

UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Geología

**CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA DEL
CRETÁCICO INFERIOR DE LA SIERRA
BANCO DE LUCERO, CHIHUAHUA Y LA
SIERRA LAS AZULES, SONORA., MEDIANTE
ANÁLISIS DE MICROFACIES Y GEOQUÍMICA
ORGÁNICA.**

TESIS

**Que para obtener el Grado de:
Maestro en Ciencias-Geología.**



PRESENTA:

JORGE ALBERTO SANTIAGO BAUTISTA

Hermosillo, Sonora, Octubre del 2016

Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"



Excepto si se señala otra cosa, la licencia del ítem se describe como openAccess

UNIVERSIDAD DE SONORA
DIVISIÓN DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA



**CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA DEL CRETÁCICO
INFERIOR DE LA SIERRA BANCO DE LUCERO,
CHIHUAHUA Y LA SIERRA LAS AZULES, SONORA.,
MEDIANTE ANÁLISIS DE MICROFACIES Y
GEOQUÍMICA ORGÁNICA**

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS-GEOLOGÍA**

P R E S E N T A

Lic. en Biología Jorge Alberto Santiago Bautista

Director de Tesis: Dr. Rogelio Monreal Saavedra

Codirector: Dr. Kinardo Flores Castro

Hermosillo, Sonora, octubre del 2016



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

Departamento de Geología
División de Ciencias Exactas y Naturales

F01

Hermosillo, Sonora, a 12 de Septiembre de 2016

Dr. Jesús Vidal Solano
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología
Departamento de Geología

Por este conducto y de la manera más atenta, me permito someter a su consideración, para su aprobación el siguiente tema de tesis, intitulado:

**"CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA DEL CRETÁCICO INFERIOR DE LA SIERRA
BANCO DE LUCERO, CHIHUAHUA Y LA SIERRA LAS AZULES, SONORA.,
MEDIANTE ANÁLISIS DE MICROFACIES Y GEOQUÍMICA ORGÁNICA"**

Esto es con el fin de que el alumno: **JORGE ALBERTO SANTIAGO
BAUTISTA**, pueda presentar su examen profesional, para la obtención de su título de Grado de la Maestría en Ciencias-Geología.

Sin otro en particular quedamos de Usted.

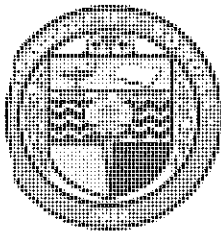
ATENTAMENTE

Dr. Rogelio Monreal Saavedra

Director de Tesis

C.c.p. Interesado
C.c.p. Archivo





"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

F02

División de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Geología

Hermosillo, Sonora a 12 de septiembre de 2016

Dr. Rogelio Monreal Saavedra
Director de Tesis

Por este conducto le comunico que ha sido aprobado el tema de tesis propuesto por Usted, intitulado:

"CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA DEL CRETÁCICO INFERIOR DE LA SIERRA BANCO DE LUCERO, CHIHUAHUA Y LA SIERRA LAS AZULES, SONORA, MEDIANTE ANÁLISIS DE MICROFACIES Y GEOQUÍMICA ORGÁNICA"

Esto, con el fin de que el alumno: **SANTIAGO BAUTISTA JORGE ALBERTO** pueda presentar su examen profesional, para la obtención del título de Grado. Asimismo le comunico que han sido asignados los siguientes sinodales:

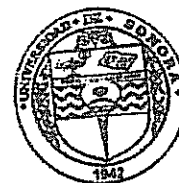
Dra. Diana María Meza Figueroa	Presidente
M.C. Alejandra Montijo González	Secretaria
Dr. Kinardo Flores Castro	Vocal (Sinodal Externo)
Dr. Rogelio Monreal Saavedra	Vocal

Sin otro en particular quedo de Usted

Atentamente

Dr. Jesús Roberto Vidal Solano
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología

C.c.p. Interesado
C.c.p. Archivo



El saber de mis hijos
hará mi grandeza
**MAESTRIA EN
CIENCIAS
GEOLOGIA
DEPARTAMENTO
DE GEOLOGIA**



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Geología

NOMBRE DE LA TESIS:

"CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA DEL CRETÁCICO INFERIOR DE LA SIERRA BANCO DE LUCERO, CHIHUAHUA Y LA SIERRA LAS AZULES, SONORA, MEDIANTE ANÁLISIS DE MICROFACIES Y GEOQUÍMICA ORGÁNICA"

NOMBRE DEL SUSTENTANTE:

JORGE ALBERTO SANTIAGO BAUTISTA

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

Dra. Diana María Meza Figueroa

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

M.C. Alejandra Montijo González

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

Dr. Kinardo Flores Castro

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

Dr. Rogelio Monreal Saavedra

Atentamente

Dr. Jesús Roberto Vidal Solano
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología



El saber de mis hijos
hará mi grandeza
**MAESTRIA EN
CIENCIAS**

**GEOLOGIA
DEPARTAMENTO
DE GEOLOGIA**



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Geología

F07

Hermosillo, Sonora, a 13 de septiembre de 2016

Dr. Jesús Vidal Solano
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología
Departamento de Geología

Por medio de la presente, nos permitimos informarle que después de revisar y aprobar el trabajo de tesis del alumno **JORGE ALBERTO SANTIAGO BAUTISTA**, hemos acordado que la presentación del examen de grado del alumno se lleve a cabo el día viernes 7 de octubre 17:00 horas.

Sin otro particular, quedamos a la espera de su respuesta.

ATENTAMENTE

Comité de Tesis

Dra. Diana María Meza Figueroa

M en C. Alejandra Montijo González

Dr. Rogelio Monreal Saavedra
Director de Tesis

Dr. Kinardo Flores Castro
Co-Director de Tesis

C.c.p. Archivo





"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Geología

Hermosillo, Sonora a 27 de septiembre de 2016

Dr. Rogelio Monreal Saavedra

Director de Tesis

Dr. Kinardo Flores Castro

Co-director de Tesis

Por este conducto y en atención a la solicitud recibida el día 15 de septiembre del presente, le comunico que ha sido aprobada la fecha para la presentación de Examen de Grado del alumno **JORGE ALBERTO SANTIAGO BAUTISTA** propuesta por el Comité de Tesis.

Dicho examen se llevará a cabo el día **viernes 07 de octubre del presente a las 17:00 horas** en el *Auditorio del Departamento de Física*.

Sin otro en particular quedo de Usted

Atentamente

Dr. Jesús Roberto Vidal Solano
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología



El saber de mis hijos
hará mi grandeza
**MAESTRIA EN
CIENCIAS
GEOLOGIA
DEPARTAMENTO
DE GEOLOGIA**

C.c.p. Archivo

Agradecimientos

A mis Padres y hermanos por su apoyo incondicional y por impulsarme siempre a llegar lejos en mi vida personal y académica.

A Dr. Kinardo Flores Castro por su paciencia, fortaleza y apoyo inigualable al guiarme académicamente para alcanzar mis metas.

A Dr. Rogelio Monreal Saavedra por brindarme su confianza y entusiasmo para seguir adelante en mi formación profesional.

Al Dr. José F. Longoria por las identificaciones taxonómicas de los microfósiles y al Dr. Juan Carlos Durán Álvarez., por sus valiosas aportaciones en la realización de la presente tesis.

A los miembros del comité tutorial: Dra. Diana M. Meza Figueroa, M. en C. Alejandra Montijo González por su tiempo, dedicación y contribución en la mejora de este manuscrito.

Al Dr. Francisco Abraham Paz Moreno por su apoyo profesional y personal durante la realización del posgrado.

A mis amigos del posgrado y a los que me han brindado sin pensar su apoyo en momentos complicados, ustedes saben quiénes son., en especial a Martin Corona, Timo Viejo e Israel Garrido.

Agradezco de igual forma al CONACYT por los recursos otorgados para la realización del posgrado.

Al Departamento de Geología por las facilidades y gran apoyo brindado durante el posgrado.

CONTENIDO

	Pág.
Abreviaturas empleadas en el texto	i
Índice de figuras	ii
Índice de tablas	iv
Índice de anexos	iv
Índice de láminas	v
Resumen	vi
Capítulo I. Generalidades	1
1.1 Introducción	1
1.2 Antecedentes	3
1.2.1 Análisis estratigráficos, micropaleontológicos y de microfacies	3
1.2.2 Geoquímica orgánica	12
1.3 Justificación	16
1.4 Objetivo general y particulares	17
Capítulo II. Áreas de estudio	18
2.1 Localización y vías de acceso	18
Capítulo III. Metodología	22
3.1 Trabajo de campo	22
3.2 Trabajo de gabinete	24
3.2.1 Análisis petrográfico y litológico	24
3.2.2 Análisis de microfacies	26
3.2.3 Taxonomía paleontológica	28
3.2.4 Bioestratigrafía	30
3.2.5 Geoquímica orgánica	31
Capítulo IV. Geología regional	34
4.1 Geología de La Sierra Banco de Lucero, Chihuahua	34
4.2 Geología de La Sierra las Azules, Sonora	37
Capítulo V. Resultados	40
5.1 Estratigrafía	40
5.1.1 Litoestratigrafía y petrografía de la Sierra Banco de Lucero, Chihuahua	40
5.1.2 Litoestratigrafía y petrografía de la Sierra Las Azules, Sonora	44
5.2 Análisis de microfacies	48
5.2.1 Microfacies Sierra Banco de Lucero	49
5.2.2 Microfacies Sierra Las Azules	56
5.3 Taxonomía paleontológica	62
5.3.1 Foraminíferos planctónicos	64
5.3.2 Colomiélidos	71
5.4 Bioestratigrafía	72
5.5 Análisis de geoquímica orgánica	79
5.5.1 Alcanos alifáticos o lineales	79
5.5.1.1 Geoquímica orgánica Sierra Banco de Lucero	81
5.5.1.2 Geoquímica orgánica Sierra Las Azules	86
5.5.2 Isoprenoides	91

Capítulo VI: Discusión y conclusiones	94
6.1 Discusión	94
6.1.1 Discusión litoestratigráfica	94
6.1.2 Discusión taxonómica y bioestratigráfica	97
6.1.3 Discusión de microfacies y paleoambiental	101
6.1.4 Discusión sobre geoquímica orgánica	104
6.2 Conclusiones	110
Bibliografía	113
ANEXO 1	127
ANEXO 2	128
ANEXO 3	166

ABREVIATURAS UTILIZADAS EN EL TEXTO

a.	Años
AcOEt.	Acetato de etilo
Ap/Al.	Límite Aptiano- Albiano
Ar.	Arenisca
SBL	Sierra Banco de Lucero
SLA	Sierra Las Azules
C.	Carbono
CG-Ms.	Cromatografía de Gases Acoplado a Espectrometría de Masa
Cz.	Caliza
Fm.	Formación
g.	Gramos
G.O.	Geoquímica orgánica
Hex.	Hexano
K.	Cretácico
Lu.	Lutita
m.	metros
Ma.	Millones de años
Me.	Metil (CH ₃)
MeOH.	Metanol
Mg.	Miligramos (1x10 ⁻³ g)
mm.	milímetros
MO.	Materia orgánica
MO_S.	Materia orgánica sedimentaria
MO_T.	Materia orgánica total
Ms.	Espectro (o espectrometría) de masa
m/z.	Relación masa/carga
nC_n.	Alcanos normales (alifáticos) con <i>n</i> número de átomos de carbono
NE.	Noreste
NO.	Noroeste
Op. cit.	Obra citada
p.e.	Por ejemplo
Ph.	Fitano (2,6,10,14-tetrametil hexadecano)
Pr.	Pristano (2,6,10,14-tetrametil pentadecano)
SE.	Sureste
SMF.	Zona de microfacies estándar
SO.	Suroeste
µm.	Micrómetros (1x10 ⁻⁶ m)

ÍNDICE DE FIGURAS	Pág.
Figura 1. Ubicación de algunos sitios en donde se han realizado estudios sobre microfacies en México.	11
Figura 2. Ubicación de algunos sitios en donde se han realizado estudios sobre geoquímica orgánica e interpretación paleoambiental en México.	15
Figura 3. Localización y vías de acceso para la Sierra Banco de Lucero, Chihuahua.	19
Figura 4. Fotografía panorámica de la Sierra Banco de Lucero, Chihuahua.	19
Figura 5. Localización y vías de acceso para la localidad de estudio en La Sierra las Azules, Sonora.	20
Figura 6. Fotografía panorámica de la zona de estudio en la Sierra las Azules, Sonora.	21
Figura 7. Fotografías del trabajo de campo en la Sierra Banco de Lucero, Chihuahua.	22
Figura 8. Fotografías de la toma de muestras para los análisis de microfacies y de geoquímica orgánica.	23
Figura 9. Fotografías de muestras de mano y elaboración de láminas delgadas para el análisis de microfacies, y microscopio petrográfico.	24
Figura 10. Clasificación de rocas carbonatadas con base en criterios de Dunham y Folk.	25
Figura 11. Fragmento de la distribución de microfacies de Flügel (2004) en las facies de Wilson (1975).	27
Figura 12. Parámetros morfológicos generales utilizados para la identificación de foraminíferos planctónicos y bentónicos.	28
Figura 13. Parámetros morfológicos en la forma de la concha para identificar foraminíferos basados en su orden y familia.	29
Figura 14. Parámetros utilizados para la identificación de colomiélidos.	29
Figura 15. Metodología para la obtención del bitumen utilizado para el análisis de geoquímica orgánica.	33

Figura 16. Mapa geológico de la Sierra Banco de Lucero, Chihuahua.	36
Figura 17. Mapa geológico de la Sierra las Azules, Sonora.	39
Figura 18. Fotografía de la Sierra Banco de Lucero, Chihuahua.	40
Figura 19. Columna litoestratigráfica de la Sierra Banco de Lucero.	42
Figura 20. Tipos de roca en la sección Sierra Banco de Lucero.	43
Figura 21. Clasificación de las calizas de la sección Banco de Lucero según su textura y aspecto.	43
Figura 22. Fotografía del área de estudio en la Sierra las Azules, Sonora.	44
Figura 23. Columna litoestratigráfica en la Sierra Las Azules, Sonora.	46
Figura 24. Tipos de roca en la Sierra las Azules, Sonora.	47
Figura 25. Clasificación de las calizas en la Sierra las Azules según su textura y aspecto.	47
Figura 26. Evolución de sistemas deposicionales de las zonas de estudio de acuerdo al análisis de microfacies.	60
Figura 27. Ambientes que indican las microfacies identificadas en ambas secciones, de acuerdo con Wilson (1975).	61
Figura 28. Ocurrencia de aloquímicos reconocidos en ambas secciones.	63
Figura 29. Bioestratigrafía (Hemerozona concurrente o Zona de Oppel) de las localidades estudiadas.	78
Figura 30. Distribución de compuestos en la Sierra Banco de Lucero, Chihuahua, por geoquímica orgánica.	85
Figura 31. Distribución de compuestos en la Sierra Las Azules, Sonora, por geoquímica orgánica.	90
Figura 32. Paleogeografía de México durante el intervalo Jurásico superior-Albiano superior.	103

ÍNDICE DE TABLAS	Pág.
Tabla 1.- Abundancia de aloquemos en las muestras de la sección de la Sierra Banco de Lucero, Chihuahua	55
Tabla 2.- Abundancia de aloquemos en las muestras de la sección de la Sierra Las Azules, Sonora	59
Tabla 3.- Alcanos lineales y su significado ambiental	80
Tabla 4.- Tabla 4. Alcanos lineales indicativos de fuentes de hidrocarburos	80
Tabla 5.- Compuestos identificados en la Sierra Banco de Lucero	82-84
Tabla 6.- Compuestos identificados en las muestras de la Sierra Las Azules	87-89
Tabla 7.- Relación Pr/Ph para determinar el ambiente y relación (Pr/nC ₁₇ +Ph/nC ₁₈) para indicar el grado de madurez de la M.O	91
Tabla 8.- Ambientes de depósito y grado de madurez con respecto a los isoprenoides Pr/Ph	93

ÍNDICE DE ANEXOS	
ANEXO 1. Alcances estratigráficos de las especies identificadas de acuerdo a diversos autores en diferentes localidades	127
ANEXO 2. Láminas (Sierra Banco de Lucero Lám. 1-10) (Sierra Las Azules Lám. 11-17) (Ver índice de láminas)	128-165
ANEXO 3. Fragmentogramas de los iones m/z 57 y m/z 85 de las muestras de la Sierra Banco de Lucero y Sierra Las Azules, Sonora	166-171

ÍNDICE DE LÁMINAS	Pág.
Sierra Banco de Lucero, Chihuahua	128
Lámina 1. Microfacies 1 (MF1) textura y contenido aloquímico	128-129
Lámina 2.- Microfacies 2 (MF2) textura y contenido aloquímico	130-131
Lámina 3.- Microfacies 3 (MF3) textura y contenido aloquímico	132-133
Lámina 4.- Microfacies 4 (MF4) textura y contenido aloquímico	134-135
Lámina 5.- Microfacies 5 (MF5) textura y contenido aloquímico	136-137
Lámina 5b.- Microfacies 5 (MF5) y microfacies 6 (MF6) textura y contenido aloquímico	138-139
Lámina 6.- Microfacies 7 (MF7) textura y contenido aloquímico	140-141
Lámina 7.- Microfacies 8 (MF8) textura y contenido aloquímico	142-143
Lámina 8.- Microfacies 9 (MF9) y microfacies 10 (MF10) textura y contenido aloquímico	144-145
Lámina 9.- Microfacies 11 (MF11) y microfacies 12 (MF12) textura y contenido aloquímico	146-147
Lámina 10.- Microfacies 13 (MF13) textura y contenido aloquímico	148-149
Sierra Las Azules, Sonora	150
Lámina 11.- Microfacies 1 (MF1) textura y contenido aloquímico	150-151
Lámina 12.- Microfacies 2 (MF2) textura y contenido aloquímico	152-153
Lámina 13.- Microfacies 3 (MF3). Textura y contenido aloquímico	154-155
Lámina 13b.- Microfacies 3 (MF3). Textura y contenido aloquímico	156-157
Lámina 14.- Microfacies 4 (MF4). Textura y contenido aloquímico	158-159
Lámina 15.- Microfacies 5 (MF5). Textura y contenido aloquímico	160-161
Lámina 16.- Microfacies 6 (MF6). Textura y contenido aloquímico	162-163
Lámina 17.- Microfacies 7 (MF7). Textura y contenido aloquímico	164-165

RESUMEN

Se llevan a cabo los análisis de microfacies y de geoquímica orgánica en dos localidades ubicadas al norte de México, complementados por un estudio taxonómico y bioestratigráfico, con la finalidad de tener un mejor entendimiento acerca de los ambientes de depósito que prevalecían en dichas áreas durante el Cretácico Inferior. Posterior a ello, se lleva a cabo una correlación de ambas localidades para atestiguar si existe alguna similitud de acuerdo a sus características tanto geoquímicas como paleontológicas.

Los análisis de microfacies permiten interpretar las propiedades de las rocas y los paleoambientes, basándose principalmente en criterios texturales y de composición, (Flügel, 2004). Este análisis junto con una descripción taxonómica y bioestratigráfica, complementan el estudio de los modelos de ambientes de depósito, la determinación de procesos diagenéticos y la relación que tienen con el ambiente y de esta manera caracterizar algún ambiente de depósito en particular (Carozzi, 1989).

Por otro lado, es por más conocido que en las rocas sedimentarias pueden preservarse compuestos y elementos tales como carbono, hidrógeno, oxígeno, azufre y nitrógeno principalmente, que a su vez conforman a la materia orgánica, la cual puede ser recuperada y analizada mediante un análisis de geoquímica orgánica y así identificar biomarcadores que ofrezcan información acerca de las fuentes biológicas de la misma materia orgánica, de condiciones fisicoquímicas, de la actividad biológica o de procesos diagenéticos sin importar que hayan ocurrido hace millones de años (Eglinton *et al.*, 1964).

Usando en conjunto estas técnicas multidisciplinarias, es posible obtener una mejor interpretación paleoambiental y determinar la edad de un evento ambiental como la oxidación, acidez en un medio, hiper-alcalinidad e inferir si se observan cambios o alteraciones de los organismos fósiles recolectados en las rocas analizadas.

CAPÍTULO I. GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

En el territorio mexicano es posible encontrar abundantes rocas sedimentarias de origen marino con diverso material fósil, éstas se encuentran distribuidas en sierras, valles, anticlinorios y sinclinorios ahora expuestas debido a diferentes orogenias y eventos tectónicos que han ocurrido en el territorio que ahora comprende México (Ferrusquía-Villafranca, 1998). En ellas es común encontrar diversos grupos de fósiles, particularmente de moluscos (cefalópodos, bivalvos y gasterópodos), cnidarios, esponjas y equinodermos, así como diversos grupos de microfósiles como foraminíferos, calpionélidos y ostrácodos (Cantú-Chapa, 1976; Gamper, 1977; Longoria, 1977; Araujo-Mendieta, 1978; González-Arreola y Carrillo-Martínez, 1986; Villaseñor-Martínez y González-Arreola, 1988; Adatte *et al.*, 1994; Ángeles-Villeda, 2004).

De ésta manera, en México es común encontrar secuencias cretácicas con depósitos marinos en la que microfósiles como los foraminíferos planctónicos son predominantes, mientras que macrofauna como los amonites no lo es, dificultando así la determinación cronoestratigráfica y paleoambiental de esas secuencias (Longoria, 1977), por lo que deben de utilizarse otros grupos y otras técnicas.

Por otro lado, tanto en el estado de Chihuahua como en el estado de Sonora se encuentran afloramientos que representan un amplio intervalo de tiempo, distribuidas en la provincia fisiográfica de Sierras y Valles paralelos y en la Sierra Madre Occidental. Aquí se pueden distinguir rocas que van desde el Precámbrico hasta el Holoceno. De esta manera, existe material disponible con el que se pueden llevar a cabo estudios de carácter geológico, incluidos los estratigráficos, paleontológicos y de interpretación paleoambiental.

En los estudios en donde se realiza la caracterización de secuencias estratigráficas, se puede interpretar su ambiente y modo de formación, ayudando así a reconstruir su historia geológica, sobresaliendo si se lleva a cabo una correlación estratigráfica que permita establecer correspondencia entre áreas

geográficamente separadas, lográndose con ello conocer la continuidad o discontinuidad lateral de diversas localidades (Ángeles-Villeda, 2004).

Dicho lo anterior, estas correlaciones estratigráficas en diferentes localidades son utilizadas para interpretar ambientes de depósitos a nivel regional, realizar biozonas dada por la fauna fósil presente, determinar eventos tectónicos y compararlos con otros afloramientos (Longoria, 1977).

Las unidades geológicas pueden tener como base diversas propiedades además de las litológicas para obtener datos paleoambientales, retomando la fauna fósil, que también puede ser correlacionable (utilizando fósiles índice y ecológicos para determinar hábitats), se puede obtener la correcta posición cronoestratigráfica de los cuerpos de roca que los contienen y una descripción más adecuada del ambiente sedimentario. Aunado a esto, otros datos que pueden ser utilizados de forma conjunta y que permiten obtener datos casi exactos de los ambientes antiguos, son los que ofrece el análisis de geoquímica orgánica.

Estos análisis permiten conocer la naturaleza y distribución de la materia orgánica sedimentaria (MO_S) que se compone de restos vegetales y animales, ricos en carbono con cantidades menores de hidrógeno, oxígeno, nitrógeno y azufre, a su vez conforma a los sedimentos y rocas sedimentarias (Hedges y Keil, 1995). El análisis de la MO_S pueden inferir procesos diagenéticos antiguos y determinar condiciones fisicoquímicas y biológicas prevalecientes en la cuenca de depósito (Ávila *et al.*, 2008). Los compuestos involucrados se conocen como biomarcadores, y aunque son solo constituyentes traza, aportan información acerca de las fuentes biológicas de la MO_S , medios deposicionales y su madurez, dado que la estructura de los compuestos orgánicos puede preservarse de forma intacta o con cambios mínimos (Prinik *et al.*, 1977; Mueller *et al.*, 1992).

Estos métodos geoquímicos se han empleado para realizar análisis particulares de ambientes de depósito de los cuerpos de roca, con ellos se observan sus variables químicas y es posible averiguar en qué niveles ha ocurrido un cambio significativo de acuerdo a la presencia y abundancia de cada compuesto presente en las rocas analizadas (Flores-Castro *et al.*, 2009a).

1.2 ANTECEDENTES

A nivel nacional, los trabajos multidisciplinarios en los que se involucran datos paleontológicos, geológicos y de geoquímica orgánica son pocos, sin embargo existen trabajos que se han realizado de manera separada y posteriormente se han analizado de manera conjunta para reforzar las reconstrucciones paleoambientales, entre esos trabajos multidisciplinarios destacan los de Madhavaraju *et al.* (2008), Álvarez-Gálvez *et al.* (2010), Fabián-Martínez *et al.* (2011), Flores-castro *et al.* (2011) y Espinoza-Encinas *et al.* (2012), solo por mencionar algunos. A continuación se detallan algunos de estos trabajos.

1.2.1 Análisis estratigráficos, micropaleontológicos y de microfacies

Los estudios micropaleontológicos llevados a cabo en territorio mexicano son abundantes, pero aquellos que involucran un análisis de microfacies son más restringidos, considerando a su vez la edad de la rocas de estudio y los microfósiles estudiados, entre ellos destacan por ejemplo, el trabajo llevado a cabo por Longoria (1984) en diferentes localidades ubicadas en los estados de Puebla, Tamaulipas, Nuevo León y Texas en Estados Unidos, con ello se estableció la biocronología del Cretácico en México basándose en microfósiles de invertebrados y de microfacies, y se determinaron diversas biozonas de acuerdo a la distribución estratigráfica de diferentes taxa de distintos grupos de organismos, como los calpionélidos y foraminíferos planctónicos (Figura 1). Así mismo, en La Sierra La Nieve, al sureste de Coahuila y al este de la ciudad de Saltillo, Longoria y Monreal (1991) realizaron un análisis litoestratigráfico, de microfacies y de ambientes de depósito en donde describen una secuencia sedimentaria mesozoica, así como las unidades que la conforman. Con ello, el análisis de microfacies indica que los ambientes sedimentarios variaron desde una rampa interna hasta un escenario de cuenca. En las secciones se observa una litología compuesta principalmente por caliza wackestone y grainstone con foraminíferos planctónicos y miliólidos, estas asociaciones en diferentes secciones van del Aptiano superior al Albiano inferior (dentro de la biozona K-13 y biozona K-14) (Longoria y Monreal, 1991) (Figura 1).

De la misma manera, Adatte *et al.* (1994) realizaron un estudio de diferentes secciones estratigráficas ubicadas en los estados de Durango, Saltillo y Nuevo León, basándose en análisis de correlación estratigráfica, estudios micro y macro-paleontológicos, de microfacies y de isótopos de oxígeno y carbono, con los que se determinó su edad que corresponde al límite Jurásico-Cretácico, y estableciendo que el límite litoestratigráfico entre las Formaciones La Casita y Taraises es diacrónico (Adatte *et al.*, 1994) (Figura 1).

En la Sierra del Rosario, al oeste de Durango, Barragán-Manzo y Díaz-Otero (2004), llevaron a cabo un análisis de microfacies y micropaleontológico enfocado a determinar los componentes microfaunísticos de las facies sedimentarias que predominaron en dicha localidad durante la transición Barremiano-Aptiano, se realizó una reconstrucción del ambiente, el cual fue de una plataforma somera con cambios paleobatimétricos relativos de corta duración, así como la transición de un ambiente de laguna costera con aguas relativamente estancadas y condiciones hipóxicas, en el Barremiano tardío, a un ambiente de energía con aguas agitadas típicas de una plataforma externa durante el Aptiano temprano. Aquí mismo se incluyen estudios taxonómicos con los que se determinó la edad correspondiente a la transición Barremiano-Aptiano (Barragán-Manzo y Díaz-Otero, 2004) (Figura 1).

En la porción sur del Cañon La Boca, en Santiago, Nuevo León, Ángeles-Villeda *et al.* (2005) realizaron un estudio litoestratigráfico, de microfacies y batimétrico con los que determinaron los paleoambientes de la zona durante el intervalo Hauteriviano tardío - Coniaciano temprano, estos paleoambientes van de una plataforma nerítica a un ambiente de talud y de cuenca (*op cit.* Figura 1).

Al occidente de San Luis Potosí, López-Doncel y Navarro-Moctezuma (2007) llevaron a cabo un estudio estratigráfico y de microfacies de los depósitos de edad Aptiano - Albiano inferior y su relación con la Plataforma Valles San Luis Potosí (PVSLP). Este estudio revela datos sobre las secuencias transicionales entre la cuenca mesozoica del centro de México y la PVSLP. Adicionalmente, se obtuvieron datos que dieron a conocer que los primeros depósitos sobre la PVSLP fueron sedimentos transgresivos con evaporitas, compuestas por yesos y

anhidritas intercaladas con dolomías y lutitas-limolitas, y al occidente de estos depósitos se muestran rocas con texturas que van de mudstones a wackestones con pedernal y hematita, que indican un ambiente de aguas profundas. Además, entre ambas secuencias se muestran rocas transicionales, las cuales permiten reconstruir el margen primitivo entre la PVSLP y la cuenca mesozoica del centro de México (CMCM). Con todo ello se concluye que durante el Aptiano - Albiano temprano, el margen occidental de la PVSLP hacia la CMCM era suave, con depósitos de detritos de manera restringida y depósitos de turbidez, la fauna bentónica evidencia una zona de plataforma hacia el este, pero la escasa fauna arrecifal indica la falta de un margen constituido por construcciones orgánicas mayores, sugiriendo una fase primitiva de la PVSLP en forma de rampa (Figura 1).

En la Sierra El Mulato, localizada al este del Estado de Durango se realizó un estudio litoestratigráfico y de microfacies, con ello se pudo determinar los ambientes de depósito los cuales van de una plataforma carbonatada somera, hasta un ambiente de cuenca profunda de mar abierto pertenecientes a las Formaciones Cupido, La Peña y Tamaulipas, cuya edad representa al intervalo Aptiano - Albiano (Calles-Montaña, 2006) (Figura 1).

En la Sierra del Rosario al este de Durango, Núñez-Useche y Barragán (2012), realizaron un estudio de análisis de microfacies y dinámica paleoambiental del intervalo Barremiano-Aptiano, con ello se aporta información paleoambiental y paleogeográfica de las plataformas carbonatadas Cupido y Coahuila. La edad de la sección va del Barremiano al Albiano y las facies desde ambientes lagunares perimareales y submareales (aporte microbiano y facies de alta energía) a facies de barreras arenosas y facies de margen de plataforma y de frente arrecifal. En otra sección del mismo estudio (Fm. La Peña), las facies van de un ambiente de periplataforma en la zona nerítica externa a batial superior, mientras que en la parte superior de esta formación se observa un ambiente profundo de mar abierto (Núñez-Useche y Barragán, 2012) (Figura 1).

Estudios realizados en Chihuahua

Guerrero (1969) realizó un estudio estratigráfico de la Sierra Banco de Lucero, caracterizó a las formaciones presentes, menciona que las formaciones Lucero y Ahumada están constituidas por una alternancia de caliza y lutita con espesor de 738 m, el escarpe pertenece a la Caliza Loma Plata con un espesor de 150 m. y corresponde a un ambiente arrecifal. De acuerdo a la fauna presente, representa todo el Albiano al Cenomaniano temprano (Guerrero, 1969) (Figura 1).

Así mismo, Córdoba (1969) estudió diferentes localidades en Chihuahua como La Sierra Banco de Lucero, La Sierra de Juárez, La Sierra el Presidio, La Sierra de Samalayuca y La Sierra de La Alcaparra (Figura 1), en donde realizó una descripción litoestratigráfica de las localidades, caracterizó la secuencia estratigráfica expuesta en La Sierra Banco de Lucero y la interpretó como un cambio de facies de la Formación Benigno, de acuerdo a su fauna presente se le adjudicó una edad que corresponde al Albiano (Córdoba, 1969).

De la misma manera, Monreal (1989) realizó un estudio estratigráfico-estructural regional y análisis de microfacies, de sucesiones del Cretácico Inferior en diversos afloramientos del noreste de Chihuahua, obtuvo datos biocronológicos y paleoambientales, con ello se entendió la tectónica y paleogeografía del norte de México, sugiere que la Sierra Banco de Lucero se correlaciona con La Sierra La Esperanza, localizada a 55 km al noroeste del poblado de Ojinaga (Figura 1).

Monreal y Longoria (1995) realizaron un estudio en diversas localidades de Chihuahua con el que indican que las rocas que afloran en la parte noreste, presentan un estilo de deformación similar (en cizalla-fallamiento horizontal), y que se debe a un mismo patrón de deformación, el cual es de tectónica transpresiva (desplazamiento lateral) propuesta por Longoria (1985) para el norte de México.

Otro caso de estudio sobre análisis de microfacies fue llevado a cabo en la Sierra Grande al centro-este de Chihuahua por Monreal (1997), en donde se realizaron estudios de microfacies, estratigráficos y biocronológicos basándose en foraminíferos planctónicos, con ello se han aportado nuevos datos e información acerca de la estratigrafía, microfacies, ambientes sedimentarios y estructura de las rocas, cuya edad corresponde del Albiano medio al Cenomaniano (Figura 1).

Estudios realizados en Sonora

En el Área de la Mina de Lampazos y en específico en la Sierra las Azules, se han llevado diversos estudios, entre ellos destacan los realizados por Herrera y Bartolini (1983), en donde con un estudio estratigráfico establecen cuatro formaciones “formales” y siete “informales”, asignándose al intervalo Aptiano – Albiano con base en su fauna microfósil. Los autores cronocorrelacionan estas rocas con las del Grupo Bisbee, pero mencionan que no son litocorrelacionables. Por otra parte, refieren que el ambiente de depósito es sedimentario marino en facies de plataforma poco profunda variando en ocasiones a facies costeras (Herrera y Bartolini, 1983) (Figura 1).

Siguiendo la misma temática, Herrera *et al.* (1984) realizaron la identificación paleontológica de algunos fósiles para redefinir la edad de la secuencia estratigráfica del área de Lampazos, la cual corresponde al Cretácico Inferior. Las rocas indican un ambiente marino somero y de aguas cálidas ya que debido a la presencia de madera fósil y material carbonoso, se demuestra la existencia de un ambiente transicional de facies deltaicas (Figura 1).

Bartolini y Herrera (1986) describen la litoestratigrafía y ambientes de depósito de las rocas del área de Lampazos y concluyen que el evento distensivo “*Basin and Range*” es el causante del fallamiento normal en toda el área. Además mencionan que el plegamiento allí es más intenso y complejo comparado con las rocas de la misma edad en otras áreas del estado de Sonora (Figura 1).

En la zona norte de Lampazos, González-León (1988), realizó un estudio de la estratigrafía y geología estructural de las rocas sedimentarias de edad Cretácica, describió su litología la cual está constituida de la base a la cima por las Formaciones: El Aliso, Agua Salada, Lampazos, Espinazo del Diablo y Los Picachos (su equivalente Nogal y La Mesa), el autor determinó los sistemas deposicionales que varían de plataforma abierta, plataforma somera restringida, plataforma somera abierta de baja energía y plataforma somera abierta de energía moderada a alta (Figura 1).

En el área Arroyo Sásabe, al noroeste de Sonora, Jacques-Ayala (1989) realizó un estudio en el cual se observa la correlación de localidades de esta área

con el Grupo Bisbee pero representan diferentes facies, lo cual demuestra que diferentes unidades litológicas como las Formaciones Arroyo Sásabe y Mural fueron depositadas durante el máximo avance del mar en Sonora, esto es que el Grupo Bisbee representa un ciclo de transgresión-regresión, en otros casos, como durante la depositación de la Formación Morita el ambiente fue de marea baja sin cambios con algunos aportes de fluviales. Así mismo se determinó la edad Aptiano-Albiano gracias a la fauna identificada compuesta por moluscos y equinodermos (Jacques-Ayala, 1989) (Figura 1).

En el Cerro Las Conchas, dentro del municipio de Arivechi, Monreal (1997), realizó un análisis de microfacies, la edad de la localidad corresponde al Aptiano superior-Albiano medio de acuerdo con la fauna identificada compuesta por colomiélidos, foraminíferos planctónicos y bentónicos, se identificó al ambiente el cual varía de mar somero, nerítico interior a exterior, además se observan tres ciclos de transgresión-regresión. Esta localidad se correlaciona con la Formación U-Bar (suroeste de Nuevo México) y pertenecen al mismo cinturón de facies, tienen mismo origen, además también se correlaciona con la Caliza Mural en el sureste de Arizona y al noreste de Sonora (Monreal, 1997) (Figura 1).

Así mismo, Monreal y Longoria (1999), realizaron un estudio sobre la estratigrafía y geología estructural del intervalo Aptiano-Albiano en el área de Lampazos, Sonora (Figura 1), en donde reconocieron que las secuencias allí expuestas son el resultado de una transgresión regional, del proto Golfo de México al noroeste del mar mexicano, con lo cual se relaciona con las localidades del Cretácico inferior de Chihuahua. En este estudio se llevó a cabo una correlación estratigráfica entre secciones de Chihuahua y Sonora en donde se incluye fauna microfósil como foraminíferos bentónicos y planctónicos, colomiélidos, nanocónidos y radiolarios, finalmente con este trabajo se revisó la nomenclatura de las unidades involucradas, dado que algunas presentan características litológicas, paleontológicas y de edad similares, y que erróneamente se les han asignado nombres diferentes pero que deben incluirse dentro de formaciones ya existentes (*op. cit.*).

Destaca otro estudio realizado por Monreal y Longoria (2000) en la Sierra Los Chinos ubicada en el centro este de Sonora (Figura 1), llevaron a cabo un análisis de microfacies, determinaron la formación a la que pertenece mediante un estudio litológico y concluyeron que estas rocas guardan más relación con el Grupo Chihuahua que con el Grupo Bisbee que se extiende desde el sur de Arizona, y el cual está presente en distintos afloramientos del Cretácico Inferior de Sonora, de igual forma, comprobaron que la Sierra Los Chinos está estructural y tectónicamente relacionada con el área de Lampazos, y a su vez el área de Lampazos es similar a la sucesión del Aptiano-Albiano de Chihuahua, representado en algunas localidades como La Sierra La Cieneguilla (Figura 1). Este estudio demuestra que estas localidades representan un intermediario paleogeográfico entre la cuenca del grupo Bisbee y las aguas profundas de los mares mexicanos en el Cretácico inferior, además su estructura tectónica es similar al presente en el cinturón tectónico de Chihuahua (Monreal y Longoria, 2000; Monreal, 2009, Figura 1).

En la Sierra Las Azules, en el área de Lampazos, Cano-Corona (2001) llevó a cabo el estudio de dos secciones en donde realizó la descripción litológica y un análisis de microfacies que permitieron establecer las condiciones de depósito durante el intervalo Aptiano superior – Albiano inferior (Figura 1).

En la Sierra Los Chinos, Santa María-Díaz y Monreal (2008 y 2012) realizaron un estudio de microfacies de la Formación Los Picachos, la cual representa un ambiente de depósito marino somero nerítico exterior con desarrollo de bancos ooidales y biohermas de rudistas, y por medio de su fauna identificada se atribuye al Albiano medio, así mismo, los mismos autores estudiaron a la Formación Lampazos, la cual representa un ambiente marino nerítico externo a pelágico, de edad Aptiano superior – Albiano medio (*op. cit.*) (Figura 1).

De igual forma, Longoria y Monreal (2009), realizaron un estudio en donde se demuestra que los microfósiles nos pueden aportar datos acerca de la tectónica, cronoestratigrafía y paleogeografía. En dicho estudio se destaca la abrupta topografía de diversas localidades del Cretácico Inferior de Sonora, la cual se originó durante la Orogenia *Laramide* y el vulcanismo terciario y basaltos del

Cuaternario, en este estudio se realizó la litoestratigrafía, se describieron las unidades, se realizó una bioestratigrafía mediante la fauna identificada, principalmente compuesta por foraminíferos. Con lo anterior, se demuestra que los microfósiles juegan un papel importante para relacionar la biocronología de los sucesos estratigráficos y estructurales y así relacionarlos con los ocurridos en Chihuahua, así como llevar a cabo una reconstrucción paleoambiental e incluso correlacionarlos con localidades en otras entidades como Coahuila, Nuevo León y Tamaulipas (Longoria y Monreal, 2009).

Al sur de la Sierra Basómari, Monreal *et al.* (2011), realizaron un estudio detallado de la litoestratigrafía de cinco secciones que representan a las Formaciones Morita, Mural y Cintura, las cuales se encuentran dentro del Grupo Bisbee del Cretácico Inferior, que se extiende desde el sureste de Arizona hasta el noreste de Sonora, en este estudio se obtuvieron datos sobre la paleogeografía del noreste de Sonora durante el Cretácico Temprano e información acerca del ambiente de depósito. Este trabajo se enfocó en la caracterización estratigráfica, estructural y petrográfica de las unidades implicadas (Fm. Morita, Caliza Mural, Fm. Cintura), por otro lado y de acuerdo con la fauna identificada (foraminíferos planctónicos como *Hedbergella* sp. y *Favusella* sp. y el colomiélido *Colomiella* sp.), se estableció una edad Aptiano tardío - Albiano temprano (Figura 1).

Así mismo, se determinó la equivalencia de la parte sur de la Sierra Basómari (Figura 1), con las unidades del Grupo Bisbee del noreste de Sonora y su cronocorrelación con algunas unidades del área de Lampazos y La Sierra Los Chinos, ubicadas al este de la entidad (Monreal *et al.*, 2011) (Figura 1).

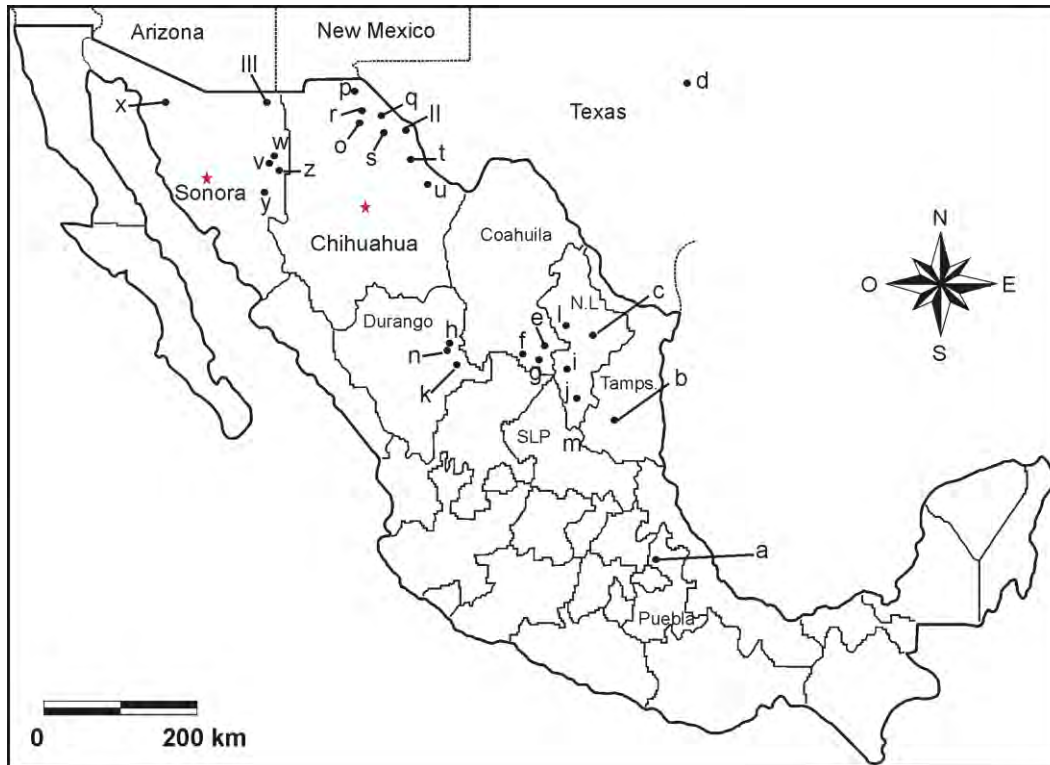


Figura 1. Algunos estudios realizados con microfósiles del Cretácico inferior en diferentes estados de la República Mexicana: a) Sierra Norte de Puebla; b) Cañón Peregrina, Tamaulipas; c) Cerro de la Silla, Nuevo León; d) Texas (Longoria, 1984); e) Sierra La Nieve, Coahuila (Longoria y Monreal, 1991); f) Puerto Piñones, Coah., g) Sierra de Jabalí, Coah., h) San Pedro de Gallo, Durango; i) Iturbide, N. L., j) San Lucas, N. L. (Adatte *et al.*, 1994); k) Sierra del Rosario, Dgo. (Barragán-Manzo y Díaz-Otero, 2004; Núñez-Useche y Barragán, 2012); l) Cañón La Boca, N. L. (Ángeles-Villeda *et al.*, 2004); m) Occidente de S.L.P (López-Doncel y Navarro-Moctezuma, 2007); n) Sierra El Mulato, Dgo. (Calles-Montaño, 2006); o) Sierra Banco de Lucero, Chihuahua (Guerrero, 1969; Córdoba, 1969; Monreal, 1989; Monreal y Longoria, 1995); p) Sierra de Juárez, Chih., q) Sierra el Presidio, Chih., r) Samalayuca, Chih., s) Sierra de la Alcaparra, Chih. (Córdoba, 1969); t) Sierra la Esperanza, Chih. (Monreal, 1989); u) Sierra Grande, Chih. (Monreal, 1997); v) Área de Lampazos, Sonora (Herrera y Bartolini, 1983; Herrera *et al.*, 1984; Bartolini y Herrera, 1986; Monreal y Longoria, 1999; Cano-Corona, 2001; Monreal, 2009); w) Norte de Lampazos, Son. (González-León, 1988); x) Arroyo Sásabe, Son. (Jacques-Ayala, 1989); y) Cerro Las Conchas, Son. (Monreal, 1997); z) Sierra Los Chinos, Son. (Monreal y Longoria, 2000; Monreal, 2009; Santa María-Díaz y Monreal, 2008 y 2012); II) Sierra la Cieneguilla, Chih. (Monreal y Longoria, 2000); III) Sierra Basómari, noreste de Son. (Monreal *et al.*, 2011).

1.2.2 Geoquímica orgánica

Los trabajos de geoquímica orgánica llevados a cabo en la República Mexicana y más en particular en los estados de Sonora y Chihuahua son pocos, sin embargo dado que ofrecen datos complementarios muy precisos para interpretar y reconstruir paleoambientes, recientemente han sido utilizados en mayor número, entre ellos destacan los siguientes:

En la cuenca de Guaymas, Sonora, Kawka y Simoneit (1988) (Figura 2), determinaron mediante geoquímica orgánica la existencia de una alta tasa de sedimentación y cuya materia orgánica es de origen diatomáceo¹ y microbiano con un grado de madurez considerable dada la actividad térmica que allí prevalece. La composición de la materia orgánica en dicho sitio es variada, contiene *n*-alcanos e hidrocarburos aromáticos policíclicos (HAP's).

En el estado de Hidalgo se han llevado a cabo estudios enfocados a la búsqueda de biomarcadores que aporten datos acerca de los ambientes de depósito, como en la región de Tepehuacán de Guerrero, Islas-Romero *et al.* (2008) (Figura 2) realizaron la caracterización de materia orgánica sedimentaria de edad jurásica, con la finalidad de obtener datos sobre el ambiente de depósito, demostrando que corresponde a un ambiente marino-marginal con circulación restringida con condiciones anóxicas en algunos estratos.

En el área de San Nicolás, al noroeste de Hidalgo, Flores-Castro *et al.* (2009b) (Figura 2) realizaron la búsqueda e interpretación de biomarcadores en rocas evaporíticas, con ello se obtuvo la composición química de la MO_S en donde se identificaron biomarcadores y otros compuestos específicos, los cuales proporcionaron nuevos datos sobre las condiciones fisicoquímicas y actividad biológica de este sitio, entre los compuestos identificados se encontraron alcanos lineales, cicloalcanos, isoprenoides, compuestos aromáticos y azufre molecular.

¹ Diatomáceo: Material amorfo originado a partir de caparazones de diatomeas que son algas unicelulares microscópicas marinas o lacustres, las rocas ya formadas se conocen como diatomita (Souza *et al.*, 2003).

En la localidad El Nänthe, en Hidalgo (Figura 2), se realizó la geoquímica de una sección (Álvarez-Gálvez *et al.*, 2010) y con ello se describieron las condiciones paleoambientales bajo las que se depositaron las rocas, se identificaron compuestos orgánicos y biomarcadores.

En Viesca, dentro del Cañón Las Víboras, al suroeste de Coahuila, López-Álvarez *et al.* (2010) (Figura 2) desarrollaron un estudio geológico y de geoquímica orgánica con la finalidad de obtener datos acerca del ambiente sedimentario, del grado de madurez de la materia orgánica y las condiciones fisicoquímicas y biológicas del sitio, se reconocieron biomarcadores, relacionados con depósitos anóxicos, hipersalinos y carbonatados (Peters *et al.*, 2005) (*op. cit.*).

En la Formación Mural, al noreste de Sonora (Figura 2), las calizas de los Miembros Canova y El Caloso fueron estudiados a nivel de la concentración de elementos mayores, traza y tierras raras, para interpretar las condiciones del ambiente de depósito, así como datos de procedencia, se llevó a cabo la geología y estratigrafía de las localidades, se describe al Grupo Bisbee y las formaciones que lo conforman, la asociación microfósil identificada establece una edad que va del Aptiano superior al Albiano inferior (Madhavaraju y González-León, 2009).

En las cuencas Wagner y Consag (Figura 2) ubicadas al norte del Golfo de California, Ángeles-Cruz *et al.* (2008) y Ángeles-Cruz (2011) realizaron la extracción y caracterización de la MO_s y determinaron su posible alteración debida a la actividad hidrotermal de la zona. Se determinó el contenido de materia orgánica y soluble, así como su composición por medio de cromatografía de gases-masa. Se estableció su origen el cual corresponde a sedimentos superficiales, la materia orgánica soluble es de origen bacteriano y algáceo. Los autores definieron que el grado de madurez de los sedimentos es considerable debido a que más del 20% de la materia orgánica total es bitumen constituido principalmente por hidrocarburos alifáticos con un aporte de terrígenos (mezcla de material marino y terrestre). Finalmente se identificaron compuestos heteroatómicos relacionados con procesos de alta temperatura, condiciones reductoras e influencia de actividad hidrotermal, la cual evidencia una alteración de la materia orgánica total (Ángeles-Cruz *et al.*, 2008 y Ángeles-Cruz, 2011).

En el municipio de Galeana, en el estado de Nuevo León, Leyva-Campohermoso *et al.* (2011), realizaron un análisis de geoquímica orgánica aplicada a rocas Jurásicas, con ello obtuvieron información y determinaron la naturaleza de la materia orgánica contenida en las rocas, así como con la ayuda de los biomarcadores identificados (Figura 2).

En el área de la Sierra Cuesta El Infierno en Aldama, Chihuahua, Flores-Castro *et al.* (2011), Mendoza-Ostria *et al.*, (2012) y Mendoza-Ostria (2016) (Figura 2), realizaron un estudio en donde se analizó la MO_S preservada en madera fósil perteneciente a una malvácea del género *Javelinoxylon*, se obtuvo información biogeoquímica y paleoambiental. Algunos de los compuestos identificados en las muestras comprenden al ácido giberélico, el cual es una hormona contenida en las plantas que promueve la elongación y crecimiento celular, el *isochiapin B* que es un compuesto específico de las plantas piperáceas que se distribuyen en climas tropicales y subtropicales, con ello se obtuvieron datos acerca de las condiciones paleoambientales de la zona. En la misma área de estudio, Flores-castro *et al.* (2012) (Figura 2), identificaron la composición del bitumen extraído de una conífera fósil, los estudios geoquímicos realizados, permitieron identificar alcanos como el octadeca y tricosano que indican ambientes transicionales, así mismo se identificaron isoprenoides y compuestos traza que pudiesen estar asociados a cambios en el clima. Finalmente en esa misma zona de estudio, Montaña-Ruíz (2013) (Figura 2) obtuvo datos acerca del ambiente de depósito por medio de la interpretación de biomarcadores contenidos en rocas siliciclásticas de edad Cretácico Tardío, identificó compuestos mayoritarios a los alcanos alifáticos que indican un ambiente continental, se identificaron compuestos traza como los isoprenoides, cicloalcanos y alcoholes.

