).

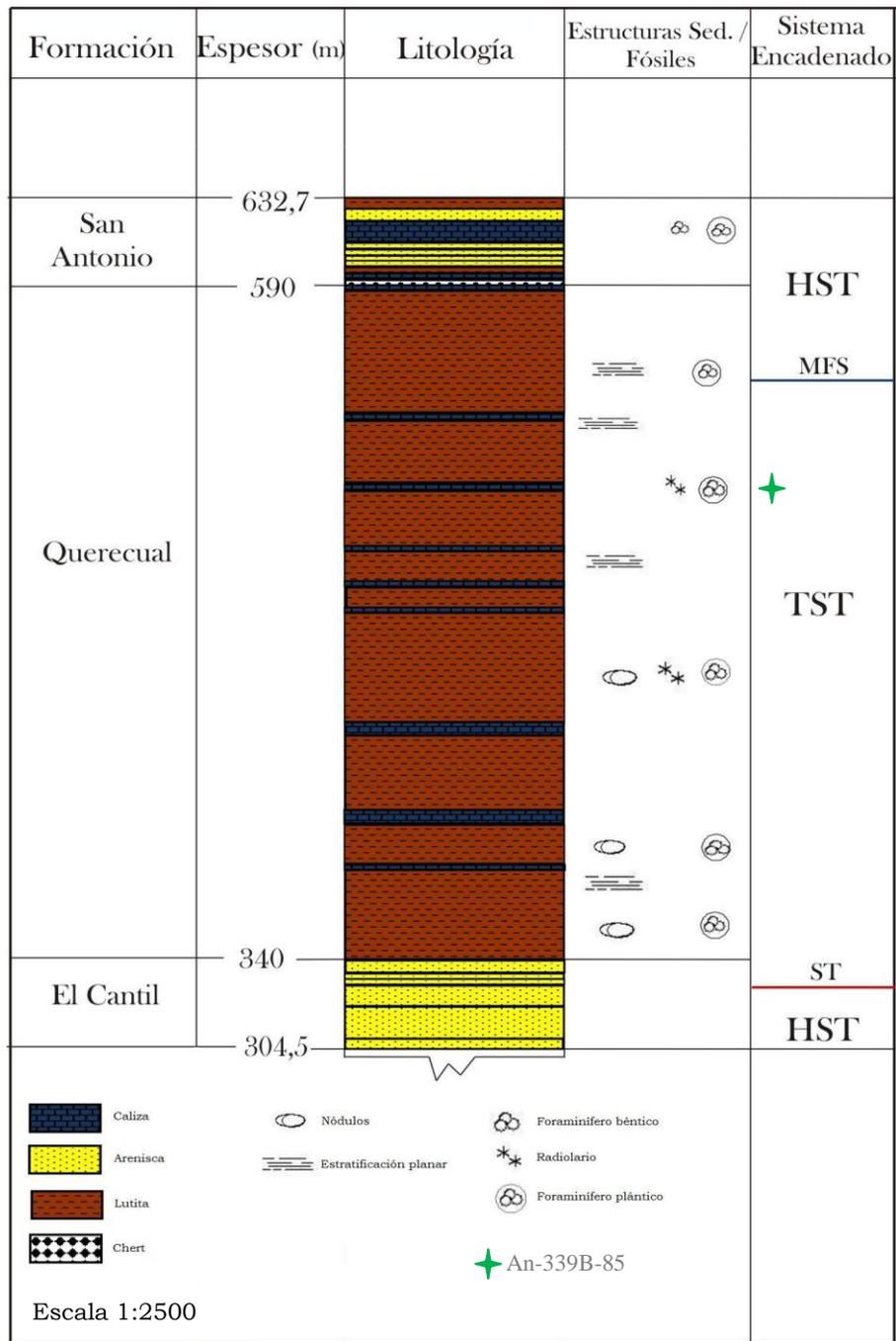


Figura 4.32. Columna estratigráfica de la Formación Querecual. Tomado y modificado de Hernández y Luna (1986).

En la Formación San Antonio se reconoció un sistema encadenado de nivel alto, utilizando para su análisis las columnas estratigráficas de los trabajos de Hernández y Luna (1986), Cisneros y López (1986), Yoris (1994) y Gutiérrez (2005) e información de estratigrafía de secuencias y ambientes sedimentarios disponible en Mistage (1997).

Este sistema encadenado de nivel alto (HST), que comprende la parte superior de la Formación Querecual y a la Formación San Antonio, está formado en su base por calizas lodosas (Ver Fig. 4.33) y lutitas negras que pasan a areniscas y ftanitas, evidencia de un cambio en el régimen de sedimentación, y se interpreta como el comienzo de una regresión normal. También se observan lutitas y limolitas, estas últimas con pirita.

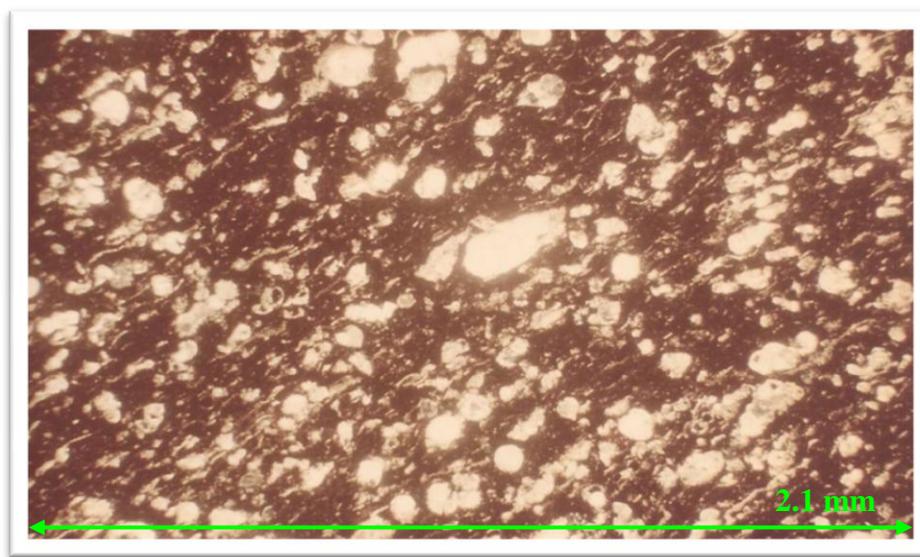


Fig. 4.33. Caliza lodosas, Formación Querecual. Tomado de Cisneros y López (1986). Muestra Mo-523-85

En la figura 4.34 se puede observar en sección fina una localización silíceas, perteneciente a la muestra An-207D-85 de Hernández y Luna (1986), la cual marca el contacto entre las formaciones Querecual y San Antonio.

