



**UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**BIOESTRATIGRAFÍA, PALEOECOLOGÍA Y
PALEOBIOGEOGRAFÍA DEL CRETÁCICO SUPERIOR
CON BASE EN FORAMINÍFEROS DE LA PARTE
OCCIDENTAL DE LA PLATAFORMA VALLES-SAN
LUIS POTOSÍ, MÉXICO.**

Rosa María de Lourdes Omaña Pulido
Tutor: Dra. Gloria Alencáster Ybarra
Cotutor: Dr. Rubén Alfonso López Doncel



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



OFICIO/PCT/GTJ/1029/11.

Asunto: Aprobación de título, asesor de Tesis y jurado para examen de grado.

ROSA MARIA DE LOURDES OMAÑA PULIDO

Estudiante de Doctorado
Geología
Presente.

El Comité Académico del Posgrado, reunido en sesión ordinaria el día 25 de octubre del presente año, analizó y APROBO el tema de tesis titulado "*Bioestratigrafía, Paleoecología y Paleobiogeografía del Cretácico Superior con base en foraminíferos de la parte occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, México*" y a los siguientes investigadores como su jurado para examen de grado:

Dr. Gilberto Silva Romo	Presidente
Dra. Ligia Pérez Cruz	Vocal
Dra. Gloria Alencaster Ybarra	Secretario
Dr. Rubén López Doncel	Suplente
Dr. Rafael Barbosa Gudiño	Suplente

Así mismo le informo que la Dra. Gloria Alencaster Ybarra, fue designada como su asesora de tesis.

Sin otro particular por el momento, reciba un cordial saludo.

Atentamente.

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Ciudad Universitaria a 28 de octubre de 2011.

EL COORDINADOR DEL PROGRAMA


DR. GUSTAVO TOLSON JONES

C.c.p.- Archivo

DEDICATORIA

En recuerdo a mis padres fallecidos Francisco Omaña Hernández y María Isabel Pulido Acosta, dedico este trabajo de Doctorado, porque ellos me enseñaron el camino del estudio y la dedicación, el cual he seguido para honrar su memoria. A mis hermanos Francisco Valentino, María Judith, Hugo Alfredo y Elsa Patricia, a todos mis sobrinos y demás familiares y amigos por el apoyo y el ánimo que me han dado para lograr este objetivo.

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar un agradecimiento muy especial a la Universidad Nacional Autónoma de México, que me ha recibido en sus aulas desde la Preparatoria, y en especial por su apoyo para realizar el Doctorado dentro del Programa Superación para el Personal Académico (PASPA).

Este trabajo de investigación estuvo en parte financiado por el Proyecto DGAPA PAPIIT IN-119208-2.

Agradezco al Dr. Dante Morán Zenteno la oportunidad de trabajar en el Instituto de Geología, así como a los Drs. Gustavo Tolson Jones y Elena Centeno García por el apoyo para realizar el Doctorado.

Agradezco profundamente a la Dra. Gloria Alencaster Ybarra, el haberme aceptado en su grupo de investigación, y haber apoyado mi contratación en el Instituto de Geología, así como en dirigirme la presente tesis.

Estoy muy agradecida al Dr. Rubén Alfonso López Doncel, del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, por haber aceptado ser mi cotutor, por su dirección en el trabajo de campo, y por las útiles y acertadas correcciones en una primera versión del texto de la tesis.

Asimismo, agradezco mucho al Dr. José Ramón Torres Hernández del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, por su ayuda en el trabajo de campo. Sin el apoyo de ellos, hubiera sido difícil realizarlo de la manera exitosa en la que se efectuó. Mi gratitud a el Dr. José Rafael Barboza Gudiño Director del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí quien autorizó el apoyo logístico para realizar el trabajo de campo.

Mi agradecimiento al Dr. Roberto Molina Garza por sus consejos y sugerencias que han sido de gran utilidad en el desarrollo de este trabajo, así como la revisión de la tesis y sus valiosas anotaciones.

A la Dra. Celestina González Arreola agradezco la revisión de la tesis, y sus útiles consejos.

Quiero agradecer al Comité de Examen de Candidatura formado por los Drs. Gloria Alencaster Ybarra, Blanca Buitrón Sánchez, Carlos González León, Javier Helenes y Madhavaraju Jayapogal, por sus útiles y atinadas sugerencias para el desarrollo de la tesis.

A los sinodales de mi examen de grado Drs. Gloria Alencaster Ybarra, Rubén Alfonso López Doncel, Gilberto Silva Romo, José Rafael Barboza Gudiño y Ligia Pérez Cruz que han revisado la tesis y que han hecho valiosas correcciones que han contribuido a mejorarla les estoy muy agradecida.

Agradezco a todos los profesores que han influido en mi formación académica y en especial al Prof. Jacques Butterlin, con quien lleve un magnífico curso sobre

macroforaminíferos. A la Profa. Isabella Premoli Silva con quien he aprendido el estudio, en lámina delgada de los foraminíferos planctónicos del Cretácico Quiero expresar mi reconocimiento a los Drs. Claudia Mendoza y Gilberto Silva, por sus útiles consejos durante el desarrollo del posgrado y al Dr. Juan Araujo Mendieta por su asesoramiento sobre aspectos de sedimentología y ambientes de depósito. A las Ms. en C. Iriliana López Caballero y Margarita Ramírez Garza agradezco el apoyo que me han dado en la elaboración de figuras. Los Srs. Diego y Joaquín Aparicio han elaborado las láminas delgadas utilizadas en este estudio.

BIOESTRATIGRAFÍA, PALEOECOLOGÍA Y PALEOBIOGEOGRAFÍA
DEL CRETÁCICO SUPERIOR CON BASE EN FORAMINÍFEROS DE
LA PARTE OCCIDENTAL DE LA PLATAFORMA VALLES-SAN
LUIS POTOSÍ, MÉXICO.

<i>RESUMEN</i>	10
<i>ABSTRACT</i>	13
<i>INTRODUCCIÓN</i>	16
<i>OBJETIVOS</i>	18
<i>HIPÓTESIS</i>	18
<i>ANTECEDENTES</i>	19
Desarrollo de las Plataformas carbonatadas en la región de Tethys.....	19
Abertura del Golfo de México y Desarrollo de la Plataforma Valles-San Luis Potosí.....	20
Descripción de la Plataforma Valles-San Luis Potosí.....	24
Trabajos previos realizados en la Plataforma Valles-San Luis Potosí.....	25
Unidades litoestratigráficas del Cretácico que afloran en la Plataforma Valles-San Luis Potosí.....	26
Formación El Abra	29
Formación Soyatal	29
Formación Tamasopo	31
Formación Cárdenas	33
Formación Méndez	34
Formación El Temazcal.....	35
<i>MATERIAL</i>	36
<i>MÉTODO</i>	36
<i>MARCO GEOLÓGICO</i>	37
<i>LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO</i>	37
<i>RESULTADOS LITOESTRATIGRÁFICOS</i>	38
<i>SECCIONES ESTUDIADAS</i>	38
Sección Santa Isabel.....	39
Sección Sierra de Álvarez.....	39
Sección Llano del Carmen.....	40
Sección Guadalcázar (Aguaje de los García)	41
Sección Cerritos	41
Sección Cerro del Cuervo.....	42
Sección El Temazcal	42
<i>AFLORAMIENTOS</i>	43
Carretera Villa Hidalgo-San Luis Potosí.....	43
La Minita	43

BIOESTRATIGRAFÍA DE LOS FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS.....	44
Foraminíferos con distribución estratigráfica amplia.....	47
Foraminíferos con distribución estratigráfica que no excede los límites de piso donde aparecen.....	48
RESULTADOS BIOESTRATIGRÁFICOS	50
CENOMANIANO MEDIO-SUPERIOR	50
Zona de <i>Pseudolituonella reicheli</i>	50
LÍMITE CENOMANIANO-TURONIANO.....	51
BIOESTRATIGRAFÍA DE LOS FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS.....	56
CENOMANIANO MÁS TARDÍO-TURONIANO MEDIO	56
Zona de <i>Whiteinella archaeocretacea</i>	57
Zona de <i>Helvetoglobotruncana helvetica</i>	57
TURONIANO TARDÍO-SANTONIANO TARDÍO	58
Zona de <i>Dicarinella concavata</i>	58
Zona de <i>Dicarinella asymetrica</i>	58
MAASTRICHTIANO TEMPRANO-TARDÍO	59
Zona de <i>Gansserina gansseri</i>	59
Zona de <i>Abathomphalus mayaroensis</i>	59
ECOLOGÍA DE LOS MACROFORAMINÍFEROS	60
Temperatura.....	60
Luz.....	61
Hidrodinámica	65
Fuentes tróficas y competencia	68
PALEOECOLOGÍA	70
RESULTADOS PALEOECOLOGICOS	76
ESTUDIO E INTERPRETACIÓN DE LAS MICROFACIES	77
CENOMANIANO MEDIO-SUPERIOR	77
Formación El Abra	77
Facies Taninul	77
Facies El Abra	78
ECOLOGÍA Y PALEOECOLOGÍA DE LOS FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS..	79
Habitantes de agua profunda-Especies quilladas	79
Habitantes de la zona fótica baja-Especies debilmente quilladas.....	79
Habitantes de la Zona de Oxígeno Mínimo-Heterohelícidos	80
Habitantes de la superficie subsalina- <i>Hedbergella planispira</i>	80
Habitantes de la Superficie-Salinidad Normal.....	80
TURONIANO TEMPRANO-SANTONIANO TARDÍO	80
Formación Soyatal	80
MAASTRICHTIANO TEMPRANO	83
Formación Cárdenas	83
MAASTRICHTIANO TARDÍO.....	83
Formación El Temazcal.....	83

<i>PALEOCEANOGRAFÍA</i>	84
<i>PALEOBIOGEOGRAFÍA DE LOS FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS</i>	85
<i>PALEOBIOGEOGRAFÍA DE LOS FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS</i>	85
<i>SISTEMÁTICA DE FORAMINÍFEROS</i>	87
Orden Foraminiferida Eichwald, 1830	89
Suborden Textulariina Delage y Hérouard, 1896	89
Suborden Miliolina Delage y Hérouard, 1896	95
Suborden Globigerinina Delage y Hérouard, 1896	97
<i>SISTEMÁTICA DE LAS ALGAS</i>	114
Phylum Tallophyta Unger, 1838	114
Clase Clorophyceae Kuetzing, 1833	114
Orden Siphonales Wille in Warming, 1884	115
<i>CONCLUSIONES</i>	116
Taxonómicas	116
Bioestratigráficas	117
Paleoambientales	117
Paleoceanográficas	119
Paleobiogeográficas	119
<i>REFERENCIAS</i>	119

LISTA DE LAS FIGURAS

FIGURA A-Distribución de las plataformas carbonatadas durante el Albiano-Cenomaniano.

FIGURA B-Localización de las plataformas Valles San Luis Potosí, Tuxpan y Córdoba (modificada de Padilla y Sánchez, 2007)

FIGURA C-Plataforma Valles-San Luis Potosí (modificada de López Doncel, 2003)

FIGURA 1-Mapa de localización del material estudiado

FIGURA 2-Formación El Abra en diferentes localidades

FIGURA 3 Formación Soyatal

FIGURA 4 Formación El Temazcal

FIGURA 5 Sección estratigráfica compuesta.

FIGURA 5a Zonas identificadas en cada sección estudiada.

FIGURA 6 Sección Santa Isabel (Foraminíferos bentónicos de la Formación El Abra)

FIGURA 7 Sección Sierra de Álvarez Foraminíferos bentónicos de la Formación Soyatal (Cenomaniano más Superior-Santoniano Superior)

FIGURA 8 Sección Llano del Carmen (Foraminíferos bentónicos de la Formación El Abra)

FIGURA 9 Sección Guadalcázar (Foraminíferos bentónicos de la Formación El Abra, Zona de *Pseudolituonella reicheli*).

FIGURA 10 Sección Cerritos (Foraminíferos bentónicos y algas de la Formación El Abra).

FIGURA 11 Cerro del Cuervo (Foraminíferos bentónicos y algas de la Formación El Abra).

FIGURA 12 Cerro del Cuervo (Foraminíferos, algas y gusanos de la Formación EL Abra).

FIGURA 13 Sección El Temazcal (Foraminíferos y algas de la Formación El Abra).

FIGURA 14 Sección El Temazcal.

FIGURA 15 Afloramiento Villa Hidalgo (Foraminíferos planctónicos de la Formación Soyatal, Zona de *Dicarinella concavata*).

FIGURA 16 Afloramiento La Minita (Foraminíferos bentónicos de la Formación El Abra).

FIGURA 17 Foraminíferos Bentónicos de la Formación El Abra Zona de Conjunto *Pseudolituonella reicheli* Zone (Cenomaniano Medio-Tardío).

- FIGURA 18** Foraminíferos Bentónicos de la Formación El Abra Zona de Conjunto *Pseudolituonella reicheli* Zone (Cenomaniano Medio-Tardío).
- FIGURA 19** Foraminíferos bentónicos de la Formación El Abra (Cenomaniano Medio-Tardío)
- FIGURA 20** Algas de la Formación El Abra (Cenomaniano Medio-Tardío).
- FIGURA 20a** Correlación de las zonas identificadas con las del esquema zonal de latitudes bajas (Premoli Silva y Verga, 2004)
- FIGURA 21** Foraminíferos planctónicos de la Formación Soyatal (Zona de Alcance Parcial *Whiteinella archaeocretacea* correspondiente a la Zona de “grosses globigerinés” de autores franceses) del Cenomaniano más Tardío-Turoniano más Temprano.
- FIGURA 22** Foraminíferos planctónicos de la Formación Soyatal (Zona de Intervalo *Whiteinella archaeocretacea*)
- FIGURA 23** Foraminíferos planctónicos de la Formación Soyatal (Zona de Intervalo *Whiteinella archaeocretacea*).
- FIGURA 24** Foraminíferos planctónicos de la Formación Soyatal Zona de Alcance Total *Helvetoglobotruncana helvetica* (Turoniano Inferior-Medio)
- FIGURA 25** Foraminíferos Planctónicos de la Formación Soyatal Zona de Intervalo *Dicarinella concavata* (Turoniano Tardío-Coniaciano)
- FIGURA 26** Foraminíferos Planctónicos de la Formación Soyatal Zona de Alcance Total *Dicarinella asyimetrica* (Santoniano).
- FIGURA 27** Foraminíferos Planctónicos de la Formación Cárdenas Zona de Intervalo *Gansserina gansseri* (Maastrichtiano Temprano)
- FIGURA 28** Foraminíferos Planctónicos de la Formación Temazcal Zona de Intervalo *Abathomphalus mayaroensis* Maastrichtiano Tardío)
- FIGURA 29** Foraminíferos Planctónicos de la Formación Temazcal Zona de Intervalo *Abathomphalus mayaroensis* (Maastrichtiano Tardío)
- FIGURA 30** Foraminíferos Planctónicos de la Formación Temazcal Zona de Intervalo *Abathomphalus mayaroensis* (Maastrichtiano Tardío).
- FIGURA 31** Microfacies de la Formación El Abra (Facies Taninul)
- FIGURA 32** Microfacies de la Formación El Abra (Facies Taninul)
- FIGURA 33** Formación El Abra (Facies El Abra)
- FIGURA 34** Microfacies de la Formación El Abra (Facies Taninul)
- FIGURA 35** Microfacies de la Formación Soyatal

FIGURA 36 Microfacies de la Formación Cárdenas y El Temazcal

RESUMEN

Este trabajo presenta un estudio detallado de los foraminíferos planctónicos y bentónicos, así como de las algas del Cretácico Superior de las formaciones El Abra y Soyatal, localizadas en la parte occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP). Se establece la bioestratigrafía, paleoecología y paleobiogeografía basada en estos microfósiles en el área estudiada. Se incluyen también resultados del análisis micropaleontológico realizado en la Formación Cárdenas y de una unidad propuesta informalmente como Formación El Temazcal.

El análisis litológico y de los foraminíferos recolectados de dos secciones (Santa Isabel y Sierra de Álvarez) localizadas al Este de la ciudad de San Luis Potosí, sugieren que la plataforma fue inundada en el límite Cenomaniano-Turoniano como resultado de cambios ambientales correspondientes a la elevación del nivel del mar que coincidieron con el mundialmente reconocido Evento Anóxico Oceánico (OAE2).

Los foraminíferos bentónicos y planctónicos se identificaron para definir la edad así como la transición desde la sedimentación carbonatada a depósitos hemipelágicos y pelágicos.

Desde el punto de vista bioestratigráfico se identificó la Zona de Asociación de *Pseudolituonella reicheli* del Cenomaniano Medio-Tardío en la parte superior de la Formación El Abra. En esta zona la comunidad bentónica fue afectada en dos pasos, primero desaparecen los géneros *Pseudolituonella*, *Pseudocyclamina*, *Hemicyclamina*, *Daxia*, *Merlingina*, reduciéndose la comunidad de foraminíferos a formas pequeñas de textuláridos como *Praechrysalidina* sp. y *Nezzatinella picardi*, rOTALIDOS, gymnocodaceas y otras algas que más tarde desaparecen, este cambio se relaciona con el aumento de nutrientes.

Se determinó la Zona de Alcance Parcial *Whiteinella archaeocretacea* (Cenomaniano más Tardío–Turoniano más Temprano) en la parte inferior de la Formación Soyatal, la cual presenta calcisferúlidos y foraminíferos planctónicos oportunistas (*r o k-r* estrategia) como whiteinellidos, hedbergellidos, heterohelicidos, foraminíferos con cámaras alargadas y radiolarios,

La sobreyacente Zona de Alcance Total *Helvetoglobotruncana helvetica* (Turoniano Temprano-Medio) se caracteriza por la presencia de formas quilladas (estrategia *k*) como *Helvetoglobotruncana* y *Marginotruncana*.

La Zona de Intervalo *Dicarinella concavata* y la Zona de Alcance Total *Dicarinella asymetrica* del Turoniano Tardío al Santoniano Temprano, se distinguen por la

presencia de formas grandes de *Dicarinella* y la aparición de formas con costillas como *Rugoglobigerina*. Estas zonas se reconocieron en la parte superior en la secuencia pelágica de la Formación Soyatal.

La Zona de Intervalo *Gansserina gansseri* (Maastrichtiano Temprano) se identificó en la Formación Cárdenas y se caracteriza por la presencia del marcador zonal y de foraminíferos grandes como *Lepidorbitoides* y *Sulcoperculina*.

La Zona de Alcance Total *Abathomphalus mayaroensis* (Maastrichtiano Tardío) se definió en la Formación El Temazcal y presenta una abundante y variada asociación de foraminíferos planctónicos.

Los hiatus en la sucesión están evidenciados por la falta de algunos niveles, por ejemplo, el Campaniano no fue reconocido, ni tampoco la Zona de *Marginotruncana sigali-Dicarinella primitiva* que se encuentra entre las Zonas de *Helvetoglobotruncana helvetica* y *Dicarinella concavata*, que si se identificaron en el material estudiado.

La relación estratigráfica de las microfacies basadas en la textura de la caliza y composición fósil sugieren que la Formación El Abra (Facies Taninul) fue depositada en una plataforma de borde, de agua cálida somera caracterizada por abundante y diversificada biota compuesta por foraminíferos, algas, rudistas, gusanos, corales y equinodermos, dentro de la zona fótica aparentemente conectada con el mar abierto para mantener la salinidad y la temperatura durante el Cenomaniano Medio-Tardío. Las texturas predominantes de estas rocas incluyen packstone-grainstone peloidal bioclástico y se describen 4 microfacies diferentes.

Un ambiente de laguna restringida es inferido para la Facies El Abra, por la abundancia de miliólidos y ostreídos y la característica textural de la roca, representado por las Microfacies 5 y 6 también del Cenomaniano Medio-Tardío por la presencia de *Ovalveolina maccagnoae*.

Microfacies 7 wackestone-packstone, la fauna de foraminíferos cambió como resultado del aumento del nivel del mar en el límite Cenomaniano-Turoniano, con la proliferación de foraminíferos oportunistas (estrategia *r*) además la presencia de calcisferúlidos y radiolarios en la parte inferior de la Formación Soyatal

Microfacies 8 wackestone-packstone con un cambio en la población de foraminíferos planctónicos con la presencia de formas quilladas como *Helvetoglobotruncana* y *Marginotruncana* consideradas como de estrategia *k*, que indican un ambiente más profundo en el Turoniano Temprano-Medio.

Las Microfacies 9 y 10 packstone-wackestone con la presencia de formas con quilla de mayor tamaño que indican ambiente más profundo con estratificación en la columna de agua en el Turoniano Tardío-Santoniano Tardío

Un ambiente de plataforma abierta se infiere con el depósito de la Formación Cárdenas, (Microfacies 11) en el Maastrichtiano Temprano La plataforma fue inundada como se registra con el depósito de cuenca de la Formación El Temazcal en el Maastrichtiano Tardío (Microfacies 12).

La transición en la comunidad de foraminíferos puede ser reconocida a través de su gradiente de nutrientes desde condiciones oligotróficas (nutrientes deficientes) en la parte superior de El Abra con el desarrollo exitoso de los foraminíferos bentónicos, moluscos y corales, pero cuando el aporte de nutrientes aumenta, los foraminíferos bentónicos disminuyen mientras que las algas, incluyendo algas verdes (gymnocodeaceas), equinodermos y calcisferúlidos proliferan indicando un cambio a condiciones mesotróficas.

Las condiciones eutróficas ocurren cuando el flujo de nutrientes aumenta llevando a importante progreso del plancton originado por la elevación del nivel del mar y la inundación de la plataforma que permite la proliferación de foraminíferos oportunistas (estrategia *r*) y de cámaras alargadas en la base de la Formación Soyatal.

Más tarde, la inundación completa permite el restablecimiento de las condiciones oligotróficas lo cual proporcionó las condiciones para que los foraminíferos planctónicos (estrategia *k*) progresaran hasta el Santoniano Tardío.

Una asociación oligotrófica-mesotrófica con foraminíferos grandes como *Lepidorbitoides* y *Sulcoperculina* así como foraminíferos planctónicos se observa en el Maastrichtiano Inferior con el depósito de la Formación Cárdenas.

Condiciones oligotróficas son inferidas por la gran diversidad y abundancia de foraminíferos planctónicos que se encuentran sobre la plataforma inundada con el depósito de la Formación El Temazcal en el Maastrichtiano Superior

La asociación analizada compuesta por foraminíferos planctónicos, bentónicos y algas que habitaron la región estudiada es característica del Reino de Tethys

ABSTRACT

This paper presents a detailed study of the benthic and planktic foraminifera as well as the algae of the Upper Cretaceous of the El Abra and the Soyatal Formations located in the western part of the Valles-San Luis Platform (VSLPP) and establishes the biostratigraphy, paleoecology and paleobiogeography in the studied region.

In addition, I included the biostratigraphic results from the Cárdenas Formation study, and other lithostratigraphic unit named the El Temazcal formation.

Lithologic and foraminiferal analysis of samples collected from two sections located in the VSLPP reflect sea level fluctuations suggesting that the platform was drowned at the Cenomanian-Turonian boundary interval as a result of environmental changes as the rise sea level corresponding to the globally recognized Oceanic Anoxic Event (OAE2). The benthic and planktic content of the succession was identified to establish the transition from the Cenomanian carbonate sedimentation with abundant large benthic foraminifera, algae, rudists and other mollusks, corals, echinoderms, worms, changing to hemipelagic-pelagic deposit containing calcispheres and opportunistic foraminifers (*r* or *k-r*-strategists) such as whitenellids, hedbergellids, heterohelicids, and elongated chambered forms, as well as radiolarians.

The upper part of the El Abra Formation is dated as the Mid-Late Cenomanian (*Pseudolituonella reicheli* Assemblage Zone). In this zone the benthic community was affected in two steps, first disappeared the genera *Pseudolituonella*, *Pseudocyclamina*, *Hemicyclamina*, *Daxia*, *Merlingina*, reducing the foraminiferal community to small forms of *Praechrysalidina* sp, *Nezzatinella picardi*, rotalids, gymnocodacean and other algae, which later also disappeared.

Lithological variations and increased detritic influx followed by a major transgression is recorded in the lower part of the Soyatal Formation which consists of dark laminated wackestone and marly limestone which represents the transition to the open marine deeper environments in the Latest Cenomanian-Earliest Turonian (*Whiteinella archaeocretacea* Partial Range Zone), coincides with a global sea-level rise and the Oceanic Anoxic Event 2 (OAE 2).

The overlying *Helvetoglobotruncana helvetica* Total Range Zone (Early-Mid Turonian) corresponds to the recovery of the oligotrophic conditions, with the occurrence of the keeled forms (*k* strategists).

The identified zones indicates that this studied part of the platform remain drowned until the Late Santonian.

Upward in the pelagic sequence of the Soyatal Formation, the identification of the planktic foraminifera has led to the recognition of the two biostratigraphic zones: the *Dicarinella concavata* Interval Zone (Late Turonian-Earliest Santonian) and *Dicarinella asymetrica* Total Range (Early-Late Santonian).

Gansserina gansseri Interval Zone is recognized from the Cárdenas Formation (Early Maastrichtian)

Abathomphalus mayaroensis Total Range Zone is identified from the El Temazcal which could be in age correlated to the upper part of Mendez Formation (Late Maastrichtian) which was deposited in a basin environment.

Hiatuses in the succession could be related to tectonic activity evidenced by the lack of the some levels of the Upper Cretaceous succession for instance the Campanian was not recognized and the *Marginotruncana sigali-Dicarinella primitiva* Partial Range Zone. The stratigraphical relationship of the microfacies from the El Abra Formation, based on textured limestone and faunal composition, suggests open marine sedimentation on a shallow platform, characterized by abundant and diversified biota as foraminifera, algae, rudists within euphotic zone, sufficiently connected with open sea to maintain salinity and temperature. Another restricted lagoon environment is inferred by the abundance of miliolids and ostreids and textural characteristic.

The foraminiferal fauna from the Soyatal Formation, eventually changed as a result of rise level sea in the Cenomanian-Turonian boundary with the proliferation of planktic opportunist and elongated chambered foraminifera, moreover the occurrence of calcispheres and radiolarians

A change in the planktic foraminiferal population showing a greater size as well as the predominance of keeled morphotypes more complex considered as *k* strategists forms indicate a deeper environment where the environmental conditions were restored suggesting a more stable oligotrophic setting in the Lower-Mid Turonian. These environmental conditions persist until the Upper Santonian. An open platform environment is inferred with the Cárdenas deposit during the Lower Maastrichtian. The platform was drowning as is recorded in Upper Maastrichtian with the basinal deposit of the El Temazcal Formation

The transition in the foraminiferal community which can be recognized along also nutrient gradient from oligotrophic conditions (nutrient deficient), in the upper part of the El Abra Formation, with a successful developed of benthic foraminifera, algae and corals; a major change when the nutrient supplies increased allowing to the diminution of benthic foraminifera and the algae including green algae, echinoids, and calcispheres increased in number, which indicate a change a mesotrophic conditions. Eutrophic conditions occur when the nutrient flux augment which permit a significant progress of plankton originated by rising sea level and the drowning of the platform which allow

the proliferation of opportunists and elongated chambered planktic foraminifera in the bas of the Soyatal Formation.

Later, the complete drowning permits the re-establishment of the oligotrophic conditions which provide the conditions for the progress of the planktic foraminifera until the Late Santonian.

An oligotrophic–mesotrophic foraminiferal assemblage composed of *Lepidorbitoides* and *Sulcoperculina* as well as planktic foraminifera is recorded in the Lower Maastrichtian with the deposit of the Cárdenas Formation.

Oligotrophic conditions are inferred by the great diversity and abundance of planktic foraminifera on drowned platform with the El Temazcal deposit in the Late Maastrichtian. The analyzed assemblage composed of benthic and planktic foraminifera and algae that inhabited the studied region is characteristic of the Tethys Realm.

INTRODUCCIÓN

La Plataforma Valles-San Luis Potosí es una de las plataformas carbonatadas aisladas más grandes del Cretácico (200 por 300 Km.) que se encontraba localizada sobre en el sector occidental del Golfo de México (Wilson y Ward, 1993). Ésta comenzó su desarrollo en el Cretácico Inferior, pero su máximo crecimiento tuvo lugar en el Albiano cuando se desarrolló como una plataforma con margen de borde, rodeada por la Cuenca Mesozoica del Centro de México y la Cuenca de Tamaulipas (=Tampico-Misantla).

El depósito de las rocas carbonatadas de la Plataforma Valles-San Luis Potosí está relacionado al rifting mesozoico y al desarrollo del Golfo de México.

Actualmente el depósito carbonatado del Albiano-Cenomaniano (Formación El Abra) se encuentra dentro de la faja plegada de la Sierra Madre Oriental, aflorando en la parte central del Estado de San Luis Potosí y en áreas más pequeñas de los Estados de Guanajuato, Querétaro, Tamaulipas y Nuevo León (Carrillo Bravo, 1971).

Sobreyaciendo al depósito calcáreo de la Formación EL Abra se encuentra la Formación Soyatal (Wilson *et al.*, 1955), la cual está constituida por caliza arcillosa de color gris que alterna con capas de lutita y limolita calcárea del mismo color. Se encuentra aflorando en San Luis Potosí, en Hidalgo (Zimapán) y en el área de Xichú, Guanajuato (Carrillo-Bravo, 1971).

En el Cretácico, durante el Albiano y el Cenomaniano las plataformas carbonatadas alcanzaron una gran extensión no solo en la región mediterránea, sino también en otras partes del dominio tethysiano incluyendo la parte occidental de éste.

La fauna bentónica de este ambiente es caracterizada sobre todo por los macroforaminíferos, los cuales juegan un papel muy importante en la datación de las plataformas carbonatadas (Schroeder y Neumann, 1985).

El intervalo del límite Cenomaniano-Turoniano es caracterizado por cambios bióticos y oceanográficos muy importantes (Gale *et al.*, 2000), es uno de los períodos más cálidos de la historia de la tierra (Norris *et al.*, 2002) caracterizado por altos niveles de CO₂ atmosférico (Arthur *et al.*, 1985). Estas condiciones de invernadero coinciden con el pulso a nivel mundial de producción de corteza oceánica (Sinton *et al.*, 1998; Snow *et al.*, 2005; Seton *et al.*, 2009).

Además el nivel del mar aumentó a nivel global (Hallam, 1972; Haq *et al.*, 1987, Miller *et al.*, 2005, Voigt *et al.*, 2006, 2007, Gale *et al.*, 2008), reportado en cerca de 300 m sobre los niveles del presente (Schlanger *et al.* 1981, Hallam, 1992, Morth *et al.*, 2007), lo que provocó la inundación de las plataformas de la región mediterránea (Schlager,

1981, Jenkins, 1991, Philip y Airaud-Crumière, 1991, Drzewiecki y Simó 1993, Caus *et al.* 1993, 1997), Hart *et al.*, 2005). En este tiempo un depósito abundante de lutita rica en materia orgánica está asociado a una excursión del isótopo de $\delta^{13}\text{C}_{13}$, el cual marca perturbaciones en el ciclo de carbono con el aumento de enterramiento de C_{13} orgánico, durante el evento anóxico (OAE-2). Las lutitas negras ricas en materia orgánica caracterizan el OAE2, en ambientes de aguas profundas, áreas de surgencia o ambientes de cuenca en el Atlántico norte, en el Mediterráneo o márgenes que lo rodean (Kuhnt, 1997; Keller *et al.*, 2008; Morth *et al.*, 2008), sin embargo en ambientes someros las lutitas negras ricas en materia orgánica no se presentan (Gertsch *et al.*, 2010, El Sabbagh *et al.*, 2011).

Este intervalo corresponde a una de las diez más severas crisis en el registro geológico, solamente excedido por el del evento Cretácico-Paleógeno y Nórico-Rético (Raup y Sepkoski, 1986).

Sin embargo, investigaciones más recientes sobre microfósiles revelan un patrón de inmigración-emigración asociados con los cambios del nivel del mar más que a verdaderas extinciones, poniendo en duda la compilación original de datos. (Harries, 1993, Gale *et al.*, 2000).

Los escenarios que están ligados a los cambios bióticos incluyen transgresión marina, cambios en la estratificación de las masas de agua, surgencias ricas en nutrientes, aguas profundas deficientes en oxígeno, aumento en la productividad, expansión del oxígeno mínimo, conexión entre las cuencas del Atlántico sur y norte, y agua de fondo euxínico (Hart, 1996, Leckie *et al.*, 2002, Keller, *et al.*, 2001, 2008, Caron *et al.*, 2006).

Los foraminíferos son sensibles a las condiciones ambientales asociadas al aumento del stress, éstos responden a los cambios del OAE2, como extinción de especies, diversificación evolutiva, adaptaciones morfológicas y cambios en la abundancia relativa de las poblaciones.

Así, ciertas especies que se adaptan a condiciones eutróficas o inestables se consideran oportunistas o estrategia *r*, o intermedias *k-r*, mientras que la presencia de formas estrategia *k* son indicativas de condiciones oligotróficas (Premoli Silva y Sliter, 1999). El alargamiento de las cámaras de los foraminíferos planctónicos ha sido interpretado como una respuesta adaptativa a la eutrofización (Coccioni *et al.*, 2006).

La línea *Dicarinella* ha sido usada para caracterizar el Turoniano Superior-Coniaciano (*Dicarinella concavata*) y el Santoniano (*Dicarinella aymetrica*) (Premoli Silva y Sliter, 1995; Premoli Silva y Verga, 2004).

En el Santoniano tiene lugar la extinción de morfologías complejas como los marginotruncánidos (Premoli Silva y Sliter, 1995; Petrizzo, 2002).

En tanto, el Maastrichtiano no sólo representa el fin con la extinción en masa de foraminíferos, sino que también se alcanza la máxima diversidad de especies de este grupo (Li y Keller, 1998 ab)

OBJETIVOS

Los objetivos del presente trabajo fueron:

- a- Realizar el estudio taxonómico de las asociaciones de foraminíferos y de otros microfósiles (algas) presentes en el material recolectado en las secciones que se estudiaron.
- b- Determinar la posición biostratigráfica y cronoestratigráfica de las unidades litoestratigráficas examinadas, utilizando a los foraminíferos como marcadores.
- c- Definir los ambientes de depósito considerando las asociaciones de microfósiles y la litología.
- d- Interpretar los cambios paleoceanográficos durante el Cretácico Superior.
- e- Definir la distribución paleobiogeográfica de las asociaciones de microfósiles
- f- Establecer si hubo o no continuidad de sedimentación durante el Cretácico Tardío en el área de estudio
- g- Establecer la influencia de factores tectónicos en la sedimentación, así como las fluctuaciones del nivel del mar a escala global como la elevación del mar que ocurrió en el límite Cenomaniano-Turoniano.

HIPÓTESIS

Existe escasa información micropaleontológica de la parte occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí. Las secciones a estudiar comprenden principalmente las Formaciones El Abra, Soyatal y Cárdenas, las cuales probablemente fueron depositadas desde el Albiano hasta el Maastrichtiano. Esta hipótesis podría ser comprobable haciendo el estudio de los foraminíferos, los cuales permiten efectuar dataciones relativas e inferir los ambientes de depósito. El estudio de estos microfósiles contribuirá a establecer como fue el desarrollo de la plataforma durante el Cretácico Superior, y si las condiciones de depósito permanecieron estables durante este tiempo, o si fueron afectadas por factores regionales como la fase tectónica laramídica, o eventos a nivel mundial como la elevación del nivel del mar, en el límite Cenomaniano-Turoniano. Si es cierta esta hipótesis en cuanto al conocimiento del tiempo de depósito de las unidades litoestratigráficas mencionadas, este estudio contribuiría al conocimiento de la

evolución durante el Cretácico Tardío de la parte occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí estudiada pudiendo determinar cómo estos eventos pudieron afectar el depósito sedimentario, en esta parte de la plataforma.

ANTECEDENTES

Desarrollo de las Plataformas carbonatadas en la región de Tethys.

Se considera que la Plataforma Valles-San Luis Potosí se encontraba localizada en la Provincia de Tethys, así los eventos ocurridos en esta provincia han afectado también a la región estudiada por lo cual se analizan estos acontecimientos que están documentados en la región mediterránea.

Los tiempos de expansión y desaparición de las plataformas carbonatadas son bien conocidos en muchas partes del Mar de Tethys (Simó *et al.*, 1993). Las plataformas se desarrollaron durante parte de la mayoría de los pisos cretácicos en el Caribe, Europa occidental, el área Adriática italiana, norte de Africa y este de Arabia. Sin embargo, por cortos períodos, en casi todas las localidades estas plataformas fueron temporalmente inundadas, en el Valanginiano Superior, en el Aptiano Medio, localmente en el Albiano Superior, en el Cenomaniano Medio, al final del Cenomaniano y en el Turoniano. En el Pacífico medio, las plataformas carbonatadas cesan su crecimiento desde el Cenomaniano hasta el Coniaciano (Ocean Deep Project Leg 143) (Simó *et al.*, 1993, Winterer, 1991).

La extensión de las plataformas carbonatadas aumenta desde el Valanginiano al Aptiano-Albiano y Cenomaniano, cuando tuvieron una máxima extensión (Figura A) y en el Maastrichtiano medio fueron enormemente reducidas (Dercourt *et al.*, 1993). Las construcciones de plataformas son conocidas en todos los pisos del Cretácico, excepto en el Turoniano. La elevación del mar durante el Cenomaniano-Turoniano y el evento anóxico (OAE 2) están registrados en amplios depósitos de inundación sobre numerosas plataformas (Simó *et al.*, 1993). Otras plataformas particularmente en el Mediterráneo, fueron emergidas por la tectónica local. Las plataformas del Cenomaniano Superior-Turoniano Inferior están representadas en Venezuela y también en el norte de los Pirineos (Bilotte, 1993). En el sur de Francia, en la región de Provence la plataforma fue inundada por los lodos del Turoniano Inferior (Philip, 1993), igual que en la Montaña Ibérica en España (Segura *et al.*, 1993, Alonso *et al.*, 1993) y en Túnez (Camoin, 1993). En el Cretácico medio por la actividad magmática, se produjo calor y emisión de material volcánico desde el manto, lo cual se ha relacionado a los cambios ambientales globales, entre ellos la inundación de las plataformas carbonatadas (Vogt, 1989, Larson,

1991ab, Larson y Olson, 1991). El desarrollo de las mesetas oceánicas, cadenas montañosas marinas y los flujos de basalto continental, indican que el período de formación de corteza oceánica en el Pacífico aumentó enormemente, durante el Cretácico. El promedio de producción de corteza oceánica se incrementó ocho veces durante el Aptiano, cerca del comienzo del largo Período Magnético Normal del Cretácico. Larson y Olson (1991) establecen que este período magnético fue casualmente relacionado a la actividad de una pluma profunda del manto. Schlanger *et al.* (1981) y Larson (1991a) notaron una correlación entre el ritmo de generación de corteza oceánica en el Cretácico y el depósito de lutita negra, la cual fue depositada bajo un clima cálido de acuerdo con el postulado de mayor nivel de bióxido de carbono en el Cretácico. El aumento de CO₂ y otros químicos durante este tiempo ha sido asociado a la gran actividad volcánica durante este tiempo. En cuanto a la curva del nivel del mar propuesta por Haq *et al.* (1988) se ve, que la leve caída del Berriasiano al Valanginiano coincide con la disminución en promedio de la formación de corteza propuesta por Larson (1991b). Pero la elevación del nivel del mar durante el Hauteriviano-Barremiano señala al Aptiano como un período de gran formación de corteza por alrededor de 8 millones de años. La elevación del nivel del mar del Albiano Superior continúa hasta el límite Cenomaniano-Turoniano, teniendo una explosión de generación de corteza en el Cenomaniano Superior. El nivel del mar también asciende en el Campaniano Superior durante el evento de formación de corteza en el Cretácico. No obstante, Larson (1991b) concluyó que aunque alguna correspondencia existe “*the ocean crust production alone cannot explain all variations in the sea level system...*”

Abertura del Golfo de México y Desarrollo de la Plataforma Valles-San Luis

Potosí

Según Wilson (1990) algunas de las más grandes plataformas carbonatadas del mundo se encuentran en el noreste y parte central-este de México. Los carbonatos de márgenes de plataforma y de cuenca del Cretácico Inferior constituyen los reservorios de los campos gigantes de petróleo del este de México. La localización e historia de depósito de estas rocas carbonatadas están estrechamente relacionadas al rifting mesozoico y a la abertura del Golfo de México.

De acuerdo con Salvador (1991a) el presente Golfo de México se cree que tuvo su origen en el Triásico Superior por la ruptura del super continente Pangea, en el tiempo cuando comenzó a separarse Norteamérica de las Placas de África y Sudamérica. La abertura del Atlántico probablemente inició en el Jurásico Inferior y Medio con la

formación de corteza oceánica. El intermitente avance del mar durante el Jurásico Medio tardío produjo la formación de un depósito extenso de evaporitas conocido ahora en la cuenca del Golfo de México. Este parece que fue el principal episodio de apertura durante el cual el bloque de Yucatán se movió separándose de la Placa Norteamericana en rotación antihoraria (Pindell, 1985, Mendoza Rosales *et al* 2010).

Con la separación de la Placa Norteamericana se formó una verdadera corteza oceánica en la parte central de la cuenca que tuvo lugar durante el Jurásico Superior Temprano (Pindell y Kennan, 2009) después de los depósitos de evaporitas. Este período de formación extensa de sal en cuencas someras hipersalinas o cuencas cubiertas de grandes áreas continentales en la Pangea occidental terminó con el emplazamiento de la corteza oceánica, el desplazamiento del Bloque de Yucatán y la formación de una nueva cuenca subsidente por una amplia y prolongada transgresión marina. La transgresión fue continua durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior con solo intervalos mínimos de regresión o baja del nivel del mar (Salvador, 1991a).

Durante el período tectónicamente estable que caracterizó al Jurásico más Tardío la parte central subsidente del Golfo de México fue rodeada por amplias rampas estables y plataformas sobre las cuales la sección predominante marina del Jurásico Superior fue depositada (Salvador, 1991 a). El Cretácico Inferior fue un tiempo de notable estabilidad tectónica en el Golfo de México, excepto por la continua baja subsidencia de su parte central, fallas de crecimiento sobre los márgenes de algunos depo-centros y deformación local relacionada con la subyacente sal jurásica. No obstante, que el Cretácico Inferior fue un tiempo de muy limitada deformación tectónica un número de caracteres topográficos heredados desde el Jurásico y de los primeros episodios tectónicos que estuvieron presentes en la cuenca, influenciaron los procesos sedimentarios y la paleogeografía del Cretácico Inferior. Entre los rasgos topográficos más prominentes están las cordilleras proyectándose desde el sur de Estados Unidos, las Montañas Apalaches, el Arco Peninsular de Florida en el noreste, las Plataformas de Coahuila y Valles-San Luis Potosí hacia el oeste, las plataformas Tuxpan y Córdoba hacia el este y el Macizo de Chiapas y la Plataforma de Yucatán hacia el sureste (Farland y Menes, 1991).

Durante el Cretácico Inferior Tardío, el área del presente Golfo de México fue parte de un amplio paso marino que se extendió desde el Océano Atlántico, sobre la Plataforma de Florida y hacia el Océano Pacífico en el oeste, México llegó a estar enteramente inundado, solamente las zonas de Coahuila y Yucatán permanecen arriba del nivel del

mar durante el Cretácico Inferior Temprano, pero también estas regiones estuvieron cubiertas por aguas someras en la parte media del Cretácico Inferior. La Plataforma de Yucatán durante el Aptiano Tardío o Albiano Temprano y la Plataforma de Coahuila durante el Albiano Temprano. En el Albiano, el curso marino alcanzó su máximo desarrollo y el Cretácico Inferior se extendió y avanzó hacia el noroeste a establecer comunicación con el “Western Interior Seaway” (Kauffman, 1984, Hay, 2009, p. 256). El principal aporte de clásticos terrígenos hacia la cuenca del Golfo de México durante el Cretácico Inferior fue como en el Jurásico Superior del noreste, norte y noroeste llevado por las corrientes de los ríos drenando desde las Montañas Ouachita y Apalaches. El aporte de sedimentos terrígenos disminuyó progresivamente y en el Barremiano Superior, el depósito clástico fue reducido y limitado a la periferia más al norte de la cuenca (Salvador, 1991b).

Durante el Cretácico Inferior, al disminuir el aporte de terrígenos las plataformas estables y rampas bordeando la parte central profunda del Golfo de México llegan a ser el lugar para un amplio depósito de carbonatos, particularmente durante el Albiano. Las plataformas carbonatadas se extendieron en este tiempo desde las Bahamas hasta la Plataforma de Florida y a lo largo del norte del Golfo de México, al noreste de México. A lo largo del flanco occidental de la cuenca en la parte central-este de México, las plataformas fueron restringidas a desarrollos más locales como las Plataformas Valles-San Luis Potosí, Tuxpan y Córdoba (Figura B) y otras pequeñas plataformas que son diferentes a las plataformas del norte y permanecieron activas hasta el Cretácico Superior (Cenomaniano). La estabilidad tectónica que prevaleció en el Golfo de México durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior fue interrumpida durante el Cretácico Superior (Salvador, 1991b).

El evento más importante que afectó a la cuenca del Golfo de México durante el Cretácico Superior fue el de los episodios iniciales de la Orogenia Laramide, que son registrados la sección del Cretácico Superior a lo largo de los flancos occidental y noroccidental, en la parte central-este y noreste de México. La Orogenia Laramide tuvo una profunda influencia no sólo en la configuración estructural, sino también en la estratigrafía de la cuenca.

Durante el Cretácico Superior tuvieron lugar fluctuaciones cíclicas del nivel del mar (Haq *et al.*, 1988). Hiatus estratigráficos y discordancias están acentuados alrededor de los márgenes del Golfo de México, en las plataformas someras de bajo relieve, particularmente a lo largo de la parte norte de la cuenca, y en las plataformas bordeando

a ésta, disminuyen y desaparecen hacia la cuenca. Algunos de los hiatus locales menores y discordancias no están relacionados a cambios del nivel del mar, se deben más bien a tectónica local o episodios ígneos. Durante el Cretácico más Tardío las fuentes de sedimentos del noroccidente y occidentales producto de la Orogenia Laramide, se agregaron a las fuentes del norte (Montañas Apalaches y Ouachita) y del continente interior, las cuales habían proporcionado sedimentos clásticos durante la parte temprana del Cretácico Superior, sin embargo, la sedimentación pelágica continúa sin interrupción durante todo el Cretácico Superior en la parte central de la cuenca. Las plataformas que bordean a la cuenca del Golfo de México: las plataformas Valles-San Luis Potosí, Tuxpan y Córdoba no presentan ninguna discordancia en el Cenomaniano ni otro hiatus estratigráfico menor, reconocido en la parte norte, lo cual está reflejado en las secuencias de cuenca del Cenomaniano a Santoniano de la parte occidental de la misma. La sección del Cenomaniano al Santoniano en la parte centro-oriental de México está compuesta de lutita calcárea oscura, caliza limosa y caliza micrítica (parte superior de las formaciones Cuesta del Cura y Tamaulipas Superior, Agua Nueva, Indidura y San Felipe). Bentonitas, estratos opalinos y material tobáceo son comunes en la secuencia, los cuales reflejan la presencia de actividad volcánica en las regiones cercanas probablemente a lo largo del margen del Pacífico de México. En las plataformas carbonatadas de agua somera y los ocasionales arrecifes formados durante el Cenomaniano Temprano, persistieron desde el Cenomaniano Tardío hasta el Santoniano formaciones como Tamasopo en la Plataforma Valles-San Luis Potosí, y la parte superior de las Formaciones Orizaba y Guzmantla. Plataformas carbonatadas masivas también se formaron del Cenomaniano al Santoniano en la sección de la Sierra de Chiapas, al sur de México (parte superior del Grupo Sierra Madre) (Salvador, 1991b).

El Campaniano y Maastrichtiano están representados en el este y sureste de México por las margas y lutitas ampliamente distribuidas de la Formación Méndez. En el área de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, la Formación Méndez y la Formación Caracol gradúan hacia el oeste a una secuencia terrígena gruesa de la Formación Cárdenas indicativa de la aparición de una fuente occidental de sedimentos clásticos. La posición de la costa oriente de esta zona continental en México central durante el Campaniano y Maastrichtiano no se conoce con precisión, se infiere una línea de costa hacia el occidente y suroeste en el Golfo de México durante el Campaniano temprano, línea de

costa que emigró hacia el este durante el final del Campaniano y Maastrichtiano (Salvador, 1991b).

A lo largo del margen oriental de la plataforma Valles-San Luis Potosí, la Formación Méndez y la Formación Caracol sobreyacen discordante a la Formación Tamabra y a las calizas arrecifales de la Formación El Abra, las cuales tienen frecuentemente caracteres kársticos bien desarrollados. En el sur de México, la Formación Méndez cambia de facies lateralmente a los carbonatos de plataforma en la cuenca de Veracruz y en el área de la Plataforma de Córdoba (Formación Atoyac) y hacia el área de plataforma en la Sierra de Chiapas (Formación Angostura). La Formación Angostura gradúa a terrígenos clásticos de la Formación Ocozocoautla hacia el Macizo de Chiapas. En la parte central del Golfo de México el depósito de clásticos de grano fino continuó durante el Campaniano y Maastrichtiano.

La culminación de la Orogenia Laramide durante el Paleoceno y Eoceno provocó importantes cambios a la región de la cuenca del Golfo de México. El acarreo de terrígenos desde el norte a noroeste aumentó notablemente hacia el final de Cretácico Superior, reflejando los episodios iniciales de la Orogenia Laramide, los cuales se intensificaron significativamente durante el Paleoceno y Eoceno Inferior, como un levantamiento y deformación orogénica que progresó hacia el este en la Región Cordillerana de los Estados Unidos y de México. La orogenia presumiblemente es el resultado de la subducción horizontal de una placa oceánica o placas bajo la Placa de Norteamérica a lo largo del margen Pacífico, resultando en el desarrollo de pliegues alargados y un “thrust belt” (cinturón de pliegues y cabalgaduras”), en el margen de la cuenca del Golfo de México y regiones cercanas. Estas áreas están representadas por la faja tectónica de Chihuahua (a lo largo de la cual, un componente de transpresión izquierda fué importante), así como la franja o cinturón de cabalgaduras que dió origen a la Sierra Madre Oriental de México (Salvador 1991b).

Descripción de la Plataforma Valles-San Luis Potosí

La Plataforma Valles-San Luis Potosí se construyó en un alto del basamento (gneiss Precámbrico y esquisto del Paleozoico Superior) con rumbo general al noreste. El basamento aflora en Miquihuana 70 km al sur-occidente de Ciudad Victoria, donde una secuencia delgada de rocas del Cretácico Inferior descansa sobre estratos rojos del Jurásico, los cuales a su vez yacen discordantemente sobre esquistos de sericita y talco. El flanco de esta altura está expuesta en el este, en el anticlinal del Cañón de Peregrina cerca de Ciudad Victoria (Wilson y Ward 1993).

Venegas-Rodríguez *et al.* (2009) con estudios en circones detríticos reportan en la localidad de El Alamito, situada al poniente del pueblo de Río Verde, que las calizas de la Plataforma Valles-San Luis Potosí descansan sobre rocas probablemente del Toarciano-pre-Caloviano. La presencia de la amonita *Hildaites* en esta secuencia indicaría también una edad toarciana (PEMEX *in* Labarthe *et al* 1989).

El margen oriental de la plataforma carbonatada del Albiano-Cenomaniano está expuesto en canteras a lo largo de la Cuesta del Abra cerca de Ciudad Valles y Antiguo Morelos. Parte de su borde occidental, se observa a lo largo de cortes de camino, 30 km al este de la ciudad de San Luis Potosí. Basado en datos de afloramientos y de subsuelo Carrillo Bravo (1971) define a la Plataforma Valles-San Luis Potosí como un arrecife de rudistas, con una configuración semejante a un atolón durante el Barremiano-Aptiano (Figura C). Este arrecife carbonatado se cree que rodeaba una laguna que contenía evaporitas y lodos terrígenos de 2000 m de espesor de la Formación Guaxcamá; esta interpretación es derivada de dos pozos y algunos afloramientos sobre el lado occidental de la plataforma. El borde occidental de la plataforma en forma semejante al lado oriental está sobre un basamento alto (Agua Nueva-Río Verde Ridge) Carrillo Bravo, 1971). Estas rocas del Cretácico Inferior están sobreyacidas por 2700 m de rocas carbonatadas de arrecife y post-arrecife del Albiano-Cenomaniano llamadas Formación El Abra.

La sucesión progradada ligeramente pero esencialmente se construye verticalmente, formándose un margen abrupto de la plataforma con el talud. El relieve de la plataforma fue de alrededor de 1000 m y los taludes fueron de 20-45° (Enos y Stephen, 1993). La distribución de estratos de talud con flujo de detritos gruesos y turbiditas en varias localidades de la Formación Tamabra denotan un talud elevado en los bordes sur y este de la plataforma. La parte oriental de la plataforma estuvo relativamente alta al final del Cretácico Medio, y la Lutita Méndez fue depositada sobre el Abra (cerca de Ciudad Valles, SLP.), parte de la Plataforma Valles-San Luis Potosí continuó creciendo en el Cretácico Tardío. Las partes occidental y central de la plataforma contienen construcciones aisladas de edad Turoniano y Coniaciano arriba del Cretácico Medio (Carrillo Bravo, 1971).

Trabajos previos realizados en la Plataforma Valles-San Luis Potosí

La parte oriental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí ha sido objeto de numerosos estudios, entre los trabajos geológicos más importantes de la plataforma se enlistan los siguientes: Nigra (1950), Enos *et al.* (1983); Suter (1984, 1987, 1990); Aguayo (1978,

1998); Young (1984); Basañez *et al.* (1993), Wilson y Ward (1993), desde el punto de vista paleontológico Bonet (1952, 1956), Coogan (1973), Tavitas y Solano (1984), Alencaster (1987, 1998), Alencaster y Aguilar (1995), Buitrón *et al.* (1995), Alencaster y Oviedo (1998), Alencaster y García Barrera (2008).

En cuanto a la parte occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, ésta ha sido menos estudiada y solamente algunos trabajos sobre la geología en general como el de Cserna y Bello Barradas (1963) en la Sierra de Álvarez, Torres Hernández (1994) en la región de Guadalcázar.

López Doncel (2003), López-Doncel *et al.* (2007) presentan estudios realizados sobre litofacies en las zonas de transición entre la Plataforma Valles-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México. Pichardo-Barrón (2006), Pichardo-Barrón *et al.* (2007) y Rodríguez *et al.* (2009) sobre microfacies. Desde el punto de vista paleontológico los rudistas han sido reconocidos por Böse (1906); Müllerried (1930); Myers (1968); Alencaster *et al.* (1999). Los crustáceos por Vega Vera *et al.* (1995), los amonitas por Ifrim *et al.* (2005) y los foraminíferos por Douvillé (1927); Barker y Grimsdale (1937); Butterlin (1967); Omaña y Pons (2000); Omaña y Torres (2000); Caus *et al.* (2002). Omaña *et al.* (2008).

Unidades litoestratigráficas del Cretácico que afloran en la Plataforma Valles-San Luis Potosí

Las unidades estratigráficas que afloran en el área objeto de estudio y que se encuentran en la Plataforma Valles-San Luis Potosí se describen a continuación. En el presente estudio se analizaron las formaciones El Abra, Soyatal, Cárdenas y El Temazcal.

Formación El Abra

Muir (1936) comenta que Garfías (1915) fue el primero en utilizar el término “Abra Limestone” en una publicación sobre carbonatos de agua somera de la Sierra de El Abra. Kellum (1930) describe la sección de la caliza El Abra incluyendo dos miembros o facies: Taninul y El Abra con miliólidos.

Facies Taninul de estratos masivos de color blanco a grisáceo de grano fino, parcialmente compuesto por fragmentos de conchas cementadas en una matriz calcárea. Adkins (1930) registró los siguientes fósiles en el túnel Taninul: *Toucasia* cf. *T. texana*, *Caprinula* sp., *Pecten* sp. y corales; en la Cueva Choy (entre Las Palmas y Taninul) identificó *Eoradiolites* aff. *E. quadratus*, *Caprinula* sp., *Chondrodonta* cf. *munsoni*, gasterópodos, pelecípodos y corales; en la cantera a 4 km al norte de la Cueva Choy, *Caprinula* cf. *anguis*, *Caprinula* sp., *Eoradiolites* cf. *E. davidsoni*, *Toucasia texana*,

Lima wacoensis y muchos otros fósiles; al oeste del rancho El Naranja *Caprinula 2* spp., *Pecten* cf. *P. bonnellensis*, *Lima*, *Pecten* pequeño, *Kingena*, y *Plicatula*?. Un *Pecten* no descrito encontrado en la base del escarpe, 100 m al norte de la cueva Taninul, es también conocido de la Caliza Edwards de Texas. Adkins (1930) asigna a estos fósiles a la Fredericksburg-Washita. Una edad no mucho más tardía que Albiano Medio, la considera como la indicada para los estratos en la localidad Taninul-Las Palmas.

Facies El Abra está expuesta en el escarpe de la Sierra de El Abra al pie de la cual se encuentra la vía del ferrocarril desde el km 541 hasta casi el km 546. La estación El Abra en el km 543 es el lugar de donde los estratos han tomado el nombre.

La facies El Abra es una caliza densa con miliólidos; en algunos horizontes o localidades, la caliza es compacta o de grano fino con pocos o sin miliólidos, esto es característico sobre todo de la parte superior. Puede tener zonas de rudistas y otros fósiles (Smith, 1986).

Ambas calizas la Taninul y El Abra presentan grandes cavernas de las cuales brotan manantiales y ríos, además grandes zonas de disolución están presentes en algunas localidades.

La Formación El Abra ha sido muy estudiada desde diferentes puntos de vista como litoestratigráfico, estructural y bioestratigráfico (Imlay, 1944; Bonet, 1956; Rose, 1963; Carrillo-Bravo, 1971; Coogan, 1973; Wilson y Ward, 1993; Bazáñez *et al.*, 1993; Alencaster, 1987, 1998, 2008).

Aguayo (1978) hizo un análisis detallado sobre las facies sedimentarias y diagénesis. Más tarde, otros autores como Minero (1982), Wilson (1975), Smith (1986) han contribuido al estudio de los ambientes de depósito presentes en la plataforma.

Espesor

Los espesores estimados para la Formación El Abra son de alrededor de 2000 m (Enos *et al.*, 1983). No se conoce una secuencia completa de esta formación en afloramiento. Sin embargo, Carrasco Velázquez (1970) en el estado de Hidalgo midió 2000 m de la Formación El Abra, sin estar expuesta ni la cima ni la base. Un pozo cerca de la Sierra de El Abra perforó 1800 m de caliza de agua somera (Enos 1980). Tavitas y Solano (1984) calculan para la Formación El Abra 1650 m de espesor en el pozo Tula 1 y 2480 m en el pozo Colmena 1 localizados en la parte oriental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí.

Relaciones estratigráficas

En el pozo Agua Nueva 1, la Formación El Abra suprayace concordantemente a la secuencia evaporítica de la Formación Guaxcamá, lo mismo sucede en la Sierra de Guadalcázar (Carrillo Bravo, 1971; Torres Hernández, 1994). En el área de Miquihuana sobreyace a areniscas rojas de la Formación La Joya, y en el área de Alamito (SLP) sobreyace a areniscas de las formaciones Huayacocotla del Jurásico Inferior y San Ricardo del Jurásico Superior (Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009).

En el área de Xichú la Formación El Abra subyace concordantemente a la Formación Soyatal (Carrillo Bravo, 1971).

En la Sierra de El Abra las rocas arrecifales de la Formación El Abra subyacen discordantemente a la Formación San Felipe, mientras que al NE de Gómez Farías y al oriente de Jaumave Tamaulipas, esta unidad está cubierta discordantemente por las formaciones San Felipe y Méndez. En el área de Miquihuana, la Formación El Abra está en contacto discordante con las lutitas de la Formación Méndez, en la Sierra de Álvarez y área de Jalpan subyace discordantemente a la Formación Soyatal (Wilson *et al.*, 1955).

La Formación El Abra es el depósito de plataforma de agua somera equivalente a la Formación Tamabra de margen de cuenca y a las formaciones de cuenca Tamaulipas Superior y Cuesta del Cura.

Edad

La Formación El Abra ha sido generalmente referida como de edad Albiano-Cenomaniano, pero ha habido un desacuerdo en cuanto a la edad, aunque por primera vez la unidad fue descrita y estudiada identificándose solo rudistas y otros moluscos fósiles del Albiano y Cenomaniano (Muir, 1936; Burckhardt, 1930; Imlay, 1936).

La cima de El Abra está bien expuesta en la región de la Plataforma Valles-San Luis Potosí. Estudios de paleontología de la cima de esta unidad indicaron que no es más joven que el Cenomaniano Temprano (Young, 1977, 1984). Imlay (1936, 1944) asignó una edad de Cenomaniano Temprano para la cima de El Abra basado en la presencia de *Pecten roemeri*. Coogan (1973) estudio los rudistas de la cima El Abra y les asignó una edad Cenomaniano Temprano. En el subsuelo, Ornelas *et al.* (2006), determinaron la edad de la Caliza El Abra como del Aptiano-Cenomaniano con base en el estudio de foraminíferos.

Smith (1986) reporta una discordancia sobre El Abra que incluye el Cenomaniano Medio-Superior en varias secciones que estudió de la Plataforma Valles-San Luis Potosí

en localidades de los estados de Nuevo León, Tamaulipas, San Luis Potosí, Querétaro e Hidalgo.

Formación Soyatal

La Formación Soyatal es mencionada por primera vez por Wilson *et al.* (1955) refiriendo que “la caliza El Doctor está cubierta por la Formación Soyatal del Turoniano (principios del Cretácico Superior). El contacto parece ser concordante en algunos lugares y discordante en otros”.

Cserna y Bello-Barradas (1963) estudiaron la geología de la Sierra de Álvarez, en San Luis Potosí haciendo notar que las rocas más antiguas que afloran en la parte estudiada de esta sierra son del Cretácico Inferior (Albiano) y las rocas mesozoicas tienen un alcance estratigráfico hasta el Cretácico Superior.