En el estado de Hidalgo, en el Barrio Aztlán en el municipio de Huehuetla, Badillo-Cadena (2014) (Figura 2) llevo a cabo un análisis de geoquímica orgánica aplicada a rocas del Jurásico medio-superior, obtuvo compuestos que indican ambientes con condiciones reductoras, anóxicas y de alta salinidad.

En la Ciénega de Tonibabi, Sonora, Espinoza-Encinas *et al.* (2012) realizaron un estudio en donde se analizan sedimentos por medio de geoquímica

orgánica y su relación con la presencia de polen y diatomeas fósiles. Se identificaron cambios ambientales durante periodos de tiempo muy cortos en la transición Holoceno medio-Holoceno tardío (*op. cit.* Figura 2).

En Tuape, al norte de Sonora, Madhavaraju *et al.* (2016), realizaron un análisis de elementos mayoritarios, trazas y de tierras raras de las lutitas en una sección de la Caliza Mural, se identificaron cambios paleoclimáticos, el paleointemperismo y condiciones de paleo-reducción-oxidación que prevalecieron durante el intervalo Aptiano tardío-Albiano temprano, se reconocieron eventos de intemperismo moderado y condiciones paleoambientales óxicas y anóxicas en algunos miembros de la sección, esto soportado por la presencia de ciertos elementos químicos que son indicativos de dichos ambientes (*op. cit.* Figura 2).

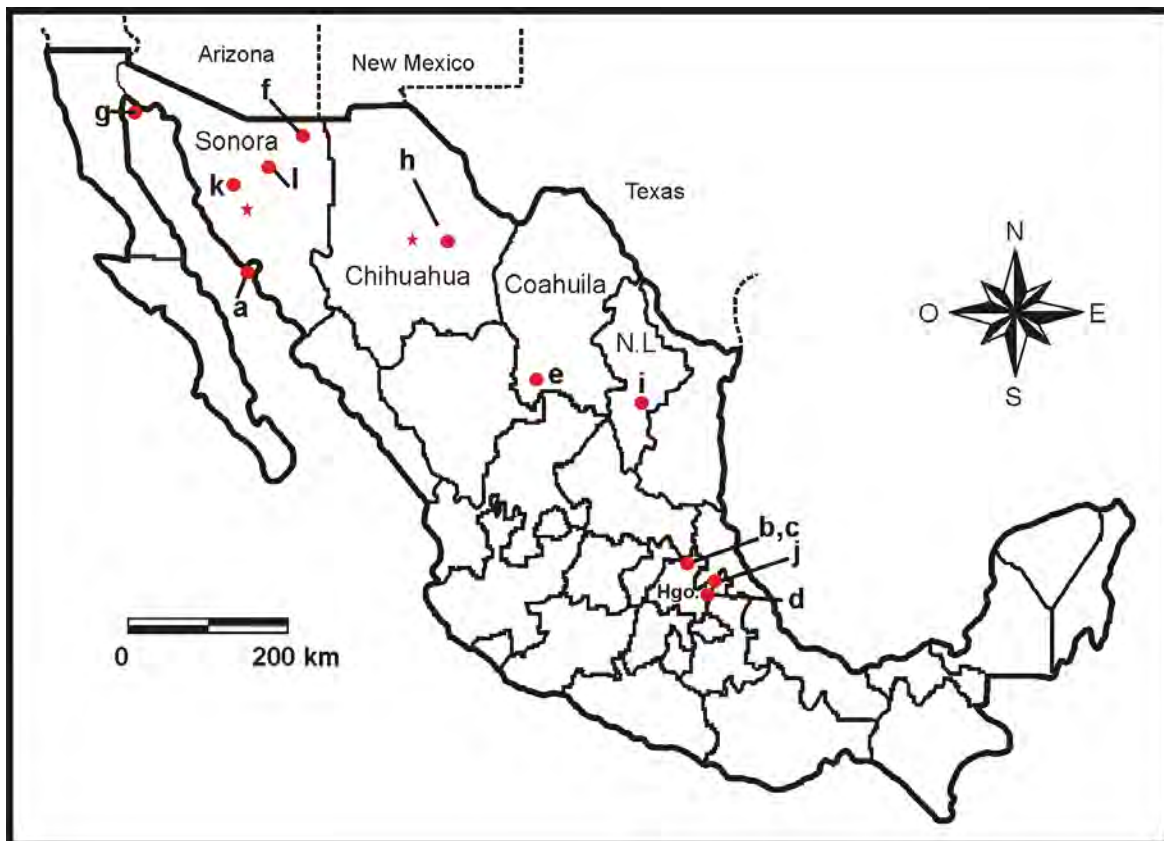


Figura 2. Algunos estudios realizados en búsqueda de biomarcadores e interpretación paleoambiental por medio de geoquímica orgánica. a) Cuenca de Guaymas (Kawka y Simoneit, 1988); b) Tepehuacán de Guerrero, Hidalgo (Islas-Romero *et al.*, 2008); c) San Nicolás, Hidalgo (Flores-Castro *et al.*, 2009); d) El Nänthe, Hidalgo (Álvarez-Gálvez *et al.*,

2009); e) Viesca, Coahuila (López-Álvarez *et al.*, 2010); f) El Caloso, Sonora (Madhavaraju y González-León, 2009); g) Cuencas Wagner y Consag, Golfo de California (Ángeles-Cruz *et al.*, 2008 y Ángeles-Cruz, 2011); h) Área de la Sierra Cuesta El Infierno, Aldama, Chihuahua (Flores-Castro *et al.*, 2011., Flores Castro *et al.*, 2012; Mendoza-Ostria *et al.*, 2012; Mendoza-Ostria, 2016 y Montañó-Ruíz, 2013); i) Galeana, Nuevo León (Leyva-Campohermoso *et al.*, 2011); j) Barrio Aztlán, Huehuetla, Hidalgo (Badillo-Cadena, 2014); k) Ciénega de Tonibabi, Sonora (Espinoza-Encinas *et al.*, 2012); l) Tuape, Sonora (Madhavaraju *et al.*, 2016),

1.3 JUSTIFICACIÓN

En las zonas de estudio y áreas aledañas, incluso en decenas de kilómetros, existen sierras en donde se puede observar una continuidad en los estratos de la historia geológica del norte de México, principalmente del Mesozoico, esto dado al tipo de clima y vegetación que prevalecen hoy en día, la mayoría de las sierras presentan rocas sedimentarias de origen marino, en ellas se pueden encontrar a los diversos grupos de organismos que habitaron los mares durante el Mesozoico, dichos fósiles incluyen a invertebrados tales como moluscos, protozoos, foraminíferos, nanocónidos, entre otros. Dichos organismos de una localidad en particular pueden ser comparados con aquellos localizados en otro sitio, principalmente para ampliar la continuidad geológica, interpretaciones paleoambientales o para hacer interpretaciones paleogeográficas, de esta manera, la zona ubicada al noreste del estado de Chihuahua ha sido atribuida como perteneciente y de origen similar a localidades ubicadas en la Sierra Madre Oriental, las cuales durante la orogenia *Laramide* ocurrida a principios del Terciario se separaron, sin embargo se han realizado algunos estudios, por ejemplo, Monreal y Longoria (2000) en donde se ha propuesto la relación de que esta zona de estudio se relaciona con las ubicadas en la parte centro-este del estado de Sonora, siendo estas últimas erróneamente por algunos autores como una continuidad de las sierras localizadas en la parte sur de Arizona.

Por lo anterior, con este trabajo se pretende obtener información suficiente para corroborar si la sierra Las Azules, ubicada en la parte centro-este de Sonora pudiera estar relacionada con la sierra Banco de Lucero, ubicada al norte de Chihuahua y a su vez relacionada con diversas localidades del noroeste de México como el sur de Coahuila, norte de Zacatecas, centro este de Nuevo León y norte de Tamaulipas.

1.4 OBJETIVOS

1.4.1 Objetivo General

- Realizar una correlación litoestratigráfica, bioestratigráfica, de microfacies y de geoquímica orgánica entre la sucesión estratigráfica de la Sierra Banco de Lucero al norte de Chihuahua y la Sierra Las Azules, centro este de Sonora, para obtener datos acerca de los ambientes sedimentarios de dichas localidades y aportar información relevante sobre la paleogeografía del Cretácico del norte de México.

1.4.2 Objetivos específicos

- Realizar el levantamiento de las secciones involucradas en el estudio
- Llevar a cabo un análisis litológico detallado de las secciones
- Realizar una identificación taxonómica de los fósiles recolectados
- Llevar a cabo un análisis de láminas delgadas, involucrando petrología sedimentaria y búsqueda de microfósiles y un análisis de la microfacies presentes en las dos localidades.
- Realizar un análisis general de geoquímica orgánica con muestras de rocas representativas de ambas secciones e identificar mediante cromatografía de gases-masa de los compuestos orgánicos presentes en las secciones.
- Conjugar los datos obtenidos para realizar una correlación estratigráfica, faunística, cronoestratigráfica, geoquímica y paleoambiental de las áreas.

CAPÍTULO II. ÁREAS DE ESTUDIO

2.1 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

Este estudio se llevó a cabo en dos localidades, la sierra Banco de Lucero en Chihuahua, y la sierra Las Azules en el área de Lampazos, Sonora. A continuación se describe la localización y vías de acceso de las dos localidades:

Sierra Banco de Lucero

El área de estudio se encuentra a 240 km al noroeste de la ciudad de Chihuahua y pertenece al municipio de Miguel Ahumada, se encuentra a un intervalo de altitud que va de los 1264 msnm en la base de la sierra a 1546 msnm en su cima, y se encuentra delimitada bajo las coordenadas geográficas 30°43'53.8" LN y 106°40'32.9" LO en la base, mientras que en la cima del área de estudio se encuentra a los 30°43'26.3" LN y 106°41'09" LO (Figura 3).

Para llegar al área de estudio en la Sierra Banco de Lucero, se toma la carretera federal No. 45 que comunica la ciudad de Chihuahua con Ciudad Juárez, llegando primero al municipio de Miguel Ahumada, de allí se toma la desviación hacia el oeste con dirección al Rancho el Ojo Hediondo, que se ubica a unos 20 km al noroeste del poblado Miguel Ahumada, de allí se camina por terracería 3 km para llegar a la base de la Sierra Banco de Lucero (Figuras 3 y 4).

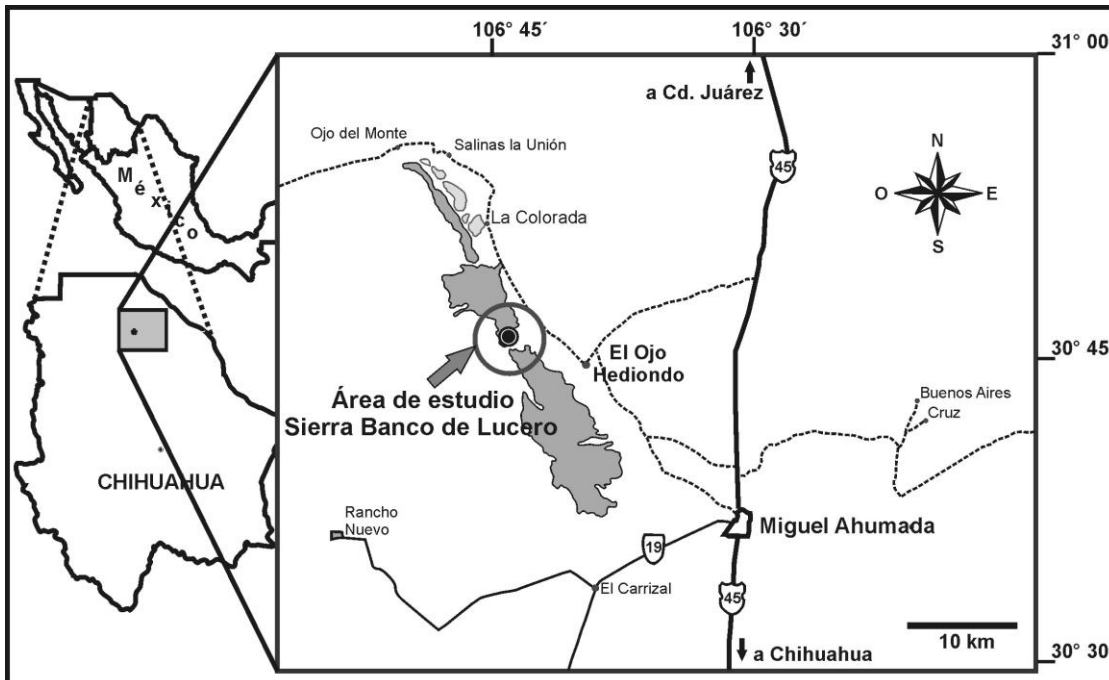


Figura 3. Localización y vías de acceso para el área de estudio en La Sierra Banco de Lucero, ubicada al noroeste del municipio de Miguel Ahumada en Chihuahua.



Figura 4. Panorámica (vista al oeste) de la zona de estudio en la Sierra Banco de Lucero, noroeste de Chihuahua, en la parte inferior derecha se observa el Rancho Ojo Hediondo.

Sierra Las Azules, Lampazos, Sonora.

El área de estudio se encuentra aproximadamente a 140 km al este de la ciudad de Hermosillo y pertenece al municipio de Tepache, se encuentra a una altitud que va de los 1328 msnm a los 1520 msnm, y se encuentra delimitada bajo las coordenadas geográficas $29^{\circ} 23' 23.09''$ LN y $109^{\circ} 26' 1.06''$ LO (Figuras 5 y 6).

Para llegar a la zona de estudio, se toma la carretera federal número 15 que comunica a Hermosillo con Santa Ana, de allí se toma la desviación hacia la carretera federal No. 14 Hermosillo-Moctezuma, se pasa por el poblado de Ures, se sigue por la carretera México 14, se pasa por el poblado de Mazocahui, y se llega al poblado de Moctezuma, de allí se toma la carretera hacia el sur y a unos 33 km se encuentra el poblado de Tepache, de allí se dirige al sureste por un camino de terracería y a unos 17 km. se localiza el Mineral de Lampazos, de allí a unos 5 km al sureste por un camino de terracería se ubica el área de estudio (Figuras 5 y 6).

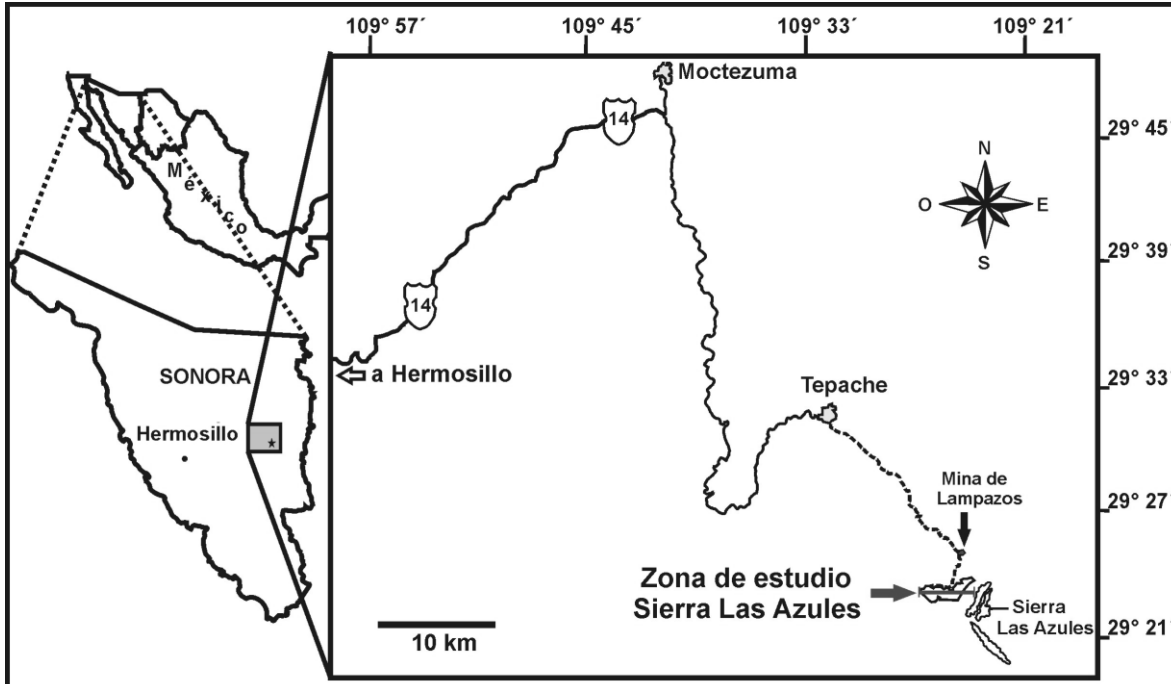


Figura 5. Localización y vías de acceso para la zona de estudio en las inmediaciones de la Sierra Las Azules en el área de Lampazos, estado de Sonora, se localiza a 4 km al sur de la Mina de Lampazos.



Figura 6. Panorámica viendo hacia el sur sobre la zona de estudio en el área de Lampazos, este de Sonora.

CAPÍTULO III. METODOLOGÍA

3.1 TRABAJO DE CAMPO

El material utilizado para llevar a cabo el trabajo de campo en la Sierra Banco de Lucero y la localidad ubicada en el área de Lampazos fueron martillos geológicos, cinces, brújulas brúnton, cintas métricas de 30 y 50 metros de longitud, lupas, bolsas de plástico, papel aluminio, bolsas de tela, marcadores indelebles, brochas, pintura blanca, listones de colores, cuaderno de campo, lapiceros de colores, hojas blancas y juego de escuadras.

Una vez localizadas las áreas donde se levantaría la sección, se procedió a medir a cinta y brújula a distancias de 25 a 50 metros, independientemente si los estratos estuvieran expuestos o cubiertos por vegetación, sin embargo, en los estratos visibles y en cambios litológicos marcados se obtuvieron datos de rumbo, echado, espesor de los estratos, muestras de mano y se realizó la descripción litológica de las capas, donde se buscó si presentaban características como tipo de roca, su color, la presencia de estructuras sedimentarias, icnofósiles², así mismo se tomaron fotografías de la secuencia y de los estratos (Figura 7).



Figura 7. Trabajo de campo: a) Medición de la sección a cinta y brújula; b) Detalle de la caliza fosilífera ubicada en la parte alta de la Sierra Banco de Lucero, Chihuahua.

² Los icnofósiles son pistas, huellas, madrigueras o perforaciones de animales hechas durante su vida como producto de su actividad biológica (Schwennicke, 2009).

La metodología primordial del presente trabajo, fue la recolecta de muestras representativas en ambas secciones (en lugares donde se observaron cambios litológicos considerables) para la elaboración de láminas delgadas y así realizar los análisis de microfacies y de geoquímica orgánica (Figura 8).

Se recolectaron muestras de roca fresca con la finalidad de que al realizar láminas delgadas y al observarlas bajo el microscopio petrográfico no presentaran algún tipo de alteración, estas fueron rotuladas y transportadas en bolsas de plástico al laboratorio de laminado³ de la Universidad de Sonora (UNISON) para su posterior corte y montado en portaobjetos para su caracterización.

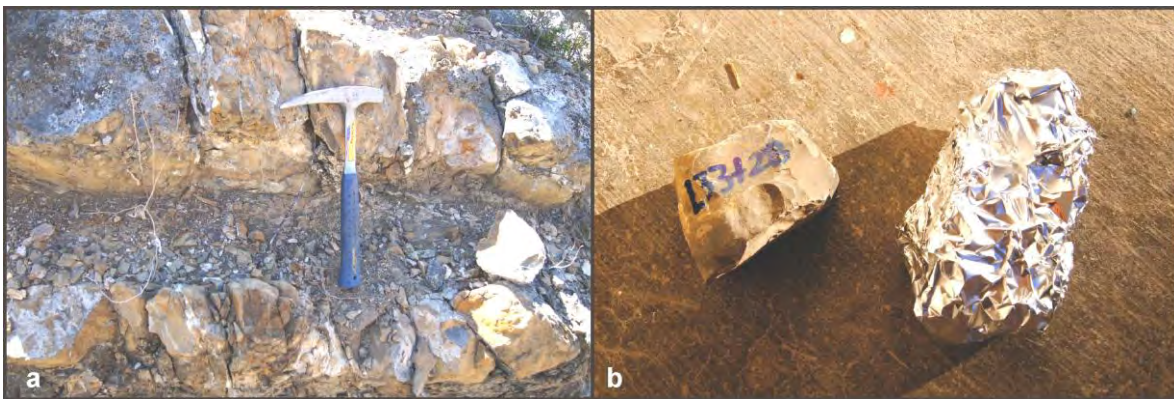


Figura 8. Trabajo de campo realizado en ambas localidades, a) Toma de muestras para la elaboración de láminas delgadas y el posterior análisis de microfacies, b) Muestra de mano rotulada con su clave correspondiente para láminas delgadas, a la derecha muestra envuelta en papel aluminio destinada para el análisis de geoquímica orgánica.

Para el análisis de geoquímica orgánica, se tomaron muestras de forma aleatoria, principalmente en cambios litológicos marcados, se tomaron muestras de roca fresca y se evitó cualquier tipo de contaminación sobre ellas para evitar que esta afectara sobre los resultados, fueron envueltas en papel aluminio y depositadas en bolsas de plástico para ser transportadas hacia el laboratorio de Geoquímica en el Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra y Materiales (CICTyM) de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo (UAEH) (Figura 8b).

³ Para la elaboración de las láminas delgadas, se contó con el apoyo de Sheila Corrales del laboratorio de laminado del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora.

3.2 TRABAJO DE GABINETE

3.2.1 Análisis petrográfico y litológico

Se elaboraron 45 láminas delgadas procedentes de la secuencia estratigráfica expuesta en la Sierra Banco de Lucero, Chihuahua, más 20 muestras del área de Lampazos, de esta última localidad ya se contaba con aproximadamente 120 láminas delgadas (Figuras 9a y 9b). Para la determinación petrológica, taxonómica y análisis de microfacies, las láminas fueron caracterizadas con un microscopio petrográfico modelo BX-40 marca *Olympus* con objetivos de 4X, 10X y 40X⁴ (Figura 9c); paralelamente se tomaron fotografías con el programa *Infinity Analyze*⁴ donde se midieron los granos esqueléticos y no esqueléticos, finalmente se editaron en el programa Corel DRAW v.12 para su presentación.

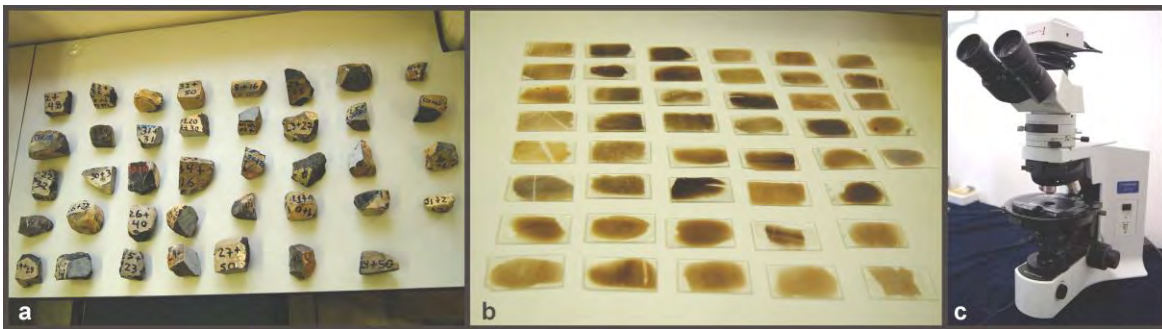


Figura 9. a) Algunas muestras de mano de ambas localidades, b) Láminas delgadas para análisis de microfacies e identificación taxonómica, c) Microscópio petrográfico utilizado para la caracterización de las láminas delgadas e identificación taxonómica de foraminíferos y colomiélidos.

⁴ La observación y descripción de las láminas delgadas fue hecha en el laboratorio de petrografía del Departamento de Geología de la UNISON, las fotografías de las mismas fueron tomadas en el Laboratorio de Geoquímica del CICTyM de la UAEH.

Para llevar a cabo su descripción petrográfica se utilizó literatura pertinente (PettiJohn, 1975; MacKenzie y Adams, 1997), así mismo, las muestras de roca se subdividieron y clasificaron de acuerdo a sus componentes aloquímicos (granos esqueléticos y no esqueléticos), componentes ortoquímicos (matriz o cemento) y componentes terrígenos (materiales no carbonatados), considerados en criterios texturales y composicionales (Dunham, 1962., Folk, 1962) (Figura 10).

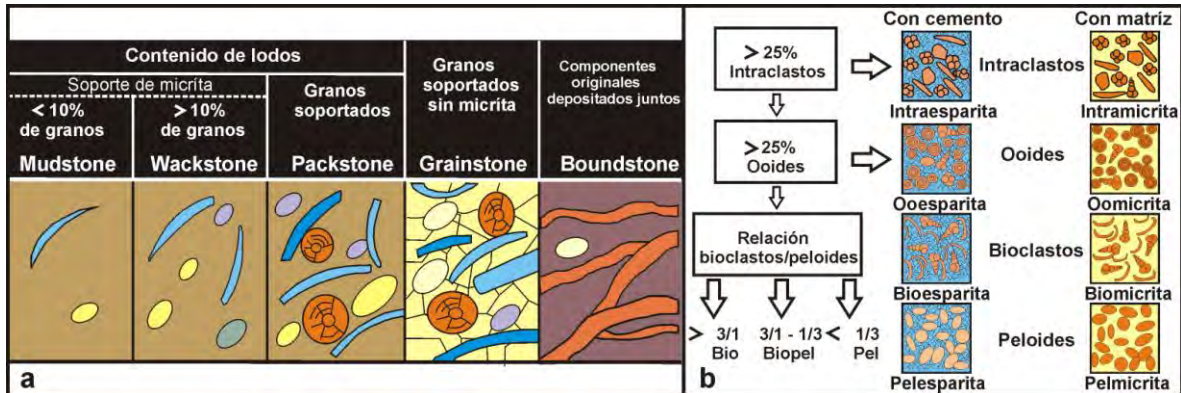


Figura 10. a) Clasificación de calizas en base a su textura (Dunham, 1962), b) Clasificación de calizas de acuerdo a su composición (Folk, 1962).

Para elaborar los perfiles estratigráficos se dibujaron los estratos en proporción a las mediciones realizadas en campo, así mismo se consideraron características tales como rumbo, echado e inclinación, de la misma manera se ubicaron los microfósiles y macrofósiles recolectados dentro de la sección, incluyendo a aquellos identificados posteriormente con el microscópio petrográfico.

3.2.2 Análisis de microfacies

El análisis de microfacies se hizo complementario al trabajo de campo geológico y estratigráfico, son un conjunto de características petrográficas (incluyendo datos sedimentológicos y micropaleontológicos) de las rocas, donde se observan cambios y variaciones litológicas que son inadvertidas en estudios de campo y macroscópicos (Flügel, 2004). La característica principal de un análisis de microfacies es asociar a cada grupo de microfósiles tales como foraminíferos planctónicos y bentónicos, colomiélidos⁵ (calpionélidos), radiolarios, algas y otros grupos de organismos a un ambiente de depósito y una edad en particular (Flügel, 2004). Este análisis se llevo a cabo partiendo de las muestras recolectadas en ambas localidades.

Una vez elaboradas las láminas delgadas de las áreas de estudio, se realizó el análisis de microfacies llevado bajo un contexto de reconstrucción paleoambiental, se siguió la clasificación de acuerdo a sus componentes aloquímicos y ortoquímicos bajo el esquema de Dunham (1962) y Folk (1962) (Figura 10). Se le dio mayor consideración a los componentes paleontológicos como lo es al grupo de foraminíferos planctónicos, bentónicos, colomiélidos⁵ y radiolarios, además de considerar a otros grupos de microfósiles como equinodermos, ostrácodos y fragmentos de conchas de moluscos. La interpretación paleoambiental de las microfacies se realizó siguiendo la caracterización de microfacies estándar, establecida por Flügel (1982, 2004), así mismo, para determinar el sitio de depósito de los paquetes distribuidos en ambas secciones, se consultaron los cinturones de facies de Wilson (1975) (Figura 11).

⁵ Los calpionélidos y colomiélidos son protozoarios pelágicos extintos, sin embargo se consideran diferentes, los calpionélidos presentan una composición calcítica de la loriga (su estructura), mientras que en un colomiélido la loriga es hialina y su collar suele ser más grande que el resto de la loriga (Reháková y Michalik, 1997; Canudo, 2002).

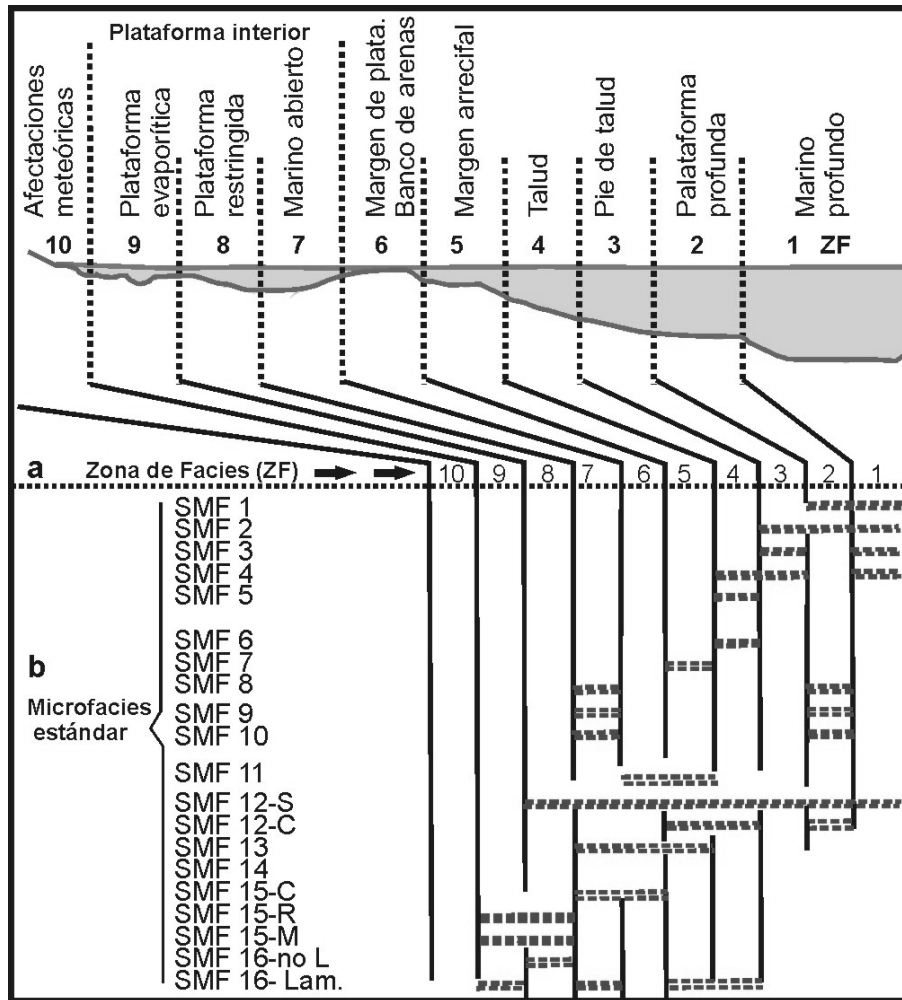


Figura 11. Fragmento de la distribución de microfacies estándar (SMF) en un ambiente marino. a) Facies de Wilson (1975), b) Distribución de algunas microfacies estándar (Flügel, 2004), las SMF son 26 en total (Modificado de Flügel, 2004, fig. 14.29).

Así mismo, se siguió el método de Longoria y Monreal (1991), que consiste en identificar la ocurrencia de los componentes en las muestras de roca, sean granos esqueléticos o no esqueléticos (p. ej. intraclastos, peloides, calpionélidos, restos de conchas, equinodermos, etc.), estos datos se anotan en una tabla en forma vertical y de esta manera quedan expuestos los componentes de cada estrato y puede obtenerse una interpretación paleoambiental y batimétrica de cada sección (Longoria y Monreal, 1991). Igualmente se consultó el método de Carozzi (1989) y la guía de rocas carbonatadas de Scholle y Ulmer-Scholle (2003).

3.2.3 Taxonomía Paleontológica

Las determinaciones taxonómicas⁶ de los foraminíferos planctónicos se realizaron sobre las mismas láminas delgadas utilizadas para el análisis de microfacies, estas se lograron siguiendo el criterio de Neumann (1967), Hottinger (2006), además de los estudios de carácter micropaleontológico de Longoria (1973, 1974 y 1977) y de Longoria y Monreal (2009) que se basan principalmente en características como la disposición de las cámaras y la forma de la concha, además de parámetros biométricos como la longitud, altura, el ancho y tamaño de las cámaras (Arenillas *et al.*, 2007 y Mathieu *et al.*, 2011) (Figuras 12 y 13).

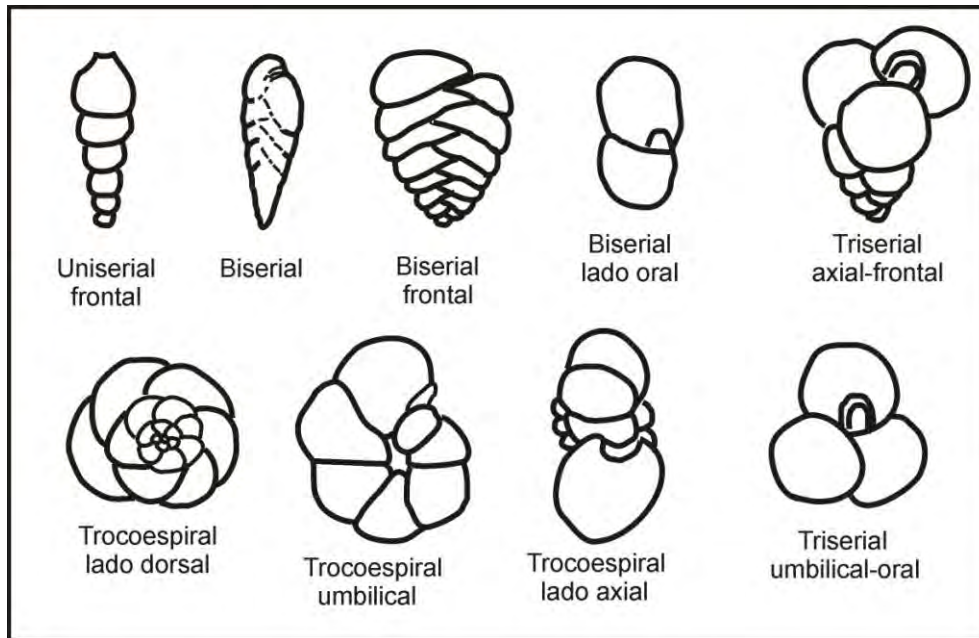


Figura 12. Algunos tipos de concha utilizados en la taxonomía de foraminíferos, se muestra la forma de la concha, forma de las cámaras, la disposición de las cámaras y el número de cámaras (Modificado de Arenillas *et al.*, 2007 y Mathieu *et al.*, 2011).

⁶ La determinación paleontológica de foraminíferos y colomiélidos fue realizada por el Dr. Francisco Longoria de la Universidad Internacional de Florida, EUA.

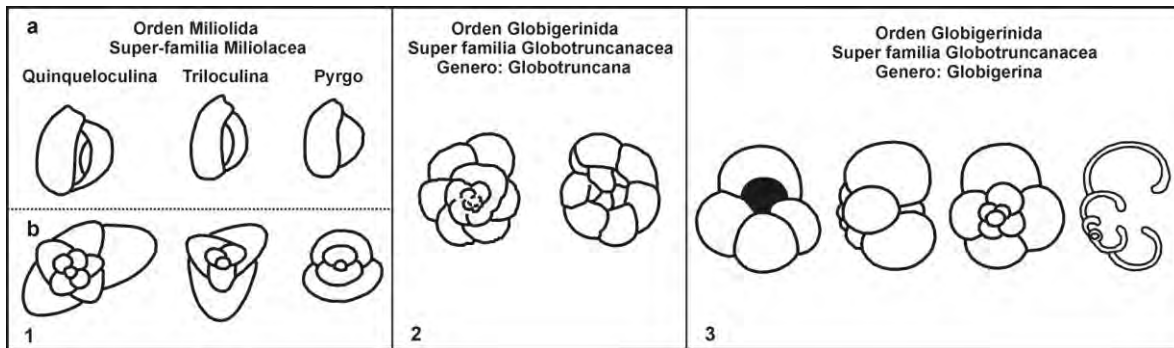


Figura 13. Algunos tipos de concha característicos para la identificación de foraminíferos bentónicos y planctónicos. 1a) aspecto externo, 1b) sección transversal, 2) formas diagnósticas del género *Globotruncana*, 3) formas diagnósticas del género *Globigerina* (Modificado de Mathieu *et al.*, 2011).

Para la identificación de colomiélidos^{5,6} se consideraron características como la forma de la lóriga, su tamaño, ausencia o presencia de corona y longitud de esta (Bonet, 1956, Longoria, 1973; Trejo, 1980; Canudo, 2002) (Figura 14).

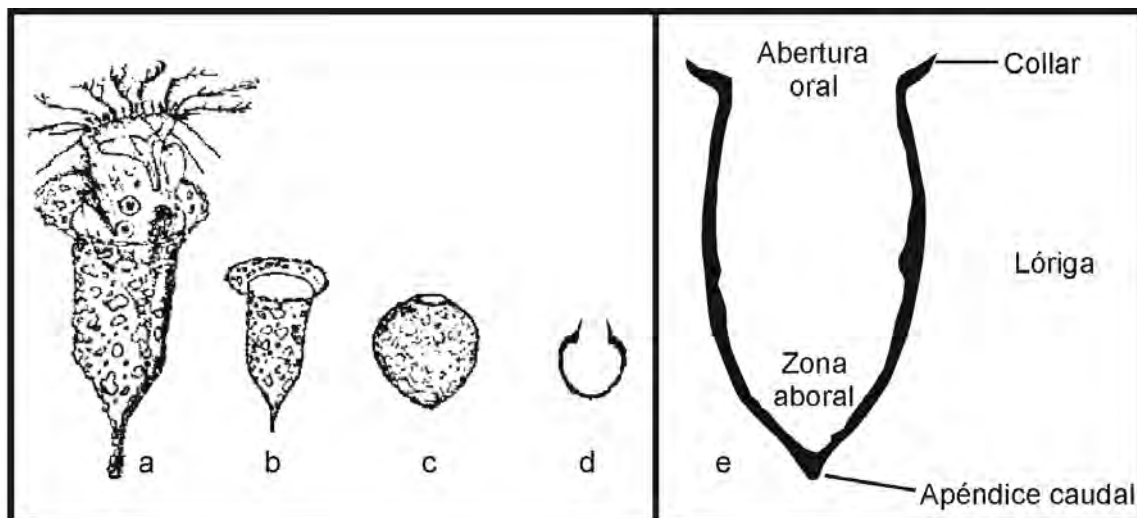


Figura 14. Esquematzación de calponélidos⁵ (colomiélidos). a) Reconstrucción de un organismo vivo, b) y c) calponélidos fósiles completos, d) y e) corte axial de un organismo tal y como se observa en una lámina delgada, e) corresponde a un ejemplar completo en donde se indican las principales características utilizadas para su identificación (a-d: Modificado de Trejo, 1980; e: Modificado de Canudo, 2002).

3.2.4 Bioestratigrafía

Se realizó una acrozona concurrente también conocida como zona de Opper para conocer la edad geológica de las secciones involucradas, esta técnica se basa en esquematizar los alcances estratigráficos de los taxones identificados que están presentes en las zonas de estudio con la finalidad de determinar en qué lapso del tiempo geológico convergen.

El criterio que se toma para la realización de la hemerizona concurrente fue mediante el alcance estratigráfico de las especies de foraminíferos planctónicos y colomiélidos, dado que algunos de ellos son considerados fósiles índice, para ello se toma como referencia los trabajos de diferentes autores en distintas localidades y que en conjunto, presentan una fauna similar a la descrita en este trabajo, se consideran datos de primera y última aparición respectivamente, se tomo como base para determinar la biozona, el estudio realizado por Longoria (1977) en donde establece la zonación de foraminíferos en diferentes localidades de México.

3.2.5 Geoquímica orgánica

En las rocas sedimentarias se puede identificar materia orgánica sedimentaria (MO_S) que está conformada por una gran variedad de compuestos derivados de restos orgánicos procedentes de fuentes autóctonas (marinas) y alóctonas (continentales) (Simoneit, 1982). En ellas se pueden identificar hidrocarburos (alcanos, cicloalcanos, isoprenoides), ácidos grasos, alcoholes, cetonas, ésteres, pigmentos (carotenoides), aminoácidos, péptidos, carbohidratos, hidrocarburos aromáticos policíclicos (HAP's), polímeros (quitina, celulosa, cutina y lignina). Estos compuestos que constituyen el bitumen son particulares para cada organismo (Gelpi *et al.*, 1970; Blumer *et al.*, 1971; Corrigan *et al.*, 1973; Jonson y Calder, 1973; Kvenvolden *et al.*, 1987) por lo que son importantes en investigación geoquímica y en la determinación del origen de materiales orgánicos (Blumer *et al.*, 1971; Corrigan *et al.*, 1973; Nichols *et al.*, 1988; Matsumoto, 1993), así como para identificar procesos biogeoquímicos en ambientes recientes y antiguos (Nachmar, 1985; Matsueda, 1986; Ángeles-Cruz *et al.*, 2004, Flores-Castro *et al.*, 2009). La preservación de la MO_S depende de las condiciones fisicoquímicas del ambiente que imperaba, así como de los procesos diagenéticos posteriores (aumento de temperatura y presión) (Hunt, 1979; Tissot y Welte, 1984), dado esto, se analizó el bitumen preservado y extraído en las muestras.

Para obtener datos del ambiente de depósito, se utilizó el método de recuperación, caracterización e interpretación de la fracción soluble (bitumen) de la MOs contenida en las rocas de ambas localidades. Las muestras recolectadas fueron 19, se dividieron para su estudio con solventes como hexano, acetato de etilo y metanol, en 45 muestras, se recolectó 500 gr. de cada una (Figura 15).

En el laboratorio⁷, se quitó la parte exterior y expuesta de la roca para trabajar únicamente con muestra fresca sin algún tipo de alteración que pudiese afectar el análisis, posterior a ello se trituró y se pulverizó en un mortero de ágata marca *Fritsch* (modelo *Pulverisette 2*) hasta quedar un polvo fino del tamaño de talco, se pesaron de 100 a 150 gramos de cada muestra (Figura 15).

⁷ Laboratorio de Geoquímica (CICTyM) (UAEH) bajo la supervisión del Dr. Kinardo Flores Castro.

La roca pulverizada se colocó en un matraz *Florescencia* de 1000 ml en donde se le adicionaron de 300 ml a 350 ml de disolventes orgánicos en proporción 1:1.5 (peso/volumen), los solventes utilizados fueron hexano (C₆H₁₄), acetato de etilo (CH₃COOCH₂CH₃) y metanol (CH₃OH) todos de grado HPLC (Alto desempeño en cromatografía líquida) para abarcar un amplio rango de polaridad, los matraces se colocaron en una mantilla de calentamiento que fue mantenida a una temperatura de 40°C, así mismo al matraz se le adaptó un tubo refrigerante con circulación continua de líquido refrigerante a baja temperatura (de 2 a 5°C) para evitar pérdida del disolvente por evaporación y así llevar a cabo una condensación., a partir de que comenzó el reflujo se dejó trabajar por 50 horas (Figura 15).

Una vez concluida cada una de las extracciones, se retiraron las mantillas y se dejó enfriar a temperatura ambiente, el disolvente y los compuestos orgánicos en solución se separaron por medio de una filtración hacia un nuevo matraz de 500 ml (Figura 15), el sedimento que quedó retenido en el papel filtro fue secado y nuevamente recuperado para repetir el procedimiento con acetato de etilo y metanol respectivamente.

El extracto obtenido mediante la filtración fue concentrado en un rotavapor (marca *Büchi* R-205 con baño termostato B-490) con agua a una temperatura de 42°C (Figura 15g), se obtuvo un concentrado de entre 1 y 2 ml que se transfirieron a un tubo vial de vidrio esterilizado (previamente pesado y rotulado) utilizando pipetas *Pasteur*, el resto del disolvente se dejó evaporar a temperatura ambiente (Figura 15). Una vez volatilizado todo el disolvente, los viales fueron cubiertos con papel aluminio y pesados para calcular la cantidad de bitumen obtenido.

Finalmente los extractos fueron introducidos⁸ en un cromatógrafo de gases Hewlett-Packard Modelo 5973 Network con el sistema de inyección 7683-B, acoplado a un espectrómetro de masas Agilent 6890N (Figura 15) para de ésta manera obtener los cromatogramas (fragmentogramas) que nos indicasen los compuestos en cada muestra.

⁸ Para obtener los fragmentogramas se contó con el apoyo del Dr. Juan Carlos Durán Álvarez de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

Los fragmentogramas obtenidos se analizaron utilizando el programa *HpChemistry* y se compararon con la base de datos Wiley 138 (Wiley Journals multidisciplinary), esta base de datos ofrece acceso al texto completo de los artículos publicados en 1.341 revistas editadas por Wiley y Blackwell desde el año 1997. La interpretación de los compuestos orgánicos y biomarcadores identificados, fue soportada con bibliografía existente.

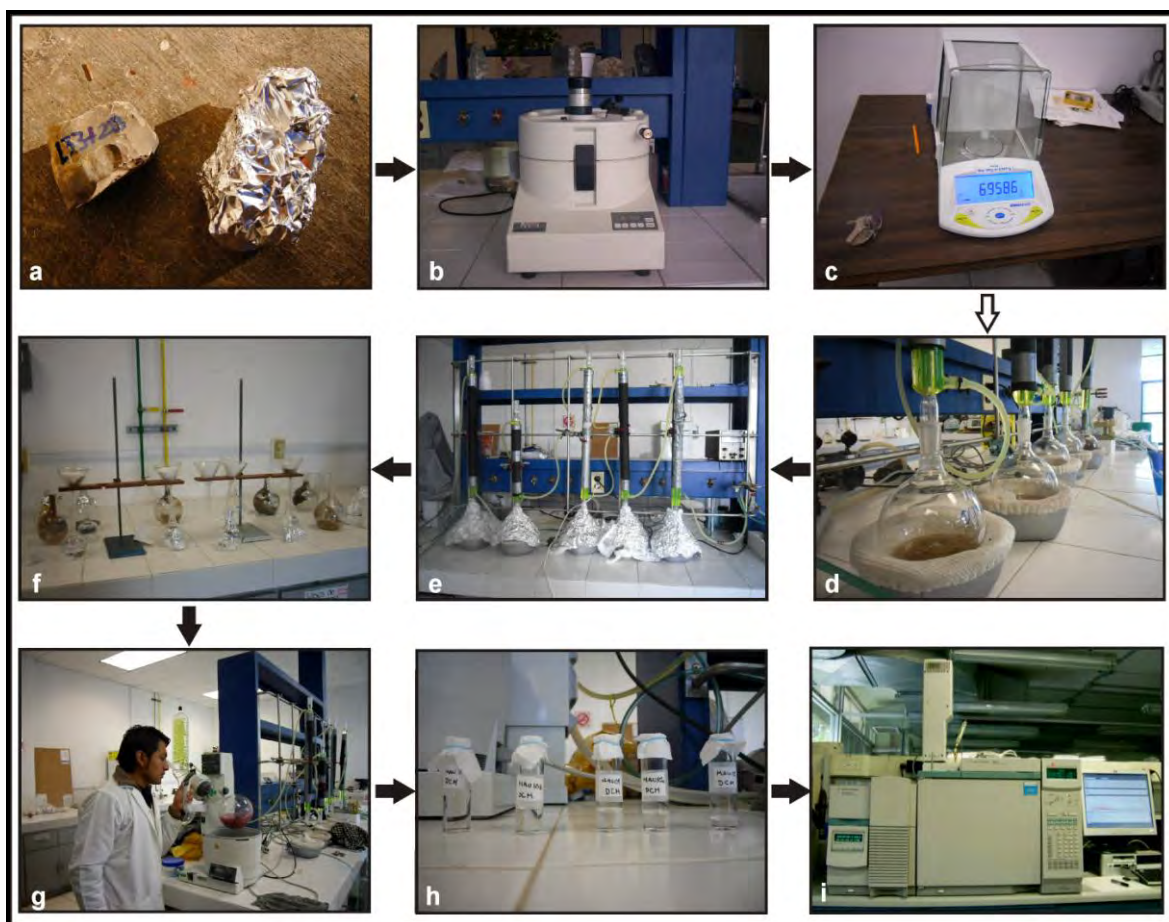


Figura 15. Proceso de obtención de bitumen (MO_s) a partir de rocas sedimentarias:

a) Muestra de roca fresca, b) triturador automático de roca, c) balanza analítica para pesar la muestra macerada, d) la muestra se deposita en un matraz balón con tres diferentes solventes (C_6H_{14} , $CH_3COOCH_2CH_3$ y CH_3OH), e) extracción secuencial del bitumen por reflujo continuo y termoregulado durante 50 hrs, f) filtrado de las muestras sometidas a reflujo, g) extracción del solvente filtrado que es recuperado por condensación, h) el sedimento asentado dentro del matraz se coloca en tubos vial estériles, i) el sedimento (bitumen) es analizado en un cromatógrafo de gases - masas (CG-Ms).

CAPÍTULO IV. GEOLOGÍA REGIONAL

Los trabajos realizados por Guerrero (1969), Córdoba (1970), Monreal (1989) y Monreal y Longoria (1995), además de la Carta Geológico-Minera Nuevo Casas Grandes H13-4 Chihuahua (SGM, 2002) se tomaron como base para el desarrollo de la geología regional de la Sierra Banco de Lucero. Mientras que para la comprensión de la geología del área de Lampazos, se consideraron los trabajos de González-León (1988), Monreal y Longoria (2000), Longoria y Monreal (2009) y la Carta Geológico-Minera Lampazos H12-D35 (SGM, 2003).

4.1 Geología de La Sierra Banco de Lucero

La Sierra Banco de Lucero está conformada por las Formaciones Lucero, Ahumada y Loma Plata de la base a la cima (Guerrero, 1969; Monreal, 1989) (Figura 16).

Formación Lucero

La Formación Lucero fue descrita por Rodríguez y Guerrero en 1969, está compuesta por aproximadamente 380 metros de caliza arenosa limolítica calcárea formando colinas en la parte baja, mientras que en la parte superior presenta crestas de caliza. Esta Formación ha sido dividida en tres partes. La parte baja está compuesta por una caliza de grano fino a mediano en estratos delgados de color gris oscuro, intercalada con una limolita calcárea de color gris oscuro, la parte media esta compuesta por caliza y limolita de grano medio y color gris oscuro en capas delgadas, finalmente la parte superior contiene caliza gris oscuro de grano fino. No se observa la base de la Formación Lucero, pero la cima presenta un marcado contacto con la Formación Ahumada. En la Formación Lucero se ha descrito fauna como *Colomiella mexicana*, *Favusella* sp. y lenticulinas, de acuerdo con esta fauna su edad corresponde al Aptiano superior-Albiano inferior (Guerrero, 1969). La Formación Lucero también se encuentra expuesta en la Sierra La Esperanza, ubicada a 55km al noroeste del municipio de Ojinaga (Monreal, 1989). Córdoba (1969) indica que la Formación Benavides se podría correlacionar con la Formación Lucero (Figura 16).

Formación Ahumada

La Formación Ahumada fue descrita por Rodríguez y Guerrero (1969) para designar 350 metros de una secuencia de capas gruesas de limolita calcárea que sobreyace a la Formación Lucero y por debajo de la Caliza Loma Plata (*op. cit.*). Se encuentra dividida en tres partes. La parte baja compuesta por caliza de grano fino en estratos delgados, intercaladas con lutita negra, la parte media contiene caliza de grano fino en estratos delgados de color gris oscuro intercalados con delgadas capas de lutita calcárea gris, la parte superior presenta caliza de grano fino en estratos medianos de color gris oscuro. Esta Formación ha sido identificada en la Sierra Esperanza (Monreal, 1989). La Formación Ahumada yace concordantemente sobre la Formación Lucero y se encuentra concordantemente debajo de la Caliza Loma Plata (Guerrero, 1969) (Figura 16).