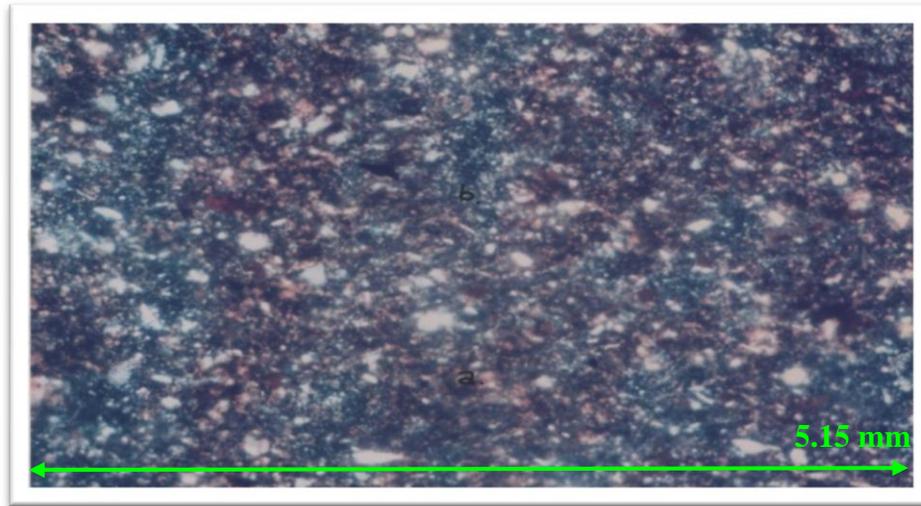


Fig. 4.34. Lodocaliza-silíceica de la Formación San Antonio. Tomado de Hernández y Luna (1986). Muestra An-207D-85.

Hacia la parte media se presentan algunas calizas negras fosilíferas, que según Rojas (1978) presentan ejemplares de foraminíferos como: *Siphogenerinoides sp.*, *Lenticulina sp.*, *Hedbergella sp.*, *Heterohelix sp.*, *Nodosaria sp.*, *Spiroplectamina sp.*, estos últimos indicativos de ambientes depositacionales con profundidades entre 600 y 1200 m. Así mismo, se presentan abundantes radiolarios que evidencian condiciones de mar abierto. Dentro de este intervalo de calizas se propone una sección condensada (Ver Fig. 4.36), al presentarse aquí una mayor abundancia y diversidad de foraminíferos plácticos como son: *Hedbergella sp.*, *Heterohelix sp.* y *Globotruncanoides sp.*, como una superficie correlativa de un sistema transgresivo en el talud, dicha superficie no puede ser correlacionada con los ciclos de Haq *et al.* (1987) ya que no se posee suficiente información bioestratigráfica. Además no es posible definir sistemas de menor orden dentro de la Formación San Antonio.

Hacia la parte superior la sección se hace predominantemente arenosa, donde las capas se encuentran bioturbadas hacia el tope (Ver Fig. 4.35), lo que indica una tasa de sedimentación muy lenta o detenida. Estas areniscas se encuentran cortadas por diques de arena, los cuales se asocian a inestabilidad de la cuenca durante la sedimentación (Frías y Quintana, 1983).

Este sistema culmina con un límite de secuencia (SB) ubicado en el tope del primer gran paquete de areniscas (Figura 4.36), que corresponde a la base de la Formación San Juan, y que se correlacionó con el límite de 71 Ma en la carta de Haq *et al.* (1987).



Fig. 4.35. Arenisca bioturbada de la Formación San Juan (camino La Fundación - Macanal). Tomado de Cisneros y López (1986).