Estos autores comentan que la Formación Soyatal, puede dividirse en tres unidades que serían: una parte inferior, que consiste principalmente en lutita calcárea fisil, calcilutita y calcarenita en capas delgadas de color gris oscuro a violeta y muestran localmente estratificación gradual. En esta unidad la caliza contiene algo de pedernal, que puede presentarse en capas delgadas, lentes o nódulos, en la parte inferior predominan la caliza; en los metros superiores predomina la lutita. Esta unidad ofrece poca resistencia a la erosión y constituye un vallecito de suelo de color rojizo a beige.

La parte media consiste de calcilutita y calcarenita, limosa y arcillosa de color gris en estratos delgados a medianos, estas capas están intercaladas con lutitas fisiles de color café oscuro a café olivo, que ocasionalmente contienen fragmentos de plantas carbonizadas. En la parte inferior, de la parte media, se presentan capas de pedernal tabular, delgado y negro. Se observan algunas capas delgadas que muestran planos de estratificación ondulados. Estas superficies onduladas son producidas por boudinage. La parte superior consiste en caliza y lutita, siendo esta última la que predomina en la parte inferior, mientras que la caliza y la lutita se presentan en proporciones iguales en la mitad superior. Todas las calizas contienen arcillas y limos, están en capas delgadas y son de color gris oscuro y violeta. La mayor parte de la lutita es negra calcárea y fisil con horizontes de limo gris verdoso a beige olivo, la lutita gris oscuro predomina. Toda esta unidad ofrece poca resistencia a la meteorización y forma pendientes.

Carrillo-Bravo (1971) menciona que la Formación Soyatal se depositó sobre la margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí y los afloramientos se continúan desde el oeste-suroeste de Zimapán, Hidalgo, en el área de Xichú, Guanajuato, en la

Sierra de Álvarez, en la zona de Villa de Arista y en el área Laguna Seca-La Tinaja, San Luis Potosí.

En el área de Zimapán, Hidalgo, la Formación Soyatal está constituida por calizas arcillosas de color gris oscuro que alternan con cuerpos gruesos de lutita y limolita calcárea del mismo color, que intemperizan en gris amarillento. La parte basal contiene nódulos y lentes de pedernal negros.

Espesor

Wilson *et al* (1955) mencionan que “La parte inferior de la Formación Soyatal esta formada por estratos bien definidos, de 10 a 20 centímetros de espesor, de caliza gris oscura separados por lutita roja. La parte superior consiste de caliza con interstratificación de capas más delgadas de 5 a 10 centímetros de caliza arcillosa y lutita calcárea”, haciendo notar que en “algunos lugares del distrito no se presenta esta formación, hay otros lugares donde alcanza un espesor máximo aproximado de 150 metros”.

Cserna y Bello Barradas (1963) reportan que “El espesor medido de la Formación Soyatal alcanza unos 224 m cerca de la calera que esta junto al Puerto de la Huerta. La sección medida consiste de una secuencia de caliza que alterna con lutita y pedernal, la base de esta formación se escogió encima de la última capa masiva de calcirudita y calcarenita de la Formación El Abra, que contiene abundantes miliólidos”

En la región de Xichú, Guanajuato la Formación Soyatal está representada por cerca de 1000 m de los cuales 300 m en la parte inferior consisten de caliza arcillosa de color gris oscuro en capas delgadas y medianas, que alternan con lutita laminar de color gris oscuro que intemperiza a gris amarillento. La parte media y superior de la Formación Soyatal, se encuentran constituidas por lutita de color gris y gris oscuro, en capas gruesas a masivas entre las cuales, se encuentran escasas capas y lentes de caliza arcillosa de color gris (Carrillo Bravo, 1971).

Torres-Hernández (1994) en su estudio de la Sierra de Guadalcázar especifica que la base de esta unidad en su área de estudio se cartografió a partir del primer estrato con un contenido notable de material terrígeno. En la Sierra de Guadalcázar, la Formación Soyatal se presenta como una alternancia de lutita y caliza sin macrofauna. Los estratos calcáreos de 30 a 40 centímetros de espesor en la base de esta unidad litoestratigráfica disminuyen paulatinamente en frecuencia hacia la cima en donde se tornan en marga y caliza arcillosa, debido al aporte de sedimentos. El espesor de esta unidad en la Sierra de Guadalcázar es de 30 m.

Relaciones estratigráficas

De acuerdo con Wilson *et al* (1955) “La naturaleza del contacto superior no esta bien definida. Los estratos de la Lutita Méndez descansan sobre la Formación Soyatal y se definen como del Cretácico Superior con edades que quedan comprendidas del Coniaciano al Maastrichtiano.”

Cserna y Bello-Barradas (1963) reportan a la Formación Soyatal sobreyaciendo directamente a la Formación El Abra por un contacto transicional en la vertiente oriental de esta sierra, donde por una distancia de unos 10 kilómetros toda la secuencia estratigráfica está recostada en tal forma que la Formación Soyatal aparentemente sobreyace a la Capas Cárdenas, que son más recientes y esta cubierta por la Formación El Abra, que es más antigua. El contacto entre la cima de la Formación Soyatal y las “Capas Cárdenas” es aparentemente transicional y fue seleccionado donde comienza a predominar la lutita que meteoriza a beige amarillento.

Edad

Wilson *et al.* (1955) le asignan una edad turoniana, también considerada por Cserna y Bello Barradas (1963). Carrillo Bravo (1971) comenta que por su contenido faunístico y sus relaciones estratigráficas la Formación Soyatal es del Turoniano y se puede correlacionar con la Formación Agua Nueva.

Suter (1987) indica que el depósito de la Formación Soyatal representa la inundación de la plataforma y puede ser datada en algunos lugares como del Turoniano superior.

Formación Tamasopo

La Caliza Tamasopo aflora en el Cañón de Tamasopo entre las estaciones de Canoas y Tamasopo (km 464) sobre el ferrocarril San Luis Potosí-Tampico. El nombre fue referido por Böse (1906 a) como “les calcaires de la gorge de Tamasopo”, pero evidentemente sin intentar dar a las calizas un rango formacional. Existe una considerable confusión desde como fue definida la Formación Tamasopo.

Carrillo Bravo (1971) propone que con el nombre de Formación Tamasopo se designe a una sucesión de aproximadamente 200 m de caliza de grano fino, caliza arcillosa nodular, caliza bioclástica y arrecifal de color gris crema en capas de espesor medio a grueso aflorando en el área de Tamasopo, suprayaciendo discordantemente a la Formación El Abra y subyaciendo en algunos sitios a la Formación Cárdenas y representan el equivalente de plataforma de las formaciones San Felipe y Agua Nueva.

Como localidad tipo se pueden considerar los afloramientos que se encuentran al Este-Noroeste de Canoas San Luis Potosí, sobre la vía del ferrocarril San Luis Potosí-Tampico y como secciones típicas adicionales se proponen la sección expuesta en el Rancho Potrero del Carnero, San Luis Potosí, en el km 204 de la carretera San Luis Potosí-Valles y la sección que está aflorando en las vecindades de La Labor, San Luis Potosí, sobre la vía del ferrocarril San Luis Potosí-Tampico.

Espesor

En el Cañon de Tamasopo se ha estimado que la formación mide entre 1000 a 2000 m de espesor (Heim, 1940, Imlay, 1944).

Relaciones estratigráficas

Basañez *et al.* (1993) refieren que la cima de la Formación El Abra está marcada por un evento de inundación caracterizado por las facies pelágicas de la Formación Tamasopo (Miembro Inferior) y la Formación Agua Nueva de edad Turoniano. El Miembro Inferior presenta un wackestone con calcisferúlidos y la Formación Agua Nueva contiene un wackestone bituminoso con globigerínidos. Esta última fue depositada en un ambiente más profundo que la Formación Tamasopo (Miembro Inferior).

La Formación Tamasopo (Miembro Inferior) y la Formación Agua Nueva están sobreyacidas por la Formación Tamasopo (Miembro Superior) y la Formación San Felipe respectivamente, ambas depositadas durante el Coniaciano-Santoniano.

El miembro superior concordantemente sobreyace al miembro inferior que contiene muchos miliólidos similares a las facies lagunares de la Formación El Abra. Ésta cambia de facies a la Formación San Felipe sobre el lado este, a través de un borde arrecifal poco desarrollado. El borde arrecifal occidental no se encuentra fácilmente porque hay una fuerte erosión, pero parece compartir la misma tendencia arrecifal del Cretácico Medio.

La unidad estratigráfica que sobreyace al Miembro Superior de la Formación Tamasopo es la Formación Cárdenas que se describe más adelante.

Edad

Bonet (1963) considera que la llamada Caliza Tamasopo, del Cañon Tamasopo es equivalente a las formaciones El Abra y Tamaulipas en edad o sea Albiano-Cenomaniano.

Por otro lado, Young (1977) reporta una asociación de rudistas en la Formación Tamasopo que incluye *Thyrastylon*, *Tampsia*, *Sauvagesia*, *Birradiolites aguilerae*,

Durania y *Distefanella*. A esta asociación le asigna una edad Campaniano-Maastrichtiano.

Formación Cárdenas

Böse (1906a) usó el nombre de “División Cárdenas” para un depósito del Cretácico Superior (Senoniano), que aflora entre los pueblos de Cárdenas y Canoas en el Estado de San Luis Potosí, que contiene muchas especies de invertebrados fósiles diferentes a las ya conocidas del Cretácico de Norteamérica. Esta unidad fué estudiada por Böse y Cavins (1927), Burckhardt (1930), Heim (1940) y Müllerried (1941).

Myers (1968) describe a la Formación Cárdenas como una secuencia sedimentaria compuesta por rocas clásticas de grano fino interestratificadas con caliza, que afloran cerca del pueblo de Cárdenas, en un sinclinal asimétrico de la Sierra Madre Oriental. Este autor la define como Formación Cárdenas dividiéndola en tres miembros (inferior, medio y superior) y propone tres unidades bioestratigráficas (Zonas de *Durania ojanchalensis*, *Arctostrea aguilerae* y *Tampsia floriformis*). La Formación Cárdenas contiene una rica asociación de macrofósiles como moluscos bivalvos, gasterópodos, corales, equinoides, serpúlidos, braquiópodos, cangrejos y amonites (Böse 1906a; Müllerried 1930; Myers 1968, Vega Vera *et al.* 1995, Ifrim *et al.* 2005).

Los foraminíferos y algas son también elementos importantes en la Formación Cárdenas. *Lepidorbitoides minima* Douvillé 1927 and *Chubbina* (= *Borelis*) *cardenasensis* (Barker and Grimsdale 1937) fueron descritas por primera vez en esta unidad. Butterlin (1967) registró una asociación de foraminíferos del Maastrichtiano compuesta por *Lepidorbitoides minima* Douvillé, *Sulcoperculina globosa* de Cizancourt, y *Ayalaina ruttani* (Palmer) en rocas que afloran en el camino Rayón-Tamasopo. Aguilar (1998) analizó las formas orbitoidales de la Formación Cárdenas. Omaña y Pons (2000) dieron un primer informe acerca de los foraminíferos planctónicos y macroforaminíferos en Cárdenas. Caus *et al.* (2002) examinaron los foraminíferos grandes, los foraminíferos bentónicos pequeños, los planctónicos y los ostrácodos presentes en esta unidad, considerándola como del Campaniano Medio-Superior. Omaña y Pons (2003) investigaron sobre la presencia del género *Ayalaina* en México, en las Formaciones Cárdenas y Ocozocoautla (Chiapas). Omaña *et al.* (2008) estudiaron los foraminíferos bentónicos y planctónicos de la Formación Cárdenas. Una lista de macrofósiles (rudistas bivalvos) y microfósiles (foraminíferos) de la Formación Cárdenas fue reportada anteriormente por Alencáster *et al.* (1999) y Alencáster *et al.* (2001).

Espesor

Böse (1906a) estima un espesor de aproximadamente 600 m para la Formación Cárdenas. Myers (1968) indica que esta unidad es una secuencia sedimentaria de agua somera de alrededor de 1000 m. de espesor.

Relaciones estratigráficas

La Formación Cárdenas sobreyace a la caliza de la Formación Tamasopo? (Albiano-Coniaciano), y está sobreyacida por la terrígena y no fosilífera Formación Tabaco del Terciario (Myers 1968), y es equivalente lateral de las lutitas profundas de la Formación Méndez.

Esta unidad fue depositada al final del Cretácico Superior en la Plataforma Valles-San Luis cuando ésta fue afectada por la entrada de sedimentos terrígenos clásticos que llegaban desde el occidente reflejando los episodios iniciales de la Orogenia Laramide (Salvador 1987).

Edad

Myers (1968) considera a esta secuencia como del Maastrichtiano con base en la macrofauna estudiada por él.

La edad de la Formación Cárdenas es Maastrichtiano Temprano por la presencia de *Gansserina gansseri*, *Rugoglobigerina hexacamerata* y *Planoglobulina carseyae*, esta asociación indica la parte superior de La Zona de Intevalo *Gansserina gansseri* (Omaña *et al.*, 2008).

Formación Méndez

Según Muir (1936), Jeffreys (1910 informe no publicado) dió el nombre de Formación Méndez a la lutita sobreyacente a la Formación San Felipe. Los estratos están expuestos en cortes de la localidad tipo, 300 m al este de la estación Méndez (km 629.3) del ferrocarril San Luis Potosí-Tampico. Los estratos consisten de lutita dura rojiza regularmente estratificada que meteoriza en nódulos semi-esferoidales en algunos niveles rompiéndose en fragmentos subangulares. Los planos de estratificación son bien visibles en algunos niveles. En la parte inferior de la sección, la Formación Méndez pertenece al Campaniano y Maastrichtiano (Pessagno, 1969).

La lutita roja está bien expuesta en varios arroyos en Cacalilao y Chapacao al suroccidente de la estación Méndez. En virtud de que el afloramiento en la localidad tipo ha sido deteriorado con el paso del tiempo, localidades con buena exposición de la Formación Méndez se puede ver en el Arroyo Capitán y sus tributarios occidentales

sobre el límite noreste de la Hacienda Chocoy donde afloran alrededor de 100 metros desde la base a la cima; los estratos inferiores de la sección consisten de lutita gris a gris olivo y contienen bandas de bentonita, el horizonte superior rojo consiste de más de una banda de lutita roja con intercalaciones de lutita gris (Muir, 1936).

Espesor

La cima de la Formación Méndez ha sido removida por erosión por lo cual, es difícil de estimar el espesor. Carrillo Bravo (1963) calcula un espesor aproximado de 760 m en el margen este de la Sierra Madre Oriental. Datos de pozos indican un espesor total de 1000 a 1300 m de espesor (Heim, 1940). Muir (1936) reporta espesores de sólo 300 m en pozos de la Bahía de Tampico.

Relaciones estratigráficas

Sobre la Plataforma Valles-San Luis Potosí se ha encontrado a la Formación Méndez sobreyaciendo a las Formaciones El Abra, Tamabra, Tamasopo y San Felipe.

La Formación Méndez descansa discordante sobre las Formaciones El Abra y Tamabra; el contacto entre la Formación Méndez con la Formación San Felipe es gradual cuando los interestratos de lutita se hacen más gruesos y los estratos de caliza son menos numerosos. En secciones de cuenca, la Formación Méndez sobreyace a la Formación San Felipe. La Formación Méndez es generalmente sobreyacida por la Formación Velasco del Paleoceno (Smith 1986).

Edad

Esta unidad contiene abundantes foraminíferos planctónicos. Pessagno (1969) asignó a una asociación de foraminíferos de la base de la Formación como Campaniano Temprano (Zona de *Globotruncanita elevata*) y a la cima de esta formación como del Maastrichiano Tardío (Zona de Alcance Total *Abathomphalus mayaroensis*)

Formación El Temazcal

En este estudio se propone la Formación El Temazcal como un nombre informal para una secuencia que aflora en la localidad de Cerro Quemado comunidad El Temazcal (22° 31' 67" Lat. N, 100° 6' 00" Long. W) Municipio de Armadillo de los Infante. Esta unidad litológica consiste de capas delgadas y gruesas de caliza arcillosa que intemperiza a color rojizo.

Espesor

La secuencia observada en esta localidad mide 30-35 m de espesor.

Relaciones Estratigráficas

La base de esta unidad está sobreyaciendo discordantemente a la Formación El Abra y no se observa ninguna unidad sobre ésta.

Edad

La edad asignada a esta secuencia es Maastrichtiano Tardío (Zona de Alcance Total *Abathomphalus mayaroensis*) está basada en el estudio de los foraminíferos planctónicos realizado en el presente trabajo.

La edad de esta unidad es correlacionable con la parte superior de la Formación Méndez, la cual, está aflorando en la parte oriental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, y la Formación Caracol de la Cuenca Mesozoica del Centro de Mexico.

MATERIAL

El material que se utilizó en la presente investigación consistió de 165 muestras de roca que fueron recolectadas en varias secciones, que se encuentran aflorando en la parte occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí y que incluyen la parte superior de la Caliza El Abra y de la Formación Soyatal. Santa Isabel (SI), Sierra de Álvarez (SA) Llano del Carmen (LLC), Guadalcázar (G) Aguaje de los García, Cerritos (C), El Temazcal (T), La Minita (LM), Cerro del Cuervo (CC) y el afloramiento de la carretera Villa Hidalgo-San Luis Potosí (VH-SLP) (Figura 1).

Las muestras son caliza, caliza margosa y lutita calcárea, todo el material fue analizado en láminas delgadas, con la finalidad de obtener una determinación taxonómica confiable de los foraminíferos y algas presentes en este material. Se han estudiado 300 láminas delgadas.

En la Formación El Abra la preservación microfaunística es buena, no así en la caliza margosa de la Formación Soyatal, donde los foraminíferos planctónicos y radiolarios tienen una conservación de moderada a mala, sin embargo, la identificación fue posible. En la Formación El Temazcal, la microfauna es abundante, tiene buena preservación y está constituida principalmente de foraminíferos planctónicos.

MÉTODO

1- Se compiló la bibliografía más reciente, así como los trabajos clásicos de la geología de la región estudiada, así como la relacionada a la taxonomía, bioestratigrafía, paleoecología y paleobiogeografía de los foraminíferos del Cretácico Superior.

2- Trabajo de Campo.

a- Se seleccionaron los mejores afloramientos para medir las secciones mejor expuestas y más completas. Se levantaron perfiles estratigráficos de las Formaciones El Abra y Soyatal, la ubicación precisa del material se hizo con receptor GPS.

b- Se procedió a la recolecta de las muestras, en tres etapas: de reconocimiento, después de detalle y posteriormente, se hizo un muestreo de mayor resolución.

3- Trabajo de Laboratorio

Para el estudio de microfósiles se utilizarón 300 láminas delgadas considerando la naturaleza de la roca, éstas fueron procesadas en el laboratorio de laminación del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México.

4- Trabajo de gabinete

a- Se analizó la información obtenida en el campo.

b- Se ilustraron las secciones levantadas en campo.

c- Se hizo la identificación taxonómica, descripción e ilustración de los foraminíferos bentónicos, planctónicos y algas, la descripción, e ilustración de los mismos.

d- Se interpretó la bioestratigrafía basada en la distribución en el tiempo de los foraminíferos, lo que permitió datar con precisión las diferentes unidades.

e- La interpretación paleoecológica se basó en la litología (estudio de microfacies) y en la presencia de los microfósiles.

f- La interpretación paleobiogeográfica se hizo considerando a las especies endémicas y cosmopolitas en las diferentes asociaciones paleontológicas.

g- Se elaboraron los gráficos y secciones estratigráficas.

h- Se tomaron 450 microfotografías.

i- Se elaboraron las láminas ilustrando el material micropaleontológico y de las microfacies más importantes.

MARCO GEOLÓGICO

La Plataforma Valles-San Luis Potosí está localizada en la parte central este de México, es considerada una importante unidad paleogeográfica de edad Mesozoica y de acuerdo con Carrillo Bravo (1971) es “un gran segmento de rocas precámbricas, paleozoicas y triásicas plegadas y falladas, sobre el cual se depositaron una secuencia delgada de sedimentos marinos del Jurásico Superior y potentes secciones de rocas evaporíticas y calizas de tipo arrecifal y post-arrecifal del Cretácico Inferior, Medio y Superior. El plegamiento que durante el Terciario Inferior afectó a la unidad paleogeográfica mencionada fue intenso y estuvo influenciado por las evaporitas que se hallan entre las rocas rígidas antiguas y las calizas del Cretácico Medio y Superior”.]

LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área estudiada se encuentra en la parte central del estado de San Luis Potosí y está delimitada al norte por el pueblo de Charcas y al sur por la ciudad de San Luis Potosí

entre los paralelos 22⁰-23⁰ Lat. N y los meridianos 99⁰-101⁰ Long. W. Se seleccionaron las siguientes localidades para el levantamiento de las secciones y el estudio de los foraminíferos: Santa Isabel (SI) Sierra de Álvarez (SA), Guadalcázar (G) Aguaje de los García), Cerritos (C9), El Temazcal Cerro Quemado (ET), Llano del Carmen (LLC), Cerro del Cuervo (CC), y los afloramientos La Minita (LM) y el localizado en la carretera Villa Hidalgo-San Luis Potosí (VH) (Figura 1).

RESULTADOS LITOSTRATIGRÁFICOS

Las secciones estudiadas están localizadas al oriente de la ciudad de San Luis Potosí, en el sector occidental de la antigua Plataforma Valles-San Luis Potosí. Las unidades incluidas en este trabajo son:

a-La Formación El Abra que en el área de estudio se presenta desde estratos muy gruesos hasta masivos (Figura 2), diferentes espesores desde 40 a 100 m fueron medidos en esta unidad, la cual, consiste principalmente de wackstone-packstone, grainstone peloidal bioclástico y poco wackestone.

b-La Formación Soyatal está compuesta de estratos delgados y gruesos de caliza gris alternando con capas de caliza margosa y lutita calcárea gris oscura. En este estudio, en la Sierra de Álvarez, se midieron 140 m de la Formación Soyatal, esta unidad está formada de capas de 20-30 cm de caliza laminada gris claro intercalada con capas de caliza arcillosa, hacia arriba en la sección, se observan capas de caliza, marga y lutita terminando con el predominio de lutita calcárea (Figura 3). Desde el punto de vista petrográfico es un wackestone-packstone.

c-Se incluyeron datos sobre la Formación Cárdenas que ya han sido previamente publicados (Omaña *et al.*, 2008),

d-La Formación El Temazcal compuesta de estratos gruesos y delgados de lutita calcárea que intemperiza a color rojizo que está sobreyaciendo discordantemente a la Formación El Abra, y se encuentra aflorando, en la localidad de Cerro Quemado (Figura 4).

Se presenta una columna compuesta del material analizado (Figura 5).

SECCIONES ESTUDIADAS

Siete secciones localizadas al este de la ciudad de San Luis Potosí fueron medidas y muestreadas de las Formaciones El Abra, Soyatal, y la Formación El Temazcal. Varias microfacies y asociaciones micropaleontológicas fueron observadas. Se discutirán primero las dos secciones que presentan el límite Cenomaniano-Turoniano

concordante, las restantes presentan hiatus entre el Cenomaniano-Coniaciano y Cenomaniano-Maastrichtiano (Figura 5A).

Sección Santa Isabel (SI)

En la parte norte del área estudiada ($23^{\circ}06'$ Lat. N, $100^{\circ}05'$ Long. W), se encuentra la sección Santa Isabel (Figura 1), donde se observó que la Formación El Abra (packstone-grainstone bioclástico), pasa a un ambiente más profundo, sin un marcado cambio en la litología, el espesor aproximado de este intervalo es de 100 m (SI 1-20). En la parte inferior, el depósito calcáreo contiene abundantes foraminíferos bentónicos del Cenomaniano Medio-Superior, como *Merlingina cretacea*, *Cuneolina pavonia parva*, *Peneroplis parvus*, *Dicyclina schlumbergeri* y *Buccicrenata* sp. La litología cambia gradualmente a estratos un poco arcillosos, con una asociación diferente que consiste de calcisferúlidos *Phitonella sphaerica*, *Phitonella ovalis*, y foraminíferos planctónicos oportunistas (estrategia *r*) como *Heterohelix moremani*, *Whiteinella* sp., *Dicarinella* sp. La asociación de estos foraminíferos, define la parte más superior del Cenomaniano y el Turoniano más Inferior. Los calcisferúlidos son indicadores de agua más profunda rica en nutriente, así como los foraminíferos planctónicos con estrategia *r* que se discutirán más adelante (Figura 6).

Sección Sierra de Álvarez (SA)

La Sierra de Álvarez está situada en la parte sur del área estudiada $22^{\circ} 5'0''$ Lat N y $100^{\circ} 38' 4.5''$ Long. W (Figura 1). La Formación El Abra fue muestreada cerca de la Cantera Tata Gómez, (Figura 2: 5) consiste de caliza de color gris su textura es packstone peloidal-bioclástico y wackestone-packstone y se observaron dos microfacies diferentes (SA-00-SA-015).

De acuerdo a la asociación de foraminíferos estas rocas fueron datadas como del Cenomaniano Medio-Superior y corresponderían a la Zona de *Pseudolituonella reicheli*, que será descrita más adelante, la asociación microfaunística de esta zona está compuesta de *Daxia cenomana*, *Peneroplis parvus*, *Dicyclina schulumbergeri*, *Minouxia inflata*, *Montcharmontia apenninica* y *Nezzazata simplex*.

Contiene además un intervalo, con algas gymnocodáceas como *Permocalculus irenae*, calcisferúlidos y una reducción de los foraminíferos bentónicos.

Se estudiaron muestras de la cantera colectadas previamente y presentan el mismo contenido microfaunístico con un espesor de 100 m.

Suprayaciendo a la Formación El Abra se encuentra la Formación Soyatal, con 140 m de espesor, la formación fue muestreada entre Garrochitas y San José de Magaña

(Figura 3: 1-7). Esta unidad litológica consiste de caliza micrítica, caliza margosa y lutita calcárea. La textura de la caliza es un wackestone-packstone que presenta calcisferúlidos, así como los siguientes foraminíferos: *Whiteinella archaeocretacea*, *W. paradubia*, *W. brittonensis*, *Whiteinella praehelvetica*, *W. aprica*, *W. cf. W.aumalensis*, *Muricohedbergella delrioensis*, *Muricohedbergella planispira*, *Pseudoclavihedbergella amabilis*, *Pessagnoina moremani*, *P. simplex*, *Heterohelix moremani*, *Heterohelix reussi*, *Macroglobigerinelloides ultramicrus* además *Dicarinella algeriana*, *D. cf. D. imbricata*, y abundantes radiolarios (SA-01-SA-12).

Este intervalo es considerado como la culminación del evento transgresivo en la Zona de Alcance Parcial *Whiteinella archaeocretacea* del Cenomaniano más Superior y el Turoniano más Inferior (Figura 7: 1-4).

Hacia arriba de la sección, se reconoció la Zona de *Helvetoglobotruncana helvetica* definida por la presencia del fósil nominal y por el re-establecimiento de las condiciones oligotróficas con la aparición de formas quilladas del género *Marginotruncana* como *Marginotruncana coronata*, *M. renzi*, *M. marginata*, *Heterohelix moremani*, *H. globulosa*, *Whiteinella archaeocretacea*, *Macroglobigerinelloides bollii* y *Macroglobigerinelloides ultramicrus* del Turoniano Inferior-Medio (SA-13 A, B, C) (Figura 7: 6).

En la parte más superior de la sección, se identificó la Zona de *Dicarinella asymetrica* del Turoniano Medio al Santoniano Inferior con una asociación caracterizada por marginotruncánidos como *Marginotruncana coronata*, *M. renzi*, *M. marginata*, que gradualmente disminuyen en número y abundancia y la aparición de formas nuevas con costillas y cámaras globulares del género *Rugoglobigerina* así como los heterohelícidos con proliferación de cámaras como *Ventilabrella* sp. (SA-14-16) (Figura 7: 8).

Sección Llano del Carmen (LLC)

En esta localidad se midió una sección situada a 22° 45' Lat N, 100° 40' Long. W (Figura 1), formada únicamente por la Formación El Abra de aproximadamente 100 m de espesor, consiste petrográficamente de un packstone peloidal con una rica asociación de foraminíferos bentónicos compuesta de *Pseudolituonella reicheli*, *Hemicyclammina sigali*, *Pseudocyclammina rugosa*, *Merlingina cretacea*, *Peneroplis parvus*, *Dicyclina schulumbergeri*, *Minouxia inflata*, *Montcharmontia apenninica*, *Nezzazata simplex*, *Nezzatinella picardi*, así como las algas *Lithocodium*, *Clypeina* sp. y *Salpingoporella*. Esta asociación corresponde a la Zona de *Pseudolituonella reicheli* del Cenomaniano Medio–Superior (Figura 8: 1-4).

Sección Guadalcázar (G) (Aguaje de los García)

Se estudiaron las rocas pertenecientes a la parte superior de la Formación El Abra y parte inferior de la Formación Soyatal, en el afloramiento que se encuentra en el arroyo Aguaje de los García (Guadalcázar) 22° 65' Lat. N, 100° 46' 66" Long. W (Figura 1). La Formación El Abra, está constituida por caliza masiva de color gris claro, con un espesor de 50 m, la textura de la roca varía de packstone a grainstone. Los foraminíferos bentónicos identificados, corresponden a la Zona de *Pseudolituonella reicheli* a la cual se le asignó una edad Cenomaniano Medio–Superior. Está compuesta por *Pseudolituonella reicheli*, *Pseudocyclamina rugosa*, *Merlingina cretacea*, *Peneroplis parvus*, *Dicyclina schulumbergeri*, *Nezzazata simplex*, y *Nezzatinella picardi* (G1-10) (Figura 9: 1-2).

Las rocas que las suprayacen corresponden a la Formación Soyatal (60 m de espesor), la cual está formada de caliza margosa en capas delgadas y gruesas, que intemperizan a color café verdoso. El conjunto de foraminíferos planctónicos está compuesto por *Dicarinella concavata*, *Marginotruncana renzi*, *M. sigali*, *M. pseudolinneana*, *M. tarfayaensis*, *Muricohedbergella flandrini*, *M. holmdensis*, *Muricohedbergella* sp. que permitió asignar este intervalo a la Zona de *Dicarinella concavata* del Turoniano Superior-Santoniano Inferior (G-11-20) (Figura 9: 3-4). En esta sección están faltando las Zonas de *Helvetoglobotruncana helvetica* y de *Marginotruncana sigali*, esta última zona se reporta en el esquema zonal del Cretácico, sin embargo, en todo el material analizado en este trabajo no se identificó.

Sección Cerritos (C)

En la sección Cerritos (22° 01' Lat. N, -100° 57' 00" Long W) se recolectaron muestras de caliza masiva correspondientes a la parte superior de la Formación El Abra (40 m de espesor). Se observaron dentro de esta unidad dos microfacies, una que es un packstone peloidal que contiene una rica asociación de foraminíferos bentónicos compuesta por *Pseudocyclamina rugosa*, *Peneroplis parvus*, *Dicyclina schulumbergeri*, *Minouxia inflata*, *Montcharmontia apenninica*, *Nezzazata simplex*, *Nezzatinella picardi* así como el alga *Thaumatoporella parvovesiculifera*, esta asociación ha sido asignada a la Zona de *Pseudolituonella reicheli* del Cenomaniano Medio–Superior (C-1-C-5) (Figura 10: 1-2).

Una segunda microfacies que la sobreyace y en la que se observa una disminución de los foraminíferos bentónicos, así como, un aumento en la presencia de algas gymnocodáceas como *Permocalculus irenae*, *P. budaensis* y de equinodermos, lo cual

está asociado a cambios ambientales relacionados con un mayor aporte de nutrientes ya que cuando éste aumenta los animales simbióticos no pueden competir con el crecimiento de las algas como se ha observado en ambientes recientes (Hallock *et al.*, 1988) (Muestras C-6-C-10) (Figura 9: 3).

Este intervalo está cubierto discordantemente por capas de la Formación Cárdenas que consisten en un packstone de litoclastos arenosos (C-11-C-15), en una localidad, pero en otro afloramiento la caliza El Abra esta sobreyacida por caliza margosa que contiene calcisferulidos abundantes y foraminíferos planctónicos oportunistas.

Sección Cerro del Cuervo (CC)

Esta sección con un espesor de 60 m se localiza hacia el sur de Villa Hidalgo (Figura 1), se observaron capas gruesas de caliza de más de un metro de espesor interestratificadas con capas medianas y delgadas.

Se registra una microfacies packstone con miliólidos, textuláridos y fragmentos de moluscos (CC-01-CC-5). Se identificaron dos microfacies wackestone una con rotálidos, miliólidos, algas gymnocodáceas (*Permocalculus irenae*) y placas de equinodermos (CC-6-CC-10 (Figura 11:1-2), y otra que presenta un ejemplar de *Peneroplis parvus*, rotálidos, calcisferúlidos y el planctónico *Globigerinelloides* sp. (CC-11-CC-12)(Figura 11: 3-4).

Se observó, además que contiene una microfacies muy especial compuesta por un boundstone de gusanos que presenta también foraminíferos como *Peneroplis parvus*, rotálidos y algas (*Terquemella* cf. *T. piae*) (Muestras CC-13-CC-15). (Figura 12: 1-4).

Sección El Temazcal (ET)

La secuencia estratigráfica en Cerro Quemado (22° 31' 67" Lat. N, 100° 6' 00" Long. W) consiste de caliza masiva de color gris claro que corresponde a la Formación El Abra (espesor de 80 m). Esta unidad presenta una superficie erosiva irregular; suprayaciéndola se encuentran capas delgadas y gruesas de caliza arcillosa que intemperizan a color rojizo (Figura 4, 1-4).

El contenido microfaunístico de la Formación El Abra es semejante al de las otras secciones, compuesto por foraminíferos bentónicos como *Daxia cenomana*, *Peneroplis parvus*, *Minouxia inflata*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Cuneolina pavonia parva* y el alga *Heteroporella lepina* (Figura 13: 1-2) del Cenomaniano Medio-Superior (T-1-10).

Las capas rojas (Formación El Temazcal) que suprayacen discordantemente a la caliza El Abra tienen un espesor de 40 m y contienen una asociación de foraminíferos planctónicos indicadores del Maastrichtiano Tardío como: *Abathomphalus*

mayaroensis, *Globotruncana aegyptiaca*, *G. arca*, *G. hilli*, *G. falsostuarti*, *Plummerita hantkeninoides*, *Trinitella scotti*, *Kuglerina rotundata*, *Kassabiana falsocalcarata*, *Pseudotextularia elegans*, *Globotruncanita conica*, *G. stuarti*, *G. stuartiformis*, *Rugoglobigerina macrocephala*, *R. milamensis*, *R. hexacamerata*, *Planoglobulina acervulinoides* (Figura 13: 3-6)(T-14-T-20)

El contacto entre la caliza El Abra y las capas rojas (formación El Temazcal) fue mostrado cuidadosamente y en las láminas se observa la interesante transición entre estas dos unidades litológicas donde se observa como la caliza es erosionada y los foraminíferos bentónicos se mezclan con los foraminíferos planctónicos de la unidad suprayacente (T-11-T-13) (Figura 14)

AFLORAMIENTOS

Además de las secciones medidas se agregaron otros dos afloramientos en dos diferentes localidades para complementar el estudio, los cuales se describen a continuación.

Carretera Villa Hidalgo-San Luis Potosí (VH)

Se tomaron 5 muestras de un afloramiento de la Formación Soyatal localizado en la carretera Villa Hidalgo-San Luis Potosí (22° 15' 00" Lat. N, 100° 40' 00" Long W) (Figura 3, 5) (VH-1-VH-10)

La microfacies es un wackestone-packstone con foraminíferos planctónicos identificándose: *Dicarinella concavata*, *Marginotruncana coronata*, *M. renzi*, *M. pseudolinneana*, *M. sigali*, *Heterohelix globulosa* (Figura 15: 1-4). Se asignó esta asociación a la Zona de *Dicarinella concavata* del Turoniano Tardío-Santoniano Temprano.

La Minita (LM)

Las muestras recolectadas en esta localidad corresponden a la Formación El Abra (Facies El Abra), que presentan un color crema, en la localidad llamada La Minita (Figura 1).

La textura de ellas es wackestone-packstone con miliólidos y fragmentos de ostreas. La textura de otras muestras analizadas es wackestone-packstone y contienen poca variedad microfaunística, pero abundantes miliólidos como *Pseudonummoloculina heimi* y *Ovoalveolina maccagnoae*. Se observaron dos microfacies una donde abundan y predominan los miliólidos (LM-1-LM-5) y otra donde además de los miliólidos se presentan otras especies como *Dicyclina schlumbergeri* y *Cuneolina pavonia* (LM-6-LM-10) (Figura 16).

BIOESTRATIGRAFÍA DE LOS FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS

Los foraminíferos constituyen un grupo muy diverso entre los protistas. En cuanto al tamaño, ellos varían desde los microforaminíferos que alcanzan .0.2 mm en diámetro hasta las formas gigantes cuyos adultos alcanzan 110 mm ó más, aunque la mayoría de las especies miden entre 0.1 y 1 mm. Entre las especies de foraminíferos bentónicos que alcanzan tamaños más grandes esta un grupo informal conocido como macroforaminíferos que se caracterizan por el gran volumen de su concha, el cual comúnmente excede los 3 mm³.

Estos foraminíferos tienen morfologías internas complejas con la presencia de endosimbiontes, el promedio de crecimiento excede a aquellas formas que les faltan los simbios (Lee y Hallock, 1987, BouDhager-Fadel, 2008, Lee *et al.*, 2010).

Las especies de macroforaminíferos se encuentran como fósiles y en los mares actuales en facies someras de plataforma. Los macroforaminíferos fósiles son bioestratigráficamente importantes por sus episodios de rápida diversificación y extinciones (Hallock, 1985, BouDhager-Fadel, 2008).

La morfología interna compleja de los macroforaminíferos proporciona alojamiento a las algas calcáreas y se ha asumido que la evolución de los estos fósiles está relacionada con la adaptación a la simbiosis con las algas, viven en aguas cálidas y someras con profundidades entre 20-100 m (Murray, 2006), limitadas a la zona eufótica (Lee y Hallock, 1987, Langer y Hottinger, 2000). Por ejemplo en *Amphistegina lobifera* los poros de la concha estan asociadodos a estructuras en forma de copas, donde están alojados los simbios (Hansen y Buchart, 1977 y Lee y Anderson, 1991).

Los macroforaminíferos y otros organismos como los corales, están altamente adaptados a condiciones oligotrópicas (nutrientes deficientes). Afortunadamente, la simbiosis con las algas proporciona una ventaja energética sustancial, reciclando los nutrientes disminuidos, evitando la probabilidad de morir e impidiendo que las conchas pesadas sufran depredación. Cuando las condiciones ambientales son relativamente estables, el principal factor con el cual estos foraminíferos deben luchar es la alta y prolongada mortalidad juvenil, así el incremento de longevidad, tamaño y un aumento comparable de la fecundidad, son adaptaciones a estas condiciones (Hallock y Glenn, 1986).

Especies modernas de macroforaminíferos viven de varios meses a pocos años (Muller, 1977), algunas especies pudieron haber vivido 5 años o más (Ross, 1972 a, b).

Una tendencia general que aparece de manera común pero no consistente en la historia de los macroforaminíferos, es el incremento del prolóculo o tamaño del embrión junto con el aumento en el tamaño de la concha (Van Gorsel, 1978).

El dimorfismo es regularmente común entre los macroforaminíferos. Los individuos que crecen desde cigotes tienen embriones pequeños y son conocidos como microsféricos, mientras que los embriones producidos asexualmente son típicamente mucho más grandes y producen individuos megalosféricos. Aunque los megalosféricos pueden crecer a tamaños relativamente más grandes hasta varios milímetros o más en diámetro, los microsféricos pueden ser enormes, comunmente creciendo hasta varios centímetros en diámetro.

Los detalles de la reproducción sexual no son bien conocidos en ningún grupo de macroforaminíferos (Hallock, 1985).

Röttger y Schmalljohann (1976) han observado la formación de gametos y liberación, en *Heterostegina* pero no la fertilización. Gametos de dos diferentes individuos son requeridos para la reproducción sexual. En los foraminíferos llevando algas simbiotes, después de la fusión, el cigote puede localizar e incorporar a los simbiotes.

Considerando todos los riesgos implicados en la reproducción sexual, no es sorprendente que las formas microsféricas sean raras (Röttger, 1974). Una adaptación efectiva para compensar el valor extremadamente bajo de sobrevivencia de jóvenes producidos sexualmente puede ser que los microsféricos crezcan muy grandes y asexualmente produzcan un gran número de descendientes. Una segunda modalidad consiste en repetidas reproducciones asexuales, con una reproducción sexual parcial o completamente sorpresiva (Leutenegger, 1977). Bajo condiciones ambientales inestables, altamente variables, la reproducción sexual es ventajosa porque asegura la variabilidad genética. En ambientes estables, la reproducción sexual proporciona un mecanismo para la conservación de genotipos exitosos (Williams, 1975). Varias generaciones sucesivas asexuales entre una reproducción sexual es un ciclo común de vida entre los macroforaminíferos (Leutenegger, 1977) y es reflejado en el predominio de los megalosféricos en muchas especies grandes e indica la relativa estabilidad de sus ambientes.

Evolución y extinción de los foraminíferos grandes

Puesto que el tamaño grande y la simbiosis de algas es ventajosa bajo condiciones estables y deficientes en nutrientes, tal vez algunas especies de foraminíferos grandes en el pasado se desarrollaron bajo condiciones más estables y más oligotróficas, que las

encontradas en océanos actuales (Bralower y Thiersten, 1984, Brassier, 1995ab, Hohenegger, 1999, BouDhager-Fadel, 2008).

Herman (1981) revisando las explicaciones para las diversificaciones evolutivas explosivas y extinciones bióticas masivas, concluyó que estos eventos son controlados principalmente por los valores de cambio ambiental. Esto es, las diversificaciones evolutivas se acompañan de cambios graduales, mientras las extinciones masivas son desencadenadas por cambios ambientales que también son muy rápidos y son respondidos por muchas especies, ya sea por migración o adaptación fisiológica.

Diversificaciones evolutivas mayores de los foraminíferos grandes ocurrieron en el Cretácico. Este período fue caracterizado por la más grande transgresión marina desde la del Paleozoico Medio [Ordovícico-Devónico] (Vail *et al.*, 1977). Esta transgresión fue probablemente controlada por tectonismo global y produjo cambios graduales, pero bajo condiciones transgresivas de larga duración donde la superficie de la tierra fue más uniformemente cálida, reduciendo los gradientes termales y la convección oceánica. La estratificación de densidad de los océanos bajo estas condiciones, reduce las surgencias y la difusión de las aguas profundas, disminuyendo el reciclaje de los nutrientes hacia las aguas superficiales (Bramlette, 1965, BouDhager-Fadel, 2008). Además el aporte de nutrientes desde los continentes al océano probablemente disminuye como resultado de la baja del relieve continental y el aumento de aridez y grandes áreas de mares cálidos someros fueron aislados por lo tanto del aporte de nutrientes desde el continente (Hallock 1982, 1987).

Los organismos que llevan algas simbióticas tienen una ventaja energética tremenda sobre organismos similares a los que les faltan los simbiontes bajo condiciones de nutrientes deficientes. Así mismo, el organismo más altamente especializado en la simbiosis, tendrá mayor ventaja, teniendo este mecanismo obvio, para la selección natural bajo condiciones progresivamente más oligotróficas. Bajo condiciones estables en mares someros cálidos y deficientes de nutrientes, el aumento de la simbiosis es favorecido (Lee, 1995, 2006).

Durante el Cretácico Tardío, las biotas de origen Tethysiano se expandieron y reemplazaron a las biotas templadas. No sólo los organismos con algas semejantes a los foraminíferos grandes, como corales escleractinios y rudistas fueron exitosos, sino que alteraron los ambientes locales y proporcionaron nichos para que nuevas especies vivieran alrededor de las construcciones carbonatadas que ellos construyeron (James, 1989). Kauffman (1979) notó que durante el Maastrichtiano, las extinciones más

abruptas de grupos ocurrieron en o cerca del pico evolutivo en estas biotas del Tethys, incluyendo los foraminíferos grandes. Las extinciones abruptas al final del Cretácico, como puntualizó Herman (1981) fueron causadas por cambios ambientales rápidos.

Muchos foraminíferos de vida larga debido al aumento de tamaño mostraron que están pobremente equipados para manejar un cambio ambiental rápido.

En el Cretácico en particular durante el Albiano y el Cenomaniano las plataformas carbonatadas alcanzan una gran extensión no solo en la región mediterránea, sino también en otras partes del dominio tethysiano.

Durante el desarrollo de estas plataformas, la fauna bentónica de este ambiente es caracterizada sobre todo por los macroforaminíferos, los cuales pueden ser muy abundantes y forman una parte esencial del sedimento y son considerados como constructores de la roca cuando son muy abundantes.

Los macroforaminíferos son organismos de estructura interna frecuentemente muy compleja, por lo cual la identificación es bastante difícil. Por lo tanto, numerosas especies están mal definidas e insuficiente reconocidas, por lo tanto una buena definición de los taxa es la base principal para fijar su distribución estratigráfica y efectuar dataciones correctas.

Algunos autores han propuesto esquemas regionales basados en la distribución cronoestratigráfica de los macroforaminíferos, los resultados son a veces contradictorios y falta una síntesis crítica de todos los datos relevantes, válidos para una amplia área (Schroeder y Neumann, 1985).

De acuerdo con Bilotte (1984) existen dos grandes conjuntos de foraminíferos bentónicos del Cretácico Superior. Las formas endémicas y las de distribución mesogeana, en estas últimas se pueden distinguir:

Foraminíferos con distribución estratigráfica amplia

a-Las formas con una distribución estratigráfica muy amplia. Su aparición se sitúa generalmente en el Albiano superior y persisten durante todo el Cretácico Superior como: *Cuneolina pavonia*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Nezzatinella picardi*, *Montcharmontia apenninica*.

b-Los foraminíferos bentónicos cuya distribución estratigráfica excede los límites del piso de aparición, su interés bioestratigráfico de apoyo es fundamental. Es en particular el caso de los Orbitolinidae del Albiano-Cenomanian como *Paracoskinolina carsterasi*, *Orbitolina (O) cuvillieri*, *Orbitolina (O.) conica*, *Orbitolina (O.) concava*. Menos

precisos son los lituólidos *Cyclammina rugosa* y *Charentia cuvillieri* que aparecen también en el Albiano.

Las apariciones dentro del Cretácico Superior pueden constituir buenas señales estratigráficas para especies con distribución estratigráfica amplia. Se mencionarán entre ellas *Vidalina hispanica* y *Dictyopsella killiani* en el Turoniano Inferior; *Pseudocyclammina sphaeroidea* y “*Nonion* sp.” en el Coniaciano Inferior; *Nummofallotia cretacea* en la base del Santoniano; *Goupillaudina daguini* en la cima del Santoniano superior; *Rotalia reicheli*, *Pseudocyclammina masiliensis*, *Periloculina zittleli* en el Santoniano Superior; *Orbitoides tissoti* en el Santoniano Terminal; *Siderolites vidali*, *Meandropsina* cf. *vidali* y *Acordiella conica* en la base del Campaniano.

Foraminíferos con distribución estratigráfica que no excede los límites de piso donde aparecen.

Estos son los mejores marcadores estratigráficos. Entre ellos se pueden citar para el:

Cenomaniano: *Prealveolina* gr. *cretacea*, *Ovalveolina ovum*, *Pseudedomia drorimensis*, *Chrysalidina gradata*, *Pseudorhapydionina dubia*, *Pseudolituonella reicheli*, *Trochospira avnimelechi*, *Nummoloculina regularis*, *Daxia cenomana*.

Santoniano: *Lacazina compressa*, *L. elongata*, *Idalina antiqua*, *Scandonea sammitica*, *Gendrotella rugoretis* y *Spirocyclina choffati*.

Campaniano: *Orbitolinopsis senonicus*, *Paleodyctioconus senonicus*, *Abrardia mosae*.

Maastrichtiano: *Omphalocyclus macroporus*, *Siderolites calcitrapoides*, *Orbitoides apiculata*, *Lepidorbitoides socialis*, *Hellenocyclammina beotica* y *Laffiteina mengaudi*.

En el estudio de Bilotte (1984) es obvio que no se identifican foraminíferos grandes, susceptibles de reconocer por si solos el Turoniano y el Coniaciano.

Un grupo de las especies comunes en los Pirineos y regiones como Provence, Charente, región Ibero-Cantábrica, o como Limbourg, Italia, Grecia, Líbano e Israel, es usado en bioestratigrafía y se ha puesto en evidencia, un período de vacío casi total en el Turoniano.

Un período largo comprendido desde el Coniaciano al Maastrichtiano Inferior donde las distribuciones estratigráficas son muy diferentes para dominios relativamente cercanos (Pirineos-Provence).

En los pisos correspondientes al Cenomaniano y al Maastrichtiano Superior, se observa salvo algunas excepciones, una concordancia en las distribuciones estratigráficas en el área mediterránea.

Las razones de estos sincronismos o de estos diacronismos se deben investigar dentro de los eventos globales o regionales que afectan las plataformas del dominio mesogeano. Otros estudios micropaleontológicos en la Provincia del Tethys, que incluyen los realizados por Saint-Marc (1970) en el Líbano, permitieron reconocer en las microfacies de las calizas numerosas secciones de foraminíferos bentónicos típicas del Cenomaniano, muy similares a las descritos en Israel (Hamaoui, 1965, 1966). Dentro de estos estratos de edad equivalente, se describieron formalmente *Biplanata peneropliformis*, *Trochospira avnimelechi*, *Biconcava bentori* y *Merlingina cretacea* (Hamaoui y Saint-Marc, 1970). Desde el punto de vista cronoestratigráfico *Biplanata peneropliformis* y *Trochospira avnimelechi* se han reconocido dentro de Cenomaniano; mientras que *Biconcava bentori* y *Merlingina cretacea* se consideran del Cenomaniano y el Turoniano Inferior. Su datación está basada a su vez en microfauna y macrofauna reconocida en Líbano e Israel. El Cenomaniano está datado en Négev (sur de Israel) con *Orbitolina* gr. *concava*, *Pseudocyclammina rugosa*, *Praealveolina* gr. *cretacea*. En Líbano la microfauna contiene *Rhapydionina laurinensis* y *Taberina bingistani* (Hamaoui y Saint-Marc, 1970)

En Italia (Apeninos) *Biplanata* y *Biconcava* se encuentran dentro de los niveles del Cenomaniano Superior en asociación con *Cisalveolina lehneri*, *Trocholina* y *Coxites* (De Castro, 1966). En Irán los géneros *Biplanata* y *Trochospira* se encuentran en el Cenomaniano y están citados como *Nezzazata* (Sampó, 1969).

Schroeder y Neumann (1985) mencionan a *Pseudolituonella reicheli* como una especie esencialmente cenomaniana.

Aunque algunos autores han propuesto esquemas regionales, estos resultados algunas veces son contradictorios debido a la ausencia de datos estratigráficos confiables que permitan una zonación válida para un área amplia (Schroeder y Neumann, 1985), sin embargo, en el área central de Italia Chiocchini y Mancinelli (1977) y Chiocchini *et al.* (1979) proponen un esquema zonal basado en los macroforaminíferos que es la Zona de *Pseudorhapydionina dubia*-*Pseudorhapydionina laurinensis* para el Cenomaniano Medio-Tardío y la Zona *Chrysalidina gradata*-*Pseudolituonella reicheli* en el Cenomaniano Tardío-Turoniano Temprano. Por otro lado, Tasli *et al.* (2006) definen la Cenozona de *Pseudorhapydionina dubia*-*Biconcava bentori* en el Cenomaniano Medio-Superior en la región de Yavca (Montañas Balkar, en el sur de Turquía).

Sari *et al.* (2009) proponen una Zona Alcance Concurrente de *Pseudolituonella reicheli-Pseudorhapydionina dubia* del Cenomaniano Medio-Superior de las calizas de plataforma de Bey Dağları en el occidente de las Taurides, Turquía.

La Zona de *Pseudorhapydionina dubia* es reconocida en el sur de México (Aguilera-Franco *et al.*, 2001).

RESULTADOS BIOESTRATIGRÁFICOS

CENOMANIANO MEDIO-SUPERIOR

En este trabajo se identificó la Zona de Asociación de *Pseudolituonella reicheli*, la cual se describe a continuación para la parte superior de la caliza El Abra.

Zona de *Pseudolituonella reicheli*

Categoría: Zona de Asociación

Autor: Chiochini y Mancinelli, 1977 (modificado)

Caracterización: Esta zona se caracteriza por la presencia de *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Hemicyclammina sigali* Maync, *Daxia cenomana* Cuvillier y Szakall, *Merlingina cretacea* Hamaoui y Saint-Marc, *Cuneolina conica* d'Orbigny, *Cuneolina pavonia parva* Henson, *Pseudocyclammina rugosa* (d'Orbigny), *Nezzazata* cf. *N. convexa* (Smout). Además, se encuentran *Peneroplis parvus* De Castro, *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas, *Nezzazata simplex* Omara, *Minouxia inflata* Gendrot, *Nezzatinella picardi* (Henson), *Spiroloculina cretacea* Reuss, *Moncharmontia apenninica* (De Castro), *Planorbulina cenomaniana* Seguenza y *Pseudonummoloculina heimi* (Bonet) (Figuras 17-18).

Edad: Cenomaniano Medio-Tardío

Observaciones: Esta zona representa el intervalo estratigráfico reconocido por la abundancia y diversidad de los foraminíferos bentónicos y su eventual desaparición. Se comparó la distribución de algunos de los más importantes foraminíferos, con la edad de las mismas especies en otras localidades de área Tethysiana.

De acuerdo con Chiochini *et al.* (1984) la distribución estratigráfica de *Pseudolituonella reichelie* está limitada al Cenomaniano Tardío. Bilotte (1984) y Schroeder y Neumann (1985) consideran a esta especie como típica del Cenomaniano. *Hemicyclammina sigali* es un buen marcador para el Cenomaniano (Hart *et al.*, 2005, Berthou, 1973, 1984, Berthou y Bengtson, 2007).

Daxia cenomana es considerada como una especie del Cenomaniano (Bilotte, 1984, Schroeder y Neumann 1985).

La distribución estratigráfica de *Merlingina cretacea* está restringida del Cenomaniano Medio a la base del Turoniano (Hamaoui y Saint-Marc, 1970; Schroeder y Neumann, 1985). *Peneroplis parvus* está registrado en esta asociación. Su distribución estratigráfica pudiera ser extendida al Cenomaniano Tardío, considerando que en otras publicaciones (de Castro, 1965, Schroeder y Neumann, 1985) fue determinada como del Cenomaniano Medio.

Se considera de edad Cenomaniano Medio-Tardío, el intervalo estudiado en la plataforma carbonatada de agua somera (parte superior de la Formación El Abra), caracterizado por una asociación abundante y diversificada de foraminíferos bentónicos equivalentes a las asociaciones de localidades mediterráneas (Chiocchini *et al.*, 1984, Grosheny y Tronchetti 1993, Caus *et al.* 1993) Asimismo, en esta parte de la Zona de *Pseudolituonella reicheli* existe una gran variedad de algas (Figura 20).

Sin embargo, la comunidad bentónica fue afectada en dos pasos, primero desaparecen los géneros como *Pseudolituonella*, *Pseudocyclamina*, *Hemicyclamina*, *Daxia*, *Merlingina*, reduciéndose la comunidad de foraminíferos a formas pequeñas como *Nezzatinella picardi*, textuláridos, rotálidos y algas gymnocodáceas, las cuales más tarde desaparecen lo cual estaría relacionado a un aumento en el aporte de nutrientes. Parente *et al.* (2008) observaron un patrón de extinción en dos pasos de los foraminíferos bentónicos, en el Cenomaniano Tardío registrada en el sur de los Apeninos en relación a la disponibilidad de nutrientes. Ellos expresaron que los alveolinos los oligotróficos más extremos fueron primero eliminados y subsecuentemente las especies adaptadas a condiciones mesotróficas como miliólidos, textuláridos and discórbidos.

En la Facies El Abra que contiene abundantes miliolidos, por la presencia de *Ovoalveolina maccagnoae* De Castro y *Pseudonummoloculina heimi* (Bonet) (Figura 19), se consideró equivalente a la Zona de *Pseudolituonella reicheli*.

LÍMITE CENOMANIANO-TURONIANO

Se ha aceptado que en el registro del Fanerozoico, ha habido cinco episodios mayores de extinción en masa; al final del Ordovícico, en el Devónico Superior (en el límite Frasniano-Fameniano), al final del Pérmico, del Triásico y del Cretácico (Hallam, 1998).

Además un número de eventos menores han sido ampliamente reconocidos en los límites Devónico-Carbonífero, en el Toarciano temprano, Cenomaniano-Turoniano, Paleoceno-Eoceno y. El número de factores que se propone para explicar las

perturbaciones ambientales a una escala global y que aumentaron significativamente el valor de la extinción, son el impacto de un meteorito, vulcanismo, enfriamiento y calentamiento climático así como transgresiones y regresiones marinas (Hallam, 1998). El límite Cenomaniano-Turoniano documenta así una de las diez más severas crisis bióticas en la historia geológica, con la extinción de aproximadamente 26% de los géneros de animales marinos por lo que se considera el tercero en importancia (Hallam y Wignall, 1997).

Entre los principales cambios en el ambiente marino que tuvieron lugar en este tiempo fueron el ascenso del nivel del mar hasta alcanzar un máximo en el Turoniano Temprano con 300 m más arriba que en la actualidad (Schlanger *et al.*, 1981; Hallam, 1992, Miller *et al.*, 2005, Morth *et al.*, 2007), posiblemente forzado por una rápida formación de corteza oceánica (Orth *et al.*, 1993, Kerr, 1998) dando por resultado un considerable calentamiento de la tierra y causando altos niveles de CO₂ atmosférico (Orth *et al.*, 1993, Kerr, 1998). La temperatura está marcada por un pico de calentamiento que se incremento hasta 20⁰ en la temperatura del agua batial media (Huber *et al.*, 2002). Durante este climax de calentamiento, el “Evento Oceánico Anoxico” (OAE2) se presenta con una excepcionalmente alta concentración de materia orgánica en los ambientes de plataforma externa y cuenca (Schlanger y Jenkyns, 1976, Jenkyns, 1980, Wilson y Norris, 2001). Una positiva incursión de δ¹³C coincidente con el OAE-2 se reconoce en carbonatos biogénicos marinos, así como, la inundación de las plataformas someras en las cuales las lutitas negras características de OAE2 no se presentan (Gertsch et al. 2010, Korbar et al. 2012).

Los estratos marinos depositados durante el Cenomaniano tardío y el Turoniano temprano, presentaron características litológicas, faunísticas y geoquímicas que indican que partes importantes de los océanos del mundo fueron periódicamente deficientes de oxígeno. Muy cercano al límite Cenomaniano-Turoniano entre 90.5 y 91.5 millones de años, las deficiencias de oxígeno fueron particularmente marcadas sobre un período de al menos de 1 millón de años (Schlanger y Jenkyns, 1976; Schlanger *et al.*, 1987; Jenkyns *et al.*, 1994).

Los sedimentos marinos depositados durante este evento si se comparan con otros registros del Fanerozoico no son comunes, son lutitas laminadas con pirita de color gris oscuro a negro con un contenido de carbón orgánico que va desde 1 a 2 % a más del 20% el cual es principalmente de origen planctónico marino. La falta general de

bioturbación de estos estratos se toma como indicador de la ausencia de fauna excavadora debido a las condiciones anóxicas.

En muchas cuencas, las faunas de foraminíferos bentónicos están disminuidas o faltan en estratos en o cerca del límite Cenomaniano-Turoniano ó bien se presentan faunas aglutinadas empobrecidas, mientras que las faunas de foraminíferos planctónicos y radiolarios permanecieron localmente (Schlanger *et al.*, 1987, Gebhardt *et al.*, 2004, Voigt, 2008).

En secciones equivalentes de calizas de plataforma y pelágicas pueden faltar las lutitas oscuras, en tales secciones el límite Cenomaniano–Turoniano está marcado por valores arriba de $\delta^{13}\text{C}$ de +4 ‰ ó +5 ‰ en contraste a valores de +2‰ a +3‰ $\delta^{13}\text{C}$, en calizas directamente arriba y bajo el límite. Los valores altos de $\delta^{13}\text{C}$ son interpretados como el enriquecimiento en el océano global en ^{13}C como resultado de la extracción preferencial de ^{12}C por el plancton marino, los componentes orgánicos que no fueron reciclados regresan al reservorio oceánico, durante este período de intenso sepultamiento de carbono orgánico (Schlanger *et al.*, 1987).

De acuerdo con Bouwan y Bralower (2005) el evento del límite Cenomaniano-Turoniano está en 93.5 millones de años y su duración fue de 600 000 años y produjo el depósito de sedimentos ricos en Carbono orgánico, lo cual es evidenciado por la *excursión* positiva de $\delta^{13}\text{C}$, el cual, resultó de un enterramiento a gran escala de ^{12}C enriquecido de materia orgánica durante el OAE2, la materia orgánica enterrada es de origen marino y terrestre (Hasegawa *et al.*, 2003). Sin embargo, la relación entre el tiempo de la *excursión* positiva isotópica y el depósito de la materia orgánica, es compleja.

El OAE2 también llamado Bonarelli Event presenta una marcada caída en los valores isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que ha sido atribuido al vulcanismo submarino (Jones y Jenkyns, 2001). Valores elevados de expansión del piso marino y la subducción están implicados por el volumen, espesor y extensión de los depósitos de ceniza (bentonitas) a través del intervalo del límite Cenomaniano-Turoniano en el Western Interior Sea de Norteamérica (Kauffman y Caldwell, 1993).

Una evidencia adicional que sostiene el aumento en la actividad hidrotermal viene de los niveles elevados de metales traza en margas y en rocas de lodo ricas en materia orgánica de la parte sur del Western Interior Sea (Snow y Duncan, 2001).