En esta Formación se ha descrito fauna macrofósil como *Neithea* (bivalvo), *Oxytropidoceras trinitense* (amonita), y los microfósiles *Saccocoma* sp., *Hedbergella* sp, *Pithonella ovalis* (Calciesfera), *Colomiella* sp y *Lenticulina* sp. (Guerrero, 1969), dada esta asociación Guerrero (1969) asignó a esta Formación como de edad Albiano inferior, dado que se extiende hasta la última aparición de *Colomiella* (que ocurre cerca de la cima de la Formación) y a partir de allí el autor considera que se trata del Albiano superior, de la misma manera, el autor sugiere que la Formación Ahumada es equivalente al miembro inferior de la Caliza Loma Plata en el Cañón Pinto al oeste de Texas (Amsbury, 1958), y con la Formación La Lágrima, así mismo, la parte media de esta Formación se correlaciona con La Caliza Finlay y Benavides al noreste de Chihuahua (Córdoba, 1969) (Figura 16).

Caliza Loma Plata

La Caliza Loma Plata fue asignada por Amsbury (1957) a un cuerpo de roca de 220 m de caliza nodular gruesa intercalada con lutita y a una caliza gruesa a masiva, en ella se ha identificado a fauna como *Caprinuloidea* sp. (rudista), *Toucasia*, *Enallaster* (equinodermos), *kingena* (braquiópodo) y *Holectypus* (equinodermo) que representan una edad del Albiano superior al Cenomaniano inferior (Guerrero, 1969) (Figura 16).

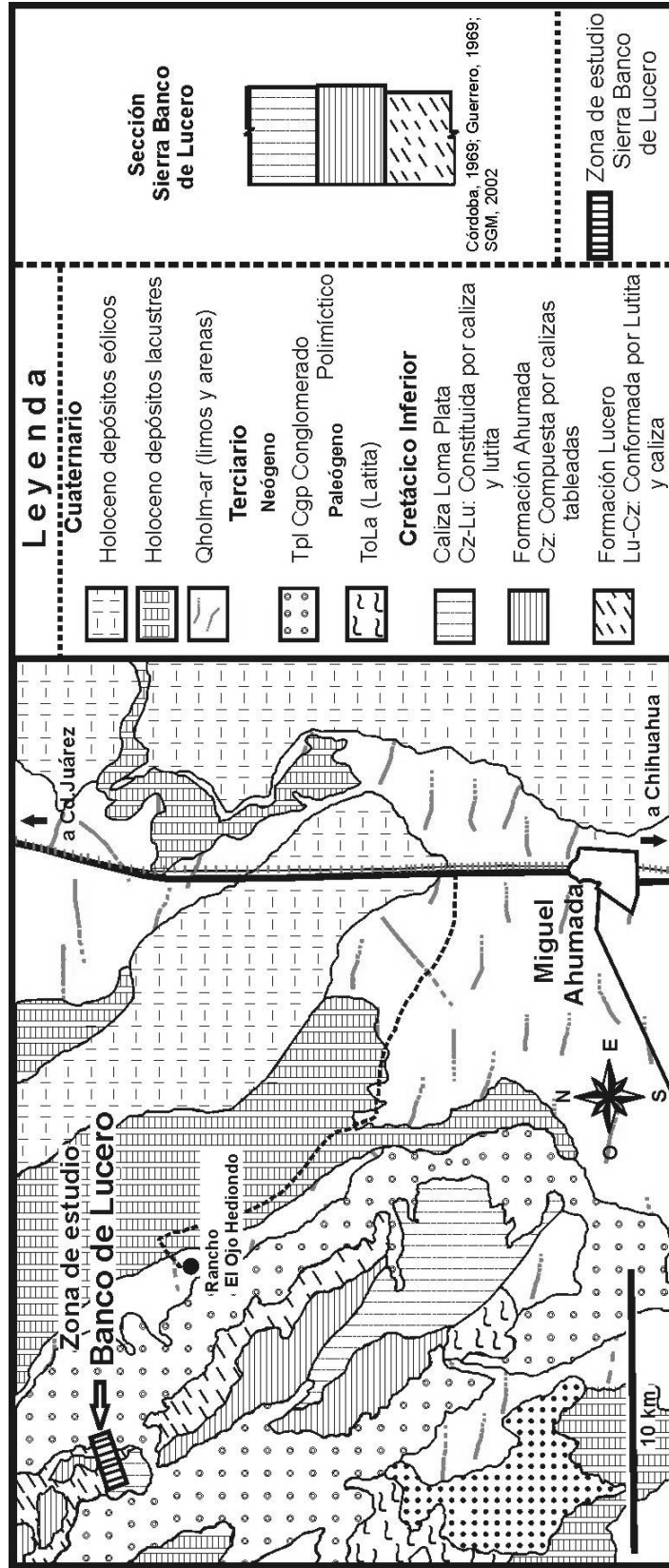


Figura 16. Geología simplificada sin topografía del municipio de Miguel Ahumada, Chihuahua y sus alrededores, se observa la ubicación del área de estudio correspondiente a la Sierra Banco de Lucero (marcada con un recuadro rojo), así como la edad y litología (Córdoba, 1969; Guerrero, 1969; Monreal, 1989) (Modificado de SGM, 2002).

4.2 Geología de la Sierra Las Azules (área de Lampazos).

La secuencia estratigráfica expuesta en el área de Lampazos donde se encuentra la zona de estudio en la Sierra Las Azules está compuesta, estratigráficamente de la base a la cima, por las Formaciones El Aliso, Agua Salada, Lampazos, Espinazo del Diablo y Los Picachos (González-León, 1988; Monreal y Longoria, 2000) (Figura 17).

Formación El Aliso

La Formación El Aliso fue descrita por Herrera y Bartolini (1983) y redefinida por González-León (1988) y Monreal y Longoria (2000). Se divide en tres partes, de la base a la cima: integrada por una lutita negra silíceas en capas delgadas y físciles en su base, seguida de caliza en estratos medianos a gruesos, intercalados con lodolita que presenta láminas de caliza, la parte media presenta una caliza nodular en capas delgadas a gruesas intercaladas con lutita en estratos delgados, finalmente en la parte superior se observa una alternancia de caliza nodular en capas delgadas y lutitas. Tiene un espesor de 200 metros (Monreal y Longoria, 2000) y presenta una edad del Barremiano al Aptiano inferior (Scott y González-León, 1991) (Figura 17).

Formación Agua Salada

La Formación Agua Salada fue descrita por Herrera y Bartolini (1983) y redefinida por González-León (1988) y Monreal y Longoria (2000). Está conformada por lutitas negras en estratos delgados a gruesos y una caliza en estratos delgados a gruesos, en ella se observan ostreas, además presenta capas de pedernal negro delgados a gruesos (Figura 6). Se observa pedernal en la base, mientras que en la cima son abundantes las capas de lutita con nódulos de caliza. Esta formación presenta un espesor de 350 metros (Monreal y Longoria, 2000) y se le asigna una edad que corresponde al Aptiano inferior (Monreal y Longoria, 2000) (Figura 17).

Formación Lampazos

La Formación Lampazos ha sido descrita y caracterizada por diferentes autores, sin embargo ha mantenido su descripción original (Solano-Rico, 1970; Herrera y Bartolini, 1983; González-León, 1988; Monreal y Longoria, 2000). Consiste de capas de caliza intercaladas con lutita e intervalos de arenisca y lodolita. En algunas zonas la unidad presenta un espesor superior a los 600 metros. Ha sido dividida en dos partes, en la base se observa un intervalo de 300 metros de caliza nodular en estratos delgados y medianos, alternando con una lutita delgada y con algunas capas de arenisca fina, mientras que en la cima se observa una lutita calcárea negra y gris de 300 metros de espesor y una arenisca fina intercalada con caliza en estratos delgados a medianos (González-León, 1988; Monreal y Longoria, 2000). Presenta una edad del Aptiano superior - Albiano medio (*op. cit.*) (Figura 17).

Formación Espinazo del Diablo

Esta Formación fue definida por Herrera y Bartolini (1983) y redefinida por González-León (1988) y Monreal y Longoria (2000). Se divide en dos partes, la parte inferior es una secuencia de capas gruesas a masivas de caliza gris de 15 a 20 metros de espesor en donde se observan rudistas, corales y orbitolinidos, mientras que la parte superior consta de una alternancia de caliza nodular en capas delgadas a medianas intercalada con lutita y arenisca en capas delgadas a gruesas con un espesor de 100 metros (Monreal y Longoria, 2000). Corresponde al Aptiano superior - Albiano medio (Monreal y Longoria, 2000) (Figura 17).

Formación Los Picachos

Esta Formación fue asignada por Herrera y Bartolini (1983) y fue redefinida por González-León (1988) y Monreal y Longoria (2000). Está constituida por una alternancia de caliza intercalada irregularmente con lutita y arenisca, se observa en la base un conglomerado oligomíctico de clastos de caliza en estratos medianos. Esta unidad presenta un espesor de 400 a 900 metros y corresponde al Aptiano superior - Albiano medio (Monreal y Longoria, 2000) (Figura 17).

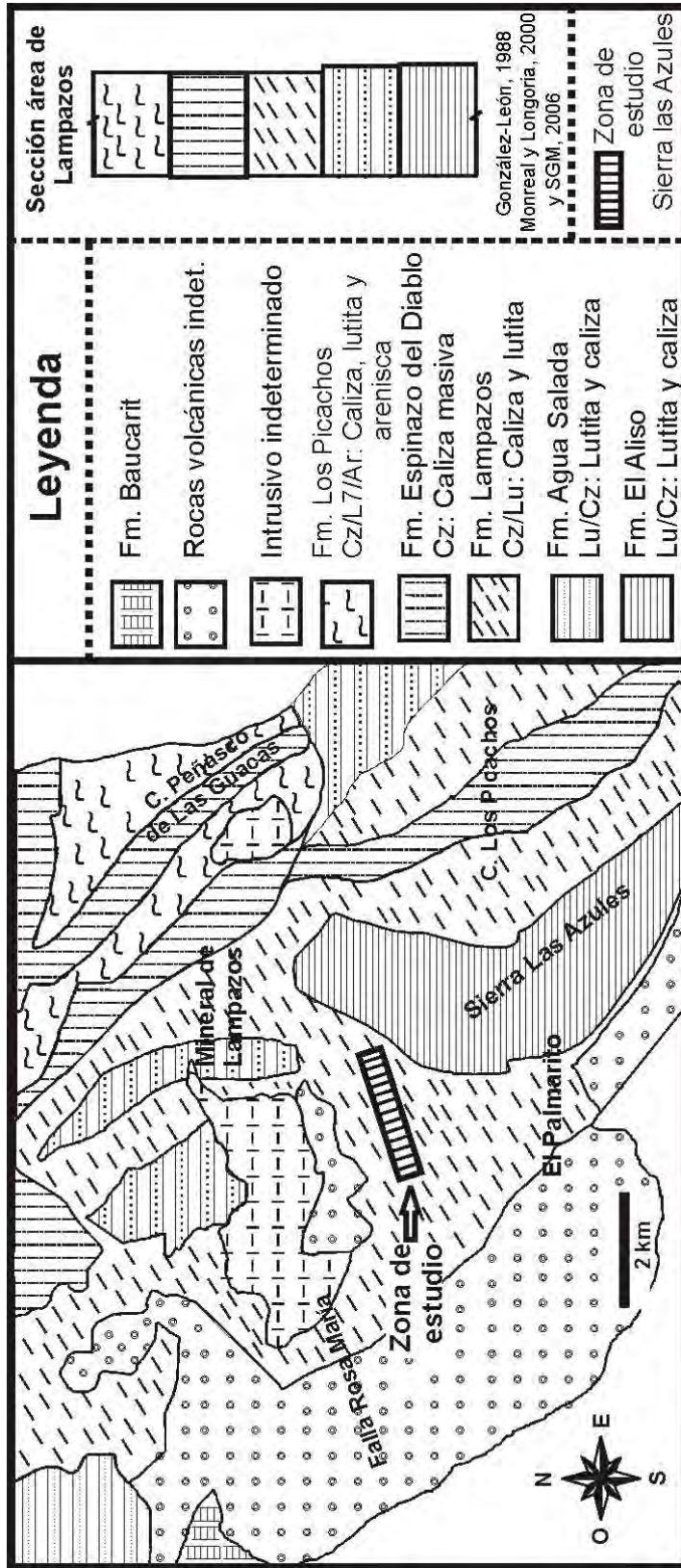


Figura 17. Geología regional descrita del área de Lampazos y alrededores, se observa la ubicación del área de estudio al oeste de la Sierra las Azules (barra color rojo), así como la edad y litología (Modificado de Monreal y Longoria, 2000).

CAPÍTULO V. RESULTADOS

5.1 ESTRATIGRAFÍA

Ambas secciones están compuestas de manera general por rocas calizas laminadas de grano fino y de color gris medio a oscuro de acuerdo con la carta de color de la GSA (Geological Society of America, 1996) y generalmente tienen un espesor de orden centimétrico, variando de escasos centímetros a pocas decenas de ellos. En raras ocasiones se observa intercalación de arcillas y lutitas calcáreas. A continuación se detalla la litología de cada seccion estudiada.

5.1.1 Litoestratigrafía y petrografía de la secuencia de la Sierra Banco de Lucero, Chihuahua.

La sierra Banco de Lucero, localizada en el municipio de Miguel Ahumada, Chihuahua, presenta una orientación noroeste-sureste, la sección estudiada consta de aproximadamente 800 metros de una alternancia de caliza y en algunos niveles lutita, esto se corrobora con lo analizado por Guerrero (1969) que menciona una longitud total para la Sierra de 900 metros, considerando que en el presente estudio no se llegó a la cima de la sierra (Figuras 16 y 18).



Figura 18. Fotografía de la Sierra Banco de Lucero, Chihuahua (vista al sureste), se observan los escarpes de caliza, la Sierra presenta una dirección noroeste-sureste, la flecha indica el norte geográfico.

La sección analizada de la Sierra Banco de Lucero, está compuesta por las formaciones Lucero, Ahumada y la base de la Caliza Loma Plata⁹, litológicamente pueden dividirse en tres unidades, así mismo a lo largo de la sección se observan intercaladas estos tres tipos de litologías principales (Figura 19).

La base y la parte inferior de la Sierra está conformada principalmente por calizas delgadas de color fresco medio que intemperiza a gris claro de acuerdo con la carta de color de la GSA (1996), de grano fino y en algunas zonas está intercalada por una lutita fina de algunos milímetros a pocos centímetros de espesor (Figuras 19 y 20a).

La parte media de la Sierra presenta calizas que en algunos casos es arenosa y tiene un color fresco gris oscuro que intemperiza a un color café claro de acuerdo con la carta de colores de la GSA (1996), los estratos tiene un espesor que varía de unos pocos centímetros hasta 30 cm de espesor, en algunos estratos se observa una intercalación de material arcilloso (Figuras 19 y 20b).

La parte superior de la sección estudiada presenta una intercalación de calizas laminadas de color fresco gris medio que intemperiza a gris claro según la carta de colores de la GSA (1996), se observa una mayor intercalación de lutitas delgadas, las calizas presentan un espesor de pocos centímetros hasta 20 cm (Figuras 19 y 20c).

Microscópicamente las calizas que componen la sección estudiada en Chihuahua se clasifican en su mayoría, de acuerdo a su textura como wackestone, por lo que se trata de una roca con textura original con componentes (aloquímicos) sostenidos dentro de una matriz de micrítica (Dunham, 1962; Adams y Mackenzie, 2001) (Fig. 21-a2), así mismo, la mayoría de las rocas se clasifican de acuerdo a su aspecto como una biomicrítica (Folk, 1962) (Fig. 21-b4), con menor frecuencia se identificó un mudstone (Fig. 21-a1), en dos muestras se reconoció un packstone (Fig. 21-a3) y en un solo caso se reconoció una biopelmicrítica (Folk, 1962) (Fig. 21-b5).

⁹ La base de la Caliza Loma Plata está presente en este estudio de acuerdo con Guerrero (1969) que menciona como la base de la Caliza después de la última aparición del género *Colomiella* ver figura 26



Figura 20. Rocas representativas de la sección en el Banco de Lucero.

a) Estratos muy delgados de un mudstone (Dunham, 1962) muy físil con fósiles de crinoides planctónicos (muestra L31+31), b) Estratos medianos a gruesos de caliza arenosa (muestra L20+30), c) Estratos tableados delgados de caliza intercalada con lutita calcárea (muestra L7+32).

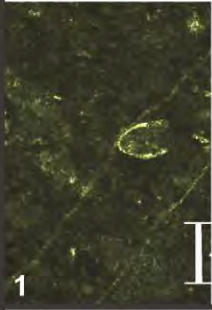
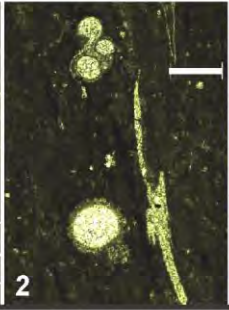
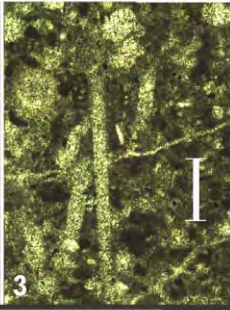
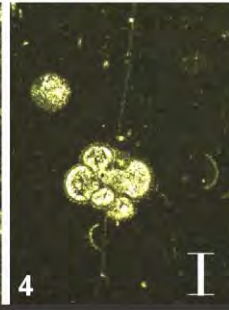
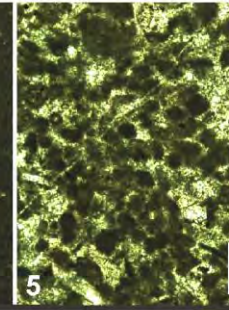
Contenido de lodos			Relación: bioclastos/peloides	
Soporte de micrita		Granos soportados		
< 10% de granos	> 10% de granos		> 3/1	3/1 - 1/3 < 1/3
Mudstone	Wackstone	Packstone	Biomicrita	Pelmicrita
				
a			b	

Figura 21. Clasificación de las calizas de la sección Banco de Lucero según su textura y aspecto. a) Clasificación de Dunham (1962) y b) clasificación de Folk (1962):

1) Mudstone, 2) Wackestone, 3) Packestone, 4) Biomicrita, 5) Biopelmicrita (La barra en todas las microfotografías equivale a 200 µm).

5.1.2 Litoestratigrafía y petrografía de la secuencia en la Sierra Las Azules, Sonora

La Sierra las Azules en el área de Lampazos se localiza en el municipio de Tepache, Sonora, presenta una orientación noroeste-sureste. La sección estudiada consta de aproximadamente 550 metros de una alternancia de caliza y lutita homogéneas de orden centimétrico, nunca llegando a ser demasiados gruesos o masivos (Figuras 22 - 24).



Figura 22. Fotografía del área de estudio en la Sierra las Azules, Sonora (vista hacia el sur), presenta una dirección noreste-suroeste.

La sección estudiada en la Sierra las Azules, está compuesta por la formación Lampazos, litológicamente se trata de una secuencia homogénea de roca caliza intercalada en algunos estratos por capas por lutita calcárea.

En la parte inferior de la Sierra se observan calizas margosas medianas a gruesas de color gris medio que intemperiza a un color café claro se acurdo con la carta de colores de la GSA (1996), presenta vetas de calcita, en algunas capas se identifica una intercalación de arcillas (Figuras 23 y 24a).

La parte media de la sierra presenta calizas delgadas de color fresco gris medio a oscuro que intemperiza a un color café claro según la carta de colores de la GSA (1996) que en algunos casos es arcillosa y presenta algunas intercalaciones de margas, se observan microestilolitos (Figura 23 y 24b).

La parte superior de la sección estudiada presenta una intercalación de calizas laminadas delgadas de color fresco gris oscuro que intemperiza a un color gris claro según la carta de colores de la GSA (1996), se observa una mayor intercalación de lutitas delgadas de unos pocos milímetros a centímetros, se identifican vetas de calcita (Figura 23 y 24c).

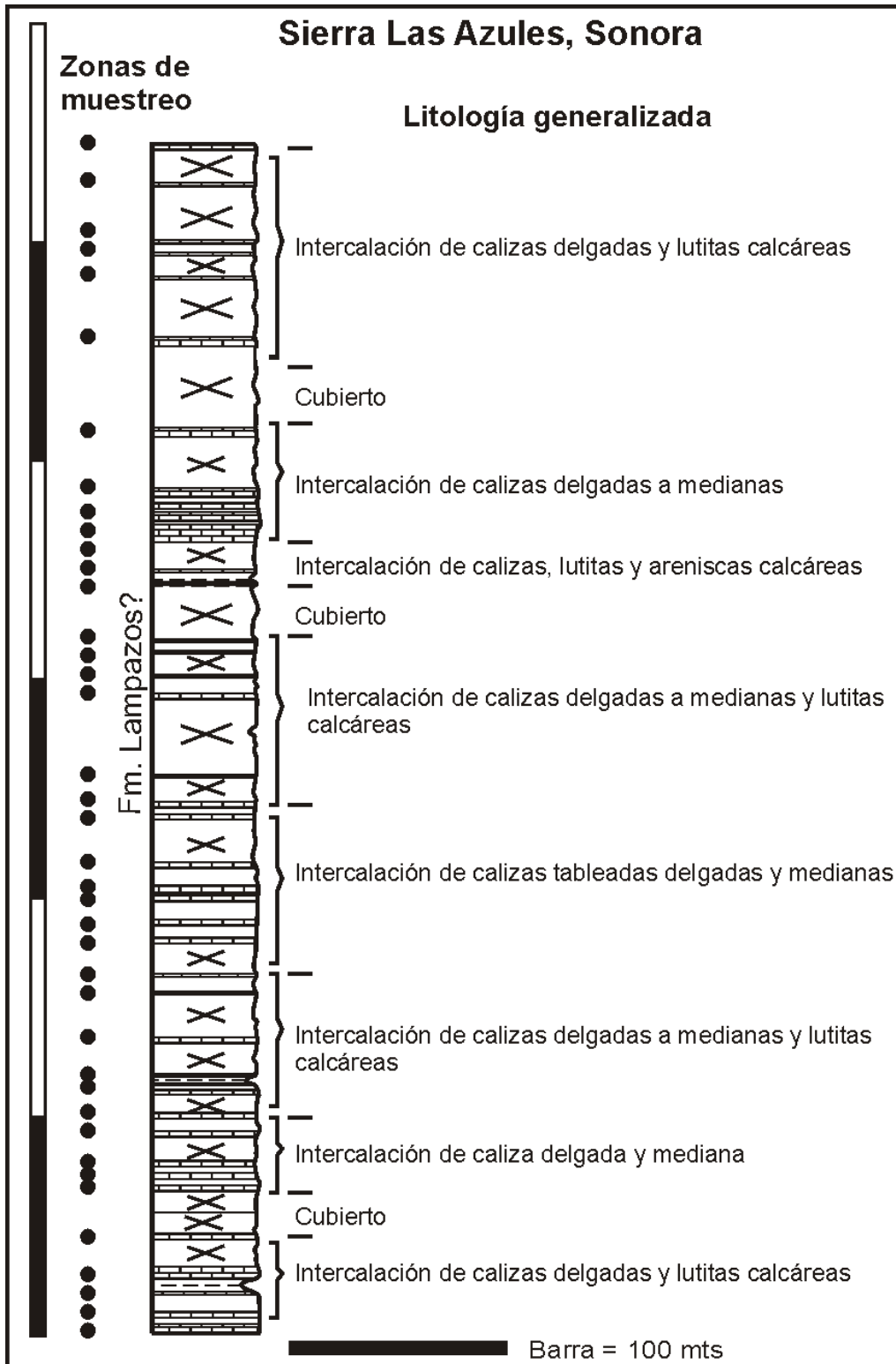


Figura 23. Columna litoestratigráfica de la Formación Lampazos expuestas en la Sierra Las Azules, los círculos indican el sitio de muestreo para lámina delgada y posterior análisis de microfacies.



Figura 24. Tipos de roca que sobresalen de la sección en Lampazos, Sierra las Azules. a) Estratos medianos a gruesos de caliza arenosa (Dunham, 1962), b) Estratos delgados de caliza arenosa, c) Estratos tableados delgados de caliza intercalada con lutita calcárea.

Microscópicamente, las calizas que componen la sección estudiada se clasifican, en su mayoría, de acuerdo a su textura como wackestone, por lo que se trata de una roca con textura original con componentes (alocuímicos) sostenidos dentro de una matriz de micrítica (Dunham, 1962; Adams y Mackenzie, 2001) (Fig. 25-a2), así mismo, la mayoría de las rocas se clasifican de acuerdo a su aspecto como una biomicrítica (Folk, 1962) (Fig. 25-b4), en raras ocasiones se identificó un mudstone (Fig. 25-a1), en una muestra se reconoció como packstone (Dunham, 1962) (Fig. 25-a3), en todas las muestras se observan vetas de calcita.

Contenido de lodos			Relación: bioclastos ↓ > 3/1 Bioclastos ↓ Biomicrita
Soporte de micrítica		Granos soportados	
< 10% de granos	> 10% de granos		
Mudstone	Wackestone	Packstone	
1	2	3	4
a			b

Figura 25. Clasificación de las calizas de la Sierra las Azules según su textura y aspecto.

a) Clasificación de Dunham (1962) y b) clasificación de Folk (1962):

1) Mudstone, 2) Wackestone, 3) Packstone, 4) Biomicrítica. La barra equivale a 200 μ m.

5.2 ANÁLISIS DE MICROFACIES

Los datos del análisis de microfacies fueron tabulados en archivos Excel (Tablas 1 y 2), y el registro fotográfico de ambas secciones se muestra en el Anexo 2 (Láminas 1-17). La caracterización de las microfacies se basa principalmente en los componentes aloquímicos, litología y textura estrato por estrato, además se utilizaron los resultados obtenidos por Cano-Corona (2001) para la Sierra Las Azules en Sonora.

Los componentes básicos de las calizas incluyen lodo calcáreo y granos esqueléticos. De acuerdo con las láminas delgadas estudiadas, se distingue una caliza soportada por lodo en la totalidad de las muestras, mientras que los granos esqueléticos más comunes son foraminíferos planctónicos, foraminíferos bentónicos, colomiélidos, radiolarios, crinoides, equinodermos, ostrácodos y restos de conchas.

Se determinaron 13 tipos de microfacies para la Sierra Banco de Lucero y 7 para la Sierra las Azules de acuerdo con la caracterización litológica de las láminas delgadas y el agrupamiento de los diferentes microfósiles identificados, principalmente del grupo de los foraminíferos planctónicos y colomiélidos dado su valor para determinar ambientes de depósito y establecer edades relativas.

5.2.1 Microfacies de la Sierra Banco de Lucero, Chihuahua

Microfacies 1 (MF1):

Esta microfacies presenta una textura wackestone (Dunham, 1962) y una biomicrita (Folk, 1962), es una caliza arenosa, presenta una fábrica matriz soportada, dado que los bioclastos están dispersos unos de otros (Flügel, 2004, fig.37), se observa una presencia moderada de microfósiles conformada principalmente por foraminíferos planctónicos y ostrácodos planctónicos, se observan considerablemente fragmentos de otros organismos, como minerales autigénicos presenta monocristales de cuarzo (Lámina 1, Fig. 4) y se identifican excavaciones producidas por anélidos (gusanos), de acuerdo con Taylor y Goldring (1993), estas galerías corresponden a una bioturbación grado 4 y son indicativas de un ambiente de cuenca profunda (ZF1) de acuerdo con Wilson (1975) esta microfacies puede representar una SMF3 de acuerdo con Flügel (2004) de acuerdo a la presencia de restos de organismos (Tabla 1) (Figuras 26a y 27a) (ANEXO 2, Lámina 1).

Microfacies 2 (MF2):

Esta conformada por un Wackestone (Dunham, 1962) y como una biomicrita (Folk, 1962) de grano fino, los bioclastos están soportados en una matriz de micrita uniforme, constituida principalmente por microfósiles planctónicos, se observan foraminíferos planctónicos espinosos como aloquímicos principales, raros foraminíferos bentónicos (lenticulina?) y colomiélidos, además de trazas de radiolarios recristalizados y espículas de esponja.

De acuerdo con Flügel (2004) indican una SMF1 y a su vez un ambiente de plataforma profunda ZF2 (Wilson, 1975) (Figuras 26a y 27a), se observa un aporte moderado de materia orgánica y fragmentos de microfósiles, también se observan líneas microestilolíticas (Lámina 2, Fig. 9). Esta microfacies está presente en la muestra L33+28 (Tabla 1) (ANEXO 2, Lámina 2).

Microfacies 3 (MF3):

Se constituye de un wackestone calcáreo (Dunham, 1962) y una biomicrita (Folk, 1962) de grano fino, compuesto principalmente por abundantes foraminíferos planctónicos, frecuentes ostrácodos, escasos colomiélidos, raros radiolarios y trazas de foraminíferos bentónicos. De acuerdo con Flügel (2004) esta asociación indica una SMF3 que está presente en un ambiente de cuenca pelágica (ZF1, Wilson, 1975) (Figuras 26a y 27a), se observa que la parte interior de la testa (concha) de los foraminíferos fue disuelta y en la mayoría de los casos rellena con un material muy fino de color rojizo, el cual podría indicar un ambiente primario con una baja sedimentación y un posterior transporte de los aloquímicos, se observan líneas microestilolíticas, algunas rellenas de material arcilloso (Lámina 3, fig. 5, 9 y 13). Se diferencia de la microfacies 2 (MF2) por la ligera presencia de fauna bentónica. Ésta microfacies está presente en la muestra L32+50 (Tabla 1) (ANEXO 2, Lámina 3).

Microfacies 4 (MF4):

Se trata de un wackestone (Dunham, 1962) y una biomicrita (1962) rica en materia orgánica en donde abundan únicamente foraminíferos planctónicos multicamerados, raros ostrácodos y trazas de crinoides planctónicos de tamaño variable, en esta microfacies es posible observar la dirección de la corriente (Lámina 4, figs. 1, 2, 6, 11, 14), de acuerdo con Flügel (2004) y dada la presencia principal de foraminíferos planctónicos representa una SMF3 y a su vez indica un ambiente de pie de talud (ZF3, Wilson, 1975) (Figuras 26a y 27a). La abundancia de material terrígeno arcilloso y lodo calcáreo, aunado a la escasez de estructuras formadas por tracción y la ocurrencia de faunas marino abierto como son los foraminíferos sugiere depositación de ambientes de baja energía, sobre una rampa de poca pendiente.

Ésta microfacies está presente en las muestras L32+48, L32+32, L29+23, L27+50 y L8+16 (Tabla 1) (ANEXO 2, Lámina 4).

Microfacies 5 (MF5):

Se identifica como un mudstone/wackestone (Dunham, 1962) y una biomicrita (Folk, 1962), está compuesta principalmente por abundantes foraminíferos planctónicos, frecuentes colomiélidos y ostrácodos, además de frecuentes y escasos crinoides planctónicos (incluyendo trazas de crinoides) y trazas de calciesferúlidos. Se observa un ligero aporte de material terrígeno, esta asociación indica una SMF12-Crinoides (Flügel, 2004) y un ambiente de plataforma profunda o ZF2 (Wilson, 1975) (Figuras 26a y 27a). Se reconocen microestilolitos y en algunas cavidades de foraminíferos y ostrácodos. Ésta microfacies está presente en las muestras L32+24, L31+31, L27+25? (tiene solo fragmentos de crinoides), L26+40, L25+23, L25+5, L23+17, L20+30, L15+50, L15+26 (Tabla 1) (ANEXO 2, Lámina 5 y 5b).

Microfacies 6 (MF6):

Solo se observa un mudstone (Dunham, 1962) y una micrita (Folk, 1962), no se aprecian microfósiles, solo se identifican pequeños cristales de cuarzo y microestilolitos. Las muestras han sido asignadas a un ambiente de baja deposición y energía y se les ha colocado un signo de interrogación (?) debido a la incertidumbre sobre el ambiente asignado. Ésta microfacies está presente en las muestras L30+34, L4+25 y L2+10 (Tabla 1) (ANEXO 2, Lámina 5b, fig. 15).

Microfacies 7 (MF7):

Se trata de un mudstone/wackestone (Dunham, 1962) y una biomicrita (Folk, 1962), compuesta por una asociación de abundantes foraminíferos planctónicos, escasos colomiélidos y raros foraminíferos bentónicos, además de trazas de crinoides planctónicos, se observan frecuentes líneas microestilolíticas de poca amplitud. Se presenta un ligero aporte de materia orgánica. De acuerdo con Flügel (2004) representa a una SMF-3 y un ambiente de cuenca pelágica ZF-1 según Wilson (1975) (Figuras 26a y 27a). Se diferencia de la microfacies 5 dado que en esta asociación se observan foraminíferos bentónicos. Ésta microfacies está presente en las muestras L26+21 y L6+23 (Tabla 1) (ANEXO 2, Lámina 6).

Microfacies 8 (MF8):

Esta microfacies está representada por un mudstone/wackestone (Dunham, 1962) y una biomicrita (Folk, 1962), se observa abundante materia orgánica, raros foraminíferos planctónicos y trazas de foraminíferos bentónicos y ostrácodos, puede representar un ambiente de pie de talud dada la concentración de material terrígeno, se observan estructuras geopetales que indican la polaridad de los estratos, así como una sedimentación primaria y su posterior traslado, se distingue en el sedimento más fino y de color pardo en las cámaras de foraminíferos y ostrácodos (Lámina 7, figs. 6, 8, 9, 10 y 12). De acuerdo con Flügel representa una SMF3 y una zona de facies 3 de pie de talud (Wilson, 1975) (Figuras 26a y 27a). Se diferencia de la microfacies 4 dado que aquí se reconocen foraminíferos bentónicos. Ésta microfacies está presente en las muestras L24+50, L22+32, L19+25, L18+39, L17+29 (Tabla 1) (ANEXO 2, Lámina 7).

Microfacies 9 (MF9):

Es un packstone (Dunham, 1962) y una pelmicrita? (Folk, 1962), compuesta principalmente por espículas de esponja, radiolarios, escasos foraminíferos planctónicos y raros foraminíferos bentónicos, además de trazas de calciesferas, de acuerdo con Flügel (2004) indica una SMF-5 que es indicativa de un ambiente con bioclastos alóctonos y representa un ambiente de talud (ZF4) (Wilson, 1975) (Figuras 26a y 27a), se infiere una energía media a fuerte del ambiente de depósito dada por cantidad de restos de organismos que se observan, además de presentar trazas de fauna somera. Ésta microfacies está presente en la muestra L20+50 (Tabla 1) (ANEXO 2, Lámina 8, figs. 1-4).

Microfacies 10 (MF10):

Se trata de un mudstone (Dunham 1962) y una biomicrita (Folk, 1962) uniforme, solo representado por escasos foraminíferos planctónicos, raros ostrácodos, radiolarios recristalizados, y espinas de equinodermo, como granos no esqueléticos se observan trazas de cristales de cuarzo y microestilolitos. La abundancia de terrígenos finos sugiere una depositación probablemente a

profundidades mayores a los 100 metros en una plataforma abierta. De acuerdo con Flügel (2004) puede indicar una SMF3 y un ambiente de cuenca profunda ZF1 (Wilson, 1975) (Figuras 26a y 27a), la presencia de foraminíferos planctónicos, ostrácodos y radiolarios calcificados es indicativo de un ambiente pelágico SMF3 (Flügel, 2004, lám. 66). Ésta microfacies está presente en las muestras L14+50, L12+35 y L7+32 (Tabla 1) (ANEXO 2, Lámina 8, figs. 5-14).

Microfacies 11 (MF11):

Esta microfacies está representada por un packestone (Dunham, 1962) y una pelmicrita (Folk, 1962), está compuesta por abundantes peloides, espículas de esponja (triaxomas) y por escasos foraminíferos bentónicos, además se observan cristales de cuarzo., la presencia de material terrígeno, así como de cristales angulosos y subangulosos de tamaño fino y a la ausencia de estructuras primarias producidas por tracción indican depositación en áreas restringidas o semi-restringidas como en un ambiente lagunar de rampa interna, y probablemente sean indicativos de eventos de tormenta que erosionaban depósitos siliciclásticos cercanos. Esta facies de acuerdo con Flügel (2004) indica una SMF-16 y a su vez representa un ambiente lagunar ZF-8 (Wilson, 1975) (Figuras 26a y 27a). Ésta microfacies está presente en la muestra L9+11 (Tabla 1) (ANEXO 2, Lámina 9, figs. 1-4).

Microfacies 12 (MF12):

Está constituida por un mudstone/wackestone (Dunham, 1962), es una biomicrita (Folk, 1962) con raros foraminíferos planctónicos y trazas de foraminíferos bentónicos, ostrácodos y radiolarios, se observan también fragmentos de otros microorganismos no identificables, como principal característica presenta bioturbación representada por galerías de gusanos (anélidos) (Lámina 9, fig. 5), esta microfacies puede representar una SMF3 de acuerdo con Flügel (2004). Las excavaciones producidas por anélidos corresponden a una bioturbación grado 4 de acuerdo con Taylor y Goldring (1993), este tipo de bioturbación contribuye a la disminución de granos esqueléticos y es

indicativo de un ambiente de cuenca profunda (ZF1) de acuerdo con Wilson (1975) (Figuras 26a y 27a). Se diferencia de la microfacies 1 en que aquí no se observan fragmentos de otros organismos, y su abundancia en cuanto a cantidad de estos, es baja. Ésta microfacies está presente en la muestra L5+50 (Tabla 1) (ANEXO 2, Lámina 9, figs. 5-8).

Microfacies 13 (MF13):

Esta facies está representada por un mudstone (Dunham, 1962) y es una biomicrita (Folk, 1962) que contiene frecuentes moluscos como bivalvos, ostréas y escasos percebes, como microfósiles se encuentra representada por escasos foraminíferos bentónicos (miliólidos) y trazas de ostrácodos, se observan también cristales de cuarzo bajo la luz polarizada, microestilolitos y la cavidad interparticular de las conchas está rellena de calcita granular (Lámina 10, fig. 10). De acuerdo con Flügel (2004) representa una SMF12 que es una caliza con concentración de conchas, por encontrarse percebes puede tratarse de un ambiente lagunar marino abierto (ZF7) (Wilson, 1975) (Figuras 26a y 27a). Los percebes (Lámina 10, figs. 2 y 7) son indicativos de aguas poco profundas con alta energía hidrodinámica, anteriores a la barrera (Ghosh y Suman, 2013). Ésta microfacies está presente en las muestras L4+50, L3+27, L1+41, L1+0 (Tabla 1) (ANEXO 2, Lámina 10).

Tabla 1¹⁰. Abundancia de aloquímicos en las muestras de la sección de la Sierra Banco de Lucero, Chihuahua, se muestran las microfacies. X=Presencia, T=Traza, R=Raro, S=Escaso, F=Frecuente, A=Abundante. Las letras verticales del lado izquierdo de a tabla indican: T=Textura, A=Aloquímicos, D=Diagenéticos, II=no se reconocen aloquímicos (Figuras 26a y 27a) (ANEXO 2).

MICROFACIES	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M4	M5	M5	M7	M5	M8	M5	M8	M9	M5	M8	M1	M5	M10	M11	M4	M10	M7	M12	M13	M6	M13	M6	M13									
MUESTRA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
MUDSTONE				X		X?	X				X	X	X	X?	X						X				X			X?	X			X?	X?	X?					
T WACKSTONE	X	X	X		X	X			X	X	X		X			X		X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
PACKSTONE																X									X														
INTRACLASTOS							II																													II	II		
OOIDES	S?						II												F?																II	II			
PELOIDES							II																A												II	II			
CALCIESFERA	R				R	II									R	R			R	R	R			R										II	T	II			
COLOMIÉLIDOS	F	F			A	II				S	R	R		R		S				R	R			R	R									II	II				
RADIOLARIOS	S				F	II				R				R					S		R														II	II			
ANÉLIDOS							II																					S/F?							II	II			
BRIZOARIOS							II																													II	II		
EQUINO							II														R		R		S										II	II	T		
DERMO							II																																
CRINOID				F	R	A	F	II	R	T	T	S	S	R	T		S	R?	R					R				R							II	II			
ESPONJAS							II										A						A													II	II		
A F.R.PLÁNCTO.	F	F	A	A	S	A	II	S	R	T	A	A	S	S	R	F	R	F	S	F	S	A	S	S	S	S	R	R	F	R				II	II				
R.BENTÓN.	R		S				II	R				S	R			R	R											S	R	R				II	S	II	S		
MILIÓLIDOS							II								F									S											II	R	II		
ORBITOLINI							II																													II	II		
TEXTULÁR.							II																													II	II		
OSTRÁCODOS	S	R	S	T	S	S	II			T	T	T	R		T	T	R		R	R		R	F	T	R	S	S	R		S	T	R	II		II	R			
MOLUSCOS							II																													F	II	S	
BIVALVOS							II																												F	II	F		
GASTERÓPO.							II																													II	II		
CEFALÓPODOS							II																													II	II		
ALGAS							II																													II	II		
RECRISTALI.				S			II																													II	II		
D ESTILOLITOS		F	F	F	S	F	F	II	R	S		F	A	S	S		F	S	S		S	F	S	S		R	S			S	F	R		II		II	R		
MIN.AUTIGÉNI.	S		T				II										R				R														II	A			

¹⁰ El número de las muestras fue cambiado por números naturales consecutivos en esta tabla. Lám. 34+16 = Muestra 1; Lám. 33+28 = Muestra 2; Lám. 32+50 = Muestra 3; Lám. 32+48 = 4; Lám. 32+32 = 5; Lám. 32+24 = 6; Lám. 31+31 = 7; Lám. 30+34 = 8; Lám. 29+23 = 9; Lám. 27+50 = 10; Lám. 27+25 = 11; Lám. 26+40 = 12; Lám. 26+21 = 13; Lám. 25+23 = 14; Lám. 25+5 = 15; Lám.24+50 = 16; Lám. 23+17 = 17; Lám. L22+32 = 18; Lám.20+50 = 19; Lám. 20+30 = 20; Lám. 19+25 = 21; Lám. 18+39 = 22; Lám. 17+29 = 23; Lám. 16+30 = 24; Lám. 15+50 = 25; Lám. 15+26 = 26; Lám. 14+50= 27; Lám. 12+35 = 28; Lám. 9+11 = 29; Lám. 8+16 = 30; L7+32 = 31; Lám. 6+23 = 32; Lám. 5+50 = 33; Lám. 4+50 = 34; Lám. 4+25 = 35; Lám. 3+27 = 36; Lám. 2+10 = 37; Lám. 1+41 = 38; Lám. 1+0 = 39.

5.2.2 Microfacies de la Sierra las Azules, Sonora

Microfacies 1 (MF1):

Está representada por un mudstone/wackestone (Dunham, 1962) y una biomicrita (Folk, 1962), se observan escasos foraminíferos planctónicos, raros radiolarios y ostrácodos, además de estilolitos y microestilolitos rellenos de calcita, algunas cámaras de los foraminíferos y conchas de ostrácodos se encuentran rellenas con calcita granular (Lámina 11, figs. 1, 3 y 4), se observan estructuras geopetales que indican la polaridad de los sedimentos y granos esqueléticos (Lám. 10., figs. 3 y 4). De acuerdo con Flügel (2004) es una SMF3 y representa un ambiente de pie de talud (ZF3) por observarse fragmentos de conchas de moluscos (Wilson, 1975) (Figuras 26b y 27b). Esta microfacies está presente en las muestras CP16, CP30, CP32, CP33, CP40 (Tabla 2) (ANEXO 2, Lámina 11).

Microfacies 2 (MF2):

Esta microfacies se trata de un wackestone (Dunham, 1962) y una biomicrita (Folk, 1962) con frecuentes foraminíferos planctónicos, raros colomiélidos y escasos radiolarios recristalizados, trazas de ostrácodos planctónicos (microcalamoides), calciesferas, y algo de materia orgánica (se reconoce un poco de la dirección de la corriente). En algunas cámaras de foraminíferos y conchas de ostrácodos se observa un relleno con calcita granular (Lámina 12, figs. 10 y 11). Se diferencia de la microfacies-1 (MF1) dada la presencia de colomiélidos. De acuerdo con Flügel (2004), se trata de una SMF3 debido a la presencia de colomiélidos y frecuentes foraminíferos planctónicos y a su vez se interpreta como una zona de facies-1 (ZF1) de Wilson (1975) (Figuras 26b y 27b), la determinación de un ambiente de cuenca profunda puede corroborarse por la ocurrencia de granos esqueléticos autóctonos como son los calpionélidos y los foraminíferos que presentan una testa bien preservada, indicando una baja energía del medio y un depósito de materia orgánica bituminosa, determinando así la presencia de un ambiente de cuenca profunda pelágica. Esta microfacies está presente en las muestras CP2, CP3, CP6, CP7, CP12, CP13, CP35 (Tabla 2) (ANEXO 2, Lámina 12).

Microfacies 3 (MF3):

Se trata de un wackestone (Dunham, 1962) y una biomicrita (Folk, 1962) con frecuentes foraminíferos planctónicos, frecuentes colomiélidos, trazas de radiolarios y ostrácodos planctónicos (microcalamoides), además de raros foraminíferos bentónicos y calciesferas. Se observan de igual forma frecuentes microestilolitos de calcita y materia orgánica de grano fino, se diferencia de la microfacies 1 y 2 por la presencia de foraminíferos bentónicos. Se observan granos esqueléticos alóctonos como ostrácodos y foraminíferos planctónicos rellenos de calcita granular (Lámina 13b, figs. 2 y 3). De acuerdo con Flügel (2004) indica una microfacies estándar SMF3 y su vez una zona de facies 3 de pie de talud (Wilson, 1975) (Figuras 26b y 27b). Esta microfacies está presente en las muestras CP1, CP5, CP9, CP10, CP11, CP14, CP15, CP25, CP27, CP31, CP34, CP36, CP37, CP38, CP39 (Tabla 2) (ANEXO 2, Lámina 13).

Microfacies 4 (MF4):

Esta microfacies representa un wackestone (Dunham, 1962) y una biomicrita (Folk, 1962) conformada por frecuentes foraminíferos planctónicos, escasos colomiélidos, raros ostrácodos incluyendo trazas de ostrácodos pelágicos y además trazas y restos de espinas de crinoides. Se observa un considerable aporte de material arcilloso y de restos de organismos que pudieron ser arrastrados por corrientes de zonas más someras. De acuerdo con Flügel (2004), esta asociación indica una SMF12-Crinoides que a su vez indica una ZF2 de plataforma profunda (Wilson, 1975) (Figuras 26b y 27b). Microfacies presente en las muestras CP4, CP18, CP20, CP26, CP29 (Tabla 2) (ANEXO 2, Lámina 14).

Microfacies 5 (MF5):

Está representada por un wackestone (Dunham) y una biomicrita (Folk 1962), está conformada por foraminíferos planctónicos, raros colomiélidos, raros ostrácodos, radiolarios, trazas de foraminíferos bentónicos, trazas de amonites y de calciesferas, de acuerdo con Flügel (2004) representan una SMF3 y a su vez una ZF1 de cuenca profunda (Wilson, 1975) (Figuras 26b y 27b), se observan

materia orgánica y la dirección de la corriente, galerías de gusanos (los cuales indican una importante bioturbación), puede tratarse de un ambiente profundo con un ligero arrastre de aloquímicos. Se observa dentro de las cavidades de algunos organismos, relleno de calcita granular, además de una estructura geopetal (Lámina 15, fig. 9), la asociación de amonites y de foraminíferos planctónicos es indicativo de un ambiente pelágico SMF3 (Flügel, 2004, lám. 66). Microfacies presente en las muestras CP8, CP17, CP19 (Tabla 2) (ANEXO 2, Lámina 15).

Microfacies 6 (MF6):

Representada por wackestone y biomicrita, integrada principalmente por foraminíferos planctónicos, raros foraminíferos bentónicos, ostrácodos planctónicos y ostrácodos normales, trazas de colomiélidos y trazas de gasterópodos, muy pocos radiolarios, se observa mucha materia orgánica y fragmentos de organismos, vetillas de calcita, algunas galerías de anélidos (gusanos), esta asociación indica un ambiente turbidítico y de arrastre debido a la presencia de foraminíferos rotos y extraclastos. Se diferencia de la microfacies 5 en que aquí se observa una mayor cantidad de material terrígeno de grano fino, extraclastos y restos de organismos que pudieron ser acarreados por corrientes desde partes más someras de la plataforma. De acuerdo con Flügel (2004), representa una SMF3, que indica a su vez un ambiente de cuenca profunda pudiéndose tratar de un ambiente de turbidez (ZF1) (Wilson, 1975) (Figuras 26b y 27b). Microfacies presente en las muestras CP21, CP22, CP23, CP24 (Tabla 2) (ANEXO 2, Lámina 16).

Microfacies 7 (MF7):

Microfacies representada por wackestone (Dunham, 1962) y una biomicrita (Folk, 1962), compuesta por trazas de foraminíferos planctónicos, y fragmentos de conchas, trazas de gasterópodos y presencia de arenas finas granulares y gran cantidad de materia orgánica. De acuerdo con Flügel (2004), representa una SMF-12, que indica a su vez un ambiente de talud (ZF4) (Wilson, 1975) (Figuras 26b y 27b). Microfacies presente en la muestra CP28 (Tabla 2) (ANEXO 2, Lámina 17).

Tabla 2¹¹. Abundancia de aloquímicos en las muestras de la sección de la Sierra Las Azules, Sonora, se muestran las microfacies. X=Presencia, T=Traza, R=Raro, S=Escaso, F=Frecuente, A=Abundante. Las letras verticales del lado izquierdo de la tabla indican T=Textura, A=Aloquímicos, D=Diagenéticos (Figuras 26b y 27b) (Ver ANEXO 2).

MICROFACIES	M3	M2	M4	M3	M2	M5	M3	M2	M3	M1	M5	M4	M5	M4	M6	M3	M4	M3	M7	M4	M1	M3	M1	M3	M2	M3	M1																
MUESTRA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40			
MUDSTONE						X				X	X		X	X																													
T WACKSTONE	X	X	X	X	X	X		X	X	X		X	X		X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X		
PACKSTONE																												X?															
INTRACLASTOS																																											
OOIDES																S?	S?																										
PELOIDES																																											
CALCIESFERA						R		R							R	R	R		T																			T?	R	T?	T		
COLOMIÉLIDOS			T?	S	S	R	S	R	S	R		R	R		R			S	S	S	R						F	S		R					R	S	S	S	R	S	R	R	
RADIOLARIOS	S			R	S	S		R	S				R		S	S	R		F	F	F	F	S	F	F		F	F	S	S	S	S	S	S	S	F	S	R	F	F			
ANÉLIDOS																																											
BRIOZOARIOS																																											
EQUI						R																																					
NODE						R																																					
A CRINOID						R																																					
ESPONJAS																																											
F R. PLÁNC. TO	S	F	S	F	S	F	S	F	F	S	F	F	F	F	S	S	R	F	F	S	S	S	R	S	S	F	F	R	F	S	S	R	S	S	F	F	F	F	S	S	S		
R. BENTÓN. A	S	S			R			R	R	R	R			R							R	R	R	R	S		R		R					S	R	R	R	R	R				
MILIÓLIDOS M																																											
ORBITOLINI N																																											
TEXTULÁR.																																											
OSTRÁCODOS	S	S	S	R	R	S	F	S	F	R	R	F	S	S		S	R	S	R	R	F	S		F	S	T	S	S	F	S	S	F	F	A	F	S	A	A					
MOLUSCOS																																											
BIVALVOS																																											
GASTERÓPO.																S																											
CEFALÓPODOS							R																																				
ALGAS																																											
RECRISTALI.																																											
D ESTILOLITOS	F	S		S	F	S	S	F	F	S	S	S	S	S	S	S	R	S	F	S	F	F	F	F	F	S	F		S	F	F	F	F	S	S	F	S	F	F	F	F		
MIN. AUTIGÉNI.																																											

¹¹ El número de las muestras en la tabla, es igual al número de las láminas delgadas, p. ej: Cp1 = Muestra 1; Cp2 = Muestra 2; Cp 3 = Muestra 3... Cp40 = Muestra 40.