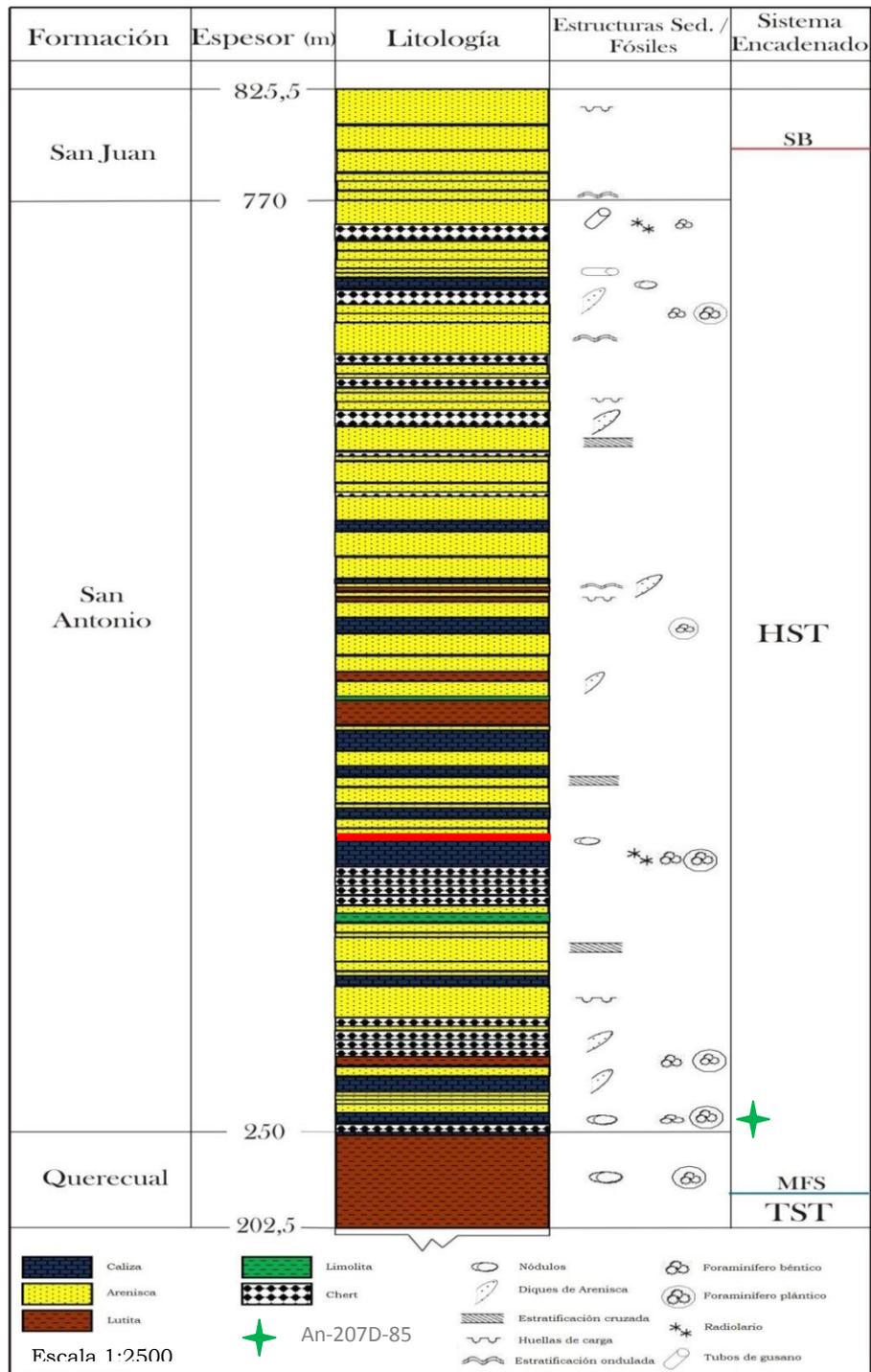


Figura 4.36. Columna estratigráfica de la Formación San Antonio, sección condensada (←). Tomado y modificado de Hernández y Luna (1986).

La Formación San Juan está compuesta predominantemente por areniscas de grano fino a medio, de base a tope. En la parte superior de la misma estas se intercalan con lutitas y limolitas (Ver Fig. 4.38). Esta sección muestra un patrón agradacional.

En la figura 4.37 se muestra una sublitarenita la cual se ubica en la parte basal del sistema de nivel bajo.

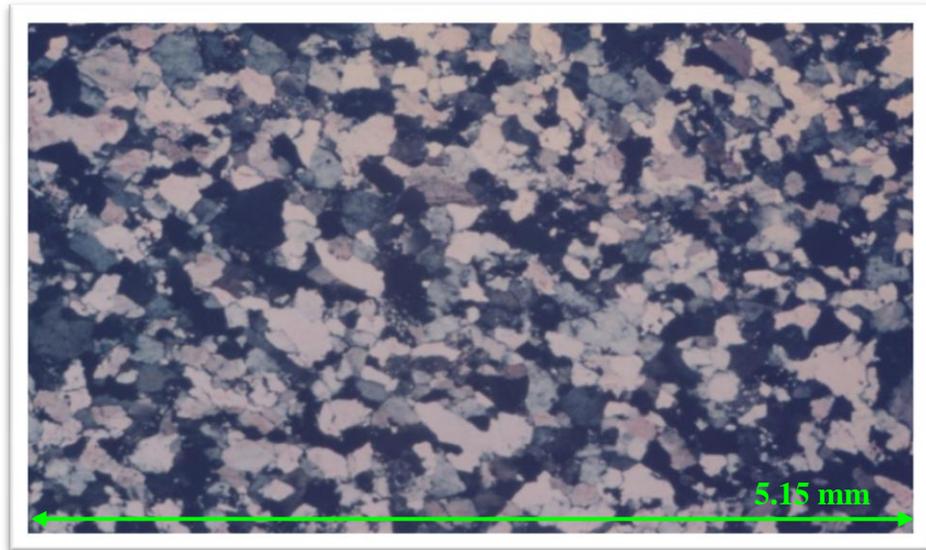


Fig. 4.37. Sublitarenita de la Formación San Juan. Tomado de Hernández y Luna (1986).  
Muestra An-292B-85.

Para la interpretación se utilizaron las columnas estratigráficas realizadas por Hernández y Luna (1986), Cisneros y López (1986) y la información ambiental y bioestratigráfica disponible en los trabajos de Di Croce (1986) y Yoris (1994).

De acuerdo a Guerrero y León (1983) las lutitas presentan un conjunto faunal constituido por foraminíferos béticos como: *Haplophragmoides sp.*, *Cyclamina sp.*, *Trochammina sp.* y *Bathysiphon sp.*; y la especie pláctica *Globigerina sp.* Rojas (1978) reporta la presencia de *Spiroplectamina sp.* y *Dorothia bulleta* las cuales se desarrollan por encima de los 600 m de profundidad.

Tanto Di Croce (1986) como Yoris (1994) proponen que dicha formación se desarrolló en un ambiente de abanicos submarinos, interpretado en base a las

asociaciones de facies identificadas y asociada a corrientes de turbidez evidenciadas por la presencia de estructuras slump.

El marcado carácter clástico y progradante de la formación indica una fuerte caída del nivel relativo del mar, lo que implica un evento regresivo forzado en un ambiente de batial superior a medio, de acuerdo a la información bioestratigráfica analizada.

Con base en el ambiente depositacional, las litofacies y el patrón de apilamiento, se propone que la Formación San Juan constituye un sistema de nivel bajo (LST).

Hacia el tope se presenta de forma predominante la ichnofacies *Cruziana* (Mistage, 1997) y algunos niveles de lutita y limolitas, indicativo de un aumento en el nivel del mar y por ende el inicio de un nuevo evento transgresivo. El límite de secuencia (ST) que marca el máximo regresivo de este LST se ubica en la parte superior de la formación donde comienzan a aparecer los primeros niveles lutíticos (Ver Fig. 4.38), los cuales corresponden a la parte basal de la Formación Vidoño y marcan el inicio de un evento transgresivo a finales del Maastrichtiense. Este límite se correlacionó con el límite de secuencia de 68 Ma en la carta de Haq *et al.* (1987).