Valores elevados de $\delta^{13}\text{C}$ y enriquecimiento de elementos traza en este límite, combinado con una reducción de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ también implica una severa perturbación

ambiental. En este tiempo los valores de producción de corteza oceánica alcanzaron su más alto nivel en al menos 100 millones de años. La causa principal fue la presencia de una extensa faja de plumas del manto en la base de la litosfera oceánica, y el desarrollo de vastas áreas (arriba de $1 \times 10^6 \text{ km}^2$) de espesor de corteza oceánica en los Océanos Pacífico e Índico. El vulcanismo anómalo asociado con la formación de estas mesetas pudo haber sido responsable de los disturbios a los 90 millones de años. Estas erupciones pudieron tener como resultado la emisión de grandes cantidades de CO_2 en la atmósfera llevando a un calentamiento global. Además, la emisión de SO_2 , H_2S , CO_2 y halógenos en el océano pudo haber hecho el agua más ácida dando como resultado la disolución del carbonato y una adicional liberación de CO_2 .

Además del vulcanismo, se ha propuesto que la disociación de metano biogénico en el fondo del agua a lo largo de los márgenes continentales pudo teóricamente al menos perturbar el clima así como la química de los océanos. La disociación de grandes cantidades de hidratos de metano, pudo haber iniciado el evento anóxico ya que la oxidación del metano disocia CO_2 en el océano y en la atmósfera (Hesselbo *et al.*, 2000).

La extensa actividad hidrotermal submarina puede expulsar grandes cantidades de micronutrientes tales como Hierro en el océano estimulando la productividad y reduciendo la oxigenación en el agua profunda. Sin embargo, los causales volcánicos y de hidratos tienen un inconveniente, por ejemplo, hay la duda si los hidratos pueden haber sido estables en el fondo de las aguas en el Cenomaniano Tardío cercano al pico de las temperaturas greenhouse.

Leckie *et al.* (2002) indican que muchos investigadores sugieren que el OAE2 fue provocado por la fertilización del Fe. asociado al vulcanismo de pluma de manto (Kerr, 1998), sin embargo muchos de los flujos de lava datados de la secuencia volcánica más joven del Ontong–Java Plateau, así como los flujos del Caribbean Plateau son más jóvenes (92-88 millones de años) y el vulcanismo sobre la Kerguelen Plateau fue sub-aéreo en el Cenomaniano–Turoniano Temprano.

De acuerdo con Bowman y Bralower (2005) hay un desacuerdo en la edad del Caribbean LIP (Large Igneous Province) y su correlación con el OAE2. Los valores decrecientes del isótopo de estroncio pueden corresponder a que el Caribbean LIP yace arriba del OAE2 (Jones y Jenkins 2001). Sin embargo edades de basaltos de sitios perforados y de terrenos obducionados, se extienden desde 93.5 millones de años

(Sinton *et al.*, 1998) y así este acontecimiento se traslapa con el Evento Anóxico Oceánico (OAE2).

Sinton y Duncan (1997) proponen que las erupciones relacionadas a eventos de pluma hidrotermales acompañando a la construcción de mesetas pudo haber provocado temporalmente la anoxia. Snow *et al.* (2005) midieron los elementos traza en una sección en Rock Canyon, cerca de Pueblo, Colorado, en Estados Unidos, y concluyen que la rápida erupción de flujos de lava submarina formada durante el Caribbean Ocean Plateau, comenzando de 93-94 ma, se correlaciona estrechamente con el OAE2, lo cual está unido al límite Cenomaniano-Turoniano.

Arthur *et al.* (1987) sugieren que el OAE 2 coincide con un máximo de aumento del nivel del mar respondiendo a un evento volcánico-tectónico y es la unión común y la fuerza que llevó al depósito de carbono orgánico en cuencas distribuidas globalmente bajo diferentes regímenes climáticos y de circulación oceánica.

El promedio de producción agua cálida profunda pudo haber sido proporcional al área de plataforma inundada y el máximo ocurrió cerca del límite Cenomaniano-Turoniano. Como el valor de formación de agua profunda aumentó, los valores de surgencias de las masas de agua oceánica profunda pudieron haberse incrementado por lo tanto aumentar la fertilidad. El abrupto evento de calentamiento propuesto por Huber *et al.* (2002) pudo haber reducido la estratificación de la columna de agua llevando a un cambio evolutivo del plancton (Leckie *et al.*, 2002). La falta de estratificación de la columna de agua al final del Cenomaniano, puede ser la causa de la extinción de los foraminíferos habitantes de mayor profundidad (*Rotalipora*, *Globigerinelloides bentonensis*), una condición que pudo haber facilitado la llegada de nutrientes a la productividad primaria (Huber *et al.*, 1999).

Poulsen *et al.* (2001) indican que el límite C-T pudiera representar la iniciación de la comunicación entre las cuencas atlánticas. Este evento pudo haber inicialmente causado que las aguas cálidas muy salinas de la parte norte del Atlántico sur entren en contacto con las aguas del Atlántico norte causando, posiblemente, la formación de aguas profundas e intermedias. La formación de aguas cálidas, salinas intermedias y de fondo causaron el aumento de cambios en el océano como las surgencias de agua profundas ricas en nutrientes y una productividad alta expresada como el OAE 2.

La acumulación y preservación de materia orgánica fué además aumentada por la amplitud de la transgresión del Cenomaniano más Tardío y el Turoniano Temprano y por las aguas intermedias y profundas pobres en oxígeno. El enterramiento del carbono

orgánico durante el OAE2 fue modulado por la ciclicidad climática orbitalmente forzada (Sageman, *et al.*, 1998). Por ejemplo datos de Túnez indican que la acumulación de materia orgánica durante el OAE2, fue manejada por el ciclo precesional (~20kyr) por la duración de un solo ciclo de excentricidad de 400 kyr (Caron *et al.*, 1999).

El límite Cenomaniano-Turoniano es caracterizado por una caída mundial en la diversidad de un número de grupos como foraminíferos planctónicos y bentónicos (Jarvis *et al.*, 1988; Kaiho, 1994; Peryt y Lamolda, 1996; Tur, 1996; Groshény y Malartre, 1997), nanoplankton calcáreo (Leckie *et al.*, 2002, Erba, 2004), ostracodos (Babinot *et al.*, 1998), radiolarios (Erbacher y Thurow, 1997; O'Dogherty y Guex, 2002), rudistas bivalvos aragoníticos (Johnson y Kauffman, 1990; Kauffman y Hart, 1996; Barnes *et al.*, 1996; Philip y Airaud-Crumière, 1991; Steuber y Löser, 2002), y amonoideos (Elder, 1989, Hirano *et al.*, 2000, Monnet, 2009). Aunque Gale *et al.* (2000) indican que durante el Cenomaniano más Superior, la fauna sufrió una reorganización más que una extinción masiva.

BIOESTRATIGRAFÍA DE LOS FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS

Los foraminíferos planctónicos son un importante instrumento para la datación de las secuencias sedimentarias en secciones de superficie y subsuelo. Su amplia distribución y las tendencias evolutivas que pueden ser reconocidas y ocurrieron rápidamente en el tiempo, así como la aparición de importantes cambios en la morfología general, permiten la construcción de valiosos esquemas zonales que son desde el punto de vista de la bioestratigrafía aplicables en latitudes bajas y medias (Premoli Silva y Verga, 2004).

La importancia bioestratigráfica de los foraminíferos planctónicos del Cretácico ha sido ampliamente reconocida desde Viennot (1930), Thalmann (1934) y Bolli, (1945) y ha habido un enorme aumento en el reconocimiento de su importancia desde los años 50 (Bolli 1951, 1959, Brönnimann, 1952, Sigal 1952, Dalbiez, 1955 y Hofker, 1956). Desde entonces varios especialistas han refinado las subdivisiones bioestratigráficas como Pessagno (1962), Caron (1966), Bandy (1967), Eicher y Worstell (1970), Longoria (1974), Caron (1985), Robaszynski y Caron (1979, 1984, 1995), Premoli Silva y Sliter, (1995, 2002), Robaszynsky *et al.* (2000).

CENOMANIANO MÁS TARDÍO-TURONIANO MEDIO

En este intervalo la subdivisión bioestratigráfica está basada en la distribución estratigráfica de los foraminíferos planctónicos, presentes en el material estudiado. Se

presenta un cuadro de correlación entre las zonas identificadas en el presente trabajo y las del esquema zonal propuesto por Premoli Silva y Verga (2004) (Figura 20a).

Zona de *Whiteinella archaeocretacea*

Categoría: Zona de Alcance Parcial

Autor: Bolli (1966)=Zone *Praeglobotruncana gigantea* (modificada).

Definición: Esta zona equivale a la Zona de “grosses globigerinés” descrita por los autores franceses (Caron, 1985) y es reconocida como una Zona de Alcance Parcial que está delimitada por la última aparición de *Rotalipora cushmani* (Morrow) a la primera aparición de *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) en depósitos de cuenca.

En este trabajo se delimitó a la Zona de *Whiteinella archaeocretacea* desde la última aparición de los foraminíferos bentónicos de plataforma a la primera aparición de *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli).

Caracterización: Esta zona se caracteriza por la proliferación de foraminíferos planctónicos oportunistas (*r*-strategists) como *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, *W. paradubia* (Sigal), *W. brittonensis* (Loeblich y Tappan), *Whiteinella praehelvetica* (Trujillo), *W. baltica* Douglas y Rankin, *W. aumalensis* (Sigal), *Muricohedbergella delrioensis* (Carsey), *Muricohedbergella planispira* (Tappan), *Pseudoclavihedbergella amabilis* (Loeblich y Tapan), *Pessagnoina moremani* (Cushman), *P. simplex* (Morrow), *Heterohelix moremani* (Cushman), *Heterohelix reussi* (Cushman), *Macroglobigerinelloides ultramicrus*, (Subbotina) además *Dicarinella algeriana* Caron, *D. cf. D. imbricata* Mornod, y abundantes radiolarios (Figuras 21-23).

Edad: Cenomaniano más Tardío-Turoniano más Temprano.

Observaciones: Esta zona representa a especies pobremente desarrolladas, las cuales habitan en condiciones de alto estrés.

La presencia de formas con cámaras alargadas más conspicuas y diversas en el material estudiado están asociadas con oxigenación reducida de la columna del agua y aumento en la productividad (Premoli Silva *et al.*, 1999; Coccioni *et al.*, 2006).

Localización: Esta zona está presente en la sección de Sierra de Álvarez (Muestras SA-1-SA-12).

Zona de *Helvetoglobotruncana helvetica*

Categoría: Zona de Alcance Total

Autor: Sigal, 1955

Definición: Alcance Total del taxon nominal

Características: En esta zona hay un aumento en la diversificación de la asociación de los foraminíferos planctónicos, así como la aparición gradual de marginotruncánidos como *Marginotruncana coronata* (Bolli), *M. renzi* (Gandolfi), *M. marginata* (Reuss), (Reichel), *Praeglobotrunca gibba* Klaus, *Heterohelix moremani* (Cushman), *H. globulosa*, (Ehrenberg), *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, *Macroglobigerinelloides bollii* Pessagno y *Macroglobigerinelloides ultramicrus* (Subbotina) (Figura 24).

Edad: Turoniano Temprano-Medio

Observaciones: En esta zona se observa el retorno de los foraminíferos quillados de estrategia *k* como los marginotruncánidos, aunque no son muy abundantes.

Localización: Esta zona se identificó en la sección medida en Sierra de Álvarez (Muestras SA-13-A, B, C)

TURONIANO TARDÍO-SANTONIANO TARDÍO

Zona de *Dicarinella concavata*

Categoría: Zona de Intervalo

Autor: Sigal, 1955

Definición: Intervalo desde la primera aparición de *Dicarinella concavata* a la primera aparición de *Dicarinella asymetrica*

Edad: Turoniano Tardío-Santoniano Temprano

Características En esta zona los foraminíferos planctónicos dominantes son: *Dicarinella concavata* (Brotzen), *Marginotruncana coronata* (Bolli), *M. renzi* (Gandolfi), *M. marginata* (Reuss), *M. linneana* Pessagno, *M. tarfayaensis* (Lehmann), *M. sigali* (Reichel), *Contusotruncana fornicata* (Plummer) (Figura 25)

Localización: Esta zona está presente en la sección medida en el Arroyo Aguaje de los García (Muestras G-12-G-18) y en las muestras colectadas en la carretera Villa Hidalgo-San Luis Potosí (Muestras VH 1-5).

Zona de *Dicarinella asymetrica*

Categoría: Zona de Alcance Total

Autor: Postuma (1971)=*Globotruncana concavata carinata*

Definición: Alcance total del taxon nominal

Edad: Santoniano Temprano-Santoniano Tardío

Características: Esta zona se caracteriza por un marcado cambio faunístico, los marginotruncanidos gradualmente disminuyen en número y abundancia, aparecen nuevas especies como *Hedbergella holmdensis*, formas con costillas y cámaras

globulares del género *Rugoglobigerina* así como los heterohélicos con proliferación de cámaras como *Ventilabrella* sp. (Figura 26)

Observaciones: En el material estudiado no se observó ninguna especie de *Globotruncana* y *Globotruncanita* por lo cual se asegura que el depósito no llegó al Campaniano. Es importante hacer notar que no se identificó la Zona de *Marginotruncana sigali-Dicarinella primitiva* que según el esquema zonal para latitudes bajas (Premoli-Silva y Verga, 2004) se encuentra entre las Zonas de *Helvetoglobotruncana helvetica* y *Dicarinella concavata* que si se identificaron en este trabajo.

Localización: Esta zona está presente en la sección medida en Sierra de Álvarez (Muestras SA-14-SA-15).

MAASTRICHTIANO TEMPRANO-TARDÍO

Zona de *Gansserina gansseri*

Categoría: Zona de Intervalo

Autor: Brönnimann, 1952

Definición: Intervalo desde la primera aparición de *Gansserina gansseri* y la de *Abathomphalus mayaroensis*.

Edad: Maastrichtiano Temprano

Características: Esta zona se caracteriza por la presencia del fósil nominal así como de otras especies: *Contusotruncana* cf. *C. walfischensis* (Todd), *Rugoglobigerina hexacamerata* Brönnimann, *Planoglobulina carseyae* (Plummer) and *Globotruncana aegyptiaca* (Nakkady), *Globotruncana arca* Cushman, *G. bulloides* Vogler, *Contusotruncana patelliformis* (Gandolfi), *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Rugotruncana* sp. y calcisferúlidos, así como foraminíferos bentónicos como *Lepidorbitoides* y *Sulcoperculina* (Figura 27).

Localización: Esta zona está presente en una sección medida cerca del pueblo de Cárdenas, San Luis Potosí (Muestras P-731-732).

Zona de *Abathomphalus mayaroensis*

Categoría: Zona de Alcance Total

Autor: Brönnimann, 1952

Definición: Alcance total del taxón nominal

Edad: Maastrichtiano Tardío

Características: Esta zona se caracteriza por la presencia de los siguientes foraminíferos planctónicos: *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli), *Globotruncana*

aegyptiaca Nakkady, *G. arca* (Cushman), *G. hilli* Pessagno, *G. falsostuarti* Sigal, *Plummerita hantkeninoides* (Brönnimann), *Trinitella scotti* (Brönnimann), *Kuglerina rotundata*, (Brönnimann), *Kassabiana falsocalcarata* Kerdany y Abedelsalam, *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *Globotruncanita conica* (White), *G. stuarti* (de Lapparent), *G. stuartiformis* (Dalbiez), *Rugoglobigerina macrocephala* (Brönnimann), *R. milamensis* (Brönnimann), *R. hexacamerata* (Brönnimann), *Planoglobulina acervulinoides* (Egger).

Discusión: En esta zona, la asociación contiene una gran variedad de foraminíferos planctónicos, se encuentra en contacto con la caliza de la Formación El Abra.

Localización: Esta zona está presente en la sección medida en El Temazcal (Muestras ET-11-ET-16) (Figuras 28-30).

ECOLOGÍA DE LOS MACROFORAMINÍFEROS

Los foraminíferos son un importante componente de depósitos carbonatados someros. De acuerdo a las circunstancias de depósito hasta el 80% del volumen de sedimentos puede estar formado por conchas de foraminíferos particularmente en las calizas del Cretácico Tardío y Paleógeno.

Como muchos otros productores de carbonato, la bio-mineralización del carbonato de calcio es la respuesta general a condiciones de oligotropía en ambientes cálidos iluminados (Langer y Hottinger, 2000).

Hohenegger (2000, 2004, 2009) expresa que la temperatura es el principal factor limitante de la distribución (latitudinal) geográfica de los foraminíferos bentónicos que tienen simbioses.

Temperatura

Tres factores independientes o combinados parecen ser responsables para esta dependencia de la temperatura. Primero, la temperatura tiene influencia en la estratificación de las aguas de superficie y por lo tanto la fuente de partículas orgánicas e inorgánicas disueltas disponible para los foraminíferos huésped y las algas simbióticas (Nybakken, 1997). Los promedios metabólicos en ecotermas (incluyendo foraminíferos) están directamente influenciados por la temperatura ya que menos alimento es necesario en aguas más frías aunque las fuentes son típicamente más altas (Hallock *et al.*, 1991). De acuerdo con el modelo huésped simbiote propuesto por Hallock (2000) el exceso de nitrógeno orgánico disuelto que no puede ser controlado por el huésped puede causar que la simbiosis se rompa porque el alga retiene sus fotosintéticos para crecer. Segundo, la temperatura controla la solubilidad del bióxido de carbono. Bajas temperaturas

reducen la disponibilidad de los aniones de bicarbonato y carbonato en el agua marina que son necesarios para la producción de las conchas carbonatadas. Por otro lado, las concentraciones de bióxido de carbono son bajas en aguas cálidas marinas impidiendo la fotosíntesis. Por lo tanto la calcificación se cree que fomenta la fotosíntesis en mares cálidos oligotrópicos (Buchardt y Hansen, 1977; MaConnaughey y Whelan, 1997). El bióxido de carbono es obtenido más bien por la producción continua del carbonato de calcio de las conchas y los esqueletos resultantes de las conchas gigantes de los huéspedes de vida larga (corales escleractinios, almejas gigantes y macroforaminíferos), por producción continua de elementos calcáreos esqueléticos (cocolitofóridos) o por plancton de vida corta con concha calcárea (foraminíferos planctónicos: Hoheneger, 1999). Tercero, las microalgas muestran diferentes nichos. Poco es conocido acerca de la amplitud de los nichos relacionados a la temperatura, ya sea en la naturaleza o en los laboratorios. Los límites inferiores sin embargo, fueron estimados desde los límites de la distribución geográfica basados sobre las temperaturas de la superficie (Langer y Hottinger, 2000). Esto es cierto para las especies de vida somera, pero no para las especies que viven a más profundidad como *Planoperculina heterosteginoides*, *Planostegina operculinoides*, *Nummulites venosus*, *Baculogypsinoides spinosus*, *Amphistegina bicirculata* y *A. papillosa* porque no hay investigaciones acerca de la distribución norte y sur y es necesario que sean hagan medidas de temperatura. Análogos a los corales escleractinios, las temperaturas persistentes bajo 14^o (meses invernales), al parecer impiden la sobrevivencia de los foraminíferos grandes, que están restringidos a la zona marina tropical. A excepción de *Amphistegina lessonii*, *A. lobifera*, *O. ammonoides*, *H. depressa*, peneroplídeos y sorítidos los cuales también pueden sobrevivir en la zona somera cálida templada (Hoheneger *et al.*, 2000; Langer y Hottinger, 2000).

Luz

La fotosíntesis de las microalgas simbióticas depende de la disponibilidad e intensidad de la luz. La radiación varía con la hora del día, estación de acuerdo a la latitud y clima. Además de estas variaciones inducidas la radiación fuertemente varía en ambientes marinos de agua profunda. Siguiendo la Ley de Beer (Drew, 1983) esta correlación está caracterizada por una disminución exponencial dependiendo del coeficiente de atenuación. La absorción por agua, partículas suspendidas, nano y fitoplancton así como las partículas y materia orgánica disuelta (ej. Drew, 1983; Valiela, 1995) restringen la fotosíntesis en la parte más superior de la columna de agua (zona eufótica). La longitud

de onda es otro factor que influye en el límite de profundidad de los productores primarios. Sólo un angosto espectro entre 300 y 600 nm penetra debajo de los 10 metros mientras que la luz azul-verde alcanza profundidades bajo 100 metros en un océano de agua clara. Las microalgas endosimbióticas juegan un importante papel para los macroforaminíferos.

Ciertos factores fisiológicos actúan independientemente o juntos y parecen ser importantes para el establecimiento del sistema huésped-simbionte en mares oligotróficos (Hallock, 1999). El huésped se beneficia de las microalgas que producen fotosíntesis. El alimento adicional proporciona nutrientes inorgánicos disueltos y materia orgánica aprovechable para el metabolismo usando energía (ATP) de los carbohidratos producidos por los simbioses (ej. mixotrofia). Las microalgas por otro lado se benefician obteniendo nutrientes de los metabolitos del huésped dándole una ventaja sobre las algas que viven libres en aguas con nutrientes reducidos (Hoheneger, 1999). Sin embargo, la calcificación eleva la fotosíntesis por microalgas en aguas con CO₂ agotado cálidas, someras y alcalinas.

Las conexiones huésped-simbionte explica la dependencia de profundidad de los macroforaminíferos ya que ellos deben proporcionar a sus simbioses suficiente luz para facilitar el valor neto de la fotosíntesis. Las microalgas dependen de la luz en dos formas. Primero, la fotosíntesis se incrementa casi linealmente con la radiación hasta un punto de saturación donde las enzimas no pueden procesar los cuanta de luz más rápido (Valiela 1995). Más allá de estos puntos de saturación las microalgas reaccionan al incremento de intensidad de luz manteniendo la fotosíntesis más bien constante o mostrando disminución. Las microalgas difieren en óptima así como en puntos de saturación. Segundo, la absorción de la energía de las diferentes longitudes de onda depende de la naturaleza de los pigmentos.

La dependencia a la luz de las microalgas simbióticas directamente tiene influencia en la correlación con la profundidad del huésped. Muchos foraminíferos grandes no pueden sobrevivir sin los simbioses. No obstante, los huéspedes muestran rangos más amplios de profundidad que sus simbioses ya que ellos no están restringidos a una sola especie de microalga (Lee, 1998, Lee *et al.*, 1989, Lee, 2004, Lee *et al.*, 2010). El foraminífero puede cambiar de especie simbiótica de acuerdo a la profundidad y a la estación (Lee *et al.*, 1989) y pueden también albergar a más de una especie perteneciente a una división específica microalgal (en el sentido sistemático Pyrrophyta y Bacillariophyta; (Lee *et*

al., 1989; Lee *et al.*, 1997, Pawloski *et al.*, 2001) o a diferentes grupos Pyrrophyta y Cianobacteria en *Amphisorus hemprichii* Lee *et al.*, 1997).

Los foraminíferos huésped regulan la luz de sus simbioses usando diferentes estrategias, extendiendo los rangos del nicho del huésped para la irradiación no obstante, los rangos restringidos de sus simbioses (Leutenegger, 1984). La regulación por las ultraestructuras de la pared es la primera estrategia. Hay dos modificaciones de la pared calcítica de la concha en los foraminíferos simbióticos.

1-Pared porcelánacea con agujas extremadamente pequeñas que están distribuidas al azar en la pared de la concha, permite vivir a estos foraminíferos en agua marina bajo altas intensidades de luz y exposición a radiaciones ultra violeta (Haynes, 1965).

Para los foraminíferos bentónicos con simbioses, estas paredes llegan a ser problemáticas porque los huéspedes deben de proveer con luz a sus microalgas. El adelgazamiento de las paredes a unos pocos micrómetros por pequeños agujeros semejantes a poros en peneroplidos (Hansen y Dalberg, 1979) o por ranuras y ventanas en alveolínidos y sorítidos (Gudmundsson, 1994) permite la penetración de la luz, pero aún reduce la luz incidente hasta 30% (*Marginopora vertebralis*: Köler-Rink y Kühl, 2000). Esta reducción limita a los macroforaminíferos con concha porcelánacea a la parte más superior de la zona fótica (Hallock, 1988 a b; Hallock y Pebbles, 1993).

En contraste, los cristallitos rombohedrales con ejes ópticos orientados perpendicularmente a la superficie de la concha (hialina-radial ej. Bellemo 1974a) fomenta la transparencia de la concha y no debilita la penetración de la luz y permite la fotosíntesis por los simbioses en ambientes de luz reducida. Las estructuras semejantes a papilas hialinas protuberancias o pústulas aparentemente aumentan la luz para los simbioses (Hottinger, 1997). Para reducir la irradiación cerca de la superficie del agua, es necesario un cambio de los ejes ópticos perpendicularmente orientados en los cristallitos, a una orientación de 45° a la superficie de la concha (Bellemo, 1974a b), lo cual disminuye transparencia para la luz incidente. Además una gruesa capa orgánica (Hottinger y Leuteneger, 1980) y el desarrollo de una concha gruesa lenticular algunas veces esférica son estrategias adicionales. Esta ultraestructura de la pared es llamada hialina-granular y permite a los Calcarinidae a vivir en extrema irradiación sin esconderse en áreas de sombra.

La segunda estrategia, es aumentar la transparencia de las paredes en regiones con luz reducida con el adelgazamiento de las lamelas en foraminíferos que poseen pared hialina radial.

En contraste a los foraminíferos porcelanáceos, las paredes lamelares donde la nueva pared de la cámara en cada paso de crecimiento cubre la superficie de la concha caracteriza a todos los foraminíferos modernos hialinos (Hansen, 1979). Regulando el espesor de la lamela por lo tanto afecta el espesor de la pared y de la concha (Hallock y Hansen, 1979; Hallock *et al.*, 1986). Aunque el promedio de diámetro de la concha y el volumen de la célula permanece constante o cambia débilmente con la profundidad, la regulación del espesor de la lamela afecta fuertemente la relación espesor/diámetro de las conchas. La relación llega a ser baja con el aumento de la profundidad debido al adelgazamiento de la lamela (Hallock y Hansen, 1979) y esto es frecuentemente usado para la estimación de profundidad especialmente en los anfistegínidos (Hansen y Buchardt, 1977; Larsen y Drooger 1977; Hallock y Glenn, 1986)

La tercera estrategia para llevar suficiente luz a los simbioses en las zonas eufóticas más profundas es la posición de las microalgas en las regiones periféricas justo debajo de la pared de la concha. Aquí, la luz es atenuada solamente por la concha y no por el protoplasma menos transparente (Leuteneger, 1984). La superficie de la concha está en relación al volumen de la concha más simbioses pueden estar colocados cerca de la superficie interna de la concha. La relación superficie/volumen de la concha es así importante para los foraminíferos con simbioses en ambientes de luz disminuida de la zona eufótica (Hottinger 1977, ab; Hallock, 1979; Leuteneger, 1984). En las especies de anfistegínidos la penetración de la luz es favorecida primeramente por el adelgazamiento de la lamela con o sin un débil cambio en el diámetro de la concha dentro de una especie (Larsen y Drooger, 1977). En numulítidos, sin embargo un aumento de la relación superficie/volumen llega a ser el mecanismo primario especialmente en *Operculina* y *Heterostegina* (Röttger y Hallock, 1982; Pecheux, 1995). Puesto que el volumen de la célula no cambia significativamente con la profundidad (Pecheux, 1995), las relaciones obtenidas aumentan por el adelgazamiento de la concha en combinación con el aumento del diámetro. El aumento de tamaño de *Operculina* es alcanzado por un débil enrollamiento de la espiral logarítmica que caracteriza el margen de la concha, lo cual está unido a una significativa disminución en la relación espesor/diámetro

La relación espesor/diámetro (e/d) permanece relativamente constante en especies que presentan conchas bajas trocospirales, lenticulares y esféricas.

Macroforaminíferos con enrollamiento planispiral (*Archaias*, *Peneroplis*, *Heterostegina*, *Nummulites*) o conchas cíclicas (*Sorites*, *Marginopora*, *Cycloclypeus*)

muestran alometría causada por los valores de crecimiento del diámetro de la concha comparado con el espesor. Por lo tanto, la relación espesor/diámetro cambia con el crecimiento. Puesto que la relación superficie/volumen es correlacionada con el espesor y tamaño, la estimación de profundidad por medio de la relación espesor/diámetro puede ser problemática usando a este grupo de macroforaminíferos.

En contraste, a las relaciones entre espesor y diámetro, la relación superficie/volumen cambia durante el crecimiento aún en el caso de relación constante de espesor/diámetro.

Hidrodinámica

Además de la luz, la hidrodinámica es también un factor importante que influye en la distribución de los organismos de ambientes de agua somera. Ambientes tropicales de aguas someras especialmente los arrecifes donde viven los macroforaminíferos son siempre afectados por las olas. El movimiento del agua es siempre multidireccional en la zona donde rompen las olas y llega a ser bidireccional en la zona de oleaje. La velocidad de movimiento bidireccional disminuye exponencialmente con la profundidad. Bajo condiciones favorables de clima el sedimento es perturbado bajo 20 m, pero puede ser afectado durante las tormentas tropicales bajo 200 m. Aunque los foraminíferos grandes están restringidos a la zona eufótica, siempre pueden ser desplazados por las olas, aunque el arrastre es raro en ambientes más profundos que el “fore reef.” Las especies de macroforaminíferos que están adaptadas a una intensa iluminación tienen una resistencia extrema al movimiento del agua en ambientes de alta energía de la zona de rompimiento y de la cresta del arrecife (ej. robustos calcarínidos), mientras ellos necesitan desarrollar menos fuertes mecanismos de adherencia en el área de baja energía o “back reef” (por ejemplo *Marginopora*). Los macroforaminíferos desarrollan varios mecanismos para mejorar la fijación. La multiplicación de pseudópodos es el primer mecanismo. La alta movilidad de los anfistegínidos muestra un área protuberante en frente de las aberturas que claramente origina los puntos de fijación de los pseudópodos de la concha.

Los peneróplidos usan un complejo (*Dendritina*) o múltiples aberturas (*Peneroplis*) que extienden un paquete de pseudópodos. Múltiples aberturas en los vértices de los alveolínidos actúan de manera similar. El segundo sistema es adherirse con un fuerte pegamento como un mecanismo especial de fijación. El numulítido (ej. *Heterostegina*) protege sus conchas por láminas ectoplásmicas que además son capaces de fijarse al sustrato. Los pequeños gamontes del gigante *Cycloclypeus carpenteri* están totalmente cubiertos de estas láminas. Muchos soritidos (*Sorites*, *Amphisorus*, *Marginopora*), se

unen a superficies planas. Los mecanismos más fuertes son desarrollados por calcarínidos en los cuales barras orgánicas elásticas y flexibles salen desde el tope de las espinas y se pegan al substrato resistiendo condiciones hidrodinámicas muy fuertes. Aunque los macroforaminíferos predominantemente habitan ambientes oligotrópicos, el substrato inorgánico en el cual se establecen consiste principalmente de carbonato de calcio, en algunos lugares el circunstancial aporte de terrígenos es normal. En los sedimentos de carbonato de calcio partículas de tamaño de grava y arena originadas de esqueletos calcáreos. Adicionalmente limos y arcillas calcáreas producidos por la descomposición de esqueletos de corales, y talos de las algas verdes *Halimeda* y *Penicillium* y la entrada de terrígenos por los ríos lleva al depósito de siliciclastos de grano fino en aguas quietas. Mientras que el tamaño del grano y el depósito del substrato inorgánico depende exclusivamente de la hidrodinámica, la forma, tamaño y estructura de los substratos orgánicos como los talos algales o las hojas de las plantas marinas reflejan una combinación de las condiciones ambientales importantes como luz, nutrientes y movimiento del agua. La superficie estructurada de un parche de coral así como la infinita variedad de agujeros grandes y pequeños dentro de la estructura del arrecife proporcionan un lugar de refugio para los macroforaminíferos contra el arrastre hacia el talud más superior, especialmente bajo condiciones hidrodinámicas extremas. Los macroforaminíferos habitan substratos arenosos en la parte de alta energía del talud superior del arrecife, solamente en áreas protegidas donde son menos afectados por el movimiento del agua. Conchas gruesas lenticulares pueden ser encontradas en esta región como una adaptación a las arenas altamente móviles (*Dendritina ambigua*, *D. zhengae* y la forma umbilico-convexa de *Amphistegina lessonii*). En un clima favorable bajo la base de la ola de tempestad donde el movimiento del agua es menos intenso, *Amphistegina radiata*, *Operculina ammonoides* (forma involuta) y *Nummulites venosus* habitan entre los granos de arena en la superficie del fondo. El *Parasorites orbitolitoide*s aplanado yace sobre el substrato débilmente unido por los pseudópodos a granos de arena más grandes y grava. Los eventos de tempestad frecuentemente agitan estos sedimentos y a los macroforaminíferos con conchas lenticulares se comportan como los granos que los rodean. Después del depósito los individuos enterrados pueden activamente moverse hacia la superficie del sedimento con el propósito de proporcionar luz a sus algas simbióticas. Las conchas lenticulares son ventajosas durante el movimiento activo entre los granos. La alta flotación de las conchas discoideas aplanadas (*Parasorites orbitolitoide*s) permanece en suspensión y

reducen la velocidad de hundimiento durante el establecimiento de éstas. Después de un evento de tormenta estas conchas son las últimas en ser depositadas, así no son enterradas y pueden ser encontradas sobre la superficie. Las arenas finas cerca y bajo de la base de las olas de tormenta están habitadas por anfisteginidos lenticulares planos (*Amphistegina radiata*, *A. papillosa*) y nummulitidos delgados discoidales parecidos a platos (*Operculina* cf. *O. planata*, *Planostegina*, *Planoperculina* y el gigante *Cycloclypeus carpenteri*). Estos sedimentos solo son perturbados durante tormentas mayores. Las conchas semejantes a plato pueden no ser enterradas después de la suspensión como se describe arriba.

Todos los macroforaminíferos evitan unirse a un tejido animal (ej. esponjas, corales, o a protistas grandes como *Gypsina*), prefieren establecerse sobre o entre las ramas de plantas vivas. Los sorítidos con forma de disco se colocan en superficies lisas como algas coralinas o en hojas de plantas marinas en ambientes de alta energía pero no de extrema energía. El género *Sorites* tiene una concha delgada que frecuentemente copia la superficie preferentemente cuando está unida a un talo de coralinácea mientras el género *Amphysorus* y *Marginopora* tienen concha más gruesa retienen su forma plana. Desviaciones desde las conchas planas reflejan más bien el régimen de crecimiento de la concha (márgenes ondulados) o reparación después de un daño. Ambos géneros prefieren las hojas de las plantas marinas y tallos planos de algas café (*Sargassum*, *Turbinaria*) también se colocan sobre guijarros redondeados y sin estructura en rocas carbonatadas donde se unen fuertemente con una goma orgánica (glycosaminoglicans?) a numerosos filamentos finos algales. Estos filamentos frecuentemente son encontrados como epífitos sobre las macroalgas más grandes, pertenecientes a diferentes grupos (ej. *Sphacelaria*, *Cladophora*, *Acetabularia*) y cubren densamente la superficie de guijarros y rocas. La algas filamentosas son el substrato preferido para los peneroplidos (*Peneroplis* cf. *P. antillarum*, *P. pertesus*) *Amphistegina lobifera* en zonas de alta energía especialmente sobre la cresta del arrecife. Aquí las especies con una débil unión pseudopodial están protegidas contra el arrastre por estos densos filamentos. La falta de la red de algas rodofíceas filamentosas o ramificadas (ej. *Laurencia*, *Hypnaea*, *Gelidiella Coelothrix*) capacita a los calcarínidos a engancharse dentro de la red algal y fijarse adicionalmente al talo de las algas con un pegamento elástico que sale del extremo de las espinas. Tal dependencia del substrato a resistir el arrastre tiene influencia en la distribución de profundidad de los macroforaminíferos. No obstante, idénticas condiciones de luz (ej. misma atenuación) las distribuciones no son similares

entre las áreas de alta energía del “fore reef.” y las de baja energía de la región del “back ref.” especialmente en lagunas profundas. Los foraminíferos en forma de estrella como *Calcarina hispida* y *C. defrancii* tienen un pico de abundancia cerca de la superficie del agua adheridas con sus espinas a las macroalgas. Ambas especies son extremadamente abundantes en los ambientes de más baja energía “back ref.” comparados con la cresta del arrecife altamente turbulenta y las áreas de “fore reef.” donde *Calcarina gaudichaudii* y *Baculogypsina sphaerulata*, están mejor adaptadas para resistir los extremos movimientos del agua. Por lo tanto, *Calcarina hispida* y *C. defrancii* son raras en la orilla del arrecife y en la parte más superior de talud del arrecife, pero llegan a ser abundantes en lo más profundo del talud superior donde la turbulencia disminuye.

Con excepción de *Peneroplis* cf. *P. antillarum*, *Neorotalia calcar*, *Calcarina gaudichaudii* y *Baculogypsina sphaerulata*, todos los macroforaminíferos viviendo en el talud más somero muestran distribuciones restringidas hacia la superficie de el agua, que son afectadas por la hidrodinámica.

Fuentes tróficas y competencia

Fuentes tróficas en el sentido de Hallock (1987) incluye nutrientes inorgánicos tales como nitrógeno, fósforo, hierro, sílice y otros elementos traza aprovechables para tomarse por los productores primarios y carbón orgánico aprovechable para los consumidores. Las fuentes tróficas son importantes para la distribución vertical y geográfica de los macroforaminíferos (Hallock, 1987, 1988; Langer y Hottinger, 2000). Los ambientes oligotróficos estables con nutrientes disminuidos proporcionan el potencial para una subdivisión fina de las fuentes (Valentine, 1973) y causa una larga y compleja cadena alimenticia llevando a las estrategias k en consumidores (Hallock, 1987).

La mixotrofia es ventajosa sobre heterotrofia porque ésta permite el uso total de la materia orgánica digestible para el crecimiento y reproducción de los huéspedes, mientras las algas simbióticas proporcionan energía suficiente para las necesidades respiratorias. Hallock (2000) desarrolló modelos para explicar la regulación del crecimiento algal por los nutrientes controlados transferidos desde el huésped a los endosimbiontes. Los carbohidratos moleculares bajos, producidos por las microalgas simbiotes debido a nutrientes restringidos transfieren, pero no pueden ser usados para el crecimiento y son exudados en el protoplasma del huésped donde su función como fuente de energía es para la respiración del huésped.

Las fuentes tróficas tienen influencia sobre la distribución de profundidad de los macroforaminíferos en dos formas. Primero, muchos nutrientes estimulan el crecimiento del plancton el cual reduce la transparencia del agua así disminuyen los rangos de profundidad de las formas que llevan los simbiontes hacia partes más someras. La disminución reduce el espacio disponible para el establecimiento y causa competencia entre las especies que muestran rangos de profundidad similares. Este tipo de competencia no está enteramente entendido. La preferencia de sustrato pudiera ser el principal factor por el cual, los macroforaminíferos principalmente prefieren sustratos firmes. Cuando el espacio es reducido y los sustratos suaves predominan debido a la corriente de un río de producción orgánica alta, las especies con preferencias a sustrato suave prevalecen sobre los competidores restringidos a sustratos duros. La reproducción es otro factor importante en la competencia intraespecífica. Ventajas en la ocupación de espacio puede ser ganada diferenciando los tiempos de reproducción, número de descendientes y longevidad o bien por el dominio de la reproducción asexual en ambientes de alta energía donde la reproducción sexual es suprimida. Segundo, las preferencias de alimento pueden llevar a correlaciones entre los foraminíferos dependiendo sobre el alimento extracelular y la distribución de profundidad de las microalgas de vida libre. Esto ha sido probado para los macroforaminíferos porcelanáceos. Las preferencias de alimento pueden causar competencia la cual está unida a requerimientos de espacio.

Aunque la competencia entre los macroforaminíferos ha sido sugerida, la evidencia fue demostrada entre *Amphistegina lobifera* y calcarínidos (Hallock y Larsen, 1979). Poblaciones extremas de *Calcarina gaudichaudii* y *Baculogypsina sphaerulata* coexisten en el mismo hábitat (y así contradicen la competencia por espacio) pueden ser encontradas sobre muchas de las crestas de arrecife de coral, dando la impresión de arena viviente. Similar coexistencia especialmente entre *Sorites orbiculus* y *Amphisorus hemprichii* y la co-evolución en los macroforaminíferos porcelanáceos fósiles llevó a la hipótesis de la “asociación suelta” (Zohary *et al.*, 1980). La competencia es posible para los numulítidos habitando la zona eufótica más profunda. *Nummulites venosus* y *Operculinella cummingii* morfológicamente relacionados muestran similar distribución de profundidad, con *N. venosus* viviendo ligeramente más somero (promedio=-47.3m) mientras *O. cummingii* (promedio =-59.3). Los rangos amplios (desviación estándar~13 m para ambas especies) llevan a un fuerte solapamiento en el evento de co-existencia. Como en el Pacífico NW *Nummulites venosus* muestra un rango de profundidad

ilimitado y en el Océano Índico donde el competidor está faltando y *Operculinella cummingii* no es perturbada por *N. venosus* como en el Pacífico suroccidental. El análisis estadístico muestra la frecuencia de competencia está manifestada por una competencia de condición igual. Esto indica que todos los factores influyen la condición como número de descendientes, períodos de reproducción y modificación de generaciones que son aparentemente similares aunque estas especies no están estrechamente relacionadas.

La competencia también es aparente entre *O. ammonoides* y *O. cf. O. complanata*. Estas especies se presentan en el Pacífico, siendo la primera más somera y la otra una especie más profunda. En conclusión, el espacio es aparentemente el principal factor gobernando la competencia en macroforaminíferos. Además la competencia entre especies filogenéticamente no relacionadas como *Amphistegina radiata* y *Heterostegina depressa* por un lado y *Calcarina mayori* por otro, la competencia de espacio es importante en un habitat compartido entre especies estrechamente relacionadas (*Operculina ammonoides*- *Operculina cf. O. complanata*, *Planostegina longisepta*-*P. operculinoides*). Cuando un competidor está faltando debido a diferencias geográficas la distribución del otro llega a ser más amplia complicando la estimación de profundidad.

PALEOECOLOGÍA

Hottinger (1984) considera que la morfología de la mayor parte de los organismos bentónicos refleja su nicho ecológico, en particular por la adaptación de sus partes duras fosilizables y por el tamaño absoluto del organismo adulto. Esto es igual para los macroforaminíferos, organismos unicelulares de tamaño excepcional que no producen una forma definida y permanente por su envoltura celular mineralizada. El modo de crecimiento por adición de cámaras sucesivas no se realiza solamente en la forma externa, sino también en el interior, una subdivisión de la masa creciente de protoplasma vivo, se aloja en compartimentos de un volumen relativamente uniforme. Es la disposición de las aberturas funcionales (acceso de los rizópodos al medio ambiente), en la superficie de la concha combinada con la forma cónica, discooidal, globulosa o fusiforme en la que se refleja la relación del animal con el medio y en particular con el sustrato. En la concha de todos los alveolínidos alargados, por ejemplo, las aberturas de la región polar se multiplican mientras que la cara apertural toma algunas veces una torsión polar a fin de orientar el eje de las aberturas en una dirección paralela al eje de la concha. *Alveolinella* viva se entierra dentro con los polos hacia delante como tirando la concha bajo la superficie del sedimento por la contracción de

los rizópodos saliendo de la región polar de la concha. La multiplicación de las aberturas polares se repite independientemente en la historia de los foraminíferos alveoliniformes (Cretácico medio a Reciente *Praealveolina*, *Subalveolina*, *Alveolina* y *Alveolinella*). Cada grupo genérico está sometido a un perfeccionamiento progresivo en el curso del tiempo geológico, en paralelo con el alargamiento de la concha y con el aumento del volumen protoplásmico. La combinación de tres tendencias paralelas modificadores de las conchas alveoliniformes en el curso del tiempo es interpretada como una adaptación evolutiva (Hottinger, 1981a) y utilizada con éxito en bioestratigrafía como medida del tiempo (Drobne, 1977). La repetición independiente del fenómeno en épocas geológicas diferentes (Reichel 1937, Hottinger 1963), sirve para identificar su analogía, es decir, la funcionalidad de los elementos morfológicos considerados, mientras que la observación del comportamiento del representante actual *Alveolinella* permite comprender y describir su funcionamiento.

Las conchas discoidales con aberturas marginales y las conchas cónicas con aberturas basales, en forma de regadera se forman repetitivamente a partir del Jurásico inferior en las conchas de aglutinados primero, en las conchas de los porcelánaceos más tarde a partir del Cretácico Medio y en conchas de perforados a partir del Paleoceno. Al seno de los grupos particulares su perfeccionamiento consiste siempre en construir un disco o un cono más y más rápido dentro de la ontogénesis (aceleración) reduciendo el número de estados de crecimiento nepiónico. Dentro de los dos casos, la forma externa de la concha y la disposición de las aberturas funcionales reflejan su modo de vida epífita, sobre un substrato sólido y plano. La transición de formas cónicas a formas discoidales por la formación de cámaras anulares como las Orbitolinas, demuestran además el paralelismo de esta función. Al mismo tiempo que los macroforaminíferos dominan los ambientes neríticos del Jurásico Tardío (*Anchispirocyclina*) son reemplazados en el Cretácico Tardío por una asociación de macroforaminíferos casi exclusivamente cónicos dentro de los mismos medios.

El significado de la estructura orbitoidal con cámaras laterales se considera separadamente, las aberturas funcionales no están restringidas a la cara marginal del disco. La ausencia de foraminíferos actuales de este tipo estructural de concha, hace la interpretación funcional difícil.

Los grupos de macroforaminíferos discoidales o cónicos que se substituyen en el curso de las épocas geológicas en el medio nerítico, representan grados de organización más y más complejos. Esto es, particularmente evidente considerando la sucesión de conchas

aglutinadas porcelanáceas y perforadas de tipo discoidal o cónico dominando épocas geológicas sucesivas. Muchas veces es difícil poner en evidencia si la morfología de la concha permanece relativamente simple como el caso de los alveolínidos citado arriba. Dentro de cada grado caracterizado por la naturaleza de la pared de la concha, hay jerarquías de estructuras internas que se deben separar cuidadosamente, en el Jurásico la sucesión de exoesqueletos simples en *Orbitopsella* (Liásico), más complejos en *Timidonella* en el Dogger y una verdadera redcilla subepidérmica en *Anchispirocyclus* en el Malm, refleja el reemplazamiento de las formas discoidales dominante por grados sucesivos. Las faunas de *Pfenderina* del Liásico sin exoesqueleto, son completadas por *Meyendorffina* del Dogger con un exoesqueleto simple, y son reemplazadas por *Kurnubia* con red subepidérmica en el Jurásico superior. Conchas de foraminíferos cónicos, desde representantes con exoesqueleto de complejidad diferente coexisten durante la mayor parte de este período, pero los tipos sin aberturas marginales del Cretácico son reemplazados en el Terciario por tipos provistos de aberturas marginales (Hottinger y Drobne, 1980).

El análisis detallado de los documentos geológicos a nivel de especies y zonas bioestratigráficas sostiene claramente la hipótesis de un re-emplazamiento periódico y muchas veces sincrónico de las faunas dominantes de los macroforaminíferos en el medio nerítico. Estos re-emplazamientos tienen lugar en particular al final del Domeriano, en el Toarciano, en el Bathoniano, en el Valanginiano-Hauteriviano, en el Cenomaniano, en el Maastrichtiano, en el Priaboniano y en el Mioceno medio. El origen genético de los macroforaminíferos actuales en los trópicos data del Mioceno superior o de una época más reciente. El sincronismo de los reemplazamientos sugiere mecanismos océano-climáticos responsables de la desaparición periódica de los macroforaminíferos en el medio nerítico.

El gran número de convergencias morfológicas dentro de los macroforaminíferos neríticos que han vivido en diferentes épocas geológicas, no permite establecer una jerarquía de caracteres morfológicos, suficientemente compleja para hacer desaparecer claramente en la sistemática los frecuentes reemplazamientos.

Se nota, la frecuencia de asociaciones (dentro de una misma muestra de roca) de géneros vecinos por una estructura de la concha exo-endoesquelética idéntica o similar (Hottinger, 1978), pero distintas por el nivel de perfeccionamiento de la forma adulta, el embrión megalosférico y por su tamaño final: *Orbitopsella-Labyrinthina* (= *Lituosepta*

del Liásico), *Timidonella-Hauerania* (Dogger), *Anchispirocyclina-Pseudospirocyclina* (Malm), *Cuneolina-Dicyclina* (Cretácico).

Todos los foraminíferos reaccionan a la estimulación mecánica, química o física (cambios bruscos de temperatura o radiación por la luz) con la retracción del protoplasma a los compartimentos internos de la concha. Mientras que las formas sin canales permanecen inmóviles durante los períodos retráctiles, las formas provistas de canales guardan un pasaje entre las cámaras internas y el medio ambiente permitiendo extender los rizópodos y conservar por consecuencia la movilidad (Hottinger, 1977b). Las exigencias geométricas de este sistema pueden estar verificadas fácilmente en las conchas fósiles por medio de una reconstrucción espacial del sistema canalífero respondiendo efectivamente a las necesidades dentro de los grupos más diversos y lo mismo en las conchas desprovistas de septos (Trocholinas: Hottinger, 1976).

El desarrollo exagerado del sistema canalífero produce conchas cubiertas uniformemente de aberturas funcionales (sistema canalífero “envolvente” de *Siderolites*, *Miscellanea*, *Pellastispira*: Hottinger y Leutenegger 1980, Wannier, 1980). Las especies que llevan espinas perforadas por canales (*Siderolites calcitrapoides*, *Baculogypsina* spp., *Calcarina* spp., etc), son característicos de medios neríticos de alta energía del agua debajo de la base de las olas. Las calcarinas actuales viven sobre o dentro de sedimentos gruesos estabilizando sin duda la posición de su concha entre los granos del substrato por sus espinas, un poco a la manera de *Aporrhais pespelicani* (Schäfer 1962). Las especies más planas de este grupo de foraminíferos sin espinas pero con una quilla ecuatorial radialmente perforada por canales (*Pseudosiderolites* en particular) viven en medios más profundos y más tranquilos. No existe un tipo correspondiente actual.

Dentro de un gran número de grupos de macroforaminíferos se observa una tendencia sistemática al aplanamiento de las conchas discoidales, trocospirales o cónicas en paralelo con el gradiente ecológico de la profundidad. Esta tendencia se manifiesta suponiendo que la relación de especies vecinas más y más planas se substituyen hacia las profundidades, por un cambio dentro de la variabilidad intraespecífica (*Planorbulinella*: Thomas, 1977, *Operculina*: Hottinger, *Amphistegina* Hansen y Buchardt 1977, Hallock y Hansen, 1979). El aplanamiento de la concha, es realizado ya sea por un cambio en la proporción de las cámaras o por un adelgazamiento de las lamelas que constituyen la pared. Frecuentemente, los dos factores se asocian. El cambio de la proporción de las cámaras provee un crecimiento de las superficies laterales de las conchas expuestas a la radiación de la luz incidente y reflejada por el sol

en provecho de los simbioses. La reducción del espesor de las lamelas estará ligada a la disminución de la calcificación en consecuencia, a la reducción de la actividad fotosintética de los simbioses en la profundidad. Esto último puede medirse indirectamente por la proporción de isótopos estables ^{18}O incorporado al carbonato de la concha (Burchart y Hansen, 1977). Esta hipótesis no es enteramente satisfactoria porque las conchas de ambiente poco profundo crecen bajo un régimen de actividad simbiótica más lenta por una radiación muy intensa (fotoinhibición) y no muestran el aplanamiento sistemático. Además los grupos sin simbioses como las Planorbulinelas (y posiblemente los *Orbitoides*) siguen la tendencia general. Sin embargo, la luz interviene directamente en la calcificación y no como intermediario de procesos simbióticos, como los experimentos de calcificación bajo condiciones de inmovilización química de la simbiosis *in vitro* lo sugieren (Erez, 1982), hay una confrontación al menos en dos mecanismos paralelos pero independientes: el adelgazamiento de las lamelas estará ligado directamente, por reacción fisiológica, a la intensidad de la radiación hacia la concha, mientras que el cambio de proporción de las cámaras responderá a las necesidades de la simbiosis.

En ciertos medios poco profundos se observan las correlaciones entre el desarrollo de pústulas gruesas tales como la concha de los foraminíferos perforados y la energía del agua. Esto es particularmente evidente en los foraminíferos del tipo *Siderolites-Calcarina* y *Ammonia beccarii*.

Liebau (1978) interpreta estas pústulas ornamentales como protección contra la abrasión de la concha por los granos del substrato puestos en movimiento por las olas. De una manera general, la ornamentación de los foraminíferos bentónicos debe responder a las necesidades de adaptación. Es conveniente estudiar las propiedades ópticas de la concha y su modificación en función del desarrollo de la ornamentación y la desviación de poros (Hottinger, 1977ab) en el comportamiento de los foraminíferos dentro del sedimento antes de concluir sobre el significado biológico de la ornamentación. Los diferentes tipos de estos últimos constituyen sin duda una fuente importante de información sobre el medio ambiente de las formas fósiles.

Los macroforaminíferos son parte de ecosistemas particulares localizados en las zonas arrecifales y sus alrededores en las regiones tropicales neríticas. Este ecosistema es caracterizado por una productividad neta muy débil o nula a pesar de la riqueza de la vida bentónica cubriendo el substrato hasta el agotamiento de las superficies disponibles. En tanto que la luz del día proporciona una fuente de energía inagotable, la

conservación de una vida intensa depende de la disponibilidad no sólo de los nutrientes que dentro de estas condiciones deben ser reciclados. Así sobre un substrato duro, el reciclaje está asegurado por los procesos de simbiosis (arrecifes coralinos: Muscatine y Porter 1977) y sobre el substrato móvil cubierto de una vegetación perenne y por los organismos cavadores de substrato. En el seno de ecosistemas de este tipo, los macroforaminíferos representan la estrategia de vida extrema de un unicelular para mantener una densidad de población óptima a través de los ciclos estacionarios y de procesos cíclicos más largos. Esta estrategia de conservación de la “carrying capacity” designada por la noción de estrategia k en ecología que depende de la estabilidad equilibrada del ecosistema de una manera particularmente estrecha. Esta estrategia proporciona el denominador común para las propiedades particulares de estos organismos que puede explicar el reemplazamiento frecuente y sincrónico de los macroforaminíferos en un medio nerítico después de cada desestabilización del ecosistema a través de los tiempos geológicos y que debe orientar nuestras investigaciones hacia una mejor comprensión y una mejor utilización de estos organismos unicelulares.

El factor más importante que rige la repartición batimétrica es la luz por su impacto sobre la endosimbiosis de los foraminíferos con las células vegetales, e indirecto por su eventual nutrición vegetal. Su distribución sobre este gradiente de luz puede estar truncada hacia la profundidad por la presencia de la temperatura o por la concentración creciente de nutrientes libres dentro del agua. Puede estar limitada hacia la superficie por una turbulencia excesiva, por la foto-inhibición o por valores extremos en la salinidad.

Por lo tanto, el significado de los foraminíferos en cuanto a la profundidad del habitat debe ser considerado separadamente en cada período de tiempo geológico correspondiendo a un paso discreto de maduración de las comunidades bióticas. La subdivisión batimétrica más detallada es durante los períodos de plena madurez de las comunidades, desde el advenimiento evolutivo de los foraminíferos lamelares perforados con estrategia k , subsecuentes a la eutroficación de los océanos en el Turoniano.

Por lo que respecta, a algunos fósiles del Cretácico por ejemplo es generalmente aceptado que los foraminíferos orbitoidales vivieron en mares tropicales o subtropicales someros, en áreas con poco o sin influjo clástico. El límite inferior puede haber sido hasta de 100 metros lo más profundo, pero muchos de ellos no vivieron a profundidades

mayores de 50 metros. Esto está probablemente relacionado a la delimitación de profundidad de las algas zooxantellas, las cuales fueron posiblemente la fuente principal de alimento, y que pudieron haber tenido una relación simbiótica con el huésped.

Estudios de los fósiles de varias localidades muestran que es obvio que no todos los géneros tuvieron los mismos requerimientos ecológicos.

De acuerdo con Hottinger (1997), la interpretación de los foraminíferos neríticos fósiles en lo que concierne a la profundidad de su depósito debe apoyarse sobre el significado biológico y funcional de las estructuras, más bien que de su identidad taxonómica o su proximidad sistemática a taxa recientes, donde la profundidad de su hábitat puede ser observado directamente. Los foraminíferos representan una parte relativamente autónoma de las comunidades marinas, que justifica su empleo exclusivo para una reconstrucción de la batimetría de su hábitat.

RESULTADOS PALEOECOLOGICOS

Los cambios paleoambientales identificados en este estudio se documentaron en el estudio de los foraminíferos y el análisis litológico de varias secciones y afloramientos localizados en la parte occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Figura1).

De acuerdo con nuestras observaciones basadas en el estudio de la microfauna, la plataforma fue inundada en el límite Cenomaniano-Turoniano.

La datación está basada en la distribución estratigráfica de los foraminíferos bentónicos y planctónicos, que se presenta en el capítulo de Resultados Bioestratigráficos que permitió establecer que la inundación tuvo lugar en el límite Cenomaniano-Turoniano.

Los cambios más sobresalientes en la inundación de la plataforma están ligados al cambio de la caliza de agua somera de la Formación El Abra, a las caliza hemipelágica y pelágica de la Formación Soyatal, que se presenta durante el pulso transgresivo ligado al aumento del nivel del mar y eutrofización que permitió el desarrollo de asociaciones de oportunistas como calcisferúlidos, formas globulares y enanas, así como los foraminíferos con cámaras alargadas, estas formas consideradas como de estrategia *r*, son capaces de vivir en condiciones con fluctuaciones altas de nutrientes y variaciones en salinidad y temperatura en aguas superficiales.

Este evento, coincide con los cambios ambientales ocurridos a nivel global, como el incremento significativo del nivel del mar en este intervalo así como un periodo de greenhouse global.

ESTUDIO E INTERPRETACIÓN DE LAS MICROFACIES

CENOMANIANO MEDIO-SUPERIOR

Formación El Abra

En la Plataforma Valles–San Luis Potosí, durante el Albiano-Cenomaniano se depositaron los carbonatos de la Formación El Abra.

Se identificaron y describen ocho microfacies correspondientes tanto a la Facies Taninul como a la Facies El Abra.

La Formación El Abra en su Facies Taninul consiste en una caliza masiva color gris claro, tiene un espesor de 100 m en la sección Llano del Carmen, y diferentes espesores en otras secciones como se especifica en el capítulo de Litoestratigrafía.

Facies Taninul

A continuación se describen las microfacies observadas en la Facies Taninul.

Microfacies 1-Packstone-grainstone-peloidal de foraminíferos y algas bien clasificado que presenta una gran diversidad de foraminíferos como *Pseudolituonella reicheli*, *Hemicyclammina sigali*, *Daxia cenomana*, *Merlingina cretacea*, *Cuneolina conica*, *Cuneolina pavonia parva*, *Pseudocyclammina rugosa*, *Nezzazata gyra*. Además, *Peneroplis parvus*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Nezzazata simplex*, *Minouxia inflata*, *Nezzatinella picardi*, *Spiroloculina cretacea*, *Moncharmontia apenninica*, *Planorbulina cenomaniana* y *Pseudonummoloculina heimi* y las algas *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Boueina pygmaea*, *Heteroporella lepina*, *Lithocodium aggregatum*. Están presentes también corales, equinodermos y moluscos (Figura 31).

La fauna y la flora abundante y diversificada, así como el tipo de textura sugieren que esta microfacies corresponde a un ambiente dentro de la zona fótica, en la plataforma abierta que mantuvo estable la salinidad y la temperatura, lo cual está confirmado, por la presencia de corales y equinodermos.

Esta microfacies pudiera corresponder a la FZ 7 (Wilson ,1975) y a la Standard Microfacies SMF 18 (Flügel, 2004). Esta microfacies ha sido registrada en las siguientes localidades: Santa Isabel (SI) y Sierra de Alvarez (SA), además en Llano del Carmen (LLC), Guadalcázar (Aguaje de los García (G), Cerritos (C) y Temazcal (T) (Figura 31).

Microfacies 2-Grainstone bioclástico pobremente clasificado compuesto por una asociación con baja diversidad específica formada principalmente por textuláridos, miliólidos y algas. Esta microfacies se ha observado en las localidades Llanos del

Carmen y Guadalcázar. Esta microfacies representa un ambiente de depósito con alta energía por corrientes.

Microfacies 3-Boundstone de serpúlidos

Los serpúlidos creciendo en agregados coloniales pueden formar bancos o arrecifes en pequeña escala en ambientes someros.

Correspondería a la FZ5 (Wilson, 1975) y a la Standard Microfacies SMF 7 (Flügel, 2004). Se identificó esta microfacies en Cerro del Cuervo (Figura 33).

Microfacies 4-Wackestone-packstone de algas y foraminíferos caracterizado por *Permocalculus* (*Permocalculus irenae*, *P. budaensis*) y *Boueina pygmaea*, *Terquemella* cf. *T. antiqua*, por la reducción en el número y variedad de los foraminíferos, encontrándose solamente bentónicos como *Nezzatinella picardi*, rotálidos, textuláridos (Figura 32).

La proliferación de algas gymnocodáceas y echinodermos así como la disminución de foraminíferos bentónicos (Hallock, 1988) y la presencia de calcisferúlidos indican el aumento en los valores de aporte de nutrientes. Esta microfacies puede ser referida a la Microfacies FZ 7 (Wilson, 1975) y a la Standard Microfacies SMF 18 (Flügel, 2004). Se encontró esta microfacies en las localidades de Sierra de Alvarez, Cerritos y Cerro del Cuervo.

Facies El Abra

Microfacies identificadas en la Facies El Abra

Microfacies 5-Wackestone con miliólidos compuesta de *Ovoalveolina maccagnoae* *Pseudonummoloculina heimi*, *Dicyclina schlumbergeri*, con mayor diversidad faunística (Figura 34:1-4).

Microfacies 6-Wackestone con poca diversidad faunística que contiene miliólidos como *Quinqueloculina* sp. y ostreídos (Figura 34: 5).

Las microfacies 5 y 6 contienen una gran abundancia de miliólidos y ostreídos, pero la baja diversidad faunística debido a que existen variaciones de salinidad y temperatura, además la textura wackestone, sugieren un ambiente de laguna somera de circulación restringida. Esto pudiera corresponder a la FZ 8 de Wilson (1975) y a la Standard Microfacies SMF 18 (Flügel, 2004).

Las dos microfacies anteriores se determinaron en la localidad denominada La Minita.