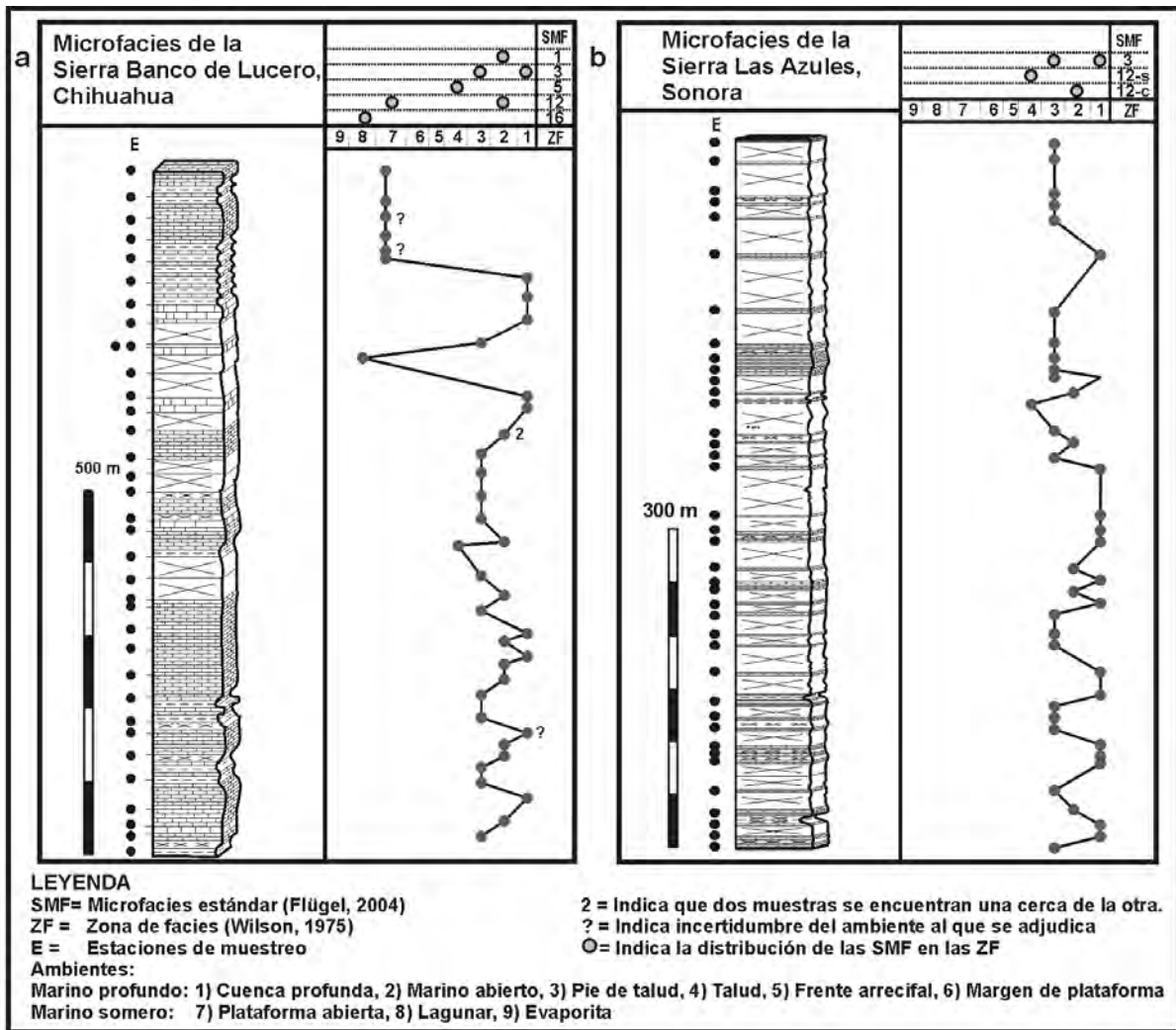
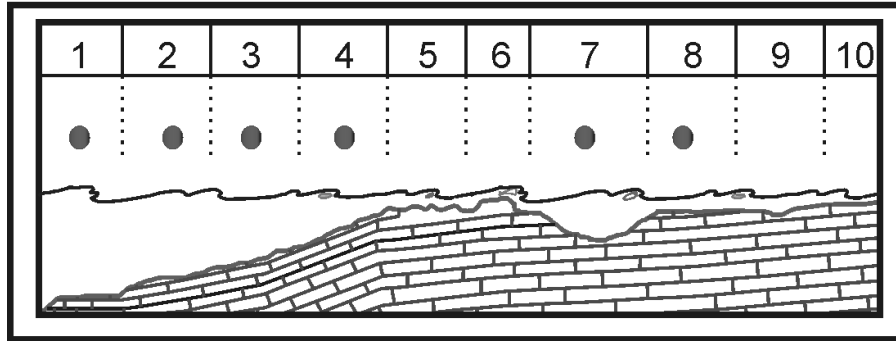


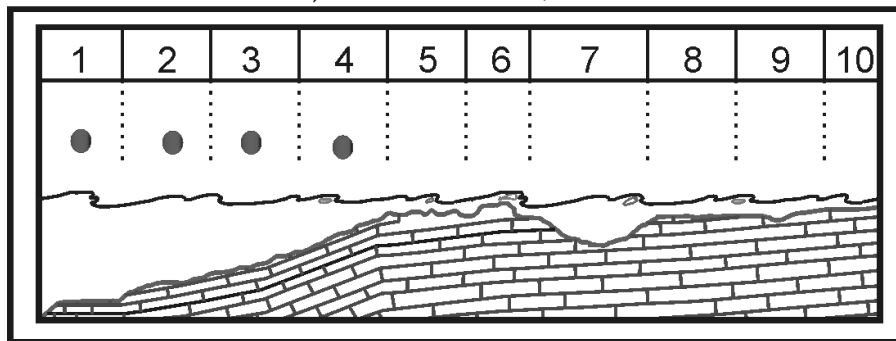
Figura 26. Evolución de sistemas deposicionales de las zonas de estudio de acuerdo al análisis de microfacies. a) Sierra Banco de Lucero, Chihuahua y b) Sierra Las Azules, Sonora.

Ambientes identificados en las localidades de estudio

A) Sierra Banco de Lucero, Chihuahua



B) Sierra Las Azules, Sonora



LEYENDA

- 1) Cuenca; 2) Plataforma externa; 3) Margen de plataforma;
 4) Ante-arrecife; 5) Arrecife; 6) Bancos de arena; 7) Laguna costera;
 8) Plataforma restringida; 9) Plataforma evaporítica; 10) Continente
 (Modificado de Wilson, 1975)

Figura 27. Ambientes que indican las microfacies identificadas en ambas secciones, de acuerdo con Wilson (1975).

5.3 TAXONOMÍA PALEONTOLÓGICA

En ambas localidades en Chihuahua y Sonora se reconoció abundante fauna microfósil, sin embargo dada la importancia de ciertos grupos, no se identificó taxonómicamente a toda la microfauna observada. A lo largo de las secciones se reconocieron principalmente foraminíferos planctónicos, foraminíferos bentónicos y colomiélidos, sin embargo también se identificaron ostrácodos, radiolarios y fragmentos de crinoides, moluscos, cnidarios (esponjas), equinodermos (erizos de mar), así como de huellas dejadas por organismos durante su vida (icnofósiles)., todos estos elementos en su conjunto o por separado evidencian condiciones específicas del ambiente que habitaron y por consecuencia del ambiente sedimentario (Figura 28).

En la Sierra Banco de Lucero y en la Sierra Las Azules, en Lampazos, se identificó taxonómicamente a nivel de especie al grupo de los foraminíferos planctónicos y colomiélidos, ambas secciones están compuestas por una asociación representada por foraminíferos de las familias Globigerinelloididae, Hedbergellidae, Favusellidae, Ticinellidae y por colomiélidos de la familia Codonellosidae, además de otros microorganismos presentes en las secciones pero que no fueron identificados taxonómicamente, como restos de algas calcáreas, fragmentos de moluscos, ostrácodos y en algunos casos por crinoides planctónicos., las especies identificadas y presentes en ambas secciones son: *Globigerinelloides ferreolensis*, *Biticinella breggiensis*, *Hedbergella delrioensis*, *H. gorbachikae*, *H. trocoidea*, *Favusella washitensis*, *F. scitula*, *Paraticinella eubejaouaensis*¹², *T. primula*, *Colomiella mexicana*, *C. recta*, el crinoide planctónico *Saccocoma* sp., y los ostrácodos planctónicos de la especie *Microcalamoides diversus*.

¹² *Ticinella bejaouaensis* fue renombrada como *T. eubejaouaensis* por Randrianasolo y Aglada (1998); posteriormente se cambió el género *Ticinella* a *Paraticinella*, quedando actualmente como *Paraticinella eubejaouaensis* (Premoli Silva *et al.*, 2009).

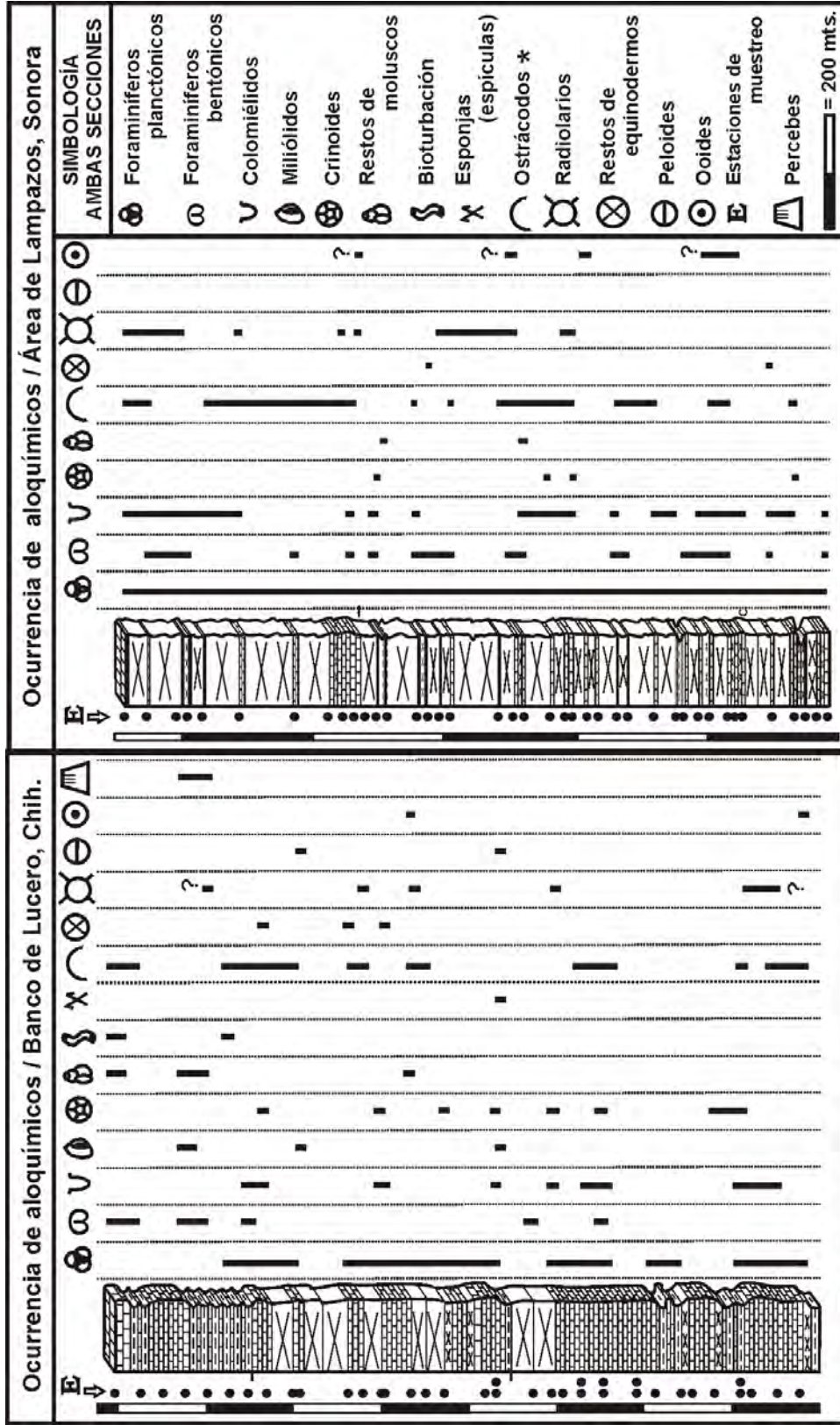


Figura 28. Ocurrencia de aloquímicos reconocidos en ambas secciones, nótese que la presencia de foraminíferos planctónicos y bentónicos en el área de Lampazos es mayor que en Banco de Lucero, así mismo en Chihuahua se reconocieron organismos de aguas más someras como bivalvos, gasterópodos y percebes.

El signo * indica que en las secciones no solo se incluye a ostrácodos, sino también a ostrácodos planctónicos como *Microcalamoides*. El signo ? indica duda en la presencia de organismos.

5.3.1 Foraminíferos planctónicos

Familia Globigerinelloididae

Género: *Globigerinelloides* Cushman y Ten Dam 1948

***G. ferreolensis* Moullade 1961**

Lámina 3, figs. 9-12

Descripción: Presenta concha planispiral semievoluta, lateralmente comprimida, contorno periférico elíptico, con 7 a 9 cámaras en la última vuelta, ovoides a esféricas, éstas aumentan gradualmente de tamaño a medida que se va formando, ombligo ancho, suturas profundas, ligeramente curvas, superficie hispida, lisa o finamente hispida, se observan restos de labios aperturales.

En sección transversal se observa una concha de contorno ovalado o elíptico, con 7 a 9 cámaras en la última vuelta con forma esférica a ovoide que aumenta gradualmente de tamaño a medida que se van formando, ombligo ancho, suturas profundas, ligeramente curvas, la última vuelta es más ancha y colocada en el extremo superior de la concha.

En sección axial se caracteriza por presentar de 4 a 5 cámaras colocadas en un solo plano, las cámaras de la última vuelta son más grandes que las primeras, presenta un diámetro máximo de 285 a 390 μm . Se tienen registros de esta especie en Coahuila, Durango, Nuevo León, Puebla, Tamaulipas, Veracruz.

Distribución estratigráfica: Aptiano superior (Ver apartado de bioestratigrafía).

Familia Hedbergellidae

Género: *Hedbergella* Brönnimann y Brown 1958

***H. delrioensis* (Carsey) 1926**

Lám. 1, figs. 3, 8 y 10; Lám. 5b, fig. 3;

Lám. 12, fig. 2; Lám. 14, fig. 2; Lám. 15, fig. 2.

Descripción: Presenta una pared calcárea de apariencia vítrea, superficie muy ornamentada, con gran cantidad de proyecciones, generalmente en forma de espina. Concha con una trocoespiral baja formada por dos vueltas, la primera está al mismo nivel que la segunda o ligeramente más hundida, contorno lobulado. Las

cámaras son esféricas, generalmente 6 en la última vuelta, estas aumentan gradualmente de tamaño a medida que se van formando. Las cámaras de la primera vuelta presentan ornamentación más marcada que las de la segunda vuelta, las últimas cámaras son frecuentemente lisas. El ombligo es estrecho y profundo. Se observan suturas radiales que van de rectas a ligeramente curvas. La abertura se halla en un arco interiomarginal y extraumbilical con un portico vítreo y microgranulado.

En sección delgada se observa una pared constituida por dos capas de calcita separadas por una línea oscura, la capa interna con elementos calcíticos dispuestos radialmente al igual que la capa externa, que además presenta proyecciones en forma de pico; el número de proyecciones en las cámaras de la última vuelta va de 15 a 20. En sección axial se observan de 4 a 5 cámaras, dos de la última vuelta, dos de la penúltima y en ocasiones una de la primera vuelta, presenta un diámetro máximo de 260 a 600 μm , se diferencia de *Globigerina* por no tener apertura umbilical, de *Praeglobotruncana* por la ausencia de quilla o márgenes con poro. Es similar a *Globigerina infracretacea* pero *H. delrioensis* es del doble de tamaño, se tienen registro de esta especie en Chihuahua.

Distribución estratigráfica: Aptiano Superior-Campaniano, es más abundante en el Aptiano-Cenomaniano y escaso del Turoniano al Campaniano (Ver apartado de bioestratigrafía).

***Hedbergella gorbachikae* Longoria 1974**

Lám. 3, fig. 5; Lám. 11, fig. 9

Descripción: Presenta concha planoconvexa, con el lado espiral plano y el umbilical convexo, tiene margen periférico subcircular, lobulado con cinco cámaras globulares a ovoides en la última vuelta, la última cámara sobresale hacia el área umbilical, tiene suturas radiales curvas, abertura primaria que va de extraumbilical a umbilical, ombligo completo a parcialmente cubierto por la última cámara.

En sección delgada se observa la pared con la estructura característica de *Hedbergella* con proyecciones en forma de espina, en sección axial se caracteriza por presentar una forma plano-convexa, de casi tres vueltas, con el lado espiral plano y el umbilical convexo, se observan dos cámaras en la última vuelta, dos de

la penúltima y otra cámara pequeña. En sección transversal se observan de 4 a 5 cámaras que aumentan de tamaño a medida que se van formando, las primeras cámaras son globulares, las últimas son ovoides, presenta un diámetro máximo de 200 a 300 μm , se distingue de *H. delrioensis* y de *H. trocoidea* por tener una concha plano convexa y por ser más pequeña que ambas especies.

Distribución estratigráfica: Aptiano superior-Albiano inferior (Ver apartado de bioestratigrafía).

***H. trocoidea* (Gandolfi) 1942**

Lám. 2. Fig. 7; Lám. 5, fig. 5; Lám. 6 fig. 3;

Lám. 7, fig. 11; Lám. 12, figs. 9 y 15; Lám. 15, fig. 4.

Descripción: Presenta una concha grande, con una trocoespiral que varía de mediana a alta, formada por dos y media vueltas, periferia lobulada y redondeada, cámaras globulares o ligeramente ovoides, van de 7 a 9 en la última vuelta, las cámaras aumentan de tamaño a medida que se van formando, suturas radiales, rectas y profundas en ambos lados de la concha, abertura primaria en un arco extraumbilical a umbilical, pared calcárea sumamente espinosa, aunque las últimas cámaras son lisas.

En sección delgada se observa la pared característica del género y un gran número de proyecciones en forma de espina. En sección axial presenta seis cámaras arregladas en una espiral que puede variar de alta a mediana, formada por dos y media vueltas, presenta un diámetro máximo que va de 250 a 450 μm , se diferencia de *H. planispira* por su tamaño, esta es del doble, por su pared más ornamentada y por tener una trocoespiral más alta. De *H. delrioensis* por que tiene un mayor número de cámaras en la última vuelta y una espiral más alta.

Distribución estratigráfica: Aptiano superior-Cenomaniano (Ver apartado de bioestratigrafía).

Familia Favusellidae

Género *Favusella* Michael 1972

Favusella washitensis Michael 1972

Lám. 2. Fig. 6; Lám. 3, fig. 8; Lám. 4, figs. 8 y 12; Lám. 5, figs. 12 y 13a;

Lám. 6, fig. 4; Lám. 7. Figs. 5 y 9; Lám. 8, figs. 5 y 6; Lám. 13, fig. 6.

Descripción: Presenta una concha biconvexa con la ornamentación típica del género, el patrón reticular con áreas poligonales, un enrollamiento trocoesprial de mediano a alto, formado de 2 a 3 vueltas con 4 cámaras, puede haber 6 en la última vuelta, presenta forma esférica o ligeramente ovoide, aumenta de tamaño a medida que se forman, la última cámara sobresale hacia el área umbilical, presenta un ombligo ancho, suturas radiales que en las primeras vueltas no son visibles debido a la ornamentación. La abertura primaria interiomarginal, así como la parte umbilical no es visible porque queda cubierta por la última cámara, presenta un diámetro de 200 a 500 μm , no presenta quilla o banda periférica.

En sección delgada se observa la pared constituida por una sola capa, con proyecciones romas que llegan hasta la base de la pared, las últimas cámaras pueden ser lisas, las cámaras que son globulares en la última vuelta, aumentan de tamaño conforme van creciendo. Difiere de *Hedbergella* por la ornamentación, la posición de la abertura solo ligeramente extraumbilical y por no presentar portico desarrollado, esta especie se tiene registrada para Chihuahua.

Distribución estratigráfica: Albiano-Cenomaniano inferior (Ver apartado de bioestratigrafía).

Favusella scitula (Michael) 1972

Lám. 2, fig. 5; Lám. 3, figs. 6, 7 y 11; Lám. 4, figs. 2, 3, 6, 7; Lám. 5, fig. 11; Lám. 5b, figs. 2, 9; Lám. 11, figs. 1, 10; Lám. 12, fig. 1; Lám. 13, fig. 9; Lám. 13b, fig. 3;

Lám. 16, fig. 1.

Descripción: Presenta una concha grande, con trocoesprial alta formada por tres vueltas, las cámaras aumentan gradualmente de tamaño, generalmente con 5 cámaras en la última vuelta, la última cámara es alargada, cubre parcialmente el área umbilical, la cual es ancha y profunda, se observan suturas radiales

marcadas y profundas, abertura primaria interiomarginal, extraumbilical, tiene una ornamentación poligonal en forma de panal, en pentágonos, rara vez hexágonos, presenta un diámetro que va de 350 a 400 μm , esta especie se diferencia de otras especies del género *Favusella* por tener la concha espiro-convexa, una marcada elevación en las primeras vueltas y una ornamentación en forma de pentágonos, esta especie ha sido identificada en el estado de Chihuahua.

Distribución estratigráfica: Albiano superior? (Ver apartado de bioestratigrafía).

Familia Ticinellidae

Género: Ticinella Reichel, 1950

***Ticinella Primula* Luterbacher 1963**

Lám. 7, fig. 10

Descripción: La especie se caracteriza por que presenta una trocoespira baja, constituida por tres vueltas, la última formada de 7 a 8 cámaras que aumentan de tamaño a medida que se van formando, tiene una concha desenrollada, margen periférico elíptico, las primeras cámaras de la última vuelta son esféricas a ovoideas, las últimas cámaras son subtrapezoidales en ambos lados de la espiral, la primer abertura se ubica en posición umbilical a extraumbilical bordeada por un "portice" que se extiende dentro del ombligo, se observan aberturas infralaminares entre el "portice", presenta un tamaño de 258 a 380 μm ., *T. primula* se diferencia de *T. roberti* y *T. breggiensis* por la apariencia desenrollada. Ésta especie presenta 7 cámaras en la última vuelta con un incremento gradual en el tamaño y se observa un desarrollo abierto. Ésta especie se ha identificado en Nuevo León.

Distribución estratigráfica: Albiano inferior-Cenomaniano superior (Ver apartado de bioestratigrafía).

Genus *Biticinella* Sigal, 1956

***Biticinella breggiensis* (Gandolfi, 1942)**

Lám. 1, fig. 11; Lám. 3, figs. 13 y 14; Lám. 5, fig. 2; Lám. 5b, fig. 10;
Lám. 8, fig. 10; Lám. 11, fig. 11; Lám. 13, fig. 11; Lám. 13b, fig. 6; Lám. 16, fig. 4.

Descripción: Presenta una trocoespiral baja, generalmente poco lobada, presenta numerosas cámaras (de 7 a 11) en la última espiral, tiene una concha globular, suturas rectas y deprimidas en ambos lados, la pared está finamente perforada; la superficie de la pared es rugosa a lisa, la espiral interna cubre la primeras cámaras, la superficie de la última espiral presenta perforaciones que se van atenuando en la última cámara, el área umbilical es de tamaño moderado a largo y puede estar cubierta por ondulaciones en la última y penúltima cámara, puede presentar accesorios umbilicales en las últimas cámaras. Presenta un tamaño que va de los 0.24 mm por 0.44 mm. El género *Paraticinella* se diferencia de *Biticinella* en que tiene la pared de la superficie cubierta de pequeños poros, por la forma irregular de las crestas en las primeras cámaras y por presentar perforaciones paralelas a la dirección de enrollamiento en la primera espiral y la línea ecuatorial. En *Biticinella* las rugosidades de la pared de la superficie forman largas pústulas y perforaciones, presenta un portico desarrollado.

Distribución estratigráfica: Aptiano superior a Albiano (Ver apartado de bioestratigrafía).

***Paraticinella eubejaouaensis* (Randrianasolo y Anglada, 1998)**

Lám. 4, fig. 14; Lám. 5, figs. 10 y 13b; Lám. 5b, figs. 4 y 8;
Lám. 12, figs. 5 y 13; Lám. 13, figs. 2, 5 y 15.

Descripción: Presenta una testa baja, casi trocoespiral y globosa, con 9 cámaras globulares en la espiral externa, se observa un incremento gradual de tamaño, separado por suturas rectas y deprimidas a lo largo de la concha, la última cámara está ligeramente desplazada hacia el ombligo, la superficie de la pared es rugosa excepto en las últimas tres cámaras, presenta diferentes rugosidades en la parte interior de la espiral, formando crestas irregulares paralelas a la periferia

ecuatorial, gradualmente son más atenuadas en las últimas cuatro cámaras, en donde se observan perforaciones, en las últimas dos cámaras, se observan solapas labiales triangulares que se extienden sobre el ombligo, su superficie está ligeramente deprimida en la parte media y ligeramente elevada en el margen como un ligero borde. *Paraticinella eubejaouaensis* se distingue de *H. trocoidea* por tener generalmente una testa más grande, por tener más cámaras, comúnmente de 8 a 10, mientras que *H. trocoidea* tiene de 6 a 7, además presenta una última cámara más pequeña (*H. trocoidea* a menudo tiene una cámara final relativamente grande que se extiende dentro del ombligo, además la apertura en *H. trocoidea* esta bordeada por un labio delgado, y presenta costillas cortas desarrolladas, paralelas a la periferia de las cámaras cercanas a la espiral final). Finalmente en *H. trocoidea*, la pared de la superficie presenta perforaciones más largas distribuidas en las cámaras tempranas.

Distribución estratigráfica: Zona de *Paraticinella eubejaouaensis* (zona de *Ticinella bejaouaensis*), parte superior del Aptiano (Ver apartado de bioestratigrafía).

5.3.2 Colomiélidos

Familia Colomiellidae Bonet, 1956.

Genus *Colomiella* Bonet, 1956.

Colomiella mexicana y *C. recta*

Lám. 2, figs. 2 y 3; Lám. 3, fig. 1 y 2; Lám. 5. Figs. 1 y 3; Lám. 5b, figs. 5 y 12; Lám. 6, figs. 1 y 9; Lám. 12, figs. 6b, 7 y 14; Lám. 13, figs. 1, 8 y 13; Lám. 13b, fig. 1, Lám. 14, figs. 5a y b.

Descripción: presenta una lóriga en forma de corazón, en sección axial es similar a la lóriga del género *Calpionella*. El ancho máximo de la lóriga es menor al collar que es una extensión de la lóriga. El collar es cilíndrico y corto. La zona caudal está curvada y es continua, presenta un tamaño de longitud máxima de - 0.10-0.15 mm, un largo del collar que va de 0.015-0.030 mm y un ancho de - 0.075-0.090 mm (Dragastan, 1982). *C. mexicana* presenta una forma abombada mientras que *C. recta* presenta una forma recta de la loriga.

Distribución estratigráfica: Aptiano superior al Albiano inferior (Ver apartado de bioestratigrafía).

5.4 BIOESTRATIGRAFÍA

El criterio para establecer la edad de las localidades estudiadas está dado por la elaboración de una hemerizona concurrente (Zona de Opper), esta se basa en el alcance estratigráfico de cada especie microfósil identificada, comparándolas con las descritas en diferentes localidades por diversos autores.

Globigerinelloides ferreolensis

En diferentes localidades del noreste de México, Longoria (1975) establece a esta especie para el Aptiano superior; En varias localidades ubicadas en el océano Atlántico en la costa oeste de África, Pflaumann y Krasheninnikov (1977) establecen un intervalo estratigráfico para esta especie, desde el Aptiano superior al Albiano superior; En el Golfo de Biskaya, Dupeuble (1979) establece la edad que corresponde al Aptiano superior para esta especie; Al este de la cuenca Mariana, Premoli y Sliter (1986) establecen una edad del Aptiano superior para la especie; Leckie (1990) ubica a esta especie dentro del Aptiano superior para el Margen Antártico; En Hokkaido Japón, Nishi *et al.* (2003) indican una edad estratigráfica de la parte basal del Aptiano superior para la especie, mencionan que el género *Globigerinelloides* se distribuye en todo el Aptiano; Patterson *et al.* (2004) establecen una edad para la especie del Aptiano inferior al Aptiano superior; En Israel, Lipson-Benitah (2009) ubica a la especie en el Aptiano superior.

De acuerdo con lo anterior se establece un alcance estratigráfico que va del Aptiano inferior a la parte media del Albiano superior (Figura 29) (Anexo 1).

Hedbergella delrioensis

En varias localidades ubicadas en el océano Atlántico en la costa oeste de África, Pflaumann y Krasheninnikov (1977) establecen un intervalo estratigráfico para esta especie que va desde el Gargasiano (Aptiano superior) al Albiano superior; Patterson *et al.* (2004) le establece un intervalo estratigráfico que va del Albiano superior al Coniaciano superior; BouDagher (2012, carta 4.1), menciona un intervalo estratigráfico que va del Aptiano superior al Santoniano inferior.

De acuerdo con lo anterior se establece un alcance estratigráfico que va del Aptiano superior¹³ al Santoniano para esta especie (Figura 29) (Anexo 1).

Hedbergella gorbachikae

En varias localidades ubicadas en la costa oeste de África, Pflaumann y Krasheninnikov (1977), le establecen un intervalo estratigráfico el cual va desde antes del Aptiano a la parte basal del Albiano inferior; Leckie (1990) ubica a esta especie en la parte superior del Aptiano superior para una localidad del Margen Antártico; En Hokkaido Japón, Nishi *et al.* (2003) mencionan a ésta especie con un intervalo estratigráfico del Aptiano superior; Patterson *et al.* (2004) establecen un intervalo estratigráfico que va del Aptiano superior a la parte basal del Albiano superior; En Rumania, Neagu (2005) establece una distribución estratigráfica de la especie para el intervalo Aptiano superior-Albiano medio; En distintas localidades ubicadas en el Océano Atlántico, al sur del Océano Índico y al sureste de Francia, Huber y Leckie (2011) ubican a la especie para el Aptiano superior.

De acuerdo con lo anterior se establece un alcance estratigráfico que va del Aptiano inferior a la parte basal del Albiano superior para la especie (Figura 29) (Anexo 1).

Hedbergella trocoidea

Longoria (1973) ubica a esta especie para México a una edad que va desde el Aptiano superior al Albiano medio; En varias localidades ubicadas en el océano Atlántico en la costa oeste de África, Pflaumann y Krasheninnikov (1977) establecen un intervalo estratigráfico para esta especie, el cual va desde el Aptiano superior al Albiano superior; En el mar de Biskaia, Dupeuble (1979) establece la edad Aptiano superior para esta especie, sin embargo el autor menciona que la especie puede tener un alcance más reciente;

¹³ Pflaumann y Krasheninnikov (1977) mencionan que *H. delrioensis* pueden tener un alcance estratigráfico anterior al Aptiano superior, sin embargo no está comprobado.

Al este de la cuenca Mariana, Premoli y Sliter (1986) establecen una edad del Aptiano superior para esta especie, mencionan que puede tener un alcance estratigráfico más reciente; En una localidad dentro del Margen Antártico, Leckie (1990) ubica a la especie con intervalo de distribución estratigráfica que va del Aptiano superior al Albiano Medio; Patterson *et al.* (2004) le establece un intervalo estratigráfico que va del Aptiano superior a la parte basal del Albiano inferior; En Rumania, Neagu (2005) establece una distribución estratigráfica de la especie para el Albiano medio y la parte basal del Albiano superior; En distintas localidades ubicadas en el Océano Atlántico, al sur del Océano Índico y al sureste de Francia, Huber y Leckie (2011) determinan una edad del Aptiano superior para esta especie; BouDagher (2012, carta 4.1), menciona un intervalo estratigráfico que va del Aptiano superior al Albiano medio para la especie.

De acuerdo con lo anterior se establece un alcance estratigráfico que va del Aptiano superior al Albiano superior para *H. trocoidea* (Figura 29) (Anexo 1).

Favusella washitensis

Al sureste de Alemania, Risch (1971) establece un intervalo estratigráfico que va del Albiano inferior al Cenomaniano inferior para esta especie; En una localidad ubicada en el estado de Texas, EUA, Michael (1972) ubica a esta especie con un intervalo estratigráfico que va del Albiano inferior al Cenomaniano inferior; Koch (1977) en una localidad al sureste de Alemania ubica a esta especie desde el Albiano superior al Cenomaniano superior; Para el atlántico, Ascoli (1976) establece un intervalo estratigráfico de ésta especie que va del Aptiano superior al Cenomaniano medio; Patterson *et al.* (2004) establece un intervalo estratigráfico para ésta especie que va del Albiano inferior al Cenomaniano medio; BouDagher (2012), menciona un intervalo estratigráfico que va del Aptiano superior al Cenomaniano medio.

De acuerdo con lo anterior se establece un alcance estratigráfico que va de la parte superior del Aptiano superior al Cenomaniano superior para esta especie (Figura 29) (Anexo 1).

Favusella scitula

Rösler *et al.* (1979) establecen un alcance estratigráfico para *F. scitula* que va del Albiano medio al Albiano superior en una localidad al norte del Océano Atlántico; Patterson *et al.* (2004) establecen una edad para la especie del Albiano inferior a la parte basal del Albiano Superior (Figura 27) (Anexo 1). Longoria y Monreal (2009), establecen una edad de *F. scitula*, que va del Aptiano superior-Albiano medio en una localidad al este del estado de Sonora, noroeste de México.

Es importante mencionar que *F. scitula* se menciona como sinónimo de *Ascoliella scitula*, por lo tanto también presenta un rango estratigráfico que va del Albiano inferior al Cenomaniano inferior (BouDagher, 2012) (Figura 29) (Anexo 1).

Ticinella primula

Longoria (1973) en México ubica a esta especie desde el Albiano inferior hasta la parte baja del Albiano superior; En varias localidades ubicadas en el océano Atlántico en la costa oeste de África, Pflaumann y Krashennikov (1977) establecen un intervalo estratigráfico que va del Albiano inferior al superior para la especie; En el Golfo de Biskaia, Dupeuble (1979) establece la edad Albiano medio para esta especie, el autor menciona que puede tener un alcance más reciente; Al este de la cuenca Mariana, Premoli y Sliter (1986) establecen una edad del Albiano para la especie, mencionan que puede tener un alcance más reciente; En Hokkaido Japón, Nishi *et al.* (2003) mencionan a ésta especie con una edad del Albiano inferior al Albiano medio; Patterson *et al.* (2004) le establece un intervalo estratigráfico del Albiano inferior al superior; En Rumania, Neagu (2005) establece una distribución estratigráfica de la especie para el intervalo Albiano inferior-Albiano medio; En Israel, Lipson-Benitah (2009) ubica a ésta especie para el Albiano inferior al medio; En distintas localidades ubicadas en el Océano Atlántico, al sureste de Francia, Huber y Leckie (2011) determinan un intervalo de edad del Albiano inferior al superior para esta especie.

De acuerdo con lo anterior, se establece un alcance estratigráfico para la especie que va del Albiano inferior al Albiano superior (su asociación en este trabajo puede indicar un registro más antiguo que el que mencionan los autores) (Figura 29) (Anexo 1).

Biticinella breggiensis (Ticinella breggiensis)

Longoria (1973) ubica a esta especie en México, desde el Albiano medio hasta el Albiano superior; En varias localidades ubicadas en el océano Atlántico en la costa oeste de África, Pflaumann y Krasheninnikov (1977) establecen un intervalo estratigráfico para la especie, que va del Aptiano medio al superior; En el mar de Biskaia, Dupeuble (1979) establece la edad Albiano superior para esta especie; Al este de la cuenca Mariana, Premoli y Sliter (1986) le establecen una edad del Albiano medio al superior; Leckie (1990) ubica a la especie únicamente en la parte basal del Albiano superior en una localidad ubicada en el Margen Antártico; En Hokkaido Japón, Nishi *et al.* (2003) mencionan a ésta especie con un intervalo estratigráfico del Albiano inferior a la parte baja del Albiano superior; Patterson *et al.* (2004) establece un intervalo estratigráfico para ésta especie que va del Albiano inferior al Albiano superior; En Rumania, Neagu (2005) establece una distribución estratigráfica de la especie para el Albiano superior.

De acuerdo con lo anterior se establece un alcance estratigráfico para esta especie, que va del Aptiano superior al Albiano superior (su asociación en este trabajo indica que su presencia es más antigua que el que mencionan los autores, considerando también que Pflaumann y Krasheninnikov (1977) identifican a esta especie para el Aptiano medio al superior) (Figura 29) (Anexo 1).

***Paraticinella eubejaouaensis*¹²**

Longoria (1973) en México ubica a esta especie en todo el Albiano inferior; En varias localidades ubicadas en el océano Atlántico en la costa oeste de África, Pflaumann y Krasheninnikov (1977) establecen un intervalo estratigráfico para la especie, el cual va de la parte superior del Aptiano superior al Albiano medio; En la Bahía de Biskaia, Dupeuble (1979) establece el intervalo de edad que corresponde del Aptiano superior al Albiano inferior para esta especie, el autor menciona que la especie puede tener un alcance más reciente; Al este de la cuenca Mariana, Premoli y Sliter (1986) establecen un intervalo de edad que va del Aptiano superior al Albiano inferior para esta especie, mencionan que puede tener un alcance más reciente; En una localidad dentro del Margen Antártico,

Leckie (1990) establece a esta especie para el intervalo de distribución estratigráfica que va de la parte superior del Aptiano superior hasta todo el Albiano inferior; Para el mediterráneo, ésta especie presenta una distribución estratigráfica que va del Aptiano superior a la parte baja del Albiano inferior (Robaszynsky y Caron, 1995); En Hokkaido Japón, Nishi *et al.* (2003) mencionan a ésta especie con un intervalo estratigráfico del Aptiano superior al Albiano inferior; Patterson *et al.* (2004) le establece una distribución estratigráfica del Aptiano superior; En Israel, Lipson (2009) ubica a ésta especie con un intervalo de edad que va del Aptiano superior a la parte inferior del Albiano inferior; para Premoli-Silva *et al.* (2009) ésta especie no presenta un rango estratigráfico que llega hasta el Albiano inferior ubicándose únicamente para el Aptiano.

De acuerdo con lo anterior se establece un alcance estratigráfico que va de la parte superior del Aptiano superior a la parte basal del Albiano medio para esta especie (Figura 29) (Anexo 1).

Colomiella mexicana* y *C. recta

En Asia y África, *C. mexicana* fue reportada para el intervalo Aptiano-Albiano, en Túnez (Bolze *et al.*, 1959) y en Somalia e Irán respectivamente (Prestat, 1970). Para Longoria (1973, 1974) este género que incluye a las especies *C. mexicana* y *C. recta* representa un alcance estratigráfico que va de la parte superior del Aptiano superior al Albiano inferior en México (en la Fm. La Peña), así mismo, Trejo (1960) menciona que *C. recta* se distribuye en el Albiano inferior, a este género se le considera como fósil índice; Al noreste de Sonora, en el Cerro El Caloso, Madhavaraju *et al.* (2013) sugieren una edad estratigráfica para *C. recta* del Albiano inferior.

De acuerdo con lo anterior, se establece un alcance estratigráfico del Aptiano superior al Albiano inferior para *C. mexicana* y *C. recta* (Figura 29) (Anexo 1).

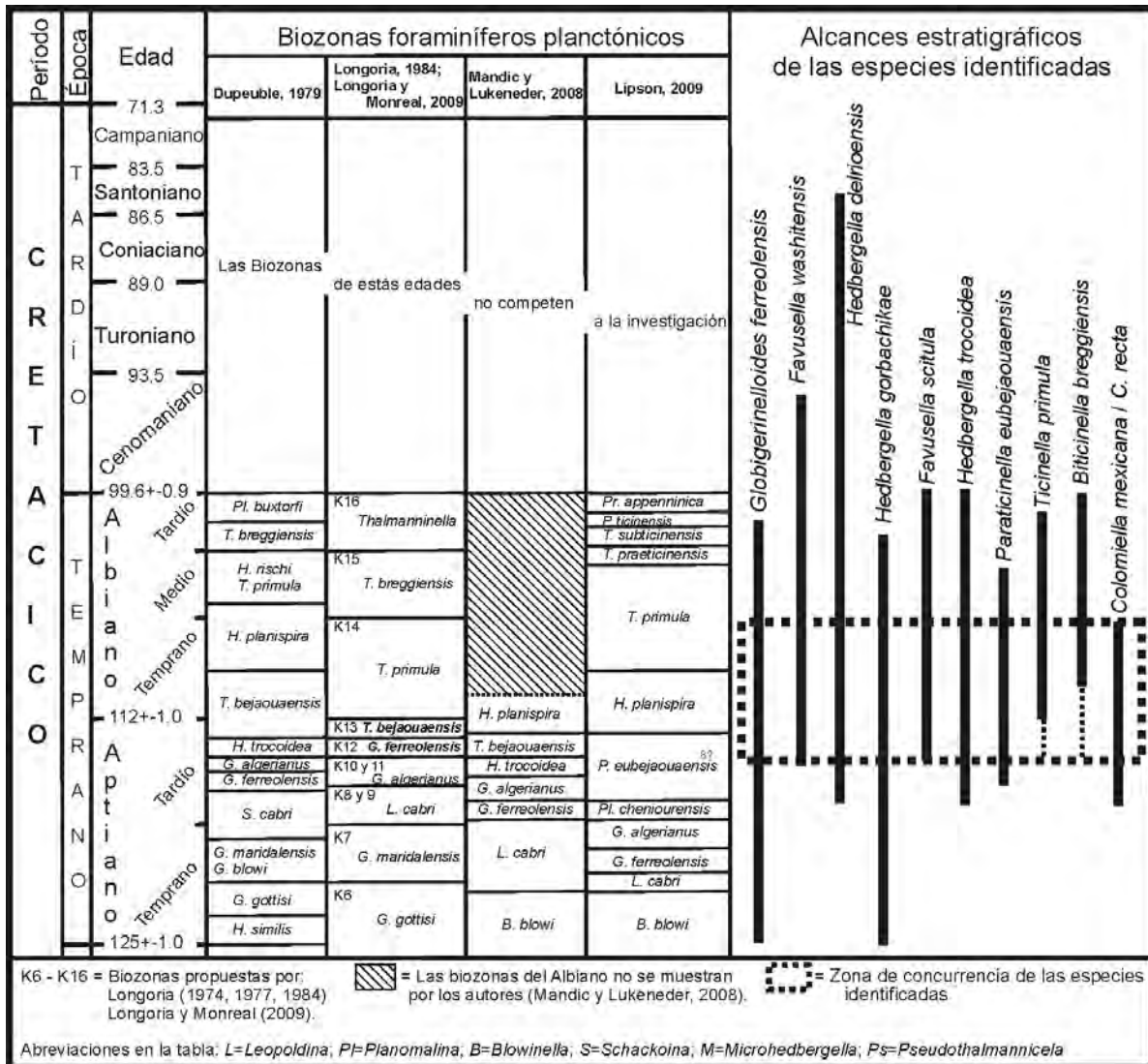


Figura 29. Bioestratigrafía (Hemerozona concurrente o Zona de Opel) de las localidades estudiadas, de acuerdo al alcance estratigráfico de las especies identificadas. El intervalo de edad para ambas localidades corresponde del Aptiano superior al Albiano inferior.

5.5. ANÁLISIS DE GEOQUÍMICA ORGÁNICA

En los estratos que fueron seleccionados como significativos para el estudio de la geoquímica orgánica, tanto en la Sierra Banco de Lucero como en La Sierra Las Azules, se reconocieron compuestos orgánicos representados por alcanos lineales que van de los nC_{16} – nC_{30} , sin embargo existen variantes entre las muestras; en algunos casos solo se identificaron alcanos de bajo peso molecular, mientras que en otros estratos se reconocieron aquellos con mayor número de moléculas. Con estos datos se obtuvo información acerca del origen de la materia orgánica y el ambiente de depósito que prevaleció durante la sedimentación (Hunt, 1996; Peter y Moldowan, 1993; Saliot, 1981), así mismo se sugiere la presencia de algas verdes (Hoffmann *et al.*, 1987 y Fowler, 1992), cianobacterias, algas rojas y pardas (Gogou *et al.*, 2000), material terrígeno con restos de plantas terrestres (Pearson y Eglinton, 2000) (Tablas 3 y 4). Adicionalmente, en algunos estratos se reconocieron a los isoprenoides pristano y fitano, los cuales aportan información sobre las condiciones del ambiente de depósito (óxicas y anóxicas), además en algunas muestras se reconoció azufre, el cual es indicativo de condiciones anóxicas y de alta salinidad. Con estos datos de geoquímica orgánica se confirman los ambientes de depósito identificados en el análisis de microfacies (Figura 26).

5.5.1 Alcanos alifáticos o lineales

El grupo mejor representado en las secciones estudiadas es el de los alcanos alifáticos, se encuentran distribuidos en ambas secciones, a continuación se detallan los n -alcanos identificados, así como su caracterización.

Tabla 3. Alcanos lineales y su significado ambiental (Gelpi *et al.*, 1970; Tissot y Welte, 1984; Moldowan *et al.*, 1985; Peters y Moldowan, 1993; Hunt, 1996).

Compuestos	Organismo presentes	Ambiente
$nC_{12} - nC_{24}$	Presencia de bacterias	Ambiente lacustre o marino
$nC_{15}, nC_{17}, nC_{19}$	Presencia de algas	Ambiente lacustre o marino
$nC_{20} - nC_{32}$	Materia orgánica de origen terrestre, actividad bacteriana.	Ambiente anóxico y/o salino: carbonatos evaporitas
nC_{23}	Presencia de algas	Ambiente lacustre
$nC_{27}, nC_{29}, nC_{31}$	Presencia de plantas superiores (terrestres)	Ambiente continental

Tabla 4. Alcanos lineales indicativos de fuentes de hidrocarburos (Saliot, 1981).

Fuente de hidrocarburos	Dominancia de Alcano individual
Fitoplancton	nC_{15}, nC_{17}
Algas bentónicas y pelágicas	Rojas (Rodophyta): nC_{17} Pardas (Phaeophyceae): nC_{15}
Bacterias	nC_{18}

A continuación se detalla información de los compuestos identificados para cada una de las secciones analizadas, y comparadas con las tablas anteriores.

5.5.1.1 Geoquímica de La Sierra Banco de Lucero

Se analizaron 16 muestras pertenecientes a las Formaciones Lucero y Ahumada, y la base de la Caliza Loma Plata (Tabla 5) (Figura 30).

De manera general, la parte baja de la sección estudiada en Chihuahua que corresponde a la Formación Lucero, presenta un aporte de material derivado de organismos planctónicos como cianobacterias, algas verdes, pardas y rojas, y principalmente de fitoplancton (Gelpi *et al.*, 1970; Tissot y Welte, 1984). Sin embargo también existen otras variantes y a menos de cien metros de la base, se observa un aporte de material biogénico terrestre, proveniente de plantas vasculares a la cuenca de depósito (Pearson y Eglinton, 2000; Zhao *et al.*, 2003), además se identificó al alcano nC_{22} el cual indica retrabajo bacteriano (Albaigés y Grimalt, 1986-1987) (Tabla 5) (Figura 30).

La parte media de la sección corresponde a la Formación Ahumada, en la parte baja de la Formación, se observa la presencia de fitoplancton y algas (Colombo *et al.*, 1989; Belt *et al.*, 2001; Kpo *et al.*, 2005), además de un aporte importante de materia orgánica terrestre (Pearson y Eglinton, 2000; Zhao *et al.*, 2003), de plantas vasculares terrestres y de sedimentos lacustres o de plataforma continental (Grimalt y Albaigés, 1987). En la parte media de la Formación se observa un ligero aporte de material algal y de fitoplancton, predomina la materia orgánica de origen terrestre proveniente de un ambiente continental (Tissot y Welte, 1984; Pearson y Eglinton, 2000; Zhao *et al.*, 2003) (Tabla 5) (Figura 30).

En la parte superior de la Formación Ahumada se observa un escaso aporte de sedimentos de origen algal y de fitoplancton (Colombo *et al.*, 1989; Belt *et al.*, 2001; Kpo *et al.*, 2005), aquí también existe un claro predominio de sedimentos de baja madurez formados por un alto grado de influencia de aportes terrestres (Eglinton y Hamilton, 1967). Así mismo se observa el dominio de alcanos que van de nC_{16} a nC_{24} sin preferencia par/impar, esto es indicativo de un importante aporte de material microbiano al sedimento (Han, 1969) (Tabla 5) (Figura 30).

Las muestras que corresponden a la base de La Caliza Loma Plata, localizada en la cima de la sección, indican la presencia de algas no marinas pertenecientes a ambientes lagunares, de acuerdo con el nC_{23} (Gelpi *et al.*, 1970, Moldowan *et*

al., 1985)., en esta parte predominan alcanos indicativos de materia orgánica terrestre (Pearson y Eglinton, 2000; Zhao *et al.*, 2003), aunado a esto, se observa una escasa presencia de azufre, el cual indica condiciones sulforeductoras., en la cima de la sección estudiada se identifica un escaso aporte de materia orgánica proveniente de algas y fitoplancton, así mismo se identificó azufre molecular (S8), que está presente en ambientes evaporíticos, de alta actividad bacteriana sulforeductora (Hernández-Hernández, 2008) (Amend *et al.*, 2004; Jorgensen y Nelson, 2004) (Tabla 5) (Figura 30).

Tabla 5. Compuestos identificados en la Sierra Banco de Lucero, Chihuahua.

Muestra y Disolvente	Serie de alcanos	Alcanos predominantes	Ambiente (organismos presentes)
L35+40 Hexano	$nC_{15} - nC_{18}$ Isoprenoides Pr/Ph	nC_{16}, nC_{17}	Marino: Presencia de fitoplancton, algas rojas, pardas, verdes y bacterias.
L35+40 AcOEt	$nC_{16} - nC_{20}$ Farnesano	$nC_{34}?, nC_{17}, nC_{18}$	Marino: Presencia de fitoplancton, cianobacterias y algas.
L32+32 Hexano	$nC_{15} - nC_{28}$ Fitano	$nC_{16}, nC_{17}, nC_{18}$	Marino: indican presencia de algas, nC_{17} : se origina de fitoplancton y algas verdes, rojas o pardas, cianobacterias.
L32+32 AcOEt	$nC_{17} - nC_{30}$	$nC_{17}, nC_{22}, nC_{24}, nC_{25}, nC_{27}, nC_{28}, nC_{29}$	Marino: Los nC_{17} indican presencia de algas, los alcanos con mayor peso molecular indican aporte de material biogénico proveniente de plantas vasculares terrestres, aporte de materia orgánica terrestre. El alcano nC_{22} indica retrabajo bacteriano.
L26+40 Hexano	$nC_{16} - nC_{25}$ Fitano	$nC_{16}, nC_{17}, nC_{19}$	Marino: el predominio de n-alcanos impares entorno al C_{17} indica aporte de tipo algáceo, nC_{17} presencia de org. planctónicos como algas verdes, rojas o pardas, cianobacterias.