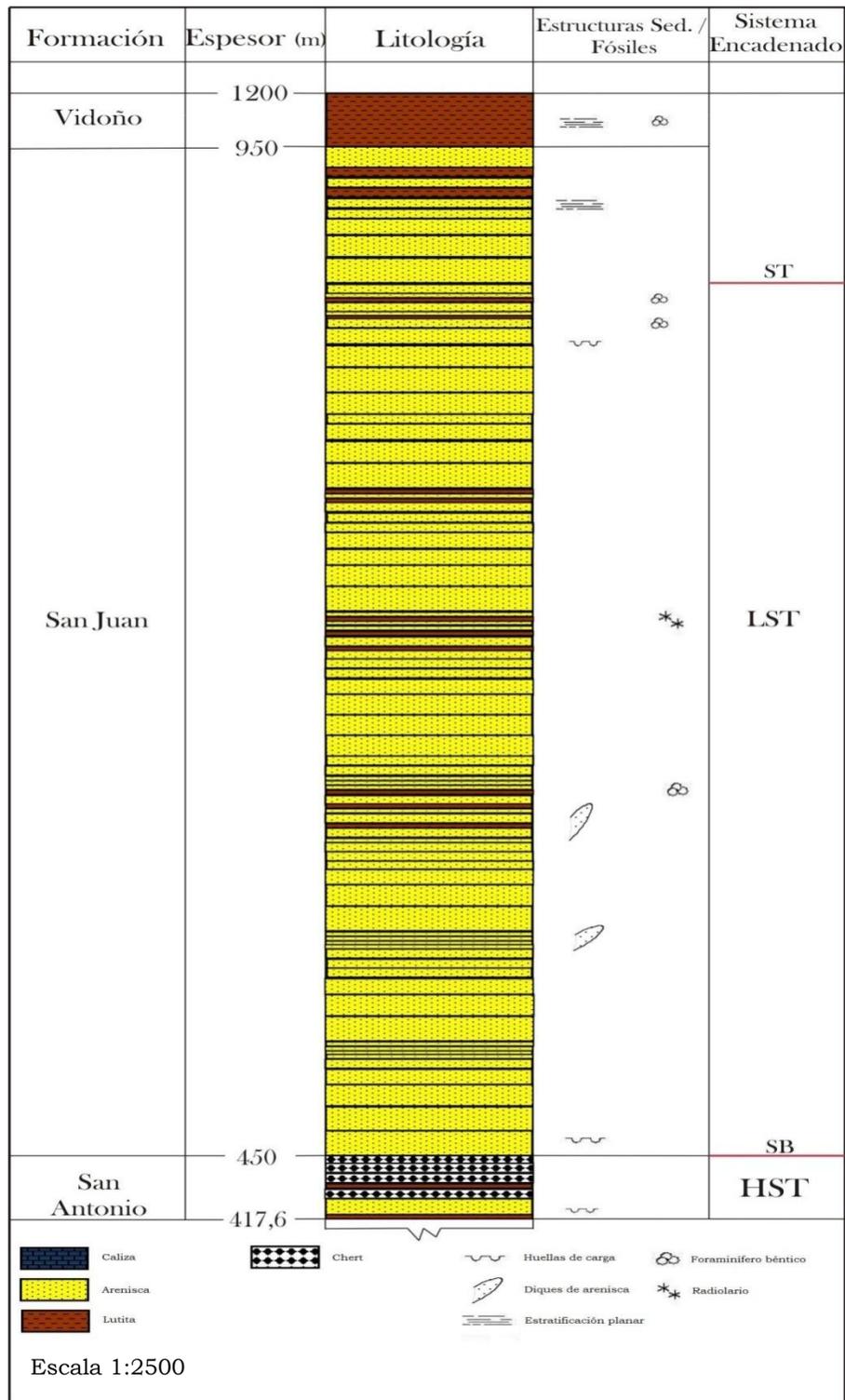


Figura 4.38. Columna estratigráfica de la Formación San Juan. Tomado y modificado de Cisneros y López (1986).

## 4.2 Descripción de Secuencias de 2<sup>do</sup> Orden

### 4.2.1 Secuencia I

Se reconocieron tres (3) sistemas depositacionales encadenados: un sistema de nivel bajo (LST) constituido por paquetes de areniscas de grano fino hacia la base y de grueso a medio en la parte media y superior, intercaladas con lutitas y limolitas con una configuración agradacional. Un sistema transgresivo (TST) que comienza con areniscas conglomeráticas, luego van predominando areniscas limosas intercaladas con limolitas y areniscas de grano muy fino con laminaciones arcillosas, en la parte superior se presentan calizas intercaladas con lutitas, estas últimas contienen foraminíferos bénticos como *Everticyclammina sp.* y *Nummuloculina sp.* representando el máximo transgresivo (MFS). Y por último un sistema de nivel alto (HST) que presenta areniscas de grano fino con estratificación flaser y que pasan a areniscas de grano medio a grueso. Esta secuencia se encuentra limitada en la parte superior por una superficie transgresiva.

Esta secuencia comprende desde el Hauteriviense al Aptiense Tardío Inicial, abarca unos 3 Ma y tiene un espesor aproximado de 1734 m.

### 4.2.2 Secuencia II

Se reconocieron dos (2) sistemas transgresivos y dos (2) de nivel alto, hacia la base se reconoció un sistema transgresivo (TST) formado por areniscas de grano medio a grueso intercaladas con limolitas y lutitas, luego un sistema de nivel alto (HST) formado por areniscas de grano grueso, a veces intercaladas con lutitas con restos vegetales o con areniscas limosas. El siguiente sistema transgresivo (TST) está formado por areniscas de grano grueso a medio interestratificadas con lutitas, hacia el tope las areniscas se hacen limosas y se presentan bioturbadas. La secuencia culmina con un sistema de nivel alto (HST) comprendido por intercalaciones de lutitas y areniscas de grano fino, donde algunas areniscas presentan laminaciones onduladas de arcillas, el espesor de las capas aumenta hacia la parte superior.