ECOLOGÍA Y PALEOECOLOGÍA DE LOS FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS

La evolución, diversificación y extinción de los foraminíferos planctónicos están generalmente asociadas con la estratificación de la columna de agua, variaciones en la estructura trófica, temperatura vertical y gradientes de densidad y diferenciación en los nichos asociados (Lipps, 1979; Leckie *et al.*, 1998; Price y Hart, 2002; Keller, 2002; Keller y Pardo, 2004). Es fundamentalmente importante para mantener la diversidad en las comunidades planctónicas foraminíferales conservar la estratificación de la columna de agua, la cual es afectada por cambios estacionales en la termoclina ciclo de nutrientes y productividad. La diversidad de especies es proporcional a la estratificación de las masas de agua con una alta diversidad en columnas de agua con estratificación estable con salinidad y nutrientes normales, gradientes de temperatura anual que proporcionen una variedad de nichos ecológicos y un aporte estable de nutrientes.

La estratificación de la masa de agua y el tipo de nichos ecológicos ocupados por las diferentes especies pueden ser inferidos de la diversidad y relativa abundancia y morfología de las especies y distribución biogeográfica.

Habitantes de agua profunda-Especies quilladas

Estimaciones de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) de morfotipos grandes, quillados y aplanados indican que globotruncánidos y rotalipóridos generalmente ocuparon los habitats más profundos oligotróficos en o debajo de profundidad de la termoclina durante el Cretácico Tardío (Norris y Wilson, 1998, Price *et al.*, 1998, Price y Hart, 2002; Abramovich *et al.*, 2003, Keller y Pardo, 2004). Los análisis faunísticos indican que estas especies están generalmente presentes en asociaciones en baja abundancia pero con alta diversidad sugiriendo una adaptación a una masa de agua estable y bien estratificada (Caron y Homewood, 1983, Leckie, 1987, Price *et al.*, 1998, Zeebe, 2001, Keller *et al.*, 2001, Keller y Pardo, 2004).

Habitantes de la zona fótica baja-Especies debilmente quilladas

Este grupo se caracteriza por sus cámaras infladas y quillas débiles y probablemente desarrolladas incluyen a *Anaticinella multiloculata* y praeglobotruncánidos (*P. preahelvetica*, *P. inornata*, *P. aumalensis*, *P. stephani*, y algunos dicarinéllidos (*D. algeriana*, *D. hagni*). Estas formas pudieron haber descendido de morfotipos quillados por inflación de las cámaras y pérdida de las quillas en respuesta a la adaptación a ambientes más someros y menos oxigenados (Eicher, 1972; Leckie, 1985)

Muchas de estas adaptaciones no fueron exitosas como es evidente con *P. inornata* y *A. multiloculata* que se reporta que se extinguieron al mismo tiempo que *Rotalipora cushmani* (Eicher, 1972; Leckie, 1985)

Habitantes de la Zona de Oxígeno Mínimo-Heterohelícidos

Durante el Cretácico Tardío los heterohelícidos florecieron en ambientes marinos de oxígeno bajo con zonas bien desarrolladas de Oxígeno Mínimo (OMZ). (Hart y Ball, 1986; Keller, 1993, 2002, Keller y Pardo, 2004).

Habitantes de la superficie subsalina-*Hedbergella planispira*

Isótopos estables indican que todas las especies de *Hedbergella* vivieron en o cerca de la superficie de las aguas (Price y Hart, 2002) y también es indicado por la distribución paleogeográfica y los patrones de abundancia en océanos abiertos y ambientes someros de mares epíricos (Leckie, 1985; Hart, 1999)

Habitantes de la Superficie-Salinidad Normal

Hedbergélidos

Las especies de *Hedbergella* indican que este grupo habitó las aguas de la superficie o cerca de ella (Hart, 1999; Price y Hart, 2002) en la localidad de Pueblo (Western Interior Seaway WIS) Keller y Pardo (2004) observaron una abundancia baja de *Hedbergella simplex* y *H. delrioensis* comparada con *H. planispira* indicando diferentes habitats.

Globigerineloideos

Globigerinelloides bentonensis y *G. ultramicra* vivieron en la superficie del agua en ambientes marinos marginales o abiertos (Keller y Pardo, 2004)

Whiteinélidos

Las especies grandes, globulares de *Whiteinella* son morfológicamente similares a los rugoglobigerínidos del Maastrichtiano y pueden ocupar habitats similares (Keller y Pardo, 2004)

TURONIANO TEMPRANO-SANTONIANO TARDÍO

Formación Soyatal

En la Sierra de Alvarez, se midieron 140 m de espesor de la Formación Soyatal, la cual consiste de caliza negra con textura wackestone-packstone, caliza margosa y lutita calcárea interestratificada en capas gruesas y delgadas (Figura 3: 1-4).

En la base de la Formación Soyatal cambios litológicos y faunísticos importantes se presentan, los cuales coinciden con una elevación mayor del nivel del mar a nivel global en el Cenomaniano más superior-Turoniano más inferior (Gale *et al.*, 2008).

El rápido cambio litológico de carbonatos de agua somera a sedimentos hemipelágicos más profundos se consideró como “drowning unconformity” en el sentido de Schlager (1989).

La secuencia después de la inundación fue datada con los foraminíferos planctónicos que incluye la aparición de las formas con estrategia *r*, los cuales vivieron en condiciones con nutrientes altos y fluctuaciones en salinidad y temperatura en el agua. A continuación se describen las microfacies identificadas en la Formación Soyatal:

Microfacies 7-Wackestone-packstone laminado de foraminíferos planctónicos, compuesto de oportunistas como hedbergéllidos, heterohélicidos, whiteinélidos, globigerineloideos, formas con cámaras alargadas y radiolarios (Figura 36: 1-2)

La presencia de oportunistas (estrategia *r*) y la desaparición de los foraminíferos bentónicos de plataforma, indican un cambio a ambiente más profundo debido a la elevación del nivel del mar.

Estos individuos fueron los primeros planctónicos, que aparecen durante la transgresión y son característicos de ambientes estresados, debido a su amplia tolerancia ecológica, los cuales son discutidos a continuación.

Hedbergéllidos de tamaño pequeño caracterizados por su morfología simple, son considerados como oportunistas, cosmopolitas y adaptados a ambientes eutróficos como lo han señalado Leckie (1987), Premoli Silva y Sliter (1994), Coccioni y Luciani (2004)

Los heterohélicidos son morfotipos primitivos que viven en las aguas superficiales como oportunistas bien adaptados a cambios rápidos de salinidad y/o nivel de nutrientes. En este ambiente tienen una posición ventajosa con respecto a morfotipos más complejos según Caron *et al.* (2006).

Los whitenélidos son interpretados como foraminíferos con estrategia *r* con una gran tolerancia a ambientes eutróficos (Keller *et al.*, 2001, Coccioni y Luciani 2004). En nuestro material se observaron *Whiteinella archaeocretacea*, *W. aumalensis*, *W. baltica*, *W. aprica* y *W. prahelvetica*.

Los globigerineloideos son pequeñas formas planispirales consideradas como oportunistas pero fueron ligeramente menos tolerantes a condiciones variables (Premoli Silva y Sliter 1999; Coccioni y Luciani 2004), que prefieren vivir en un ambiente marino abierto, pero pueden presentarse en aguas muy someras (Huber, 1988) y están presentes en altas y bajas latitudes (Premoli Silva *et al.*, 1999). En el material estudiado los *Globigerinelloides* fueron más bien escasos.

Los foraminíferos con cámaras radialmente alargadas son un componente muy importante de la asociación de foraminíferos en las muestras estudiadas, ya que se observarán frecuentemente (Figura).

El alargamiento de las cámaras es una ventaja morfológica para condiciones ambientales como condiciones eutróficas y niveles con bajo oxígeno, lo cual coincide con los eventos anóxicos (Coccioni et al., 2006, Coxall *et al.*, 2007).

Coccioni *et al.* (2006) indican que la abundancia relativa de especies con cámaras alargadas puede ser proporcional a la intensidad de la perturbación relacionada a los Eventos Anóxicos Oceánicos (OAEs).

Por otro lado, Coxall *et al.* (2007) sugieren que “la función de las cámaras alargadas es primariamente una adaptación de alimentación para sobrevivir en un ambiente mesopelágico pobre en alimento. Parece ser un elemento de oportunismo en la ecología de las especies con cámaras alargadas llevándolas a proliferar bajo ciertas condiciones ambientales que son desfavorables para muchas otras especies de planctónicas y pueden ser usadas como indicadores en clima greenhouse en el Mesozoico y Cenozoico cuando estratificación térmica y de densidad ha sido debilitada y los episodios de amplia eutrofización fueron más frecuentes.

La proliferación de radiolarios es interpretado como la primera señal de reestablecimiento episódico de aguas oceánicas ricas en nutrientes correspondientes al aumento de las condiciones eutróficas (Premoli Silva *et al.*, 1999, Coccioni y Luciani 2004, Caron *et al.*, 2006).

Esta microfacies correspondería a la FZ 1B (Wilson, 1975) que se caracteriza por una matriz micrítica con microfósiles pelágicos de comunes a abundantes y a la SMF 3 (Flügel, 2004).

Esta microfacies ha sido reconocida en la sección estudiada de la Sierra de Álvarez. (Figura 35: 1-2).

Microfacies 8 -Wackestone-packstone con *Helvetoglobotruncana helvetica* Bolli, con una asociación foraminiferal diferente compuesta con formas quilladas

Marginotruncana coronata, *M renzi*, *M. marginata*, *Whiteinella archaeocretacea*, *Heterohelix moremani*, *H. globulosa*, *Macroglobigerinelloides bollii*, *M. ultramicrus*.

La población de foraminíferos muestra el predominio de los morfotipos quillados más complejos considerados formas con estrategia *k*, que indican un ambiente más profundo donde las condiciones fueron restauradas sugiriendo un ambiente oligotrófico más estable.

Esta microfacies correspondería a la FZ 1B (Wilson, 1975) y a la SMF 3 (Flügel, 2004). Esta microfacies ha sido identificada en la Sierra de Alvarez (Figura 35-3-4) en la Formación Soyatal.

Microfacies 9- Wackestone-packstone con *Dicarinella concavata* conteniendo una asociación compuesta de formas quilladas de mayor tamaño incluyendo *Marginotruncana coronata*, *M. renzi*, *M. marginata*, *Marginotruncana tarfayaensis*. Se observan foraminíferos bentónicos como *Lenticulina* sp. y *Grimsdaliella spinosa*. Esta microfacies correspondería a la FZ 1B (Wilson, 1975) y a la SMF 3 (Flügel, 2004). Esta microfacies se observó en Guadalcázar y en el afloramiento que se encuentra en la carretera San Luis Potosí-Villa Hidalgo (Figura 36)

Microfacies 10 Packstone-wackestone de foraminíferos planctónicos conteniendo una asociación compuesta de formas quilladas con la presencia de *Dicarinella asymetrica* y formas multicameradas como *Ventilabrella* y además *Rugoglobigerina*. Esta microfacies correspondería a la FZ 1B (Wilson, 1975) y a la SMF 3 (Flügel, 2004). Esta microfacies fue identificada en la Sierra de Álvarez.

La presencia de morfotipos complejos como los marginotruncánidos y dicarinéllidos estrategia *k* indican un ambiente profundo con condiciones oligotróficas.

MAASTRICHTIANO TEMPRANO

Para el Maastrichtiano Temprano se determinaron las siguiente microfacies

Formación Cárdenas

Microfacies 11- Packstone de foraminíferos incluyendo los bentónicos como *Lepidorbitoides minima*, *Sulcoperculina globosa*, *S. vermunti*, *Vaughanina barkeri* y los planctónicos *Gansserina gansseri*, *Rugoglobigerina hexacamerata*, *Planoglobulina carseyae* y *Contusotruncana* cf. *C. walfischensis*.

La abundancia de macroforaminíferos como *Lepidorbitoides minima* así como de foraminíferos planctónicos indica un ambiente de plataforma marina abierta.

Esta microfacies corresponde a la FZ 7 plataforma marina abierta (Wilson, 1975) y a la SMF 8 (Flügel, 2004).

MAASTRICHTIANO TARDÍO

Formación El Temazcal

En el Maastrichtiano Tardío se describe las siguiente microfacies

Microfacies 12- Wackestone-packstone que contiene *Abathomphalus mayaroensis*, *Globotruncana aegyptiaca*, *G. arca*, *G. hilli*, *G. falsostuarti*, *Plummerita hantkeninoides*, *Trinitella scotti*, *Kuglerina rotundata*, *Kassabiana falsocalcarata*,

Pseudotextularia elegans, *Globotruncanita conica*, *G. stuarti*, *G. stuartiformis*, *Rugoglobigerina macrocephala*, *R. milamensis*, *R. hexacamerata*, *Planoglobulina acervulinoides*.

Los foraminíferos planctónicos son abundantes lo cual caracteriza al ambiente pelágico de agua profunda.

Esta microfacies correspondería a la FZ 1A (Wilson, 1985) y a la SMF 3 (Flügel, 2004).

Esta microfacies se identificó en la localidad de El Temazcal.

PALEOCEANOGRAFÍA

La integración de los datos micropaleontológicos y de análisis de microfacies obtenidos del material estudiado se utilizó como información valiosa acerca de las características paleoambientales y paleoceanográficas ocurridas en el Límite Cenomaniano-Turoniano en la Plataforma Valles-San Luis Potosí. Los bioeventos foraminíferales dan evidencia de un estrés rápido del paleoambiente alcanzando el climax en el intervalo del límite Cenomaniano-Turoniano y la subsecuente recuperación ambiental.

Los marcados cambios en las asociaciones de foraminíferos indican una abrupta alteración ambiental, la cual ha sido registrada en la secuencia estudiada en la parte occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí.

Al parecer el aporte de nutrientes es de los primeros mecanismos que controlan las comunidades bentónicas en abundancia y o diversidad en los ambientes tropicales someros (Hallock y Schlager, 1986). Los nutrientes provienen de corrientes de río, o del movimiento vertical del agua en el océano hacia la superficie desde una mayor profundidad con menor temperatura y mayor densidad (upwelling), así la sedimentación carbonatada es caracterizada a través de gradientes de nutrición (Hallock, 1987) y la estructura de la comunidad se reconoce a través de la disponibilidad de los nutrientes.

La transición en la comunidad estudiada es reconocida a través del gradiente de nutrientes desde condiciones oligotróficas (nutrientes deficientes) en la parte superior de El Abra con un desarrollo exitoso de foraminíferos bentónicos, algas y corales, pero cuando el aporte de nutrientes aumenta las algas incluyendo las algas verdes, echinoides y gasterópodos dominan indicando condiciones mesotróficas (Mutti y Hallock, 2003).

Las condiciones eutróficas se presentan cuando el flujo de nutrientes, lleva un importante progreso del plancton originado por un ascenso del nivel del mar coincidente con la faja paleoecuatorial de surgencias de alta productividad (Wilson *et al.*, 1998).

Se registraron los procesos de inundación de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (VSLPP) desde los cambios en la sedimentación carbonatada asociada con un clima

cálido, lo cual afectó la abundancia y distribución de la biota. Otro factor en nuestra localidad que influyó es la fase tectónica Laramide.

Desde el Cenomaniano más superior indicado por las fluctuaciones de caliza, caliza margosa y lutita calcárea.

La pre-inundación y la temprana post-inundación están caracterizadas por la abundancia de algas calcáreas como gymnocodaceas, un importante cambio en la asociación de foraminíferos bentónicos y la presencia común de equinodermos lo cual, es generalmente interpretado con el cambio de condiciones oligotróficas a mesotróficas (Mutti y Hallock, 2003).

Un cambio paleoceanográfico mayor a través del límite Cenomaniano-Turoniano se presenta en la Plataforma Valles-San Luis Potosí cuando la caliza de agua somera de El Abra es cubierta por la caliza pelágica y hemipelágica de la Formación Soyatal, lo cual ocurrió durante el pulso transgresivo que está ligado con la elevación global del nivel del mar y la eutrofización que ocurrió en la post-inundación que permitió el desarrollo del conjunto de oportunistas donde se observa la aparición de calcisférulidos, formas globulares como whiteinelas, foraminíferos enanos y después la proliferación de foraminíferos con cámaras alargadas. Estos foraminíferos planctónicos de estrategia *r*, vivieron en condiciones con cambios de salinidad, nutrientes y temperatura.

Los foraminíferos enanos son indicadores de ambientes extremadamente estresados de latitudes bajas y medias en ambientes eutróficos. La presencia de radiolarios comprueba condiciones altamente eutróficas.

La inundación completa en la región estudiada es relativamente rica en carbonatos que permitió que la asociación de foraminíferos progresara y se restablecieran las condiciones oligotróficas desde el Turoniano medio hasta el Santoniano superior.

Un depósito de plataforma abierta se registró en el Maastrichtiano Inferior definido en la Formación Cárdenas, donde se registró una asociación compuesta por foraminíferos planctónicos y algunos bentónicos como *Lepidorbitoides* y *Sulcoperculina* permite inferir condiciones meso-oligotróficas.

El conjunto de foraminíferos planctónicos abundante y variado sugiere que éste se desarrolló en condiciones oligotróficas, en el Maastrichtiano Superior con el depósito de la lutita calcárea de la Formación El Temazcal.

PALEOBIOGEOGRAFÍA DE LOS FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS

El conocimiento de la biota de plataforma constituida por los foraminíferos bentónicos es muy importante para la reconstrucción de la paleobiogeografía y paleoclima a través

de la historia de la tierra. Su presencia ha sido reconocida como un claro indicador de clima tropical-subtropical (Iba y Sano, 2007).

La presencia de los foraminíferos bentónicos en nuestro material es característicos de la franja tropical que se conoce como Reino de Tethys y comprende muchas especies que se encuentran en la región mediterránea como *Hemicyclammina sigali*, *Pseudolituonella reicheli*, *Daxia cenomana*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Cuneolina pavonia*, *Cuneolin pavonia parva*.

PALEOBIOGEOGRAFÍA DE LOS FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS

Se ha sugerido que un clima estable se expandió desde bajas a altas latitudes durante el Cretácico Medio y Superior cuando el promedio de temperatura en la superficie fue de 6-18⁰ más alta que en el presente (Barron, 1983), el porcentaje de CO₂ contenido fue de 2 a 10 veces mayor que el actual (Berner, 1994). El extremo calor de las latitudes altas ha sido probado por isótopos de oxígeno (Huber *et al.*, 1995; Clarke y Jenkins, 1999). La provincialización biogeográfica de los foraminíferos planctónicos así como de algunos invertebrados fósiles como amonites, inocerámidos y rudistas tuvo lugar durante el Cretácico Medio (Douglas, 1969; Douglas y Rankin, 1969; Sliter, 1972; Huber, 1992a; 1992b; Johnson *et al.*, 1996).

Cuatro reinos de bioprovincias foraminíferales existieron en el Cretácico, la del Tethys (tropical-subtropical), Boreal en el Hemisferio Norte (frío-templado), Austral en el Hemisferio Sur (equivalente al Reino Boreal), y la Transición (cálido Templado), (Caron, 1985; Malmgren, 1991; Huber, 1992a, b; Gasinski, 1997). La presencia de taxa Tethysianos en el Reino Transicional refleja cambios en el clima global y paleoceanografía que controló los movimientos latitudinales de las faunas tropicales-subtropicales.

Las asociaciones tethysianas consisten de conjuntos muy diversificados compuestos por formas con una o dos quillas, grupos biserials y planispirales

Las zonaciones bioestratigráficas de foraminíferos planctónicos están generalmente establecidas en el Reino Tethysiano tropical-subtropical (Caron, 1985; Sliter, 1989; Premoli Silva y Sliter, 1995, 2002 y Premoli Silva y Verga, 2004), en el material analizado se han utilizado estos esquemas zonales y se observaron los mismos conjuntos de foraminíferos.

SISTEMÁTICA DE FORAMINÍFEROS

En este capítulo se analizan los caracteres que se usan en la clasificación de los macroforaminíferos, los cuales presentan interiores complejos.

Aspectos Internos de las Conchas de los Macroforaminíferos

La configuración interna de la concha de un macroforaminífero depende en primer lugar del modo de crecimiento discontinuo del organismo y de la concha por la adición de cámaras sucesivas. La disposición de las cámaras y aberturas sobre la cara apertural determinó el diseño formado por los compartimentos de la concha.

En las formas de conchas sin canales, las aberturas funcionales sirven de pasaje comunicativo entre los compartimentos vecinos desde que una nueva cámara recubre la cara apertural de la cámara precedente. En la concha de los foraminíferos canalíferos los pasajes particulares de una cámara a la otra son aberturas por reabsorción localizada en el septo antes de la formación de una cámara nueva. Las aberturas del sistema de canales recubiertas por la nueva cámara permanecen parcialmente abiertas y aseguran la comunicación directa y permanente entre cada cámara y el medio ambiente por las cavidades externas incorporadas dentro del septo y o dentro de la sutura espiral (Hottinger, 1978).

El período de crecimiento de los macroforaminíferos es excepcionalmente largo (dos años en la concha de *Marginopora*; Wefer y Berger, 1980) para un organismo unicelular, el tamaño de la célula adulta pasa de 10 cm. de diámetro dentro de varios grupos independientes. En el curso de esta ontogénesis el volumen de las cámaras aumenta rápidamente y los septos no son suficientes para dividir el cuerpo protoplásmico. Es por esto que la cámara está subdividida desde que alcanza un volumen fijo, específico para cada grupo. Las técnicas constructivas para realizar las subdivisiones de las cámaras difieren según el modo de formación de la pared:

En los aglutinados un exoesqueleto (Hottinger, 1978) subdivide el espacio lateral de las cámaras de una manera más o menos compleja o bien los alveólos son arreglados dentro de las paredes gruesas de la cámara (ej. *Cyclammina*). El exoesqueleto y los alveólos son independientes de la disposición de las aberturas. Por el contrario, el endoesqueleto bajo forma de pilares o de pared sigue la disposición de las aberturas y refleja el flujo del protoplasma. Los dos elementos principales de la subdivisión interna de las cámaras pueden fusionarse.

En los porcelanáceos la subdivisión de la cámara es más frecuentemente construida por los elementos endoesqueléticos que se unen a la pared lateral. A excepción de las

estructuras alveolares de las Austrotrillinas, los elementos de subdivisión de la cámara están siempre en relación estrecha con la disposición de las aberturas. El modo de construcción y el registro biológico de la capa basal en los Miliólidos y sus descendientes complejos falta por dilucidar.

En las conchas de los perforados en la pared primaria bilamelar, la subdivisión secundaria de las cámaras es producida por un plegamiento de la lamela interna de la lámina y de las paredes laterales de la cámara (*Nummulites*; Hottinger, 1977; *Daviesinas*; Caus *et al.*, 1980), siendo un recubrimiento de estructuras externas anteriores quilladas, por ejemplo (*Pseudosiderolites*; Wannier, 1980; *Biplanispira* etc), pero más frecuentemente la división de la concha se hace por una multiplicación de pequeñas cámaras simples unidas simultáneamente a la concha preexistente bajo la forma de anillos planorbulínidos sucesivos, bajo forma de capas de camaritas acervulínidas, en tablero (Hottinger, 1981b) o combinando los dos arreglos de cámaras dentro de un plan y un espacio (capas medias y laterales como en *Orbitoides*). Estos sistemas reducen respectivamente por dos o por cuatro el volumen necesario para realizar un nuevo paso de crecimiento, si se compara esta construcción con aquella de una cámara anular simple de la misma geometría y diámetro (Hottinger, 1981b; 1982), el resultado es una disminución relativa de la creación de nuevas cavidades de la concha para llenar por protoplasma frescamente sintetizado. En conchas de *Dicyclina* además las cámaras anulares (subdivididas por plegamiento de la lamela interna) tienen un diámetro radial más restringido.

Puede ser homólogo del endoesqueleto de los imperforados, la placa dental (“toothplate”) que no juega más que un papel subordinado en los macroforaminíferos. En los rotálidos neógenos la placa esta representada por la “placa foraminiferal” (Müller-Merz, 1980). Esto depende de la importancia sobretodo en la concha de un número considerable de foraminíferos bentónicos pequeños (*Bolivinas*, *Buliminas* y *Uvigerinas* sl.). Su significado no puede ser precisado actualmente, en cuanto al caso muy particular de *Tetromphalus* y sus asociados en estas formas bentónicas con una fase reproductiva pseudopelágica, la cámara de flotación es atravesada por una estructura en forma de tubo que canaliza las esporas flageladas hacia el exterior (Ruckert-Hilbing, 1983). Muchas de las formas que poseen una placa dental en forma de tubo viven dentro de los sedimentos, y esta estructura les sirve para tapar la abertura o o bien para la canalización de los jóvenes al exterior de la concha.

Las aberturas del lado interno por el lineamiento orgánico envolvente del cuerpo protoplásmico (Leutenegger, 1977a), los poros de los foraminíferos de concha lamelar y los pseudoporos de los aglutinados (Halicz y Reiss, 1979) sirven para el intercambio de moléculas de tamaño pequeño (CO_2 y O_2 en particular) entre el protoplasma dentro de la cavidad de la cámara y el medio ambiente (Leutenegger y Hansen, 1979). Las depresiones circulares en la superficie de los porcelanáceos grandes tienen una función análoga (Hansen y Dalberg, 1979) etc. Estas cavidades de la concha son enteramente independientes y distintas de la compartimentación de la concha por su modo de construcción y por su función.

El papel de la compartimentación de la concha dentro de los procesos de simbiosis en las conchas de los macroforaminíferos no es claro hasta el presente. Mientras que los simbioses dinofáceos poseen un par de flagelos y pueden desplazarse activamente en el sistema lagunar del protoplasma del huésped (Leutenegger 1977b), las diatomeas simbióticas viven dentro de las vacuolas cerradas y son transportadas por el flujo de protoplasma dentro de la cámara del huésped. Alrededor de la base de los poros estas cavidades son excavadas dentro de la pared lateral formando una redcilla poligonal de cretas sobre la superficie interna de la pared (“pore pits”) en las *Amphisteginas* y los *Nummulites*. Éstos sirven sin duda, para albergar y tener un lugar al simbiote bajo el poro, es decir su camino de respiración dentro de un ambiente protoplásmico en movimiento perpetuo. La diferenciación de exoesqueleto bajo la pared lateral en la concha de un gran número de macroforaminíferos aglutinados, corresponde a exigencias geométricas de mantener un lugar para el simbiote bajo la pared lateral, pero la ausencia de formas actuales de este tipo no permite mucho verificar esta hipótesis funcional.

Orden Foraminiferida Eichwald, 1830

Suborden Textulariina Delage y Hérouard, 1896

Dentro de este suborden se incluyen los foraminíferos aglutinados a pesar de la amplia diversidad morfológica, esto se debe a que la composición, mineralogía y estructura de la pared de la concha han sido usadas para la clasificación de los foraminíferos. A nivel de género y categorías sistemáticas superiores, se utilizó la clasificación propuesta por Loeblich y Tappan (1988).

Superfamilia Lituolacea de Blainville, 1827

Familia Maycinidae Loeblich y Tappan, 1985

Género *Daxia*

Especie tipo *Daxia cenomana* Cuvillier y Szakall, 1949

***Daxia cenomana* Cuvillier y Szakall, 1949 (Figura 17: 3)**

1949 *Daxia cenomana* Cuvillier y Szakall 1949, p. 8, lám. 2, figs. 4-6

1955 *Daxia cenomana* Cuvillier y Szakall 1949, Neumann, p. 91, lám. 1, figs. 1-7.

1967 *Daxia cenomana* Cuvillier y Szakall 1949, Hottinger, p.34, lám. 20, figs. 11-15.

1981 *Daxia cenomana* Cuvillier y Szakall 1949, Tronchetti, p. 30, lám. 1, figs 8-9.

1985 *Daxia cenomana* Cuvillier y Szakall 1949, Schroeder y Neumann, lám. 1, figs. 1-8.

Descripción: Concha planispiral involuta, presenta una forma discoidal. En sección ecuatorial muestra un prolóculo globoso seguido de las cámaras que se enrollan en tres o cuatro vueltas, estas vueltas no están perfectamente unidas de suerte que subsiste a veces entre las vueltas un espacio extremadamente reducido éste se presenta en la forma de ribete bordeando el borde periférico. Las primeras cámaras de la primera vuelta tiene una forma romboidal, después se hacen más altas.

Superfamilia Haplophragmiacea Eimer y Fickert, 1899

Familia Nezzazatidae Hamaoui y Saint-Marc, 1970

Subfamilia Nezzazatinae Hamoui y Saint-Marc, 1970

Género *Merlingina* Hamoui, 1965

Especie tipo: *Merlingina cretacea* Hamaoui, 1965

***Merlingina cretacea* Hamaoui, 1965 (Figura 17: 6)**

1965 *Merlingina cretacea* Hamaoui, p. 7, lám. 9, fig. 6; lám. 14, fig. 14.

1970 *Merlingina cretacea* Hamaoui y Saint Marc, p. 315, pl. 22-27.

1985 *Merlingina cretacea* Hamaoui y Saint Marc 1970, Schroeder y Neumann, lám. 1, figs. 1-8. p. 37, lám. 15, figs. 1-9.

Descripción: Concha con numerosas cámaras anchas y bajas enrolladas casi planispiralmente pero la concha es asimétrica semievoluta y planoconvexa en el primer estadio, más tarde casi simétrica bilateralmente y finalmente tiende a desenrollarse. Las cámaras aumentan rápidamente en espesor por lo cual, la cara apertural llega a ser ancha, subcircular y aplanada, suturas oblicuas, algunas veces sinuosas. Pared imperforada calcárea, microgranular, probablemente aglutinada, abertura redondeada en el primer estado, en forma de U o V más tarde, pero difícil de observar externamente, asociada con placas dentales visibles en sección axial que se curvan hacia dentro con

ligeras ondulaciones desde los bordes laterales de la cara apertural y se adhieren al septo previo por medio de dos o más digitaciones basales.

Género *Nezzazata* Omara, 1956

Especie tipo: *Nezzazata simplex* Omara, 1956.

***Nezzazata simplex* Omara, 1956 (Figura 18-1-2).**

1956 *Nezzazata simplex* Omara, p. 889, lám. 102, figs. 7-13

1985 *Nezzazata simplex* Omara 1956, Neumann y Schroeder, p.33, lám. 11, figs. 1-11

Descripción: Concha trocospiral planoconvexa o desigualmente biconvexa, ombligo cerrado, cámaras con una placa interna angosta extendiéndose desde un septo hacia el septo previo resultando una curva o indentación en la sutura septal donde ésta toca a la siguiente cámara. La pared de calcita granular imperforada, no lamelar probablemente aglutinada, abertura extendiéndose desde el ombligo a la periferia curvándose agudamente paralela al margen periférico, con un diente apertural proyectándose hacia la abertura.

***Nezzazata convexa* (Smout, 1956) (Figura 18: 3)**

1956 *Beggia convexa* Smout, p. 340, lám.1, figs. 10-11, 14.

1971 *Nezzazata convexa* (Smout, 1956), Fleury, p. 192, lám.3, figs.1-7

Descripción: Concha con el lado espiral convexo, lado umbilical plano, presenta la típica abertura con la placa interna.

Nezzazata gr.gyra (Smout, 1956).

1956 *Beggia gr.gyra* Smout, p. 340, lám.1, fig. 1-9

1985 *Nezzazata gr.gyra* (Smout, 1956) Neumann y Schroeder, p. 34, lám. 12, figs. 6, 9, 11.

Descripción: Concha trocospiral plano-convexa, contorno sub-circular, con tres vueltas en el lado espiral, con un ombligo cerrado y profundo, 9 cámaras en la vuelta final, el interior de cada cámara está provisto de una placa dental que se invagina de la cara apertural hacia la abertura de la cámara precedente donde se une generalmente en dos puntos. Esta estructura es visible en sección ecuatorial o sub-ecuatorial bajo la forma de una bifurcación en u o y.

Distribución estratigráfica: Schroeder y Neumann (1985) consideran que a pesar de la ambigüedad con respecto a la taxonomía de las especies de *Nezzazata*, las han agrupado como instrumento de trabajo provisional (para mejorar) las *Nezzazata simplex* conocidas del Albiano tardío al Senoniano y las *Nezzazata gr. gyra* conocidas del Cenomaniano temprano al Senoniano.

Género *Nezzatinella* Darmoian 1976

Especie tipo *Nezzatinella adhami* Darmoian, 1976, p. 492.

***Nezzatinella picardi* (Henson) 1948 (Figura 18: 8).**

1948 *Valvulammina picardi* Henson, p. 613, lám. 15, figs. 1,3, lám. 18, figs.3-6.

2008 *Nezzatinella picardi* (Henson, 1948), BouDagher-Fadel, p. 218, lámina 5.1, figs. 10, 11.

2009 *Nezzatinella picardi* (Henson, 1948), Sari et al., p. 60, lám. 2, figs. 12, 13.

Descripción: Concha con una trocospira baja, planoconvexa, con el lado espiral aplanado, la vuelta final con diez a catorce cámaras alargadas y suturas curvas, las cámaras finales se extienden como si tendieran a desenrollarse, lado opuesto convexo e involuto, las cámaras fuertemente angulosas entre la cara apertural aplanada y el pseudomblico. Suturas radiales sinuosas, pared calcárea granular imperforada; abertura una hendidura grande curva extendiéndose desde la región umbilical hacia la cara apertural torciéndose hacia el lado umbilical puede estar acompañada de una abertura secundaria de poros en una hilera curva, escasos sobre la cara apertural.

Superfamilia Loftusiacea Brady, 1884

Familia Cyclamminidae Marie, 1941

Subfamilia Hemicyclamminae Banner, 1966

Género *Hemicyclammina* Banner, 1966

Especie tipo: *Hemicyclammina sigali* Maync, 1953

***Hemicyclammina sigali* Maync, 1953 (Figura 17: 1)**

1953 *Hemicyclammina sigali* Maync, p. 148,

1970 *Hemicyclammina sigali* Maync, 1953, Saint Marc, p. 232, lám. 3, figs. 4,5

1998 *Hemicyclammina sigali* Maync, 1953, Loeblich y Tappan, p. 101, lám. 99, figs. 7-9.

Descripción: Concha planispiral e involuta, algunas veces comprimida pero con la periferia redondeada a subaguda, pared aglutinada, capa externa imperforada, capa subepidérmica uniformemente alveolar, estructura septal diferenciada del resto de la pared, en estados tardíos la parte inferior del septo se funde como una capa basal imperforada contra la vuelta previa, y en sección media aparece muy corto (aquí originalmente llamado semi-septo por la abertura media alta), la abertura es una ranura alargada extendiéndose desde la base de la cara apertural hasta casi su total altura.

Género *Pseudocyclammina* Yabe y Hanzawa, 1926

Especie tipo *Cyclammina lituus* Yokohama

***Pseudocyclammina rugosa* (d'Orbigny 1850) (Figura 18: 10)**

1850 *Pseudocyclammina rugosa* (d'Orbigny, 1850).

2003 *Pseudocyclammina rugosa* (d'Orbigny, 1850), Aguilera-Franco, lám. 1, fig. 7.

2008 *Pseudocyclammina rugosa* (d'Orbigny, 1850), BouDagher-Fadel, p. 228, lám. 5.6, fig. 7.

Descripción: Concha con enrollamiento planispiral, pared fuertemente aglutinada, con una gruesa redécilla subepidérmica.

Superfamilia Ataxophragmiacea Schwager, 1877

Familia Cuneolinidae Saidova, 1981

Subfamilia Cuneolininae Saidova, 1981

Género *Cuneolina* d'Orbigny, 1839

Especie tipo *Cuneolina pavonia* d'Orbigny, 1846, p.253.

***Cuneolina pavonia* d'Orbigny, 1846 (Figura 18: 5)**

Descripción: Concha libre comprimida, cónica a flabeliforme, trocospira inicial de cerca de cinco cámaras seguidas por cámaras muy amplias y bajas arregladas biserialmente, comúnmente comprimida paralela al plano de biserialidad. Interior subdividido en camaritas casi rectangulares por particiones radiales originándose perpendicular a la pared externa y proyectándose hacia el plano de biserialidad y por particiones horizontales paralelas a los septos; pared aglutinada imperforada, con una capa subepidérmica reticulada; abertura una hilera de poros en la base de la cara septal.

Cuneolina pavonia parva Henson, 1948

1948 *Cuneolina pavonia parva* Henson, p. 624-627, lam.14, figs. 1-6, lám. 17, figs. 7-12, lám. 18 figs. 12-14.

1995 *Cuneolina pavonia parva* Henson, 1948, Arnaud-anneau y Sliter, lám. 4, figs.6-9.

Descripción: Concha triangular a flabeliforme. Esta forma es más pequeña, y se caracteriza por la presencia de la nucleoconcha y el gran megalósfero, que no están registradas en *Cuneolina pavonia*.

Familia Dicyclinidae Loeblich y Tappan, 1964

Género *Dicyclina* Munier-Chalmas, 1887

Especie tipo *Dicyclina schlumbergeri* Munier Chalmas, 1887, p. xxx

***Dicyclina schlumbergeri* Munier Chalmas, 1887 (Figura 17:, 2, 4)**

1887 *Dicyclina schlumbergeri* Munier Chalmas, p.xxx

1956 *Dicyclina schlumbergeri* Munier Chalmas, 1887, Bonet, p. 406, láms. 5-7.

1998 *Dicyclina schlumbergeri* Munier Chalmas, 1887, Loeblich y Tappan, p. 149, lám. 157, figs. 7-10.

2009 *Dicyclina schlumbergeri* Munier Chalmas, Sari *et al.*, p. 61, lám. 3, figs. 8, 9.

Descripción: Concha libre discoidal, aplanada a ligeramente ondulante, estado inicial ligeramente inflado, que en la generación megalosférica consiste solamente del prolóculo, más tarde cámaras anulares adheridas alternadamente sobre los dos lados de la concha, interior subdividido por numerosas y delgadas particiones, perpendiculares a la pared externa y alineadas de cámara a cámara; pared aglutinada de fragmentos calcáreos, con una epidermis imperforada y una capa subepidermal reticulada; la abertura consiste de poros redondos en la periferia.

Familia Coskinolinidae Moullade, 1965

Género *Pseudolituonella* Marie, 1955

Especie tipo *Pseudolituonella reicheli* Marie, 1955.

***Pseudolituonella reicheli* Marie, 1955 (Figura 17: 5)**

1954 *Pseudolituonella reicheli* Marie 1955, p. 117-119, text-fig. 2a-b

1959 *Pseudolituonella reicheli* Marie 1955, Reiss, p. 97, lám. 1, fig. 1-17

1962 *Pseudolituonella reicheli* Marie 1955, Sartoni y Crescenti, lám. 34, fig. 1; lám. 46, fig. 10.

1964 *Pseudolituonella reicheli* Marie 1955, Loeblich y Tappan, p. C 289, text-fig. 196 (5a-b, 6)

1974 *Pseudolituonella reicheli* Marie 1955, Saint-Marc, lám. 3, figs. 7-9

1977 *Pseudolituonella reicheli* Marie 1955, Decrouez, p. 5, fig. 12.

1985 *Pseudolituonella reicheli* Marie 1955, Schroeder y Neumann, p. 27, lám. 8, figs. 1-8.

2001 *Pseudolituonella reicheli* Marie 1955, Aguilera-Franco *et al.*, p. 248, fig. 9d.

2009 *Pseudolituonella reicheli* Marie 1955, Sari *et al.*, p. 61, lám. 3, fig. 10.

Descripción: Concha alargada cónica, primera parte con un corto estadio planispiral en la especie tipo, pero más alargado en especies geológicamente más jóvenes, después un estado uniserial con cámaras anchas y bajas; el interior de la cámara con pilares tubulares proyectándose hacia arriba desde los márgenes de las aberturas circulares, pero no atravesando completamente las cámaras. Pared calcárea microgranular imperforada en una sola capa; abertura cribada de numerosos poros grandes circulares en el centro de la cara apertural rodeados por una amplia zona marginal imperforada.

Distribución estratigráfica: Schroeder y Neumann, 1985 explican que *Pseudolituonella reicheli* es una especie esencialmente del Cenomaniano y puede ser del Turoniano, si se admite con reserva Tedeschi y Papetti (1964); es Saint-Marc (1974) quien le da en Líbano, la más grande extensión estratigráfica del Albiano Medio al Turoniano. No obstante, si se tienen en cuenta los inventarios sobre secciones y los criterios de datación utilizados *Pseudolituonella reicheli* no es señalada antes del Cenomaniano temprano y no va más allá de la Zona de *Cisalveolina fraasi*, dentro de la cima del Cenomaniano.

Con las reservas explicadas la distribución de *Pseudolituonella reicheli* se establecería así según Shroeder y Neumann (1985)

Francia: Cenomaniano de Aquitaine occidental (Marie, 1954; Neumann, 1962, 1963; Saint Marc, 1966).

Israel: Cenomaniano tardío de Néguev y Turoniano de Galileé (Reiss, 1959)

Italia: Cima del Cenomaniano (Zona de *Cisalveolina fraasi*), de M. Alburno Italia (Cilento) (Sartoni y Crescenti, 1962)

Irán: Cenomaniano de Shahbad y de Zagros (Bozorgnia y Banafti, 1964; Sampo, 1969)

Líbano: Albiano–Turoniano (Saint- Marc, 1974)

Grecia: Cenomaniano medio y superior de Argolide (Decrouez, 1977)

Superfamilia Textulariacea Ehrenberg, 1838

Familia Eggerillidae Cushman, 1927

Subfamilia Minouxidae Loeblich y Tappan, 1986

Género *Minouxia* Marie, 1954

Especie tipo *Minouxia guembeltrioides* Marie, 1954

***Minouxia inflata* Tronchetti, 2002 (Figura 18: 7)**

2002 *Minouxia inflata* Tronchetti, p. 541, lám. 1; figs. 1-7; lám. 2, figs. 1-8; lám. 3, figs. 1-4; lám. 4, figs. 3-5.

Descripción: Concha cónica constituida de dos o tres vueltas, las cámaras globulosas de tres a cuatro por vuelta con suturas visibles. Las cámaras crecen rápidamente y la última de gran tamaño está fuertemente abombada y está cribada por numerosas pequeñas aberturas.

Suborden Miliolina Delage y Hérouard, 1896

Superfamilia Miliolacea Ehrenberg, 1839

Familia Miliolochinidae Zaninetti, Ciarapica, Cirilli y Cadet, 1985

Género *Spiroloculina* d'Orbigny, 1826

Especie tipo *Spiroloculina depressa* d'Orbigny, 1826

***Spiroloculina cretacea* Reuss, 1854 (Figura 18: 6)**

1854 *Spiroloculina cretacea* Reuss, p.72, lám.26, fig.9

Descripción: Concha oval a fusiforme con el prolóculo central, con cuatro pares de cámaras en forma de lente cambiando de plano.

Familia Peneroplidae Schultze, 1854

Género *Peneroplis* de Montfort, 1808

Especie tipo: *Peneroplis planatus* Fichtel y Moll, 1798, p. 91.

***Peneroplis parvus* De Castro, 1965 (Figura 18: 4)**

1965 *Peneroplis parvus* De Castro, p. 345-348, lám 1, 14-15

1980 *Peneroplis parvus* De Castro 1965, Fleury, p. 89, 482, 487, lám. 1, figs. 1-2

1985 *Peneroplis parvus* De Castro 1965, Schroeder y Neumann, p. 86, lám. 39, figs. 1-17.

Descripción: Concha libre porcelánacea, imperforada, adulto aplanado planispiral, peneropliforme, total o parcialmente involuto con o sin estado desenrollado uniserial; suturas poco hundidas, ornamentación con costillas muy delgadas perpendiculares a las suturas. Abertura múltiple en criba situada en la parte media.

Distribución estratigráfica y geográfica: En Campania la aparición y desaparición de *Peneroplis parvus* coincide con las de *Ovalveolina maccagnoae* y *Sellialveolina viallii* (Monte Carreto); los datos de la literatura confirman o al menos no se oponen a la situación bioestratigráfica en Campania. Teniendo en cuenta la edad atribuida a las acrozonas de los alveolínidos citados, se puede considerar que *Peneroplis parvus* tiene una repartición estratigráfica del Vraconiano al Cenomaniano medio (Schroeder y Neumann 1985).

Distribución estratigráfica

Grecia: Albiano superior a Cenomaniano inferior del Macizo de Varassova (Fleury 1980).

Italia: Cretácico Medio, Superior del Apenino Meridional

Género *Pseudonummoloculina* Calvez 1988

Especie tipo *Pseudonummoloculina aurigerica* Calvez 1988, p. 392-395, lámina 1, figs 1-18.

***Pseudonummoloculina heimi* (Bonet, 1956) (Figura 19: 3)**

1956 *Nummuloculina heimi* Bonet, p. 402, láms. 3, 4.

1958 *Nummoloculina heimi* Bonet, 1956, Conkin y Conkin, p.156, lám. 1 figs. 1-10.

2009 *Pseudonummoloculina heimi* (Bonet, 1956), Sari *et al.*, p. 62, lám.4, figs. 6, 7.

Descripción: Concha discoidal con un prolóculo seguido por unas diez cámaras embrionarias quinqueloculinoideas y después por cámaras a veces involutas en vueltas planispiralmente enrolladas.

Género *Ovoalveolina*

Especie tipo *Alveolina ovum* d'Orbigny, 1850

Descripción: Concha esférica a ovoide, enrollamiento regularmente planispiral, numerosas cámaras cortas, camaritas simples y comúnmente piriformes en sección, pasajes preseptales grandes y circulares en sección.

***Ovalveolina maccagnoae* De Castro, 1966 (Figura 19: 1, 2, 4)**

1966 *Ovalveolina maccagnoae* De Castro, p. 252, lám. 7-10, lám 11, fig. 1-10, 12-14, lám. 12, figs. 1-7, lám. 13, figs. 1-7, lám. 14, fig. 17

1976 b *Ovalveolina maccagnoae* De Castro, 1966, Decrouez, p. 109-110, lám. 20, fig. 11.

1980 *Ovalveolina maccagnoae* De Castro, 1966, De Castro, p. 12-14

Descripción: Concha porcelanácea imperforada, involuta, nautiloide, prolóculo esférico seguido de un canal flexostilo. El enrollamiento es normalmente planispiral involuto con más de dos cámaras por vuelta, el número de vueltas no pasa de 5, crecen regularmente. Las camaritas aparecen desde la primera vuelta.

Suborden Globigerinina Delage y Hérouard, 1896

Superfamilia Heterohelicacea Cushman, 1927

Familia Heterohelicidae Cushman, 1927

Subfamilia Heterohelicinae Cushman, 1927

Género *Heterohelix* Ehrenberg, 1843

Especie tipo *Spiroplecta americana* Ehrenberg (Considerada como un sinónimo junior de *Heterohelix navarroensis* Loeblich, 1951

Descripción: Concha con un pequeño enrollamiento planispiral seguido por un estadio biserial o todo biserial. *Heterohelix* difiere de *Pseudotextularia* en la amplitud de las cámaras.

***Heterohelix globulosa* (Ehrenberg, 1840) (Figura 29: 3)**

1840 *Textularia globulosa* Ehrenberg, p. 135, lám. 4, figs. 2b, 4b, 5b, 7b, 8b.

2002 *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg, 1840) Premoli Silva y Sliter, p. 443, lám. 1811,

fig. 3.

2004 *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg, 1840) Premoli Silva y Verga, p. 252, lám. 22, figs. 13-14.

Descripción: Concha pequeña, biserial con cámaras globulosas, que se agrandan lentamente.

***Heterohelix moremani* (Cushman, 1938) (Figura 22: 8)**

1938 *Guembelina moremani* Cushman, p. 10, lám. 2, figs. 1-3

1995 *Heterohelix moremani* (Cushman) Premoli Silva y Sliter, p. 442, lám. 181, figs. 1, 6, 12, 15.

2002 *Heterohelix moremani* (Cushman 1938) Premoli Silva y Sliter, p. 443, lám. 181, figs.6, 10, 12, 15.

2004 *Heterohelix moremani* (Cushman 1938) Premoli Silva y Verga, p. 253, lám. 23, figs. 1-4.

Descripción: Concha con 6-9 pares de cámaras que aumentan lenta y regularmente en tamaño, dando un aspecto aplanado. La superficie de la concha es lisa

***Heterohelix reussi* (Cushman, 1938) (Figura 22: 7)**

1938 *Heterohelix reussi* Cushman, p. 11, lám. 2, figs. 6a-b.

2002 *Heterohelix reussi* (Cushman, 1938) Premoli Silva y Sliter, p. 443, lám. 181, figs.4,7, 8, 9.

2004 *Heterohelix reussi* (Cushman, 1938) Premoli Silva y Verga, p. 253, lám. 23, figs. 7-9.

Descripción: Concha de tamaño medio, cámaras globulares ligeramente comprimidas que aumentan de tamaño rápidamente.

Género *Planoglobulina* Cushman, 1927

Especie tipo *Guembelina acervulinoides* Egger, 1902

***Planoglobulina acervulinoides* (Egger, 1902) (Figuras 29: 5, 7 y 30: 2-6)**

1902 *Guembelina acervulinoides* Egger, p. 36

1995 *Planoglobulina acervulinoides* (Egger, 1899), Premoli Silva y Sliter, p. 85, lám. 26, fig. 2.

2002 *Planoglobulina acervulinoides* (Egger, 1899) Premoli Silva y Sliter, p. 446, lám. 183, figs. 2, 8, 11, 12.

2004 *Planoglobulina acervulinoides* (Egger, 1899) Premoli Silva y Verga, p. 261, lám. 31, figs. 6-11.

Descripción: Concha con el inicio biserial seguido por cámaras multiseriales globulares alineadas y ornamentadas con costillas.

Familia Globigerinelloididae Longoria, 1974

Subfamilia Globigerinellodinae Longoria, 1974

Género *Globigerinelloides* Cushman y tem Dam, 1948

Especie tipo: *Globigerinelloides algerianus* Cushman y tem Dam, 1948

Descripción: Concha con enrollamiento planispiral, biumbilicada, cámaras globulares algunas veces alargadas, suturas hundidas, pared calcárea perforada, abertura ecuatorial bordeada por un labio delgado e imperforado.

***Macroglobigerinelloides alvarezii* (Eternod-Olvera, 1959) (Figura 29:4.)**

1959 *Planomalina alvarezii* Eternod-Olvera, p. 91, lám. 4, figs. 5-7.

2002 *Globigerinelloides alvarezii* (Eternod-Olvera, 1959) Premoli Silva y Sliter, p. 398, lám. 159, figs. 9, 10.

2004 *Macroglobigerinelloides alvarezii* (Eternod-Olvera, 1959) Premoli Silva y Verga, p. 255, lám. 24, figs. 8-13.

Descripción: Concha con enrollamiento planispiral de tamaño medio, cámaras globulares, pared espinosa.

***Macroglobigerinelloides bolli* (Pessagno, 1967) (Figura 25: 7).**

1967 *Globigerinelloides bolli* Pessagno, p. 275-276, lám. 62, figs 5, lám. 81, figs. 7-8, lám. 97, figs. 1-2

2002 *Globigerinelloides bolli* Pessagno, Premoli Silva y Sliter, p. 399, lám. 159, figs. 4, 14

2004 *Macroglobigerinelloides bolli* Pessagno, Premoli Silva y Verga, p. 255, lám. 25, figs. 4-9

Descripción: Concha con enrollamiento planispiral, biumbilicada, cámaras subglobulares, abertura ecuatorial, aumentando rápidamente en tamaño.

Superfamilia Rotaliporacea Sigal, 1958.

Familia Hedbergellidae Loeblich y Tappan, 1961.

Subfamilia Hedbergellinae Loeblich y Tappan, 1961

Género *Hedbergella* Bronnimann y Brown, 1958

Especie tipo *Anomalina lorneiana* d'Orbigny var. *trochoidea* Gandolfi, 1942

Descripción: Concha trocospiral baja a media con cámaras globulares a ovales, agrandándose gradualmente, periferia redondeada, superficie lisa a hispida, abertura un arco umbilical extraumbilical bordeado por un labio, que se extiende en un ombligo que puede ser angosto o amplio.

Hedbergella es considerada como el ancestro común de todos los géneros pertenecientes a la Familia Globotruncanidae. Sus características cambian ligeramente, solo diferencias pequeñas se desarrollaron entre *H. delrioensis* del Albiano y *H. homdelensis* del Maastrichtiano.

Hedbergella difiere de *Globuligerina* y de *Favusella* por la falta de ornamentación reticular, de *Ticinella* por la falta de aberturas suplementarias umbilicales y de *Whiteinella* por la ausencia de portici.

***Hedbergella delrioensis* (Carsey, 1926) (Figura 23: 4)**

1926 *Globigerina cretacea* d'Orbigny var. *delrioensis*, p. 43, figura tipo no dada

1974 *Hedbergella delrioensis* (Carsey, 1926), Longoria, 1974, p. 54-55, 1

1985 *Hedbergella delrioensis* (Carsey, 1926), Premoli Silva y Sliter, p. 35, lám. 1, fig. 7.

2004 *Muricohedbergella delrioensis* (Tappan 1940), Premoli Silva y Verga, p. 260, lám. 30, fig. 4.

Descripción: Trocospira plana, formada por cámaras globulares que crecen lentamente, 5-6 cámaras formando la última vuelta.

Muricohedbergella delrioensis se ha observado comunmente en la Zona de *Whiteinella archaeocretacea*.

***Hedbergella planispira* (Tappan, 1940) (Figura 23:3)**

1940 *Globigerina planispira* Tappan 1940, p. 122, lám. 9, figs. 12a-c.

1985 *Hedbergella planispira* Tappan, Caron, p. 59, figs. 23-24.

1989 *Hedbergella planispira* (Tappan 1940), Sliter, p.12, lám. 1, figs. 19-20

1995 *Hedbergella planispira* (Tappan 1940), Premoli Silva y Sliter, p. 35, lám. 1, fig. 1, 10

2004 *Muricohedbergella planispira* (Tappan 1940), Premoli Silva y Verga, p. 260, lám. 30, fig. 11.

Descripción: Concha de tamaño pequeño a medio. Lado espiral muy bajo, aplanado con ombligo grande, cámaras globulares.

Esta especie difiere de *Hedbergella derioensis* por tener el lado espiral muy bajo

Es común en la Zona de *Whiteinella archaeocretacea* del material estudiado.

Género *Pseudoclavihedbergella* Georgescu, 2009

Especie tipo *Hedbergella amabilis* Loeblich y Tappan, 1961

Descripción: Concha baja trocospiral con cámaras globulares en el primer estadio y cámaras radialmente alargadas de forma petaloide en el adulto, ornamentación con escasas pústulas.

***Pseudoclavihedbergella amabilis* (Loeblich y Tappan, 1961) (Figura 22: 1, 9)**

1961 *Hedbergella amabilis* Loeblich y Tappan, p. 274, pl. 3, figs. 1-10

1967 *Hedbergella amabilis* Loeblich y Tappan 1961, Pessagno, p. 281, lám. 52, figs. 6-8.

1970 *Hedbergella amabilis* Loeblich y Tappan 1961, Eicher y Worstell, p. 300, lám. 9, figs. 6-7, 9.

1975 *Hedbergella amabilis* Loeblich y Tappan, 1961, Playford *et al.*, fig. 3: 7-9.

1984 *Hedbergella simplex* Morrow 1934, Leckie, p. 600, lám. 19, figs. 1-2.

Descripción: Concha baja trocospiral con cámaras que se aumentan gradualmente de tamaño. Las primeras cámaras globulares, la última o dos últimas cámaras de la vuelta final radialmente alargadas, petaloides mostrando un pequeño sobrelape dando como resultado un contorno lobulado en vista espiral y umbilical. Cámaras arregladas en 2 ½ vueltas y cinco cámaras en la última vuelta.

Género *Pessagnoina* Georgescu, 2009

Especie tipo *Pessagnoina moremani* Cushman

Descripción: Concha trocospiral baja con cámaras radialmente alargadas en el adulto, última cámara en especies evolucionadas con una proyección bulbosa en la parte distal, las primeras especies tienen la superficie pustulosa, las más evolucionadas son lisas.

Pessagnoina difiere de *Clavihedbergella* por la superficie pustulosa de las cámaras en las especies primitivas y por las últimas cámaras radialmente alargadas con proyección distal bulbosa en las más evolucionadas. Difiere de *Pseudoclavihedbergella* por las cámaras más alargadas con una proyección bulbosa distal. La concha de la pared es simple, contrastando con la pared cancellada de las formas del Turoniano superior con cámaras alargadas.

***Pessagnoina moremani* (Cushman, 1931) (Figura 22: 4)**

1931 *Hastigerinella moremani* Cushman, p. 86, lám. 11, figs 1-3

1961 *Clavihedbergella moremani* (Cushman, 1931), Loeblich y Tappan, p.279, lám. 5, figs. 12-16.

1967 *Clavhedbergella moremani* (Cushman, 1931), Pessagno, p. 285, lám. 53, figs. 5, lám.55, figs. 1-2.

1970 *Clavhedbergella moremani* (Cushman, 1931), Eicher y Worstell, p. 304, lám. 10, fig. 5

1977 *Clavhedbergella moremani* (Cushman, 1931), Masters, p. 442, lám.18, figs. 1-4

Descripción: Concha con trocospira baja compuesta de cámaras que gradualmente aumentan en tamaño, primeras cámaras globulares, las cámaras de la última vuelta radialmente alargadas. La última cámara formada tiene una proyección bulbosa. La abertura es un arco medio a bajo bordeado por un labio imperforado.

Pessagnoina moremani difiere de *P. simplex* por la proyección bulbosa bien desarrollada en la parte distal de la última cámara formada.

***Pessagnoina simplex* (Morrow, 1934) (Figura 22: 2-3)**

1934 *Hastigerinella simplex* Morrow, p.138, lám.30, fig. 6.

1961 *Clavhedbergella simplex* (Morrow, 1934), Loeblich y Tappan, p.279, lám. 3, figs, 12, 14.

1977 *Clavhedbergella simplex* (Morrow, 1934) Eicher y Worstell, p. 306, lám. 10, fig. 4.

2002 *Muricohedbergella simplex* (Morrow, 1934) Premoli Silva y Verga, lám. figs.

2009 *Hedbergella simplex* (Morrow, 1934) Samuel *et al.*, fig. 6: 0

Descripción: Concha trocospiral baja, con cámaras que gradualmente aumentan de tamaño y muestran un pequeño sobrelape en la última vuelta. Primeras cámaras globulares, la última radialmente alargada con el eje perpendicular o ligeramente oblicua a la vuelta previa, las cámaras radialmente alargadas son de forma subcilíndrica. Cámaras arregladas en $2-2^{1/2}$ vueltas con 4-5 cámaras en la última vuelta.

***Pessagnoina* sp. (Figura 22: 6)**

Descripción: Concha con trocospira baja con seis cámaras en la última vuelta de las cuales cuatro son alargadas y bulbosas.

Género *Whiteinella* Pessagno, 1967

Especie tipo: *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, 1967

***Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, 1967(Figura 21: 5)**

Descripción: Concha trocospiral baja a alta, cámaras globulares a ovales, ombligo amplio somero, superficie pustulosa, especialmente en las primeras cámaras, pared moderadamente gruesa, la abertura es un arco umbilical-extraumbilical, bordeado por un portici que se extiende en el ombligo.

Whiteinella es similar a *Hedbergella*, pero difiere en la posición más umbilical de la abertura y por tener flaps o portici. En sección delgada las especies asignadas a *Whiteinella* difieren de las hedbergellas contemporáneas en ser más grandes y robustas y presentar una pared más gruesa y pustulosa a excepción de *H. hoelzli* (Hagn y Zeil).

***Whiteinella aprica* (Loeblich y Tappan, 1961) (Figura 21: 5)**

1961 *Ticinella aprica* Loeblich y Tappan, p. 292

1995 *Whiteinella aprica* (Loeblich y Tappan, 1961), Premoli Silva y Sliter, p. 52, lám. 10, fig. 3.

2002 *Whiteinella aprica* (Loeblich y Tappan, 1961), Premoli Silva y Verga, p. 414, lám. 167, fig. 3, 8.

2004 *Whiteinella aprica* (Loeblich y Tappan, 1961), Premoli Silva y Verga, p. 273 lám. 43, fig. 5, 6, 7.

Descripción: Concha con trocospira baja casi simétrica, las cámaras se agrandan lentamente, ombligo amplio, superficie pustulosa.

***Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, 1967 (Figura 21: 3)**

1967 *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, p.298-299, lám. 51, figs. 2-4

1989 *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, Sliter, p. 14, lám. 2, figs. 9-10

1995 *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, Premoli Silva y Sliter, p. 54, lám. 11, figs. 6-7

2004 *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, 1967, Premoli Silva y Verga, p. 273, lám. 43, figs. 8-12.

Descripción: Concha biconvexa, lado espiral plano a ligeramente biconvexa, lado umbilical ligeramente cóncavo, periferia redondeada sub-aguda, ombligo amplio, las primeras cámaras globulares, ligeramente comprimidas en la vuelta final, cuatro a seis cámaras en sección transversal, inicialmente globulares más tarde ovales.

***Whiteinella aumalensis* (Sigal, 1952) (Figura 21: 2)**

1952 *Globigerina aumalensis* (Sigal, 1952), p. 28

1995 *Whiteinella aumalensis* (Sigal, 1952), p. 54, lámina 11, figs. 4, 5.

2002 *Whiteinella aumalensis* (Sigal, 1952) Premoli Silva y Verga, p. 416, lám. 168, figs 4, 5.

2004 *Whiteinella aumalensis* (Sigal, 1952) Premoli Silva y Verga, p. 273, lám. 43, fig. 13; p. 274, lámina 44, fig 1.

Descripción: Concha de tamaño medio, con trocospira media, cámaras ligeramente comprimidas, periferia aguda y margen imperforado.

***Whiteinella baltica* Douglas y Rankin, 1969 (Figura 21: 7)**

1969 *Whiteinella baltica* Douglas y Rankin, p. 168, text-figs. 9A-C

1995 *Whiteinella baltica* Douglas y Rankin, 1969, Premoli Silva y Sliter, p. 55, lám. 11, fig. 11

2004 *Whiteinella baltica* Douglas y Rankin, 1969, Premoli Silva y Verga, p. 274, lám. 44, figs. 2-3.