...Continua

L26+40 AcOEt	$nC_{16} - nC_{19}$	$nC_{16}-nC_{18}$, como trazas: $nC_{27}, nC_{43}, nC_{44}$	Marino: la contribución de fitoplancton se caracteriza por un predominio del alcano nC_{17}, nC_{18} indica presencia de algas.
L18+39 Hexano	$nC_{16} - nC_{20}$ $nC_{22} - nC_{25}$	$nC_{16} - nC_{18}$, $nC_{22} - nC_{25}$	Marino: Predominio del nC_{17} , indica presencia de fitoplancton y algas. Predominio de nC_{24}, nC_{25} indica materia orgánica terrestre. El alcano nC_{22} indica retrabajo bacteriano.
L18+39 AcOEt	$nC_{17} - nC_{20}$ $nC_{23} - nC_{31}$ Fitano	nC_{17} no es tan abundante. $nC_{25}, nC_{27}, nC_{28}$ nC_{29}	Marino: nC_{17} , se origina de fitoplancton y algas. Los $nC_{25}, nC_{27} - nC_{29}$ son indicadores de materia orgánica terrestre, plantas superiores, sedimentos lacustres o de plataforma continental.
L12+35 Hexano	$nC_{16} - nC_{24}$	$nC_{16}-nC_{18}$, predominio del nC_{17}	Marino: dominio de nC_{17} y nC_{18} , indicador de algas y organismos planctónicos.
L12+35 AcOEt	$nC_{17} - nC_{23}$ $nC_{25} - nC_{30}$ Fitano	nC_{17} no es tan abundante. $nC_{25}, nC_{27}, nC_{28}$ nC_{29} , Fitano	Marino: por su baja abundancia nC_{17} indica poca presencia de algas y org. planctónicos. Los C_{25}, C_{27}, C_{28} y C_{29} indican materia orgánica terrestre depositada en un ambiente marino arcilloso, aporte de plantas superiores de origen continental a la cuenca de depósito.
L9+50 Hexano	$nC_{17} - nC_{28}$	$nC_{23} - nC_{25}$	Marino: los alcanos de $C_{23} - C_{25}$, indican aporte de material proveniente de plantas superiores de origen continental.
L9+50 AcOEt	$nC_{16} - nC_{27}$	$nC_{19}, nC_{23}, nC_{24}$	Marino: Poca presencia de algas. El alcano nC_{23} está relacionado con algas no marinas de ambiente lagunar. El predominio de n -alcanos de $C_{16}-C_{24}$ sin preferencia par/impar, indican importante contribución de material microbiano al sedimento. ...Continua

L4+50 Hexano	$nC_{17} - nC_{18}$ Azufre molecular (s)	nC_{17} Baja abundancia de azufre molecular (S).	Marino: nC_{17} indica presencia de algas y de org. planctónicos, lo mismo que nC_{18} . Hay escasa presencia de S, indica condiciones sulforeductoras.
L4+50 AcOEt	$nC_{15} - nC_{27}$	$nC_{23} - nC_{25}$	Marino: El alcano nC_{23} está relacionado con algas no marinas pertenecientes a ambientes lagunares. nC_{23} indica materia orgánica terrestre. El nC_{25} es marcador biológico para diatomeas
L1+0 Hexano	$nC_{16} - nC_{21}$ Azufre mol (s)	nC_{17}, nC_{18} Baja abundancia de azufre molecular (S).	Marino: Dominio del nC_{17} indica la presencia de algas y fitoplancton. Se observa nC_{18} indica presencia de bacterias, el azufre indica ambientes evaporíticos, alta actividad bacteriana (sulforeductora).
L1+0 AcOEt	$nC_{16} - nC_{27}$	$nC_{23} - nC_{25}$	Marino: Poca presencia de algas representados por nC_{17} y nC_{18} . nC_{23} indica aporte de material biogénico, proveniente de plantas superiores no marinas de ambiente lagunar.

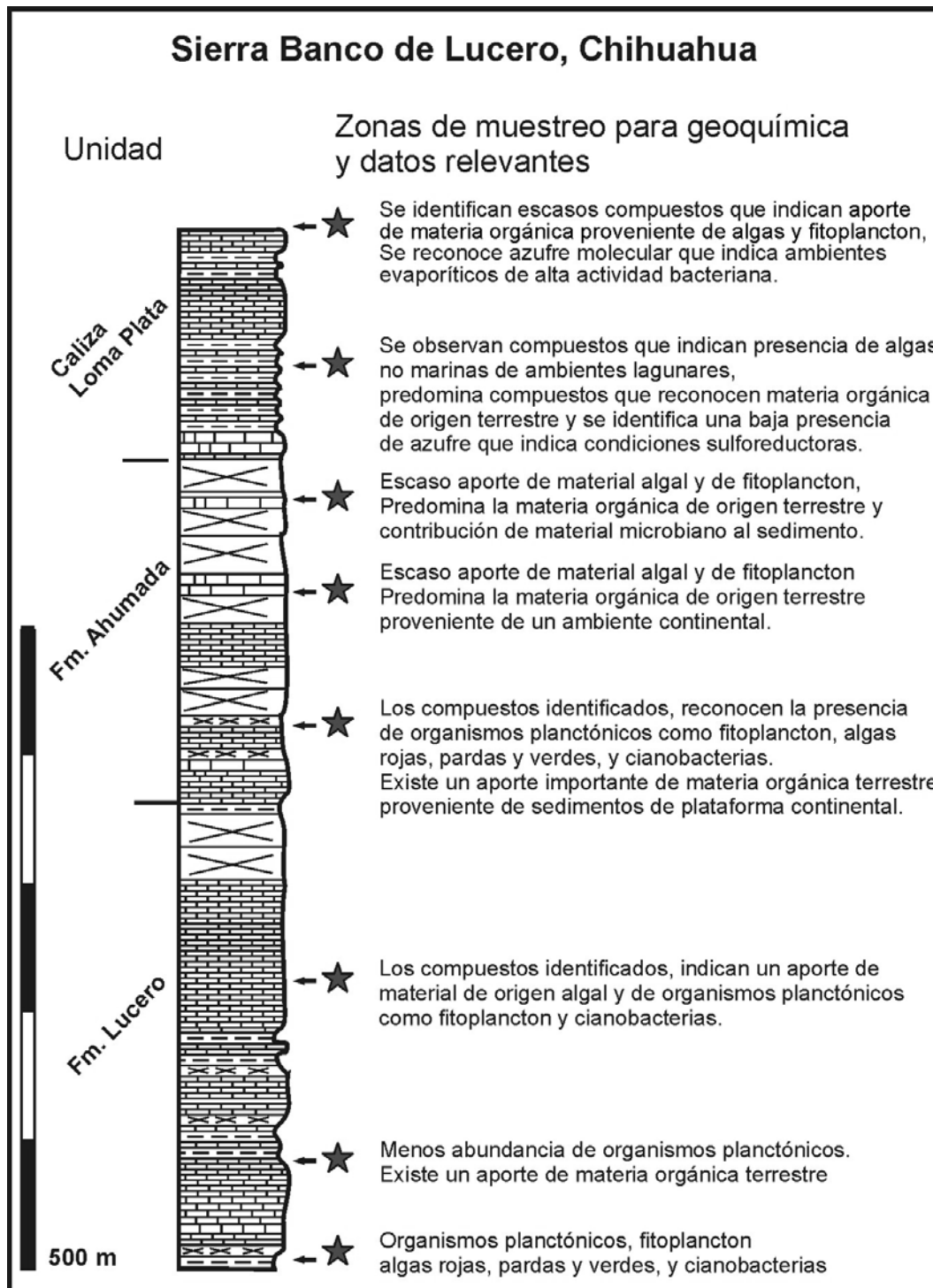


Figura 30. Distribución de compuestos en la Sierra Banco de Lucero, Chihuahua, por geoquímica orgánica.

5.5.1.2 Geoquímica de La Sierra Las Azules

En la sección estudiada en el estado de Sonora se analizaron 16 muestras pertenecientes a la Formación Lampazos (Tabla 6) (Figura 31).

De manera general, en la parte baja de la sección estudiada en Sonora, se observa un aporte considerable de materia orgánica terrestre (Pearson y Eglinton, 2000; Zhao *et al.*, 2003), así como la presencia de plantas superiores provenientes de ambientes continentales (Tissot y Welte, 1984), todo esto reflejado por alcanos lineales de alto peso molecular; además se reconoció al nC_{30} que está asociado a ambientes con incremento en la salinidad, sean marinos o lacustres (Waples y Machihara, 1991; Peter y Moldowan, 1993). En contraparte, aquellos alcanos que indican material algal y planctónico son poco abundantes (Colombo *et al.*, 1989; Belt *et al.*, 2001). De la misma manera, en la parte baja de la sección, se reconoció azufre molecular que indica actividad bacteriana sulfuroreductora (Hernández-Hernández, 2008) (Amend *et al.*, 2004; Jorgensen y Nelson, 2004).

Es importante mencionar que se observan variantes en los compuestos identificados, esto puede deberse a las diferentes microfacies que se distribuyen en la sección, existen estratos localizados como a 300 metros de la base, en donde la materia orgánica de origen terrestre es poco significativa (Tabla 6) (Figura 31).

En la parte media de la sección se observa abundante MOs proveniente de fitoplancton y de organismos planctónicos como cianobacterias y algas, dado por el predominio del nC_{17} (Óro *et al.*, 1977; Belt *et al.*, 2001). En la misma parte media de la sección se reconoció un aporte de material biogénico proveniente de plantas continentales, indican materia orgánica terrestre hacia la cuenca marina (Pearson y Eglinton, 2000; Zhao *et al.*, 2003), así como la presencia de azufre molecular que indica ambientes evaporíticos, anóxicos y alta actividad bacteriana (Amend *et al.*, 2004; Jorgensen y Nelson, 2004). Aunado a esto se reconoció al nC_{30} que está asociado a ambientes con incremento en la salinidad (Waples y Machihara, 1991; Peter y Moldowan, 1993). Finalmente se identificó el alcano nC_{21} que indica presencia de micro y macro algas (Broman *et al.*, 1987; Colombo *et al.*, 1989) (Tabla 6) (Figura 31).

Hacia la parte superior de la sección, se observa nuevamente un dominio del nC_{17} que indica la presencia de algas y fitoplancton, soportado por la presencia del nC_{18} en algunos casos (Belt *et al.*, 2001) (Tabla 6) (Figura 31).

Se aprecia también un ligero aporte de n -alcanos con alto peso molecular, que evidencian la presencia de materia orgánica y plantas vasculares terrestres (Broman *et al.*, 1987; Colombo *et al.*, 1989). En esta misma zona, se reconocieron los isoprenoides pristano/fitano los cuales de acuerdo a la relación entre ambos, sugieren un valor menor a uno, el cual es indicativo de condiciones anóxicas (Lijmbach, 1975; Didyk, 1978) (Tabla 6) (Figura 31).

En la cima de la sección en la Sierra las Azules, el nC_{17} indica sedimentos de origen comúnmente de fitoplancton y algas, así mismo, indica la presencia de organismos planctónicos como cianobacterias y algas (Óro *et al.*, 1977; Belt *et al.*, 2001). Así mismo se observa un aporte de material biogénico proveniente de plantas (Gil *et al.*, 1996) y materia orgánica terrestre (Pearson y Eglinton, 2000; Zhao *et al.*, 2003). Los isoprenoides reconocidos en la cima de la sección, indican una relación de 0.75, que indican un ambiente hipersalino y carbonatado carbonatado (Didyk, 1978; (Peters y Moldowan, 2005) (Tabla 6) (Figura 31).

Tabla 6. Compuestos identificados en las muestras de la Sierra Las Azules, Sonora.

Muestra y Disolvente	Serie de alcanos	Alcanos predominantes	Ambiente (organismos presentes)
CP1 Hexano	$nC_{20} - nC_{30}$	$nC_{24}-nC_{28}$, nC_{30}	Marino: Los $nC_{24}-nC_{28}$ son indicadores de MOs terrestre, aporte de plantas superiores de ambiente continental hacia la cuenca marina. El nC_{30} está asociado a ambientes con incremento en la salinidad.
CP1 AcOEt	$nC_{26}, nC_{20},$ $nC_{25} - nC_{30}$	nC_{16} , La serie $nC_{25}-nC_{30}$ no es abundante	Marino: el nC_{16} , indica presencia de algas. La serie $nC_{25} - nC_{30}$ es escasa, indica un ligero aporte de materia orgánica proveniente de ambientes continentales.

...Continua

CP2 Hexano	$nC_{16}-nC_{18}$, S8 $nC_{21}-nC_{30}$ Escualeno Fitano Farnesano	nC_{16}, nC_{17} , nC_{24}, nC_{25} , $nC_{27}-nC_{30}$	Marino: Los nC_{16} y nC_{17} , son indicativos de algas y org. planctónicos. La serie $nC_{27}-nC_{30}$ indica materia orgánica terrestre, plantas superiores, sedimentos lacustres o de plataforma continental. El nC_{25} es marcador biológico para diatomeas. / El nC_{30} está asociado a ambientes con incremento en la salinidad. El Azufre indica actividad bacteriana y condiciones anóxicas.
CP2 AcOEt	$nC_{16}-nC_{18}$, S8 $nC_{21}-nC_{29}$ - dodecano,2, 6,10-trimetil	$nC_{16}-nC_{18}$	Marino: Los $nC_{16} - nC_{18}$, son indicativos de algas y organismos planctónicos como cianobacterias, algas pardas, rojas o verdes. Se observan escasa M.O proveniente de ambientes continentales y un poco de S que indica actividad bacteriana.
CP3 Hexano	$nC_{16}-nC_{30}$ Isoprenoides Pr/Ph	$nC_{16}-nC_{18}$	Los $nC_{16} - nC_{18}$, son indicativos de algas y organismos planctónicos como cianobacterias, algas pardas, rojas o verdes. Se observan escasa M.O proveniente de ambientes continentales.
CP3 AcOEt	$nC_{16}-nC_{30}$	$nC_{16}-nC_{18}$ $nC_{24}-nC_{29}$	Marino: Los $nC_{16} - nC_{18}$, son indicativos de algas y org. planctónicos como cianobacterias, algas pardas, rojas o verdes. Existe contribución importante de M.O de ambientes continentales y de plantas superiores (nC_{29}).
CP4 Hexano	nC_{14}, nC_{19} Isoprenoides Pr/Ph, Norpristano	$nC_{14}, nC_{17}, nC_{18}$	La contribución de fitoplancton marino se caracteriza por un predominio del alcano nC_{17} , el nC_{18} , sugiere presencia de algas. ...Continua

CP4 AcOEt	$nC_{16}-nC_{20}$, nC_{22}, nC_{23} , $nC_{25}-nC_{28}$	$nC_{16}, nC_{17}, nC_{18}$	El nC_{17} indica presencia de algas y de organismos planctónicos, lo mismo que nC_{18} .
CP6 Hexano	Azufre molecular, $nC_{21}-nC_{29}$	Azufre molecular, nC_{21}	Marino: La presencia de azufre indica ambientes evaporíticos, anóxicos, alta actividad bacteriana. El nC_{21} indica presencia de micro y macro algas.
CP6 AcOEt	$nC_{21}-nC_{30}$	$nC_{24}-nC_{30}$	Marino: Corresponden con un aporte de material biogénico proveniente de plantas. Indican materia orgánica terrestre hacia la cuenca marina. El nC_{30} está asociado a ambientes con incremento en la salinidad.
CP8 Hexano	nC_{13} , $nC_{17}-nC_{22}$ $nC_{26}-nC_{28}$ Isoprenoides Pr/Ph	$nC_{17}-nC_{21}$	Dominio del nC_{17} indica la presencia de algas y fitoplancton, soportado por la presencia del nC_{18} .
CP8 AcOEt	nC_{19}, nC_{20} $nC_{22}-nC_{29}$	$nC_{24}-nC_{29}$	Marino: Los n-alcenos con alto peso molecular, indican presencia de materia orgánica y plantas vasculares terrestres.
CP9 Hexano	nC_{16}, nC_{24} Norpristano Isoprenoides Pr/Ph	$nC_{16}-nC_{18}$	Marino: El nC_{17} se origina comúnmente de fitoplancton y algas, estos alcanos son indicativos de org. planctónicos como cianobacterias y algas
CP9 AcOEt	$nC_{16}-nC_{30}$	$nC_{17}-nC_{18}$ $nC_{23}-nC_{29}$	Marino: se observa una baja presencia de fitoplancton y algas, dado por los $nC_{17}-nC_{18}$. El predominio de los nC_{23} y nC_{27} , corresponde a un aporte de material biogénico proveniente de plantas, materia orgánica terrestre y plantas superiores.

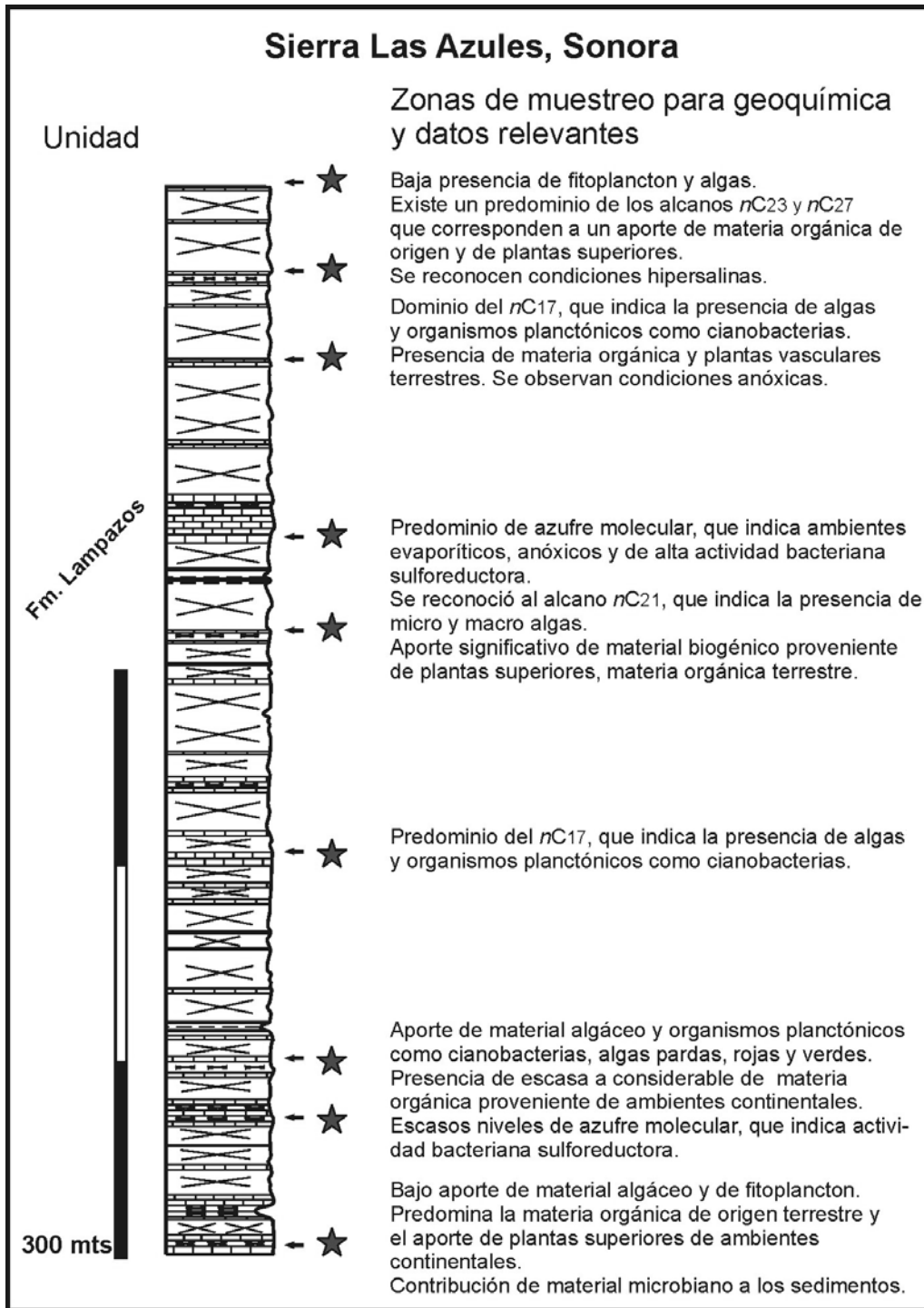


Figura 31. Distribución de compuestos en la Sierra Las Azules, Son. por geoquímica orgánica.

5.5.2 Isoprenoides

En algunos estratos de las secciones caracterizadas, se reconocieron los isoprenoides pristano(Pr) y fitano(Ph), estos compuestos aportan información sobre las condiciones del ambiente de depósito (Peters y Moldowan, 1993) (Tabla 7a).

De ésta manera, para determinar las condiciones del ambiente se utilizó la relación Pr/Ph (Didyk, 1978), mientras que para determinar el grado de madurez de la materia orgánica se utilizó la relación de pristano y fitano con sus análogos ($Pr/nC_{17} + Ph/nC_{18}$) (Tabla 7b) (Philp, 1985).

Tabla 7. a) Relación Pr/Ph para determinar el ambiente (Didyk, 1987), b) Relación ($Pr/nC_{17}+Ph/nC_{18}$) para indicar el grado de madurez de la MOs (Philp, 1985; Lijmbach, 1975).

a		b	
Condición del ambiente		Grado de madurez	
Relación Pr/Ph	Ambiente	Relación ($Pr/nC_{17}+Ph/nC_{18}$)	Madurez de la m.o
Pr/Ph>1	Condiciones óxicas	>1	M.O muy madura
Pr/Ph<1	Condiciones anóxicas	<1	M.O poco madura
Pr/Ph>3	M.O de origen terrestre	Relación Pr/C17 <0.5	Ambiente de mar abierto
Pr/Ph<0.8	Ambiente hipersalino y carbonatado	Relación Pr/C17 >1	Ambiente restringido

Los resultados obtenidos en algunas muestras en donde fueron reconocidos los isoprenoides, indican que durante la depositación de sedimentos existieron condiciones óxicas, anóxicas y en algunos casos condiciones hipersalinas (Tabla 8).

Para el caso de la Sierra Banco de Lucero, solo se identificó en una muestra a los isoprenoides pristano/fitano (Muestra L35+40) para efectuar la relación entre ellos e inferir las condiciones del ambiente de depósito (Tabla 8), sin embargo para el caso del fitano (Ph) individual si fue reconocido en diferentes muestras de la sección (L32+32; L26+40; L18+39; L12+35 y L9+50), esto se debe

a que este isoprenoide es degradado por arqueobacterias metanogénicas y es abundante en sedimentos anaeróbicos (Volkman *et al.*, 1992), reflejándose su relación con el azufre molecular identificado en diferentes puntos de la sección. En la muestra L35+40 se reconoció al farnesano ($C_{15}H_{32}$), el cual está relacionado con plantas vasculares, corroborando la presencia de material orgánico procedente de ambientes continentales (Lu *et al.*, 2012).

Para el caso de la Sierra Las Azules, se reconocieron los isoprenoides en 4 muestras (CP3, CP4, CP8 y CP9) (Tabla 8), mientras que el fitano individual fue reconocido en una muestra (CP2).

Por otro lado, el Triterpenoide escualeno $C_{30}H_{50}$ identificado en la muestra CP2 (en la parte baja de la sección en Lampazos, está relacionado con ambientes anaeróbicos y sedimentos ricos en sulfuro (Behrens, *et al.*, 2000), de ésta manera se confirma un ambiente con presencia de azufre y de una considerable cantidad de materia orgánica en los estratos, así mismo, en la misma muestra se reconoció al farnesano ($C_{15}H_{32}$), el cual está relacionado con plantas vasculares, corroborando la presencia de material orgánico procedente de ambientes continentales (Lu *et al.*, 2012).

Tabla 8. Ambientes de depósito y grado de madurez de las muestras analizadas, con respecto a los isoprenoides Pr/Ph.

a) Condición del ambiente			b) Grado de madurez		
Muestra	Relación Pr/Ph	Ambiente	Muestra	Relación Pr/nC ₁₇ +Ph/nC ₁₈	Madurez de la m.o
L35+40 SBL	1.02	Condiciones óxicas ¹⁴ , contribución zooplanctónica del pristano ¹⁴ .	L35+40 SBL	1.84 Relación Pr/C ₁₇ = 0.71	Muy madura Ambiente de mar abierto ¹⁴ .
CP3 SLA	0.66	Condiciones anóxicas, hipersalinas y carbonatadas ¹⁴	CP3 SLA	0.62 Relación Pr/C ₁₇ = 0.2	Poco madura Ambiente de mar abierto ¹⁴
CP4 SLA	1.31	Condiciones óxicas ¹⁴ , contribución zooplanctónica del pristano ¹⁴ .	CP4 SLA	1.42 Relación Pr/C ₁₇ = 0.7	Muy madura Ambiente de mar abierto ¹⁴
CP8 SLA	0.86	Condiciones anóxicas, hipersalinas y carbonatadas ¹⁴ .	CP8 SLA	0.87 Relación Pr/C ₁₇ = 0.36	Poco madura Ambiente de mar abierto ¹⁴
CP9 SLA	0.75	Condiciones anóxicas, hipersalinas y carbonatadas ¹⁴ .	CP9 SLA	0.84 Relación Pr/C ₁₇ = 0.27	Poco madura Ambiente de mar abierto ¹⁴

¹⁴ Lijmbach (1975), Didyk (1978), Peters y Moldowan (1993), Doskey (2001).

CAPÍTULO VI. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

6.1 Discusión

Las secciones estratigráficas del Aptiano superior-Albiano inferior estudiadas en Chihuahua y Sonora, caracterizadas mediante su litología, taxonomía, análisis de microfacies y de geoquímica orgánica, revelan información del ambiente al momento de su depositación, así como sus variantes entre ellas y su relación con otras secciones en diferentes localidades.

6.1.1 Discusión litoestratigráfica

Ambas secciones están conformadas litológicamente por roca caliza micrítica casi en su totalidad, observándose en algunos estratos en ambas secciones calizas arenosas, en la Sierra Banco de Lucero, se observan escasas intercalaciones de lutitas y margas, mientras que esta secuencia cíclica y homogénea es común en la Sierra Las Azules (Figuras 20 y 24). En la sierra Banco de Lucero, la sección del Aptiano-Albiano se ha asignado a las Formaciones Lucero, Ahumada y la base de la Caliza Loma Plata, evidenciando de esta manera su variación litológica, mientras la sección estudiada en la Sierra Las Azules corresponde con la Formación Lampazos. La litología dominante para ambas secuencias, corresponde a calizas que indican períodos de depósito de sedimentos finos, presentándose de manera cíclica, continua y homogénea durante largos períodos de tiempo.

Petrográficamente, ambas secciones corresponden a biomicritas, siendo más abundante el wackestone, seguido del mudstone y rara vez se observa packstone (Figuras 21 y 25). En sí la petrografía general evidencia una depositación casi homogénea y de baja energía, únicamente en la parte alta de la Sierra Banco de Lucero se observa un mayor aporte de material biogénico proveniente de restos de conchas de moluscos, formando packstones y en algunos casos están presentes galerías de anélidos (gusanos) y pellets, estos últimos siendo indicativos de un ambiente de alta energía (Figura 21b5).

Estructuralmente, las secciones estudiadas, se correlacionan por su estilo de deformación a las localidades del Cinturón de Chihuahua, y a sucesiones

localizadas en Coahuila y Nuevo León, sin embargo Monreal y Longoria (2000a) mencionan que su única diferencia es en la presencia de estructuras extensivas formadas durante la deformación de cuencas y valles (*op. cit.*).

Las rocas sedimentarias del estado de Sonora han sido asignadas por diversos autores a diferentes Formaciones, lo que ha causado una proliferación de la nomenclatura estratigráfica variada (Monreal *et al.*, 1994).

Litológicamente, las zonas de estudio en Chihuahua y Sonora, pueden correlacionarse con las Formaciones Agua Salada y Lampazos en la Sierra Los Chinos Sonora (situada a unos 30km al Este de Lampazos), la Formación Agua Salada, de acuerdo con Scott y González (1991) tiene edad Aptiano superior, pero Monreal y Longoria encontraron al Foraminífero *Caucasella hauterivica*, además de microfauna de radiolarios y foraminíferos planctónicos que en conjunto indican una edad Aptiano inferior y un ambiente de cuenca a pelágico (Monreal y Longoria, 2000b); por otro lado, la Formación Lampazos de edad Aptiano superior-Albiano medio, corresponde a un ambiente de mar abierto, correlacionándose de ésta manera con las secciones de este estudio (Monreal y Longoria, 2000).

Las secciones estudiadas pueden cronocorrelacionarse con el miembro superior de la Formación Tamaulipas en la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, la litología es similar en algunos estratos, aunque en la Formación Tamaulipas se observa una intercalación homogénea y cíclica de arcillas amarillentas, ausentes en las secciones aquí descritas, el intervalo de edad es el mismo, así como la fauna planctónica identificada, además el ambiente de depósito para la Sierra de Catorce, se interpreta como nerítico profundo con circulación abundante y un aporte cíclico constante de sedimentos terrígenos (Bardoza-Gudiño *et al.*, 2004).

La Formación Lucero en la Sierra Banco de Lucero es similar a la Fm. Cuchillo descrita por López-Doncel *et al.* (2005) en la Sierra del Cartucho (noroccidente de Chihuahua), representa la edad Aptiano-Albiano y litológicamente son similares dado que son calizas en bancos medios, gruesos e incluso masivos intercalados con lutitas.

Por otro lado, la parte alta de la Sierra Banco de Lucero muestreada, que corresponde a la Caliza Loma Plata, puede litocorrelacionarse con las Formaciones Aurora en la Sierra de Catorce y la parte alta de la sección en la Sierra los Chinos en Sonora, adicionalmente, los ambientes que se les adjudica, corresponden a una plataforma somera, ambiente lagunar y en parte arrecifal con alto oleaje y energía (Monreal, 1997; Bardoza-Gudiño *et al.*, 2004), éstas secuencias se cronocorrelacionan a su vez con la Formación U-Bar del Aptiano-Albiano al suroeste de Nuevo México y en la Sierra el Cartucho en Chihuahua (López-Doncel *et al.*, 2005).

6.1.2 Discusión taxonómica y bioestratigráfica

Paleontológicamente, ambas secciones presentan asociaciones faunísticas muy similares, representadas principalmente por foraminíferos planctónicos, colomiélidos y foraminíferos bentónicos, aunque se observa una mayor diversidad de organismos en la sección de la Sierra Banco de Lucero, dominada por foraminíferos planctónicos, seguida de formas bentónicas, colomiélidos, y moluscos (en la cima se observaron percebes, indicativos de un ambiente marino cercano a la superficie y alto oleaje (Lámina 10, Figs. 2 y 7), además en algunos estratos se reconocieron icnofósiles (Figura 28, Lámina 9, Fig. 5). La variedad de organismos presentes en esta localidad, se debe a que existió una mayor diversidad de ambientes, evidenciado por las microfacies con respecto a la Sierra Las Azules (Figura 26), pero fue en ésta última localidad en donde se reconoció una mayor abundancia de foraminíferos planctónicos a lo largo de la sección, además de una mayor abundancia de formas bentónicas y radiolarios, que representan ambientes de mar abierto y pelágicos (Figura 26). Dicho lo anterior, la fauna dominante está representada por foraminíferos especialistas (trocoespirales), lo que permite hablar de condiciones estables en cuanto al ambiente, más significativo en la Sierra Las Azules, dado que de acuerdo con Coccioni *et al.* (2004), si las condiciones ambientales son inestables (eutróficas), dominarían faunas oportunistas (foraminíferos biseriales) que fueron mayormente observados en Banco de Lucero, por la variedad de facies.

Es importante mencionar que la diversidad de foraminíferos ha sido afectada por cambios climáticos y disrupciones bióticas globales, *p. ej.* durante los intervalos de tiempo Aptiano-Albiano, Cretácico-Paleógeno, Eoceno-Oligoceno (Cárdenas, 2012)

En varias secciones del estado de Chihuahua, como Río conchos, Arroyo Carrasco, Arroyo Talamantes, se observan asociaciones faunísticas de organismos planctónicos similares a las descritas en las localidades de este estudio, y representan un ambiente pelágico con variaciones cíclicas del nivel del mar, contemporáneas al aporte de sedimentos y pertenecientes a la Formación La Peña del Aptiano tardío (Córdoba y Silva-Mora, 1989)

Las secciones pueden correlacionarse con el miembro inferior de la Formación Tamaulipas, por su coincidencia con especies como *C. recta*, *C. mexicana*, el género *Hedbergella*, globigerínidos y radiolarios calcificados, los cuales indican ambientes pelágicos con aguas profundas y de baja energía para el Aptiano tardío (Bello, 1978; Omaña *et al.*, 2005), de la misma manera, las secciones se correlacionan con la parte media y superior del Miembro Canova de la Caliza Mural expuesta en el Cerro el Caloso “Pitaycachi” en Sonora, descrita por González-León *et al.* (2008), dada su asociación fósil compuesta por *C. mexicana*, *H. delrioensis*, *F. washitensis* y demás foraminíferos planctónicos.

En las secuencias estratigráficas estudiadas, se identificaron los fósiles índice *Paraticinella eubejaouaensis*, *Colomiella recta* y *C. mexicana*, a *P. eubejaouaensis* se le considera como un biomarcador con el que se puede identificar la parte más superior del Aptiano y la base del Albiano dado su corto intervalo estratigráfico, aproximadamente de 1.8 M.a (Moullade, 1966, 1974) por lo que se puede establecer el límite entre ambas edades (Sigal, 1977; Huber y Leckie, 2011), sin embargo, cabe mencionar que algunos autores mencionan que está especie no se extiende hasta el Albiano temprano (Lipson-Benitah, 2009; Premoli Silva *et al.*, 2009) restringiendo más el intervalo de edad para las secciones de acuerdo a su presencia, lo que supone una depositación de sedimentos marinos durante solamente dos millones de años aproximadamente.

Con lo anterior, las secciones estudiadas, pueden pertenecer a varias biozonas de acuerdo con su asociación faunística, a excepción de la parte alta de la sección de la Sierra Banco de Lucero en Chihuahua que corresponde a la Caliza Loma Plata., las biozonas posibles para las Formaciones Lucero y Ahumada en Chihuahua y la Formación Lampazos en Sonora, serían la Biozona de *P. eubejaouaensis*¹⁰ (*Ticinella bejaouaensis*), la biozona de *T. primula* (Longoria, 1984; Longoria y Monreal, 2009) o la biozona de *Hedbergella trocoidea* la cual indica el Aptiano tardío. La biozona de *P. eubejaouaensis* es reconocida como biozona índice del Aptiano tardío de acuerdo con diferentes autores (Dupeuble, 1979; Longoria, 1984; Mandic y Lukeneder, 2008; Longoria y Monreal,

2009; Lipson, 2009) y con un intervalo de tiempo que va de los +-114.3-112.5 Ma (Figura 29, Anexo 1).

La pertenencia a la biozona de *P. eubejaouaensis* o a alguna otra biozona, depende de la asociación fósil y la abundancia de la especie índice, por ejemplo, si la especie dominante y significativa es *F. washitensis*, indicaría la biozona de ésta especie, que también corresponde a la edad Aptiano superior, pero con una asociación fósil compuesta por la abundancia de *Colomiella* y *Microcalamoides diversus*, todos presentes en las áreas de estudio en Chihuahua y Sonora. Aunque cabe mencionar que los registros de la biozona *F. washitensis* están relacionadas a ambientes de aguas someras y cálidas, propias de plataformas marginales (Longoria y Gamper, 1977; Días Brito, 1999), sin embargo para el presente estudio se infiere su pertenencia a aguas de mar abierto y cuenca profunda de acuerdo a su asociación fósil, por lo que se descarta la pertenencia a esta biozona. De la misma manera, las secciones estudiadas pueden corresponder a la biozona de *Hedbergella trocoidea* con un intervalo de tiempo que va de los +- 116.0–114.3 Ma., dada la abundancia de esta especie en el presente trabajo y su asociación fósil compuesta por *G. ferreolensis*, *H. trocoidea* y *H. gorbachikae*; sin embargo, Sigal (1977), Moullade (1966) y Huber y Leckie (2001), mencionan que la pertenencia a esta biozona debe incluir a las especies *H. occulta* y *G. aptiensis*, mismas que no fueron identificadas en el presente trabajo (Figura 29, Anexo 1).

Por lo anterior, la biozona que guarda más relación con este estudio, es la biozona de *P. eubejaouaensis*, cuya asociación fósil la integran *H. trocoidea*, *H. delrioensis*, *F. washitensis*, además de *C. mexicana*, y posiblemente *G. ferreolensis*, todas reconocidas en Chihuahua y Sonora. Estudios similares en Cuba, mencionan que la presencia de *F. washitensis* y *C. mexicana* sugieren la pertenencia a la parte media de la biozona de *P. eubejaouaensis* la cual cierra el límite Aptiano-Albiano (Premoli-Silva y Sliter, 1999), finalmente, asociaciones de este tipo han sido identificadas en localidades del Atlántico, Europa, África, en el Pacífico y en Sudamérica para esta biozona, cuyo intervalo de edad es del Aptiano-Albiano (Huber y Leckie, 2011) (Figura 29, Anexo 1).

Sin embargo, es difícil de ubicar a las secciones estudiadas en una biozona en particular, dado que no se tienen datos exactos de la primera o última aparición de diferentes especies como *H. washitensis*, *P. eubejaouaensis* o *G. ferreolensis*, solo en algunos casos se tienen datos de última aparición como para *C. mexicana* y *C. recta*, sin embargo son insuficientes para afirmar con precisión la pertenencia de las secciones estudiadas a alguna biozona, solo se infiere la pertenencia a la zona de *P. eubejaouaensis* por la concurrencia con *H. trocoidea*, *H. delrioensis*, *Ticinella primula* y *C. mexicana* (Longoria 1974 y 1975).

Aunado a lo anterior, e independientemente de la ubicación dentro de una biozona, es difícil definir litológicamente el límite Aptiano-Albiano en las áreas de estudio, pero se considera la presencia de *Colomiella* como bioevento marcador de este límite (Longoria, 1984; Días-Brito, 1996), aunque no se cuenta con la primera aparición de éste género, lo cual permitiría definir el intervalo en el cual ocurre la transición Aptiano-Albiano (Núñez-Useche y Barragán, 2012).

6.1.3 Discusión de microfácies y paleoambiental

En ambas localidades se observan diferencias ambientales para el intervalo Aptiano superior-Albiano inferior, dado por las variaciones en el nivel del mar, por lo que la conexión respecto de la continuidad lateral entre ambas secuencias es todavía incierta, estas variantes se reflejan en los datos geoquímicos, de microfácies y en menor grado, a nivel taxonómico.

Las microfácies en ambas localidades, permiten inferir los ambientes de depósito durante el intervalo Aptiano-Albiano. Para el caso del Banco de Lucero, los ambientes identificados van de un ambiente lagunar hasta una pendiente de talud y de plataforma abierta, reconocidos por medio de 13 microfácies, que en algunos casos solo se diferencian por la presencia/ausencia de algún grupo fósil, por ejemplo, si se observan crinoides asociados a foraminíferos planctónicos se trata de una microfácies SMF- 12 (Flügel, 2004) y si este grupo de equinodermos está ausente, puede indicar una microfácies SMF-3 (Flügel, 2004). Así mismo, en algunos casos la diferencia radica en la cantidad de materia orgánica presente, indicando variantes entre la microfácies aun cuando se reconozcan faunas similares, esto indica una amplia o reducida distribución de ciertos organismos para diversos hábitats a lo largo de cualquier ambiente marino (Figuras 26 y 27).

En el caso de las Formaciones Lucero y Ahumada se reconocieron ambientes que van de pie de talud hasta cuenca profunda, siendo en su mayoría un ambiente de mar abierto o una zona de facies 2 de Wilson (1975), en la cima de la Formación Ahumada se reconoció un ambiente lagunar representado por foraminíferos bentónicos y pellets (ZF-8), mientras que en la parte alta de la sección en Chihuahua, se reconocieron ambientes de plataformas someras que corresponden a la base de la Caliza Loma Plata (Figuras 26 y 27).

Las microfácies reconocidas en la Sierra Las Azules, corresponden únicamente a ambientes que van de talud a cuenca profunda (y en algunos casos restringida, Fig. 26b), en esta localidad se reconocieron 7 microfácies de acuerdo a sus características litológicas pero principalmente a su contenido aloquímico, a diferencia de las microfácies identificadas en la sección de Chihuahua, aquí se observa mayor estabilidad en cuanto a los ambientes de depósito, aunado a un

mayor incremento en los organismos planctónicos como los foraminíferos planctónicos y radiolarios, además de un aporte considerable de materia orgánica proveniente de ambientes más someros (Figuras 26 y 27). Microfacialmente, las calizas estudiadas, son similares a las descritas por López-Doncel *et al.* (2005) en la Sierra El Cartucho en Chihuahua, allí se describe una biomicrita (mudstone y wackestone) compuesta por bioclastos de crinoides, calciesferas, gasterópodos, foraminíferos planctónicos y bioturbación sostenidos en una matriz de micrítica. Se diferencia de aquella sección porque carece de bancos calcáreos gruesos a masivos con braquiópodos y moluscos, representados en floatstones y boundstones, en ningún estrato aquí caracterizado se observa esta composición.

En este estudio no se identificó a *O. texana* u *O. mexicana*, los cuales son indicativos de ambientes sublitorales con alta energía, poco profunda y de plataforma interior con influencia de bioclastos (Husinec *et al.*, 2000). En la Formación Espinazo del Diablo en Lampazos, Monreal y Longoria (2000) identificaron orbitolínidos, así como en la Caliza Loma Plata en el Banco de Lucero en Chihuahua, en cambio sí se reconoció a las especies *F. washitensis* y *H. planispira* que sugieren ambiente profundos.

Las microfacies identificadas en la Sierra las Azules, así como la parte baja y media de la Sierra Banco de Lucero, pueden correlacionarse con las descritas para la parte superior de la Formación La Peña y más con la parte superior de la Formación Tamaulipas (Núñez-Useche y Barragán, 2012., figs. 6 y 7) en la Sierra del Rosario, al este de Durango, las cuales corresponden a un mudstone y más exactamente a un wackestone, con un contenido rico en materia orgánica, con frecuentes foraminíferos planctónicos, equinodermos, fragmentos de pelecípodos, crinoides, colomiélidos y ostrácodos, donde los foraminíferos bentónicos son raros, además en los mudstone se reconocen minerales sulfurosos. Sin embargo existen diferencias debido a que en la Formación Tamaulipas, los crinoides son los granos esqueléticos dominantes, los foraminíferos planctónicos son comunes y las calciesferas son frecuentes, cantidades diferentes a las descritas en el presente trabajo, en donde los foraminíferos planctónicos son los organismos más abundantes, mientras que los crinoides solo se observan en algunos estratos. De

ésta manera, la Formación La Peña se puede relacionar paleoambientalmente con la secuencia de la Sierra Las Azules, por presentar depósitos típicos de una rampa externa o pendiente, en donde existe una proliferación de foraminíferos planctónicos y una disminución de formas bentónicas.

Las secciones estudiadas coinciden bioestratigráfica y paleoambientalmente con las descritas por López-Doncel *et al.* (2005) para el intervalo Aptiano-Albiano inferior, donde los ambientes van de aguas profundas a moderadamente profundas, desde zonas del borde de talud (ZF4) hasta de cuenca (ZF2), donde existen continuos aportes de terrígenos provenientes de zonas elevadas, registrados con la presencia de lutitas y limolitas. Sin embargo esto no ocurre en la parte alta de la Sierra Banco de Lucero, en donde el ambiente es de plataforma interna y lagunar (ver figuras 26 y 27) que pueden correlacionarse con algunos estratos de la Formación Benigno del Albiano inferior (Sierra del Cartucho, Chihuahua), donde se observan faunas como miliólidos y orbitolínidos que sugieren ambientes lagunares (López-Doncel *et al.*, 2005).

Los ambientes descritos en las áreas de estudio, soportan la idea de una transgresión marina para el intervalo Aptiano-Albiano al noroeste de México, proveniente del brazo oriental del antiguo mar mexicano (Figura 32), las diferencias en los ambientes como en el Banco de Lucero, pudieron deberse a la cercanía de la plataforma continental, con respecto a la Sierra las Azules.

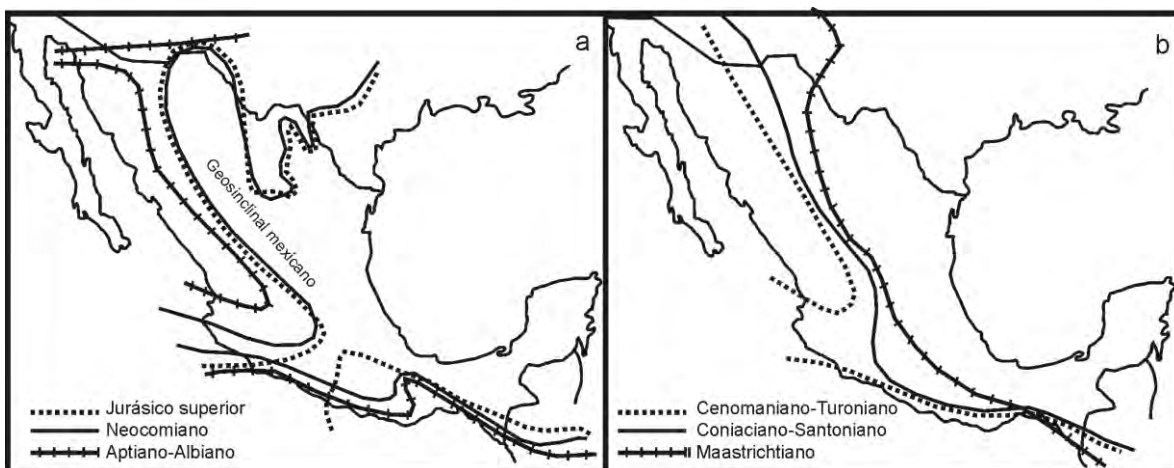


Figura 32. Paleogeografía de México durante el intervalo Jurásico superior-Albiano superior. a) Transgresión marina, b) Regresión marina (Modificado de Imlay, 1944 y Erben, 1956).

6.1.4 Discusión sobre geoquímica orgánica

Geoquímicamente, ambas localidades muestran diferencias en cuanto a la presencia de compuestos orgánicos en sus estratos, aún cuando litológicamente, faunísticamente y cronoestratigráficamente son similares, las diferencias entre las secciones pueden ser inferida con las microfacies identificadas, esto deja ver que la fauna presente en ambas localidades presentaba variantes en su hábitat, es decir, no se encontraban restringidas a una zona en particular dentro de la columna de agua (Brasier, 1980) (Figura 26 y 27).

Los datos geoquímicos para la Formación Lucero en la Sierra Banco de Lucero, muestran una clara presencia de organismos planctónicos donde se incluye algas, fitoplancton y cianobacterias, observándose en algunas ocasiones un aporte de materia orgánica de origen continental, esto debido a que los datos de microfacies indican para ese estrato un ambiente de pie de talud, y la materia orgánica terrestre pudo ser claramente arrastrada por la inclinación del terreno (Figura 26a, Tabla 5). Para la Formación Ahumada, se reconoció aporte de organismos planctónicos asociados a materiales de origen terrestre provenientes de una plataforma continental y en la cima de la Formación se identificó actividad bacteriana, esto se relaciona con las microfacies que indican ambientes de talud, pie de talud y lagunares que es comprobado por el material microbiano reconocido en los sedimentos (Figuras 26a, Tabla 5). En la parte alta de la sección, que corresponde a la Caliza Loma Plata, se reconocieron compuestos relacionados a algas no marinas de ambientes lagunares, así como un predominio en materia orgánica de origen terrestre y plantas superiores, además de encontrarse azufre que indica actividad bacteriana en ambientes evaporíticos y condiciones sulforeductoras, presentes en ambientes lagunares y de plataforma continental (Figuras 26a, Tabla 5).

Para la Sierra las Azules se reconocieron compuestos que en conjunto con las microfacies reconocidas, reflejan ambientes que se distribuyen desde pendiente de talud hasta cuenca profunda y en ocasiones restringida, es decir, predomina el ambiente de mar abierto, sin embargo, para la parte baja de la Sierra Las Azules, la geoquímica muestra abundantes alcanos alifáticos relacionados con

la presencia de organismos planctónicos y estos a su vez, están asociados a alcanos indicativos de material orgánico proveniente de ambientes continentales, así mismo se observa una baja actividad bacteriana reflejada en los niveles de azufre molecular (Figuras 26b, Tabla 6). En la parte media de la sección predominan alcanos que se derivan de material biogénico proveniente de plantas superiores y materia orgánica terrestre, aunado a azufre molecular que indica ambientes anóxicos y de alta actividad bacteriana sulforeductora. En la cima de la sección predominan alcanos asociados a materia orgánica terrestre y plantas superiores, así como alcanos que son indicativos de algas y de organismos planctónicos, finalmente, la relación de los isoprenoides pristano y fitano, indica condiciones hipersalinas y anóxicas para la cima de la sección estudiada en Sonora, indicando un ambiente de cuenca restringida (Figuras 26b, 31; Tabla 8). Es evidente que los ambientes de la Sierra Las Azules recibieron gran aporte de materia orgánica continental debido a que los ambientes que predominaban eran de talud con una pendiente en donde continuamente estaban desplazándose estos materiales, esta materia orgánica se encontraba en condiciones de baja energía y estabilidad, por lo tanto esto condujo a una actividad bacteriana sulforeductora indispensable para crear condiciones anóxicas en ambiente profundos con baja circulación de oxígeno.

La escasez de foraminíferos bentónicos en la Sierra Las Azules, puede deberse a que presentaba una mayor cantidad de eventos anóxicos en el piso oceánico, reflejado en el azufre identificado y en la relación de los isoprenoides (Muestras CP3, CP8 y CP9), esto está relacionado a un aumento en el nivel del mar (Blanco-Bustamante, 2001) y además soportado por la presencia de abundante materia orgánica y de calciesferas que habitualmente son reconocidos bajo esas condiciones (Núñez-Useche y Barragán, 2012) (Tabla 8).

En la parte alta de Sierra Banco de Lucero, dentro de la Caliza Loma Plata, se identificaron condiciones anóxicas en ambientes lagunares poco profundos y de poca circulación (Muestras L4+50, L1+0) (Núñez-Useche y Barragán, 2012), sin embargo la presencia de fauna como miliólidos, no es abundante (Lámina 10, Fig. 5), esto puede deberse a bajos niveles de oxigenación e hipersalinidad, causando

la escases de granos esquelatales en los sedimentos, debido a que la fauna bentónica tiene requerimientos críticos para el oxígeno en sus procesos respiratorios (Figura 30; Tabla 5).

Así mismo, en la misma sección en Chihuahua, se reconocieron estratos con saturación de carbonatos y un ambiente con aguas tranquilas, esto confirma una baja sedimentación y buen nivel de oxígeno del piso oceánico, dado por la presencia de una actividad de gusanos (bioturbación) (Muestra L5+50; Lámina 9, Fig. 5) y por la presencia de crinoides articulados (Muestra L31+31).

Las variaciones geoquímicas observadas, reflejan una influencia combinada de cambios relativos del nivel del mar (profundidad), principalmente indicado en la producción de carbonatos (Soto *et al.*, 2006) identificado en varios estratos de la Sierra Las Azules y en la cima de la Sierra Banco de Lucero, esta presencia de carbono orgánico en los sedimentos está controlado por la anoxia y por la abundancia de materia orgánica de las aguas superficiales (*op. cit.*).

Dicho lo anterior, se ha documentado que previo a un aumento significativo en el nivel del mar conlleva a periodos cortos de somerización y a una disminución de la productividad de los carbonatos y a la formación de condiciones ideales para la preservación de materia orgánica (condiciones de fondo agotadas en oxígeno y/o mayor productividad orgánica), e incremento de condiciones anóxicas, desfavoreciendo la conservación de materia orgánica. (Soto *et al.*, 2006); esto representa los eventos de mayor anoxia durante la deposición de la Formación Lampazos en La Sierra las Azules.

Para el caso de la Sierra Banco de Lucero, se observan condiciones relativamente estables del nivel mar de acuerdo con los datos geoquímicos, no se identificó mayor producción de carbonatos, pero si una mayor circulación del agua con respecto a la Sierra Las Azules (condiciones óxicas), debido principalmente a una variante en las facies (cambios ambientales).

Las condiciones anóxicas que son identificadas en la Sierra Las Azules, pueden correlacionarse con los datos obtenidos en el Cañón Santa Rosa (en Nuevo León) en las Formaciones San Ángel y Tamaulipas, y podrían corresponder al tercer evento anóxico identificado para el Aptiano tardío, esto debido a cambios

globales en el nivel del mar, marcados por una fase de mayor transgresión marina (Schlanger y Jenkins, 1976; Monreal y Longoria, 2000).

Un evento de transgresión-regresión [identificado como el segundo evento durante el intervalo Aptiano-Albiano por González-León *et al.* (2008)], ocurrió en dicha edad en localidades de Santa Ana en el centro de Sonora y en el Rancho El Búfalo al noreste de Sonora, correlacionándose estas localidades con la Formación Mural y a su vez relacionándose con las localidades del presente trabajo, que corresponden al mismo intervalo de edad, por lo que estos cambios eustáticos pueden identificarse en las variantes taxonómicas y en los datos geoquímicos de las secciones estudiadas, ya que los cambios paleobatimétricos de corta magnitud y duración son característicos de los pulsos iniciales de un sistema transgresivo de segundo orden, como el ocurrido durante el Aptiano temprano - Albiano tardío, en donde estas variantes en fauna y microfacies son precursoras de cambios eustáticos de gran magnitud (Godhammer *et al.*, 1991).

Un tercer evento transgresivo, se identificó en el Cerro La Puerta, cerro La Espina y Mesa Quemada, en Sonora, y corresponde al Albiano temprano (González-León *et al.*, 2008), y este es correlacionable a las secciones estudiadas por la edad y por la asociación fósil integrada por faunas como *C. mexicana*, *Favusella washitensis*, aunque es importante mencionar que en estas localidades se identificó a *Orbitolina texana*, que es indicativa de aguas someras, misma que no fue identificada en ninguna de las secciones. Por otro lado, solo para la parte alta de la sección levantada en Chihuahua en donde se reconocieron condiciones ambientales de aguas poco profundas, pudiera inferirse su presencia. Finalmente, es importante mencionar que ésta asociación faunística se reconoció en lutitas por lo que se trata de otra facies, sólo pudiendo correlacionarse con el evento transgresivo del Albiano temprano.