Esta secuencia está limitada en su base por una superficie transgresiva (ST) y en su tope por un límite de secuencia (SB). Está comprendida dentro del Aptiense Tardío Inicial, abarca unos 5,5 Ma y tiene un espesor aproximado de 330,4 m.

#### 4.2.3 Secuencia III

En esta secuencia se reconocieron tres (3) sistemas, los cuales son: un sistema de nivel bajo (LST) formado por areniscas de grano grueso a conglomerática formando paquetes potentes con patrón agradacional, con base erosiva; luego un sistema transgresivo (TST) cuya base comprende areniscas limosas que pasan a paquetes de calizas masivas que constan de wackstone con foraminíferos (*Choffatella decipiens*, *Textularia sp.*). Y por último un sistema de nivel alto (HST) que consta de gruesos paquetes de areniscas de grano grueso a conglomeráticas que pasan a areniscas de grano medio a fino, bioturbadas e intercaladas con lutitas carbonosas en la base del sistema.

Esta secuencia está limitada en su tope por un límite de secuencia (SB) que coincide a su vez con una superficie transgresiva (ST). Está comprendida dentro del Aptiense Tardío Inicial, abarca unos 5,5 Ma y tiene un espesor aproximado de 436,7 m.

#### 4.2.4 Secuencia IV

Comprende dos (2) sistemas transgresivos (TST), dos (2) de nivel alto (HST) y un sistema de nivel bajo (LST). En la base de la secuencia se tiene un TST formado por areniscas conglomeráticas en la base que pasan a litologías de grano más fino como lutitas calcáreas, además de calizas negras arcillosas; le sigue un HST constituido por calizas tipo wackstone con abundantes restos de gasterópodos y bivalvos, arenosas hacia el tope e interstratificadas con niveles arcillosos. Luego un TST formado en su base por areniscas de grano grueso, en paquetes con un afinamiento en el tamaño de grano hacia el tope que pasan a calizas intercaladas con niveles arcillosos, hacia la parte superior este sistema presenta calizas y lutitas negras; estas últimas pueden

presentar nódulos calcáreos y presenta abundantes foraminíferos plácticos. Suprayacente a este sistema se tiene un HST formado en su base por calizas lodosas y lutitas negras que pasan a areniscas y ftanitas, hacia la parte superior se hace predominantemente arenoso. Por último se tiene un sistema de nivel bajo (LST) compuesto predominantemente por areniscas de grano fino a medio, y en la parte superior estas se intercalan con lutitas y limolitas.

Esta secuencia termina con una superficie transgresiva (ST), y comprende desde el Aptiense Tardío Medio hasta el Maestrichtiense Medio, abarca unos 37,5 Ma y tiene un espesor aproximado de 1736,1 m.

En la figura 4.39 se muestran las secuencias de 2<sup>do</sup> orden definidas en este trabajo y descritas anteriormente. Así mismo se presentan los sistemas depositacionales encadenados definidos y la correlación de los límites de dichos sistemas con la curva de cambios relativos del nivel del mar de Haq *et al.* (1987).

Secuencia Definida	Secuencia de Haq	Edad	Formación	Sistema Depositional Encadenado	Límites	Ma	Curva de Cambios relativos del NM (Haq <i>et al.</i> , 1987)		
<b>IV</b>	<b>ZC-4</b>	Maastrichtense Medio	SAN JUAN	LST	ST	68			
		Santonense Tardío Campanense	SAN ANTONIO	HST	SB	71			
		Albense Tardío Santonense Med.	QUERECUAL	TST	MFS	90			
		Albense	CHIMANA						
		Ap. Med. Albense	EL CANTIL	HST	ST	105,5			
		ATD	GARCIA	TST	MFS	107			
					ST	107,5			
		<b>III</b>	<b>ZB-4</b>			HST			
						LST		MFS	111
						LST		ST	111,7
				LST	SB	112			
<b>II</b>	<b>ZB-3</b>			HST	MFS	112,25			
				TST	ST	116			
				HST	MFS	116,5			
				TST	ST	117,5			
<b>I</b>	<b>ZB-2</b>	Hauteriviense - Aptiense Inferior	BARRANQUIN	HST					
				TST	MFS	119			
				LST	ST	120,5			

Fig. 4.39. Columna de tiempo de las unidades litoestratigráficas del Cretácico (Escala 1:20.000), mostrando la correlación de los límites de los sistemas encadenados con la curva de Haq *et al.* (1987).

## V. CONCLUSIONES

- La secuencia estudiada se desarrolló en un margen pasivo, donde los factores principales que controlaron la sedimentación fueron las variaciones del nivel relativo del mar y el aporte de sedimentos. Dicha secuencia corresponde a rocas clásticas y carbonáticas.
- El análisis secuencial propuesto comprende quince (15) sistemas depositacionales de tercer orden, de los cuales tres (3) corresponden a nivel bajo (LST), seis (6) son de tipo transgresivo (TST) y seis (6) de nivel alto (HST).
- Dentro de la Formación San Antonio se propone una sección condensada, la cual puede representar una superficie correlativa de un sistema transgresivo en el talud.
- De acuerdo a las estructuras sedimentarias presentes en la Formación San Juan, tales como estructuras slump, diques de areniscas y turbiditas, se puede presumir inestabilidad de la cuenca para finales del Maestrichtiense.
- El material utilizado como base para realizar el análisis secuencial permitió definir quince (15) sistemas depositacionales encadenados de tercer orden, que dan lugar a cuatro (4) secuencias de segundo orden.
- La Curva de Haq *et al.* (1987) fue de gran utilidad para corroborar la información de las edades de las formaciones estudiadas que se encuentran en la Cuenca Oriental.
- La información bibliográfica recolectada no fue suficiente para la elaboración de mapas isópacos, debido a que los puntos geográficos estudiados no fueron suficientes para obtener una interpretación sobre la variación de espesores.

## **VI. RECOMENDACIONES**

- Se recomienda realizar geología de campo en la zona, que permita confirmar los límites propuestos, así como estudios bioestratigráficos para corroborar las superficies de máxima inundación.
- Realizar un estudio más detallado en la Formación San Antonio que permita el reconocimiento de secuencias de menor orden, para así como corroborar la sección condensada propuesta dentro de la misma.
- Tomar datos en campo para elaborar mapas isópacos que permitan representar los sistemas depositacionales encadenados, así como las secuencias definidas.

## VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, G. P. (1991). Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary: A recent model for macrotidal estuarine systems. En: D. G. Smith, G. E. Reinson, B. A. Zaitlin y R. A. Rahmani. (Ed.): *Clastic tidal sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 15: 29 – 40.

BARNOLA, V. (1960). Historia del Campo de Pedernales. *Boletín de Geología Publicación Especial*, Vol. 3, No. 2, p. 552-573.

BRAVO, M. y GONZÁLEZ, B. (1983). Estudio geológico de una zona ubicada en los alrededores de San Francisco, Estado Monagas. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Dpto. de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

BROWN, L. F. y FISHER, W. L. (1977). Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brasil rift and pull – apart basins. En: Payton, C. E. (Ed.): *Seismic stratigraphic applications to hydrocarbon exploration*, pp. 213 – 248.

CAMPOS, V., DE CABRERA, S y LANDER, R. (1985). Estratigrafía del noreste de Anzoátegui. *Memorias VI Congreso Geológico Venezolano*. 1: 156 – 161.

CARMONA, R. (1978). Estudio geológico de superficie de la región situada al norte del Valle del río San Juan, entre el río La Gloria y la Qda. Guaruta, Estado Sucre. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Dpto. de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

CEPEDA, R. (1999). Análisis Secuencial Estratigráfico de las formaciones Icotea, La Rosa y Lagunillas, Área de Urdaneta, Cuenca de Maracaibo. Trabajo de ascenso. Inédito. Dpto. Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

CISNEROS, O y LÓPEZ, D. (1986). Estudio geológico de una región ubicada al oeste de San Antonio de Maturín, Estado Monagas. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Dpto. de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

CRAMEZ, C. y AUDEMARD, F. (1990). *Glosario de Estratigrafía Secuencial*. Centro Científico y Técnico TOTAL (Paris, Francia).

DI CROCE, J. (1986). Estudio estratigráfico – sedimentológico detallado de una sección de la Formación San Juan norte de Aragua de Maturín, Estado Monagas. Trabajo de ascenso. Inédito. Dpto. Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

DI CROCE, J. (1989). Análisis sedimentológico de la Formación San Juan en la Cuenca Oriental de Venezuela (estados Anzóategui y Monagas). Trabajo de ascenso. Inédito. Dpto. Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

DI CROCE, J., BALLY, A. W. y VAIL, P. (1999). Sequence stratigraphy of the eastern Venezuelan Basin. En: Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World (Eds. K. Hsu): Elsevier Science, 419 -476.

DUARTE, A. (2011). Modelado estratigráfico y sedimentológico de las unidades “R” y “F” pertenecientes a la Formación Oficina en el campo Aguasay Central, Cuenca Oriental de Venezuela. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Dpto. de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas.

EMBRY, A. F. y JOHANNESSEN, E. P. (1992). T – R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic – lower Jurassic succession western Sverdup basin, Arctic Canada. En: T-O Vorren , E. Bergsager, O. A. Dahl – Stamnes, E. Holter, B. Johansen, E. Lie y Lund, T. B. (Eds.): Arctic Geology and Petroleum Potential. Norwegian Petroleum Society, Amsterdam, pp. 121 – 146.

EMBRY, A. F. (1993). Transgressive – Regressive (T - R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdupbasin, Canadian Arctic Archipiélago. Canadian Journal of Earth Sciences. Mem. 30: pp 301 – 320.

EMBRY, A. F. (1994). Evaluation of sequence types. En: AAPG Hedberg Research Conference. Applications of sequence stratigraphy to oil field development, Paris.

EMERY, D. y MYERS, K. (1996). Sequence stratigraphy. Blackwell Science. Londres. 297 pp.

EMERY, D. y MYERS, K. J. (2001). Sequence Stratigraphy. Blackwell Science. BP Exploration, Stockley Park. Uxbridge, London.

FALCÓN, R. (1986). Hipoestratotipo de la Formación Barranquín en el flanco sur de la Serranía del Interior Oriental de Venezuela. Trabajo de ascenso. Inédito. Dpto. Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

FALCÓN, R. (1988). Estratigrafía de las formaciones Barranquín y García, en el flanco sur de la Serranía del Interior Oriental de Venezuela. Trabajo de ascenso. Inédito. Dpto. de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

FRÍAS, R. y QUINTANA, J. (1983). Estudio geológico de una zona ubicada entre Aragua de Maturín y Caripe, Estado Monagas. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Dpto. de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela. Caracas.

FURRER, M. y CASTRO, M. (1997). Notas geológicas sobre datos inéditos de LAGOVEN S. A., en la Cuenca Oriental de Venezuela. En prensa, 27 p.

GALEA, F. (1985). Bioestratigrafía y ambiente sedimentario del Grupo Santa Anita del Cretáceo Superior – Eoceno, Venezuela Noroeste. Memorias VI Congreso Geológico Venezolano. V. 1.

GALLOWAY, W.E. y HOBDAK, D.K. (1983), Terrigenous Clastic Depositional Systems, New York, Springer-Verlag, 423 p.

GALLOWAY, W. E. (1989). Genetic Stratigraphic sequence in basin analysis I: architecture, and genesis y flooding-surface bounded depositional units: AAPG Bulletin V. 73, pp 125-142.

GALLOWAY, W. E. y HOBDAK, D. K. (1996). Terrigenous clastic depositional systems: Applications to fossil fuel and ground water resources. 2<sup>da</sup> Ed. 489 pp.

GÓMEZ, M. y REY, O. (1982). Estudio Geológico de un área situada al este y sur de la ciudad de Cumana, estado Sucre. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Dpto. de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

GONZÁLEZ DE JUANA, C. (1946). Estudio sobre aguas subterráneas en los Llanos Venezolanos. Rev. De Fomento 8 (64): 9 – 59.

GONZÁLEZ DE JUANA, C., ITURRALDE, J. y PICAR, X. (1980). Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Tomo I y II. Caracas, Ediciones Foninves.