Concha con trocospira, baja un poco asimétrica de tamaño medio a grande, cámaras globulares, con cuatro a cinco cámaras en la vuelta final aumentando rápidamente en tamaño, ombligo angosto.

***Whiteinella brittonensis* (Loeblich y Tappan, 1961) (Figura 21: 6)**

1961 *Hedbergella brittonensis* Loeblich y Tappan, p. 274, lám. 4, figs. 1-8.

1995 *Whiteinella brittonensis* (Loeblich y Tappan, 1961), Premoli Silva y Sliter, p. 51, lám. 10, fig. 2.

2002 *Whiteinella brittonensis* (Loeblich y Tappan, 1961), Premoli Silva y Verga, p. 414, lám. 167, fig. 2.

2004 *Whiteinella brittonensis* (Loeblich y Tappan, 1961), Premoli Silva y Verga, p. 274, lám. 44, figs. 4-5.

Descripción: Concha de tamaño medio a grande, trocospira moderadamente alta, asimétrica, que tiene de cinco a siete cámaras globulares

***Whiteinella paradubia* (Sigal, 1952) (Figura 21: 4)**

1952 *Globigerina paradubia* Sigal, p. 28, text-fig 28

1985 *Whiteinella paradubia* (Sigal, 1952), Caron, p. 78, fig. 37. 8-9.

1995 *Whiteinella paradubia* (Sigal, 1952), Premoli Silva y Sliter, p. 52, lám. 10, figs 1, 5, 7.

2004 *Whiteinella paradubia* (Sigal, 1952), Premoli Silva y Verga, p. 274, lám. 44, figs 9-12.

Descripción: Concha grande, lado trocospiral alto. Esta especie difiere de otras de *Whiteinella* por su trocospira alta y por tener de 5-8 cámaras en la última vuelta.

***Whiteinella praehelvetica* (Trujillo, 1960) (Figura 21: 8)**

1960 *Rugoglobigerina praehelvetica* Trujillo, p. 340, lám. 49, fig. 6.

2002 *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Trujillo, 1960) Premoli Silva y Sliter, p. 415, lám. 167, fig 11; p. 416, lám. 168, fig. 1.

2004 *Whiteinella praehelvetica* (Trujillo, 1960) Premoli Silva y Verga, p. 274, lám. 44, figs. 13-15.

Descripción: Concha plano convexa, cámaras globulares, superficie pustulosa, periferia sin quilla; es considerada como una liga evolutiva desde algunas *Whiteinellas* del Cenomaniano Tardío a *Helvetoglobotruncana helvetica* (Caron, 1985).

Subfamilia Helvetoglobotruncaninae Lamolda, 1976

Género *Helvetoglobotruncana* Reiss, 1957

Especie tipo: *Globotruncana helvetica* (Bolli, 1945)

Descripción: Concha plano convexa, plana sobre el lado espiral, lado umbilical fuertemente inflado. Una quilla puede estar presente. El ombligo esta cubierto por un sistema de portici con aberturas accesorias infralaminares. Numerosas pústulas cubren particularmente el lado umbilical de la concha. *Helvetoglobotruncana* es un género de corta vida del Turoniano Temprano a Medio.

***Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli, 1945) (Figura 24: 1, 2)**

1945 *Globotruncana helvetica* Bolli, p. 226, lám. 9, fig. 6

1985 *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli, 1957), Caron, p. 68, fig. 30. 7-8.

1989 *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli, 1957), p. 15, lám. 2, fig.2.

1995 *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli, 1957) Premoli Silva y Sliter, p. 54, lám.

Figs

2004 *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli, 1957) Premoli Silva y Verga, p. 252, lám. 22, figs. 1-9

Descripción: Concha de tamaño medio, plano-convexa, periferia con una sola quilla, ombligo angosto a moderadamente amplio, cámaras hemisféricas sobre el lado umbilical.

En el material estudiado la presencia de esta especie es escasa.

Superfamilia Globotruncanacea Brotzen, 1942

Familia Globotruncanidae Brotzen, 1942

Subfamilia Gobotruncaninae Brotzen, 1942

Género *Contusotruncana* Korchagin, 1982

Especie tipo *Pulvinulina arca* var. *contusa* Cushman, 1926

Descripción: Concha trocospiral con el lado espiral fuertemente convexo, primeras cámaras globulares, más tarde amplias y bajas con superficie ondulante, suturas oblicuas, curvadas, gruesas, elevadas y nodosas sobre el lado espiral, periferia con dos quillas separadas por una angosta banda imperforada.

***Contusotruncana walfischensis* (Todd, 1970) (Figuras 27:1 y 28: 2)**

1970 *Globotruncana walfischensis* Todd, p. 153, lám. 5, figs. 8 a-b.

1984 *Rosita walfischensis* (Todd, 1970), Robaszynski *et al.*, p. 259, lám. 42, figs. 1-4.

1995 *Contusotruncana walfischensis* (Todd, 1970), Premoli Silva y Sliter, p. 67, lám.17, figs 1, 2.

2002 *Contusotruncana walfischensis* (Todd, 1970), Premoli Silva y Sliter, p. 429, lám.174, fig. 1, 2.

2004 *Contusotruncana walfischensis* (Todd, 1970), Premoli Silva y Verga, p. 235, lám. 5, figs. 1-3.

Descripción: Trocospira muy alta, perfil fuertemente asimétrico, lado espiral como un domo redondeado, dos quillas espaciadas e igualmente desarrolladas.

***Contusotruncana fornicata* (Plummer, 1931) (Figura 25: 6)**

1931 *Globotruncana fornicata* Plummer, p. 130, lám. 13, figs. 4 a-c.

1985 *Rosita fornicata* (Plummer, 1931), Caron, p. 64, fig. 28: 3-4.

1995 *Contusotruncana fornicata* (Plummer, 1931), Premoli Silva y Sliter, p. 67, lám. 17, fig. 8.

2002 *Contusotruncana fornicata* (Plummer, 1931), Premoli Silva y Sliter, p. 429, lám. 174, fig. 8-

2004 *Contusotruncana fornicata* (Plummer, 1931), Premoli Silva y Verga, p. 234, lám. 4, figs. 1-9.

Descripción: Concha con trocospira moderadamente alta, cámaras iniciales globulares, presenta dos quillas.

Género *Globotruncana* Cushman, 1927

Especie tipo *Pulvinulina arca* Cushman, 1926

Descripción: Concha trocospiral baja a alta, margen periférico generalmente truncado con dos quillas separadas por una banda imperforada, la quilla sobre el lado umbilical a veces es menos desarrollada, el diámetro del ombligo ocupa de un cuarto a la mitad de la concha. La abertura primaria con tegilla con aberturas accesorias infra e interlaminares.

***Globotruncana aegyptiaca* Nakkady, 1950 (Figura 28: 5)**

1950 *Globotruncana aegyptiaca* Nakkady, p. 690, lám. 80, fig. 20

1995 *Globotruncana aegyptiaca* Nakkady, 1950 Premoli Silva y Sliter, p. 63, lám. 15, fig. 10.

2002 *Globotruncana aegyptiaca* Nakkady, 1950, Premoli Silva y Sliter, p. 425, lám. 172, fig. 10.

2004 *Globotruncana aegyptiaca* Nakkady, 1950, Premoli Silva y Verga, p. 240, lám. 10, figs. 4-8.

Descripción: Concha trocospiral baja, perfil asimétrico, con lado espiral plano y lado umbilical convexo, cámaras aumentan rápidamente en tamaño, dos quillas sobre todas las cámaras separadas por una banda periférica imperforada.

***Globotruncana arca* (Cushman, 1926) (Figuras 27: 6 y 28: 7).**

1926 *Pulvinulina arca* Cushman, p.23, lam. 3, fig. 1

1995 *Globotruncana arca* (Cushman, 1926), Premoli Silva y Sliter, p. 65 lám. 16, fig. 7.

2002 *Globotruncana arca* (Cushman, 1926) Premoli Silva y Sliter, p. 427, lám. 173, fig. 7.

2004 *Globotruncana arca* (Cushman, 1926) Premoli Silva y Verga, p. 241, lám. 11, figs. 1-4.

Descripción: Concha trocospiral convexa, la banda quillada con un ángulo ligero hacia el ombligo.

***Globotruncana falsostuarti* Sigal, 1952 (Figura 28: 4)**

1952 *Globotruncana falsostuarti*, p. 43, fig. 46.

1995 *Globotruncana falsostuarti* Sigal, 1952, Premoli Silva y Sliter, p. 65, lám. 16, fig. 8.

2002 *Globotruncana falsostuarti* Sigal, 1952, Premoli Silva y Sliter, p. 427, lám. 173, fig. 8.

2004 *Globotruncana falsostuarti* Sigal, 1952, Premoli Silva y Verga, p. 242, lám. 12, figs. 1-6.

Descripción: Concha trocospiral biconvexa casi simétrica, con dos quillas cercanas, la banda quillada tiene ángulo hacia el ombligo, tres vueltas con cámaras petaloides.

***Globotruncana hilli* Pessagno, 1967 (Figura 28: 3)**

1967 *Globotruncana hilli* Pessagno, p. 343

2002 *Globotruncana hilli* Pessagno, Premoli Silva y Sliter, p. 427, lám. 173, figs. 2, 3, 4.

2004 *Globotruncana hilli* Pessagno, Premoli Silva y Verga, p. 242, lám. , figs.

Descripción: Concha trocospiral, pequeña rectangular truncada parecida a *Globotruncana linneana*.

Género *Gobotruncanita* Reiss, 1957

Especie tipo *Rosalina stuarti* de Lapparent, 1918

Descripción: Concha trocospiral biconvexa a planoconvexa, periferia con una sola quilla, el diámetro del ombligo ocupa un tercio o la mitad de la concha, abertura primaria solo con portici.

Marginotruncana Hofker, 1956

Especie tipo *Rosalina marginata* Reuss, 1845

Emendada por Pessagno 1967

Descripción: Concha trocospiral biconvexa a planoconvexa, periferia con dos quillas separadas por una banda carinal que puede ser muy angosta o casi ausente en las cámaras finales, ombligo de un cuarto a un tercio del diámetro de la concha, abertura primaria umbilical-extraumbilical bordeada por portici que puede formar una tegilla.

***Marginotruncana coronata* (Bolli, 1945) (Figuras 24: 4; 25: 4 y 26: 5)**

1945 *Globotruncana coronata* Bolli, p. 233, lám. , figs.

1995 *Marginotruncana coronata* (Bolli, 1945), Premoli Silva y Sliter, p. 61, lám. 14, fig. 9.

2002 *Marginotruncana coronata* (Bolli, 1945), Premoli Silva y Sliter, p. 423, lám. 171, fig. 9

2004 *Marginotruncana coronata* (Bolli, 1945) Premoli Silva y Verga, p. 257, lám. 27, figs. 1-4

Descripción: Concha grande, con una espira que aumenta rápidamente en tamaño, la cámaras de la vuelta final son grandes y tienden a colapsarse o están comprimidas produciendo un perfil típicamente alargado pero irregular, con dos quillas prominentes poco espaciadas.

***Marginotruncana marginata* (Reuss, 1845) (Figuras 24: 3; 25: 8 y 26:6)**

1845 *Rosalina marginata* Reuss, p. 36, lám. 13, figs. 18a-b

1995 *Marginotruncana marginata* (Reuss, 1845) Premoli Silva y Sliter, p. 60, lám. 14, fig. 6.

2002 *Marginotruncana marginata* (Reuss, 1845), Premoli Silva y Sliter, p. 421, lám. 170, figs. 3, 4, 6

2004 *Marginotruncana marginata* (Reuss, 1845), Premoli Silva y Verga, p. 257, lám. 27, figs. 5-9.

Descripción: Concha trocospiral grande biconvexa, cámaras infladas, quillas más angostas y menos desarrolladas que en *Globotruncana bulloides*.

***Marginotruncana pseudolinneana* Pessagno 1967 (Figura 26: 4)**

1967 *Marginotruncana pseudolinneana* Pessagno, p. 310, lám. 65, figs. 24-27.

1995 *Marginotruncana pseudolinneana* Pessagno 1967, Premoli Silva y Sliter, p. 60, lám. 14, fig. 4.

2002 *Marginotruncana pseudolinneana* Pessagno 1967, Premoli Silva y Sliter, p. 423, lám. 171, fig. 4.

2004 *Marginotruncana pseudolinneana* Pessagno 1967, Premoli Silva y Verga, p. 257, lám. 27, figs. 5-9.

Descripción: Concha característica por el perfil en forma de caja, concha grande con un ombligo amplio y profundo, las vueltas internas más pequeñas en comparación con el tamaño de todo el espécimen. Esta especie difiere de *Globotruncana linneana* en que es de mayor tamaño y presenta vueltas y cámaras más numerosas

***Marginotruncana renzi* (Gandolfi, 1942) (Figuras 24: 7; 25: 3 y 26: 2)**

1942 *Globotruncana renzi* Gandolfi, p. 124, lám. 3, fig. 1, lám. 4, fig. 16.

1995 *Marginotruncana renzi* (Gandolfi, 1942), Premoli Silva y Sliter, p. 60, lám. 14, figs. 1.

2002 *Marginotruncana renzi* (Gandolfi, 1942), Premoli Silva y Sliter, p. 421, lám. 170, figs. 1, 7.

2004 *Marginotruncana renzi* (Gandolfi, 1942), Premoli Silva y Verga, p. 258, lám. 28, figs. 3-9.

Descripción: Concha trocospiral de tamaño mediano, biconvexa, con un perfil más compacto que *M. sigali* y *M. schneegansi* con doble quilla y claramente visibles las prominencias umbilicales.

***Marginotruncana* cf. *M. schneegansi* (Sigal, 1952) (Figura 26: 7)**

Descripción: Concha grande con el lado espiral convexo con una o dos pústulas.

***Marginotruncana sigali* (Reichel, 1950) (Figura 26: 8)**

1950 *Globotruncana (Globotruncana) sigali* Reichel, p. 610-612, text-fig. 5 a-c.

1982 *Sigalitruncana sigali* (Reichel, 1950), Korchagin, p. 120

1988 *Sigalitruncana sigali* (Reichel, 1950), Loeblich y Tappan, 470, lám. 508, figs. 1-7

1989 *Marginotruncana sigali* (Reichel, 1950), Sliter, p. 14, lám. 2, fig. 7

1995 *Marginotruncana sigali* (Reichel, 1950), Premoli Silva y Sliter, p. 58, lám. 13, fig. 5.

2002 *Marginotruncana sigali* (Reichel, 1950), Premoli Silva y Sliter, p. 421, lám. 170, figs. 2, 5.

2004 *Marginotruncana sigali* (Reichel, 1950), Premoli Silva y Verga, p. 259, lám. 29, figs. 3-9.

Descripción: Concha trocospiral de tamaño medio, biconvexa, la espira aumenta en altura puede presentar una o dos quillas, superficie espiral lisa. Esta especie difiere de *M. schneegansi* en que es más simétrica y por las cámaras planas subrectangulares.

***Marginotruncana tarfayaensis* (Lehman, 1962) (Figura 25: 5)**

1962 *Globotruncana tarfayaensis* Lehman, p. 146-147, lám. fig.

1995 *Marginotruncana tarfayaensis* (Lehman, 1962), Premoli Silva y Sliter, p. 60, lám. 14, fig.11.

2002 *Marginotruncana tarfayaensis* (Lehman, 1962), Premoli Silva y Sliter, p. 420, lám. 170, fig. 10.

2004 *Marginotruncana tarfayaensis* (Lehman, 1962), Premoli Silva y Verga, p. 259, lám. 29, figs. 13-15.

Descripción: Concha grande, con trocospira baja, plana, superficie espiral casi lisa, cámaras comprimidas, dos quillas poco espaciadas.

***Marginotruncana undulata* (Lehman, 1963) (Figura 26: 3)**

1963 *Globotruncana undulata* (Lehman, 1963), p. 148

1995 *Marginotruncana undulata* (Lehman, 1963), Premoli Silva y Sliter, p. 60, lám. 14, fig. 9.

2002 *Marginotruncana undulata* (Lehman, 1963), Premoli Silva y Sliter, p. 422, lám. 171, fig. 10-12.

2004 *Marginotruncana undulata* (Lehman, 1963), Premoli Silva y Verga, p. 260, lám. 30, figs. 1-3.

Descripción: Concha comprimida grande, ombligo amplio y superficie de las cámaras ondulantes sobre el lado espiral

Género *Dicarinella* Porthault, 1970

Descripción: Concha trocospiral, biconvexa a cóncavo convexa, periferia con dos quillas, ombligo amplio ocupando hasta una tercera parte del diametro de la concha.

***Dicarinella algeriana* (Caron, 1966) (Figura 23: 2)**

1966 *Praeglobotruncana algeriana* Caron, p. 74-75, holotipo dibujado por Reichel, 1950, p. 162, lám. 16, fig. 8, lám. 17, fig. 8 como *Gobotruncana* (*Globotruncana*) aff. *renzi*.

1989 *Dicarinella algeriana* (Scheibnerova, 1962), Sliter, p 14, lám. 2, fig. 8.

1995 *Dicarinella algeriana* (Caron, 1966), Premoli Silva y Sliter, p. 56, lám. 12, fig. 10.

2002 *Dicarinella algeriana* (Caron, 1966), Premoli Silva y Sliter, p. 418, lám. 169, figs. 5, 7, 9, 10, 12.

2004 *Dicarinella algeriana* (Caron, 1966), Premoli Silva y Verga, p. 235, lám. 5, figs. 7-10.

Descripción: Concha pequeña con trocospira baja, periferia truncada con dos quillas. Última cámara redondeada o con una quilla.

Dicarinella algeriana (Caron) es la especie más primitiva del género, es muy parecida a *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi) pero difiere por la presencia de las dos quillas

***Dicarinella asymetrica* (Sigal 1952) (Figura 26: 1)**

1952 *Globotruncana asymetrica* Sigal, p. 35, text-fig. 35

1989 *Dicarinella asymetrica* (Sigal, 1952), Sliter, p. 16, lám.3, fig. 1.

1995 *Dicarinella asymetrica* (Sigal, 1952), Premoli Silva y Sliter, p. 56, lám. 12, fig. 11.

2002 *Dicarinella asymetrica* (Sigal, 1952), Premoli Silva y Sliter, p. 419, lám. 169, fig. 11.

2004 *Dicarinella asymetrica* (Sigal 1952) Premoli Silva y Verga, p. 235, lám. 5, figs. 11-15.

Descripción: Concha grande plano a cóncavo-convexa, angular, con dos quillas angostas en el lado espiral, aristas periumbilicales angulares, primeras cámaras globulares, las últimas cámaras trapezoidales, superficie hispida.

***Dicarinella concavata* (Brotzen, 1934) (Figura 25: 1-2)**

1934 *Rotalia concavata* Brotzen, p. 66, lám. 3, fig. b.

1982 *Concavatotruncana concavata* (Brotzen, 1934), Korchagin, p. 118.

1988 *Concavatotruncana concavata* (Brotzen, 1934), Loeblich y Tappan, p. 463, lám. 498, figs. 1-3.

1989 *Dicarinella concavata* (Brotzen, 1934), Sliter, p. 14, lám. 2, fig. 11.

1995 *Dicarinella concavata* (Brotzen, 1934), Premoli Silva y Sliter, p. 56, lám. 12, figura 1.

2002 *Dicarinella concavata* (Brotzen, 1934), Premoli Silva y Sliter, p. 418, lám. 169, figura 1.

2004 *Dicarinella concavata* (Brotzen, 1934), Premoli Silva y Verga, p. 236, lám. 6, figs 2-7.

Descripción: Concha grande plano a concavo-convexa, lado umbilical fuertemente convexo, periferia bicarinada en la orilla del lado espiral, protuberancias periumbilicales redondeadas, primeras cámaras globulares, cámaras semiesféricas sobre el lado umbilical de la última vuelta, superficie hispida.

***Dicarinella hagni* (Scheibnerova, 1962) (Figura 24: 8)**

1962 *Praeglobotruncana hagni* Scheibnerova, p. 219, figs.6a-c.

1995 *Dicarinella hagni* (Scheibnerova, 1962), Premoli Silva y Sliter, p. 56, lám. 12, fig. 13.

2002 *Dicarinella hagni* (Scheibnerova, 1962), Premoli Silva y Sliter, p. 418, lám. 169, figs. 3, 13.

2004 *Dicarinella hagni* (Scheibnerova, 1962), Premoli Silva y Verga, p. 236, lám. 6, figs. 8-11.

Descripción: Concha grande biconvexa con trocospira baja, cámaras infladas sobre el lado espiral, la cámara final marcadamente convexa.

***Dicarinella imbricata* (Mornod, 1950) (Figura 23:1)**

1950 *Globotruncana imbricata* Mornod, p. 589-90, lám., figs.

1995 *Dicarinella imbricata* (Mornod, 1950), Premoli Silva y Sliter, p. 56, lám. 12, fig. 8.

2002 *Dicarinella imbricata* (Mornod, 1950), Premoli Silva y Sliter, p. 418, lám. 169, fig. 8.

2004 *Dicarinella imbricata* (Mornod, 1950), Premoli Silva y Verga, p. 236, lám. 6, figs. 12-14.

Descripción: Concha pequeña a mediana, convexa-cóncava, primeras cámaras salientes.

Subfamilia Abathomphalinae Pessagno, 1967

Genero *Abathomphalus* Bolli, Loeblich y Tappan, 1957

Especie tipo: *Globotruncana mayaroensis* Bolli, 1951, p. 198.

Concha trocospiral biconvexa a cóncavo-convexa, periferia angular a truncada con dos quillas variablemente espaciadas, la quilla sobre el lado umbilical puede estar pobremente desarrollada y reducida a una hilera de costillas cortas transversales, ombligo angosto y somero, superficie pustulosa a nodosa, patrón radial de costillas sobre la superficie umbilical que puede ser visible en sección transversal, la abertura primaria umbilical-extraumbilical.

***Abathomphalus mayaroensis* (Bolli, 1951) (Figura 28: 1)**

1951 *Globotruncana mayaroensis* Bolli, p. 198, lám 35, fig. 10-12

1989 *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli, 1951), Sliter, p. 16, lám. 3, fig. 10

1995 *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli, 1951), Premoli Silva y Sliter, p. 71, lám. 19, fig. 1.

2002 *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli, 1951), Premoli Silva y Sliter, p. 433, lám. 176, fig. 1.

2004 *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli, 1951), Premoli Silva y Verga, p. 231, lám. 1, figs. 4-6.

Descripción: Concha distintamente rectangular, trocospira baja, periferia truncada con dos quillas ampliamente separadas, ombligo angosto.

Familia Rugoglobigerinidae Subbotina, 1959

Kuglerina rotundata Brönninann y Brown, 1956

Especie tipo *Rugoglobigerina rugosa* subsp. *rotundata* Brönnimann, 1952.

Descripción: Concha relativamente grande con enrollamiento planispiral alto, cámaras globulares algunas veces alargadas en vista de lado, cuatro a seis en la vuelta final, suturas radiales, hundidas, periferia redondeada, sin quilla, superficie con pústulas pero sin costillas alineadas.

***Kuglerina rotundata* Brönninann y Brown, 1956 (Figura 29: 6)**

1956 *Kuglerina rotundata* Brönninann y Brown, p. 557, lám. fig.

2002 *Kuglerina rotundata* Brönninann y Brown, 1956 Premoli Silva y Sliter, p. 439, lám. 179, fig.1.

2004 *Kuglerina rotundata* Brönninann y Brown, 1956 Premoli Silva y Verga, p. 253, lám. 23, figs. 12-13.

Descripción: Concha grande con trocospira relativamente alta, cámaras globulosas, pared con pústulas y ombligo amplio.

Género *Plummerita* Brönnimann, 1952

Especie tipo: *Plummerita hantkeninoides hantkeninoides* Brönnimann, 1952

Descripción: Concha con cámaras triangulares infladas en una trocospira baja, las de la vuelta final radialmente alargadas finalizando en una tubuloespina, periferia fuertemente lobulada y en forma de estrella.

Género *Rugoglobigerina* Brönnimann, 1952

Especie tipo *Globigerina rugosa* Plummer, 1927

Trocospira baja a alta con cámaras globulares, sistema umbilical compuesto de tegilla, perfil de las cámaras redondeado cubierto de rugosidades frecuentemente arregladas en patrón meridional.

***Rugoglobigerina hexacamerata* Brönnimann, 1952 (Figuras 27: 3 y 29: 1-2)**

1952 *Rugoglobigerina hexacamerata hexacamerata* Brönnimann, p. 23, lám. 2, figs. 10-12.

1995 *Rugoglobigerina hexacamerata* Brönnimann, 1952, Premoli Silva y Sliter, p. 77, lám. 22, fig. 8.

2002 *Rugoglobigerina hexacamerata* Brönnimann, 1952, Premoli Silva y Sliter, p. 441, lám. 180, fig. 3.

2004 *Rugoglobigerina hexacamerata* Brönnimann, 1952 Premoli Silva y Verga, p. 269, lám. 39, figs. 1, 2.

Descripción: Concha plana con trocospira baja, simétrica, con seis cámaras en la última vuelta aumentando lentamente en tamaño, ombligo amplio, pared gruesa rugosa.

***Rugoglobigerina milamensis* Smith y Pessagno, 1973 (Figura 28: 6)**

1973 *Rugoglobigerina milamensis* Smith y Pessagno, p. 56, lám. 24, figs. 4-7

2002 *Rugoglobigerina milamensis* Smith y Pessagno, 1973, Premoli Silva y Sliter, p. 438, lám. 189, fig. 2.

2004 *Rugoglobigerina milamensis* Smith y Pessagno, 1973, Premoli Silva y Verga, p. 269, lám. 39, figs. 5,6.

Descripción: Concha con trocospira alta, periferia de las cámaras redondeada, cinco cámaras globulares aumentando rápidamente en tamaño.

Género *Trinitella* Brönnimann, 1952

Especie tipo *Trinitella scotti* Brönnimann, 1952

Descripción Concha con trocospira plana, cámaras agrandándose rápidamente, las primeras globulares, después comprimidas a romboidales, banda imperforada o débil quilla en la vuelta final.

***Trinitella scotti* Brönnimann, 1952 (Figura 28: 1)**

1952 *Trinitella scotti* Brönnimann, p. 57, lám. 4, figs. 4-6

1995 *Trinitella scotti* Brönnimann, 1952, Premoli Silva y Sliter, p. 79, lám. 23, fig. 4.

2002 *Trinitella scotti* Brönnimann, 1952, Premoli Silva y Sliter, p. 441, lám. 180, fig. 4.

2004 *Trinitella scotti* Brönnimann, 1952 Premoli Silva y Verga, p. 272, lám. 42, figs. 6-8.

Descripción: Trocospira baja, ligeramente asimétrica, perfil de las cámaras redondeado pero comprimido en las últimas, con la superficie cubierta de rugosidades y costillas arregladas en un patrón meridional, débiles o ausentes en las últimas cámaras.

SISTEMÁTICA DE LAS ALGAS

Phylum Tallophyta Unger, 1838

Clase Clorophyceae Kuetzing, 1833

Orden Siphonales Wille in Warming, 1884

Familia Codiacea Tevisan emend Zanardini, 1843

Género *Lithocodium* Elliot, 1956

Lithocodium aggregatum Elliot, 1956 (Figura 20: 9)

Descripción: Alga incrustante, muestra en la periferia filamentos corticales, la parte interna tiene red celular sin una orientación definida.

Familia Acetabulariaceae Hauck, 1855

Género *Clypeina* (Michelin, 1845)

***Clypeina* sp. (Figura 20: 10)**

Descripción: Ramificaciones arregladas irregularmente rodeando el talo cilíndrico.

Poros pequeños en el eje principal ampliándose distalmente.

Familia Dasycladaceae Kützing

Género *Salpingoporella* Pia in Trauth, 1918

***Salpingoporella* cf. *S. milovanovici* Radoicic, 1978**

Descripción: Ramificaciones perpendiculares al eje principal en número variable (9-16)

Género *Heteroporella* Pratulon, 1966

Heteroporella lepina Pratulon, 1966 (Figura 20: 5-6)

Descripción: Talo cilíndrico alargado. Ramificaciones diferenciadas en fértiles y estériles arregladas en vueltas regulares alternando. Las ramificaciones fértiles frecuentemente rellenas con calcita transparente y por lo tanto difícil de observar, son muy finas en la parte proximal, después infladas debido al contacto con las ramificaciones estériles y gradualmente deformados durante el crecimiento, esta deformación consiste en un fuerte angostamiento, éste gradualmente divide una sola rama en dos partes cada una con tres o más ramas secundarias finas y cortas. Las ramas estériles muy delgadas en la base y gradualmente se amplían hacia el exterior apareciendo distalmente como poros abiertos oscuros, ligeramente inclinados hacia la superficie del alga, donde las numerosas ramas finas secundarias de las vueltas fértiles se extienden.

Familia Udotaceae Feldman, 1946

Género *Bouenia* Toula, 1883

***Bouenia pygmaea* (Pia, 1936) (Figura 20: 8)**

Descripción: Talo cilíndrico segmentado muestra fuerte calcificación de las zonas cortical y medular. Los filamentos tubulares de la zona medular divergen hacia la periferia en la zona cortical, se ramifican en pequeños hilos curvándose y divergiendo en todas direcciones.

Género *Thaumatoporella* Pia, 1927

***Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri, 1922 (Figura 20: 3)**

Descripción: Esta alga se caracteriza por presentar células finas arregladas en cadenas o una estructura semejante a una cámara. Esta especie está ampliamente distribuida en las plataformas carbonatadas del Mesozoico (Triásico Medio a Cretácico Tardío) y se presenta en ambientes lagunares y arrecifales.

Thaumatoporella es ahora interpretada como perteneciente a un grupo separado de algas verdes (De Castro, 1990).

***Terquemella* cf. *T. antiqua* (Pia, 1936)**

Descripción: Placas desarticuladas esféricas con cavidades esporangiales que pueden variar en número. *Terquemella antiqua* es conocida del Cenomaniano-Turoniano de Libia (Pia, 1936)

Clase Rhodophyceae Ruprecht, 1851

Familia Gymnocodiaceae Elliot, 1955

Género *Permocalculus* Elliot, 1955

***Permocalculus irenae* Elliot, 1958 (Figura 20: 4)**

Descripción: talo subcilíndrico a oval alargado fuertemente calcificado, poros finos visibles cerca de la zona cortical.

***Permocalculus budaensis* Johnson, 1968 (Figura 20: 1)**

Descripción: talo segmentado con crenulaciones corticales, las esporas se presentan en posición cortical o subcortical.

CONCLUSIONES

Del estudio micropaleontológico y de microfacies principalmente de las Formaciones El Abra, Soyatal además de la Formación Cárdenas y de la unidad litológica que se propone informalmente como El Temazcal se llegó a las conclusiones que a continuación se mencionan.

Taxonómicas

1-Se identificaron, describieron e ilustraron 16 especies de foraminíferos bentónicos

2-Se identificaron, describieron e ilustraron 46 especies de foraminíferos planctónicos

3-Se identificaron, describieron e ilustraron 9 especies de Algas.

Bioestratigráficas

1-Se reconoce la Zona de Conjunto *Pseudolituonella reicheli* de edad Cenomaniano Medio-Tardío en la parte superior de la Formación El Abra.

La distribución de los foraminíferos bentónicos dentro de esta zona fue afectada en dos pasos. Primero la mayoría de los foraminíferos desaparecen, por lo tanto la comunidad es reducida a formas pequeñas de rotálidos, textuláridos como *Praechrysalidina* y *Nezzatinella picardi* asociadas con algas Gymnocodaceas, lo cual es interpretado como un cambio en los gradientes nutricionales.

2-La Zona de Alcance Parcial *Whiteinella archaeocretacea* de edad Cenomaniano más Tardío-Turoniano más Temprano se determinó para la inferior de la Formación Soyatal y se caracteriza por la presencia de foraminíferos oportunistas (estrategia *r* o *r-k*), calcisferúlidos y radiolarios.

3-La Zona de Alcance Total *Helvetoglobotruncana helvetica* del Turoniano Temprano-Medio. Dentro de esta zona aparecen formas quilladas con estrategia *k*, como *Marginotruncana*.

4-La Zona de Intervalo *Dicarinella concavata* del Turoniano Tardío-Santoniano más Temprano

5-La Zona de Alcance Total de *Dicarinella asymetrica* del Santoniano Tardío fue reconocida también en la Formación Soyatal

6- La Zona de Intervalo *Gansserina gansseri* del Maastrichtiano Temprano se definió en la Formación Cárdenas.

7- La Zona de Alcance Total *Abathomphalus mayaroensis* del Maastrichtiano Tardío se identificó en la formación El Temazcal.

8- Existen hiatus evidenciados por la falta de algunos niveles, como por ejemplo el Campaniano no fue reconocido en todo el material estudiado, así como la Zona de *Marginotruncana sigali-Dicarinella primitiva* que se encuentra entre las Zonas de *Helvetoglobotruncana helvetica* y *Dicarinella concavata* que si se identificaron en las muestras examinadas.

Paleambientales

En el límite Cenomaniano-Turoniano, la plataforma carbonatada registra un cambio desde depósitos de agua somera de la Formación El Abra con una asociación de foraminíferos bentónicos, al depósito de la Formación Soyatal, compuesto por foraminíferos oportunistas, con cámaras alargadas, así como calcisferúlidos y radiolarios sugiriendo un ambiente inestable y eutrófico, lo cual coincide con la

elevación del nivel del mar y el Evento Anóxico Oceánico 2 (OAE2). La inundación de la plataforma con este depósito hemipelágico-pelágico se registra desde el Cenomaniano más Tardío hasta el final del Santoniano. Un ambiente de plataforma abierta se infiere en el Maastrichtiano Temprano (Formación Cárdenas) y un ambiente de cuenca en el Maastrichtiano Tardío (formación El Temazcal).

Microfacies

Diferentes microfacies se identificaron en las formaciones analizadas.

1- Microfacies packstone y grainstone peloidal con foraminíferos y algas y un boundstone de serpúlidos. Los foraminíferos sugieren ambientes de depósito diferentes de plataforma abierta, con diferentes asociaciones bentónicas y características litológicas específicas se observaron en la Facies Taninul (Microfacies 1, 2, 3).

2- Una microfacies (Microfacies 4) caracterizada por una disminución de foraminíferos bentónicos y el aumento de algas gymnocodaceas y equinodermos asociadas a cambios relacionados con un aumento en el aporte de nutrientes en la parte superior de la Facies Taninul.

3- Las Microfacies 5, 6 wackestone con miliólidos caracterizan un ambiente restringido referible a una laguna protegida en la Facies El Abra.

4- Microfacies 7 wackestone-packstone con una asociación de foraminíferos compuesta de planctónicos oportunistas, que vivieron en condiciones con nutrientes altos y fluctuaciones en temperatura y salinidad se observó en la base de la Formación Soyatal.

5- Microfacies 8 packstone-wackestone con la aparición de formas quilladas como *Helvetoglobotruncana* y *Marginotruncana* indica un aumento de profundidad

6- Las microfacies 9, 10 wackestone con conjuntos planctónicos diferentes depositadas en un ambiente profundo con estratificación en la columna de aguas en la parte superior de la Formación Soyatal.

7- Una microfacies 11 packstone que indica un depósito de plataforma abierta en la Formación Cárdenas con foraminíferos planctónicos y foraminíferos bentónicos como *Lepidorbitoides* y *Sulcoperculina*

8- La microfacies 12 es referida como un wackestone depositado en un ambiente de cuenca con un alto contenido y variabilidad de foraminíferos planctónicos en la formación El Temazcal.

Paleoceanográficas

Los cambios en las asociaciones de foraminíferos pueden ser interpretados como indicativos de la alteración paleoceanográfica. De acuerdo al aporte de valores en nutrientes se identificaron:

- 1- Asociaciones oligotróficas representadas por la abundancia exitosa de foraminíferos bentónicos, algas y corales en la parte superior de El Abra.
- 2- Una asociación en condiciones mesotróficas representada por una asociación disminuída de foraminíferos bentónicos y aumento de la presencia de algas en la parte superior de El Abra.
- 3- El proceso de eutroficación se caracteriza por la presencia de plancton compuesto por formas oportunistas calcisferúlidos y radiolarios en la parte inferior de la Formación Soyatal
- 4- El restablecimiento de condiciones oligotróficas que permitió el progreso de formas quilladas, en la Formación Soyatal
- 5- Una asociación compuesta de con foraminíferos grandes como *Lepidorbitoides* y *Sulcoperculina* así como foraminíferos planctónicos se observa en el Maastrichtiano Superior con el depósito de la Formación Cárdenas y se infiere que se desarrolló en condiciones oligotrófica-mesotróficas
- 6 La gran diversidad y abundancia de foraminíferos planctónicos se presenta en Maastrichtiano Tardío nos indicaría condiciones oligotróficas.

Paleobiogeográficas

- 1- Los foraminíferos bentónicos y las algas del material utilizado son características del Reino de Tethys
- 2- Las asociaciones planctónicas pertenecen también al Reino de Tethys.

REFERENCIAS

- ABRAMOVICH, S., KELLER, G., STUBEN, D., BERNER, Z., 2003. Characterization of the Late Campanian and Maastrichtian planktonic foraminiferal depth habitats and vital activities based on stable isotopes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 202, 1-29.
- ADKINS, W.S., 1930. New rudists from the Texas and Mexican Cretaceous. *University of Texas Bulletin* 3001, 77-100.
- AGUAYO, C.E., 1978. Sedimentary environments and diagenesis of a Cretaceous reef Complex, eastern Mexico. *Centro de Ciencias del Mar y Limnología UNAM* 1, 83-140.

- AGUAYO, C.E., 1998. The middle Cretaceous El Abra limestone at its type locality (facies, diagenesis and oil emplacement). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 15, 1-8.
- AGUILERA-FRANCO, N., HERNÁNDEZ-ROMANO, U., ALLISON, P., 2001. Biostratigraphy and environmental changes across the Cenomanian and Turonian boundary, Southern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 237-255.
- ALENCÁSTER, G., 1987. Fauna arrecifal del Albiano Tardío de la región de Jalpan, Querétaro, México. Universidad Autónoma de Nuevo León, *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra* 2, 111-119.
- ALENCÁSTER, G., 1998. New Caprinid rudist genera *Guzzyella* and *Muellerriedia* (Bivalvia Hippuritacea) from the Albian (Cretaceous) of Central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 15, 91-105.
- ALENCÁSTER, G., AGUILAR PÉREZ, J. 1995. *Jalpania queretana* a new rudist (Bivalvia Hippuritacea) from the mid-Cretaceous of Central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 12, 117-122.
- ALENCÁSTER, G., OVIEDO GARCÍA, A. 1998. Re-examination of the gener *Texicaprina* Coogan, *Mexicaprina* Coogan and *Kimbleia* Coogan (Caprinid rudists) from the Albian of central Mexico. *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología* 8, 163-179.
- ALENCÁSTER, G., TORRES, H. R., TRISTÁN, M., BARBOZA, R., OMAÑA, L. 1999. El Abra Formation in the western part of the Valles-San Luis platform (México). Fifth International Congress on Rudists, Erlangen-Nürnberg, Erlanger Geologische, Sonderband 3, p. 7.
- ALENCÁSTER, G., OMAÑA, L., PONS, J. M., 2001. Maastrichtian paleobiogeography and paleoecology of central and SE México based on rudists and foraminifers. *Paleobiogeography & Paleoecology 2001, International Conference, Piacenza & Castel'Arquato, Italy, Abstracts*, p.144
- ALENCÁSTER, G., GARCÍA-BARRERA, P., 2008. Albian Radiolitid (Mollusca-Bivalvia) from East-Central Mexico. *Geobios*, 41: 571-587.
- ALONSO, A., FLOQUET, M., MAS, R., MELENDEZ, A., 1993. Late Cretaceous carbonate platforms: Origin and evolution Iberian Ranges, Spain. *American Association of Petroleum Geologists, Memoria* 56: 297-314.
- ARNAUD-VANNEAU, A., SLITER, W.W., 1995. Early Cretaceous shallow-water benthic foraminifers and fecal pellets from leg 143 compared with coeval faunas from

the Pacific basin, Central America and the Tethys. Proceedings Ocean Drilling Project, *ODP*, Science Results, 143, pp. 537–564.

ARTHUR, M.A., DEAN, W.E., SCHLANGER, S.O., 1985. Variatins in the global carbon cycle during the Cretaceous relate to climate, volcanism, and changes atmospheric CO₂. In: Sundquist E.T., Broecker, W. S (eds.) *The Carbon Cycle and atmospheric CO₂: Natural variatins Archean to Present*. American Geophysical Union Monograph 32, 504-509

ARTHUR, M.A., SCHLANGER, S.O., JENKYN, H.C., 1987. The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event II, paleoceanographic controls on organic matter production and preservation. In: Brooks, J., Fleet, A. (eds.). *Marine Petroleum Source Rocks*. Geol. Spec. Publ. 24, 399-418.

BABINOT, J.F., RODRÍGUEZ-LÁZARO, J., FLOQUET, M., JOLET, P., 1998. Corrélations entre discontinuités sédimentaires majeures et crises biologiques chez les ostracodes du sud-ouest de l'Europe au Cénomane. *Bulletin Centre Rech. Elf. Explor. Prod. Mém.* 20,349-362.

BANDY, O.L., 1967. Cretaceous Planktic Foraminiferal zonation. *Micropaleontology*, 13 (1): 1-31.

BARKER, R.W., GRIMSDALE, T.F., 1937. Studies of Mexican Fossil Foraminifera. *Annals Magazine Natural History* 10, 161-178.

BARNES, C., HALLAM, A., KALJO, D., KAUFFMAN, E.G., WALLISER, O.H., 1996. Global Event Stratigraphy. In: *Global Event stratigraphy in the Phanerozoic*. In: Otto, H.W. (ed.), Springer Verlag, 319-333.

BARRON, E.J., 1983. A warm, equable Cretaceous: the nature of the problem. *Earth-Science Reviews* 29, 305–338.

BAZAÑEZ, L. M., FERNÁNDEZ-TURNER, R., ROSALES D. C., 1993. Cretaceous Platform of Valles-San Luis Potosí, Northeast central Mexico. In: Simó, J. A., Scott, R. W., Masse, J. P. (eds.) *Cretaceous Carbonate Platforms*. American Association of Petroleum Geologists Memoire 56, 51-59.

BERNER, R.A., 1994. Geocard II: A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *American Journal of Science* 294, 56–91.

BERTHO, P.Y., 1973. Le Cénomane de l'Estrémadure Portugaise. *Memorias Servicos Geologicos de Portugal* 23, 169.

BERTHO, P.Y., 1984. Albian-Turonian stage boundaries and subdivisions in the western Portuguese Basin, with special emphasis on the Cenomanian-turonian

boundary in the ammonite facies and rudists facies. Bulletin of the Geological Society of Denmark 33, 41-55.

BERTHOU, Y., BENGSTON, P. 2007. Stratigraphic correlation by microfacies of the Cenomanian-Coniacian of the Sergipe Basin, Brasil. Lethaia 22 (3), 246.

BILOTTE, M., 1984. Les grands foraminifères benthiques du Crétacé Supérieur Pyrénéen. Biostratigraphie. Réflexion su corrélations mésogéennes. In Oertli, H. J. (ed.). Benthos 83, 2nd International Symposium on Benthic Foraminifera, Elf Aquitaine Esso REP and Total CF, 61-67.

BILOTTE, M., 1993. Late Cretaceous reefal platform development in the north-western Pyrenees, France. American Association of Petroleum Geologists Memoire 56, 353-352.

BOLLI, H.M., 1945. Zur stratigraphie der Oberen Kreide in den ho"heren helvetischen Decken. Eclogae Geologicae Helvetiae, 37 (2): 217-329.

BOLLI, H.M., 1951. The genus *Globotruncana* in Trinidad, B. W. I.. Journal of Paleontology, 25, (2): 187-199.

BOLLI, H.M., 1959. Planktonic foraminifera from the Cretaceous of Trinidad, B. W. I. Bulletin of American Paleontology, 39: 257-277.

BONET, F. 1952. La facies urgoniana de Cretácico medio de la Región de Tampico. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros 4, 153-262.

BONET, F., 1956. Zonificación microfaunística de las Calizas Cretácicas del Este de México. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros 8, 389-489

BONET, F., 1963. Biostratigraphic notes on the Cretaceous of Eastern Mexico: Corpus Christi Geological Society, Annual Field Trip, Peregrina Canyon, Mexico, 36-48.

BORZOGONIA, F., BANAFATI, S., 1964. Microfacies and microorganisms of Paleozoic through Tertiary sediments of some parts of Iran. National Iranian Oil Co. edit Teheran, 1-22.

BÖSE, E., 1906. La fauna de Moluscos del Senoniano de Cárdenas, San Luis Potosí. Boletín del Instituto Geológico Nacional, 24: 1-95.

BÖSE, E., Cavins, O.A., 1927. The Cretaceous and Tertiary of southern Texas and Northern Mexico. University of Texas Bulletin, 2748: 7-142.

BOWMAN, A.R., BRALOWER, T.J., 2005. Paleoceanographic significance of high resolution carbon isotope record across the Cenomanian- Turonian boundary in the Westen Interior and New Jersey Coastal Plain, USA. Marine Geology 217- 305-321.

- BOUDHAGER-FADEL, M., 2008. Evolution and geological significance of larger benthic foraminifera. In: Wignall, P.B. Developments in Paleontology and Stratigraphy 21. Elsevier Amsterdam, 515p.
- BRALOWER, T.J., THIERSTEN, H.R., 1984. Low Productivity and slow deep water circulation in Mid-Cretaceous Ocean: *Geology* 12, 614-618.
- BRAMLETTE, N.M. 1965. Massive extinctions in biota at the end of Mesozoic time. *Science* 148, 1696-1699.
- BRASSIER, T.J., 1995a. Fossil indicators of nutrient levels. 1-Eutrophication and climate change. Geological Society of London Special Publication 83, 113-132.
- BRASSIER, T.J., 1995a. Evolution and extinction in relation to oligotrophy. Geological Society of London Special Publication 83, 133-150
- BRÖNNIMANN, P., 1952. Globigerinidae from the upper Cretaceous (Cenomanian-Maastrichtian) of Trinidad. *B. W. I. Bulletin of American Paleontology*, 34. 5-71.
- BUCHARDT, B., HANSEN, J., 1977. Oxygen isotope fractionation and algal symbiosis in benthic foraminifera from the Gulf of Elat, Israel. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 26, 185-194.
- BUITRÓN, B.E., CARRILLO-MARTÍNEZ, M., ROSALES-DOMÍNGUEZ, M.C., AGUILERA FRANCO, N., 1995. A middle biota (Algae, Foraminifera and Gastropoda) from Ahuacatlán State of Queretáro, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 12 (2), 145-156.
- BURCKHARDT, C., 1930. Étude synthétique sur le Mésozoïque Mexicain. *Mémoires Société Paléontologique Suisse*, 49: 1-280.
- BUTTERLIN, J., 1967. Au sujet de la présence en Europe du Genre *Sulcoperculina* Thalmann, 1939. *Revue de Micropaléontologie* 10, 61-64.
- CALVEZ, H., 1988. *Pseudonummoloculina aurigerica* n. gen., n. sp. et *Dobrogelina? angulata* n. sp. deux foraminifères nouveaux de l'Albian calcaire des Pyrénées franco-espagnoles. In: *Benthos* 86, Special Publication. *Revue de Paleobiologie* 2, 391-399.
- CARON, M., 1966. Globotruncanidae du Crétacé supérieur du synclinal de la Gruyère (Préalpes médianes, Suisse) *Revue de Micropaléontologie*, 2: 68-93.
- CARON, M., 1985. Cretaceous Planktonic Foraminifera. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (eds.) *Plankton Stratigraphy* Cambridge University Press, 17-86.
- CARON, M., HOMEWOOD, P., 1983. Evolution of early planktic foraminifera. *Marine Micropaleontology* 7, 453-462.

- CARON, M., ROBASZYNSKI, F., AMEDRO, F., BAUDIN, F., DECONINCK, J-F., HOCHULI, P., SALIS-PERCH-NIELSEN, K., TRIBOVILLARD, N., 1999. Estimation de la durée de l'événement anoxique global au passage Cénomanién /Turonien. Approche cyclodstratigraphie dans la Formation Bahloul en Tunisie centrale. Bulletin de la Société Géologique de France 170, 145-160.
- CARON, M., DALLI'ANGOLO, S., ACCARIE H., BARRERA, E., KAUFFMAN, E.G., AMÉDRO, F., ROBASZYNSKI, F., 2006. High resolution stratigraphy of the Cénomanién /Turonien boundary interval at Pueblo (USA) and wadi Bahloul (Tunisia): stable isotope and bio-events correlation. *Geobios* 39, 171-200.
- CARRILLO BRAVO, J., 1963. Geology of the Huizachal- Peregrina Anticlinorium northwest of Ciudad Victoria, Tamaulipas. In: *Geology of Peregrina Canyon and Sierra de El Abra, Mexico*. Corpus Christy Geological Society. Annual Field Trip guidebook, 11-23.
- CARRILLO BRAVO, J., 1971. La Plataforma Valles-San Luis Potosí. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros* 23, 1-102
- CAUS E., GÓMEZ-GARRIDO, A., SIMÓ, A., SORIANO, K., 1993. Cenomanian-Turonian platform to basin integrated stratigraphy in the South Pyrenees (Spain). *Cretaceous Research* 14, 531-551.
- CAUS, E., TEIXELL, A., BERNAUS, J.B., 1997. Depositional model of Cenomanian/Turonian (Sopeira Basin, NE Spain): interplay between tectonics, eustasy and biological productivity. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129: 23-36.
- CAUS, E., HOTTINGER, L., TAMBAREAU, Y., 1980. Plissements du "septal flap" et système de canaux chez *Daviesi*, foraminifères paléocènes. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 73 (3), 1045-1069
- CAUS, E., TAMBAREAU, Y., COLIN, J. P., AGUILAR, M., BERNAUS, J. M., GÓMEZ-GARRIDO, A., BRUSSET, S., 2002. Upper Cretaceous microfauna of the Cárdenas Formation, San Luis Potosí, NE Mexico. Biostratigraphical, paleoecological and paleogeographical significance. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 19, 137-144.
- CHIOCHINI, M., MANCINELLI, A., 1977. Microbiostratigrafia del Mesozoico in facies di piattaforma carbonatica dei Monte Aurunci (Lazio centro-meridionale). *Studi Geologici Camerti* 3, 109-152.

- CHIOCHINI, M., MANCINELLI, A., MOLINARI-PAGANELLI, V., TILIA-ZUCCARI, A., 1979. Dasycladales and Codiaceae algae stratigraphic distribution in the carbonate platform: Mesozoic sequence of central-southern Lazio (Italy). *Bulletin des Centres de Recherches, Exploration-Production* 3, 525-535.
- CHIOCHINI, M., FARINACCI, A., MANCINELLI, A., MOLINARI-PAGANELLI, V., POTETTI, M., 1994. Biostratigrafia a foraminiferi, dasicladali e calpionelli delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia). *Studi Geologici Camerati v. spec.*, 9-129.
- CLARKE, L.J., JENKYNS, H.C., 1999. New oxygen isotope evidence for longterm Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere. *Geology* 27, 699-702.
- COCCIONI, R., LUCIANI, V., 2004. Planktonic foraminifera and environmental changes across the Bonarelli Event (OAE2 latest Cenomanian) in its type area: a high resolution study from the Tethyan reference Bottaccione section (Gubbio, Central Italy). *Journal of Foraminiferal Research*, 34: 109-129.
- COCCIONI, R., LUCIANI, V., MARSILI, A., 2006. Cretaceous anoxic event and radially elongate chambered foraminifera: paleoecological and paleoceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 235: 66-92.
- COOGAN, A. H., 1973. Nuevos rudistas del Albiano y Cenomaniano de México y Sur de Texas. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo* 5, 51-83.
- COXALL, H. K., WILSON, P.A., PEARSON, P.N., SEXTON, P.F., 2007. Iterative evolution of digitate planktonic foraminifera. *Paleobiology* 33, (4), 495-516.
- CSERNA, E., BELLO BARRADAS, A., 1963. Geología de la Sierra de Álvarez, Municipio de Zaragoza, San Luis Potosí. *Instituto de Geología UNAM Boletín* 71, 23-63.
- DALBIEZ, F., 1955. The genus *Globotruncana* in Tunisia. *Micropaleontology*, 1: 161-171.
- DECROUEZ, D., 1977. Le Crétacé d'Argolide (Péloponnèse septentrional Grèce) remarques micropaléontologiques. *Notes de Laboratoire de Paléontologie. Univ. Genève* 1, 8 p.
- DERCOURT, J., RICOU, L. E., VRIELYNCK, B., 1993. Atlas Tethys Paleoenvironmental Maps. Gauthier-Villards, Paris. 307p.
- DOUGLAS, R.G., 1969. Upper Cretaceous planktonic foraminifera in northern California. Part 1-Systematics. *Micropaleontology* 15, 151-209.

- DOUGLAS, R.G., RANKIN, C., 1969. Cretaceous planktonic foraminifera from Bornholm and their zoogeographic significance. *Lethaia* 2, 185–217.
- DOUVILLÉ, H., 1927. Les Orbitoïdes de la région pétrolifère du Mexique. *Comptes Rendus Sommaires des Séances de la Société Géologique de France* 4, 34-35.
- DREW, E.A., 1983. Ligth. In: Earll, R., Erwin, D.G. (eds.) *Sublittoral Ecology. The Ecology of the Shallow Sublittoral Benthos*. Clarendon Press, Oxford, 10-57.
- DRZEWIECKI, P.A., SIMÓ J.A., 1993. Carbonate platform drowning and oceanic events on a Mid-Cretaceous carbonate platform, south–central Pyrenees, Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 67: 698-714.
- DROBNE, J.K., 1977. Alvéolines paléocènes de la Slovénia et de l'Istrie. *Mémoires Suisses de Paléontologie* 99, 1-174.
- EICHER, D.L., 1972. Phylogeny of the Late Cenomanian planktonic foraminifer *Anaticinella multiloculata* (Morrow). *Journal of Foraminiferal Research* 2, 184-190.
- EICHER, D.L., WORSTELLI, P., 1970. Cenomanian and Turonian foraminifera from the Great Plains, United States. *Micropaleontology* 16, 269-324.
- EL SABBAGH, A. TANTAWY, A.A., KELLER, G., KHOZYEM, H., SPANGENBERG, J., ADATTE, T., GERSTCH, B. 2011. Stratigraphy of the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event in shallow shelf sequences. *Cretaceous Research* 32, 705-722.
- ELDER, W.P., 1989. Molluscan extinction patterns across the Cenomanian-Turonian stage boundary in the Western Interior of the United States. *Paleontology* 15, 299-320.
- ENOS, P., 1980. Lower Cretaceous reefs and sea-level changes in the Atlantic and Gulf Coasts (Abs.) *GSA Abstracts with Programs* 12, 422.
- ENOS, P., MINERO, C. J., AGUAYO, C. E., 1983. Sedimentation and diagenesis of mid-Cretaceous platform margin, east central Mexico. *Dallas Geological Society Guidebook*, 164 p.
- ENOS, P., STEPHENS, B. P., 1993. Mid-Cretaceous basin margin carbonates, east central Mexico. *Sedimentology* 40, 539-556.
- ERBA, E., 2004. Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events. *Marine Micropaleontology* 52, 85-106.
- ERBACHER, J., THUROW, J. 1997. Influence of oceanic anoxic events on the evolution of mid-Cretaceous radiolarian in the North Atlantic and western Tethys. *Marine Micropaleontology* 30, 139-158.

- EREZ, J., 1982. Calcification rates, photosynthesis and light in planktonic foraminifera. In: Biomineralization and Biological Metal Accumulation. Westbroek, P., de Jong, E. (eds). D. Riedel Publishing Company, 307-312.
- GALE, A.S., SMITH, A.B., MONKS, N.E.A., YOUNG, J.A., HOWARD, A., WRAY, D.S., HUGGETT, J. M., 2000. Marine biodiversity through the Late Cenomanian-Early Turonian: paleoceanographic controls and sequence stratigraphy biases. *Journal of Geological Society London*, 157, 745-757.
- GALE, A.S., VOIGT, S., SAGEMAN, B.B., KENNEDY, W.J., 2008. Eustatic sea-level record for the Cenomanian (Late Cretaceous)–Extension to the Western Interior Basin, USA. *Geology* 36, 859-862.
- GANDOLFI, R., 1955. The genus *Globotruncana* in northeastern Colombia. *Bulletin of American Paleontology*, 38: 7-118.
- GASINSKI, A., 1997. Tethyan–Boreal connection: influence on the evolution of mid-Cretaceous planktonic foraminiferids. *Cretaceous Research* 18, 505–514.
- GEBHARDT, H., KUHN, W., HOLBOURN, A. 2004. Foraminiferal response to sea level change, organic flux and oxygen deficiency in the Cenomanian of the Tarfaya Basin. *Marine Micropaleontology* 53, 133-157.
- GERTSCH, B., ADATTE, T., KELLER, G., TANTAWY, A.A., BERNER, Z., MORT, H.P., FLEIMANN, D., 2010. Middle and Late Cenomanian Anoxic Events in shallow and deeper shelf environments of NW Morocco. *Sedimentology* 57, 1430-1462.
- GUDMUNDSSON, G., 1994. Phylogeny, ontogeny and systematics of Recent Soritacea Ehrenberg (1839) Foraminiferida. *Micropaleontology* 40,101-155.
- HALICZ, E., REISS, Z., 1979. Recent Textularidae from the Gulf of Elat (Aqaba), Red Sea. *Revista Española de Micropaleontología* 11 (2), 295-320.
- HALLAM, A., 1992. Phanerozoic sea level changes. Columbia University Press, New York 266p.
- HALLAM, A., 1998. Environmental consequences: The paleontological evidence relating to mass-extinctions. *Mass extinctions in Phanerozoic time*. Geological Society, London, Special Publications 140, 259-274.
- HALLAM, A., WIGNALL, P. B. 1997. *Mass extinctions and their aftermath*. Oxford University Press. New York, p. 175-183.
- HALLOCK, P., 1979. Trends in the test shape with depth in large symbiotic-bearing foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research* 9, 61-69.

- HALLOCK, P., 1982. Evolution and extinction in larger foraminifera. Proc 3d N. American Paleontology Convention 1, 221-225.
- HALLOCK, P., 1985. Why are larger foraminifera large? Paleobiology 11, 195-208.
- HALLOCK, P., 1987. Fluctuations in the trophic resource: A factor in global diversity cycles. Paleoceanography 2 (5), 457-471.
- HALLOCK, P., 1988a. Diversification in algal symbiotic-bearing foraminifera: A response to oligotrophy? Revue de Paleobiologie 2, Benthos'86, 789-797.
- HALLOCK, P., 1988b. The role of the nutrient availability in bioerosion: consequences of to carbonate buildups. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 63, 275-291.
- HALLOCK, P., 1999. Symbiotic-bearing foraminifera. In: Sen Gupta, B.K., (ed.) Modern Foraminifera, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 123-139.
- HALLOCK, P. 2000. Symbiotic-bearing foraminifera: harbingers of global change. Micropaleontology 46, suppl. 1, 95-104
- HALLOCK, P., FORWARD, L.B., HANSEN, H.J. 1986. Influence of environment on the test shape of *Amphistegina*. Journal of Foraminiferal Research 16, 224-231.
- HALLOCK, P., GLENN, E.C., 1986. Larger foraminifera: a tool for paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies. Palaios 1, 55-64.
- HALLOCK, P., HANSEN, H.J., 1979. Depth adaptation in *Amphistegina*: change lamellar thickness. Bulletin of Geological Society of Denmark 27, 99-104.
- HALLOCK, P, HINE, A.C., VARGO, G.A. ELROD, J.P., JAAP, W.C., 1988. Platforms of Nicaragua Rise: Examples of the sensitive of carbonate sedimentation to excess trophic resources. Geology 16, 1104-1107.
- HALLOCK, P., LARSEN, A.R., 1979. Coiling direction in *Amphistegina*. Marine Micropaleontology 4, 33-44.
- HALLOCK, P., PEBBLES M.W., 1993. Foraminifera with chlorophyte endosymbionts: Habitat of six species in the Florida Keys. Marine Micropaleontology 20, 277-292.
- HALLOCK, P., PREMOLI SILVA, I., BOERSMA, A., 1991. Similarities between planktonic and larger foraminifera evolutionary trends through Paleogene paleogeographic changes. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 83, 49-64.
- HALLOCK, P., SCHLAGER, W., 1986. Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. Palaios 1, 389-398.