Dado los datos geoquímicos y de microfacies, se demuestra que las secuencias sedimentarias presentan un desarrollo transgresivo, con los que es posible documentar la evolución de un ambiente marino con variaciones eustáticas y con influencia terrígena observada por las intercalaciones de lutitas y por los datos geoquímicos en la Sierra Las Azules, Sonora. Estos datos coinciden con los

recabados por Monreal y Longoria (2000) y López-Doncel *et al.* (2005), en donde establecen que para el Aptiano existieron transgresiones con dirección oeste-noroeste, que pasaron en el Albiano a un dominio carbonatado, por ejemplo, la Formación Benigno y Caliza Loma Plata, y posiblemente la cima de la Sierra Las Azules, todas con depósitos de aguas someras y ocasionalmente con construcciones arrecifales, a su vez todas ellas pudiéndose cronocorrelacionar con la secuencia de la cuenca Bisbee.

De ésta manera, los ambientes marinos abiertos con menor influencia de plataformas carbonatadas poco profundas ocurrieron del Aptiano tardío-Albiano temprano a medio, en donde formaciones de la parte norte del estado de Sonora, como la Formación Arroyo Sásabe y Mural fueron depositadas durante el máximo avance del mar (Jacques-Ayala, 1989), por esta razón los ambientes registrados para la Sierra Las Azules, corresponden a aguas de cuenca profunda y de cuenca restringida.

La composición y características de las facies identificadas en las secciones estudiadas, corresponden a un transecto completo de una cuenca profunda en la mayoría de los casos (a excepción de la parte superior de la sección en Banco de Lucero), presentándose en escasas ocasiones características propias de una plataforma poco profunda, con relación a esto, coincide con estudios realizados en otros sitios como en donde se demuestra un aumento en el nivel del mar durante en el intervalo Aptiano-Albiano (Vail *et al.*, 1977).

Finalmente, con esto se constata que en su conjunto, los estudios bioestratigráficos, taxonómicos, litológicos y geoquímicos pueden aportar datos para correlacionar eventos en ciertas edades a nivel regional e incluso global, si los eventos son anóxicos oceánicos, hipersalinos o de alta depositación de material orgánico, pueden reflejarse en cambios en la abundancia orgánica.

Este estudio refuerza la idea de que los análisis de geoquímica orgánica, ayudan a identificar cambios eustáticos del nivel del mar en la deposición de sedimentos óxicos o anóxicos en la cuenca, la quimioestratigrafía, es una herramienta útil, para el modelaje de estratigrafía secuencial en carbonatos pelágicos, hemipelágicos y de aguas someras.

Con los datos recabados, se sugiere una prolongación de las facies marinas provenientes de la Cuenca de Chihuahua hacia el oeste, hasta el área de Lampazos, Sonora, durante el intervalo Aptiano-Albiano (King, 1939) y que cubrió parcialmente los terrenos volcánicos y volcanoclásticos del Jurásico; en ambas localidades existieron variaciones en la morfología de la cuenca, así mismo, el estudio de estas secciones indica cambios en el nivel del mar durante el Aptiano temprano (transgresión), Aptiano tardío (transgresión) y Albiano temprano (máxima transgresión) (Monreal y Longoria, 2000).

6. 2 CONCLUSIONES

- Las secciones levantadas en la Sierra Banco de Lucero en Chihuahua y La Sierra Las Azules en Sonora, están representadas generalmente por rocas calizas micríticas, arenosas y en algunos estratos se encuentran intercaladas por margas y material terrígeno.

- Las localidades de estudio presentan una asociación faunística dominada por foraminíferos planctónicos, colomiélidos, foraminíferos bentónicos, radiolarios, crinoides y ostrácodos, y en menor abundancia por equinodermos, moluscos e icnofósiles.

- Ambas secciones están compuestas por una asociación microfósil representada por foraminíferos de las familias Globigerinelloididae, Hedbergellidae, Favusellidae, Ticinellidae y por colomiélidos de la familia Codonellosidae, además de otros organismos identificados taxonómicamente dada su abundancia, como ostrácodos planctónicos pertenecientes a la especie *Microcalamoides diversus* y a crinoides planctónicos de la especie *Saccocoma* sp.

- Petrográficamente, las calizas que componen las secciones estudiadas, se clasifican de acuerdo a su textura como wackestone en su mayoría y por su aspecto como biomicrita (salvo algunas excepciones en donde no se distinguieron fósiles), seguidos de mudstone y packstone.

- De acuerdo al análisis de microfacies, los ambientes dominantes para ambas secciones fueron de mar abierto, de un ambiente de talud, pendiente de talud, marino abierto y cuenca profunda, solo en la parte alta de la localidad ubicada en Chihuahua, se reconocieron ambientes que corresponden a ambientes de plataforma interior y de laguna.

- Geoquímicamente se reconocieron diferencias entre ambas localidades, de manera similar presentan compuestos indicativos de organismos planctónicos,

algas verdes, pardas y rojas, sin embargo, en la parte alta de la sección en Chihuahua se identificaron compuestos que indican presencia de organismos no marinos y condiciones típicas de ambientes restringidos, a su vez, en la localidad ubicada en Sonora, se reconocieron compuestos que infieren un aporte de material orgánico proveniente de zonas someras hacia ambientes de cuenca, así mismo, en ésta última localidad, se identificaron compuestos cuya relación indica periodos anóxicos, óxicos e hipersalinos por el contrario de la localidad en Chihuahua, en donde prevalecen compuestos indicativos de condiciones óxicas, estableciendo una mayor circulación de corrientes marinas con respecto a la sección en Sonora.

- La sección estudiada en la Sierra Las Azules, en Sonora, representa condiciones más profundas con respecto a la Sierra Banco de Lucero en Chihuahua, y sus microfacies identificadas son típicas de un ambiente marino abierto con intercalación de periodos con diferentes condiciones de oxígeno.

- Ambas localidades representan el intervalo Aptiano superior-Albiano inferior de acuerdo a la edad que indican su contenido fósil, sin embargo no se consideran tan diacrónicas, es decir, que posiblemente la sección en Sonora puede ser más antiguo que la sección en Chihuahua dentro del mismo intervalo de tiempo.

- El intervalo Aptiano-Albiano inferior expuesto en las localidades Sierra Banco de Lucero y Sierra Las Azules, es representativo de una depositación durante el episodio transgresivo de inundación de la cuenca de Chihuahua, esto relacionado con otros eventos registrados como en la Plataforma Cupido en Durango (Barragán-Manzo y Díaz-Otero, 2004).

- Las condiciones paleoambientales en ambas secciones, representan la parte oeste de la SMO, geográficamente están muy distanciadas, sin embargo presentan condiciones faunísticas y de microfacies similares a las descritas en diversas localidades para esta Sierra.

- Las microfacies reconocidas en las localidades, así como su contenido fósil, son similares a las identificadas en las secuencias del Golfo de México (en Chihuahua, Coahuila y Nuevo León). Todas estas localidades muestran asociaciones faunísticas similares, compuestas por microfósiles como foraminíferos bentónicos y planctónicos, colomiélidos, nanocónidos y radiolarios, con lo cual puede observarse una evolución regional de los antiguos mares en territorio nacional.

- De acuerdo con los datos obtenidos, existe correlación entre las secuencias de Lampazos con las secuencias del norte de Chihuahua (Lucero, Ahumada y posiblemente la Caliza Loma Plata?) y con las del noreste de México (Cupido, San Angel, La Peña y Tamaulipas).

- Se considera que las rocas del Cretácico inferior expuestas en Sonora y Chihuahua fueron depositadas diacrónicamente con la cuenca Bisbee, que representa los registros más al noroeste del ancestral Golfo de México, dentro de Texas, Nuevo México y Arizona y se extiende al este y centro norte de Sonora (Scott y González León, 1991; González-León, 1994; Monreal *et al.*, 1994; Monreal, 1995).

BIBLIOGRAFÍA

- Adams, A. E., Mackenzie, W. S.**, 2001, A Colour Atlas of Carbonate Sediments and Rocks Under the Microscope. London, UK. Manson Publishing, 180 p.
- Adate, T., Stinnesbeck, W., Hubberten, H., Remane, J.**, 1994, Correlaciones multiestratigráficas en el límite Jurásico-Cretácico en el Noreste de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LI, 1 - 2 (1991 - 1992): 23-51.
- Albaigés, J., Grimalt, J.**, 1986-1987, Contribución de la geoquímica orgánica a la reconstrucción de paleoambientes y procesos diagenéticos, Acta Geológica Hispánica, t. 21-22, p. 577-583.
- Álvarez-Gálvez, E. Y., Flores Castro K., Esquivel Macías, C., Ángeles Cruz, C. A., Gibson R., Durán Álvarez J. C., Velasco F., Chávez G., Pérez F., Cadena Zamudio J. L.**, 2010, Cartografía geológica y geoquímica de afloramiento El Nánthe, municipio de Tenango de Doria, Hidalgo (México): Implicaciones paleoambientales, XX Congreso Nacional de Geoquímica, INAGEQ, vol. 16 (1), 61-65 p.
- Amend, J. P., Rogers, K. L., Meyer-Dombard, D. R.**, 2004, Microbially mediated sulfur-redox: energetics in marine hydrothermal vent systems. In: Sulfur Biogeochemistry-Past and Present, Geological Society of America Special Paper 379 (J.P. Amend et al., eds.), GSA Press, p. 17-34.
- Amsbury, D. L.**, 1957, in Keroher et al, 1966; Lexicon of Geological Names. U.S. Geol. Survey. Bull. 1200, pt. 1.
- Angeles-Cruz, C. A., Flores-Castro, K., Rojas-Lima, S., López- Ruiz, H., Torres-Valencia, J. M., Esquivel-Macías, C.**, 2004, Caracterización de materia orgánica en sedimentos jurásicos de la Sierra Madre Oriental (Hidalgo y Puebla): implicaciones paleoambientales. Revista de la Sociedad Química de México. v. 48, 2. p. 125.
- Ángeles-Cruz, C. A., Prol-Ledesma, R. M., Flores-Castro, K., Canet-Miquel, C., Dando, P. R., Gibson, R., Pérez-Moreno, F.**, 2008, Origen y distribución de hidrocarburos alifáticos en sedimentos de las cuencas Wagner y Consag, Golfo de California, México, Actas INAGEQ, vol. 8 (1), p. 48-52.
- Ángeles-Cruz, C. A.**, 2011, Caracterización de materia orgánica sedimentaria en las Cuencas Wagner y Consag, Golfo de California, México, UNAM, tesis de Maestría, 140 p.
- Ángeles-Villeda, M. E.**, 2004, Paleoecología y Bioestratigrafía del Contacto entre las Formaciones La Casita y Taraises en la Sierra de Minas Viejas, al Noroeste de Nuevo León, México: Nuevo León, México, UANL, tesis de Maestría, 90 p.
- Ángeles Villeda, M. E., Hinojosa Espinosa, J. J., López Oliva, J. G., Váldez González, A., Livas Vera, M.**, 2005, Estratigrafía y microfacies de la parte sur del Cañon la Boca, Santiago, Nuevo León, México, Revista Mexicana de Ciencias Biológicas, año/vol. 22, 2, UNAM, 272-281.

- Araujo-Mendieta, J.**, 1978, Litofacies y diagénesis de la Formación Tamaulipas Inferior (Cretácico Inferior) en el subsuelo de las áreas Bejuco-La Laja, estado de Veracruz: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 39, 2, 14-24.
- Arenillas. I., Arz, J. A. y Náñez, C.**, 2007, Morfología, biometría y taxonomía de foraminíferos planctónicos del Daniense basal: *Palaeoglobigerina* n. gen. *Revista española de Paleontología*, 22 (1), 21-62.
- Ascoli, P.**, 1976. Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic, Scotian-Shelf, Atlantic Canada. 1st. Int. Symp. on benthic foraminifera of continental margins, Part B: Paleocology and biostratigraphy, Maritime Sediments, Special Publication, 1, p. 653-771.
- Ávila Y., Fragiel S., Gutiérrez J. V., Martínez M.**, 2008, Estudio quimioestratigráfico de la Formación Socorro, cuenca central de Falcón, Venezuela. Geos (UCV, Caracas), 39:41 + 12 p. en CD.
- Badillo-Cadena, L. A.**, 2014, Geoquímica orgánica aplicada a rocas pertenecientes al Jurásico medio-superior del afloramiento Aztlán, municipio de Huehuetla, Hidalgo, México: Implicaciones paleoambientales, Tesis de licenciatura, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, México.
- Bardoza-Gudiño, Hoppe, M., Gómez-Anguiano, M., Martínez-Macías, R.**, 2004, Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 21 (83), p. 299-319.
- Barragán, R.**, 2001, Sedimentological and paleoecological aspects of the Aptian transgressive event of Sierra del Rosario, Durango, northeast Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 14(2), 189-202
- Barragán-Manzo, R., y Díaz-Otero, C.**, 2004, Análisis de microfacies y datos micropaleontológicos de la transición Barremiano-Aptiano en la Sierra del Rosario, Durango, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Universidad Nacional Autónoma de México, v.21 (2), 2004, p. 247-259.
- Bartolini, C., y Herrera, S.**, 1986, Estratigrafía y estructura de la región de Lampazos, Sonora, México: Boletín Departamento de Geología, Universidad de Sonora, v. 3, no. 2, p. 13-23.
- Behrens, A., Schaefferm P., Bernasconi, S., Albrechtm P.**, 2000, Mono- and bicyclic squalene derivatives as potential proxies for anaerobic photosynthesis in lacustrine sulfur-rich sediments, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 64, 19, pp. 3327–3336.
- Bello, R.**, 1978, Estudio estratigráfico y diagenético de 13 pozos localizados al sur del Río Cazones, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo XXXIX (82), p. 34-41.
- Belt S. T., Massé G., Allard W. D., Robert J. M., Rowland S. J.**, 2001, Identification of a C25 highly branched isoprenoid triene in the freshwater diatom *Navicula sclesvicensis*. *Org. Geochem.* 32: 1169–1172.

- Blanco-Bustamante, S.**, 2001, Biocronología del Cretácico medio de Cuba Central, de acuerdo a microfósiles planctónicos: su relación con el paleoambiente, IV Congreso de Geología y Minería, estratigrafía, paleontología y sedimentología, La Habana, 19-23 de marzo.
- Blumer, M., Guillard, R.R.L., Chase, T.**, 1971, Hydrocarbons of marine phytoplankton. *Marine Biology*. v. 8, p 183–189.
- Bolze, J., Colom, G., Sigal, J.**, 1959, Présence du genre *Colomiella* Bonet 1956 en Tunisie. *Les Calpionelles post-néocomiennes*, *Rev. de Micropal.*, vol. (1), p. 50-52, París.
- BouDagher Fadel, M. K.**, 2012, Biostratigraphic and Geological Significance of Planktonic Foraminifera, *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, v.22, Elsevier, Amsterdam, 299 p. Chart 4.1.
- Brasier, M. D.**, 1980, *Microfossils*: Boston, George Allen & Unwin, 193 p.
- Broman D., Colmsjo A., Ganning B., Naf C., Zebuhr Y., Ostman C.**, 1987: "Fingerprinting" petroleum hydrocarbons in bottom sediment, plankton, and sediment trap collected seston. *Marine Pollution Bulletin*, Vol. 18 (7) 380-388.
- Calles-Montaño, J. D.**, 2006, Microfacies de la sección del Cretácico inferior en la Sierra El Mulato, presa Francisco Zarco, Durango, Tesis de Licenciatura, Departamento de Geología, Universidad de Sonora, presentada en septiembre del 2006, 60 p.
- Cano-Corona. I.**, 2001, Estratigrafía y microfacies de la Formación Lampazos, área de Lampazos, Sonora, México, Universidad de Sonora, tesis de licenciatura, p.1-60.
- Cantú-Chapa, A.**, 1976, El Contacto Jurásico-Cretácico, la Estratigrafía del neocomiano, el Hiato Hauteriviano Superior-Eoceno Inferior y las Amonitas del Pozo Bejuco 6 (Centro-Este de México): *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, (37), 60-83.
- Canudo, J. I.**, 2002, Tintínidos, en Molina, E. (editor), *Micropaleontología: España*, Colección Textos Docentes, 265-280.
- Cárdenas, A. L.**, 2012, Paleobiological assessment of controls underlying long-term diversity dynamics, University of South Florida, Scholar Commons, graduate theses and dissertations, 272 p.
- Carozzi, A. V.**, 1989, Carbonate rock depositional models, a microfacies approach: Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, 604 p.
- Colombo J. C., Pelletier E., Brochu C., Khalil M., Catoggio J. A.**, 1989: Determination of hydrocarbon sources using n-alkane and polyaromatic hydrocarbon distribution indexes. Case study: Río de La Plata estuary, Argentina. *Environmental Science and Technology*, 23: 888-894.

- Córdoba, D. A.**, 1969, Mesozoic stratigraphy of northeastern Chihuahua, México (with Spanish abs), *in* Guidebook of the border region, New Mexico Geological Society, 20th field conference, Socorro, New Mexico, New Mexico Bur, Mines and Mineral Resources, p. 91-96, illustrate.
- Córdoba, D. A., Rodríguez Torres, R., Guerrero Garcia, J.**, 1970, Mesozoic stratigraphy of the northern portion of the Chihuahua Trough, *in* L. Seewald and D. Sundeen, eds., The geologic framework of the Chihuahua tectonic belt: West Texas Geological Society Publication 71-59, p. 83–97.
- Córdoba, D.A., Silva-Mora, L.**, 1989, Marco geológico del área de Revolución-Puerta de Cabrera, estado de Durango: Revista del Instituto de Geología, vol. 8, 2, p. 111-122.
- Corrigan, D., Kloos, C. S., O'connor. C., Timoney, R.F.**, 1973, Alkanes from four species of Sphagnum moss. *Phytochemistry*. v. 12, p. 213-214.
- Días Brito, D.**, 1996, Correlating Mid - Cretaceous South Atlantic Events based on Calcspheres and Calpionellids: are they connected to the Tethyan ones ?. *SAMC. News.* (5): p. 17-19.
- Días Brito, D.**, 1999, Usando Pitonelidos e Colomielidos para dividir o Albiano: Un estudio a partir da margen sudeste do Brasil. *Bol. do 5to Simposio sobre o Cretáceo do Brasil:* 627 – 635.
- Didyk, B. M., Simoneit, B. R. T., Brassell, S. C., Eglinton, G.**, 1978, Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation, *Nature*, 272: 216-222.
- Doskey P. V.**, 2001, Spatial variations and chronologies of aliphatic hydrocarbons in Lake Michigan sediments. *Environ. Sci. Technol.* 35: 247–254.
- Dunham, R.J.**, 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Ham, W.E. (ed.), *Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1, 108-121.
- Dupeuble, P. A.**, 1979, Mesozoic Foraminifers and microfacies from holes 400A, 401 and 402A of the DSDP LEG 48, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 48, p. 451-473.
- Erben, H. K.**, 1956, El Jurásico Inferior de México y sus Amonitas (artículo) en XX Congreso Geológico Internacional, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 393 p.
- Espinoza-Encinas, I., Flores Castro K., Paz Moreno F., Peñalba M. C.**, 2012, Uso de biomarcadores en sedimentos Holocenos de la Ciénega de Tonibabi, Sonora, México y su correlación con polen y diatomeas fósiles, XXII Congreso Nacional de Geoquímica, INAGEQ, vol. 18, 1, 82 y 83 p.

- Fabian-Martínez, A., Flores-Castro, K., Piedad, N., Esquivel-Macías, C., Durán, J. C., Angeles, C., Ramírez, M., Cadena, J. L., Paz-Moreno, F., Angeles-Mejía, A.,** 2011, Geoquímica orgánica de rocas sedimentarias Jurásicas en las inmediaciones de la presa Luis L. León "El Granero", Municipio de Aldama, Chihuahua (México), XXI Congreso Nacional de Geoquímica (INAGEQ 2011) 3 al 7 de octubre, 2011, Monclova, Coahuila. Instituto nacional de Geoquímica, A. C, Facultad de Metalurgia, Universidad Autónoma de Coahuila, 45-48 p.
- Ferrusquía-Villafranca, I.,** 1998, Geología de México: Una sinopsis, pp. 3-108, en Ramamoorthy, T. P., Bye, R., Lot, A., Fa, J., (eds.), Diversidad Biológica de México: Orígenes y distribución, 3-108, Instituto de Biología, UNAM.
- Flores Castro, K., Pérez-Ángeles, C., Priyadarsi D. R., Ángeles-Cruz, C., Pérez-Moreno, F., Gibson R., Armstrong, J. S., Lozano-Santa Cruz, R.,** 2008, Geología y geoquímica del depósito evaporítico de San Nicolás en el estado de Hidalgo (México), XVIII Congreso Nacional de Geoquímica, Actas INAGEQ, vol. 18 n.1, p. 58 y 59.
- Flores-Castro, K., Ángeles, C., Gibson, R., Velasco, F., Esquivel Macías, C., Ramírez, M., Cadena Samudio, J. L., Pérez, F., Montiel, P., Durán Álvarez, J. C.,** 2009a. Aplicaciones de la Geoquímica Orgánica en la interpretación paleoambiental. Reunión Universitaria de Investigación en Materiales. Universidad de Sonora. v. Especial. p. 16. Resumen en congreso.
- Flores-Castro, K., Pérez Ángeles, C. D., Ángeles Cruz, C. A., Gibson R., Pérez Moreno, F., Ramírez Cardona, M., Esquivel Macías, C.,** 2009b, Interpretación de biomarcadores en rocas evaporíticas de la región de San Nicolás, estado de Hidalgo, XIX Congreso Nacional de Geoquímica, Actas INAGEQ, vol 15, n.1, p. 7 - 13.
- Flores-Castro, K., Montaña S., González, Y., Estrada-Ruíz, E., Esquivel, C., Torres-Valencia, J. M., Derma, J., Ángeles-Cruz, C. A., Durán-Álvarez, J. C.,** 2011, Geoquímica orgánica aplicada a madera fósil del género *Javelinoxylon* depositada en sedimentos del Cretácico Superior de la Sierra Cuesta el Infierno, Aldama, Chihuahua (México), Actas INAGEQ, vol. 17, n. 1, p. 49-53.
- Flores-Castro, K., Torres-Valencia, J. M., Estrada E., Durán-Álvarez, J. C., Piedad, N., Paz-Moreno, F., Monreal, R.,** 2012, Composición del bitumen extraído de conífera preservada en sedimentos del Cretácico superior del desierto Chihuahuense: reporte preliminar, Actas INAGEQ, v.18, n. 1, p. 84-89.
- Flügel, E.,** 1982, Microfacies Análisis of Limestones, Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, p. 633.
- Flügel, E.,** 2004, Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application: Germany, Springer-Verlag, 976 pp.
- Folk, R. L.,** 1962, Spectral subdivision of limeston types: American Association of Petroleum Geologists memoir 1, p. 62-84.

- Gamper, M. A.**, 1977, Estratigrafía y Microfacies Cretácicas del Anticlinorio Huizachal-Peregrina (Sierra Madre Oriental): Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 38 (2), 1-17.
- Gelpi, E., Scheider, H., Mamm, J., oro, J.**, 1970, Hydrocarbons of geochemical significance in microscopic algae, *Phytochemistry* 9: 603-612.
- Gogou A., Bouloubassi I., Stephanou., E. G.**, 2000, Marine organic geochemistry of the Eastern Mediterranean: 1. Aliphatic and polyaromatic hydrocarbons in Cretan Sea surficial sediments. *Mar chem.*, 68: 265-282.
- González-Arreola, C., Carrillo-Martínez, M.**, 1986, Amonitas del Jurásico Superior (Titaniano Superior) y del Cretácico Inferior (Hauteriviano-Barremiano) del área de San Joaquín-Vizarrón, estado de Querétaro: UNAM, Instituto de Geología, 6 (2), 171-177.
- González-León, C. M.**, 1988, Estratigrafía y geología estructural de las rocas sedimentarias Cretácicas del área de Lampazos, Sonora, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 7 (2), p. 148-162.
- González-León, C. M., Scott, R. W., Löser, H., Lawton T. F., Robert E., Valencia, V. A.**, 2008, Upper Aptian - Lower Albian Mural Formation: stratigraphy, biostratigraphy and depositional cycles on the Sonoran shelf, northern México, *Cretaceous Research*, 29, p. 249-266.
- Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J., Todd, R.G., Wilson, J.L., Ward, W.C., Johnson, C.R.**, 1991, Sequence stratigraphy and ciclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, Northeast Mexico; A field guidebook: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Gulf Coast Section, 84 p.
- Guerrero, J. C.**, 1969, Stratigraphy of Sierra Banco de Lucero, state of Chihuahua, en Córdoba, D.A., Wengerd, S.A. and Shomaker, J. (eds.), *The Border Region: New Mexico Geological Society 20th. Field Conference Guidebook*, p. 171-172.
- Han J., Calvin M.**, 1969, Hydrocarbon distribution of algae and bacteria and microbiological activity in sediments. *Proc Natl Acad Sci*, 64: 436-445.
- Hardenbol, 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.
- Hedges, J. I., Keil, R. G.**, 1995, Sedimentary organic matter preservation and assessment and speculative, *marine Chemistry*, v. 492-493, pp. 81-115.
- Hernández-Hernández, A.**, 2008, Gepquímica orgánica de rocas sedimentarias Mesozoicas de la Región de Molango, Estado de Hidalgo (México): Implicaciones biogeoquímica utilizando biomarcadores, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, tesis de Licenciatura (inédita), 189 p.
- Herrera, S., y Bartolini, C.**, 1983, Geología del área de Lampazos Sonora: tesis profesional, Universidad de Sonora, Hermosillo, Sonora, México, 120 p.

- Herrera, S., Bartolini, C., Pérez, O., Buitrón, B.**, 1984, Paleontología del área de Lampazos: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 1, no. 1, p. 50–59.
- Hottinger, L.**, 1967, Foraminifères imperforés du Mésozoïque marocain: Marruecos, Notes et Memoires du Service Geologique, 209, 169 p.
- Huber, B. T., Leckie, R. M.**, 2011, Planktic foraminiferal species turnover across deep-sea Aptian/Albian boundary sections, *Journal of Foraminiferal Research*, v 41 (1), p. 53-95.
- Hunt, J. M.**, 1979., *Petroleum geochemistry and geology*. Ed. Freeman. San Francisco (U.S.A.) 617 p.
- Husinec, A., Velic, I., Fucek, L., Vlahovic, I., Maticec, D., Ostric, N., Korbar, T.**, 2000, Mid Cretaceous orbitolinid (Foraminiferida) record from the islands of Cres and Losinj (Croatia) and its regional stratigraphic correlation, *Cretaceous Research*, 21, p. 155-171
- Imlay, R. W.**, 1944, Cretaceous Formations of Central America and Mexico: *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 28 (8), 1077-1196.
- Islas-Romero, M., Flores-Castro, K., Gibson, R., Torres-Valencia, M., Ángeles-Cruz, C. A., Esquivel-Macías, C.**, 2008, caracterización de materia orgánica sedimentaria en Formaciones Jurásicas (Huayacocotla, Santiago, Tepexic y Cahuasas) de la Región de Tepehuacán de Guerrero, Hidalgo (México): Implicaciones Paleoambientales, *Actas INAGEQ*, vol. 8 (1), p. 45-47.
- Jacques-Ayala, C.**, 1989, Arroyo Sásabe Formation (Aptiano-Albiano), Northwestern Sonora, Mexico, marginal marine sedimentation in the Sonora back-arc basin, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, vol. 8 (2), p. 171-178.
- Johnson, R. W., Calder, J. A.**, 1973, Early diagenesis of fatty acids and hydrocarbons in a salt marsh environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. v. 37, p. 1943-1955.
- Kawka, O. E., Simoneit, B. R. T.**, 1988, Hydrothermal effects on organic matter: A synthesis of results from the Guaymas Basin study. *Symposium on Organic Matter in Hydrothermal systems, maturation migration and biogeochemistry*. Third Chemical Congress of North America, Toronto, Canada.
- King, R. E.**, 1939, Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico: *Geological Society of America, Bulletin*, v. 50, p. 1625–1722.
- Koch, W.**, 1977, Biostratigraphic in der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen, *Geol. Jb.*, Reihe A., v. 38, p. 11-123.

- Kvenvolden, K. A., Golan-Bac, M., Rapp, J. B.**, 1987, Hydrocarbon geochemistry of sediments offshore from Antarctica: I. Wilkes Land Continental Margin. En: The Antarctic Continental Margin: Geology and Geophysics of Offshore Wilkes Land. Circum-Pacific Council for Energy and Natural Resources. Eitrtreim, S. L., Hampton, M. A. (Eds.). Earth Science Series 5A, p. 205-213.
- Leckie, M.**, 1990, Middle Cretaceous Planktonic Foraminifers of the Antarctic Margin: Hole 693A, ODP LEG 113, in: Barker, P. F., Kennett, J. P., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 113, p. 319-324.
- Lehmann, C., Osleger, D. A., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A., Banner, J.**, 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico, Geological Society of America Bulletin, v.111, 7, p. 1010-1029, 12 figures.
- Leyva-Campohermoso, C. I., Flores Castro, K., Velasco, F., Ángeles cruz, C. A., Chávez, G., Gibson, R., Durán Álvarez, J. C., López, E. G., Esquivel Macías, C., Montiel, P., Ramírez, M.**, 2011, Implicaciones paleoambientales mediante geoquímica orgánica de rocas Jurásicas de la Formación "La Casita" en el afloramiento Potrero Prieto, Galeana, Nuevo León (México), XXI Congreso Nacional de Geoquímica, Instituto Nacional de Geoquímica, p. 88-91.
- Lijmbach, G. M. G.**, 1975, On the origin of petroleum. Proceedings of Ninth World Petroleum Congress. London: Applied Science Publishers, v. 2, p. 357-369.
- Jorgensen, B. B., Nelson, D. C.**, 2004, Sulfide oxidation in marine sediments: geochemistry meets microbiology. In: Sulfur Biogeochemistry-Past and Present, Geological Society of America Special Paper 379 (J.P. Amend et al., eds.), GSA Press, p. 63-81.
- Lipson-Benitah, S.** 2009, Mid Cretaceous (Aptian – Turonian) Planktic and Benthic Foraminifera from Israel: Zonation and Markers, Geological Survey of Israel, 29 p.
- Longoria, J. F.**, 1973, On the stratigraphic distribution of the Tintinnid genus *Colomiella*, Sociedad Geológica Mexicana, Boletín, vol. 34 (1 y 2), p. 97-99.
- Longoria, J. F.**, 1974, Stratigraphic, morphologic and taxonomic studies of Aptian planktonic foraminífera. Rev. Española Micropal, Número extraordinario, 107 pp., 27 pls.
- Longoria, J. F.**, 1977, Biestratigrafía del Cretácico Inferior basada en microfósiles planctónicos: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 38 (I), p. 2-17.
- Longoria, J. F.**, 1984, Cretaceous biochronology from the Gulf of Mexico region based on planktonic microfossils: Micropaleontology, vol. 30 (3), p. 225-242.
- Longoria, J. F. y Monreal, R.**, 1991, Lithostratigraphy, microfacies, and depositional environments of the mesozoic of Sierra La Nieva, Coahuila, Northeast Mexico, Revista de la Sociedad Geológica de España, vol. 4 (1-2), p. 7-31.

- Longoria, J. F., y Monreal, R.,** 2009, The use of planktonic microfossils to resolve chronostratigraphic, tectonic, and paleogeographic uncertainties in the Lower Cretaceous of eastern Sonora, NW Mexico, SEPM (Society for Sedimentary Geology), special publication No. 93, p. 269-285.
- López-Álvarez, G. E., Flores-Castro, K., Angeles-Cruz, C. A., Esquivel-Macías, C., Montiel-García, P., Durán-Álvarez, J. C., Velasco, F., Chávez, G., Leyva-Campohermoso, C. L., Ortiz, J. A.,** 2010, Geoquímica orgánica de la Formación La Casita en el afloramiento de Viesca, Coahuila: Implicaciones Paleoambientales, Actas INAGEQ. P. 66 – 72.
- López-Doncel, R., Labarthe-Hernández, G., Mata-Segura, J. L.,** 2005, Estudio sedimentológico de la Sierra Las Lilas (Paleozoico) y Sierra El Cartucho (Mesozoico) en la porción noroccidental del estado de Chihuahua, México (Distrito minero de Bismark: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22 (3), p. 298-314.
- López-Doncel, R. y Navarro Moctezuma, A.,** 2007, Estudio estratigráfico microfacial de los depósitos del Aptiano-Albiano Inferior en la porción occidental de San Luis Potosí, centro oriente de México y su Relación con la incipiente plataforma valles San Luis Potosí, Geos. sedimentología, estratigrafía y Paleontología, V. 27 (1).
- Lu, Y., Hautevelle, Y., Michels, R.,** 2012, Determination of the molecular signature of fossil conifers by experimental palaeochemotaxonomy, Part 1: The Araucariaceae family, Biogeosciences, 20 p.
- MacKenzie, W. S. and Adams, A. E.,** 1997, Atlas en color de rocas y minerales en l.mina delgada. Masson, S.A. Barcelona.
- Madhavaraju, J., Löser H., González-león, C. M.,** 2008, Geochemistry of clastic rock of Mural Formation (Aptian-Albian), Northern Sonora, México, XVIII Congreso Nacional de Geoquímica, INAGEQ, vol. 18 (1), 59 p.
- Madhavaraju, J. y González-León, C. M.,** 2012, Depositional conditions and source of rare earth elements in carbonate strata of the Aptian-Albian Mural Formation, Pitaycachi section, northeastern Sonora, Mexico, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, V. 29 (2), p. 478-491.
- Madhavaraju, J., Sial, A.N., González-León, C.M., Nagarajan, R.,** 2013, Carbon and oxygen isotopic variations in early Albian limestone facies of the Mural Formation, Pitaycachi section, northeastern Sonora, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 30, núm. 3, p. 526-539.
- Madhavaraju J., Ramírez-Montoya E., Monreal R., González-León C. M., Pi-Puig T., Espinoza-Maldonado I. G., Grijalva-Noriega F.,** 2016, Paleoclimate, paleoweathering and paleoredox conditions of Lower Cretaceous shales from the Mural Limestone, Tuape section, northern Sonora, Mexico: Constraints from clay mineralogy and geochemistry, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v, 33 (1), p. 34-48.

- Mandic, O., Lukeneder, A.**, 2008, Dating the Penninic Ocean subduction: new data from planktonic foraminifera, *Cretaceous Research* (29), Elsevier, p. 901-912.
- Mathieu, R., Bellier, J. P., Granier, B.**, 2011, Manuel de Micropaléontologie, Carnets de Géologie / Notebooks on Geology. 123pps.
- Matsueda, H.**, 1986, Chemical studies on marine large particles with special reference of carbon cycle in the ocean. Ph.D thesis, Nagoya University, 234 p (unpublished).
- Matsumotog, I.**, 1993, Geochemical features of the McMurdo dry valley lakes, Antarctica. Physical and Biogeochemical Processes in Antarctic Lakes, ed. by W. J. Greene And E. I. Freidman. Washington, D.C. Antarct. Res. Ser. v. 59, p. 95-118
- Mendoza-Ostria, D. M., Flores-Castro, K., Estrada, E., Durán-Álvarez, J. C., Torres-Valencia, J. M., Esquivel-Macías, C.**, 2012, Caracterización de Compuestos orgánicos preservados en madera fósil del género *Javelinoxylon* deca (Malvaceae s.l.) del Afloramiento DECA-Parque Cretácico, municipio de Aldama, Chihuahua (México), *Actas INAGEQ*, v.18, n. 1. p. 77-81.
- Mendoza-Ostria, D. M.**, 2016, Compuestos orgánicos preservados en madera fósil del género *Javelinoxylon* deca (Malvaceae s. l.) del Afloramiento DECA-Parque Cretácico, Municipio de Aldama, Chihuahua, México, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, tesis de Licenciatura, 98 p.
- Michael, F. Y.**, 1972. Planktonic foraminifera from the Comanchean Series (Cretaceous) of Texas, *J. Foram. Res.*, v. 2, p. 200-220.
- Monreal, R.**, 1989, Regional stratigraphic studies of the Lower Cretaceous in northern México and the United States. The University of the Texas at Dallas. Tesis de Doctorado.
- Monreal, R., Valenzuela, M., González-León, C.**, 1994, A revisión of the stratigraphic nomenclature for the Cretaceous of northern Sonora, and some paleogeographic implications, *Boletín del departamento de Geología, Universidad de Sonora*. Vol 11 (1), p. 171-190.
- Monreal, R., Longoria, J.F.**, 1995, Transpressional deformation pattern related to basement faults in the Mesozoic of northeastern Chihuahua: *Boletín del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora*, v.12 (2), p. 17-34.
- Monreal, R.**, 1997, Microfacies of a Lower Cretaceous marine succession in Cerro Las Conchas, Sonora, Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Universidad Nacional Autónoma de México*, vol. 14 (1), p. 38-49.
- Monreal, R., Longoria, J.F.**, 1999, A revision of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous stratigraphic nomenclature for the Chihuahua trough, north-central Mexico: Implications for lithocorrelations. In: *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*, C. Bartolini, J. Wilson, and T. Lawton, eds., Geological Society of America Special Paper 340, p. 69-92.

- Monreal, R., Longoria, J.F.**, 2000a, Stratigraphy and structure of the Lower Cretaceous of Lampazos, Sonora, (northwest Mexico) and its relationship to the Gulf Coast succession: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 84, no. 11, pp 1811-1831.
- Monreal, R., y Longoria, J. F.**, 2000b, Lower Cretaceous rocks of Sierra Los Chinos, east-central Sonora, México, Geofísica Internacional, año/vol. 39 (4), Universidad Nacional Autónoma de México, p. 309-322.
- Monreal, R.**, 2009, El Cretácico del este de Sonora y su relación con el Cretácico de Chihuahua, XXVIII Convención Minera Internacional, AIMMGM AC, Veracruz., del 28 al 31 de octubre, p. 7-14.
- Monreal, R., Cano-Corona, I., Grijalva-Noriega, F. J., Montijo-González, A., Almazán-Vázquez, E.**, 2011, Caracterización del Grupo Bisbee (Cretácico Inferior) en el área al sur de la Sierra Basómari, Noreste de Sonora, México, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Vol. 63 (29), p. 365-378.
- Montaño-Ruiz, L. S.**, 2013, Geoquímica orgánica de las rocas siliciclásticas del Cretácico superior de la Sierra Cuesta El Infierno (Municipio de Aldama, Chihuahua), mediante la interpretación de marcadores, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, tesis de Licenciatura, 118 p.
- Moullade, M.**, 1966, Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la "fosse vocontienne". Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon, v. 15, 369 pp., Lyon.
- Mueller, J.G.; Resnick, S.M.; Shelton, M.E. y Pritchard, P.H.**, 1992, Effect of inoculation on the biodegradation of weathered Prudhoe Bay crude oil, Journal of Industrial Microbiology.
- Muir, J. M.**, 1936, Geology of the Tampico region, México: Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, 280 p.
- Nachmanr., J.** 1985, Unusual predominance of even-carbon hydrocarbons in a Antarctic food chain. Lipids. v. 20, p.629-633.
- Neagu, T.**, 2005, Albian Foraminifera of the Romanian plain, Planktonic Foraminifera, Acta Palaeontologica Romaniaae, v 5, p.311-332.
- Neumann, M.**, 1967, Manuel de Micropaléontologie; Des Foraminifères, Systématique Stratigraphie, I:Saccamminidae á Ataxophragmiidae: Paris, Gauthier-Villars, 297 p.
- Nichols P. D., Volkman J. K., Palmisano A. C., Smith G. A., C W. D.**, 1988. Occurrence of an isoprenoid C25 diunsaturated alkene and high neutral lipid content in Antarctic sea-ice diatom communities. J. Phycol. v. 24, p.90-96.
- Nishi, H., Takashima, R., Hatsugai, T., Saito, T., Kazuyoshi, M., Ennyu A., Sakai, T.**, 2003, Planktonic foraminiferal zonation in the Cretaceous Yezo Group, Central Hokkaido, Japan, Journal of Asian Earth Sciences, 21, p.867-886.

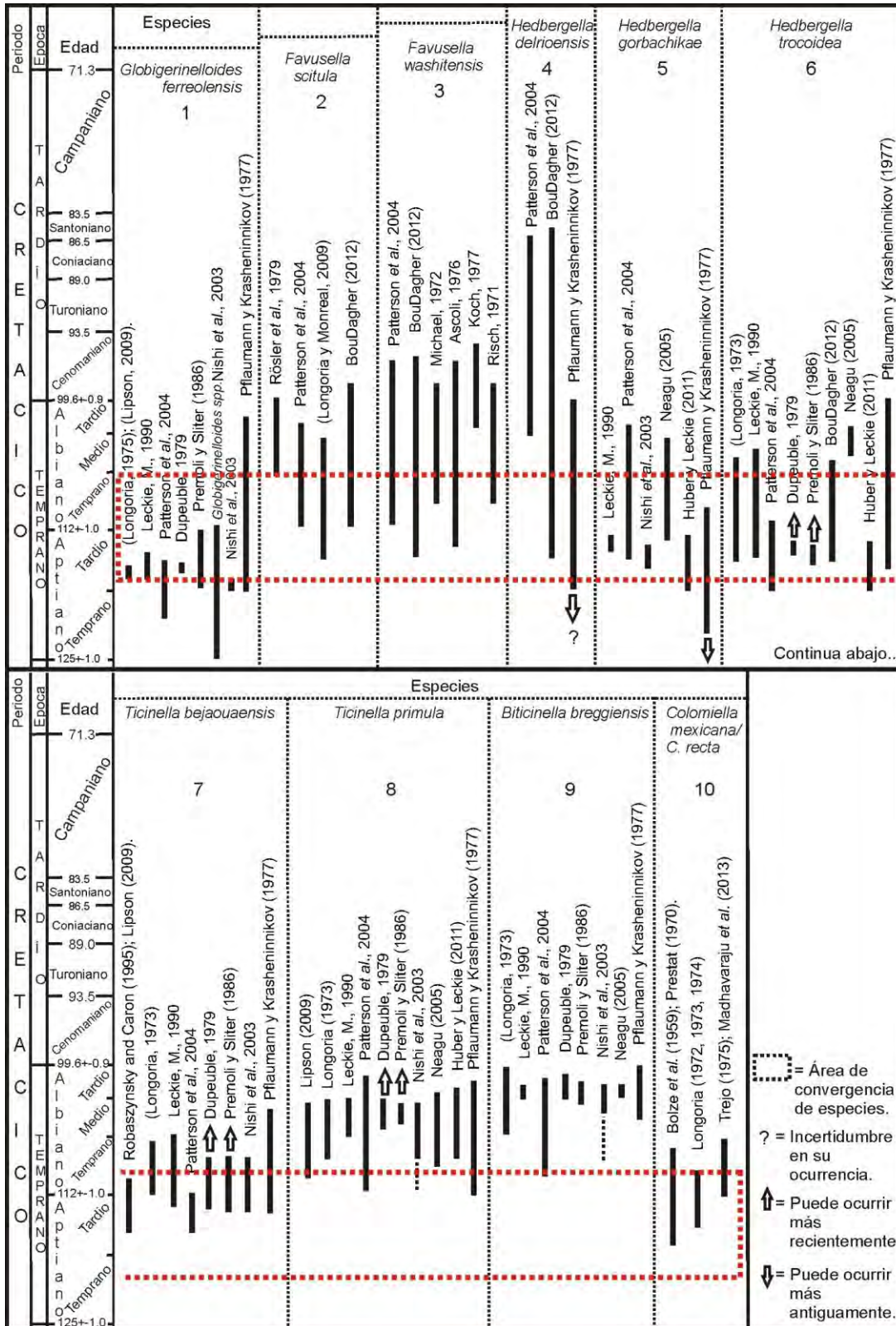
- Núñez-Useche, F., Barragán, R.**, 2012, Microfacies analysis and paleoenvironmental dynamic of the Barremian-Albian interval in Sierra del Rosario, eastern Durango state, Mexico., *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, V. 29 (1), p. 204-218.
- Omaña, L., González-Arreola, C., Ramírez-Garza, B. M.**, 2005, Barremian planktonic foraminiferal events correlated with the ammonite zones from The San Lucas Formation, Michoacan (SW México), *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, año/vol. 22 (001), UNAM, Querétaro, p. 88-96.
- Oró, J., Tornabene, T. G., Nooner, D. W., Gelpí, E. J.**, 1977, *Journal bacteriology*, 93, p. 1811-1818.
- Patterson et al.**, 2004, Biostratigraphic distribution of 484 species of planktic foraminifera utilized in wavelet analysis, *Journal of Foraminiferal research*, V.34 (2), 85-95 p. Appendix 1.
- Pearson A, Eglinton T. I.**, 2000, The origin of *n-alkanes* in Santa Monica Basin surface Sediment: a model based on compound-specific ^{14}C and ^{13}C data. *Org. Geochem*, 31: 1103-1116.
- Peters, K. and Moldowan, J.**, 1993, *The biomarker Guide: Interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments*, Prentice hall, Englewood cliffs, NJ, 363.
- Peters, K. E., Walters, C. C., Moldowan, J. M.**, 2005, *The Biomarker Guide, Volume 2: Biomarkers and isotopes en the environment and the human history*. Cambridge University Press, United Kingdom. 1155p.
- Pettijohn, F.J.** 1975. *Sedimentary Rocks*. 3rd ed. Harper & Row Publ. New York. 628 pp.
- Pflaumann, U., Krasheninnikov, V. A.**, 1977, Early Cretaceous Planktonic foraminifers from eastern North Atlantic, DSDP LEG 41, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 41, p. 539-564.
- Philp, R. P.**, 1985, *Mass Spectrometry Reviews, Biological Markers in Fossil Fuel Production*, Ed. John Wiley and Sons, Inc., v. (4), pp. 1-54.
- Premoli-Silva, I., Sliter, W. V.**, 1986, Late Aptian and Cenomanian-Turonian planktonic Foraminifers from deep sea drilling project site 585, LEG 89, East Mariana Basin: *in* Moberly, R., Schlanger, S. O., and Sceintific Party, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 89, p. 297-309.
- Premoli-Silva, I., McNulty, C. L.**, 1984, Planktonic foraminifers and calpionellids from gulf of Mexico sites, deep sea drilling Project leg 77, p. 547-584.
- Premoli-Silva, I., Caron, M., Leckie, R. M., Petrizzo, M. R., Soldan, D. and Verga, D.**, 2009. *Paraticinella* n. gen. and taxonomic revision of *Ticinella bejaouaensis* Sigal, 1966. *Journal of Foraminiferal Research*. V. 39 (2), p. 126-137.
- Prestat, B.**, 1970, Présence de Colomiella Bonet (Calpionellidae) dans le Crétacé inférieur de Somalie et d'iran, *Quart. Coll. Afriq. Micropaleontology*, 7, p. 314-324.

- Prinik, M. P., Atlas, R. M., Bartha, R.**, 1977, Hydrocarbon metabolism by *Brevibacterium erythrogenes*: normal and branched alkanes. *Journal of Bacteriology* 119: 868-878.
- Ramírez del Pozo, J.**, 1971, Bioestratigrafía y Microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región cantábrica), *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, I, texto, p. 357; II, fig. y cuadros; III, 138 láminas.
- Randrianasolo, A., Anglada, R.**, 1998. About *Ticinella roberti* var. *bejaouaensis* Sigal, 1966 and *Ticinella bejaouaensis* Sigal emended Moullade, 1966 in Joint Regional Meeting of IGCP Projects nos. 381 and 362, held in conjunction with the Cuban Geological Congress, Havana, Cuba, 24 March-1 April 1998: *Geologia y Mineira* 1998, *Memorias* 2, 298, La Habana.
- Reháková, D., Michalik, J.**, 1997, Evolution and distribution of calpionellids, the most characteristic constituents of Lower Cretaceous Tethyan microplankton, *Cretaceous Research*, vol. 18 (3), p. 493-504.
- Risch, H.**, 1971. Stratigraphie der höheren Unterkreide der bayrischen Kalkalpen mit Hilfe von Mikrofossilien, *Palaeontographica*, Abt. A, v. 137, p. 1-8.
- Robaszynski, F., Caron, M.**, 1995. Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. *Bulletin de la Société Géologique de France* 6, 681-692.
- Rodríguez, T. R., Guerrero, G. J.**, 1969, Hoja Villa Ahumada, 13R-a (9) con Resumen de la geología de la Hoja Villa Ahumada, Estado de Chihuahua: UNAM, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, serie de 1:100,000.
- Ross, M. A.**, 1979, Stratigraphy of the Tamaulipas Limestone northeastern Mexico: Arlington, University of Texas, Tesis de maestría, 96 p.
- Rösler, W., Lutze, G. F., Pflaumann, U.**, 1979, Some Cretaceous planktonic foraminifers (*Favusella*) of DSDP Site 397 (eastern North Atlantic) . Initial Report of the Deep Sea Drilling Project Vol. 47 p. 273-277.
- Santa María-Díaz, A., Monreal, R.**, 2008, La Formación Los Picachos en la sierra de Los Chinos, Sonora, México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 60 (1), p.111-120.
- Santa María-Díaz A., Monreal, R.**, 2012, Microfacies de la Formación Lampazos en la sierra de los Chinos 2008, Sonora, México, *Temas de ciencia y tecnología*, vol. 15 (47), p. 3-10.
- Schlanger, S. O., Jenkins, H. C.**, 1976, Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences: *Geologie en Mijnbouw*, v. 55, p. 179–184.
- Scholle, P. A., Ulmer-Scholle, D. S.**, 2003, A color guide to the petrography of carbonate rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis, American Association of Petroleum Geologists Tulsa, Oklahoma, U.S.A. 459 p.
- Schwennicke, T.**, 2009. Curso de Icnología, Universidad Autónoma de Baja California Sur La Paz, B.C.S. p. s/n.

- Scott, R. W., Gonzalez-León, C. M.**, 1991, Paleontology and biostratigraphy of cretaceous rocks, Lampazos area, Sonora, in E. Perez-Segura and C. Jacques-Ayala, eds., *Studies of Sonoran Geology: Geological Society of America, Special Paper 254*, p.51-67.
- Scott, R.W., Warzeski, E.R.**, 1993. An Aptian-Albian shelf ramp, Arizona and Sonora. *In: Simo, J.A.T., Scott, R.W., Masse, J. P. (Eds.), Cretaceous carbonate platforms. American Association of Petroleum Geologists Memoir 56*, p. 71-79.
- Servicio Geológico Mexicano**, 1999, Carta geológico-minera Madera H12-9 Sonora y Chihuahua, escala 1:250 000, 1 mapa.
- Servicio Geológico Mexicano**, 2000, Carta geológico-minera, Ciudad Delicias H13-11 Chihuahua, escala 1:250 000, 1 mapa.
- Sigal, J.**, 1977, Essai de zonation du Crétacé méditerranéen à l'aide des foraminifères planctoniques: *Geologie Mediterraneenne*, v. 4, p. 99–108.
- Simoneit, B. R. T., Mazurek, M. A.**, 1982. Organic matter of the troposphere – II. Natural background of biogenic lipid matter in aerosols over the rural western United States. *Atmospheric Environment* 16 (9), 2139-2159.
- Solano-Rico, B.**, 1970, Geología y yacimientos minerales del distrito de Lampazos, Sonora: Unpublished B.S. Thesis, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, México, 103 p.
- Soto, G., Zapata, E., Kertzus, V.**, 2006, Identificación de Tractos Sedimentarios en sedimentos pelágicos mediante métodos geoquímicos. *Formación La Luna, Occidente de Venezuela, Geogaceta*, 39 (2006), 7-10
- Souza, G. P., Filgueira, M., Rosenthal, R., Holanda, J. N. F.**, 2003, Caracterizacao de material compósito diatomáceo natural (Characterization of natural diatomaceous composite material), *Cerámica*, 49, p. 40-43.
- Tissot, P., and Welte, D.**, 1984, *Petroleum formation and occurrence*, 2nd ed., Springer Verlag, Berlin, 699 p.
- The Geological Society of America**, 1996, The Rock Color Chart Committee, Octava impression, The Geological Society of America, Colorado U.S.A.
- Trejo, H. M.**, 1960, La familia Nannoconidae y su Alcance Estratigráfico en América (Protozoo, *Incertae sedis*): *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. 12 (9-10), 259-314, 3 láminas.
- Trejo, H. M.**, 1980, Distribución estratigráfica de los tintínidos mesozoicos mexicanos, *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 12 (4): 4-13.
- Vail, P. R., Mitchum, M. Jr., Todd R. G., Widmier J. M., Thompson, S., Sangree, J. B., Bubb J. N., Hatlelid, W. G.**, 1977, Seismic stratigraphy and global changes of the sea level, in Payton, C.E. (ed.), *Seismic stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration: American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 26, 49-212.