GUERRERO, J. y LEÓN, A. (1983). Estudio geológico de una zona ubicada al norte de Aragua de Maturín, Estado Monagas. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Dpto. de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

GUILLAUME, H. A., BOLLI, H. M. y BECKMAN J. P. (1972). Estratigrafía del Cretácico Inferior en la Serranía del Interior, Oriente de Venezuela. Memoria Boletín Geológico Publicación Especial, 5, 1619 - 1655.

HAQ, B. U. (1991). Sequence stratigraphy, sea level change, and significance for the deep sea. En: Macdonald, D. I. M. (Ed.): Sedimentation, tectonics and eustasy; sea level changes at active margins. Internatinal Association of Sedimentologists, Publicación Especial 12: p. 3 – 39.

HAQ, B. U., HANDERBOL, J. y VAIL, P. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235: 1156- 1167.

HAQ, B. U., HANDERBOL, J. y VAIL, P. (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. En: Wilgus, C. K., *et al.* (Ed.): Sea level changes: an integrated approach. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub. 42: 71-108.

HARLAND, W. B., COX, A. V., LLEWELLYN, P. G., PICTON, C. A., SMITH, A. G., WALTERS, R. W. y FAWCETT, K. E. (1982). A geologic time scale. Cambridge University Press.

HEDBERG, E. D. y PYRE, A. (1944). Stratigraphy of Northeastern Anzoátegui, Venezuela, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 28(1): 1-28.

HEDBERG, E. D. (1950). Geology of the eastern Venezuela basin (Anzoátegui-Monagas-Sucre-eastern Guárico portion), Geol. Soc. Am., Bul. 61(11): 1173- 1216.

HERNÁNDEZ, I. y LUNA, F. (1986). Estudio geológico de una región ubicada al noreste de Mundo Nuevo, estados Anzoátegui y Monagas. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Dpto. de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

INFANTE, J. y PACHECO, M. (1997). Variaciones geoquímicas como herramientas en Análisis Secuencial: aplicación en la Formación Querecual, Cuenca Oriental de Venezuela. Memorias VIII Congreso Geológico Venezolano. 2: 281 – 285.

JERVEY, M. T. (1988). Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. En: C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S .C. Kendall, H. Posamentier, C. A. Ross y J. C. Van Wagoner (Eds.): Sea level changes – An integrated approach. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub. 42: 47 -69.

JOHNSON, J. G., KLAPPER, G. y SANDBERG, C. A. (1985). Devonian esutatic fluctuations in Euramerica. Geological Society of America. Bulletin 96: pp 567 – 587.

KISER, G. D. (1997). Comentarios enviados al CIEN. Comité Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura de PDVSA.

LEÓN y VIELMA. (1987). Modelo estratigráfico – estructural de la Formación Oficina en el Campo Socororo este, Estado Anzoátegui. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Dpto. de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

LÉXICO ESTATIGRÁFICO DE VENEZUELA. (1998) [on line] Consulta: Disponible en <http://www.pdvsa.com/lexico/>.

LÓPEZ BLANCO, M. (1991). Estratigrafía y sedimentología del sector occidental del abanico costero de Sant Llorenç del Munt al este de Sant Vicenç de Castellet (Eoceno, cuenca antepaís surpirenaica). Tesis de Licenciatura. Departamento de Geología Dinámica, Geofísica y Paleontología. Universidad de Barcelona. España.

LÓPEZ BLANCO, M. (1993). Stratigraphic and sedimentary development of the Sant Llorenç del Munt fan – delta complex (Eocene, southern Pyrenean foreland basin, northeast Spain). En: R.J. Steel y L. Frostick. (Eds.): Tectonic controls and signatures in sedimentary succession. IAS Special Publication 20: 67 – 88.

LÓPEZ BLANCO, M. (1996). Estratigrafía secuencial de sistemas deláticos en cuencas de antepaís: ejemplos de Sant Llorenç del Munt, Montserrat y Roda (Paleógeno: cuenca de antepaís surpirenaica). Tesis de Doctorado. Departamento de Geología Dinámica, Geofísica y Paleontología. Universidad de Barcelona. España.

MARCUCCI, E. (1976). Las ftnitas del Cretáceo Superior de Venezuela occidental y oriental: Tipo, origen, ambiente de formación y cambios diagenéticos. Mem. II Congr. Latin. Geol. Caracas, 1973, Minis. Min. e Hidrocarb., 5: 1277-1307.

MARGOTTA, J. A. y RAMÍREZ, K. (2004). Caracterización quimioestratigráfica de la sección basal de la Formación Querecual, Isla Chimana Grande, Estado Anzoátegui. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Dpto. de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

MÉNDEZ, B. J. “Petrología y Ambientes Sedimentarios”. PDVSA Intevep. Caracas. 2006. pp 147-154.

MISTAGE, M. (1997). Geología de los yacimientos Cretácico del Campo Orocuál, estado Monagas, Venezuela. Memorias VIII Congreso Geológico Venezolano. 2: 115 – 121.

MITCHUM, R. M. Jr. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 11. Glossary of terms used in Seismic Stratigraphy. En: C. E. Payton (Ed.): Seismic Stratigraphy. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 26: 205 – 210.

MITCHUM, R., VAIL, P. y THOMPSON III, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part. 2: The Depositional Sequence as a basic unit for Stratigraphic Analysis. En: C. E. Payton (Ed.): Seismic Stratigraphy. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 26: 53 - 62.

MITCHUM, R.M. y VAN WAGONER, J.C. (1990). High Frequency sequences and eustatic cycles in the Gulf of Mexico: Gulg Coast Section SEPM. 11th Annual Research Conference, Program and Extended AbstractS. p.257-267.

MITCHUM, R.M. y VAN WAGONER, J.C. (1991). High Frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high frequency eustatic cycles. Sedimentary Geology, V70, p.131-160.

ODEHNAL, M. y RUÍZ, R. (1984). Estudio geológico de un área situada al norte de la ciudad de Cumanacoa, Estado Sucre. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Dpto. de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

PARNAUD, F., GOU, Y., PASCUAL, J., TRUSKOWSKI, I., GALLANDO, O., PASSALACQUA, H. y ROURE, F. (1995). Petroleum Geology of the Central Part of the Eastern Venezuelan Basin. AAPG Memoria 62, p. 741-756.