- HAMAOU, M., 1965. Biostratigraphy of Cenomanian Type Hazera Formation. Geol. Surv. Israel, Strat. Sect 2b.
- HAMAOU, M., 1966. Microfossils from the Cenomanian sections in Negev. Geol. Surv. Israel, Rep no. Pal3/66. Sect 2b.
- HAMAOU, M., SAINT-MARC, P., 1970. Microfaunes et microfaciès du Cénomaien du Proche-Orient. Bulletin du Centre de Recherches Pau-SNPA 4, 257-352.
- HANSEN, H.J. 1979. Test structure and evolution in the Foraminifera. Lethaia 12, 173-182.
- HANSEN, H.J. BUCHARDT, B., 1977. Depth distribution of *Amphistegina* in the Gulf of Elat, Israel. Utrecht Micropaleontological Bulletin 15, 205-224.
- HANSEN, H.J. DALBERG, P., 1979. Symbiotic algae in milioline foraminifera: CO₂ uptake and shell adaptations. Bulletin of the Geological Society of Denmark 28, 47-55.
- HAQ, B. U., HANDEBOL, J., VAIL, P. R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235:1156-1167.
- HAQ, B. U., HANDEBOL, J., VAIL, P. R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In C. K. Wilgus *et al* (eds.) Sea level changes: An integrated Approach. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 42:71-108.
- HANDEBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.-C., VAIL, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. SEPM Special Publication 60, 3-13.
- HARRIES, P.J., 1993. Dynamics of survival following the Cenomanian-Turonian (Upper Cretaceous) mass extinction event. Cretaceous Research 14, 563-583.
- HART, M.B., 1996. Recovery of the food chain after the Late Cenomanian extinction event. In: Hart, M.B. (ed.). Biotic recovery from mass extinction events. Geological Society of London Special publication 102, 265-277.
- HART, M.B., BALL, K.C., 1986. Late Cretaceous anoxic events, sea-level changes and the evolution of the planktonic foraminifera. In Summerhayes, C.P., Shackleton, N.J. (eds.). North Atlantic Paleooceanography. Journal of the Geological Society, Special Publication 21, 67-78.
- HART, M.B., LEARY, P.N., 1991. Stepwise mass extinctions the case for Late Cenomanian. Terra Nova 3, 142-147.
- HASEGAWA, T., PRATT, L.M., MAEDA, H., SHIGETA, Y., OKAMOTO, T., KASE, T., UEMURA, K., 2003. Upper Cretaceous stable carbon isotope stratigraphy of terrestrial organic matter from Sakhalin Russian Far East; a proxy for the isotopic

- composition of paleoatmospheric CO₂. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 189, 97-115.
- HAY, W.H., 2009, Cretaceous Ocean Modeling. In: Hu, X., Sott, R., Wagreich, M., Jansa, L. (eds.) *Cretaceous ocean red beds: Stratigraphy, composition, origins and paleoceanographic and paleoclimatic significance*. SEPM Special Publication 91, 243-272.
- HAYNES, J. 1965. Symbiosis, wall structure and habitat in foraminifera. *Contributions of the Cushman Foundation of Foraminiferal Research* 16, 40-43.
- HEIM, A., 1940. The front ranges of Sierra Madre Oriental, Mexico from Ciudad Victoria to Tamazunchale. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 33, 313-362.
- HEMLEBEN, C., SPINDLER, 1983. Recent advances in research on living planktonic foraminifera. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*. 30, 141-170.
- HERMAN, Y., 1981. Causes of massive biotic extinctions and explosive evolutionary diversification through Phanerozoic time. *Geology* 9, 104-108.
- HESSELBO, S.P., JENKYNS, H.C., BJERRUM, C.J., FARRIMOND, P., MORGANS BELL H.S., GREEN, O.R., 2000. Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event. *Nature* 406, 392-395.
- HIRANO, H., TOSHIMITSU, S., MATSUMOTO, T., TAKAHASHI, K., 2000 Changes in Cretaceous ammonoid diversity and marine environments of the Japanese Islands. In: Okada, H., Mather, N.J. (eds.). *Cretaceous Environments of Asia*. Elsevier Amsterdam, 145-154.
- HOFKER, J., 1956. Die Globotruncanen von Nordwest-Deutschland und Holland. *Neue Jahrb. Geol. Palaeontol. Abhandlungen* 103, 312-340.
- HOHENEGGER, J., 1999. Larger foraminifera-Microscopical greenhouses indicating shallow-water and subtropical environments in the present and past. In: Hatta, A., Oki, K. (eds.) *Foraminifera as Indicators of Marine Environments in the Present and Past*: Kagoshima University Research Center of the South Pacific. *Occasional Papers* 32, 19-45.
- HOHENEGGER, J., 2000. Coenoclines of larger foraminifera. *Micropaleontology* 46 Supl. 1, 127-151.
- HOHENEGGER, 2004. Depth Coenoclines and environmental considerations of western Pacific larger foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research* 34, 9-33.
- HOHENEGGER, J., 2009. Functional shell geometry of symbiont-bearing benthic foraminifer. *Galaxea, Journal of Coral Reefs Studies* 11, 81-89.

- HOLLAUS, S.S., HOTTINGER, L., 1997. Temperature dependence of endosymbiotic relationship? Evidence from the depth range of Mediterranean *Amphistegina lessonii* (Foraminiferida) truncated by the thermocline. *Eclogae Geologicae Helveticae* 90, 591-597.
- HOTTINGER, L., 1963. Les Alvéolines paléocènes, exemple d'un genre polyphylétique. In Koenigswald, E. von (ed.). *Evolutionary Trends in Foraminifera*, Elsevier, Amsterdam, 298-314.
- HOTTINGER, L. 1976. An early Umbilical Canal System in *Trocholina chouberti* n. sp. from the Lower Cretaceous of North-Eastern Morocco. *Eclogae geologicae Helveticae* 69, 815–820.
- HOTTINGER, L., 1977a, Distribution of larger Peneroplidae, *Borelis* and Nummulitidae in the Gulf of Elat, Red Sea. *Utrecht Micropaleontological Bulletin* 15, 205-224.
- HOTTINGER, L., 1977b. Foraminifères operculiniformes. *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle Series C* 40, 1-159.
- HOTTINGER, L., 1978. Comparative Anatomy of Elementary Shell Structures in Selected Larger Foraminifera. In Hedley, R., Adams, C. (eds.) *Foraminifera* 3. Academic Press, London, 203-266.
- HOTTINGER, L., 1980. Larger Foraminifera, giant cells with a historical background. *Naturwissenschaften* 69, 361-371.
- HOTTINGER, L., 1981a. The resolution power of the biostratigraphic clock based on evolution and its limits. *International Symposium on Concepts and Methods in Paleontology Universidad de Barcelona*, 233-242.
- HOTTINGER, L., 1981b. Fonctions de la disposition alternante des loges chez les foraminifères et la structure de *Omphalocyclus*. *Cahiers de Micropaleontologie* 4, 45-54
- HOTTINGER, L., 1982. Larger Foraminifera, Giant Cells with a Historical Background. *Naturwissenschaften* 69, 361-371.
- HOTTINGER, L., 1984. Foraminifères de grande Taille: Signification des Structures complexes de la Coquille. In. Oertli, H.J. *Benthos* 83. 2nd Symposium on Benthic Foraminifera (Pau, 1983) Elf Aquitain, Esso Rep & Total CFP, 309-315.
- HOTTINGER, L. 1997. Shallow benthic foraminiferal assemblages as signals for depth of their deposition and their limitations. *Bulletin Société Géologique de France* 168, 491-505.

- HOTTINGER, CAUS, E., 1980. Marginoporiform structure in *Ilerdorbis decussatus* n. gen. n sp., a Senonian, agglutinated discoidal foraminifer. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 75 (3), 807-819.
- HOTTINGER, DREHER, D., 1974. Differentiation of protoplasm in Nummulitidae (Foraminifera) from Elat Red Sea. *Marine Biology* 25, 41-61.
- HOTTINGER., DROBNE, K., 1980. Early Tertiary conical imperforate Foraminifera. *Razprave IV* 22, 1-90
- HOTTINGER., LEUTENEGGER, S., 1980a. The structure of calcarinid foraminifera. *Schweizerische Paläontologische Abhandlungen* 101, 115-151.
- HUBER, B.T., 1988. Upper Campanian-Paleocene foraminifera from the James Ross Island region (Antarctic Peninsula): *in* Feldmann, R.M. and M.O. Woodburne (eds.), *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*, Geological Society of America, Memoir Series 169, p. 163-252.
- HUBER, B.T., 1992a. Upper Cretaceous planktic foraminiferal biozonation for the Austral Realm. *Marine Micropaleontology* 20, 107–128.
- HUBER, B.T., 1992b. Paleobiogeography of Campanian–Maastrichtian foraminifera in the southern high latitudes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 92, 325-362.
- HUBER, B.T., HODELL, D.A., HAMILTON, C.P., 1995. Middle–Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: stable isotope evidence for minimal equator-pole thermal gradients. *Geological Society of America Bulletin* 107, 1164–1191.
- HUBER, B.T.R, LECKIE, R.M., NORRIS, R.D., BRALOWER, T.J., COBABE, E., 1999. Foraminiferal assemblage and stable isotopic change across Cenomanian-Turonian boundary in the subtropical north Atlantic. *Journal of Foraminiferal Research* 29(4), 392-417.
- HUBER B.T.R, NORRIS, R.D., McLEOD, K.G., 2002. Deep sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology* 30, 123-126.
- IBA, Y., SANO, S, 2007. Mid-Cretaceous step-wise demise of the carbonate platform biota in the Northwest Pacific and establishment of the North Pacific biotic province *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 245 (2007) 462–482.
- IFRIM, C., STINNESBECK, W., SCHAFHAUSER, A., 2005. Maastrichtian shallow-water ammonites of northeastern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 22, 48-64.

- IMLAY, R. W., 1936. Evolution of the Coahuila Peninsula Mexico part IV. Geology of the western part of the Sierra de Parras. Geological Society of America Bulletin 47, 1091-1152.
- IMLAY, R. W., 1944. Correlation of the Cretaceous formations of the Greater Antilles, Central America and Mexico. Geological Society of America Bulletin 55, 1005-1046.
- JAMES, N.P., 1989. Structure and stratigraphy of modern and ancient reefs. In Scholle, P.A., James, N.P., Read, J.F. (eds.) Carbonate Sedimentology and Petrology, Geophysical Union, 1-41.
- JARVIS, I., CARSON, G.A., COOPER, M.K. E., HART, M.B., LEARY, P.N., TOCHER, B.A., ROSENFELD, A., 1988. Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) Oceanic Anoxic Event. Cretaceous Research 9, 3-103
- JENKYNS, H.C., 1980. Cretaceous anoxic events from continents to oceans. Journal of Geological Society 137, 171-188.
- JENKYNS, H.C., GALE, A.S., CORFIELD, R.M., 1994. Carbon and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its paleoclimatic significance. Geological Magazine 131, 1-34.
- JONES, C., JENKYNS, H.C., 2001. Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events and sea- floor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous seawater. American Journal of Science 301, 112-149.
- JOHNSON, C.C., KAUFFMAN, E.G., 1990. Originations, radiations and extinctions of Cretaceous rudistid bivalve species in the Caribbean Province. In: Kauffman, E.G., Walliser, O.H. (eds). Extinction Events in Earth History. Lecture Notes in Earth Science 30, Springer-Verlag, Berlin, 305-324.
- JOHNSON, C.C., BARRON, E.J., KAUFFMAN, E.G., ARTHUR, M.A., FAWCETT, P.J., YASUDA, M.K., 1996. Middle Cretaceous reef collapse linked to ocean heat transport. Geology 24, 376-380.
- KAIHO, K., 1994. Planktonic and benthic foraminiferal extinction events during the last 100 m.y. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 111, 45-74.
- KAUFFMAN, E.G., 1979. The ecology and biogeography of the Cretaceous/Tertiary extinction event. In: Christensen, W.K., Birkelund, T. (eds). Cretaceous /Tertiary Boundary Events Symposium II. Univ Copenhagen , 29-37.
- KAUFFMAN, E.G., 1984. Paleobiogeography and evolutionary response in the Cretaceous Western Interior Seaway of North America. In: Westermann, G.E.G.

- Jurassic-Cretaceous Biochronology and Paleogeography of North America. Geological Association of Canada, Special Paper 27, 273-306
- KAUFFMAN, E.G., CALDWELL, W.G.E., 1993. The western interior basin in space and time. In: Evolution of the Western Interior Basin. In: Kauffman, E.G., Caldwell, W.G.E. (eds.). Geological Association of Canada, Special Paper 39 (1), 1-30.
- KAUFFMAN, E.G., HART, M.B., 1996. Cretaceous bioevents. In: Walliser, O. (ed.) Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic. Springer Verlag, Berlin, 285-312.
- KELLER, G., 2002. *Guembelitria dominated* Late Maastrichtian planktic foraminiferal assemblages mimic Early Danian in the Eastern Desert of Egypt. Marine Micropaleontology 47, 71-99.
- KELLER, G., ADATTE, T., BERNER, Z., CHELLAI, E.H., STEUBEN, D., 2008., Ocaenic events and biotic effects of the Cenomanian-Turonian anoxic event, Tarfaya Basin, Morocco. Cretaceous Research 29, 976-994.
- KELLER, G., BERNER, Z., ADATTE, T., STEUBEN, D. 2004. Cenomanian-Turonian ^{13}C and ^{18}O sea level and salinity variations at Pueblo, Colorado. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 211, 19-43.
- KELLER, G., HAN, Q., ADATTE, T., BURNS, S.J., 2001. Palaeoenvironment of the Cenomanian-Turonian transition at Eastbourne, England: Cretaceous Research 22, 391-422.
- KELLER, G., PARDO, A., 2004. Age and paleoenvironment of the Cenomanian-Turonian global stratotype section at point at Pueblo, Colorado. Marine Micropaleontology 51, 95-128.
- KERR, A.C., 1998. Oceanic plateau formation: a cause of mass extinction and black shale deposition around the Cenomanian –Turonian boundary? Journal of Geological Society 155, 619-626.
- KÖHLER-RINK, S., KÜHL, M., 2000. Microsensor studies of photosynthesis and respiration in larger symbiotic foraminifera. I The physico-chemical microenvironment of *Marginopora vertebralis*, *Amphistegina lobifera* and *Amphisorus hemprichii*. Marine Biology 137, 437-486.
- KORBAR, T., GLUMAC, B., CVETKO TE ŠOVIĆ, B., CADIEUX, S.H., 2012. Response of a carbonate platform to the Cenomanian/Turonian drowning and OAE 2: a case study from Adriatic Platform (Dalmatia, Croatia). Journal of Sedimentary Research, 82: 163-176.

- KUHNT, W., NEDERBRAGT, A., LEINE, L., 1997. Cyclicality of Cenomanian – Turonian organic–carbon-rich sediments in Tarfaya Atlantic Basin (Morocco). *Cretaceous Research* 18, 587-601.
- LABARTHE-HERNÁNDEZ, G., TRISTÁN GONZÁLEZ, M., AGUILLÓN ROBLES, A., JIMÉNEZ LÓPEZ, L.S., 1989. Cartografía Geológica 1: 50 000 de las Hojas El Refugio y Mineral El Realito, Estados de San Luis Potosí y Guanajuato. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Instituto de Geología, Folleto Técnico 112, 76 p., 4 planos.
- LANGER, M.R., HOTTINGER, L., 2000. Biogeography of selected “larger” foraminifera. *Micropaleontology* 46 Suppl.1, 105-126.
- LARSEN, A.R., DROOGER, C.W., 1977. Relative thickness of the test of *Amphistegina* species in the Gulf of Elat. *Utrecht Micropaleontological Bulletin* 15, 225-239.
- LARSON, R. L., 1991 a. Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, 19: 547-550.
- LARSON, R. L., 1991 b. Geological consequences of superplumes. *Geology*, 19: 963-966.
- LARSON, R. L. and Olson, P., 1991. Mantle plumes control magnetic reversal frequency. *Earth Planet Sci. Lett.*, 107: 437-447.
- LECKIE, R.M., 1985. Foraminifera from the Cenomanian-Turonian boundary interval, Greenhorn Formation, Rock Canyon Anticline, Pueblo Colorado. In: Pratt, .M., Kauffman, E.G., Zelt, F.B. (eds.). *Fine-grained Deposits and Biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway: Evidence of Cyclic Sedimentary Processes* Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Field Trip Guide-Book 4, 139-149.
- LECKIE, R.M., 1987. Paleocology of Mid-Cretaceous of planktic foraminifera: a comparison of open ocean and epicontinental assemblages. *Micropaleontology* 33, 164-176.
- LECKIE, M.R., BRALOWER, T.J., CASHMAN, R., 2002. Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography* 17 (3), 1-29.
- LECKIE, R.M., YURETRICH, R.F., WEST, O.L.O., FINNKELSTEIN, D., SCHMIDT, M., 1998. Paleoceanography of the southwestern Western Interior Sea during the time Cenomanian-Turonian boundary (Late Cretaceous). In: Dean, W., Arthur, M.A. (eds.)

- Stratigraphy and Paleoenvironments of the Cretaceous Western Interior Seaway. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* 6, 101-126.
- LEE, J.J., 1998. "Living Sands"- Larger Foraminifera and their endosymbiotic algae. *Symbiosis* 25, 71-100.
- LEE, J.J., 2006 Algal symbiosis in larger foraminifera. *Symbiosis* 42, 63-75.
- LEE, J.J. ANDERSON, O.R., 1991. Symbiosis in foraminifera. In Lee, J.J. Anderson, O.R (eds.). *Biology of Foraminifera*. Academic Press. London.
- LEE, J.J., HALLOCK, P., 1987. Algal symbiosis as the driving force in the evolution of larger foraminifera. *Annals of the New York Academy of Sciences* 503, 303-347
- LEE, J.J., McENERY, M.E., KIULE, B., EREZ, J., ROTTGER, R. ROCKWELLI, R.F., FABER, Jr. W.W., LAGZIEL, A., 1989. Identification and distribution of endosymbiotic diatoms in larger foraminifera. *Micropaleontology* 35, 353-366.
- LEE, J.J., MORALESJ., BACUS, S., DIAMONT, A., HALLOCK, P., PAWLOWSKI, J., THORPE, J., 1997. Progress in characterizing the endosymbiotic dinoflagellates of soritid foraminifera and related studies in some stages in the life cycle of *Marginopora vertebralis*. *Journal of Foraminiferal Research* 27, 254-263.
- LEE, J.J., CERVASCO, M.H., MORALES, J., BILLIK, M., FINE, M., LEVY, O., 2010. Symbiosis drove cellular evolution. Symbiosis fueled evolution of lineages of Foraminifera (eukaryotic cells) into exceptionally complex giant protists. *Symbiosis* 51, 13-25.
- LEUTENEGGER, S., 1977a. Ultrastructure de foraminifères perforés et imperforés ainsi que de leurs symbiotes. *Cahiers de Micropaléontologie* 3, 1-52.
- LEUTENEGGER, S., 1977b. Ultrastructure and mobility of Dinophaceans symbiotic with larger imperforated Foraminifera. *Marine Biology* 44, 157-164.
- Leutenegger, S., 1977c. Reproductive cycles of larger foraminifera and depth distributions of generations. *Utrecht Micropalontology Bulletin* 15, 26-34.
- LEUTENEGGER, S., 1984. Symbiosis in benthic foraminifera: specificity and host adaptations. *Journal of Foraminiferal Research* 14, 16-35.
- LEUTENEGGER, S., Hansen, H.J., 1979. Ultrastructural and radiotracer studies of pore function in Foraminifera. *Marine Biology* 54, 11-16.
- LIEBAU, A., 1978. Abrieb-geschützte Foraminiferen. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 157, 119-122.
- LI, L., KELLER, G., 1998a. Maastrichtian planktic foraminifera of the South Atlantic Ocean. *Pangaea* 681-693.

- LI, L., KELLER, G., 1998b. Diversification and extinction in Campanian - Maastrichtian planktic foraminifera of Northwestern Tunisia. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 91, 75-102
- LIPPS, J., 1979. Ecology and Paleocology of Planktic Foraminifera. Short Course Notes. In Lipps, J. *et al.* Foraminiferal Ecology and Paleocology. SEPM, vol. 6.
- LOEBLICH, A.R. TAPPAN, H., 1988. Foraminiferal genera and their classification. New York, Van Nostrand Reinhold Co.: 970+212 p.
- LÓPEZ DONCEL, R., 2003. La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 20, 1-19
- LÓPEZ DONCEL, R., RODRÍGUEZ-HERNÁNDEZ, E., CRUZ-MÁRQUEZ, J., NAVARRO-MOCTEZUMA, A., PICHARDO-BARRÓN, Y., AGUILAR-PÉREZ, J., 2007. Microfacial and stratigraphic relations of the Aptian-Santonian deposits of a transitional “platform to basin” area. An example at the east central portion of Mexico. *In: Díaz Martínez, E., Rabano, I. (eds.). 4th European Meeting on Paleontology and Stratigraphy of Latin America. Cuadernos del Museo Geominero N^o. 8. Instituto Geominero de España, Madrid. ISBN 978-84-7840-707-1, 251-255.*
- LONGORIA, J.F., 1974. Stratigraphic, morphologic, and taxonomic studies of Aptian planktonic foraminifera. *Revista Española de Micropaleontología*, número extraordinario, 1-117.
- MALMGREN, B.A., 1991. Biogeographic patterns in terminal Cretaceous planktonic foraminiferal from Tethyan and warm transitional waters. *Marine Micropaleontology* 18, 73–99.
- McFARLAN, E. J., MENES, S. L., 1991. Lower Cretaceous in Salvador, A., ed. *The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America*, v. J, 181-203.
- MARIE, P., 1954. Quelques genres nouveaux de Foraminifères du Crétacé à faciès récifal. 19th International Geol Congr. (Alger 1952) 13, 3, 117-124
- MAYNC, W., 1953. *Hemicyclammina sigali* n. gen n. sp from the Cenomanian of Algeria. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research* 5: 148-150.
- MENDOZA-ROSALES, C., CENTENO-GARCÍA, E., SILVA-ROMO, G., CAMPOS-MADRIGAL, E., BERNAL, J.P., 2010. Barremian rift-related turbidites and alkaline

- volcanism in southern Mexico and their role in the opening of Gulf of Mexico. *Earth and Planetary Science Letters* 295, 419-434.
- MILLER, K.G., KOMINZ, M.A. BROWNING, J.V., WRIGHT, J.D., MOUNTAIN, G.S., KATZ, M.E., SUGARMAN, P.J., CRAMER, B.S., CHRISTIE-BLICK, N., PEKAR, S.F., 2005. The Phanerozoic Record of Global-Sea Level Change. *Science*, 310, 5752: 1293-1300.
- MINERO, C.J., 1982. Depositional environments and porosity evolution, El Abra Limestone (Cretaceous) Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66 (5), 607.
- MONNET, C., 2009. The Cenomanian- Turonian boundary mass extinction (Late Cretaceous): New insights from ammonoid biodiversity patterns of Europe, Tunisia and the Western Interior (North America). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 282, 88-104.
- MORT, H., ADATTE, T., KELLER, G., BARTELS, D., FÖLLMI, K., STEIMANN, P., BERNER, Z., CHELLAI, E.H., 2008. Organic carbon deposition and phosphorus accumulation during Oceanic Anoxic Event 2 in Tarfaya, Morocco. *Cretaceous Research* 29, 1008-1023.
- MUIR, J. M., 1936. Geology of Tampico region, Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa Oklahoma, 280 p.
- MÜLLER, P. HALLOCK, P., 1977. Some aspects of the ecology of several large, symbiont-bearing Foraminifera and their contribution to warm, shallow-water biofacies. Ph. D. Diss. Univ. Hawaii (Univ. Microfilms DDS 77-23491)
- MÜLLER, R.D., SDROLIAS, M., GAINA, C., STEINBERGER, B., HEINE, C., 2008. Long term fluctuations driven by ocean basin dynamics. *Nature* 319, 1357-1362.
- MÜLLER-MERZ, E., 1980. Strukturanalyse ausgewählter rotaloider Foraminiferen. *Mémoires Suisses de Paléontologie* 101, 5-68.
- MÜLLERRIED, F., 1930. Un hippurites de la región de Cárdenas *Anales del Instituto de Biología* 1, 165-168.
- MÜLLERRIED, F.K.G. 1941. La Sierra Madre Oriental en México. *Revista Mexicana de Geografía*, 2: 13-52.
- MURRAY, J., 2006. Ecology and applications of Benthic Foraminifera. Cambridge University Press UK, 319 p.
- MUSCATINE, L., Porter, J.W., 1977. Reef Corals: Mutualistic symbiosis adapted to nutrient poor environments. *Bio-Science* 27, 454-460.

- MUTTI, M., HALLOCK, P., 2003. Carbonate systems along nutrient and temperature gradients: some sedimentological and geochemical constraints. *International Journal of Earth Science (Geol. Rundsch)*, 92: 465-475
- MYERS, R. L., 1968. Biostratigraphy of the Cárdenas Formation (Upper Cretaceous) San Luis Potosí Mexico. *Paleontología Mexicana* 24, 1-89.
- NIGRA, J. O., 1950. El Cretácico Medio de México, con especial referencia a la facies de Caliza Arrecifal del Albiano-Cenomaniano en la Cenobahia de Tampico-Tuxpan. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 3 (3-4), 107 p.
- NISHI, H., TAKASHIMA, R., HATSUGA, T., SAITO, T., MORIYA, K., ENNYU, SAKAI T., 2003. Planktonic foraminiferal zonation in the Cretaceous Yeso Group, Central Hokkaido, Japan. *Journal of Asian Earth Sciences* 21:867-886.
- NORRIS R.D., WILSON, P.A., 1998. Low-latitude sea-surface temperatures of the Mid-Cretaceous and evolution of planktic foraminifera. *Geology* 26, 823-826.
- NEUMANN, M., 1962, A propos de la stratigraphie de l'île Madame (Charente Maritime)
Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France 3, 93-95.
- NEUMANN, M., 1963, Contribution à l'étude stratigraphique de la l'île Madame (Charente Maritime).I Cenomanien. *Revue de Micropaléontologie* 5, 235-250.
- O'DOGHERTY, L., GUEX, J., 2002. Rates and pattern of evolution among Cretaceous radiolarians: relations with global paleoceanographic events. *Micropaleontology* 48 (Suppl. 1), 1-22.
- OMAÑA, L., PONS, J. M., 2000. The foraminifera assemblage from the Cárdenas Formation (Maastrichtian), San Luis Potosí, Eastern Mexico. 6th International Cretaceous Symposium, University of Viena, Abstracts, p. 95.
- OMAÑA, L., TORRES HERNÁNDEZ, J. R., 2000. Cenomanian–Turonian foraminiferal assemblage from the El Abra Formation in the Santa Isabel Region, San Luis Potosí México. VIII Congreso Nacional de Paleontología y I Simposio en el Noreste de México, Linares, Nuevo León, México. Libro de Resúmenes, p. 53.
- OMAÑA, L., PONS, J. M., ALENCÁSTER, G. 2008. Latest Cretaceous foraminiferal assemblage from the Cárdenas Formation, San Luis Potosí, east-central México: Biostratigraphical, paleoenvironmental and paleobiogeographical significance. *Micropaleontology*, 54 (5), 445-462.
- OMARA, S., 1956 New foraminifera from the Cenomanian of Sinai, Egypt. *Journal of Paleontology* 30: 883-89.

- ORBIGNY, A. D', 1826. Tableau méthodique de la classe des Céphalopods. Annales des Sciences Naturalles, 7: 245-314.
- ORBIGNY, A. D', 1839. Foraminifères, in Ramon de la Sagra. Histoire physique, politique et naturelle de l'île de Cuba. Paris: Arthus Bertrand.
- ORBIGNY, A. D', 1846. Foraminifères fossiles du Bassin Tertiaire de Vienne (Autriche), Paris: Gide et Comp.
- ORNELAS-SÁNCHEZ, M., FRANCO-NAVARRETE, S., GRANADOS-MARTÍNEZ, M., SEGURA-TREVIÑO, A., TORRES-ESTRADA, C., RUÍZ-RUÍZ, H., 2006. Análisis y evolución de las facies arrecifales de la Formación El Abra (Aptiano-Cenomaniano) de la Cuenca Tampico-Misantla. Memoria X Congreso Nacional de Paleontología. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología Publicación Especial, 5: 123-124.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R. J., 2007. Evolución geológica del Sureste Mexicano desde el Mesozoico al Presente en el contexto regional del Golfo de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana 59 (1), 19-42.
- PARENTE, M., FRIJIA, G., DI LUCIA, M., JENKYNS, H.C., WOODFINE, R.G., BARONCINI, F., 2008. Stepwise extinction of larger foraminifers at the Cenomanian/Turonian: A shallow-water perspective on nutrient fluctuations during Oceanic Anoxic Event 2 (Bonarelli Event). *Geology*, 36: 715-718.
- PAWLOSKI, J., HOLZMANN, M., FAHRNI, J.F., POCHON, X., LEE, J.J., 2001. Molecular identification of algal endosymbionts in larger miliolid foraminifera. 2 - Dinoflagellates. *Journal of Eukaryotic Microbiology* 48, 368-373.
- PECHEUX, M.J-F., 1995. Ecomorphology of a recent larger foraminifer, *Operculina ammonoides*. *Geobios* 28, 529-566.
- PERYT D., LAMOLDA, M., 1996. Benthonic foraminiferal mass extinction and survival assemblages from the Cenomanian-Turonian Boundary Event in the Menoyo Section. Northern Spain. Geological Society, London, Special Publications 102, 245-258.
- PESSAGNO, E.A. JR., 1962. The Upper Cretaceous Stratigraphy and Micropaleontology of South-central Puerto Rico. *Micropaleontology* 8 (1), 349-368.
- PESSAGNO, E.A. JR., 1969. Upper Cretaceous stratigraphy of Mexico, Texas and Arkansas. *The Geological Society of America Memoir* 111, 130p.

- PETRIZZO, M.R., 2002. Paleooceanographic and paleoclimatic inferences from Late Cretaceous planktonic foraminiferal assemblages from Exmouth Plateau (ODP Sites 762, 763) eastern Indian Ocean. *Marine Micropaleontology* 45, 117-150.
- PINDELL, J., 1985. Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico. *Geology* 13, 107-111.
- PINDELL, J., KENNAN, L., 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and north South America in the mantle reference frame: an update. In: James, K., Lorente, M.A., Pindell, J. (eds). *The Geology and evolution of the region between North and South America*. Geological Society of London, Special Publication, 1-60.
- PICHARDO-BARRÓN, Y., AGUILAR-PÉREZ J., PONS, J.M., LÓPEZ-DONCEL, R., 2007. Carbonate microfacies in the western margin of the Valles–San Luis Potosí Platform, east-central Mexico. In: Díaz-Martínez, E., Rábano, I. (eds.), *4th European Meeting on Paleontology and Stratigraphy of Latin America*. Cuadernos del Museo Geominero, No. 8. Instituto Geológico Minero de España, Madrid, ISBN 978-84-7840-707-1, Instituto Geológico y Minero de España, p. 315-321.
- PHILIP, J., 1993. Late Cretaceous carbonate-siliciclastic platform of Provence, southeastern France. *American Association of Petroleum Geologists Memoire* 56, 375-386.
- PHILIP, J., AIRAUD-CRUMIÈRE, C., 1991. The demise of the rudist-bearing carbonate platform at the Cenomanian-Turonian boundary: a global control. *Coral Reefs* 10, 115-125.
- POULSEN, C.J., BARRON, E.J., ARTHUR, M.A., PETERSON, W.H., 2001. A reinterpretation of Mid-Cretaceous global ocean circulation to tectonic and CO₂ forcings. *Paleoceanography* 16, 576-592.
- PREMOLI SILVA, I., ERBA E., SALVINI, C., LOCATELLI, C., VERGA, D., 1999. Biotic changes in Cretaceous Anoxic Events of the Tethys. *Journal of Foraminiferal Research* 29, 352-370.
- PREMOLI SILVA, I., SLITER, W.V., 1994. Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio (Italy). *Paleontographia Italica* 82, 1-89.
- PREMOLI SILVA, I., SLITER, W.V., 1999. Cretaceous paleoceanography: Evidence from planktonic evolution. In: Barrera, E., Johnson, C.C. (eds). *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System*: Boulder, Colorado, Geological Society of America. Special Paper, 332: 301-328.

- PREMOLI SILVA, I., SLITER, W.V 2002. Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera. Premoli Silva, I., Rettori, R. (eds.). International School on Planktonic Foraminifera 10 Course: Cretaceous, Dipartimento di Scienze della Terra, University of Perugia
- PREMOLI SILVA, I., VERGA, D., 2004. Practical Manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera. International School on Planktonic Foraminifera, 3^o Course: Cretaceous. Verga, D., Rettori, R. (eds.). Universitie of Perugia and Milan. Tipografia Pontefelcino, Perugia, Italy.
- PRICE, G.D., HART, M.B., 2002. Isotopic evidence of Erly to Mid Cretaceous ocean temperature variability. *Marine Micropaleontology* 46, 45-58.
- PRICE, G.D., SELLWOOD, B.W., CORFIELD, R.M., Clarke, L., CARTLIDGE, J. E., 1998. Isotopic evidence for paleotemperatures and depth stratification of Middle Cretaceous planktonic foraminifera from the Pacific Ocean. *Geological Magazine* 135, 183-191.
- RAUP, D.M., SEPKOSKY , J.J., 1986. Periodic extinctions of families and genera. *Science*, 231: 833-866.
- REICHEL, M., 1937. Étude sur les Alvéolines. *Mémoires Société Paléontologie Suisse* 57, 59, 1-47.
- REISS, Z., 1959. Note sur *Pseudolituonella*. *Revue de Micropaléontologie* 2, 95-98.
- ROBASZYNSKI, F., CARON, M. (coordinators), 1979. Atlas de Foraminifères planctoniques du Crétacé moyen. Parts 1–2: Cahiers de Micropaléontologie, v. 1, 2. 1–185, 1–181.
- ROBASZYNSKI, F. CARON, M., GONZÁLEZ DONOSO, J. M., WONDERS, A. A. H. (eds.) 1984. Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids. *Revue de Micropaléontologie* 26, no. 3–4, p. 145–305.
- ROBASZYNSKI, F., CARON, M., 1995. Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. *Bulletin de la Société Géologique de France* 166, 681-692.
- ROBASZYNSKI, F. GONZÁLEZ DONOSO, J. M., LINARES, D., AMEDRO, F., CARON, M, M., DUPUIS, C., DHONDT, A. V., GARTNER, S., 2000. Le Crétacé supérieur de la région de Kalaat Senan, Tunisie centrale. Litho-biostratigraphie intégrée: zones d'ammonites, de foraminifères planctoniques et de nannofossiles du Turonien supérieur au Maastrichtien. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production, Elf-Aquitaine*, 22, 359–490.

- ROCKERT-HILBIG, A., 1983. Megalospheric gamonts of *Rosalina globularis* d'Orbigny, 1826, *Cymbaloporeta bulloides* (d'Orbigny, 1839) and *Cymbaloporeta letti* (Heron-Allen & Earland, 1915) (Foraminifera) with differently constructed swimming apparatus. *Tubinger Mikropalaontologische Mitteilungen* 1, 1-69.
- RODRÍGUEZ-HERNÁNDEZ, G., LÓPEZ-DONCELI, R., BARBOZA-GUDIÑO, J.R., CRUZ-MÁRQUEZ, J., 2009. Análisis sedimentológico-facial de clastos formadores de brechas calcáreas cretácicas de una zona transicional plataforma-cuenca en el centro de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 26 (3), 687-708.
- ROSE, P.R., 1963. Comparison of type El Abra of Mexico to "Edwards Reef Trend" of South central Texas Peregrina Canyon and Sierra de El Abra, Guidebook, Corpus Christi Geological Society, Annual Field Trip, 57-64.
- ROSS, C.A., 1972a. Biology and ecology of *Marginopora vertebralis* (Foraminiferida) Great Barrier Reef. *Journal of Protozoology* 19, 181-192.
- ROSS, C.A., 1972b. Paleobiological analysis of Fusulinacean (Foraminifera) shell morphology. *Journal of Paleontology* 46, 719-728.
- ROTTGER, R., 1974. Larger foraminifera reproduction and early stages of development in *Heterostegina depressa*. *Marine Biology* 26, 5-12.
- ROTTGER, R., HALLOCK, P. 1982. Shape trends in *Heterostegina depressa* (Protozoa, Foraminiferida). *Journal of Foraminiferal Research* 12, 197-204.
- ROTTGER, R., SCHMAIJOHAN, R. 1976. Foraminifera: Gamogonie, Teil des Entwicklungsgangs der rezenten Nummulitide *Heterostegina depressa*. *Die Naturwissenschaften* 10, 486.
- SCHÄFER, W., 1962. *Aktuo -Palaontologie nach studien in der Nordsee*. Kramer Frankfurt, 666 p.
- SAGEMAN, B.B., RICH, J., ARTHUR, M.A., DEAN, W.E., SAVRDA, C.E., BRALOWER, T.J., 1998. Multiple Milankovitch cycles in the Bridge Creek Limestones (Cenomanian –Turonian), Western Interior Basin. In: Dean, W.E., Arthur, M.A. (eds.). *Stratigraphy and Paleoenvironments of the Cretaceous Western Interior Seaway USA. Concepts in Sedimentology and Paleontology*. Society of Sedimentary Geology Tulsa, Okla., 6, 153-171.
- SAINT-MARC, P., 1966. Étude stratigraphique et micropaléontologique de l'Albian, du Cénomanién et du Turonien du d'Audignon (Landes). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7 (8), 663-666

- SAINT-MARC, P., 1974. Étude stratigraphique et micropaléontologique de l'Albian, du Cénomaniens et du Turonien du Liban. Muséum National d'Histoire Naturelle, Faculté des Sciences, Parc Valrose Nice, 342 p.
- SALVADOR, A., 1987, Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 71, p. 419-451.
- SALVADOR, A., 1991 a. Triassic-Jurassic: in, Salvador, A., ed. The Gulf of Mexico Basin: The Geology of North America, Volume J., p. 131-180.
- SALVADOR, A., 1991 b, Origin and development of the Gulf of Mexico basin: in, Salvador, A., ed., The Gulf of Mexico Basin: The Geology of North America, Volume J., p. 389-444.
- SAMPÓ, M., 1969. Micofacies and microfossils of the Zagros area Southwestern Iran. Internat. Sed. Petr. Ser. 12. Brill, Leiden.
- SARI, B., TASLI, K., ÖZER, S., 2009. Benthonic foraminiferal biostratigraphy of the Upper Cretaceous (Middle Cenomanian-Coniacian) sequences of the Bey Dağları carbonate platform. Turkish Journal of Earth Sciences 18, 393-345.
- SCHLANGER, S.O., JENKYNS, H.C., 1976. Cretaceous anoxic events: causes and events. Geology en Mijnbouw 55, 179-184.
- SCHLANGER, S.O., JENKYNS, H.C., PREMOLI SILVA I., 1981. Volcanism and vertical tectonics in the Pacific Basin related to global Cretaceous transgressions. Earth Planet Sci. Lett., 52: 435-449.
- SCHLANGER, S.O., JENKYNS, H.C., SCHOLLE, P.A., 1987. The Cenomanian – Turonian Anoxic Event, I Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion. Geological Society, London, Special Publications 26, 371-399.
- SCHROEDER, R., NEUMANN, M., 1985. Les grandes foraminifères du Crétacé Moyen de la Région Méditerranéenne. Geobios, Mémoire Spécial 7, 161 p., 68 pl
- SETON, M., GAINA, C., MÜLLER, R.D., HIENE, C., 2009. Mid-Cretaceous seafloor spreading pulse: fact or fiction. Geology 37, 687-690
- SIGAL, J., 1952, Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé. 19th Congrès Géologique International, Monographies régionales, ser. 1, Algérie, no. 26, p. 1–47.
- SIGAL, J. 1958. La classification actuelle des familles de Foraminifères planctoniques du Crétacé. Comptes rendus sommaires des Séances de la Société géologique de France, fasc. XI-XII, p. 262- 265.

- SIGAL, J., 1977. Essai de zonation du Crétacée méditerranéen à l'aide des foraminifères planctoniques. *Géologie Méditerranéenne* 4, 99-108.
- SIMÓ, J. A., 1993. Cretaceous carbonate platforms and stratigraphic sequences, south central Pyrenees, Spain. *American Association of Petroleum Geologists Memoire* 56: 325-342.
- SIMÓ, J. A., SCOTT, R.W., MASSE, J-P., 1993. Cretaceous carbonate platforms. An overview. *American Association of Petroleum Geologists. Memoire*, 56:1-14.
- SINTON, C.W., DUNCAN, R.A., STOREY, M., LEWIS, J., ESTRADA, J.J., 1998. An oceanic flood basalt province within the Caribbean Plate. *Earth Planet Sci Lett.*, 155, 221-235.
- SLITER, W., 1989. Biostratigraphic zonation for Cretaceous planktonic foraminifers examined in thin section. *Journal of Foraminiferal Research* 19, 1-9.
- SLITER, W.V., 1972. Upper Cretaceous planktonic foraminiferal zoogeography and ecology-eastern Pacific margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 12, 15–31.
- SLITER, W.V., 1989. Biostratigraphic zonation for Cretaceous planktonic foraminifers examined in thin section. *Journal of Foraminiferal Research* 19, 1–19.
- SMITH, B.A., 1986. Upper Cretaceous stratigraphy and the mid-Cenomanian unconformity of East-Central Mexico. Ph. D. thesis. The University of Texas at Austin.
- SMITH, C.C., PESSGNO, E.A., 1973. Planktonic foraminifera and stratigraphy of the Corsicana Formation (Maastrichtiense) north-central Texas. *Cushman Found. Foramin. Research, Special Publication* (12): 19, pl. 3, figs. 8-11, pl. 4, figs. 1-4.
- SNOW, L.J., DUNCAN, R.A., 2001. Hydrothermal links between ocean plateau formation and global anoxia. *Eos Trans. AGU* 82 (47). Fall Meet. Suppl., abstract 0S41A-0437.
- SNOW, L.J., DUNCAN, R.A., 2005. Trace element abundances in the Rock Canyon Anticline, Pueblo, Colorado, marine sedimentary section and their relationship to Caribbean Plateau construction and oxygen anoxic event. *Paleoceanography* 20, 1-14.
- STEUBER, T., LÖSER, H., 2002. Species richness and abundance patterns of Tethyan Cretaceous rudist bivalves (Mollusca: Hippuritacea) in the central-eastern Mediterranean and Middle East, analysed from a paleontological database. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 162, 75-104.

- SUTER, M., 1984. Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate Platform, Sierra Madre Oriental fold thrust east-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 95, 1387-1397.
- SUTER, M., 1987. Structural transverse across the Sierra Madre Oriental fold thrust east-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 98, 249-264.
- SUTER, M., 1990. Geología de la Hoja Tamazunchale, Estados de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí, *Instituto de Geología UNAM*, 55p.
- TASLI, K, ÖZER, E., KOC, H., 2006. Benthic Foraminiferal assemblages of the Cretaceous platform carbonate succession in the Yavca area (Bolkar Mountains, S Turkey): biostratigraphy and paleoenvironments. *Geobios* 39, 521-533.
- TAVITAS, G.J., SOLANO, M. B., 1984. Estudio bioestratigráfico del subsuelo en el oriente de la Plataforma Valles-San Luis Potosí. Memoria del Tercer Congreso Latinoamericano de Paleontología, 225-236.
- THALMANN, H.E., 1934, Die regional-stratigraphische Verbreitugn der oberkretazischen Foraminiferen-Gattung *Globotruncana* Cushman 1927. *Eclogae Geologicae Helveticae* 27, p. 413–441.
- THOMAS, E., 1977. Biometric study of recent *Planorbulinella* from the Gulf of Aqaba (Elat). *Utrecht Micropaleontological Bulletins B* 15, 171-204.
- TORRES HERNÁNDEZ, J.R., 1994. Evolución estructural de la Sierra de Guadalcázar, S. L. P. Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias UNAM, 77 p.
- TUR, N.A., 1996. Planktonic foraminifera recovery from the Cenomanian-Turonian mass extinction event, northeastern Caucasus. *Geological Society, London, Special Publications* 102, 259-264.
- VAIL, P.R., TODD, R.G., SANGREE, J. B., 1977. Seismic Stratigraphy and global changes of sea-level. Part V Chrostratigraphic significance of seismic reflections. In: Payton C.E. (ed.) *Seismic Stratigraphy, Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, 99-116.
- VALENTINE, J.W., 1973. *Evolutionary Ecology of Marine Biosphere*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ, 511p.
- VALIELA, I., 1995. *Marine Ecological Processes*. 2 ed. Springer New York 686 p.
- VAN GOERSEL, J.T., 1978. Late Cretaceous orbitoidal foraminifera. In: Hedley, R.H., Adams (eds). *Foraminifera vol. 3*. Academic Press, New York, 1-120.

- VEGA VERA, F., FELMANN, R.M., SOUR, T.F. 1995. Fossils crabs (Crustacea Decapoda) from Late Cretaceous Cárdenas Formation, east central Mexico. *Journal of Paleontology* 69, 340-350.
- VENEGAS-ROGRÍGUEZ, G., BARBOZA-GUDIÑO, J.R., LÓPEZDONCEL, R., 2009. Geocronología de circones detríticos en capas del Jurásico Inferior de las áreas de la Sierra de Catorce y El Alamito en el estado de San Luis Potosí. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 26 (2), 466-481.
- VOGT, P.R., 1989. Volcanogenic upwelling of anoxic, nutrient-rich water: possible factor in carbonate –bank/reef demise and benthic faunal extinctions. *Geological Society of America Bulletin* 101: 1225-1245.
- VOIGT, S., AURAG, A., LEIS, F., KAPLAN, U, 2007. Late Cenomanian to middle Turonian high resolution carbon isotope stratigraphy: new data from the Münsterland Cretaceous Basin, Germany. *Earth and Planetary Science Letters* 253, 196-210.
- VOIGT, S., GALE, A.S., VOIGT, T., 2006. Sea-level change, carbon cycling and paleoclimate during the Late Cenomanian of northwest Europe: an integrated paleoenvironmental analysis. *Cretaceous Research* 2, 836-858.
- VOIGT, S., 2008. Saline water sinking. *Nature Geoscience* 1, 423-424.
- WILLIAMS, G.C. 1975. *Sex and evolution*. Princeton Univ. Press
- WILSON, B.W., HRNÁNDEZ, J.P., MEAVE, T.E. 1955. Un banco calizo del Cretácico en parte oriental del Estado de Querétaro. *Boletín de la Sociedad Geológica* 18: 1-10.
- WILSON, J.L., 1975. Carbonate facies in *Geologic History*. Springer Verlag, 449 p.
- WILSON, J.L., 1990. Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in Mexico- review. In: Tucker, M., Wilson, J.L., Crevello, P.D., Sarg, J.F., Read, J.F. (eds.) *Carbonate Platform Facies. Sequences and Evolution*. International Association of Sedimentologists Special Publication 9, 235-255.
- WILSON, P.A., NORRIS, R.D., 2001. Warm tropical ocean surface and global anoxia during the Mid-Cretaceous. *Nature* 412, 425-429.
- Wilson, J.L., Ward, W.C. 1993. Early Cretaceous carbonate platforms of northeast and east central Mexico In: Simo, J. A., Scott, R. W., Masse, J. P. (eds.) *Cretaceous Carbonate Platforms*. American Association of Petroleum Geologists Memoire 56: 35-49.

WILSON, P.A., JENKYN, H.C., ELDERFIELD, H., LARSON R.L., 1998. The paradox of drowned carbonate platforms and the origin of Cretaceous guyots. *Nature* 392, 889-894.

WINTERER, E. L., 1991. The Tethyan Pacific during Late Jurassic and Cretaceous times: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87, 253-265.

ZEEBE, R. E., 2001. Seawater pH and isotopic paleotemperatures of Cretaceous Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 170, 49-57

ZOHARY, T., REISS, Z., HOTTINGER, L., 1980. Population dynamics of *Amphisorus hemprichi* (Foraminifera) in Gulf of Elat (Aqaba), Red Sea. *Eclogae Geologicae Helveticae* 73 (3), 1071-1094.

EXPLICACIÓN DE LAS FIGURAS

FIGURA A-Distribución de las plataformas carbonatadas durante el Albiano-Cenomaniano, sombreadas en tono más oscuro.

FIGURA B-Localización de las plataformas Valles San Luis Potosí, Tuxpan y Córdoba (modificada de Padilla y Sánchez, 2007)

FIGURA C-Plataforma Valles-San Luis Potosí (modificada de López Doncel, 2003)

FIGURA 1-Mapa de localización del material estudiado

FIGURA 2-Formación El Abra en diferentes localidades

1, 3-El Temazcal

4-Tanque de las Hormigas

5-Sierra de Álvarez (cerca de la Cantera Tata Gómez).

6, 7-Valle de los Fantasmas

FIGURA 3 Formación Soyatal

1-4-Sierra de Álvarez

5-Carretera Villa-Hidalgo-San Luis Potosí

6, 7-Sierra de Álvarez

FIGURA 4 formación El Temazcal

Localidad El Temazcal

1-3-Contacto discordante entre las formaciones El Abra y El Temazcal.

4- La unidad litológica denominada informalmente como formación El Temazcal la cual consiste de capas de caliza arcillosa, que intemperiza de ocre a rojo y que es correlacionable en edad con la Formación Méndez.

FIGURA 5 Sección estratigráfica compuesta.

FIGURA 5a Zonas identificadas en cada sección estudiada.

FIGURA 6 Sección Santa Isabel (Foraminíferos bentónicos de la Formación El Abra)+

1, 4-Packstone con

1-*Cuneolina pavonia parva* X40

2-*Peneroplis parvus* X40

3-*Merlingina cretacea* X60

4-*Dicyclina schlumbergeri*.X40

5-Packstone con *Whiteinella* sp. X40

6, 7-Packstone con calcisferúlidos X70.

FIGURA 7 Sección Sierra de Álvarez Foraminíferos bentónicos de la Formación Soyatal (Cenomaniano más Superior-Santoniano Superior).

- 1, 4-Wackestone laminado con foraminíferos planctónicos y radiolarios (Zona de *Whiteinella archaeocretacea*)
- 1-Radiolario X60
- 2- Radiolarios y Foraminíferos X48
- 3- Foraminífero con cámaras alargadas X45
- 4- Formas quilladas X 18
- 5-Capa de lutita sin microfósiles
- 6, 7-Wackestone con foraminíferos planctónicos (Zona de *Helvetoglobotruncana helvetica*) X26.
- 8-Wackestone con foraminíferos planctónicos (Zona de *Dicarinella asymetrica*) X45.

FIGURA 8 Sección Llano del Carmen (Foraminíferos bentónicos de la Formación El Abra)

- 1, 2-Packstone con foraminíferos bentónicos *Dicyclina*, *Cuneolina*, *Peneroplis* y el alga *Cayeuxia* sp (LLC-2) 1-X28, 2-X32.
- 3-Packstone con foraminíferos bentónicos *Nezzatinella*, *Peneroplis* (LLC-5) X50
- 4-Packstone con foraminíferos bentónicos *Dicyclina*, miliólidos X30.

FIGURA 9 Sección Guadalcázar (Foraminíferos bentónicos de la Formación El Abra, Zona de *Pseudolituonella reicheli*).

- 1, 2-Packstone con foraminíferos bentónicos (*Cuneolina*, *Dicyclina*) 1-X23, 2-X25
- 3, 4-Wackestone con foraminíferos planctónicos (Formación Soyatal, Zona de *Dicarinella concavata*) 3-X95 4--X98

FIGURA 10 Sección Cerritos (Foraminíferos bentónicos y algas de la Formación El Abra).

- 1, 2-Packstone con foraminíferos como *Peneroplis*, *Dicyclina* y el alga *Thaumatoporella* (Zona de *Pseudolituonella reicheli*) 1-X15, 2-X20
- 3-Wackestone con algas gymnocodáceas (*Permocalculus*) y escasos foraminíferos bentónicos X15.-

FIGURA 11 Cerro del Cuervo (Foraminíferos bentónicos y algas de la Formación El Abra).

- 1, 2-Wackestone con algas gymnocodáceas (*Permocalculus*) X15.
- 3, 4-Wackestone con un foraminífero y calcisferúlido X40.
- 5-Packstone con foraminíferos bentónicos como miliólidos, textuláridos y fragmentos de molusco X20.

FIGURA 12 Cerro del Cuervo (Foraminíferos, algas y gusanos de la Formación EL Abra). 1-2 Boundstone de gusanos X10

3, 4 –Packstone con algas *Terquemella* cf. *T. piae* y rotálidos X15.

FIGURA 13 Sección El Temazcal (Foraminíferos y algas de la Formación El Abra).

1-Packstone peloidal con foraminíferos bentónicos como *Cuneolina*, *Dicyclina*, *Peneroplis* y miliólidos.

2-Packstone con el alga *Heteroporella*

3-Wackestone con foraminíferos planctónicos: *Globotruncana*, *Planoglobulina*, *Globigerinelloides*.

4-Packstone con *Nezzatinella*.

Foraminíferos planctónicos de la unidad litológica suprayacente

5-Wackestone con foraminíferos planctónicos: *Contusotruncana*, *Globigerinelloides*, *Globotruncana*.

6-Wackestone con foraminífero bentónico.

FIGURA 14 Sección El Temazcal

1-Afloramiento de la formación El Temazcal donde se observa el contacto de la caliza El Abra y una unidad suprayacente que consiste de capas gruesas y delgadas de caliza arcillosa.

2, 3-Packstone con foraminíferos bentónicos: *Peneroplis*, *Nezzatinella*, *Cuneolina* X15

4, 5-Depósito de la unidad suprayacente con una mezcla de foraminíferos bentónicos y planctónicos 4- X14, 5-X15.

FIGURA 15 Afloramiento Villa Hidalgo (Foraminíferos planctónicos de la Formación Soyatal, Zona de *Dicarinella concavata*).

1, 2, 3-Packstone con foraminíferos planctónicos alineados que indican cierto control de la corriente 1- X30, 2-X35, 3-X50, 4-X40.

4-Caliza con terrígenos formando capas alternantes.

FIGURA 16 Afloramiento La Minita (Foraminíferos bentónicos de la Formación El Abra).

1-Wackestone con miliólidos X20.

2- Wackestone con miliólidos y *Cuneolina* X20.

3-Wackestone con miliólidos y ostreídos X20

FIGURA 17 Foraminíferos Bentónicos de la Formación El Abra Zona de Conjunto *Pseudolituonella reicheli* Zone (Cenomaniano Medio-Tardío).

- 1-*Hemicyclammmina sigali* Maync 1953, sección sub-ecuatorial mostrando la pared alveolar y los semiseptos (muestra LLC-1) X53
- 2, 4-*Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas 1887, sección tangencial mostrando el próloculo y las cámaras anulares (muestra LLC-5) 2-X30
- 4-sección tangencial mostrando la concha con los soportes radiales en el interior y la red sub-epidérmica cerca de la superficie (muestra G-15) X.
- 3-*Daxia cenomana* Cuvillier and Szakall 1949, sección ecuatorial mostrando el próloculo, el enrollamiento planispiral con tres o cuatro vueltas y 16 cámaras en la vuelta final (muestra T-4).
- 5-*Pseudolituonella reicheli* Marie 1954, sección subaxial mostrando un corto estadio planispiral más tarde uniserial con pilares tubulares (muestra LLC-1) X82.
- 6-*Merlingina cretacea* Hamaoui and Saint-Marc 1970, sección subaxial oblicua mostrando los puntos de unión de la placa interna (muestra LLC-1) X62.

FIGURA 18 Foraminíferos Bentónicos de la Formación El Abra Zona de Conjunto *Pseudolituonella reicheli* Zone (Cenomaniano Medio-Tardío).

- 1-*Nezzazata simplex* Omara, sección ecuatorial mostrando la región umbilical muestra LLH-1) X60
- 2, 3-*Nezzazata* cf. *N. convexa* (Smout), sección subaxial sectional mostrando la espira alta y la abertura oblicua (muestra G-16) X50.
- 4-*Peneroplis parvus* De Castro, sección sub-ecuatorial mostrando un primer estadio planispiral, después las cámaras rápidamente aumentan de amplitud. La superficie presenta estrias (muestra LLC-1) X60.
- 5-*Cuneolina pavonia* d'Orbigny, sección axial mostrando las camaritas rectangulares (muestra SI-5) X24.
- 6-*Spiroloculina cretacea* Reuss, sección subaxial mostrando la concha ovalada y el proloculo (muestra LLC-5) X25.
- 7-*Minouxia inflata* Gendrot, sección axial mostrando la concha triserial, cámaras infladas y abertura cribada (muestra LLC-1) X54
- 8-*Nezzatinella picardi* (Henson), sección tangencial mostrando el lado espiral con cámaras angostas y alargadas en la última vuelta (muestra LLC-1) X50.
- 9-*Planorbulina cenomaniana*? Seguenza, un foraminífero unido a un fragmento de molusco mostrando las cámaras en anillos, sucesivos alternado en posición, suturas oblicuas, pared calcárea perforada (muestra SI-5) X20.

10-*Pseudocyclamina rugosa* d'Orbigny, sección axial mostrando la concha planispiral, la pared fuertemente aglutinada con una redcilla subepidérmica (muestra LLC-5) X57.

FIGURA 19 Foraminíferos bentónicos de la Formación El Abra (Cenomaniano Medio-Tardío)

1-*Ovoalveolina maccagnoae* De Castro, sección ecuatorial mostrando el próloculo, las cámaras y las camaritas que pueden variar de forma de subrectangulares a piriformes. X 92.

2-*Ovoalveolina maccagnoae* De Castro, sección subaxial mostrando el próloculo, las camaritas de la última vuelta en forma de pera X80.

3-*Pseudonummoloculina heimi* (Bonet) sección subecuatorial mostrando la concha discoidal con las cámaras planispiralmente enrolladas X64.

4-1-*Ovoalveolina maccagnoae* De Castro, sección subecuatorial mostrando las camaritas subrectangulares X80.

FIGURA 20 Algas de la Formación El Abra (Cenomaniano Medio-Tardío).

1, 2-*Permocalculus budaensis* Johnson, sección longitudinal que muestra el talo cilíndrico digitado con estrangulaciones y un canal central (muestra C-8) 1-X20 2-X15

3-*Thaumatoporella parvovesiculifera* Ranieri la sección muestra pequeñas células en cadena formando estructuras cerradas de forma irregular (muestra C-6) X50.

4-*Permocalculus irenae* Elliot, sección longitudinal de un espécimen alargado (muestra C-8) X25

5-*Heteroporella lepina* Praturlon, sección transversal mostrando los esporangios (muestra T-4a) X5.

6-*Heteroporella lepina* Praturlon, sección oblicua que muestra los esporangio con sus ramificaciones (muestra T-4b) X10.

7-*Terquemella* cf. *T. antiqua* Pia, sección subaxial que muestra las cavidades globulares de los esporangios (sample C-8) X40.

8-*Bouenia pigmaea* Pia, sección mostrando las zonas cortical y medular así como los filamentos tubulares de la zona medular los cuales divergen hacia la zona cortical (muestra LLC-5) X15.

9-*Lithocodium aggregatum* Elliot talo escamoso mostrando en el interior una malla celular irregular (muestra LLC-1)X2

10- *Clypeina* sp., sección transversal en forma de estrella mostrando las vueltas compuestas de ramas fértiles con esporangios (muestra LLC-5) X15

11- *Salpingoporella* cf. *S. milovanovici* Radoicic, sección transversal mostrando las ramas radiales (muestra LLC-5) X25.

FIGURA 20a Correlación de las zonas identificadas con las del esquema zonal de latitudes bajas (Premoli Silva y Verga, 2004)

FIGURA 21 Foraminíferos planctónicos de la Formación Soyatal (Zona de Alcance Parcial *Whiteinella archaeocretacea* correspondiente a la Zona de “grosses globigerinés” de autores franceses) del Cenomaniano más Tardío-Turoniano más Temprano.

1, 4-*Whiteinella paradubia* (Sigal), sección subaxial mostrando la trocospira alta (muestra SA-11) X64.

4-*Whiteinella paradubia* (Sigal), sección ecuatorial mostrando ocho cámaras globulares en la última vuelta (muestra SA-09) X60

2-*Whiteinella aumalensis* (Sigal), sección subaxial la trocospira y las cámaras comprimidas (muestra SA-02) X60

3-*Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, sección axial mostrando la trocospira baja convexo cóncava y las cámaras globulares aumentando rápidamente en tamaño (muestra SA-04a) X60

5-*Whiteinella aprica* (Loeblich y Tappan) sección subaxial mostrando la trocospira baja y la superficie con pústulas (muestra SA-04a) X60.

6-*Whiteinella brittonensis* (Loeblich y Tappan), sección axial mostrando una trocospira moderadamente alta, asimétrica (muestra SA-02) X60

7-*Whiteinella baltica* Douglas y Rankin, sección axial mostrando una trocospira baja cercanamente simétrica (muestra SA-09) X60

8 *Whiteinella* cf. *W. praehelvetica* (Trujillo), sección subaxial mostrando la concha plano-convexa sin quilla (muestra SA-04a) X60

FIGURA 22 Foraminíferos planctónicos de la Formación Soyatal (Zona de Intervalo *Whiteinella archaeocretacea*)

1, 9-*Pseudoclavhedbergella amabilis* (Loeblich and Tapan), sección subecuatorial mostrando el lado espiral, primeras cámaras globulares, la última o las últimas dos radialmente alargadas (muestra SA-04) X60.

2, 3-*Pessagnoina simplex* (Morrow), sección subecuatorial mostrando el lado umbilical con las últimas cuatro cámaras subcilíndricas radialmente alargadas (muestra SA-04a) X70.

4-*Pessagnoina moremani* (Cushman), sección subaxial mostrando la última cámara con una proyección bulbosa al extremo final (muestra SA-04a) X70.

5-*Pessagnoina* sp.1, sección subecuatorial mostrando la trocospira alta y las cámaras alargadas (muestra SA-04a) X70.

6-*Pessagnoina* sp.2, sección subecuatorial mostrando la trocospira baja con cinco cámaras alargadas y bulbosas (muestra SA-4a) X70.

7-*Heterohelix reussi* (Cushman), sección longitudinal mostrando el crecimiento rápido de las cámaras globulares (sample SA-02) X98.

8-*Heterohelix moremani* (Cushman), sección longitudinal mostrando las cámaras globulares (muestra SA-02) X98.

9-*Phitonella ovalis* (Kaufman) X98

FIGURA 23 Foraminiferos planctónicos de la Formación Soyatal (Zona de Intervalo *Whiteinella archaeocretacea*).

1-*Dicarinella* cf. *D. imbricata* (Mornod), sección axial mostrando la concha convexo-cóncava, con doble quilla (muestra SA-4a) X70.

2-*Dicarinella algeriana* Caron, 1966, sección axial mostrando una concha pequeña biconvexa con dos quillas y la última cámara redondeada (muestra SA-4a) X60.

3-*Hedbergella planispira* (Tappan, 1940), sección axial mostrando la concha plana del lado espiral con un ombligo grande X55.

4 -*Hedbergella delrioensis* (Carsey, 1926), sección axial mostrando la concha plana con cámaras globulares X54

5-*Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, 1967), sección axial mostrando trocospira baja con cámaras que aumentan de tamaño rápidamente, ombligo amplio (muestra SA-4a) X60.

6-*Dicarinella* sp., sección axial mostrando una concha pequeña, lado espiral convexo con dos quillas visibles (muestra SA-4a) X60.

7-*Heterohelix moremani* (Cushman, 1938), sección mostrando una concha pequeña con cámaras globulares aumentando lentamente de tamaño X60.

8, 9- Radiolarios X64.

FIGURA 24 Foraminiferos planctónicos de la Formación Soyatal Zona de Alcance Total *Helvetoglobotruncana helvetica* (Turonian Inferior-Medio)

1, 2-*Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), sección axial section mostrando la concha plano convexa con solo una quilla (muestra SA-13a) 1-X80, 2-X90.