- Villaseñor-Martínez, A. B., González-Arreola, C.**, 1988, Fauna de Amonitas y presencia de *Lamellaptychus murocostatus* del Jurásico Superior de la Sierra de Palotes, Durango: UNAM. Instituto de Geología, 7 (1), 71-77.
- Volkman J., Holdsworth D., Neill G. and Bavor H.**, 1992: Identification of natural, anthropogenic and petroleum hydrocarbons *in* aquatic sediments. The Science of the total environments, 112 : 203-219.
- Waples, D.W. and Machichara, T.**, 1991, Application of sterane and triterpane biomarkers in petroleum exploration, Bulletin Can. Petrol. Geol., 38: 357-380.
- Warzeski, E.R.**, 1987. Revised stratigraphy of the Mural Limestone: a Lower Cretaceous carbonate shelf in Arizona and Sonora. In: Dickinson, W.R., Klute, M.F. (*Eds.*), Mesozoic Rocks of Southern Arizona Adjacent Areas. Arizona Geological Society, Digest 18, p. 335-363.
- Wilson, J. L.**, 1975, Carbonate facies in Geologie History: Berlin Springer, 471 p.
- Zhao M., Dupont L., Eglinton G., Teece M.**, 2003, *n-Alkane* and pollen reconstruction of terrestrial climate and vegetation for N.W. Africa over the last 160 kyr. Org. Geochem, 34: 131-143.

ANEXO 1. Alcances estratigráficos de las especies identificadas de acuerdo a diversos autores en diferentes localidades.



ANEXO 2

LÁMINAS (1-17) (Análisis de Microfacies)

Sierra Banco de Lucero, Chihuahua

Lámina 1

Microfacies 1 [SMF-3, Flügel (2004); ZF-3, Wilson (1975)]

- Fig. 1: Ostrácodo, luz polarizada (clave lámina L34+16).
- Fig. 2: *Favusella* sp., galería de anélidos y ostrácodo (clave lámina L34+16).
- Fig. 3: *H. cf. delrioensis* (clave lámina L34+16).
- Fig. 4: Cristales de cuarzo, luz polarizada (clave lámina L34+16).
- Fig. 5: Tubo de anélido (clave lámina L34+16).
- Fig. 6: Fragmento de concha (clave lámina L16+30).
- Fig. 7: Galerías de anélidos (clave lámina L16+30).
- Fig. 8: *H. delrioensis* (clave lámina L16+30).
- Fig. 9: Ostrácodo, luz polarizada (clave lámina L16+30).
- Fig. 10: *H. cf. delrioensis* (clave lámina L16+30).
- Fig. 11: *Biticinella cf. breggiensis* (clave lámina L16+30).
- Fig. 12: Intraclastos, anélidos, ostrácodos y líneas microestilolíticas (clave lámina L16+30).
- Fig. 13: Extraclasto conteniendo fragmentos de cristales (clave lámina L16+30).
- Fig. 14: Ostrácodo planctónico, *Microcalamoides diversus* (clave lámina L16+30).
- Fig. 15: *Favusella* sp., anélidos y microestilolitos (clave lámina L16+30).

Barra en todas las microfotografías equivale a 200 μ m.

Todos los aloquímicos observados a un objetivo de 40X, excepto 7 y 12 a obj. 10X.

(Lámina 1 - Microfacies 1)

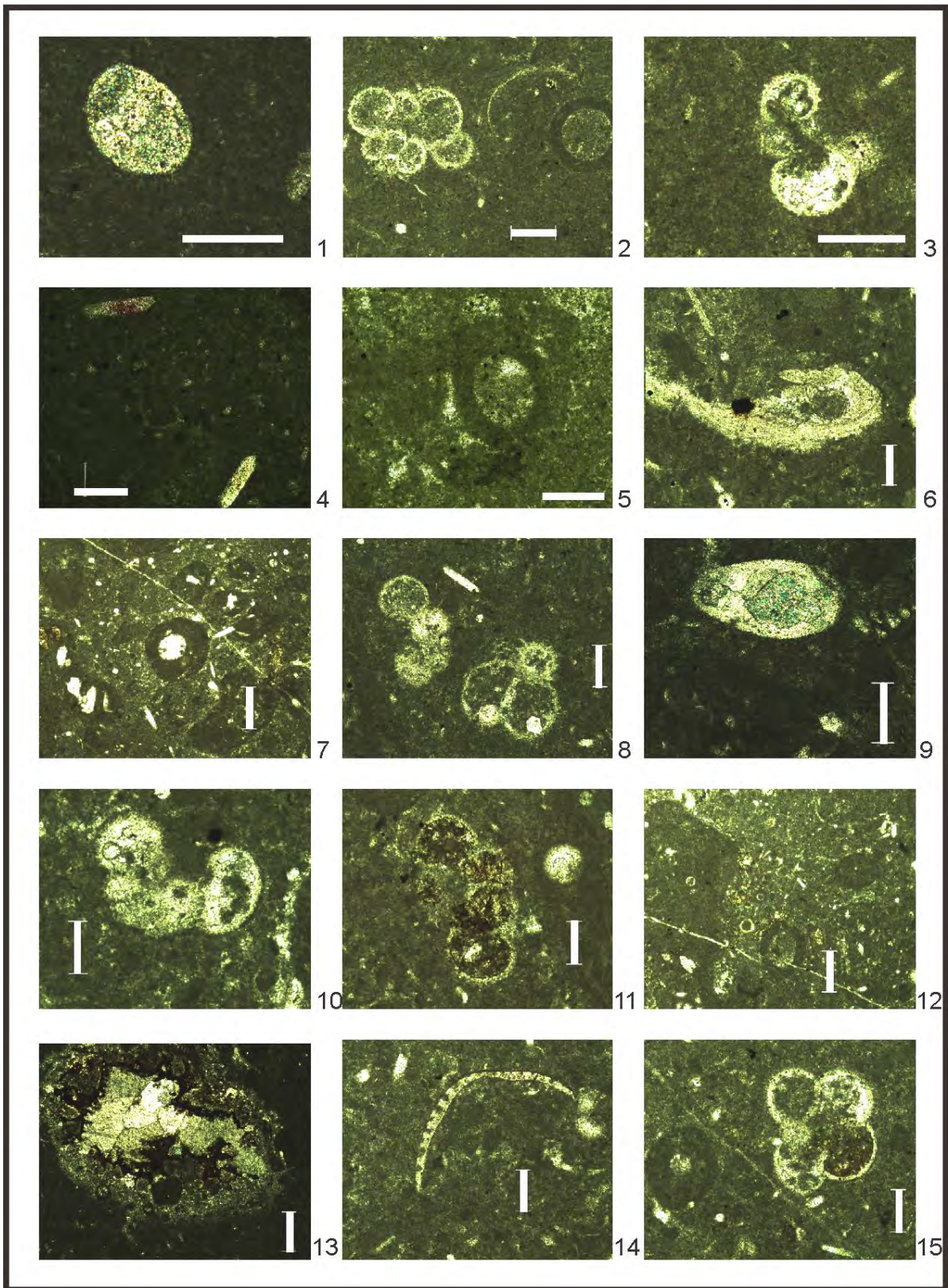


Lámina 2

Microfacies 2 [SMF-1, Flügel (2004); ZF-2, Wilson (1975)]

- Fig. 1: *Lenticulina* sp., luz polarizada (clave de lámina L33+28).
Fig. 2: *Colomiella mexicana* (clave de lámina L33+28).
Fig. 3: *Colomiella recta* (clave de lámina L33+28).
Fig. 4: *Favusella* sp, espícula de esponja? (triaxoma) y *Colomiella* sp.
(clave de lámina L33+28).
Fig. 5: *Favusella scitula* (clave de lámina L33+28).
Fig. 6: *Favusella* cf. *washitensis* (clave de lámina L33+28).
Fig. 7: *Hedbergella* cf. *trocoidea* y espícula de esponja (triaxoma)
(clave de lámina L33+28).
Fig. 8: *Nautiloculina oolithica* (clave de lámina L33+28).
Fig. 9: Trazas de esponja y microestilolitos (clave de lámina L33+28).

Barra en todas las microfotografías equivale a 200 μm .

Todos los aloquímicos observados a un objetivo de 40X, excepto 4 y 9 a obj. 10X.

(Lámina 2 - Microfacies 2)

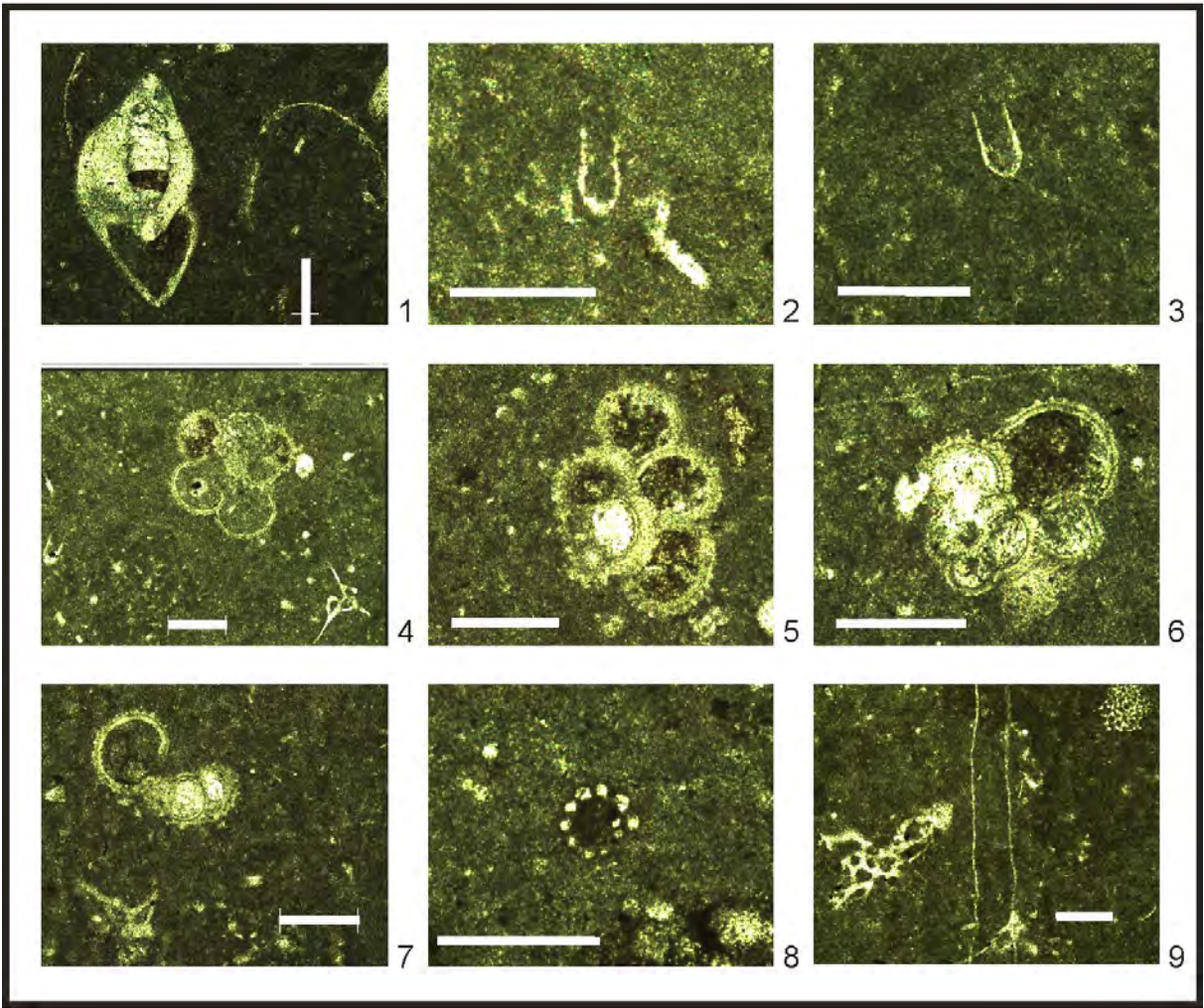


Lámina 3

Microfacies 3 [SMF-3, Flügel (2004); ZF-1, Wilson (1975)]

- Fig. 1: *Colomiella recta* (clave lámina L32+50).
Fig. 2: *C. mexicana* (clave lámina L32+50).
Fig. 3: Foraminífero planctónico (cámaras internas con óxido) y líneas de calcita (clave lámina L32+50).
Fig. 4: Foraminífero planctónico no identificado con testa disuelta (clave lámina L32+50).
Fig. 5: *Hedbergella* cf. *gorbachikae* y ostrácodo relleno de óxido (clave lámina L32+50).
Fig. 6: *Favusella scitula* (clave lámina L32+50).
Fig. 7: *F. scitula* (clave lámina L32+50).
Fig. 8: *F. washitensis* (clave lámina L32+50).
Fig. 9: *Globigerinelloides ferreolensis* y *Colomiella* sp. (clave lámina L32+50).
Fig. 10: *Globigerinelloides ferreolensis* (clave lámina L32+50).
Fig. 11: *G. ferreolensis* y *Favusella scitula* (clave lámina L32+50).
Fig. 12: *G. ferreolensis* y ostrácodo (clave lámina L32+50).
Fig. 13: *Biticinella* cf. *breggiensis* (clave lámina L32+50).
Fig. 14: *B. cf. breggiensis* (clave lámina L32+50).
Fig. 15: Foraminífero planctónico no identificado (clave lámina L32+50).

La muestra presenta microestilólitos y en algunos casos rellenos de material arcilloso fino.

Barra en todas las microfotografías equivale a 200 µm.

Todos los aloquímicos observados a objetivo de 40X, excepto 11 y 12 a obj. 10X.

(Lámina 3 - Microfacies 3)

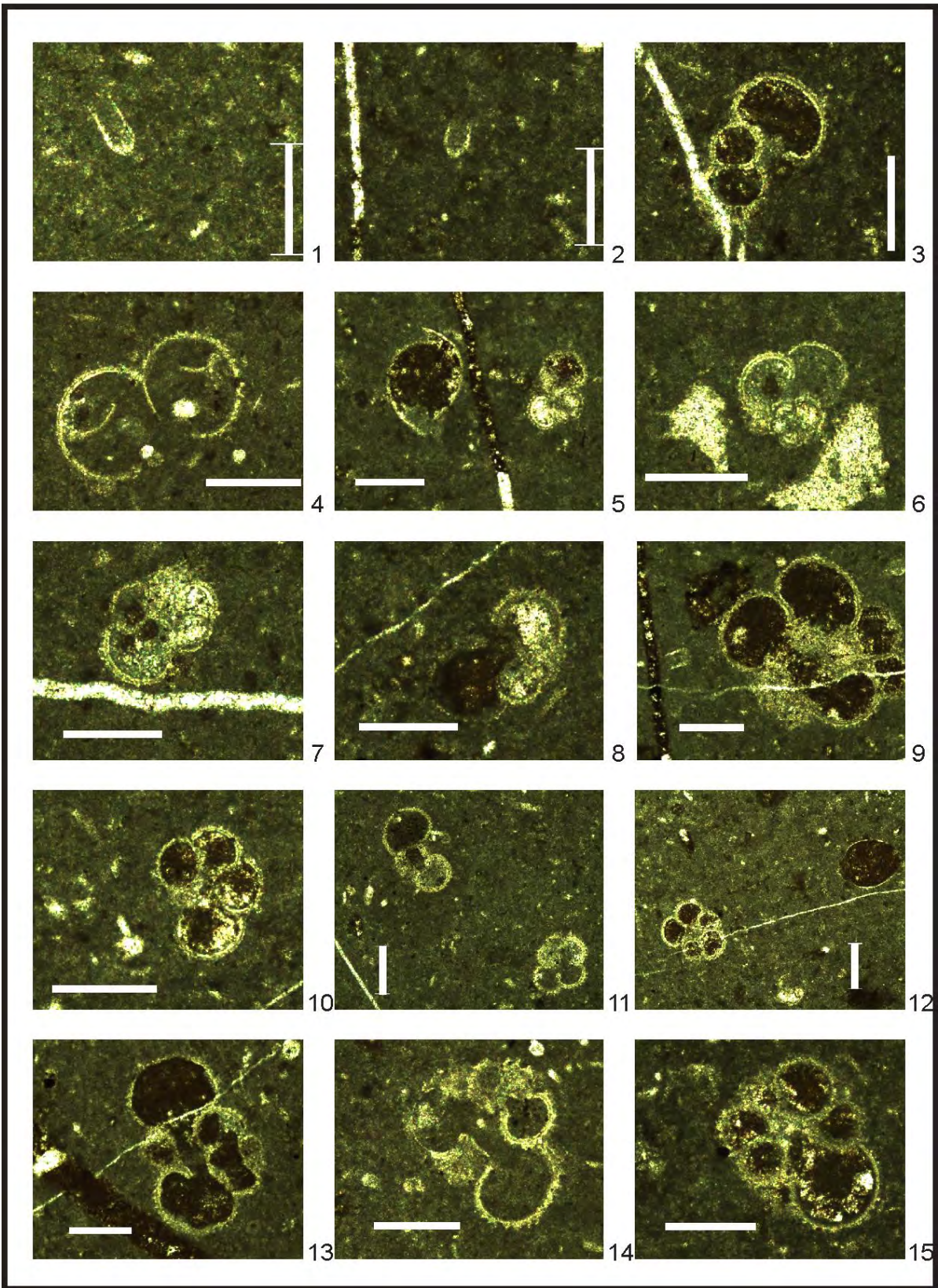


Lámina 4

Microfacies 4 [SMF-3, Flügel (2004); ZF-3, Wilson (1975)]

- Fig. 1: Traza de crinoide planctónico y foraminífero planctónico, (clave lámina L32+48).
- Fig. 2: *Favusella scitula* (clave lámina L32+48).
- Fig. 3: *F. scitula* (clave lámina L32+48).
- Fig. 4: cf. *Favusella* (clave lámina L32+48).
- Fig. 5: cf. *Globigerinelloides* (clave lámina L32+48).
- Fig. 6: *F. scitula* (clave lámina L32+48).
- Fig. 7: *F. scitula* (clave lámina L32+48).
- Fig. 8: *F. washitensis* (clave lámina L32+48).
- Fig. 9: Trazas de crinoides planctónicos (clave lámina L32+32).
- Fig. 10: Foraminífero planctónico no identificado (clave lámina L32+32).
- Fig. 11: Foraminíferos planctónicos y fragmento de concha, vista con luz polarizada (clave lámina L29+23).
- Fig. 12: *F. washitensis* (clave lámina L29+23).
- Fig. 13: cf. *Globigerinelloides* (clave lámina L27+50).
- Fig. 14: *Paraticinella eubejaouaensis* (clave lámina L8+16).
- Fig. 15: Ostrácodo, luz polarizada (clave lámina L8+16).

Las flechas blancas en las microfotografías indican la dirección de la corriente.

Barra en todas las microfotografías equivale a 200 µm.

Todos los aloquímicos observados a objetivo de 40X, excepto 11 a obj. 10X.

(Lámina 4 - Microfacies 4)

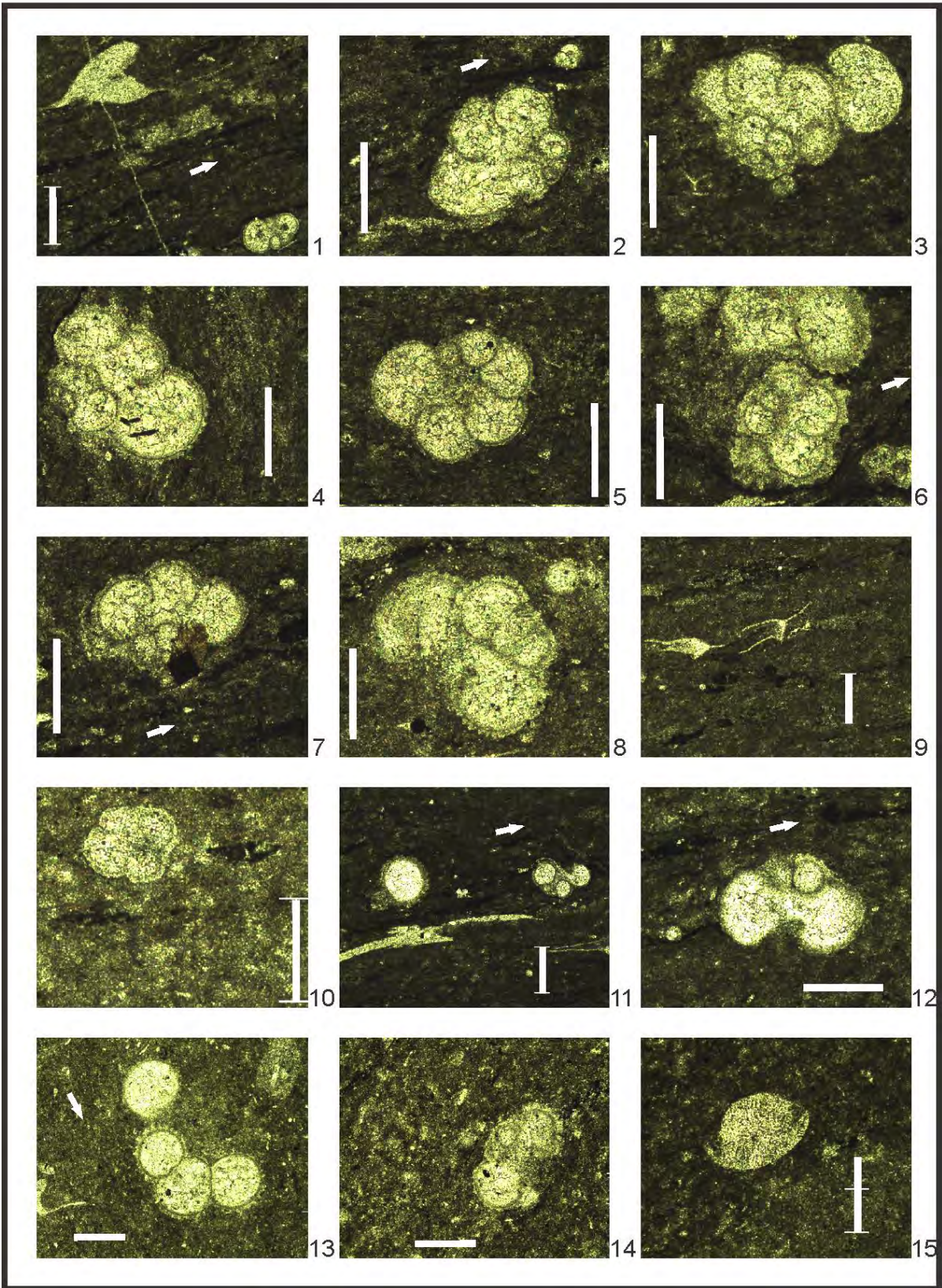


Lámina 5

Microfacies 5 [SMF-12, Flügel (2004); ZF-2, Wilson (1975)]

- Fig. 1: *Colomiella recta* (clave lámina L32+24).
Fig. 2: *B. breggiensis* (clave lámina L32+24).
Fig. 3: *C. recta* y foraminífero planctónico (clave lámina L32+48).
Fig. 4: Corte transversal de espícula de crinoideo, *Saccocoma* sp., luz polarizada (clave lámina L32+24).
Fig. 5: *H. cf. trochoidea* (clave lámina L32+24).
Fig. 6: Ostrácodo (clave lámina L32+24).
Fig. 7: Espícula de *Saccocoma* sp. (clave lámina L32+24).
Fig. 8: *Ticinella* sp. (clave lámina L32+24).
Fig. 9: cf. *Hedbergella* (clave lámina L32+24).
Fig. 10: *Paraticinella eubejaouaensis* (clave lámina L32+24).
Fig. 11: *Favusella scitula* (clave lámina L32+24).
Fig. 12: *F. washitensis* (clave lámina L32+24).
Fig. 13: Wackestone con foraminíferos planctónicos, *F. washitensis* (a) y *P. eubejaouaensis* (b), espina de crinoide (c) (clave lámina L32+24).
Fig. 14: Crinoide planctónico, *Saccocoma* sp. (clave de estrato L31+31).
Fig. 15: Traza de crinoide planctónico, *Saccocoma* sp. (clave lámina L26+40).

Barra en todas las microfotografías equivale a 200 μm , excepto en 14 donde equivale a 1cm.

Todos los aloquímicos observados a objetivo de 40X, excepto en 13 a obj. 10X, y en la fig. 14 a vista normal.

(Lámina 5 - Microfacies 5)

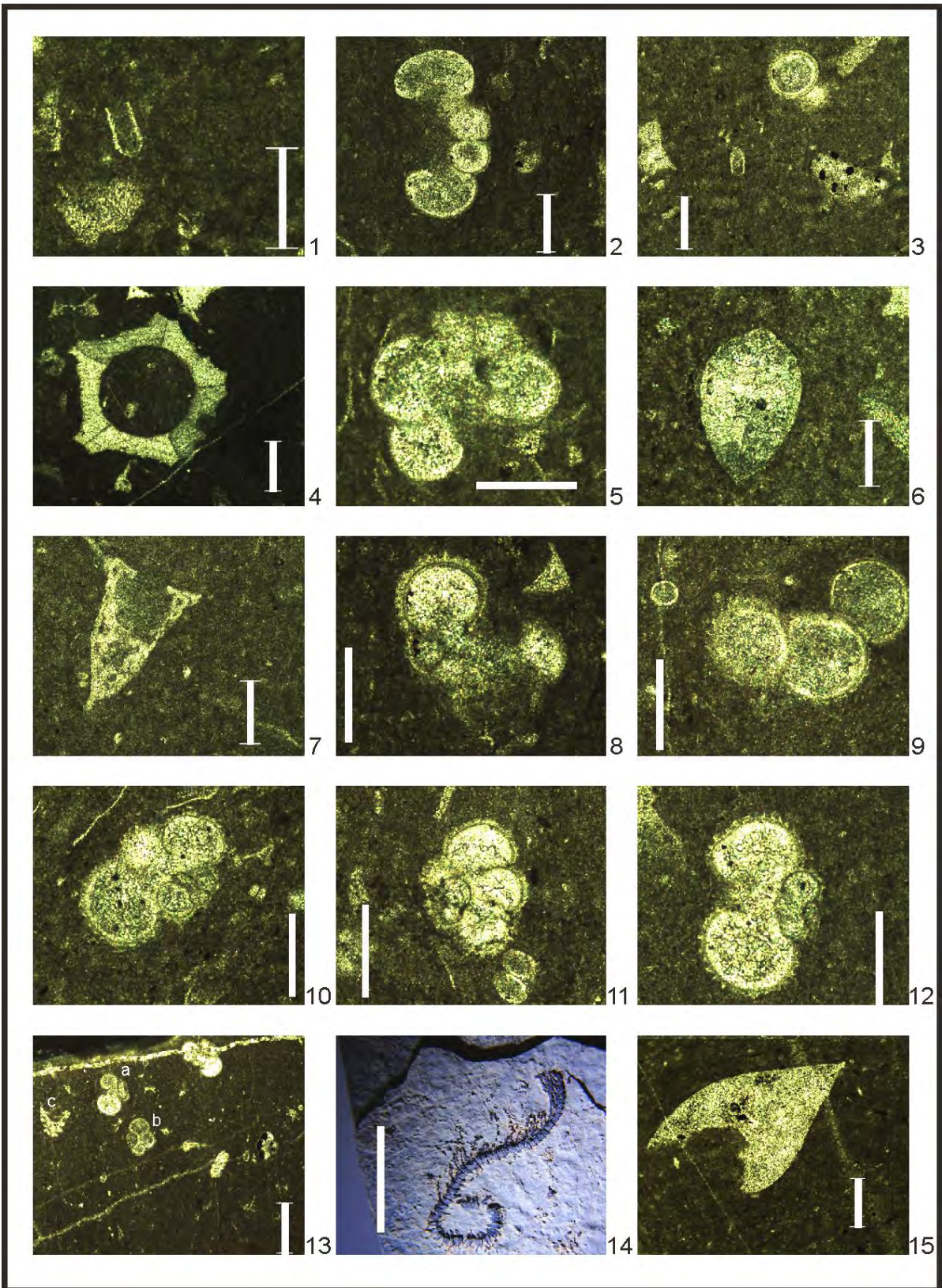


Lámina 5b

Microfacies 5 [SMF-12, Flügel (2004); ZF-2, Wilson (1975)]

- Fig. 1: Crinoide planctónico, *Saccocoma* sp. (clave del estrato L31+31).
Fig. 2: *Favusella scitula* (clave lámina delgada L26+40).
Fig. 3: *Hedbergella delrioensis*, luz polarizada (clave lámina delgada L26+40).
Fig. 4: *Paraticinella eubejaouaensis* (clave lámina delgada L26+40).
Fig. 5: *Colomiella recta* (clave lámina delgada L25+23).
Fig. 6: Ostrácodos y restos de crinoide planctónico (clave lámina delgada L25+23).
Fig. 7: Foraminífero no identificado (clave lámina delgada L25+5).
Fig. 8: *Paraticinella* cf. *eubejaouaensis* (clave lámina delgada L23+17).
Fig. 9: *Favusella* cf. *scitula* (clave lámina delgada L23+17).
Fig. 10: *B.* cf. *breggiensis* (clave lámina delgada L23+17).
Fig. 11: Fragmentos de espina de crinoide (clave lámina delgada L23+17).
Fig. 12: *C. mexicana* (clave lámina delgada L20+30).
Fig. 13: Espina de equinodermos, luz polarizada (clave lámina delgada L15+50).
Fig. 14: Fragmentos de crinoide planctónico (clave lámina delgada L15+26).

Microfacies 6 (SMF-?; ZF-?)

- Fig. 15: Cristales en matriz de micrita (mudstone), luz polarizada
(clave lámina delgada L4+25).

La barra en todas las microfotografías equivale a 200 µm, excepto en 1 y 15 donde equivalen a 1cm y 100 um respectivamente.

Todos los aloquímicos observados a objetivo de 40X, excepto en fig. 15 a obj.

10X, y en la fig. 1 a vista normal.

(Lámina 5b - Microfacies 5 y 6)

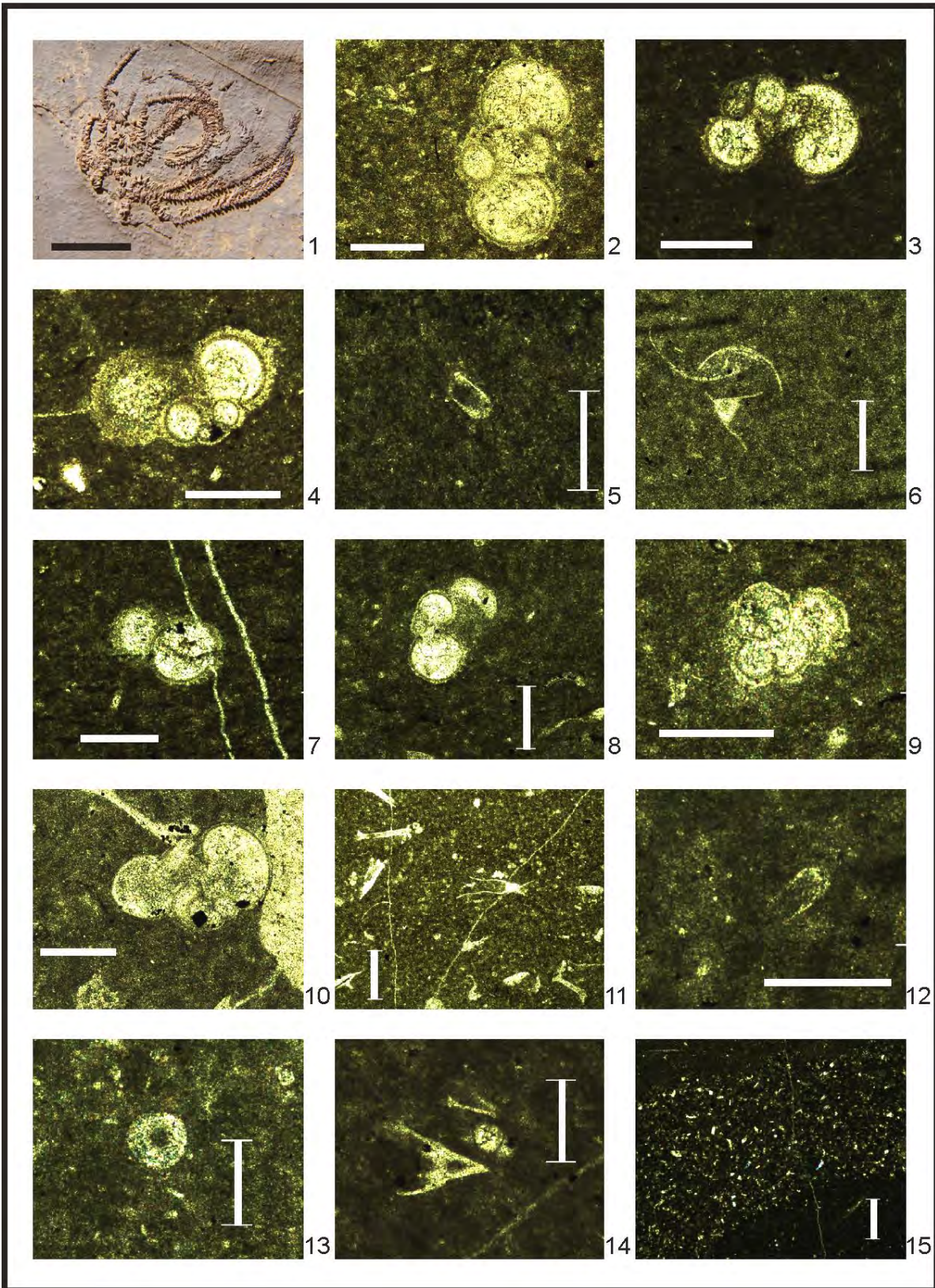


Lámina 6

Microfacies 7 [SMF-3, Flügel (2004); ZF-1, Wilson (1975)]

- Fig. 1: *Colomiella recta* (clave lámina delgada L26+21).
- Fig. 2: Foraminífero bentónico (clave lámina delgada L26+21).
- Fig. 3: *Hedbergella trocoidea* y traza de espina de crinoide
(clave lámina delgada L26+21).
- Fig. 4: *Favusella washitensis* (clave lámina delgada L26+21).
- Fig. 5: Foraminífero bentónico y betas de calcita (clave lámina delgada L26+21).
- Fig. 6: Wackestone, *Ticinella* sp, luz polarizada (clave lámina delgada L6+23).
- Fig. 7: *Favusella* sp., luz polarizada (clave lámina delgada L6+23).
- Fig. 8: Foraminífero bentónico, luz polarizada (clave lámina delgada L6+23).
- Fig. 9: *C. mexicana*, luz polarizada (clave lámina delgada L6+23).

Barra en todas las microfotografías equivale a 200 µm.

Todos los aloquímicos observados a objetivo de 40X, excepto en la fig. 5 y 6 a obj. 10X.

(Lámina 6, Microfacies 7)

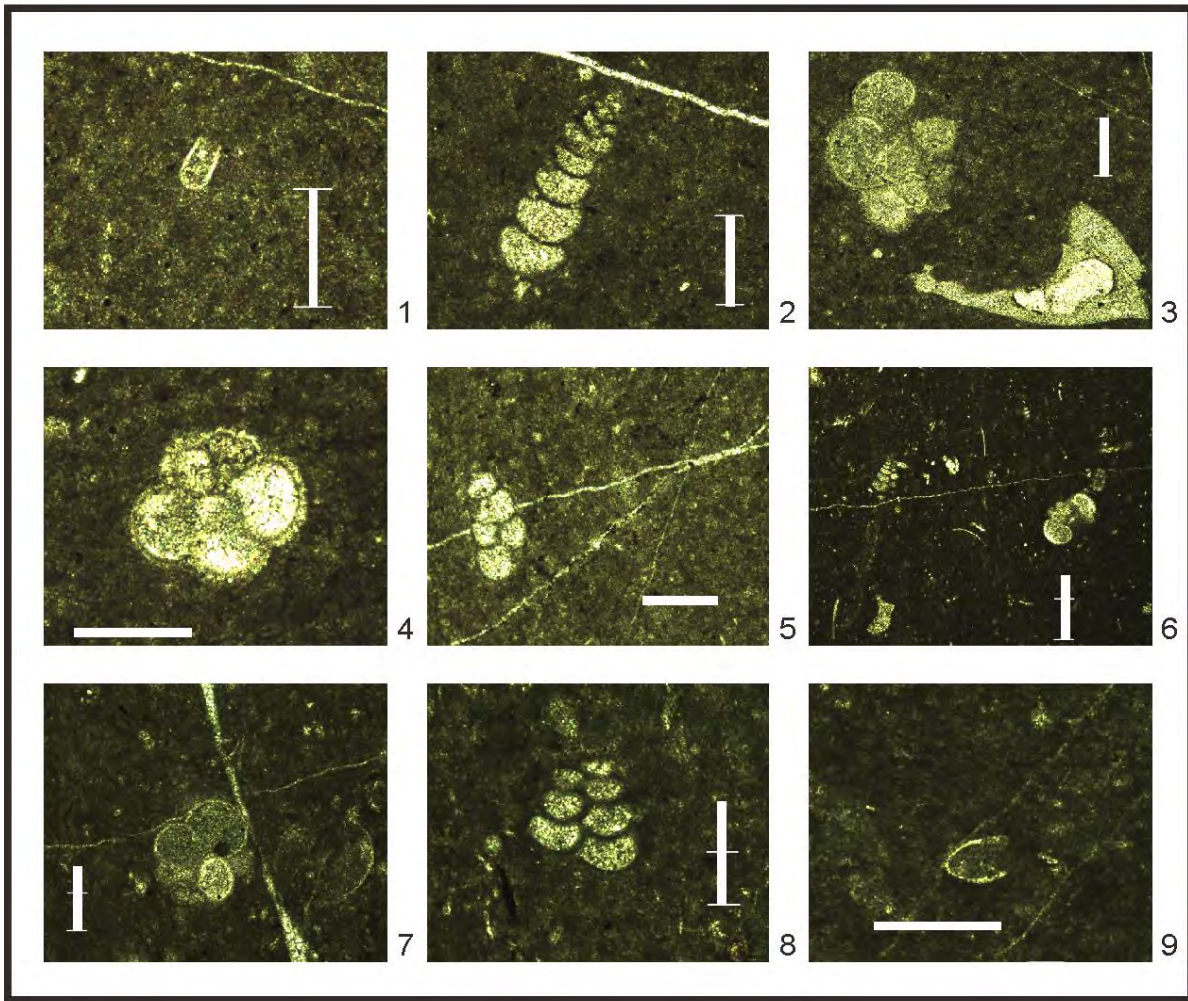


Lámina 7

Microfacies 8 [SMF-3, Flügel (2004); ZF-3, Wilson (1975)]

Fig. 1: Foraminífero planctónico no identificado (clave lámina delgada L24+50).

Fig. 2: Foraminífero planctónico no identificado (clave lámina delgada L24+50).

Fig. 3: Foraminífero bentónico no identificado (clave lámina delgada L22+32).

Fig. 4: Ostrácodo, luz polarizada (clave lámina delgada L22+32).

Fig. 5: *Favusella washitensis* (clave lámina delgada L19+25).

Fig. 6: Foraminífero planctónico no identificado (clave lámina delgada L19+25).

Fig. 7: Foraminífero no identificado (clave lámina delgada L19+25).

Fig. 8: Foraminífero planctónico no identificado, estructura geopetal
(clave lámina delgada L19+25).

Fig. 9: *Favusella* cf. *washitensis* (clave lámina delgada L18+39).

Fig. 10: *Ticinella primula*, estructura geopetal (clave lámina delgada L18+39).

Fig. 11: *H.* cf. *trocoidea* (clave lámina delgada L17+29).

Fig. 12: Ostrácodo (clave lámina delgada L17+29).

Barra en todas las microfotografías equivale a 200 μm

Todos los aloquímicos observados a objetivo de 40X

(Lámina 7 – Microfacies 8)

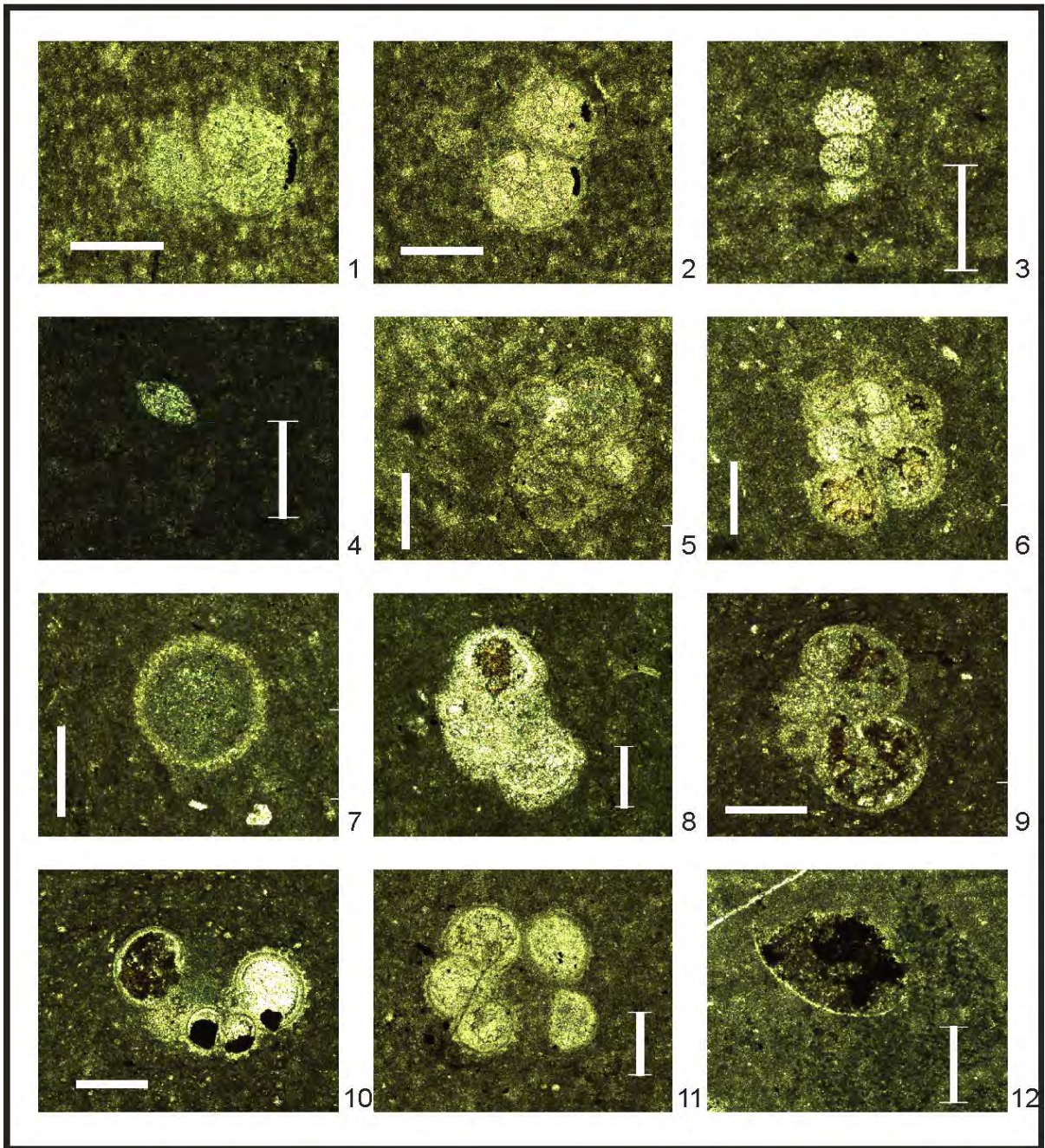


Lámina 8

Microfacies 9 [SMF-5, Flügel (2004); ZF-4, Wilson (1975)]

- Fig. 1: Espículas de esponja (clave lámina delgada L20+50).
Fig. 2: Foraminíferos planctónicos y espículas de esponja (clave lámina delgada L20+50).
Fig. 3: Foraminífero planctónico y calciesfera? Checar (clave lámina delgada L20+50).
Fig. 4: Miliólido?, peloides y betas de calcita. (clave lámina delgada L20+50).

Microfacies 10 [SMF-3, Flügel (2004); ZF-1, Wilson (1975)]

- Fig. 5: *Favusella washitensis* y radiolario (clave lámina delgada L14+50).
Fig. 6: *F. washitensis* en matriz de micrita uniforme (clave lámina delgada L14+50).
Fig. 7: Ostrácodos (clave lámina delgada L14+50).
Fig. 8: *Globigerinelloides* sp. (clave lámina delgada L14+50).
Fig. 9: Espina de equinodermo (clave lámina delgada L12+35).
Fig. 10: *B. cf. breggiensis* (clave lámina delgada L12+35).
Fig. 11: *Globigerinelloides* sp.. luz polarizada (clave lámina delgada L12+35).
Fig. 12: Espina de equinodermo, luz polarizada (clave lámina delgada L7+32).
Fig. 13: *Pithonella trejoi*, luz polarizada (clave lámina delgada L7+32).
Fig. 14: Espina de equinodermo, luz polarizada (clave lámina delgada L7+32).

Barra en todas las microfotografías equivale a 200 μm , excepto en la fig. 5 que equivale a 135 μm .

Todos los aloquímicos observados a objetivo de 40X, excepto 5 y 14 a obj. 10X.

(Lámina 8 – Microfacies 9 y 10)

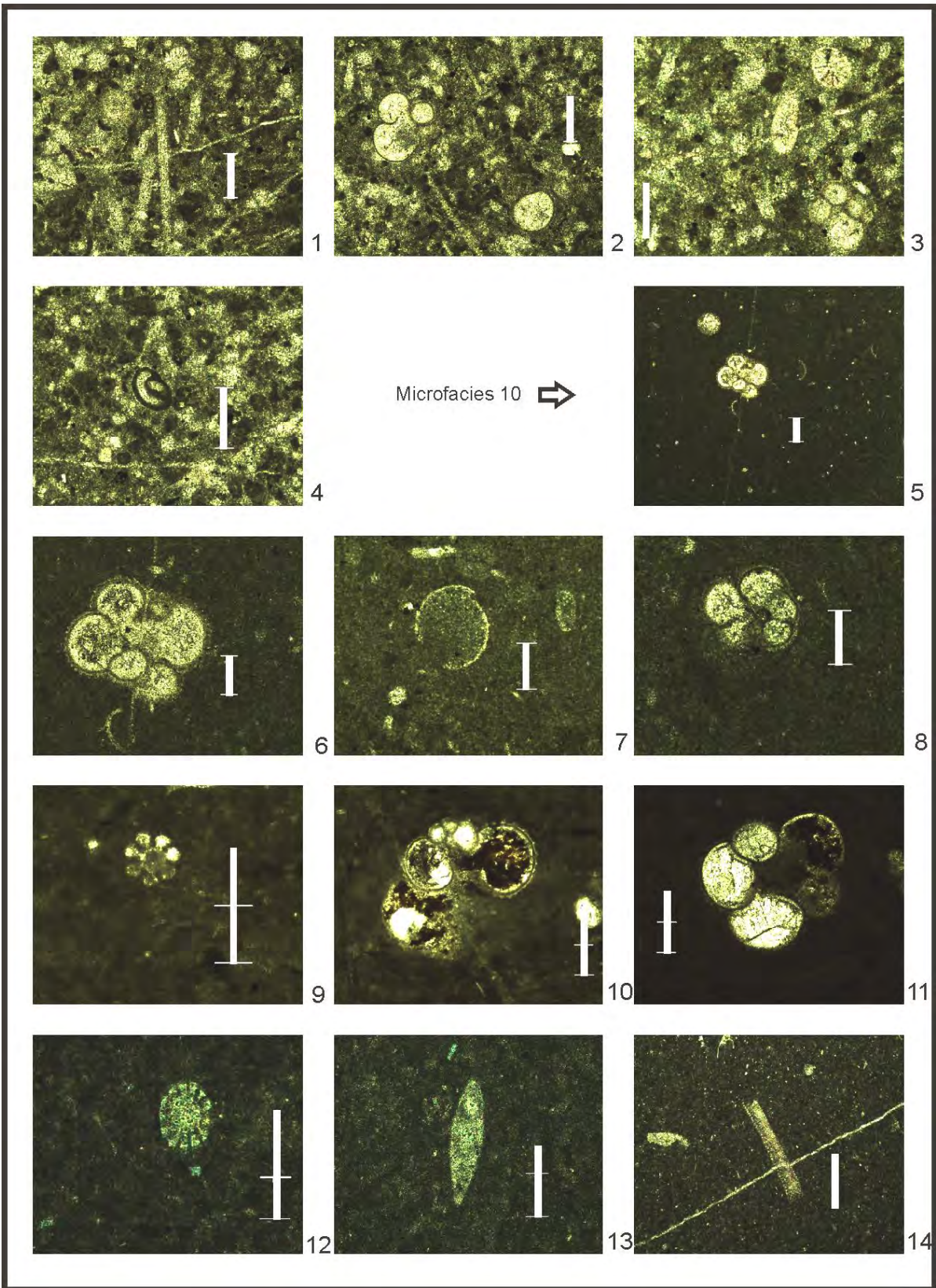


Lámina 9

Microfacies 11 [SMF-16, Flügel (2004); ZF-8, Wilson (1975)]

- Fig. 1: Pelmicrita, packestone (Clave de lámina delgada L9+11).
- Fig. 2: Miliólido y espículas de esponja (triaxoma)
(Clave de lámina delgada L9+11).
- Fig. 3: Cristales de cuarzo, luz polarizada (Clave de lámina delgada L9+11).
- Fig. 4: Cristales de cuarzo en pelmicrita, luz polarizada
(Clave de lámina delgada L9+11).

Microfacies 12 [SMF-3, Flügel (2004); ZF-1, Wilson (1975)]

- Fig. 5: Galerías de gusanos (bioturbación) sobre roca micrítica
(clave del estrato L5+50).
- Fig. 6: Trazas de galerías de gusano en lámina delgada
(clave de lámina delgada L5+50).
- Fig. 7: *Favusella* sp. (clave de lámina delgada L5+50).
- Fig. 8: *Planomalina* ó *Lenticulina* sp. y foraminífero planctónico
(clave de lámina delgada L5+50).

Barra en todas las microfotografías equivale a 200 μm , en la fig. 5 equivale a 1 cm.

Todos los aloquímicos observados a objetivo de 40X, excepto en fig. 4 a obj. 10X y en la figura 5 a vista normal.