PEIRSON III, A. L. (1965). Geology of the Guárico Mountain front. Asoc. Venez. Geol., Min. y Petrol. Bol. Inform. 8(7): 183-212.

POSAMENTIER, H. W. y VAIL, P. R. (1988). Eustatic Control on clastic Deposition II- Sequence and Systems Tract Models. En: C. WILGUS, B.S. HASTINGS; C.G St. C. KENDALL; H.W. POSAMENTIER, C.A. ROSS and J.C. VAN WAGONER (Eds.): Sea-level Changes: An integrated approach, Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Special Publication N° 42 pp 125-154.

POSAMENTIER, H.W. y ALLEN, G.P. (1999). Siliciclastic Sequence Stratigraphy- Concepts and Applications. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology Nro. 7. 210 p.

RAGUSA, G. (1993). Análisis Secuencial de la formación Barranquín en el flanco sur de la Serranía Interior Oriental de Venezuela. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Dpto. de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas.

- RENZ, H. H. (1962). Stratigraphy and paleontology of the type section of Santa Anita Group and overlying Merecure Group, Río Querecual, State of Anzoátegui, northeastern Venezuela. *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petrol. Bol. Inform.* 5(4): 89-108.
- ROJAS, O. J. (1978). Estudio geológico de un área al noroeste de Caripito, estados Sucre y Monagas. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Dpto. de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- ROSALES, H. (1960). Estratigrafía del Cretáceo-Paleoceno-Eoceno de la Serranía del Interior, Oriente de Venezuela. III Cong. Geol. Venez. Caracas. Mem. 2: 471-495.
- SOCAS, M. M. (1991). Estudio sedimentológico de la Formación Naricual, estado Anzoátegui. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Dpto. de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- SOLÓRZANO, V. (2005). Estratigrafía de la Formación Querecual, Isla Chimana Grande, estado Anzoátegui. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Dpto. de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- STANLEY, D. F. (1960). Stratigraphy and foraminifera of lower Tertiary Vidoño shale near Puerto La Cruz, Venezuela. *AAPG. Bull.* 44 (5): 616 – 627.
- VAIL, P., MITCHUM, R. M. y THOMPSON III, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part. 4. Global cycles of relative changes of sea level. En: C. E. Payton (Ed.): *Seismic Stratigraphy*. AAPG. Mem 26: 83 - 97.
- VAIL, P. R. y HANDEBOL, J. (1979). Sea level changes during the Tertiary. *Oceanus*, 22: 71 – 79.
- VAIL, P., COLIN, J. P., CHENE R. J., KUCHLY, J., MEDIAVILLA, F. y TRIFILIEFF, V. (1987). La stratigraphie sequentielle et son application aux correlations chronostratigraphiques dans le Jurassique du basin de Paris. *Bull. Soc. Geol. France* (8), III: 1301 – 1321.
- VAIL, P. y WORNARDT, W. (1990). Well log-seismic sequenc stratigraphy: a new tool for Exploration in the 90s. Gulf Coast Section SEPM 11th Annual Research Conference, Program and extended Abstracts.
- VAIL, P. R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S. A., EISNER, P. N. y PEREZ – CRUZ, C. (1991). The stratigraphic signatures of tectonic, eustasy an d sedimentology – an overview. En: G. Einsele. (Ed.): *Cycles and events in stratigraphy*. Springer – Verlag. New York. Pp 611 – 659.

VAIL, P.R. y WORNARDT, W.W. (1993). Sequence Stratigraphy Concepts and Applications. Poster.

VAN WAGONER, J. C. (1985). Reservoir facies distribution as controlled by sea level change (abs). SEPM Mid – Year Meeting. Golden, Colorado. pp 91 -92.

VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M.Jr., POSAMENTIER, H.W., y VAIL, P.R. (1987). Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part. 2: Key definitions of sequence stratigraphy. En. A.W.Bally (Ed.): Atlas of Seismic Stratigraphy. AAPG 27. V.1:11-14.

VAN WAGONEER, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.Jr., Vail, P., Sarg, J., Loutit, T. and Handenbol, J. (1988). An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. En: C.K. Wilgus et al. (Eds.): Sea-level Change: an Integrated Approach. SEPM Spec. Pub. 42.

VIVAS, V. y MACSOTAY, O. (1995). Dominios tectono-estratigráficos del Cretácico-Neógeno en Venezuela nor-oriental. Boletín de Geología, Publicación especial 10: 124-152, 5 figs.

VON DER OSTEN, E. (1954). Geología de la región de la Bahía de Santa Fé, (Estado Sucre). Boll. Geol. Venez. Mem. 3(8): 123-211.

WALKER, R. y JAMES, N. (1992). Facies Model: Response to Sea Level Change. St. John's, Newfoundland. Canadá. Geological Association of Canada; 409 p.

WHEELER, H.E. (1958). Time Stratigraphy. AAPG. Bull., V.42, p. 1047-1063.

YORIS, F. (1984). Revisión de la Estratigrafía del cretáceo Inferior en la franja de San Antonio de Maturín – Aragua de Maturín – Caripito – Bolivita – Campo Alegre (Estados Monagas y Sucre), y análisis petrográfico – estadístico de areniscas al oeste del río San Juan. Trabajo de Ascenso. Inédito. Dpto. de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas.

YORIS, F. G. (1985). Revisión de la Estratigrafía del Cretáceo inferior al sur y este de la Serranía del Interior, Venezuela nororiental. VI Congr. Venezolano. Mem. 2: 1343-1393.

YORIS, F. (1994). Estudio de Secuencias Clásticas por Métodos Petrográficos y Estadísticos. Trabajo de ascenso. Inédito. Dpto. de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas.

YORIS, F. y OSTOS, M. (1997). Geología de Venezuela: Geología General y Cuencas Petrolíferas. En: Singer, J. (Ed.) WEC 1997. Conferencia Evaluación de Pozos. Texas, Schlumberger - Surencó C.A. Jolley Printing.