3-*Marginotruncana marginata* (Reus), sección axial mostrando una concha biconvexa con cámaras infladas y quillas angostas (muestra SA-13b) X70.

4-*Marginotruncana coronata* (Bolli), sección axial mostrando una concha comprimida con dos quillas prominentes (muestra SA-13b) X45.

5-*Macroglobigerinelloides bolli* Pessagno, sección axial mostrando la concha planispiral con cámaras esféricas aumentando rápidamente de tamaño (sample SA-13b) X70.

6-*Heterohelix globulosa* (Ehrenberg, 1840) sección longitudinal mostrando las cámaras agrandándose (muestra SA-13) X70.

7-*Marginotruncana renzi* (Gandolfi), sección axial mostrando la concha biconvexa con quillas separadas por espacio angosto, prominencias umbilicales (muestra SA-13a) X60.

8-*Dicarinella hagni* (Scheibnerova), sección axial mostrando la trocospira baja y la cámara final distintamente (muestra SA-13) X60.

FIGURA 25 Foraminíferos Planctónicos de la Formación Soyatal Zona de Intervalo *Dicarinella concavata* (Turoniano Tardío-Coniaciano)

1,2-*Dicarinella concavata* (Brotzen) sección axial mostrando la concha plano-convexa con dos quillas bien desarrolladas y las primeras cámaras globulares (1-Loc. VH 3; 2-Loc. G-15) 1-X50, 2-X60.

3-*Marginotruncana renzi* (Gandolfi) sección axial mostrando la concha biconvexa, con las dos quillas espaciadas (VH-3) X50.

4-*Marginotruncana coronata* (Bolli) sección axial mostrando la concha comprimida con las cámaras de la vuelta final grandes y tienden a colapsarse formando un perfil alargado pero irregular, con dos quillas (VH-4) X45.

5-*Marginotruncana tarfayaensis* (Lehman) sección axial mostrando el lado espiral plano y dos quillas (G-6) X42.

6-*Contusotruncana fornicata* (Plummer) sección axial mostrando la concha con el lado espiral moderadamente alto asimétrico (VH-4) X45.

7-*Macroglobigerinelloides bolli* Pessagno sección axial mostrando las cámaras globulares creciendo rápidamente (VH-4) X50.

8-*Marginotruncana marginata* (Reuss) sección axial mostrando la concha biconvexa con cámaras infladas y dos quillas angostas (G-15) X60.

FIGURA 26 Foraminíferos Planctónicos de la Formación Soyatal Zona de Alcance Total *Dicarinella asymetrica* (Santoniano)

- 1-*Dicarinella asymetrica* (Sigal) sección axial mostrando la concha grande plano-convexa con dos quillas angostas sobre el lado espiral, bordes periumbilicales y primeras cámaras globulares (SA-14) X85.
- 2-*Marginotruncana renzi* (Gandolfi) sección axial mostrando la doble quilla y los claramente visibles bordes umbilicales (SA-14A) X50.
- 3-*Marginotruncana undulata* (Lehman) sección axial mostrando la concha grande comprimida con ombligo grande (G-16) X60.
- 4-*Marginotruncana pseudolinneana* Pessagno sección axial mostrando la concha rectangular con dos quillas (G-16) X50.
- 5-*Marginotruncana coronata* (Bolli) sección axial mostrando una concha muy grande comprimida con dos quillas (SA-14) X60.
- 6-*Marginotruncana marginata* (Reuss) sección axial mostrando la concha biconvexa y las cámaras infladas, quillas angostas (SA-14A) X50
- 7-*Marginotruncana* cf. *M. schneegansi* (Sigal) sección axial mostrando concha grande, cámaras infladas con dos pústulas. (SA-14B) X50.
- 8-*Marginotruncana sigali* (Reichel) sección axial mostrando la concha con la espira alta y una quilla en un extremo y dos quillas en el otro lado (SA-14A) X55.

FIGURA 27 Foraminíferos Planctónicos de la Formación Cárdenas Zona de Intervalo *Gansserina gansseri* (Maastrichtiano Temprano)

- 1-*Contusotruncana walfischensis* (Todd) sección axial mostrando espira muy alta, asimétrica y redondeada (muestra P-732) X40
- 2-*Gansserina gansseri* (Bolli) sección axial mostrando el perfil asimétrico con el lado espiral plano y el lado umbilical convexo y una sola quilla (muestra P-732) X40.
- 3- *Rugoglobigerina hexacamerata* Brönnimann sección transversal sobre el lado espiral mostrando seis cámaras en la última vuelta (muestra P-732) X40.
- 4-*Planoglobulina carseyae* (Plummer), sección longitudinal mostrando la concha biserial y después con un crecimiento multiserial (muestra P-732) X43.
- 5-*Contusotruncana patelliformis* (Gandolfi), sección subaxial mostrando el lado espiral de moderado a muy alto (muestra P-732) X40.
- 6-*Globotruncana arca* (Cushman) sección subaxial mostrando el lado espiral alto, margen periférico con dos quillas, ombligo amplio, abertura primaria umbilical con un sistema de tegilla con aberturas intra e infralaminar (muestra P-732) X40.
- 7-*Heterohelix navarroensis* Loeblich, sección mostrando una parte inicial planispiral después con un arreglo biserial de las cámaras (muestra P-732) X80.

8-*Globotruncanella citae* Loeblich, sección subaxial mostrando la periferia aguda X50

9-Panorámica con *Lepidorbitoides* y *Sulcoperculina* (muestra P-732) X20.

FIGURA 28 Foraminíferos Planctónicos de la formación Temazcal Zona de Intervalo *Abathomphalus mayaroensis* Maastrichtiano Tardío)

1-*Trintella scotti* Bronnimann sección transversal donde se observa el lado espiral, plano con las cámaras cubiertas de pústulas (T-13) X65.

2-*Contusotruncana walfischensis* (Todd) sección axial mostrando espira muy alta, asimétrica y redondeada (T-13) X60.

3-*Globotruncana hilli* Pessagno sección axial mostrando la concha rectangular truncada, con cámaras infladas (T-13) X80.

4-*Globotruncana falsostuarti* Sigal sección axial mostrando el lado espiral convexo con cámaras petaloides (T-12) X60.

5-*Globotruncana aegyptiaca* Nakkady sección axial mostrando lado espiral poco convexo, banda quillada vertical (T-14) X93

6-*Rugoglobigerina milamensis* Smith y Pessagno sección axial mostrando el lado espiral alto (T-12) X52.

7-*Globotruncana arca* (Cushman) sección axial mostrando la cara espiral convexa con la quilla débilmente angulada hacia el ombligo (T-12) X64

FIGURA 29 Foraminíferos Planctónicos de la formación Temazcal Zona de Intervalo *Abathomphalus mayaroensis* (Maastrichtiano Tardío)

1-*Rugoglobigerina hexacamerata* Bronnimann sección transversal mostrando el lado espiral plano simétrico con seis cámaras globulares aumentando de tamaño lentamente, pared rugosa (T-11) X52.

2-*Rugoglobigerina hexacamerata* Bronnimann sección transversal mostrando el lado umbilical con seis cámaras en la vuelta final y un amplio ombligo (T-8) X 48.

3-*Heterohelix globulosa* (Ehrenberg) sección transversal mostrando las cámaras globulares aumentando de tamaño (T-11) X60.

4-*Macroglobigerinelloides alvarezii* (Eternod-Olvera) sección axial mostrando las cámaras globulares que aumentan lentamente de tamaño, pared espinosa (T-11).

5-*Planoglobulina acervulinoides* (Egger) sección donde se observa el crecimiento multiserial de la concha (T-11) X64.

6-*Kuglerina rotundata* (Bronnimann) sección subaxial mostrando la concha grande inflada cubierta de pústulas (T-13) X84.

7-*Planoglobulina acervulinoides* (Egger) sección donde se observan las camaritas multiseriales (T-12) X48

FIGURA 30 Foraminíferos Planctónicos de la Formación Temazcal Zona de Intervalo *Abathomphalus mayaroensis*

1-*Planoglobulina carseyae* (Plummer) sección axial mostrando la parte inicial biserial con un set de camaritas multiseriales (T-12) X100.

2-*Planoglobulina acervulinoides* (Egger) sección donde se observa el crecimiento multiserial de la concha (T-12) X63.

3-*Planoglobulina acervulinoides* (Egger) sección donde se observa la parte inicial biserial y después la proliferación de camaritas (T-12) X90.

4-*Planoglobulina acervulinoides* (Egger) sección donde se observan las cámaras globulares ornamentadas (T-13) X54.

5,6-*Planoglobulina acervulinoides* (Egger) sección donde se observa el crecimiento multiserial de la concha (T-13) 5-X40, 6-X60.

FIGURA 31 Microfacies de la Formación El Abra (Facies Taninul)

1, 4-Microfacies 1, Peloidal bioclastico packstone bien clasificado compuesto de una gran diversidad de foraminíferos bentónicos como *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Hemicyclammina sigali* Maync, *Dicyclina schlumbergeri* Munier Chalmas, *Peneroplis parvus* de Castro, *Minouxia inflata* Gendrot (muestras LLC-1, 5) X20

FIGURA 32 Microfacies de la Formación El Abra (Facies Taninul)

1, 4-Microfacies 2, wackestone-packstone de algas y foraminíferos mostrando fragmentos de *Permocalculus*, y *Terquemella*, con poca variabilidad de foraminíferos como *Nezzatinella picardi*, rotálidos, textuláridos y echinodermos (muestra CC8) X20

FIGURA 33 Microfacies de la Formación El Abra (Facies Taninul)

1-4 Microfacies 4-Boundstone de gusanos, colonias de serpúlidos caracterizados por formar tubos rectos o curvados, y por presentar una microestructura que consiste de dos capas (muestra CC-3) X15.

FIGURA 34 Formación El Abra (Facies El Abra)

1- Microfacies 5-*Pseudonummoloculina heimi* (Bonet) sección subecuatorial mostrando la concha discoidal (muestra LM-1) X

2, 3- Microfacies 5-*Ovalveolina maccagnoae* De Castro sección ecuatorial mostrando el enrollamiento planispiral con el próloculo seguido de un flexostilo, 3- sección subecuatorial mostrando el próloculo y las camaritas piriformes de la última vuelta (muestra LM-1-2) X.

4- Microfacies 6-Wackestone con abundantes miliólidos y *Cuneolina* (muestra LM-3-4).

5-Wackestone 6-con miliólidos y ostreídos (muestra LM-1-2) X15.

FIGURA 35 Microfacies de la Formación Soyatal

1, 2-Microfacies 7, wackestone-packstone laminado con foraminíferos planctónicos oportunistas como hedbergéllidos, whiteinélidos y radiolarios (muestra SA-01) X25.

3, 4-Microfacies 8, wackestone-packstone con foraminíferos planctónicos como *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Marginotruncana renzi* (Gandolfi), *M. marginata* (Reuss), *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, *Heterohelix moremani* (Cushman), *H. globulosa* (Ehrenberg), *Macroglobigerinelloides bollii* (Pessagno), *M. ultramicrus* (Subbotina) (muestras SA-13 ABC) X20.

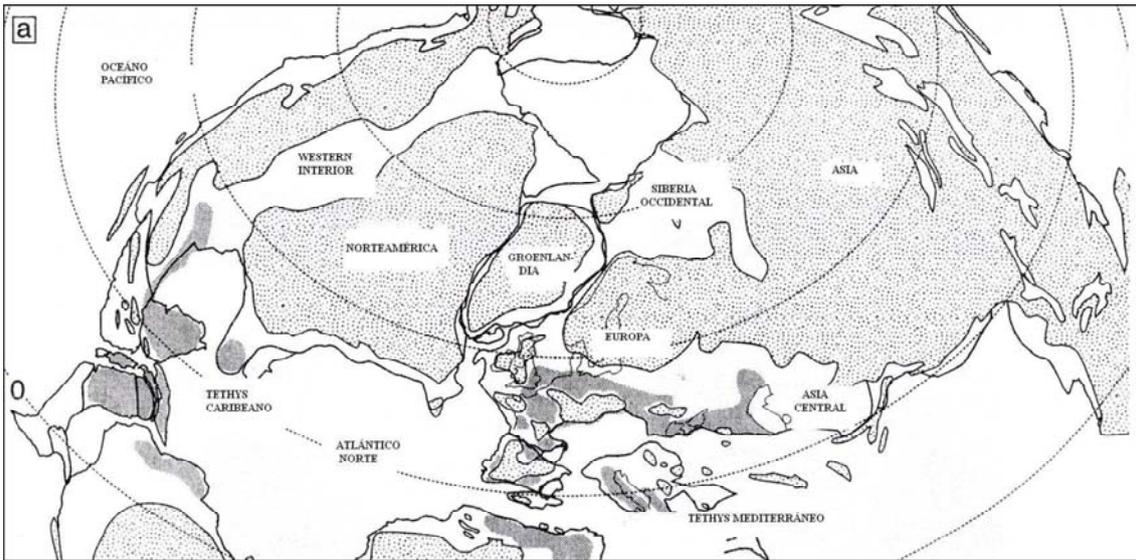


FIGURA A

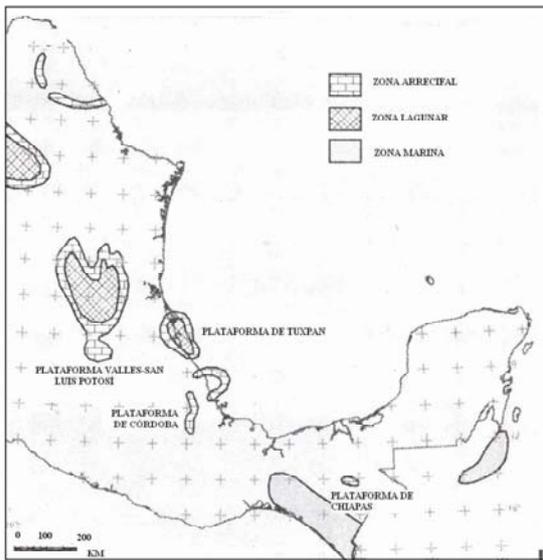


FIGURA B

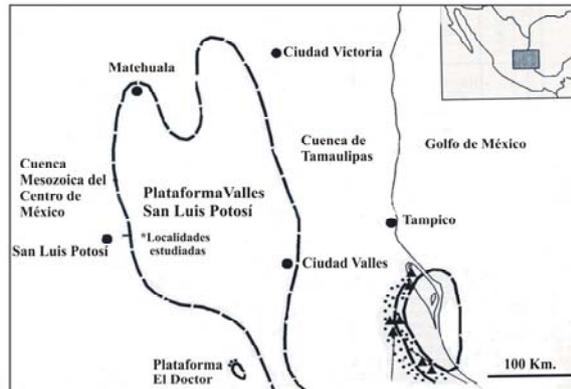


FIGURA C

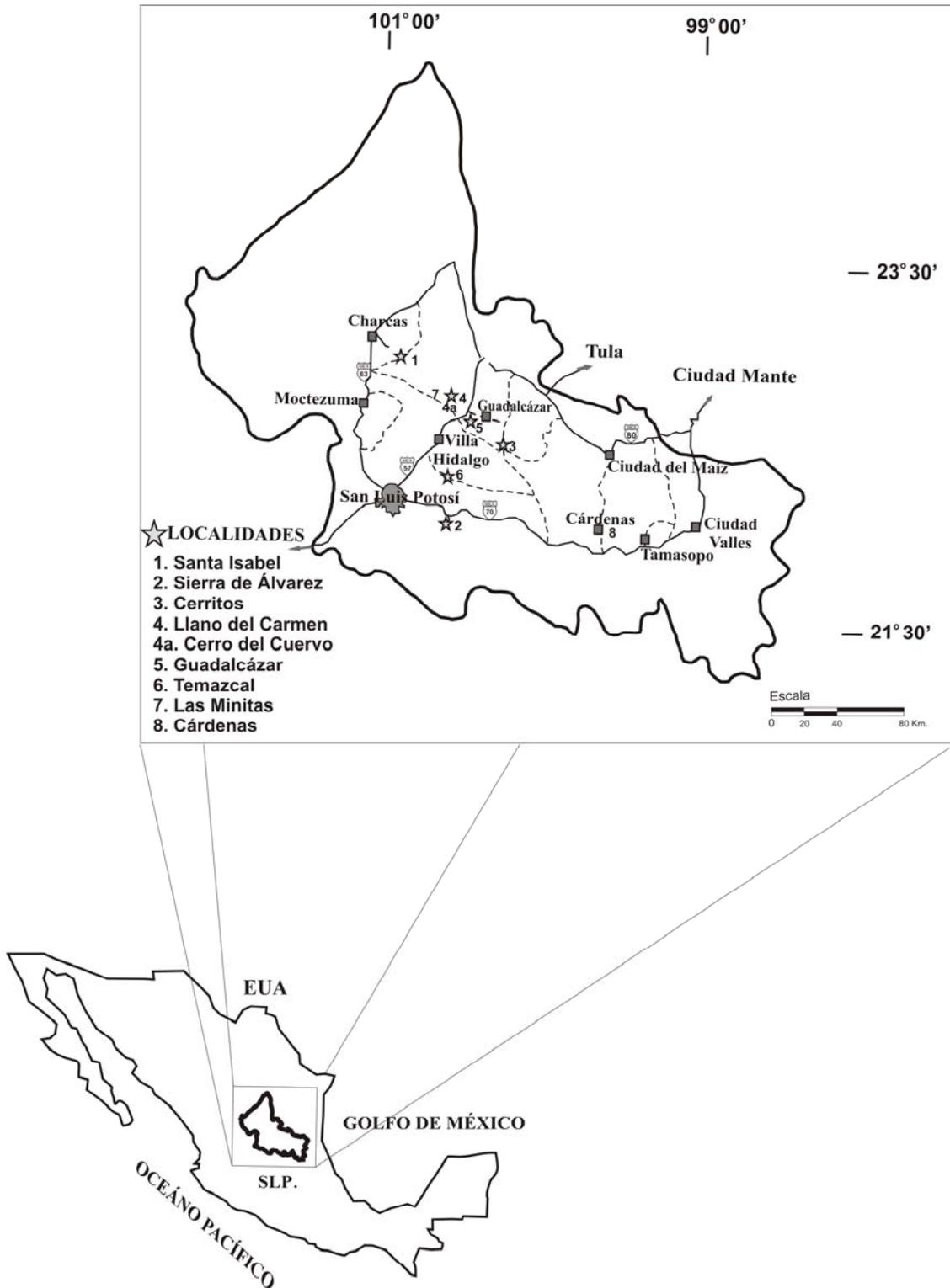


Figura 1



1



2



3



4



5



6



7

Figura 2



Figura 3



1



2



3



4

Figura 4

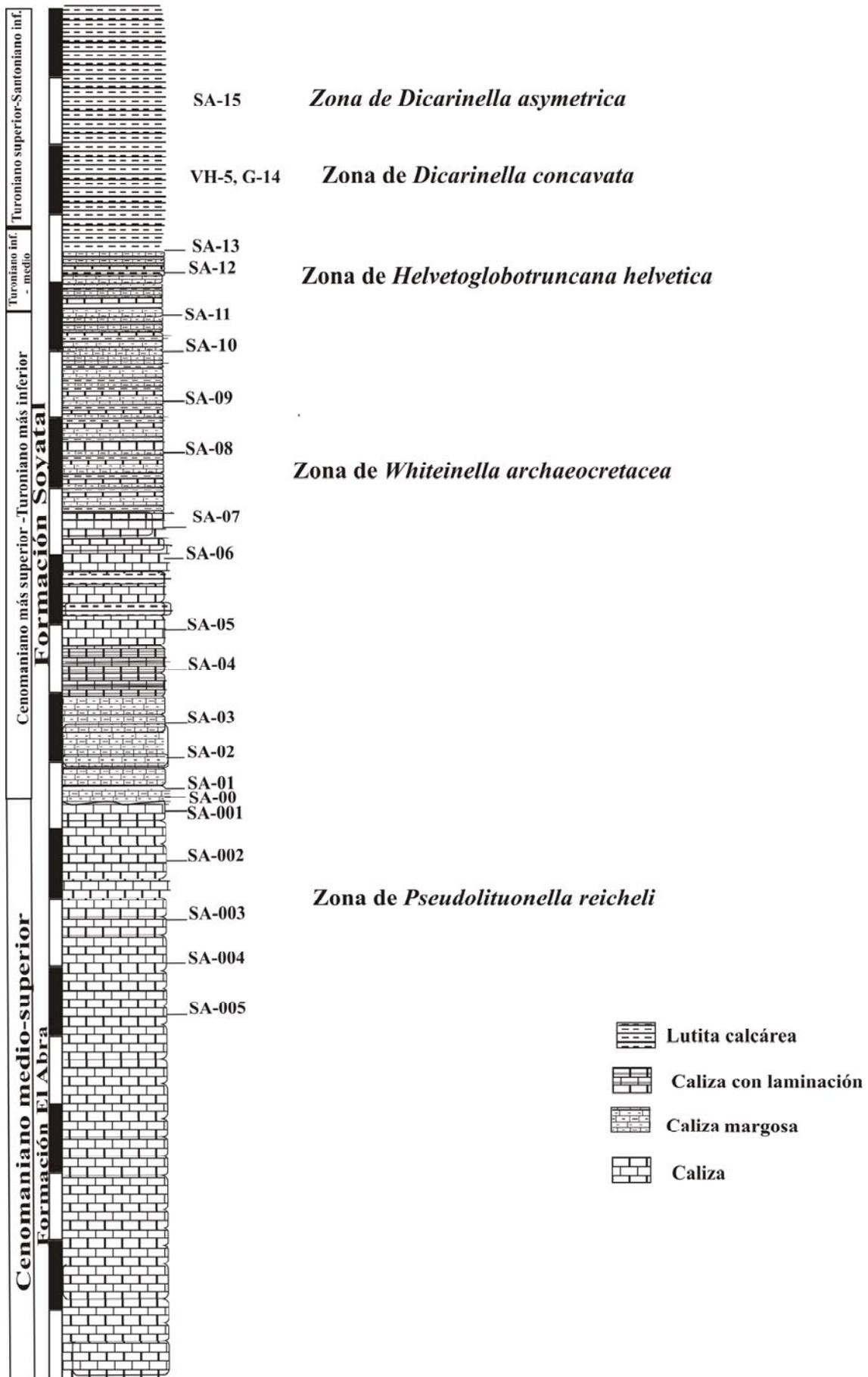


Figura 5

Unidades Litológicas	Zonas	Santa Isabel	Sierra de Álvarez	Llanos Carmen	Guadalcazar	Cerritos	Cerro del Cuervo	El Temazcal	Carretera Villa Hgo-SLP	La Minita	Formación Cárdenas
65	Formación Temazcal							?			
71.3	Formación Cárdenas										
75	?										
80	?										
83.5											
85.8	Formación Soyatal										
89											
93.5	Formación El Abra										
98.9											

Figura 5a

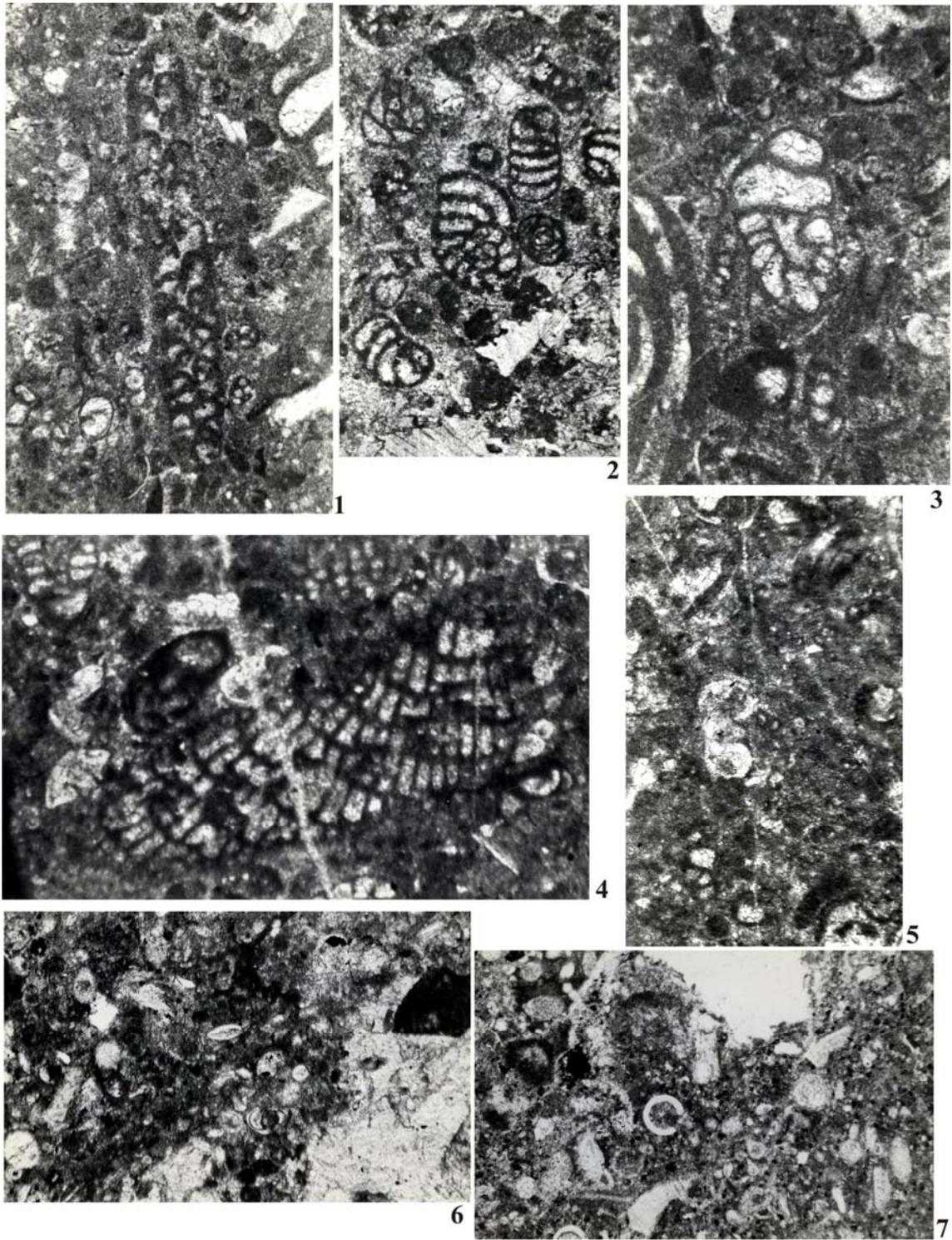


Figura 6

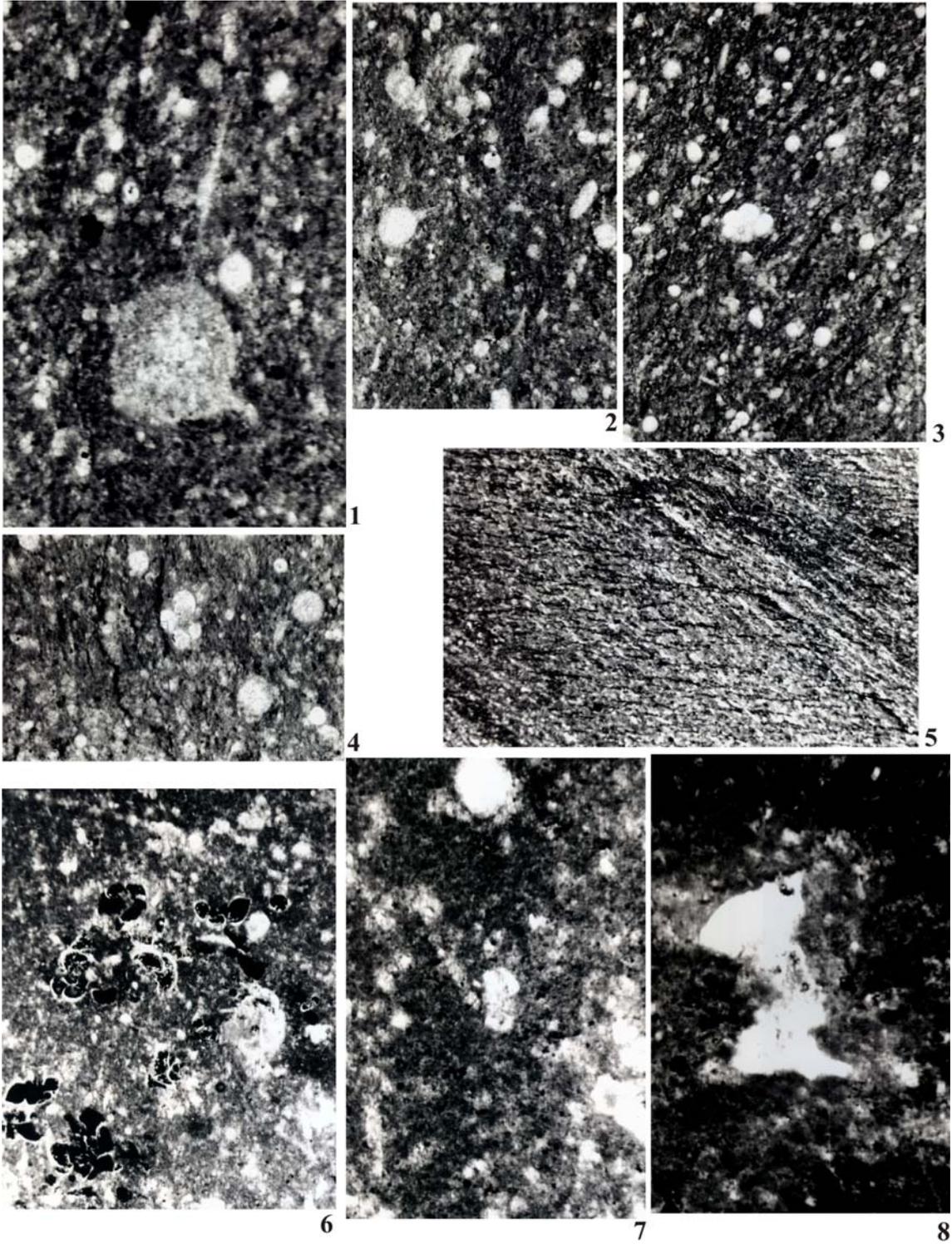
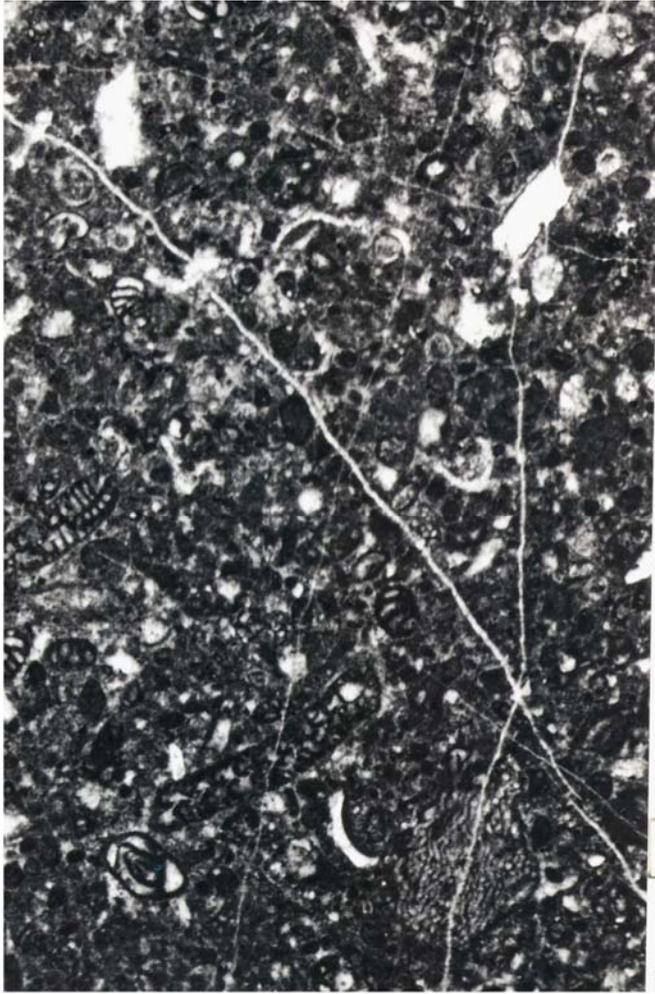


Figura 7



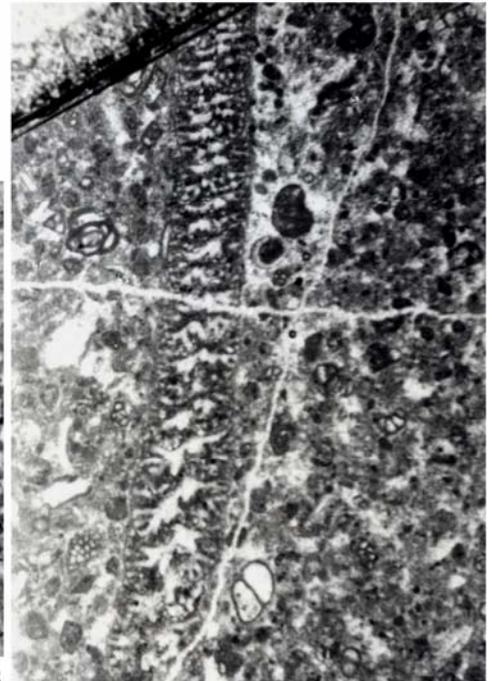
1



2

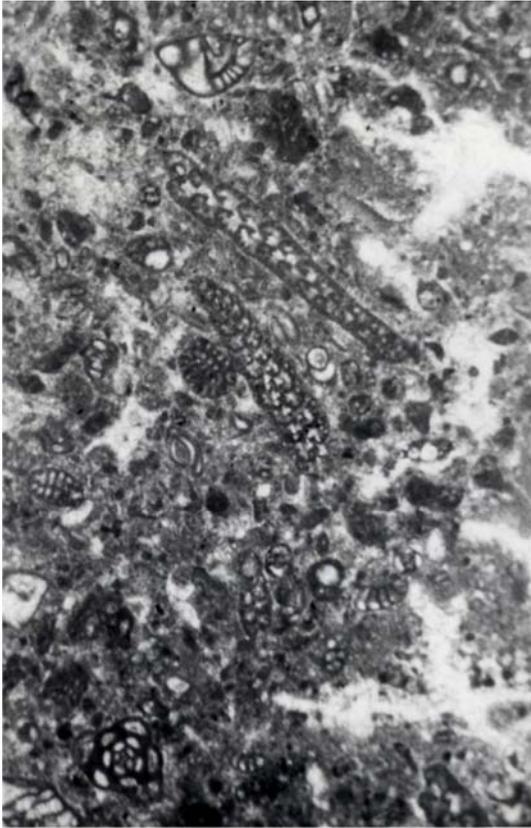


3

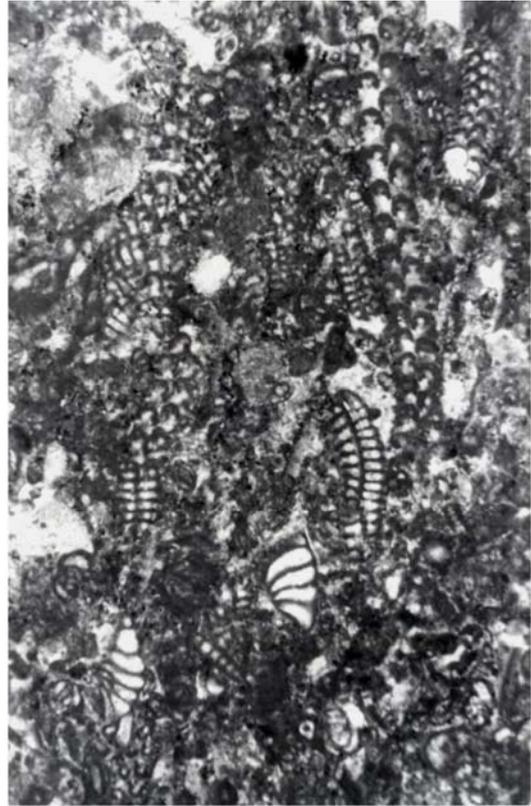


4

Figura 8



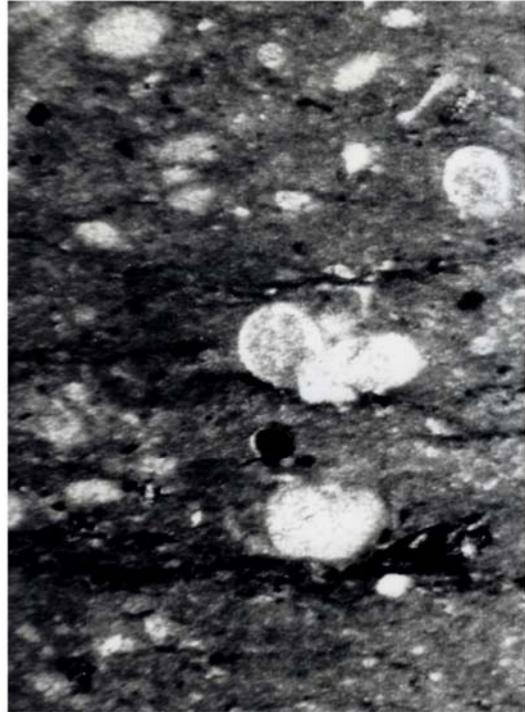
1



2

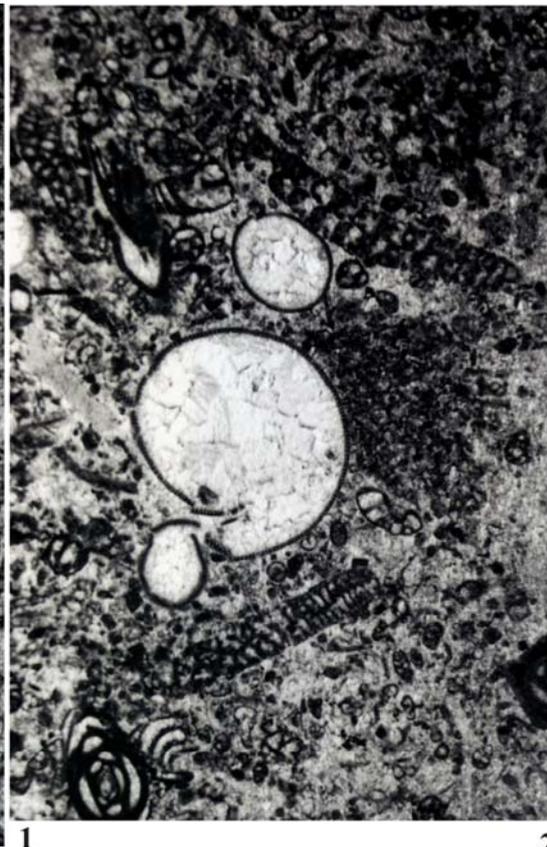
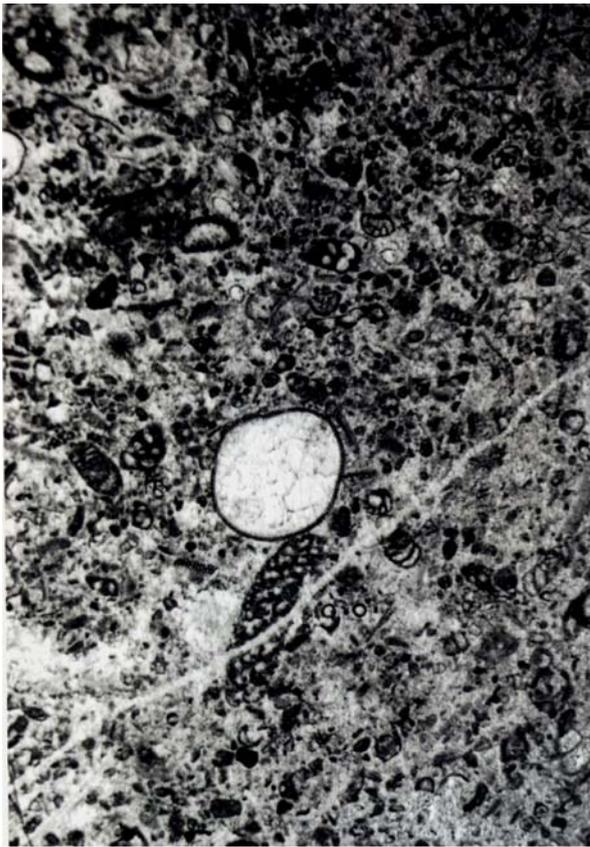


3



4

Figura 9



1

2



3

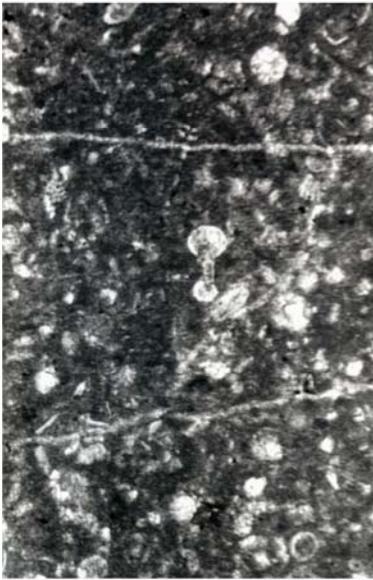
Figura 10



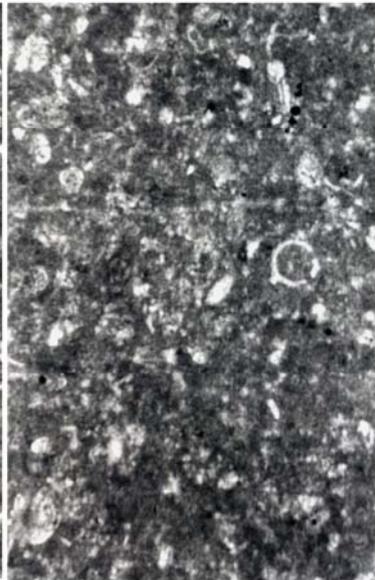
1



2



3



4



5

Figura 11

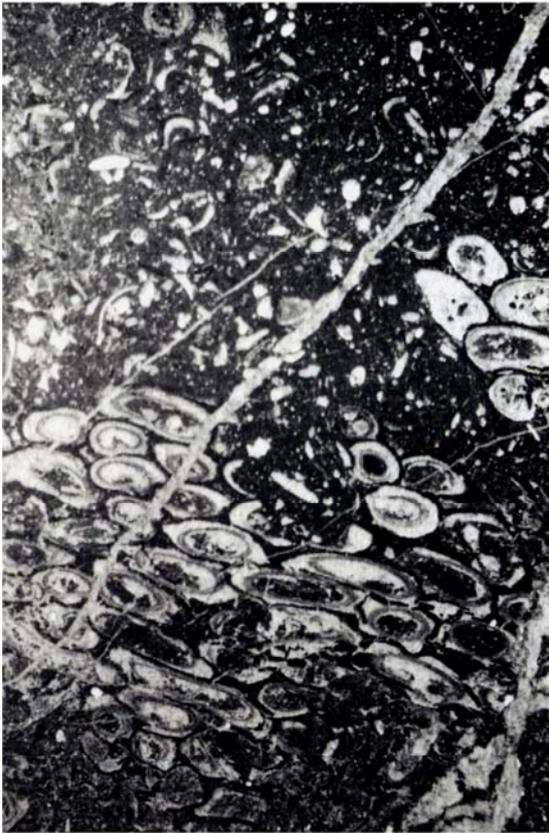


Figura 12

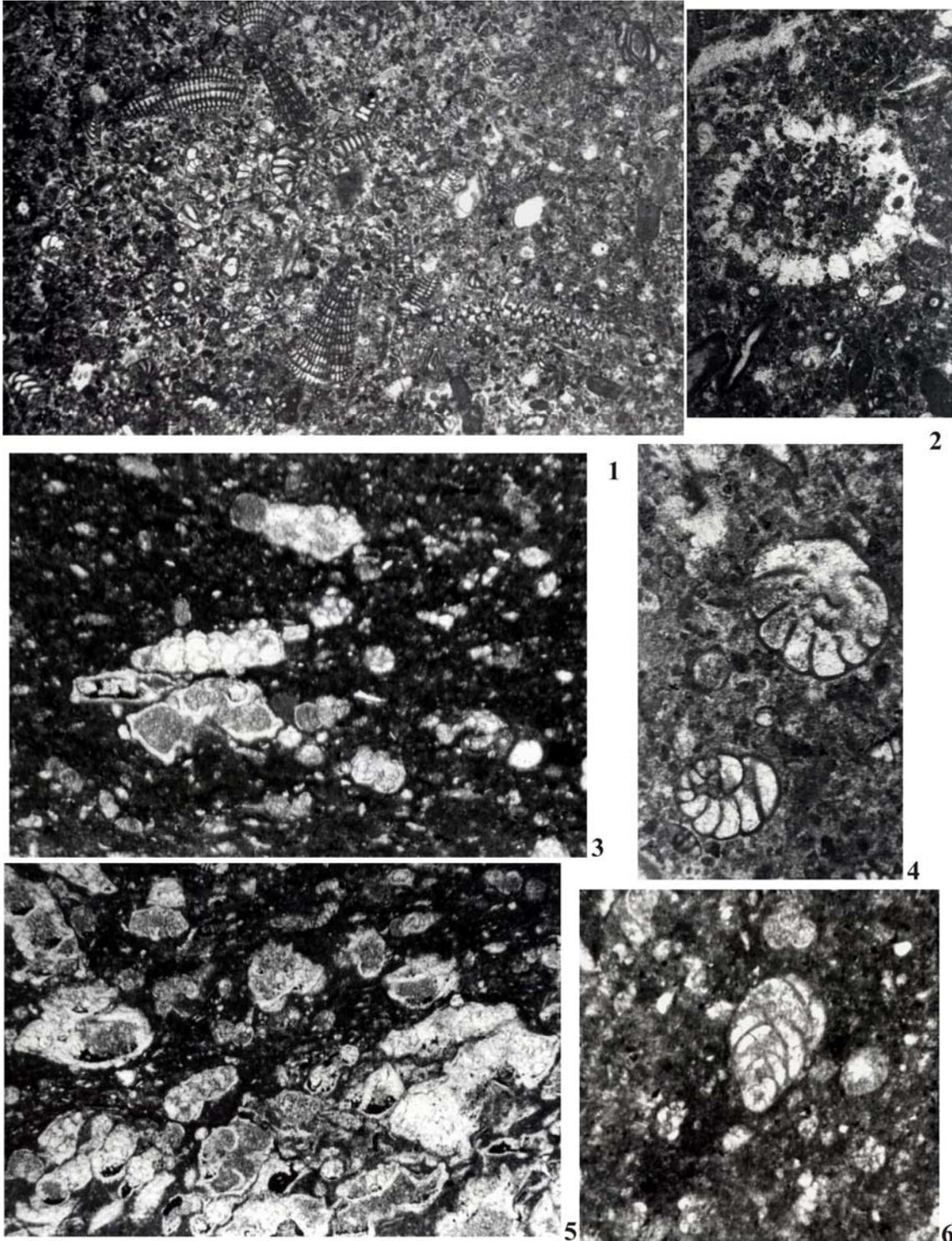
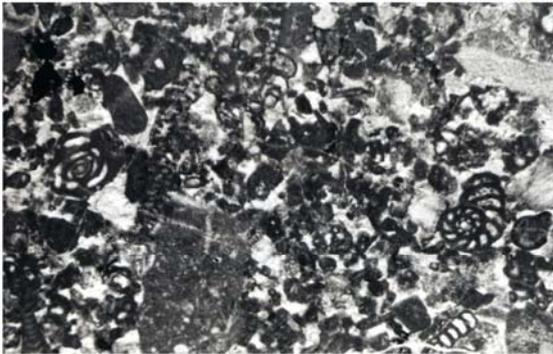


Figura 13



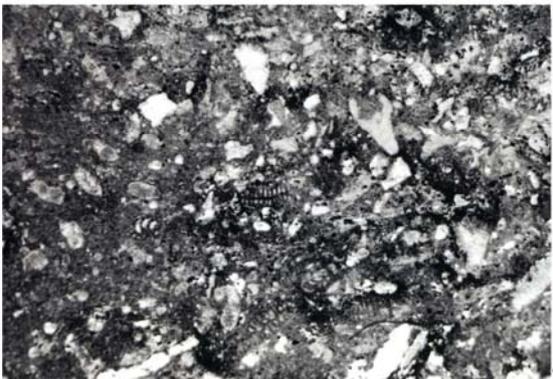
1



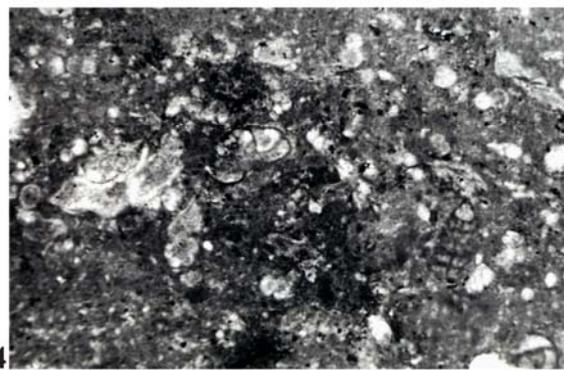
2



3



4



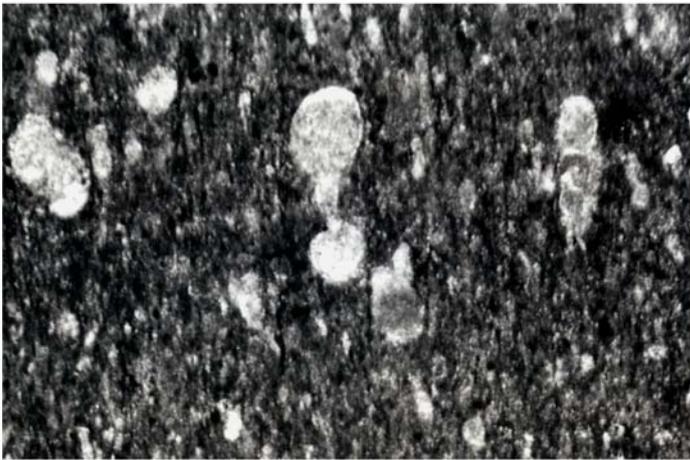
5

Figura 14



2

1



3



4

Figura 15

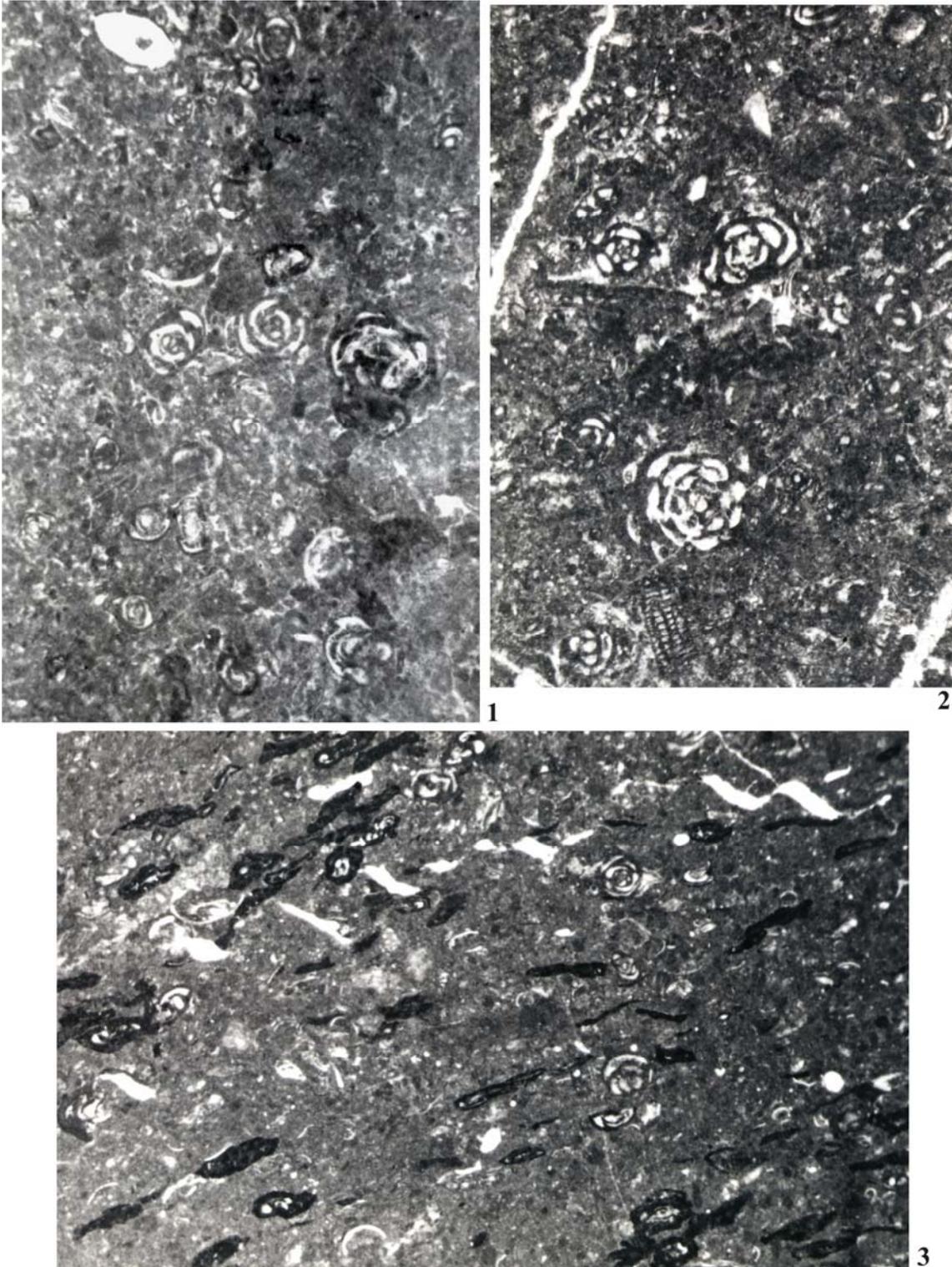


Figura 16

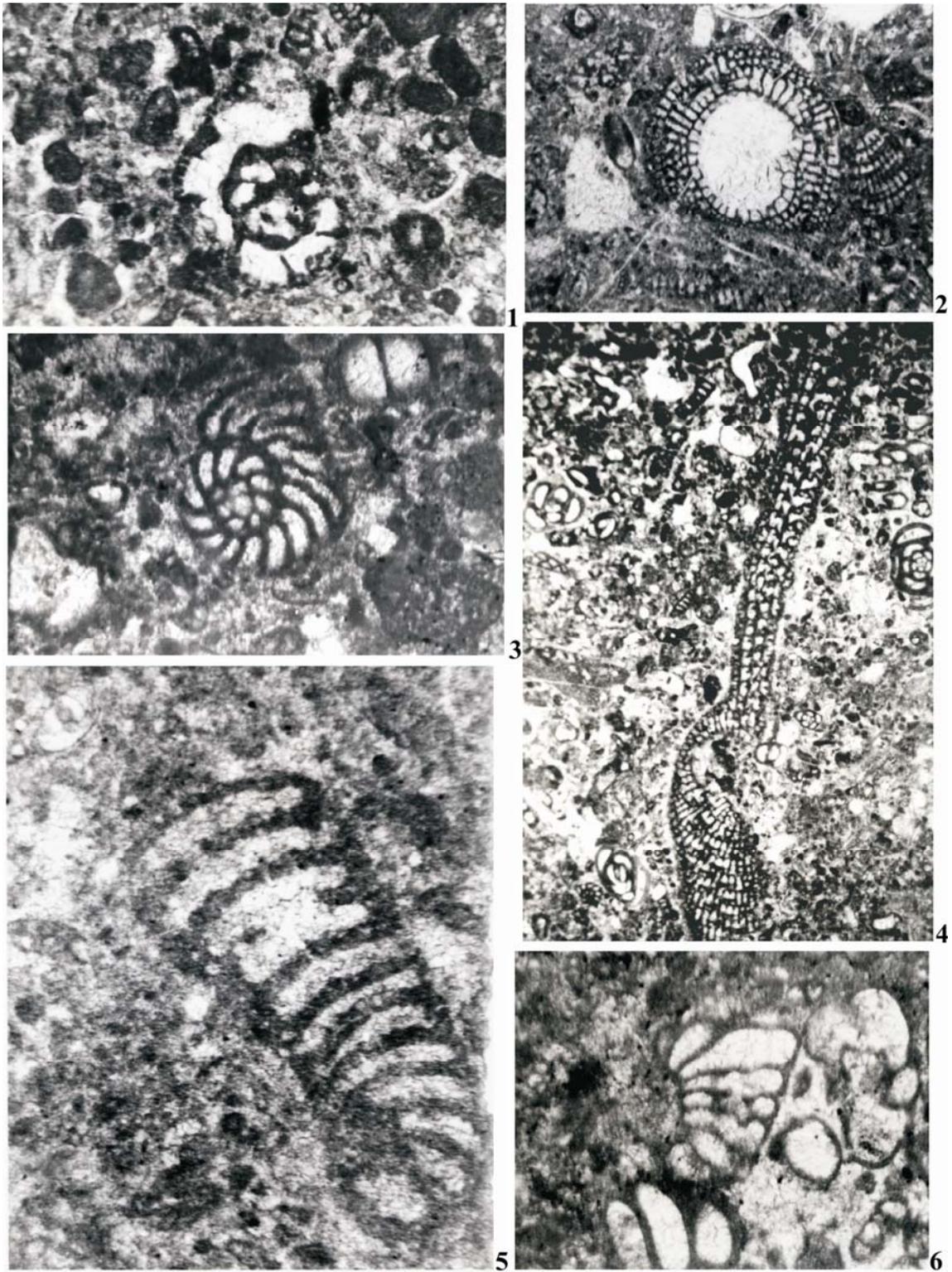


Figura 17

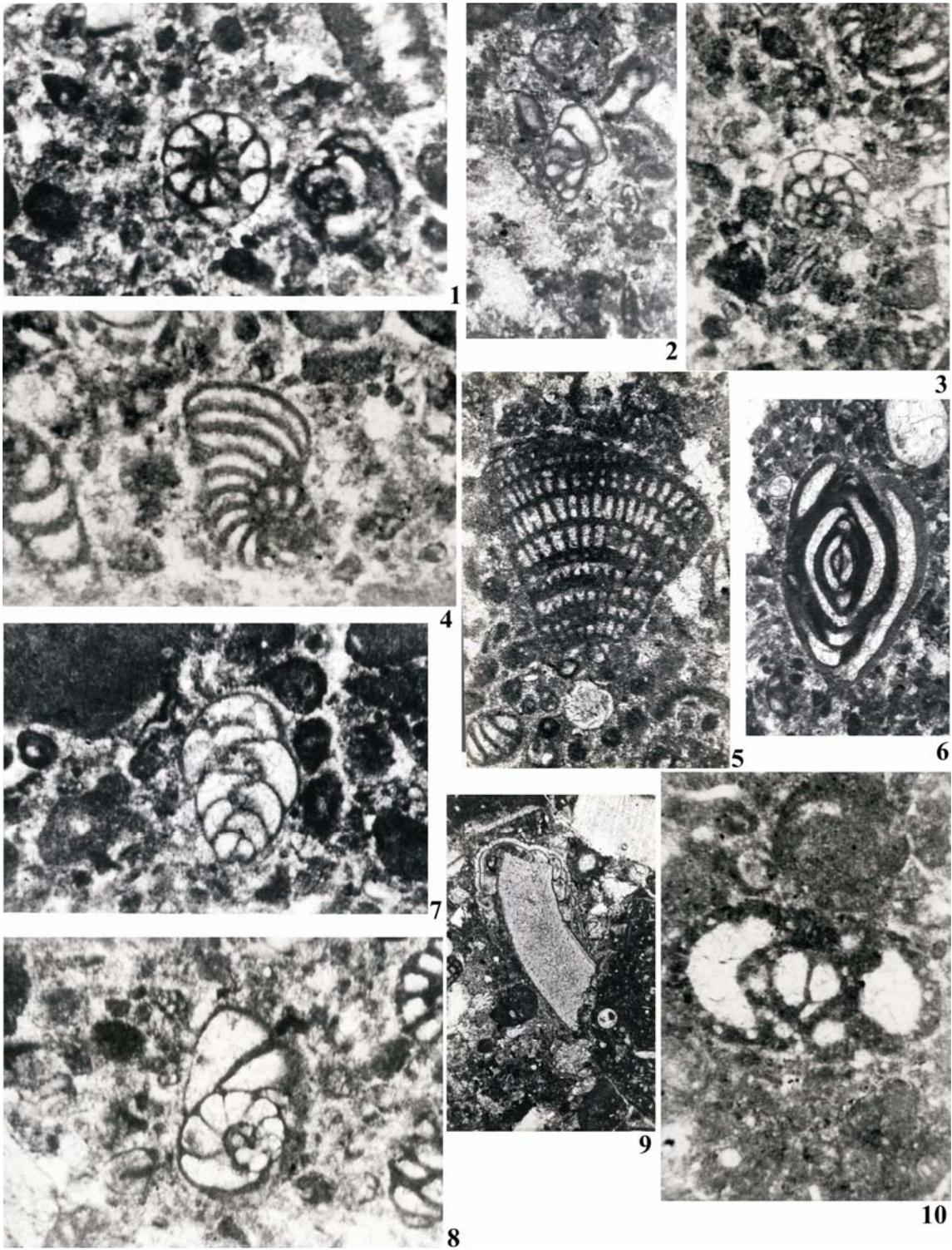
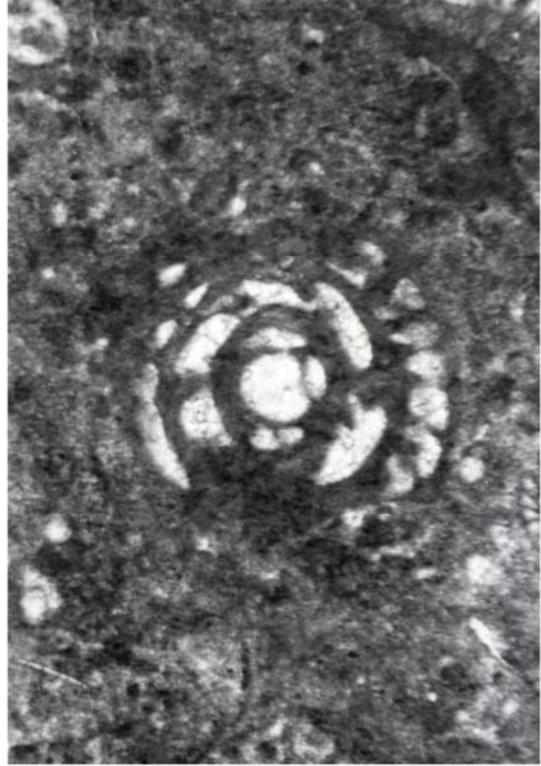


Figura 18



1



2



3



4

Figura 19

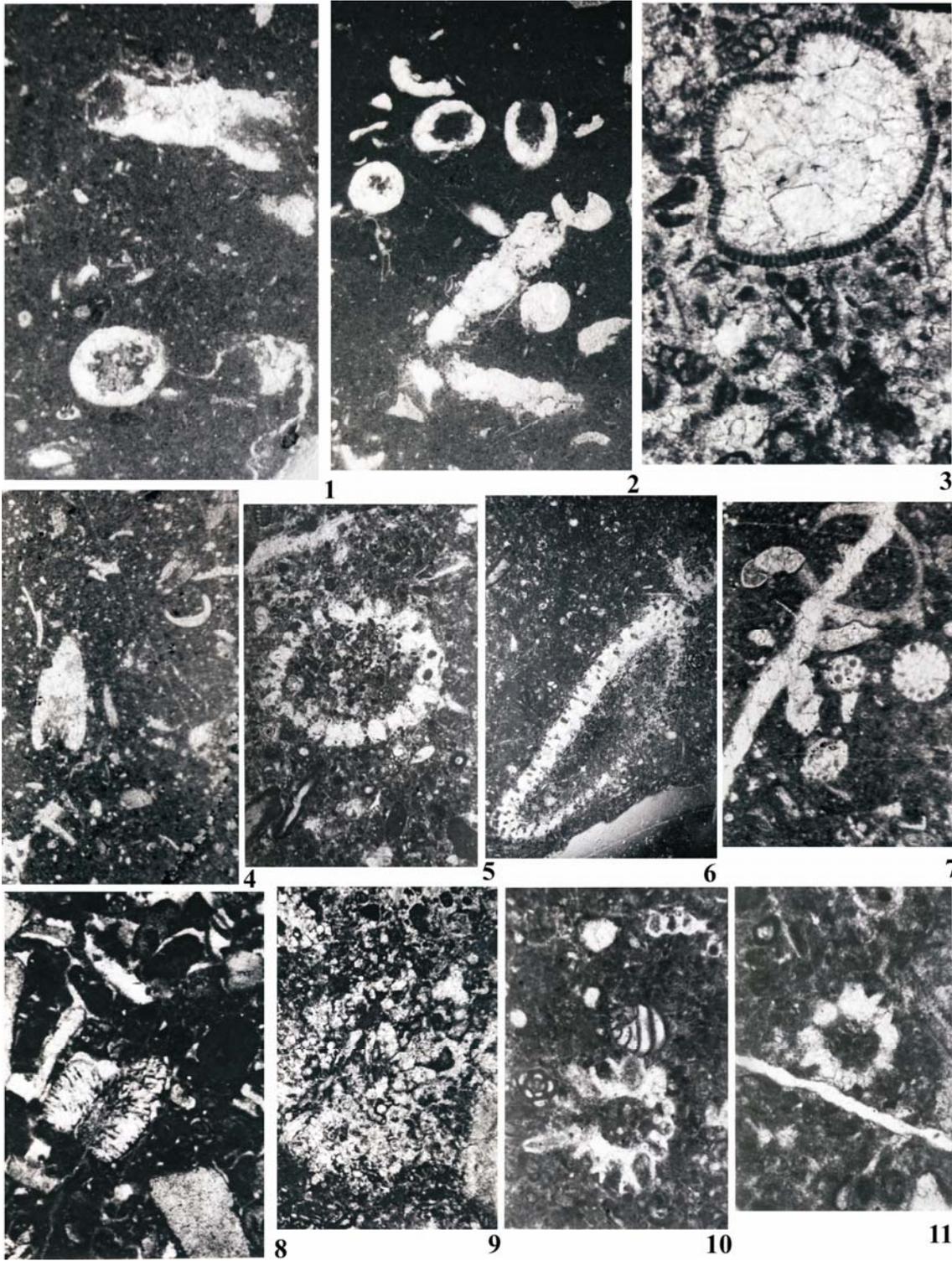


Figura 20

	Zonificación estándar (Premoli-Silva y Verga, 2004)	Zonas determinadas en este trabajo	Unidades Litológicas	Gradientes nutricionales
65	<i>Abathomphalus mayaroensis</i>	<i>Abathomphalus mayaroensis</i>	Formación Temazcal	Oligotrófico
	<i>C. contusa - R. fructicosa</i>	<i>Gansserina gansseri</i>	Formación Cárdenas	
71.3	<i>Gansserina gansseri</i>			
75	<i>Globotruncana aegyptiaca</i>	?	?	
	<i>Globotruncanella havanensis</i>			
	<i>Radotruncana calcarata</i>			
80	<i>Globotruncanita ventricosa</i>	?		
83.5	<i>Globotruncanita elevata</i>	?		
85.8	<i>Dicarinella asymetrica</i>	<i>Dicarinella asymetrica</i>	Formación Soyatal	Oligotrófico
89	<i>Dicarinella concavata</i>	<i>Dicarinella concavata</i>		
	<i>M. sigali - D. primitiva</i>			
93.5	<i>H. helvetica</i>	<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i>		Eutrófico
	<i>Whiteinella archaeocretacea</i>	<i>Whiteinella archaeocretacea</i>		Mesotrófico
98.9	<i>R. cushmani</i> <i>D. algeriana</i>	<i>Pseudolituonella reicheli</i>	Formación El Abra	Oligotrófico
	<i>R. reicheli</i> <i>R. greenhornensis</i>			
	<i>Rotalipora globotruncanoides</i>			
	<i>Rotalipora appenninica</i>			
	<i>Rotalipora ticinensis</i>			

Figura 20a

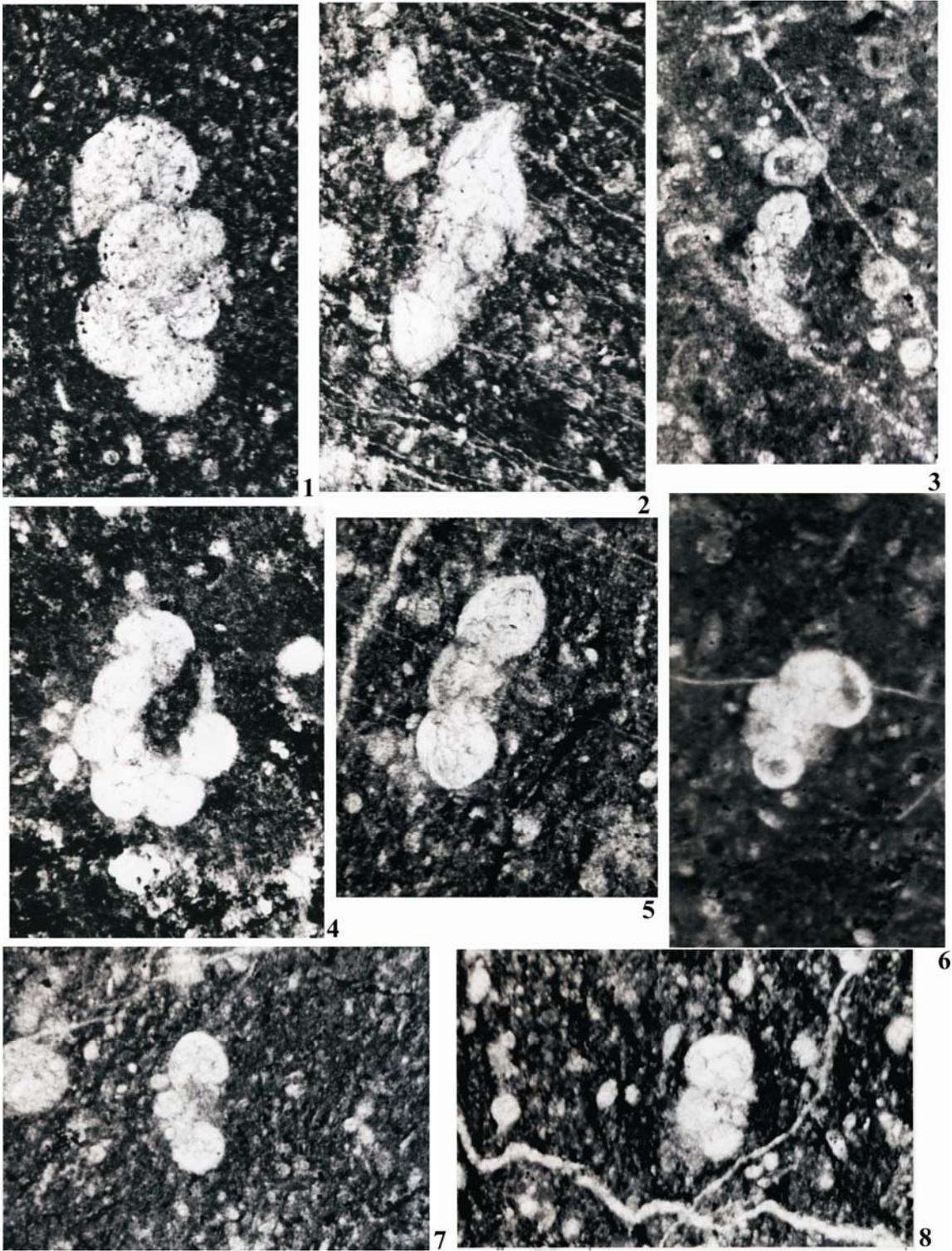


Figura 21

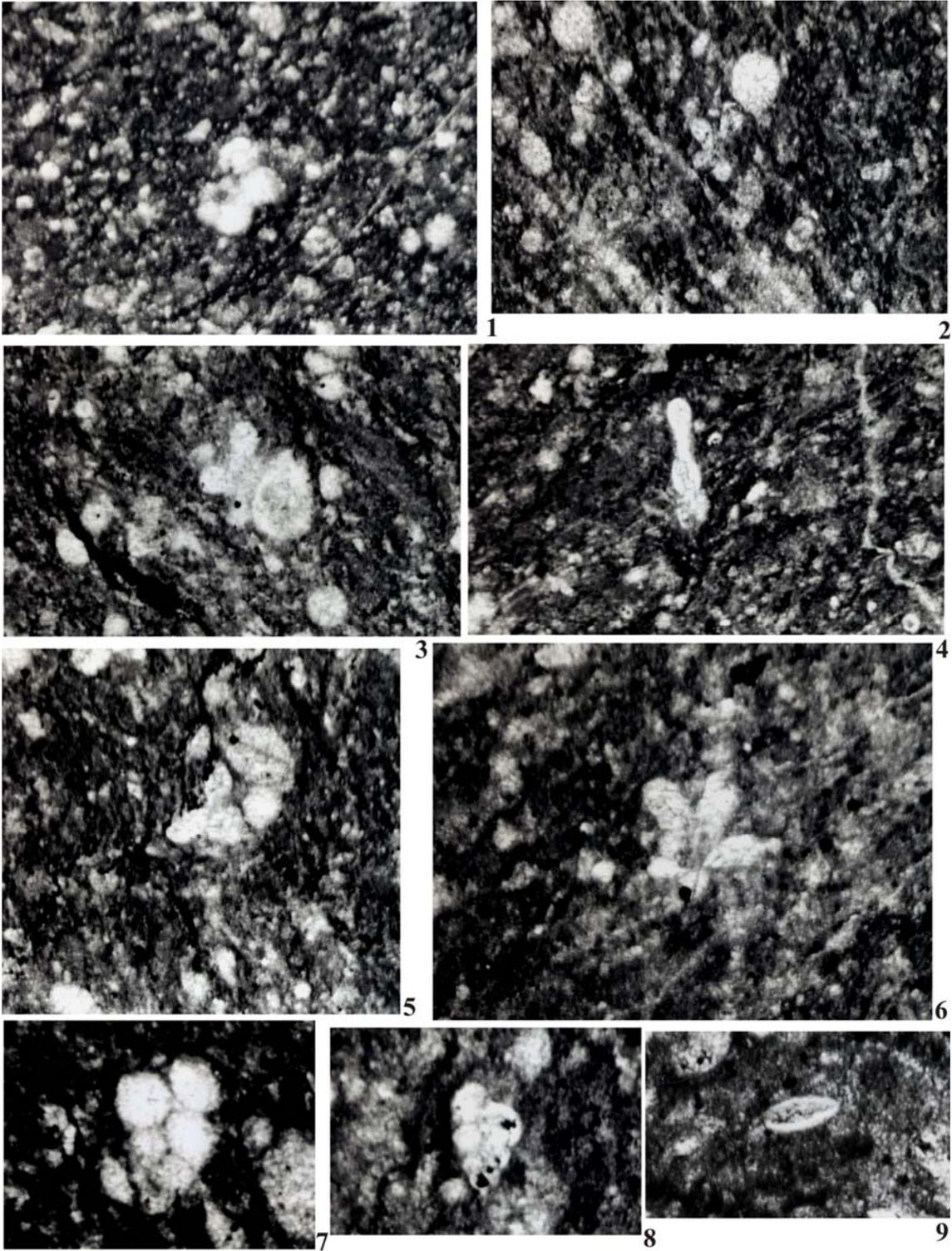


Figura 22

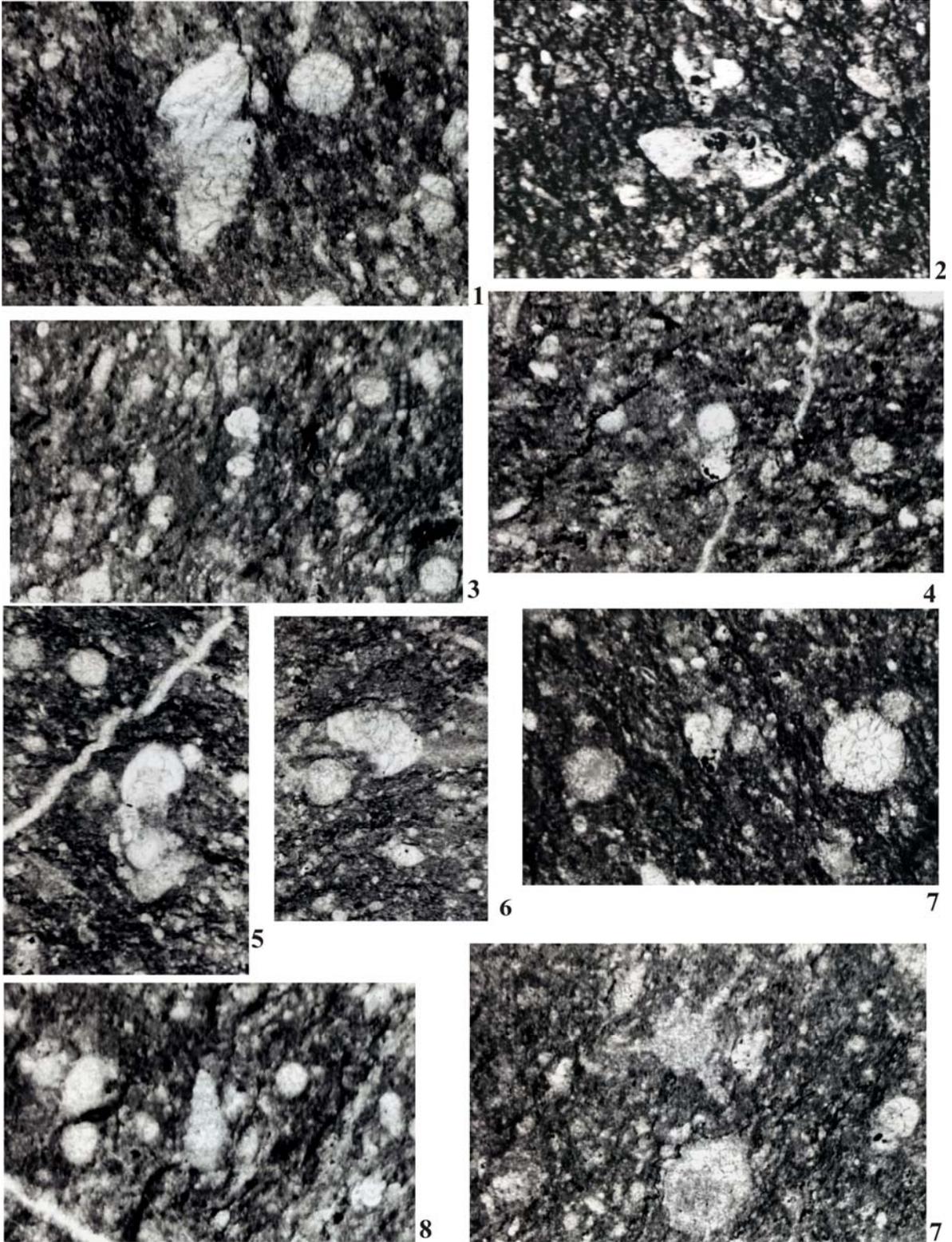


Figura 23

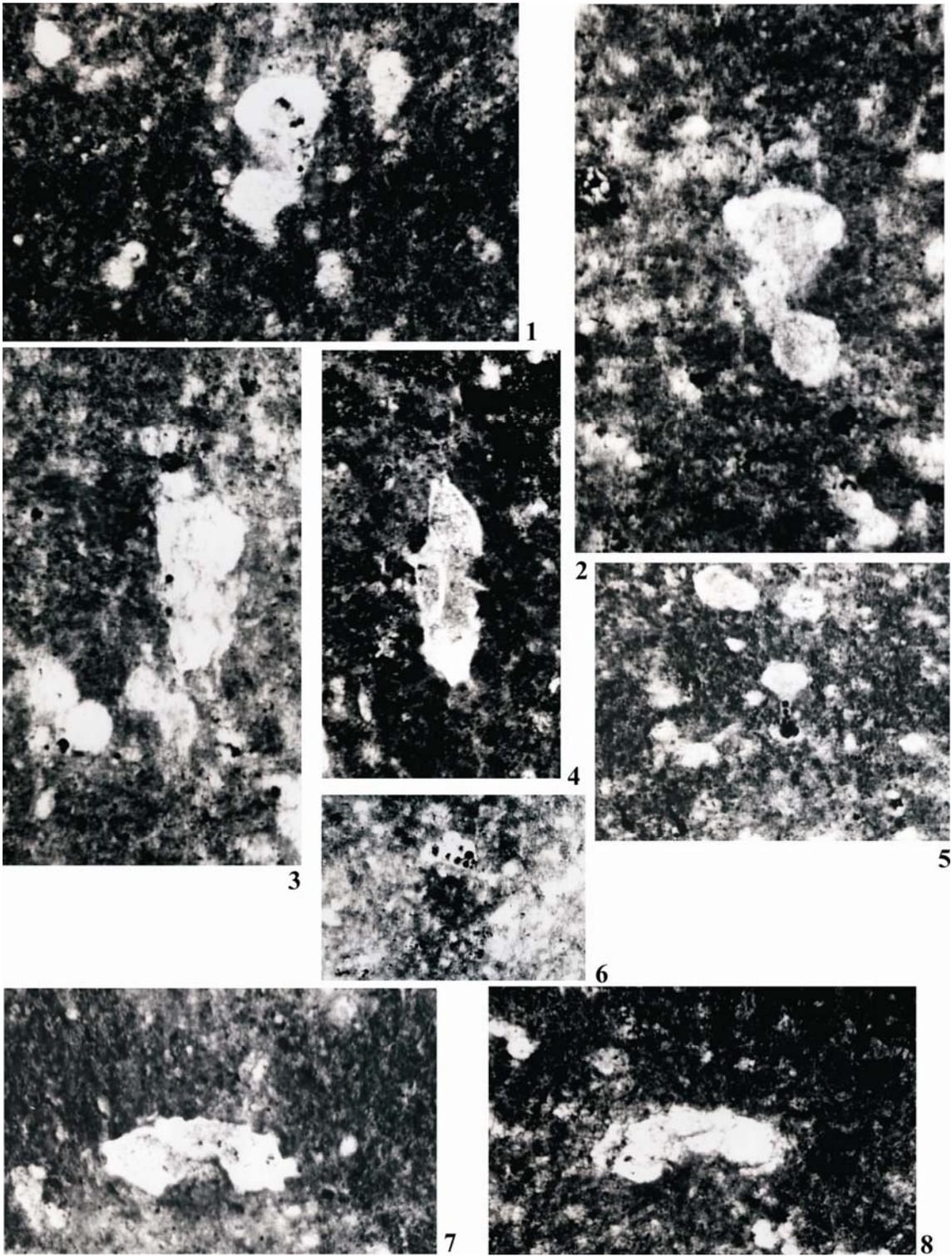


Figura 24

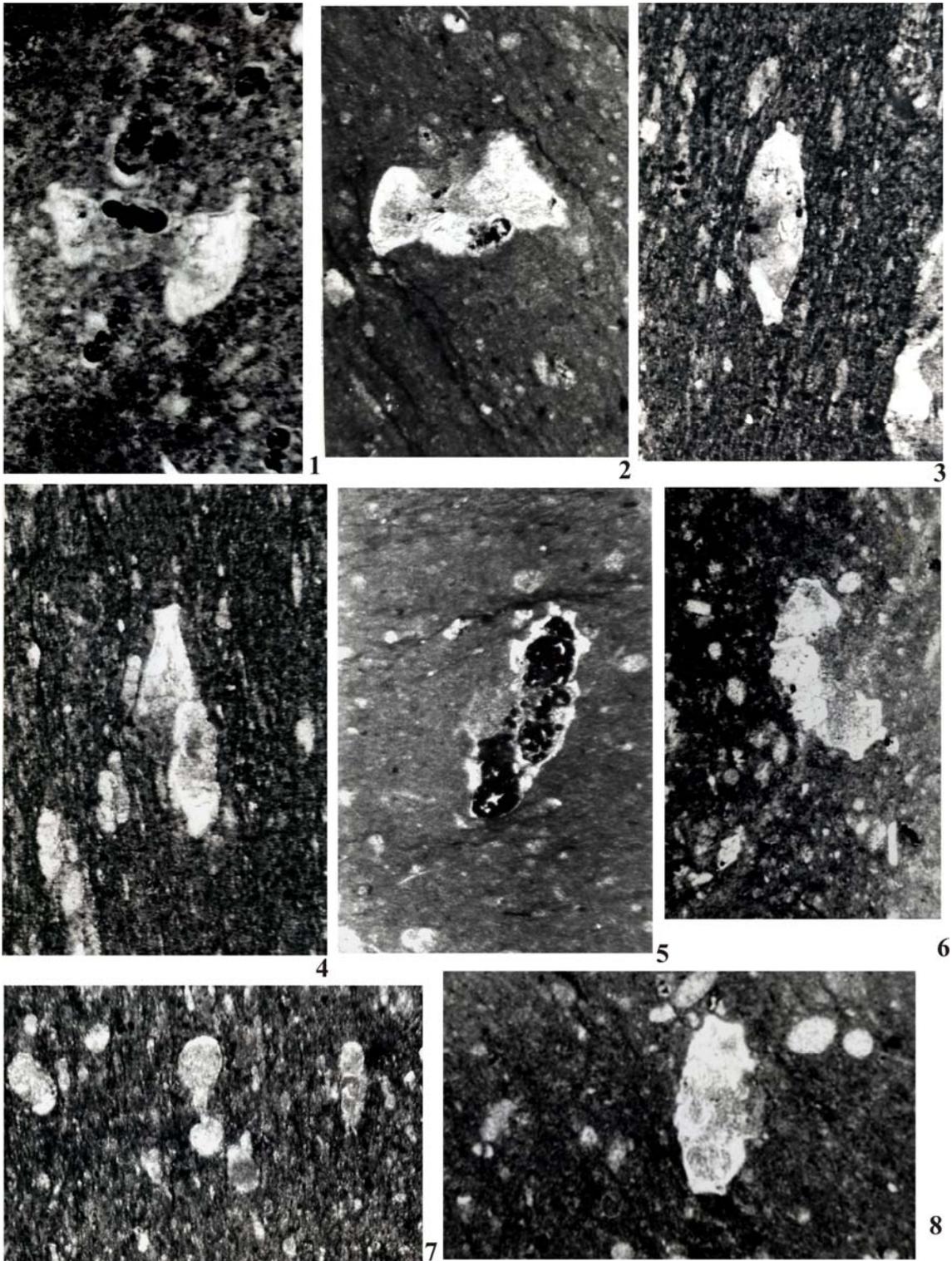


Figura 25

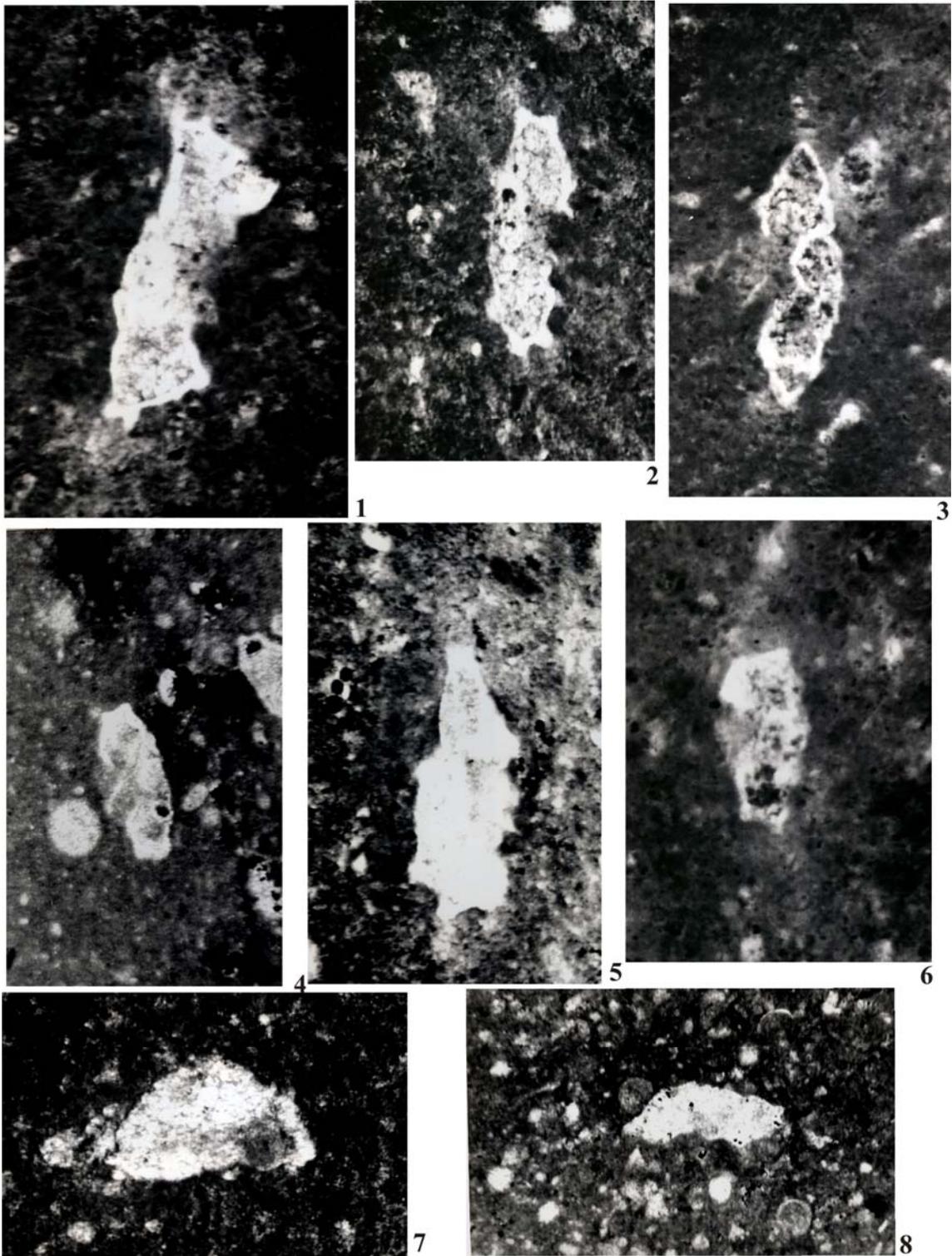


Figura 26

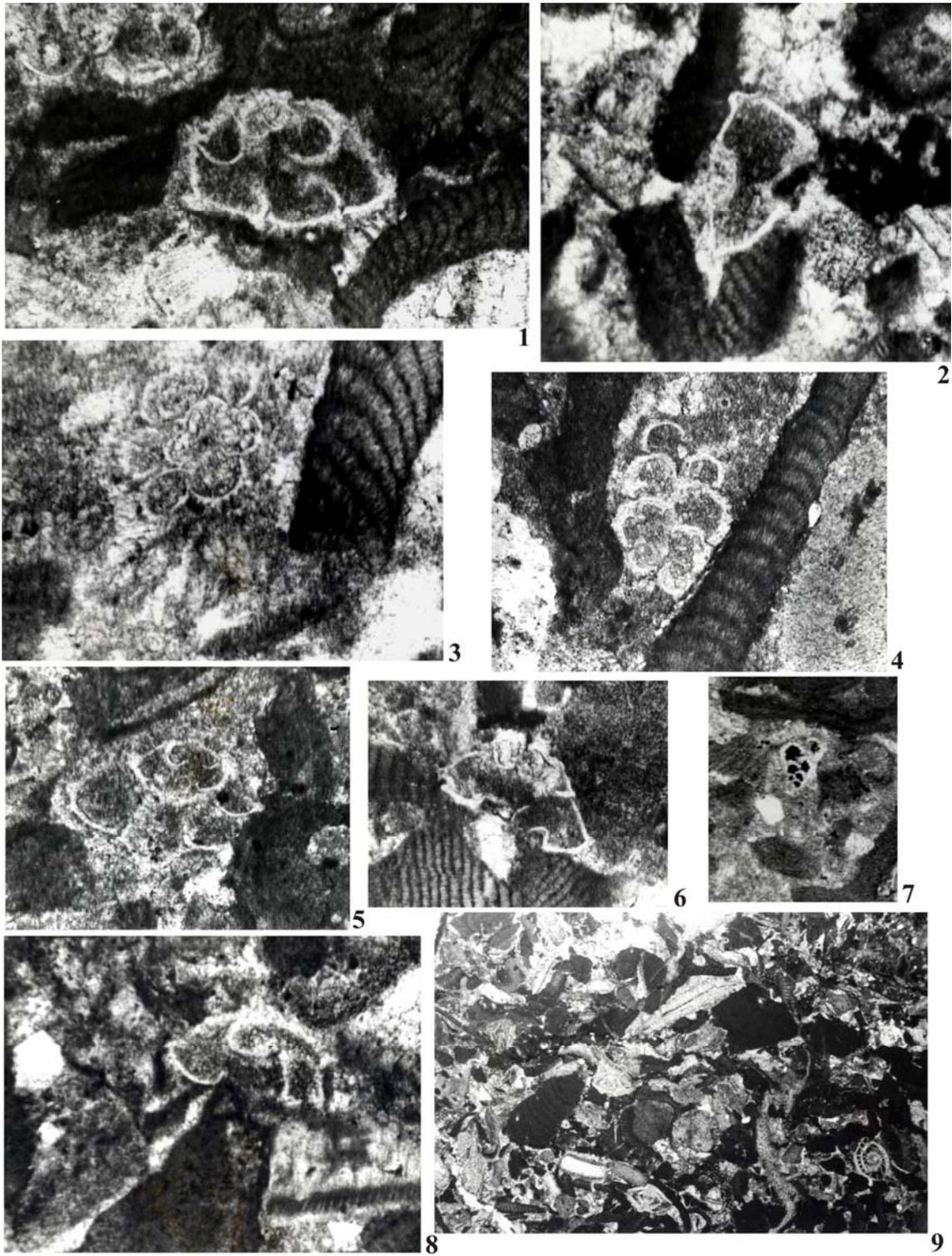


Figura 27

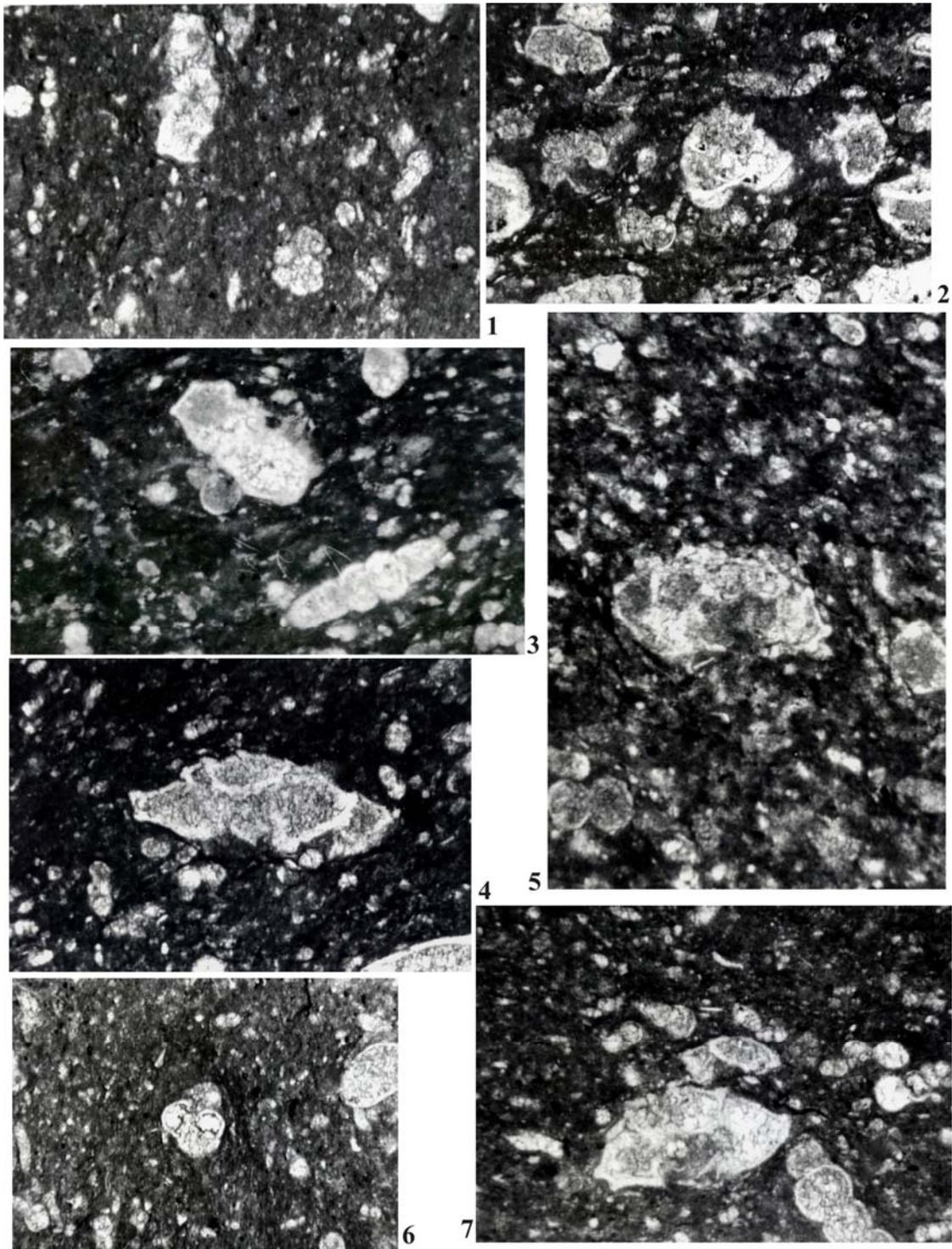


Figura 28

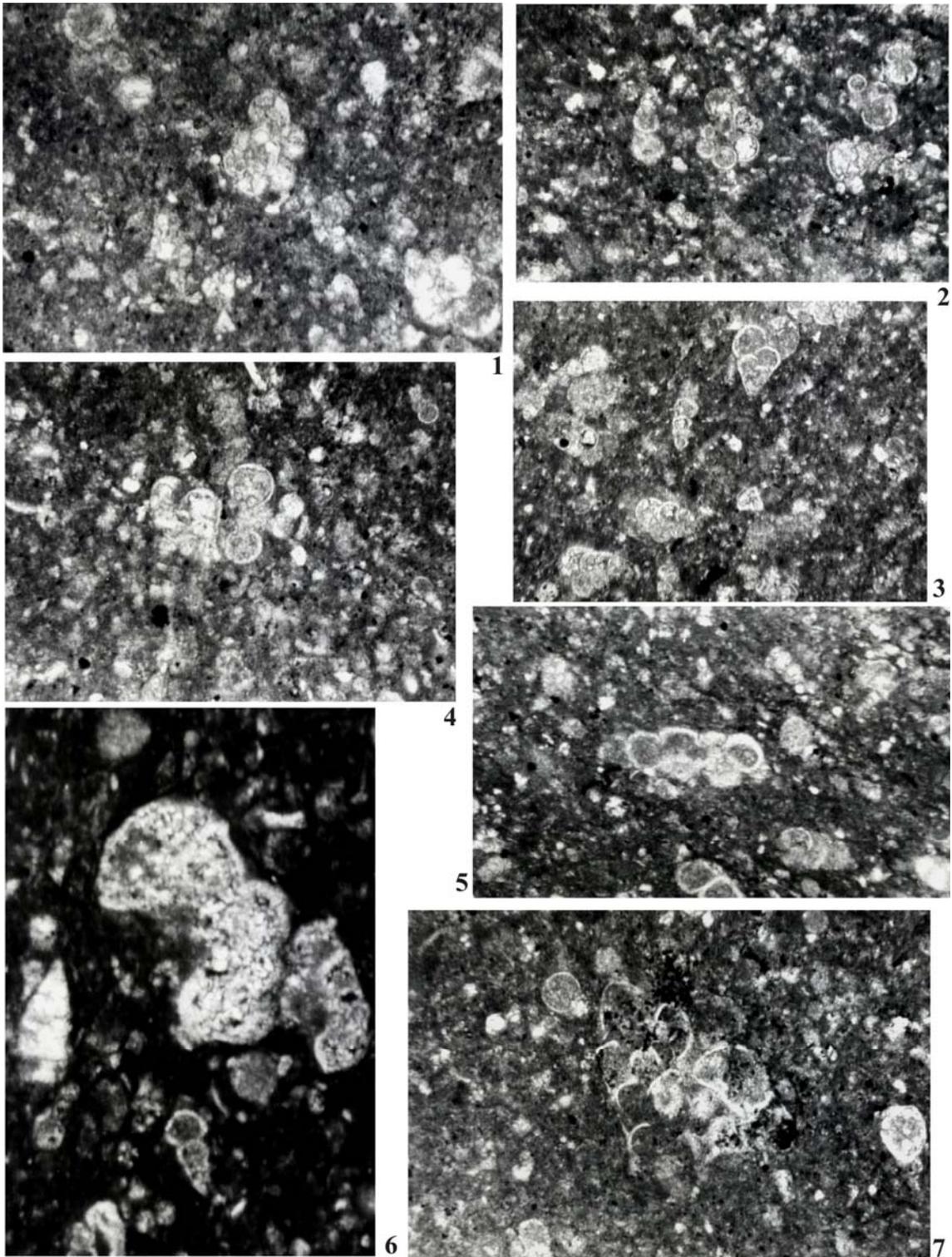


Figura 29

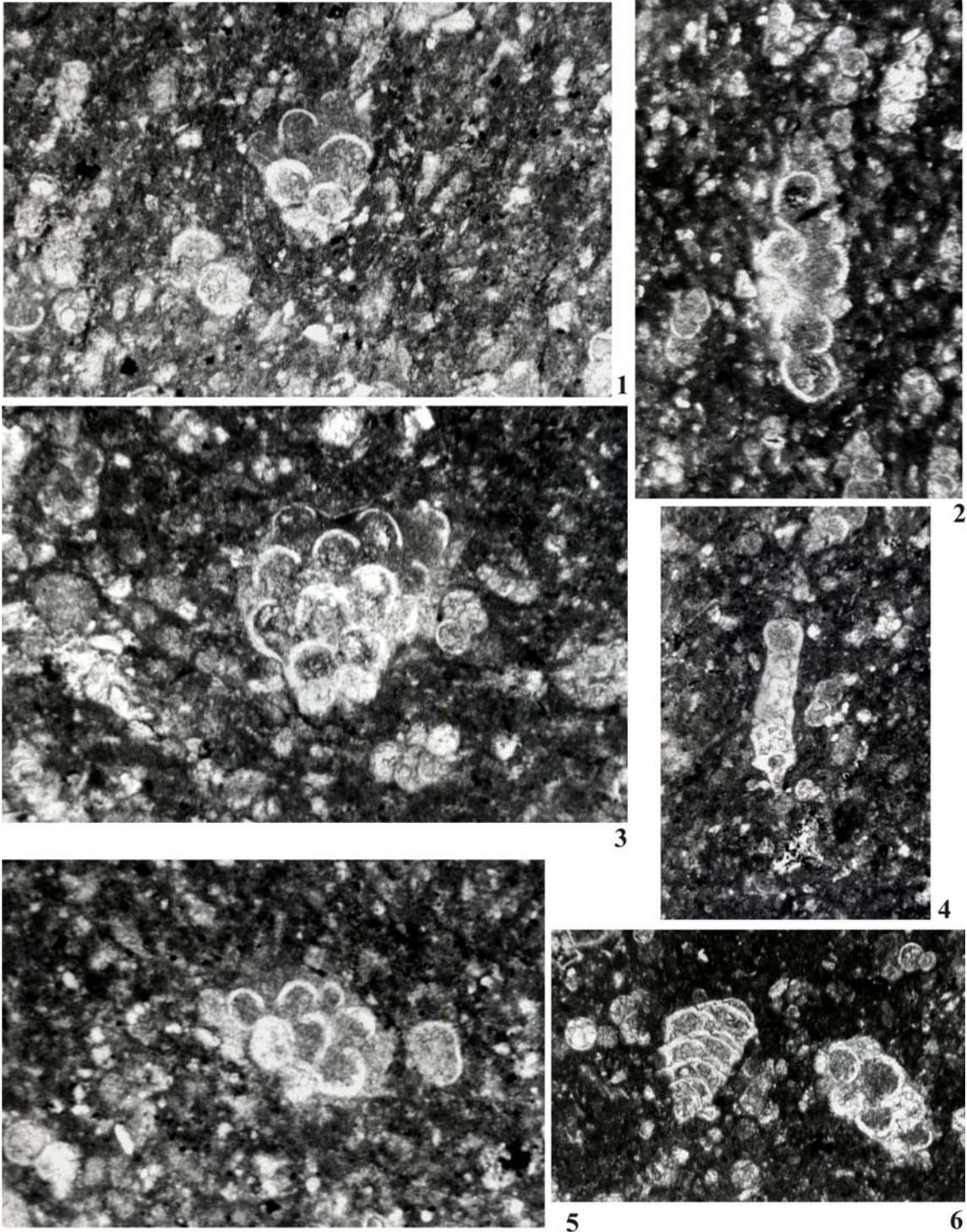
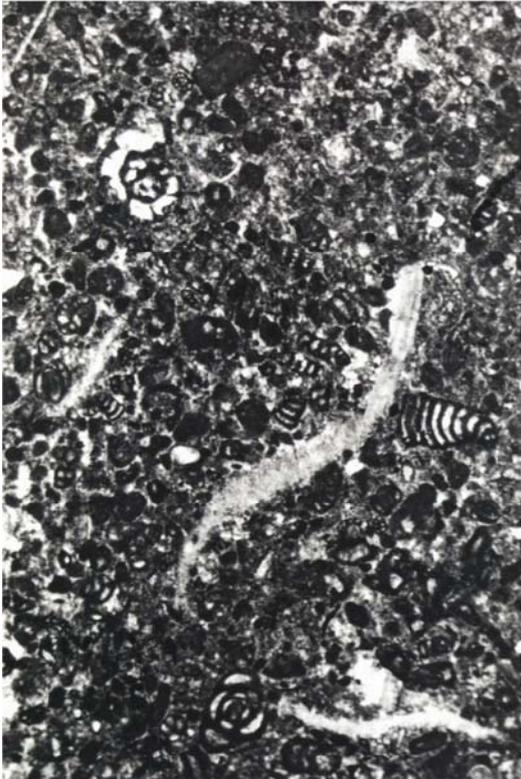
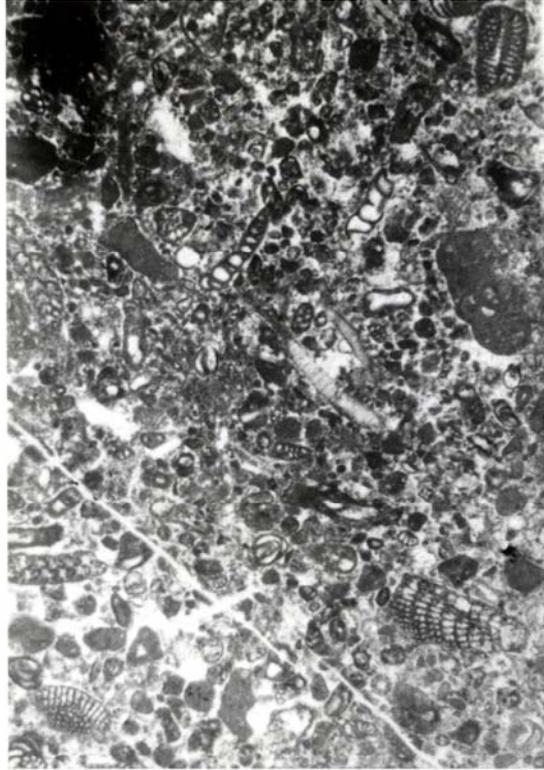


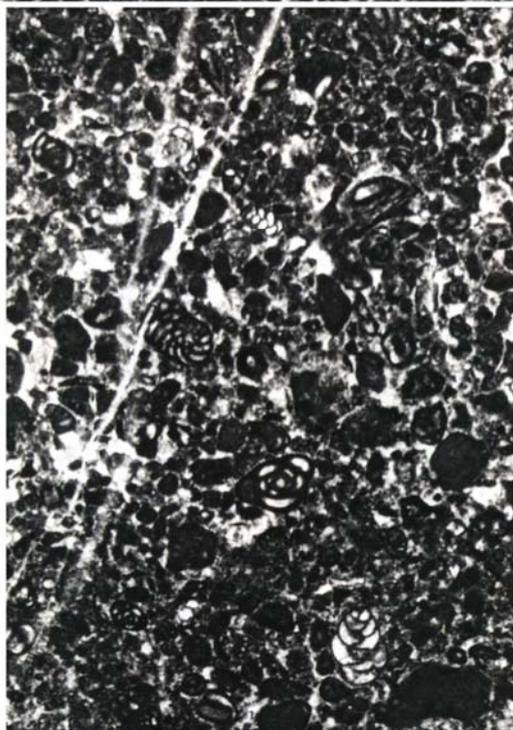
Figura 30



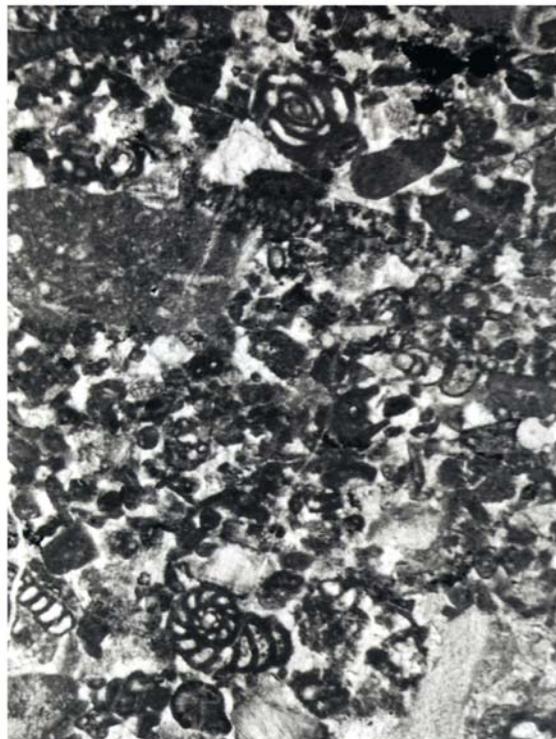
1



2



3

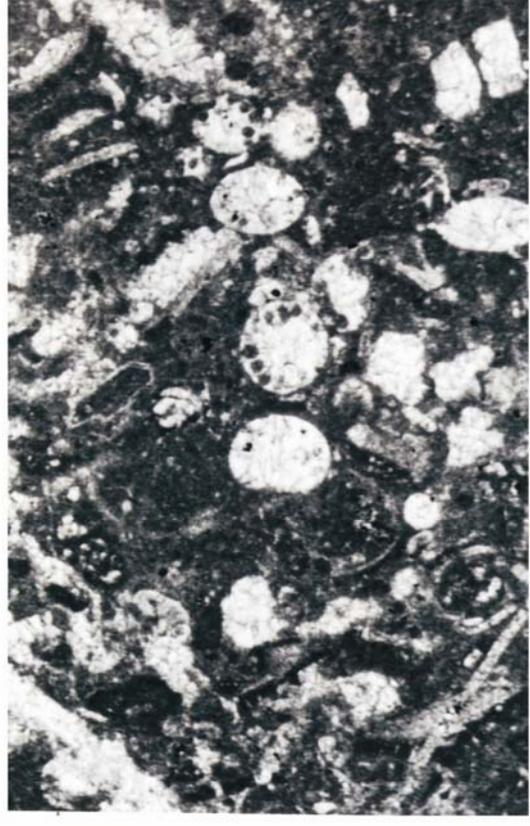


4

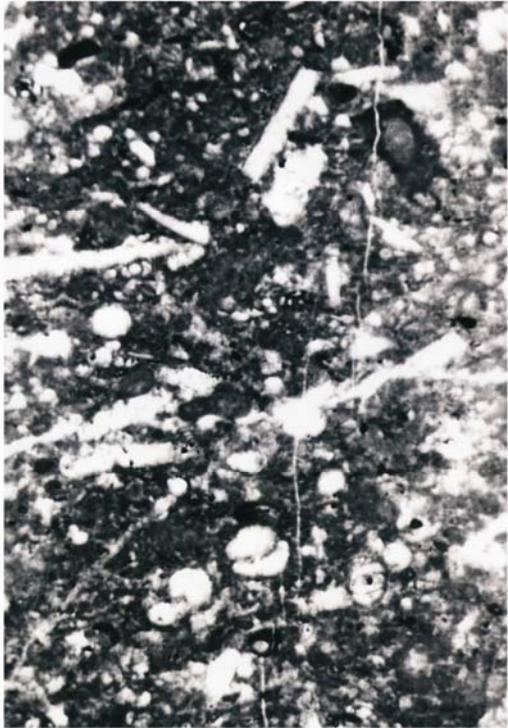
Figura 31



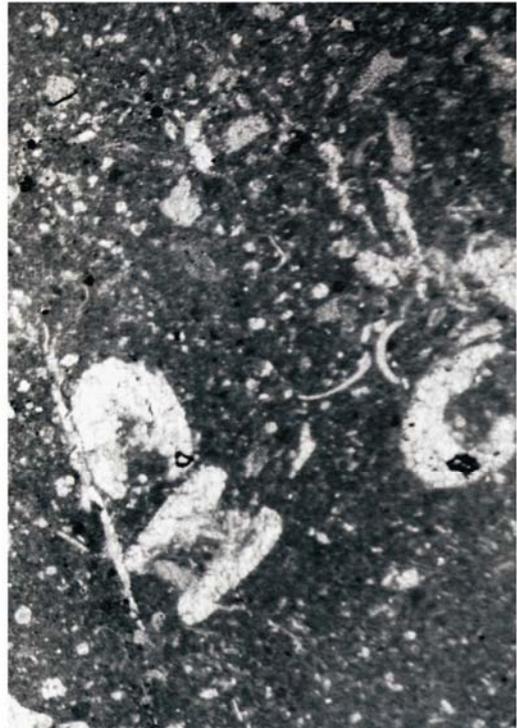
1



2



3



4

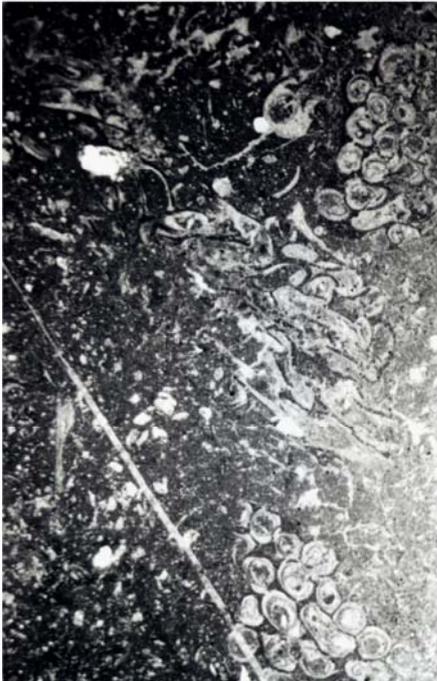
Figura 32



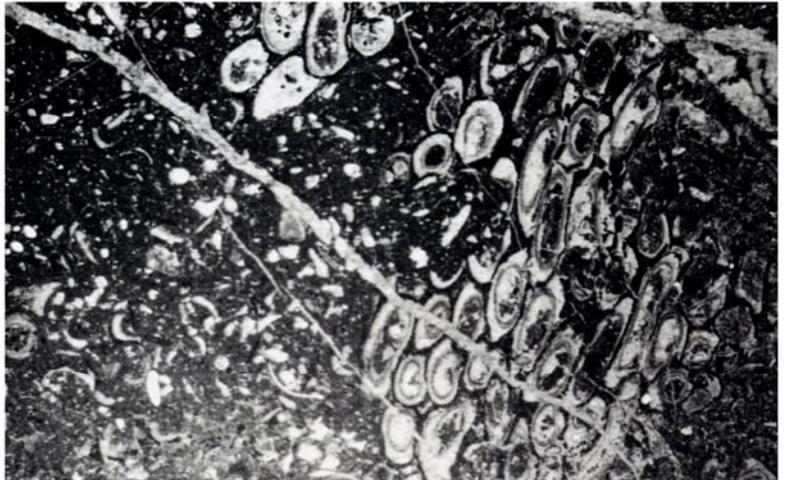
1



2



3



4

Figura 33

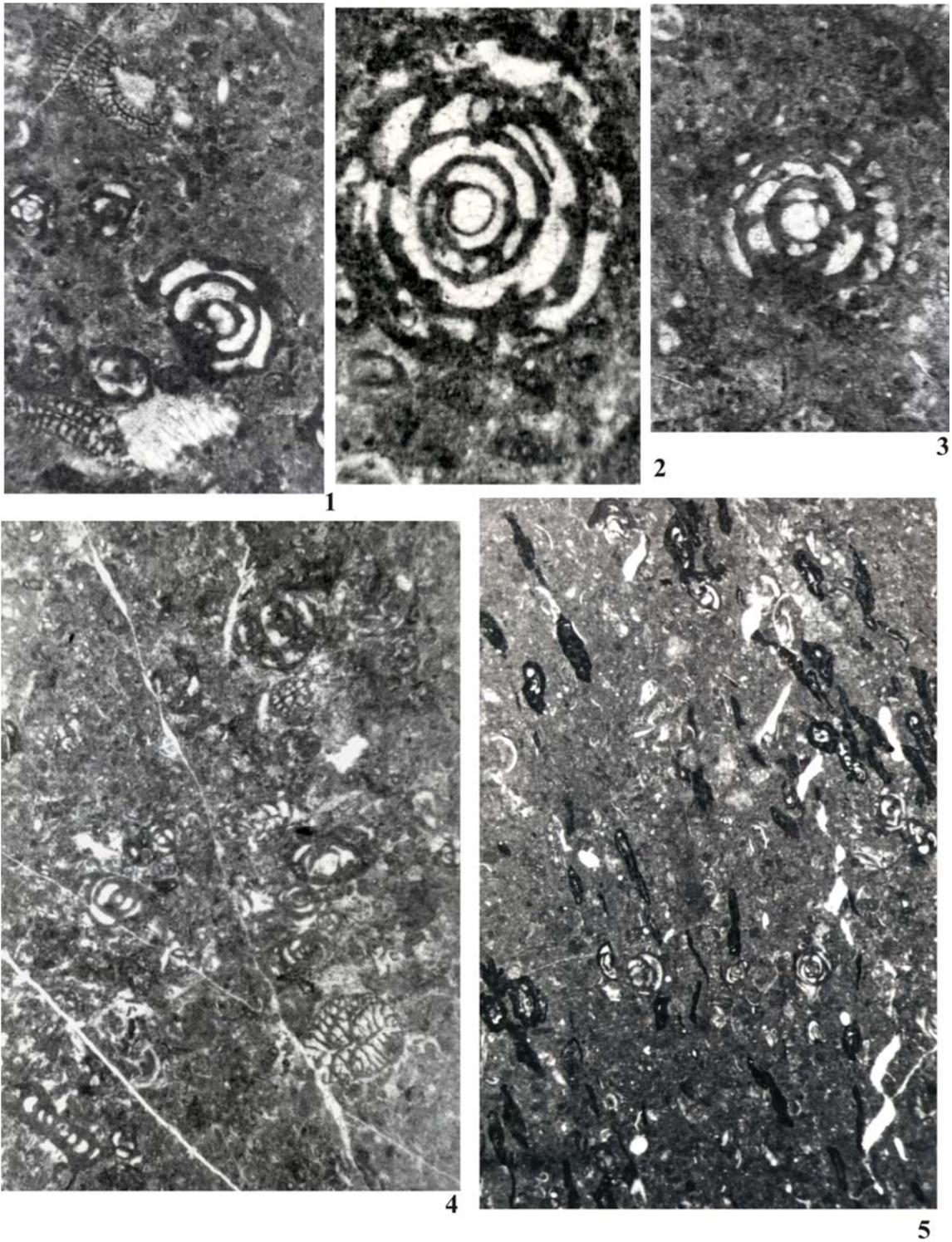
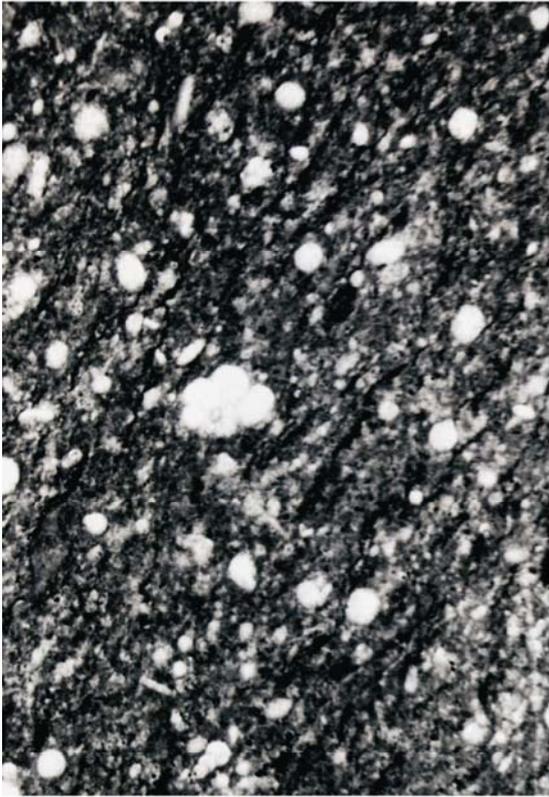
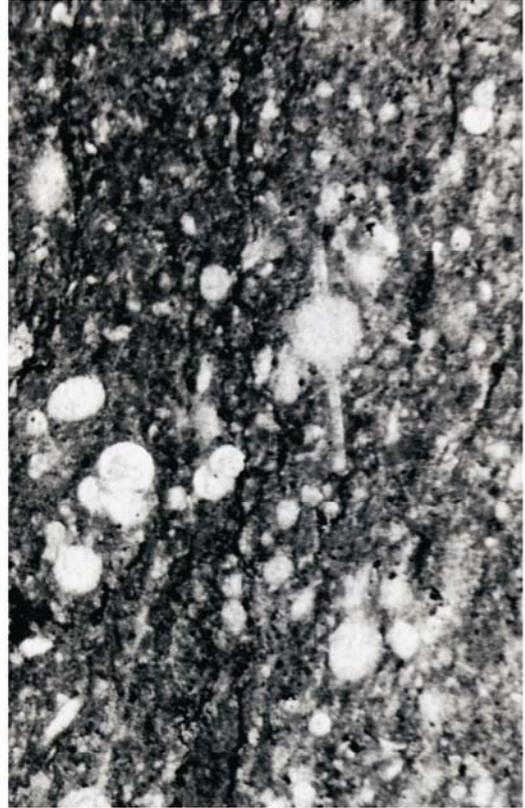


Figura 34



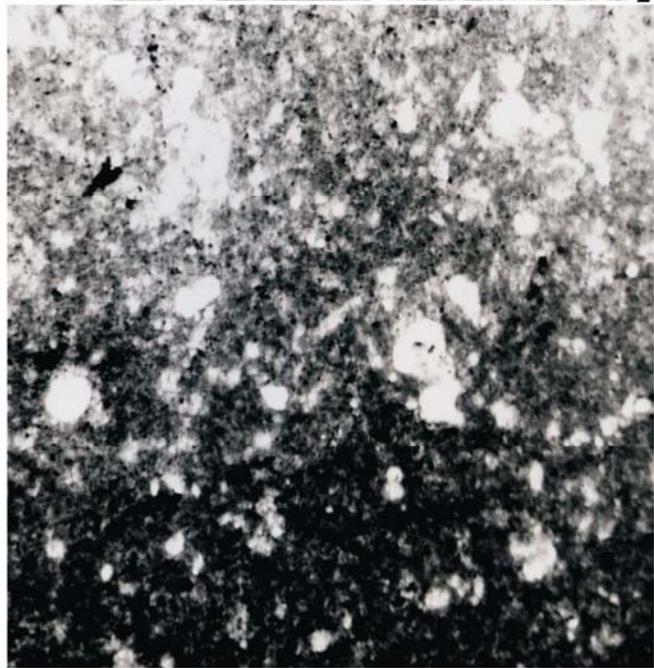
1



2



3



4

Figura 35