(Lámina 9 – Microfacies 11 y 12)

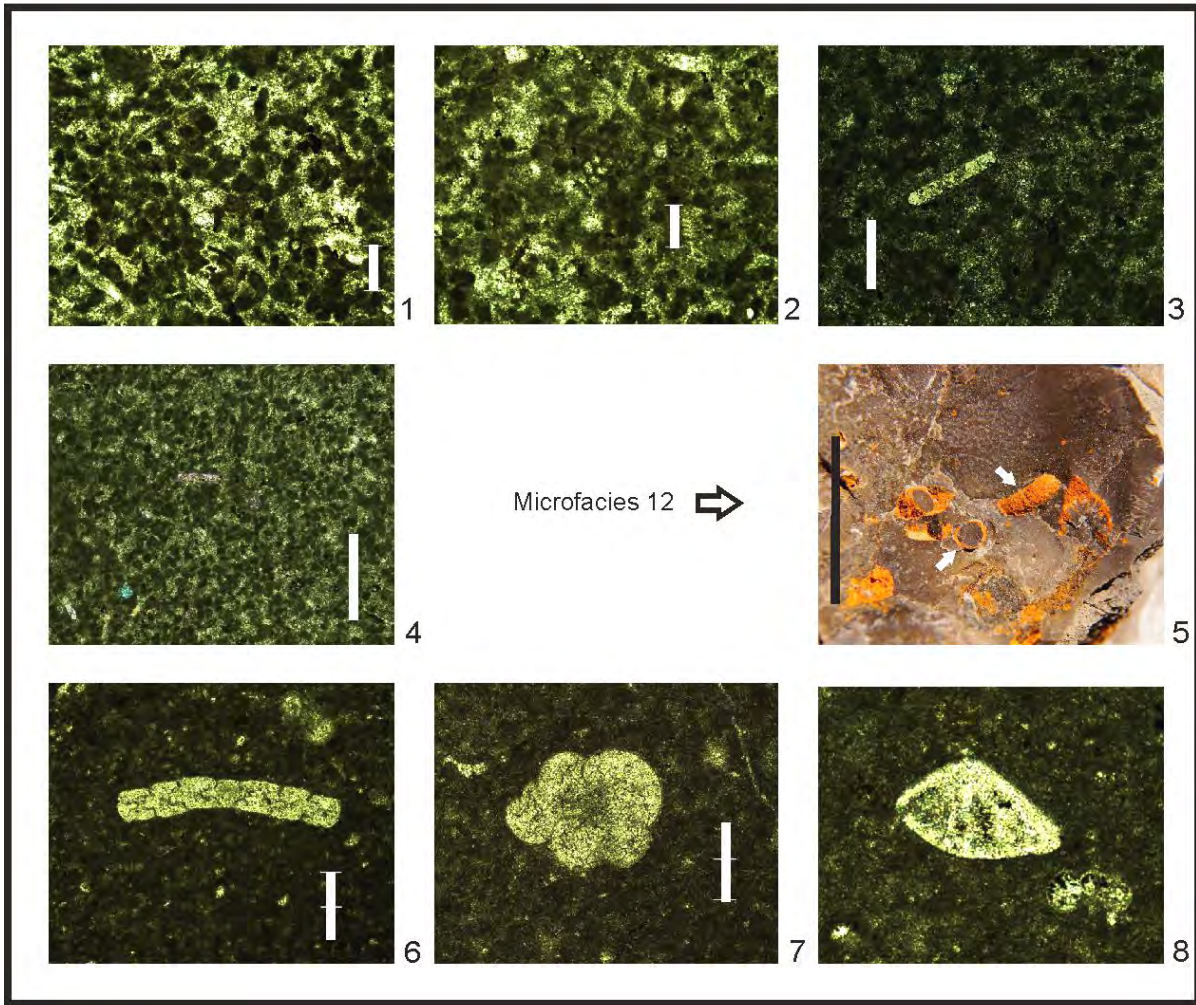


Lámina 10

Microfacies 13 [SMF-12, Flügel (2004); ZF-7, Wilson (1975)]

- Fig. 1: Fragmento de bivalvo (clave del estrato L4+50).
- Fig. 2: Percebe (clave del estrato L4+50).
- Fig. 3: Fragmentos de concha (clave del estrato L4+50).
- Fig. 4: Foraminífero bentónico, luz polarizada (clave lámina L4+50).
- Fig. 5: Miliólido (clave lámina L3+27).
- Fig. 6: Concha de bivalvo (clave del estrato L3+27).
- Fig. 7: Percebe (clave del estrato L3+27).
- Fig. 8: Valva de bivalvo (clave del estrato L3+27).
- Fig. 9: Rotálido bentónico (clave lámina L1+0), luz polarizada.
- Fig. 10: Fragmento de concha (clave lámina L1+0), luz polarizada.
- Fig. 11: Fragmentos de concha de moluscos (clave del estrato L1+0).

Barra en 1-3, 6-8 y 11 equivale a 1 cm.

Barra en 4, 5, 9 y 10 equivale a 200 μm .

Los aloquímicos de las figs. 4, 5 y 9 observados a objetivo de 40X, la fig. 10 a obj. 10X.

(Lámina 10 - Microfacies 13)



Sierra Las Azules, Sonora

Lámina 11

Microfacies 1 [SMF-3, Flügel (2004); ZF-1, Wilson (1975)]

- Fig. 1: *Favusella scitula* (clave lámina delgada CP33).
- Fig. 2: *Debarina* sp., luz polarizada (clave lámina delgada CP16).
- Fig. 3: *Globigerinelloides* sp., cámara rellena de calcita granular (clave lámina delgada CP30).
- Fig. 4: Ostracodo, estructura geopetal, la flecha indica la dirección de los sedimentos (clave lámina delgada CP30).
- Fig. 5: Foraminífero planctónico y radiolario calcificado (clave lámina delgada CP30).
- Fig. 6: *Debarina* sp. (clave lámina delgada CP32).
- Fig. 7: *Globigerinelloides* sp., (clave lámina delgada CP32).
- Fig. 8: *Microcalamoides* sp. (clave lámina delgada CP32).
- Fig. 9: *Hedbergella* cf. *gorbachikae* (clave lámina delgada CP33).
- Fig. 10: *F. scitula*, luz polarizada (clave lámina delgada CP33).
- Fig. 11: *Biticinella* cf. *breggiensis* (clave lámina delgada CP33).
- Fig. 12: *Ticinella* sp. (clave lámina delgada CP33).

Barra en todas las microfotografías equivale a 200 μ m.

Todos los aloquímicos observados a objetivo de 40X, excepto figs. 2 y 7 a obj. 10X.

(Lámina 11 - Microfacies 1)

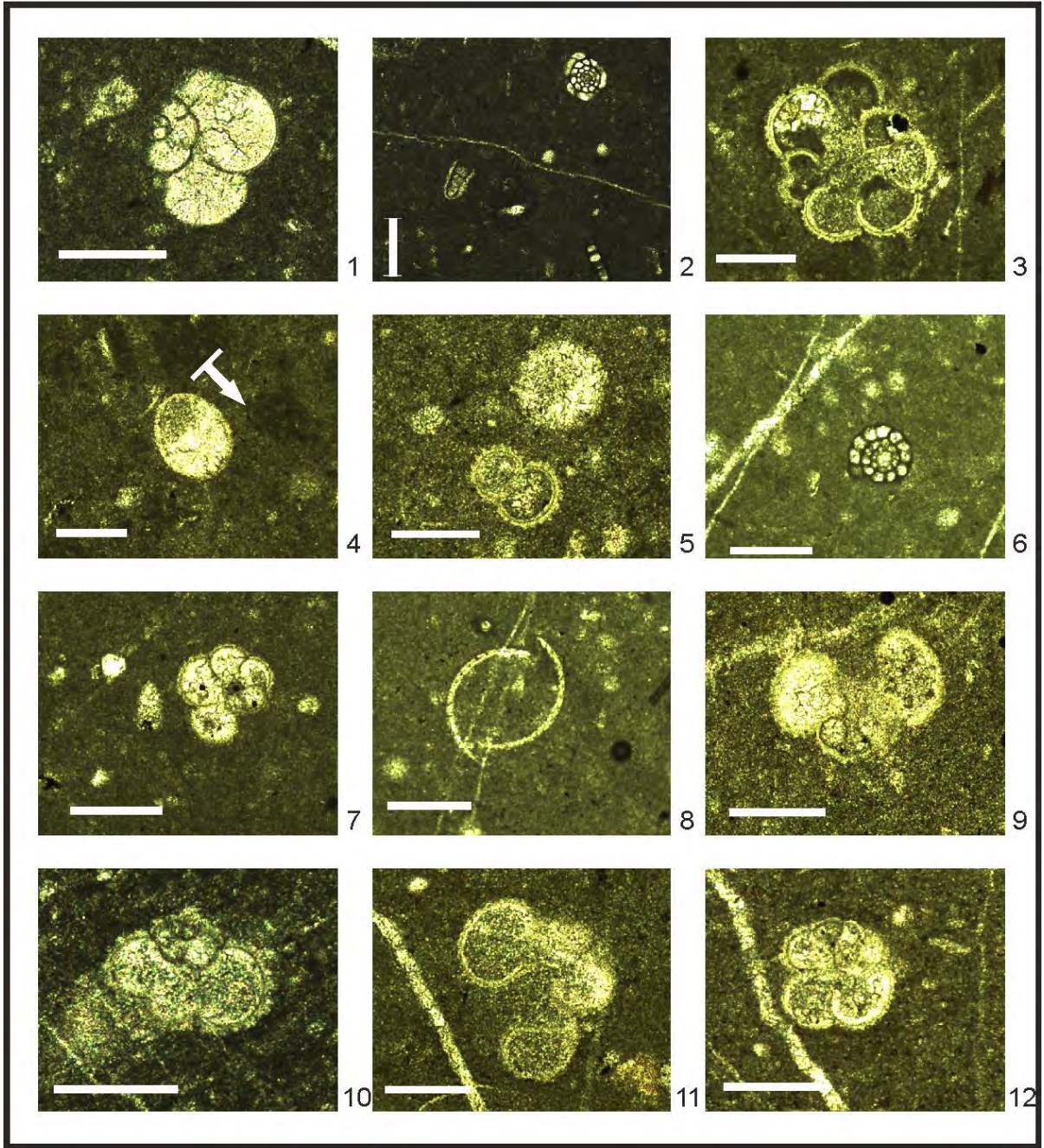


Lámina 12

Microfacies 2 [SMF-3, Flügel (2004); ZF-1, Wilson (1975)]

- Fig. 1: *Favusella scitula* (clave lámina delgada CP2).
- Fig. 2: *Hedbergella delrioensis* (clave lámina delgada CP2).
- Fig. 3: Lenticulina, luz polarizada (clave lámina delgada CP2).
- Fig. 4: cf. *Favusella* (clave lámina delgada CP3).
- Fig. 5: *Paraticinella eubejaouaensis* (clave lámina delgada CP6).
- Fig. 6: a) cf. *Hedbergella* sp., b) *Colomiella mexicana*, c) Calciesferúlido?
(clave lámina delgada CP6).
- Fig. 7: *Colomiella recta* (clave lámina delgada CP7).
- Fig. 8: *Ticinella* sp. (clave lámina delgada CP12).
- Fig. 9: *Hedbergella* cf. *trocoidea* (clave lámina delgada CP13).
- Fig. 10: Ostrácodo, estructura geopetal, (clave lámina delgada CP13).
- Fig. 11: Foraminífero planctónico, se observan los granos de calcita al interior de las cámaras (clave lámina delgada CP35).
- Fig. 12: Foraminífero planctónico (se observa el interior compuesto por material similar a la matriz
soportada (clave lámina delgada CP35).
- Fig. 13: *P. eubejaouaensis* (la flecha indica arrastre de los sedimentos)
(clave lámina delgada CP35).
- Fig. 14: *Colomiella recta* (clave lámina delgada CP35).
- Fig. 15: *Hedbergella trocoidea* (clave lámina delgada CP35).

Barra en todas las microfotografías equivale a 200 µm.

Todos los aloquímicos observados a objetivo de 40X, excepto figs. 6 y 13 a obj. 10X.

(Lámina 12 – Microfacies 2)

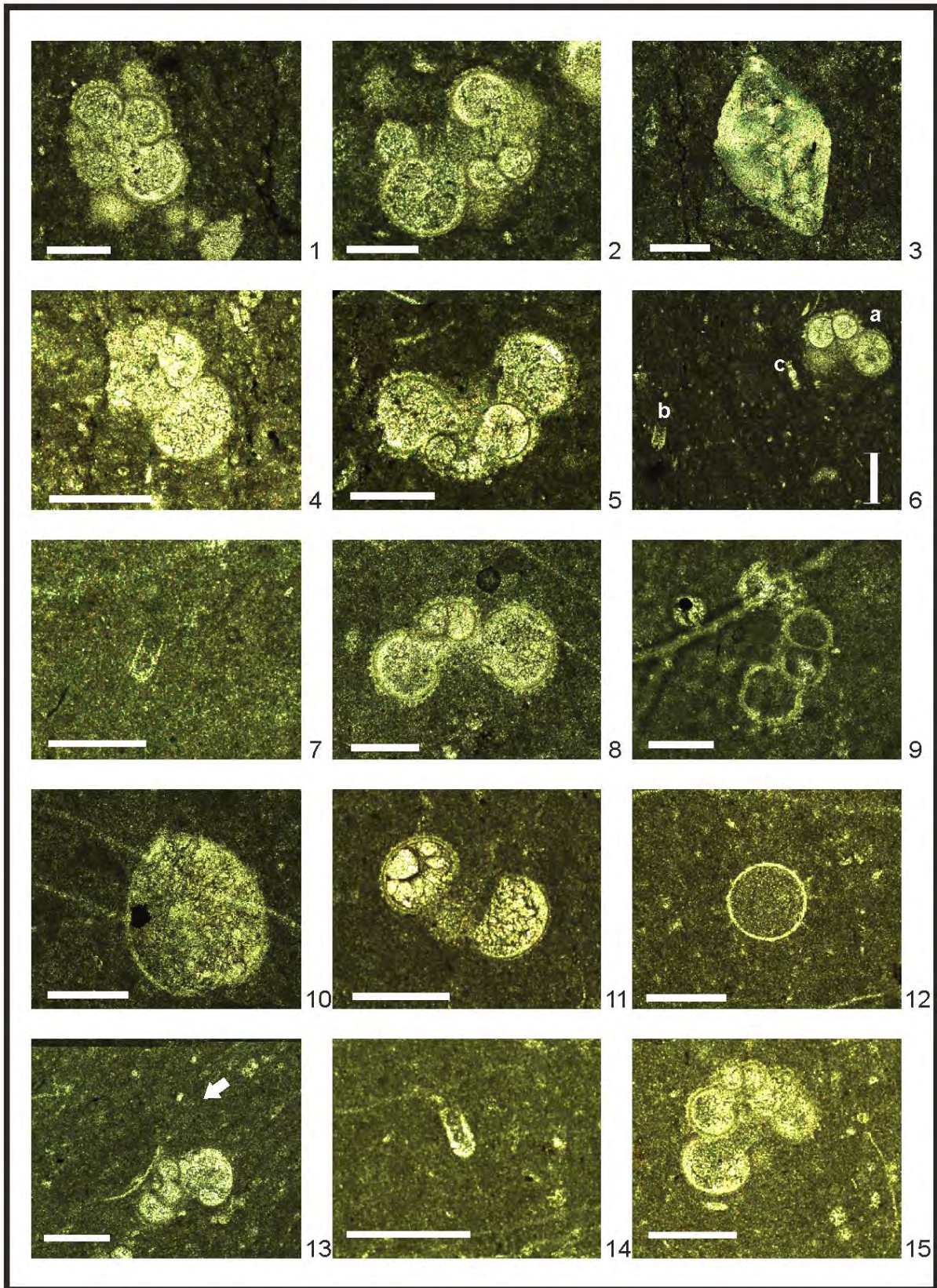


Lámina 13

Microfacies 3 [SMF-3, Flügel (2004); ZF-3, Wilson (1975)]

- Fig. 1: *Colomiella recta* y radiolario (clave lámina delgada CP1).
Fig. 2: *Paraticinella cf eubejaouaensis* (clave lámina delgada CP1).
Fig. 3: *Favusella scitula* (clave lámina delgada CP1).
Fig. 4: Foraminífero bentónico textulárido, luz polarizada (clave lámina delgada CP1).
Fig. 5: *P. eubejaouaensis* (clave lámina delgada CP5).
Fig. 6: *Favusella washitensis* (clave lámina delgada CP9).
Fig. 7: *H. cf. delrioensis* (clave lámina delgada CP9).
Fig. 8: *Colomiella recta* y *Microcalamoides diversus* (clave lámina delgada CP9).
Fig. 9: *Favusella cf. scitula* (clave lámina delgada CP10).
Fig. 10: Rotárido bentónico, luz polarizada (clave lámina delgada CP14).
Fig. 11: *B. cf. breggiensis*, luz polarizada (clave lámina delgada CP15).
Fig. 12: Radiolario (clave lámina delgada CP25).
Fig. 13: Foraminífero bentónico y *Colomiella mexicana* (clave lámina delgada CP27).
Fig. 14: *Microcalamoides diversus* y radiolarios (clave lámina delgada CP31).
Fig. 15: *P. eubejaouaensis* (clave lámina delgada CP34).

Barra en todas las microfotografías equivale a 200 μm .

Todos los aloquímicos observados a un objetivo de 40X, excepto fig. 13 a obj. 10X.

(Lámina 13 – Microfacies 3)

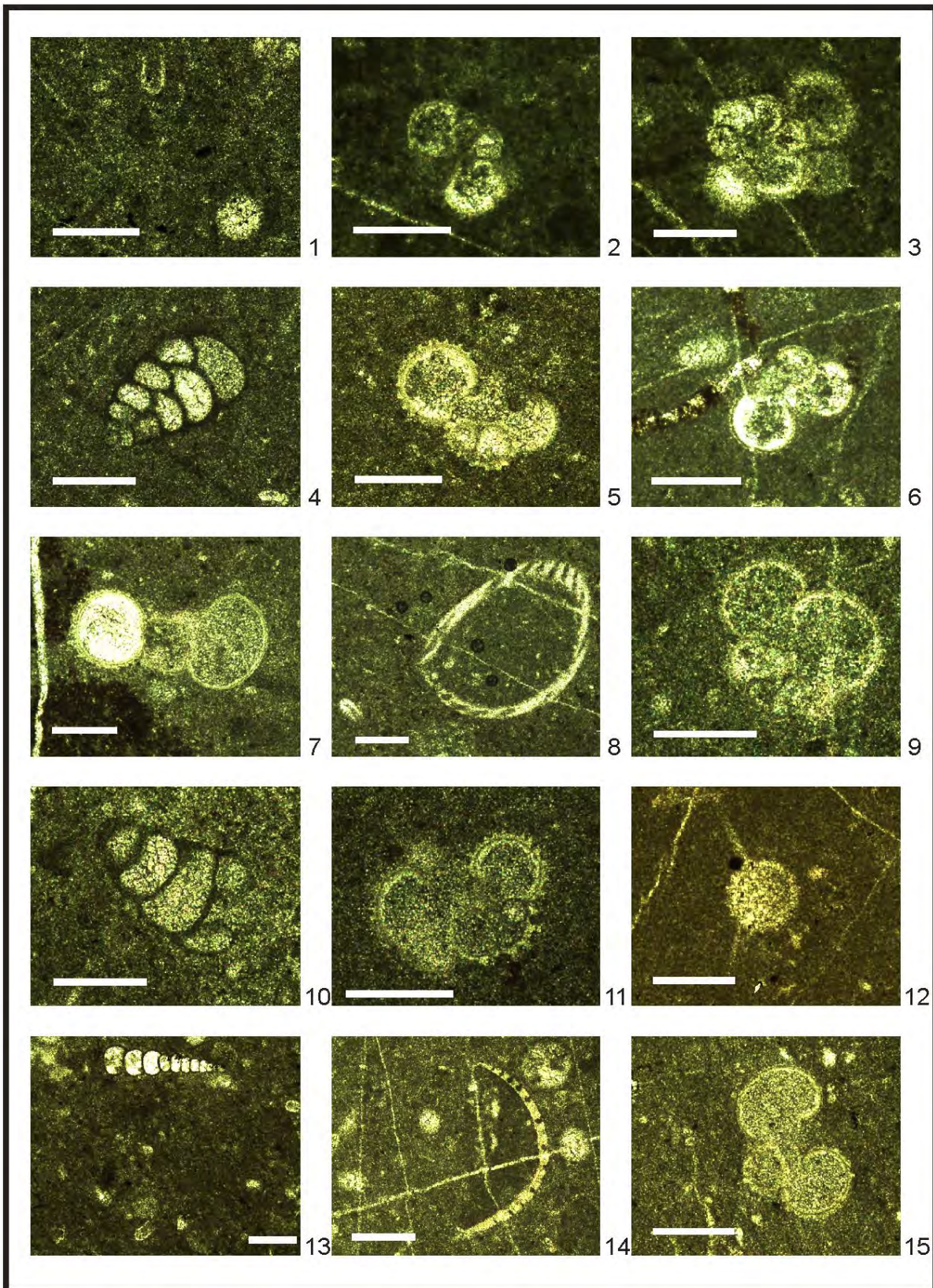


Lámina 13b

Microfacies 3 [SMF-3, Flügel (2004); ZF-3, Wilson (1975)]

- Fig. 1: *Colomiella recta* y foraminíferos planctónicos, luz polarizada (clave lámina delgada CP37).
- Fig. 2: Ostrácodo planctónico (*microcalamoides* sp.) y calciesfera, se observan los cristales de calcita dentro de la cavidad de la valva, visto con luz polarizada, (clave lámina delgada CP36).
- Fig. 3: *Favusella scitula*, se observa al interior de las cámaras calcita granular (clave lámina delgada CP37).
- Fig. 4: Foraminífero bentónico textularido, (clave lámina delgada CP38).
- Fig. 5: Radiolario recristalizado (clave lámina delgada CP39).
- Fig. 6: *B. cf. breggiensis*, (clave lámina delgada CP39).

Barra en todas las microfotografías equivale a 200 μm .

Todos los aloquímicos observados a un objetivo de 40X.

(Lámina 13b – Microfacies 3)

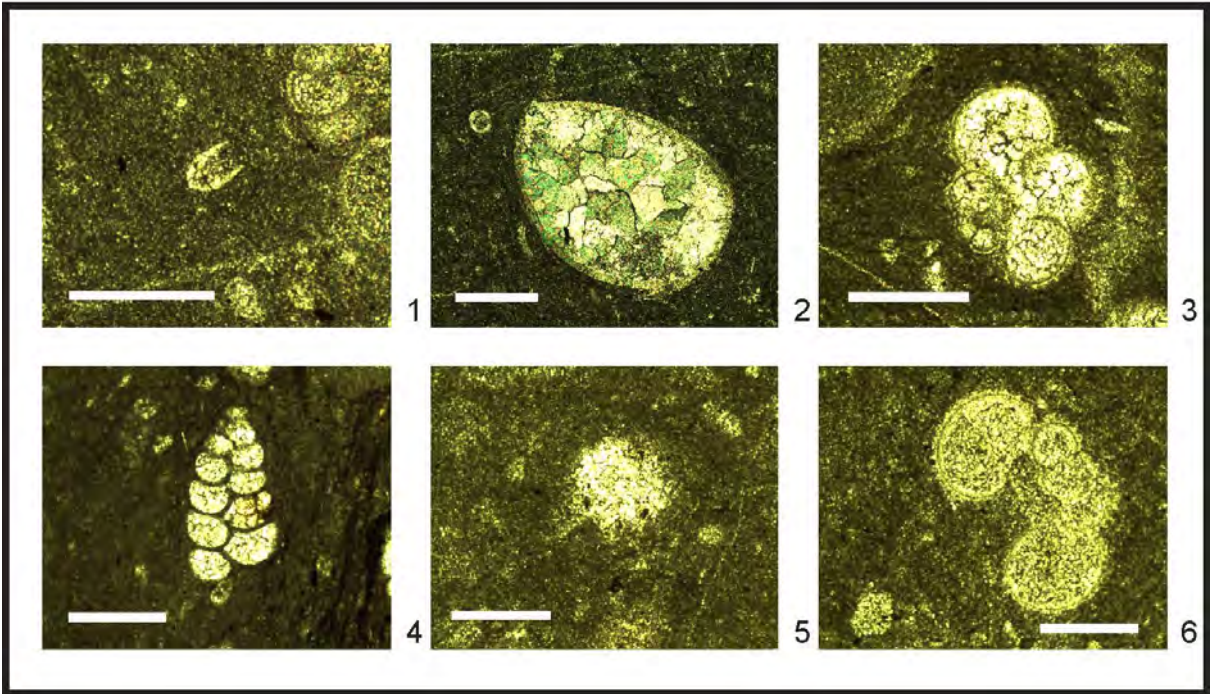


Lámina 14

Microfacies 4 [SMF-12, Flügel (2004); ZF-2, Wilson (1975)]

- Fig. 1: *Favusella* sp. y corte axial de espina de crinoide
(clave lámina delgada CP18).
- Fig. 2: *Hedbergella* cf. *delrioensis* y calciesfera (arriba derecha)
(clave lámina delgada CP18).
- Fig. 3: a) *Debarina* sp, b) *Colomiella* sp y c) ostrácodo (clave lám. delgada CP18).
- Fig. 4: *Microcalamoides* sp. y foraminíferos planctónicos
(clave lámina delgada CP18).
- Fig. 5: a) *Colomiella mexicana* y b) *C. recta*, Ostrácodo
(clave lámina delgada CP20).
- Fig. 6: Resto de crinoide planctónico (clave lámina delgada CP20).
- Fig. 7: Foraminífero planctónico, luz polarizada
(clave lámina delgada CP20).
- Fig. 8: Fragmento de crinoide planctónico (clave lámina delgada CP20).
- Fig. 9: Restos de crinoide planctónico, luz polarizada
(clave lámina delgada CP20).
- Fig. 10: Restos de organismos, foraminífero planctónico y espina de equinodermo,
luz polarizada (clave lámina delgada CP26).
- Fig. 11: Foraminífero planctónico y espina de equinodermo,
(clave lámina delgada CP26).
- Fig. 12: Textulárido biserial (clave lámina delgada CP26).
- Fig. 13: cf. *Favusella* sp. (clave lámina delgada CP29).
- Fig. 14: Wackestone de foraminíferos planctónicos y restos de crinoides
(clave lámina delgada CP29).
- Fig. 15: *Colomiella* sp. (clave lámina delgada CP29).

Barra en todas las microfotografías equivale a 200 µm.

Las figuras 1-3, 5, 7-9, 11-13 a un objetivo de 40X, figs. 4, 6, 10 y 14 a obj. 10X.

(Lámina 14 – Microfacies 4)

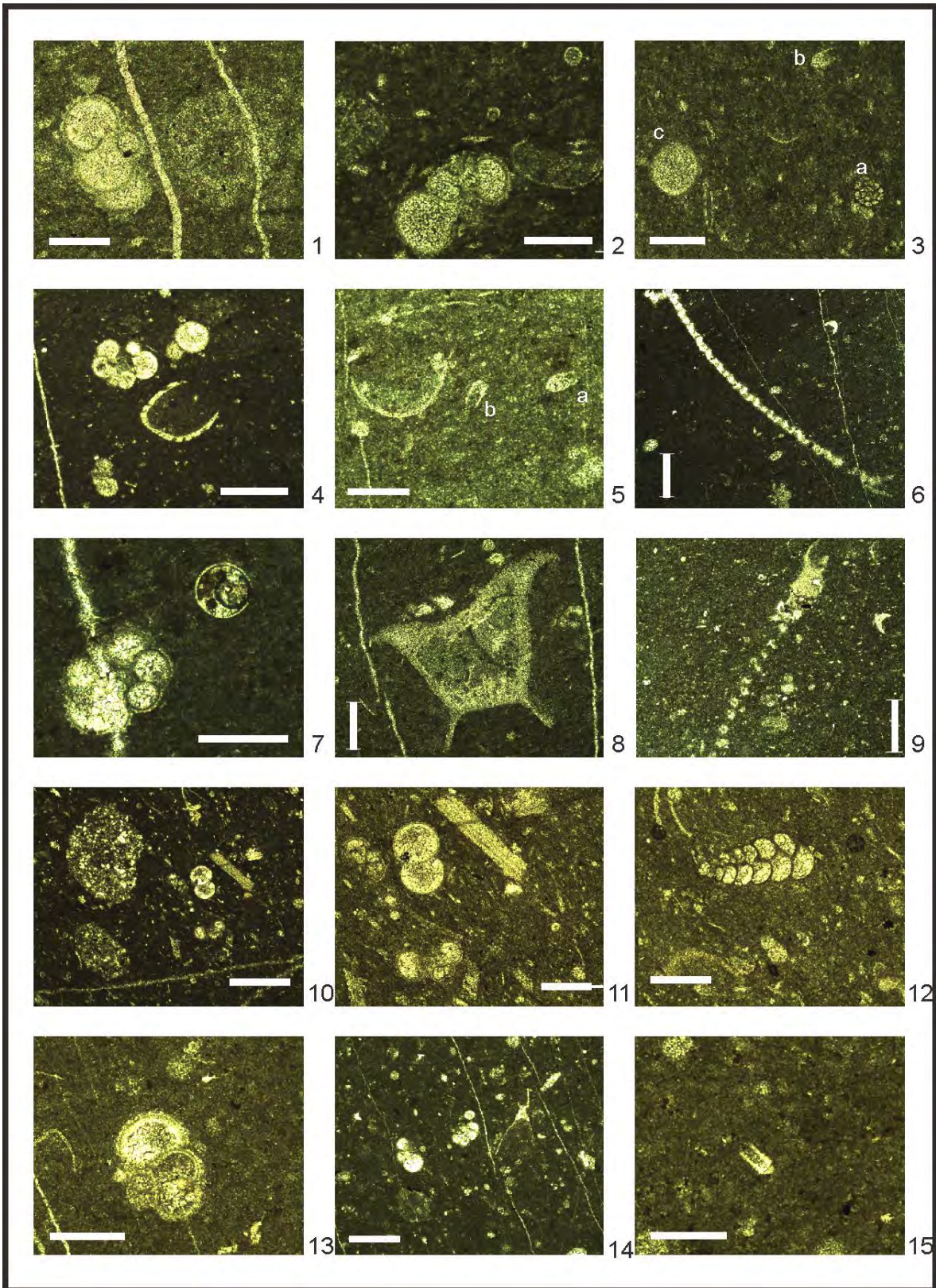


Lámina 15

Microfacies 5 [SMF-3, Flügel (2004); ZF-1, Wilson (1975)]

- Fig. 1: Tubo de anélido (clave lámina delgada CP8).
- Fig. 2: *Hedbergella delrioensis* (clave lámina delgada CP8).
- Fig. 3: Corte axial de un amonite (clave lám. delgada CP8).
- Fig. 4: *H. Trocoidea* y ostrácodos (clave lámina delgada CP8).
- Fig. 5: Ostrácodo planctónico (cf. *Microcalamoides*), (clave lámina delgada CP8).
- Fig. 6: Textulárido biserial (clave lámina delgada CP8).
- Fig. 7: Tubos de anélidos, intraclastos, (clave lámina delgada CP17).
- Fig. 8: Galería de anélidos (gusanos), pseudoolitos, intraclastos, foraminíferos planctónicos, foraminíferos bentónicos, restos de organismos (clave lámina delgada CP19).
- Fig. 9: *Pithonella trejoi* y radiolario (arriba derecha) (clave lámina delgada CP19).

Barra en todas las microfotografías equivale a 200 μm .

Todos los aloquímicos vistos a objetivo de 40X, excepto en figs. 4 y 8 a obj. 10X.

(Lámina 15 – Microfacies 5)

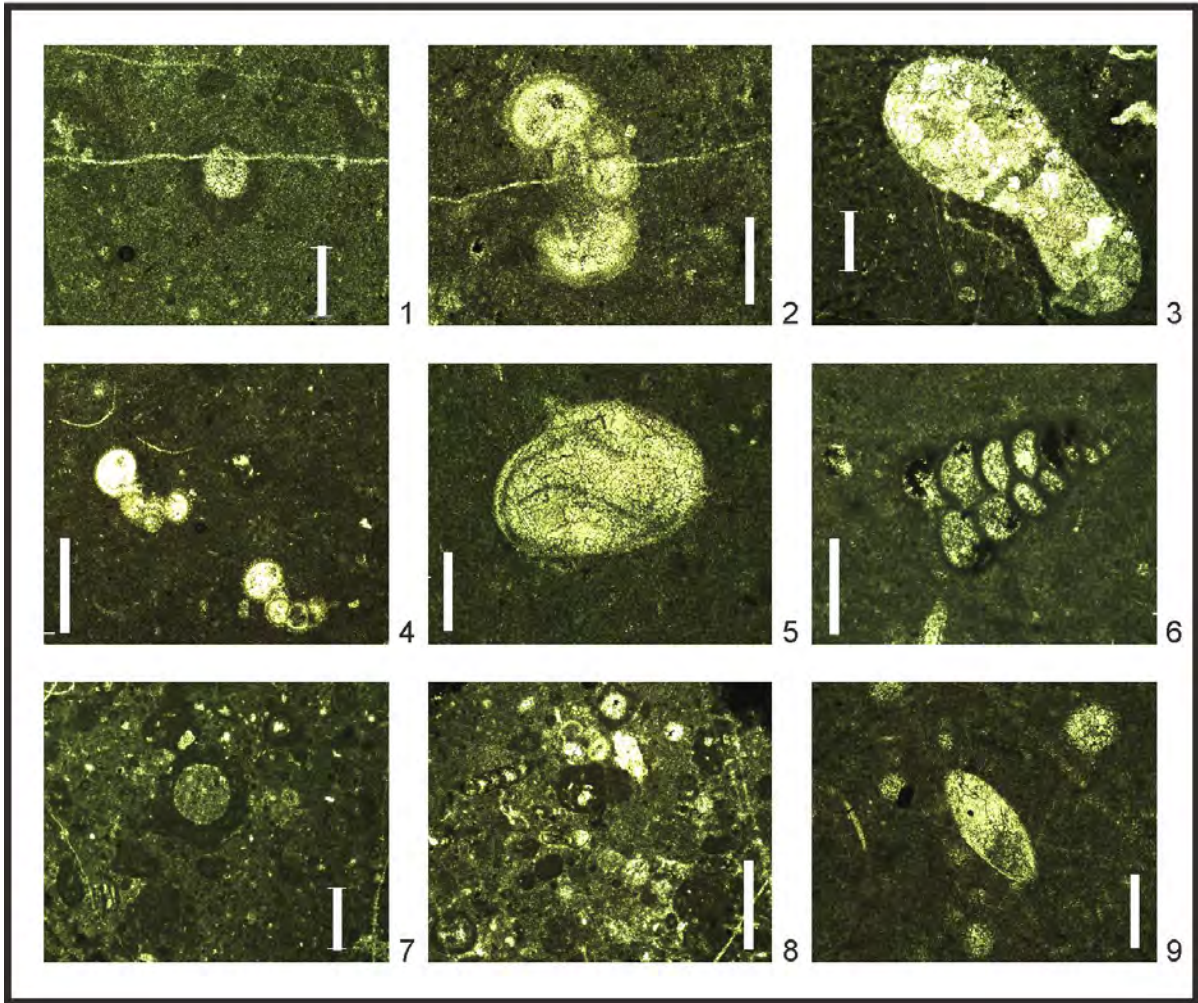


Lámina 16

Microfacies 6 [SMF-3, Flügel (2004); ZF-1, Wilson (1975)]

- Fig. 1: *Favusella scitula* y radiolarios (clave lámina delgada CP21).
- Fig. 2: Fragmentos de organismos, galerías de gusanos, intraclastos y *Microcalamoides* sp., nótese que el relleno de *Microcalamoides* es más fino que la matriz del ambiente de depósito (clave lámina delgada CP21).
- Fig. 3: Sección longitudinal de un fragmento de gasterópodo y *Microcalamoides* sp. (clave de lámina delgada CP21).
- Fig. 4: *Biticinella* cf. *breggiensis* (clave lámina delgada CP21).
- Fig. 5: Ostrácodo planctónico, *Microcalamoides* sp. y radiolario (clave lámina delgada CP21).
- Fig. 6: Extraclastos, intraclastos, galerías de gusanos, luz polarizada (clave lámina delgada CP22).
- Fig. 7: Foraminífero bentónico (clave lámina delgada CP22).
- Fig. 8: Extraclastos (clave lámina delgada CP22).
- Fig. 9: Wackestone, intraclastos, galerías de anélidos, foraminífero planctónico y fragmentos de organismos (clave lámina delgada CP23).
- Fig. 10: Ostrácodo planctónico (*Microcalamoides diversus*) (clave lámina delgada CP23).
- Fig. 11: Foraminífero planctónico no identificado, luz polarizada (clave lámina delgada CP24).
- Fig. 12: Ostrácodo relleno de calcita y radiolarios, luz polarizada (clave lámina delgada CP24).

Barra en todas las microfotografías equivale a 200 μm .

Las figuras 1, 3, 4, 5, 7, 10-12 a un objetivo de 40X, figs. 2, 6, 8 y 9 a obj. 10X.

(Lámina 16 – Microfacies 6)

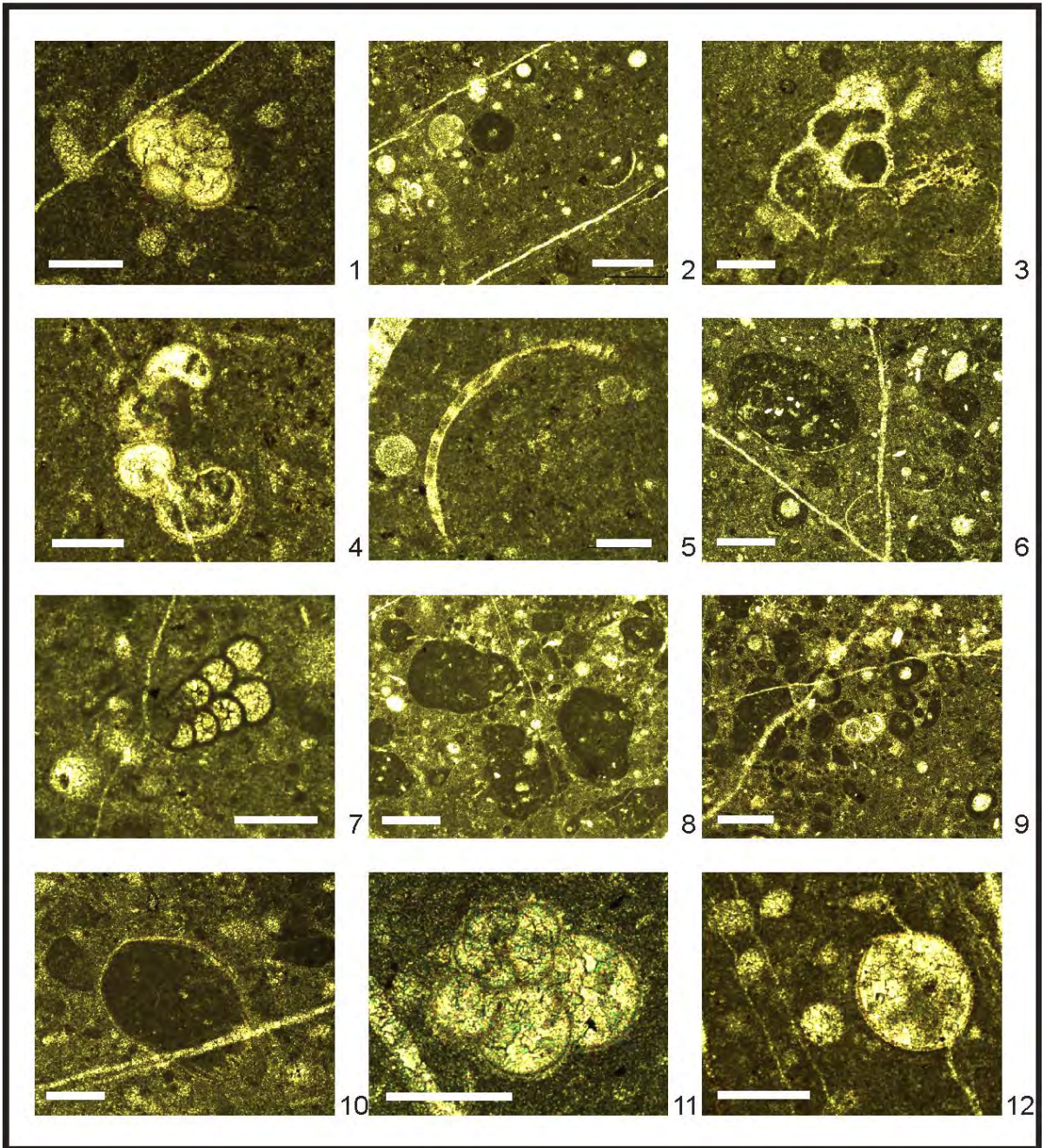


Lámina 17

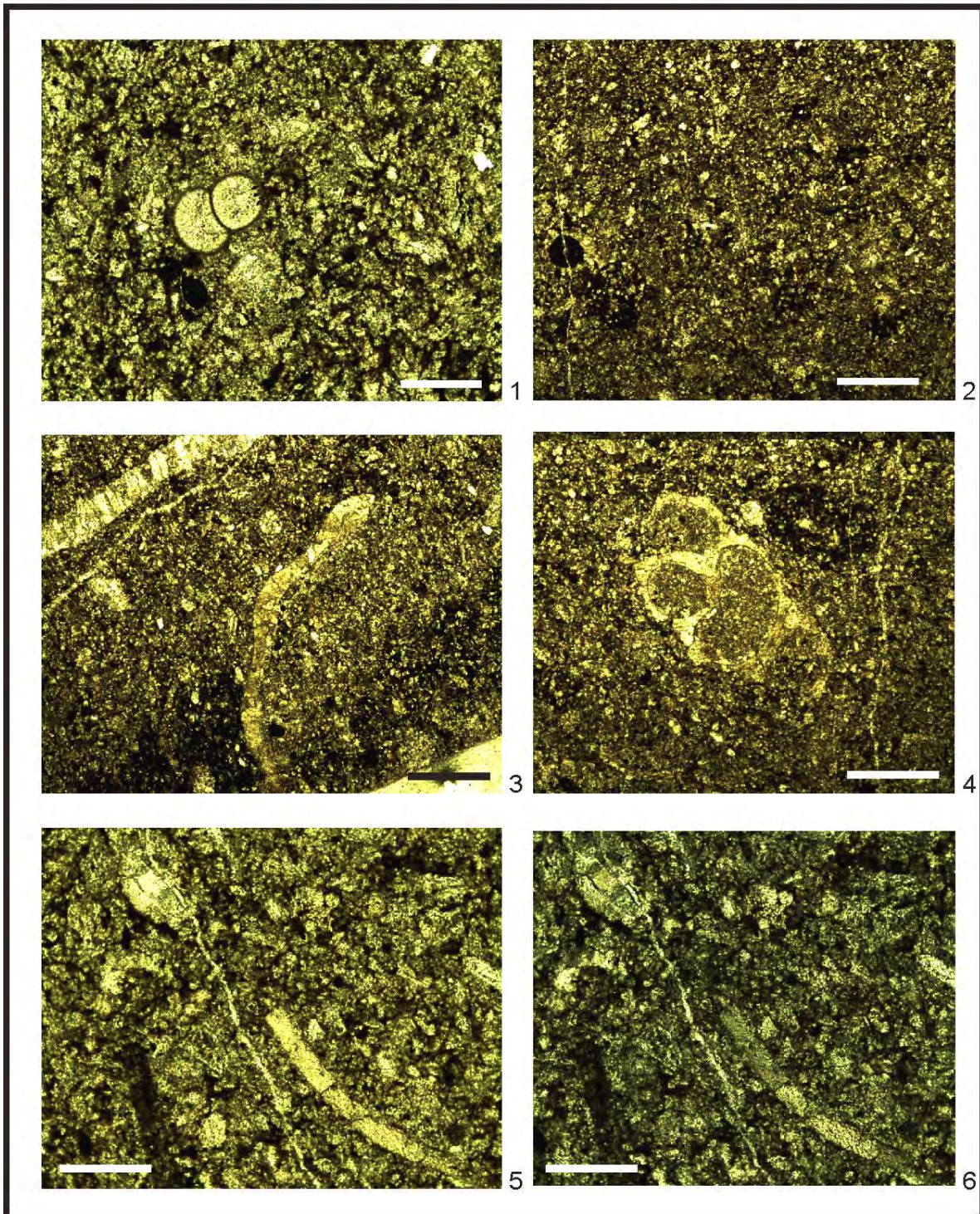
Microfacies 7 [SMF-12, Flügel (2004); ZF-4, Wilson (1975)]

- Fig. 1: Foraminífero bentónico en matriz granular.
(clave lámina delgada CP28).
- Fig. 2: Matriz con abundante material terrígeno y fragmentos de organismos
(clave lámina delgada CP28).
- Fig. 3: Fragmentos de concha de bivalvos (clave de lámina delgada CP28).
- Fig. 4: Corte longitudinal de fragmento de gasterópodo
(clave lámina delgada CP28).
- Fig. 5: Fragmento de concha de bivalvo (clave de lámina delgada CP28).
- Fig. 6: Fragmento de concha de bivalvo, luz polarizada
(clave de lámina delgada CP28).

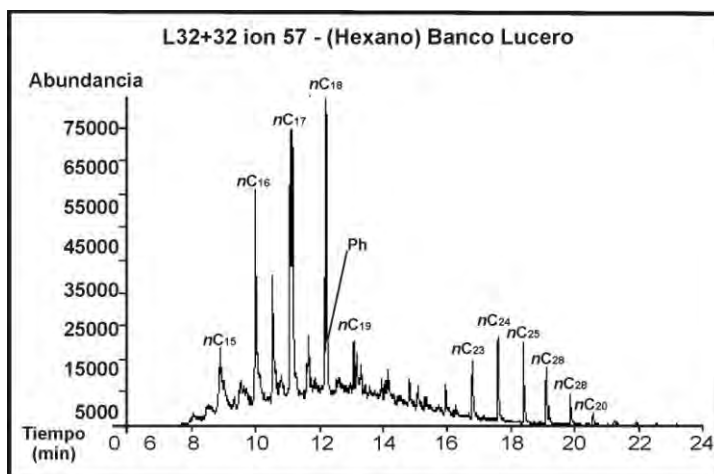
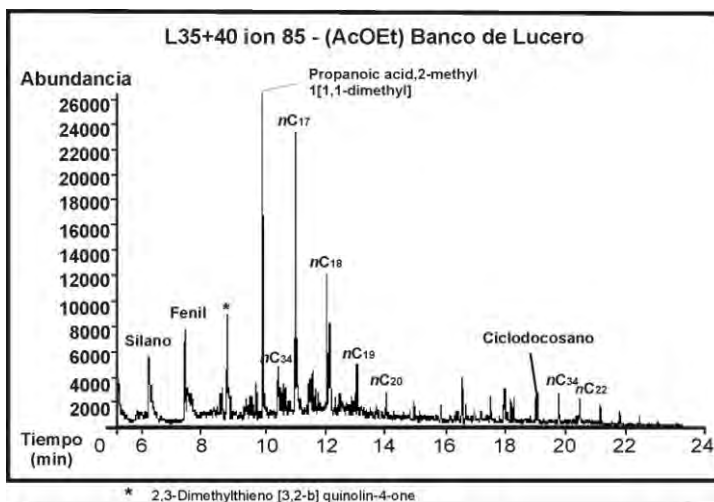
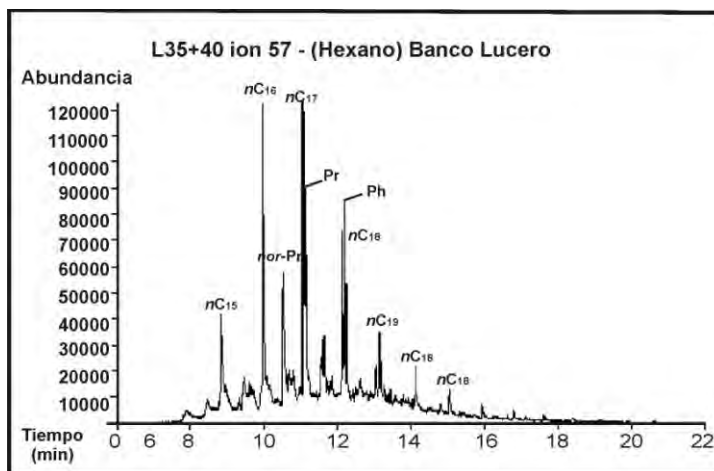
Barra en todas las microfotografías equivale a 200 μm .

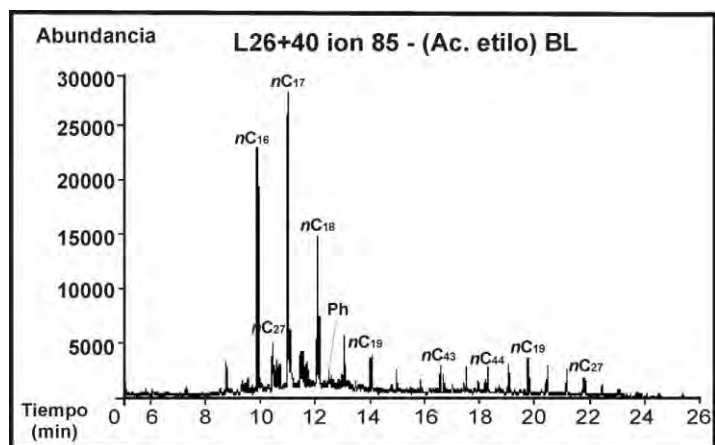
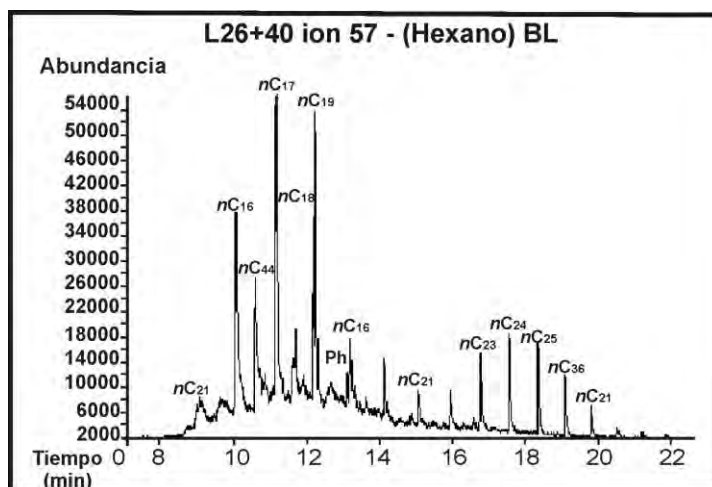
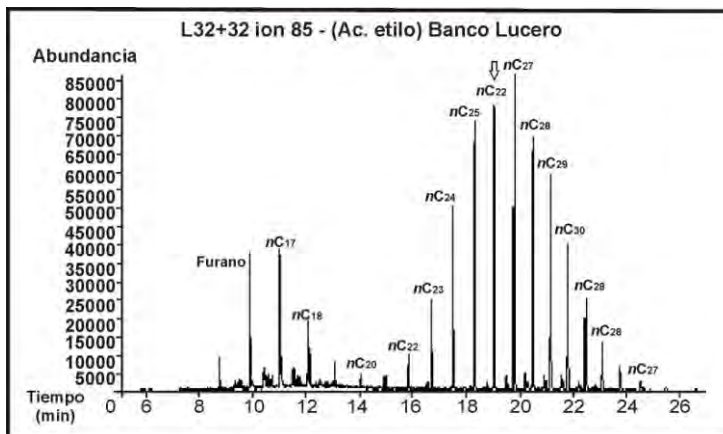
Todas las figuras vistas a objetivo de 40X.

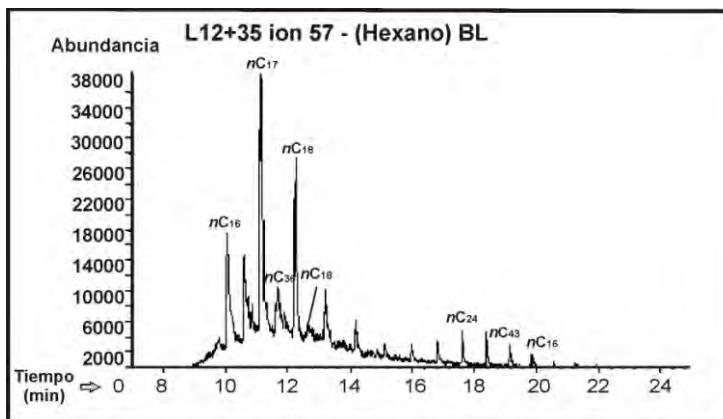
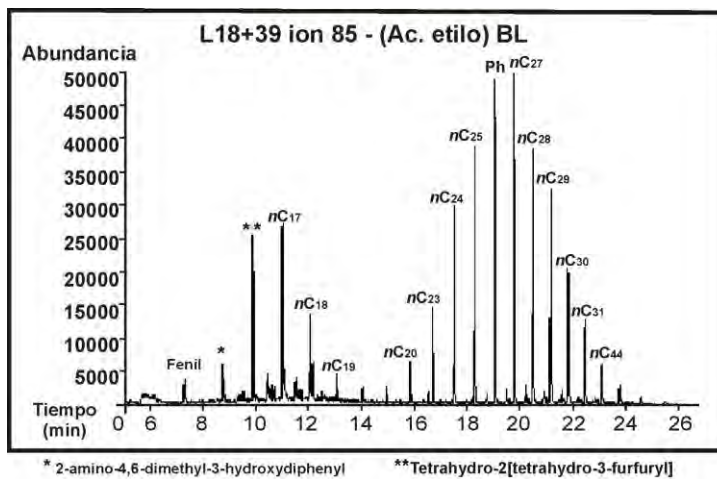
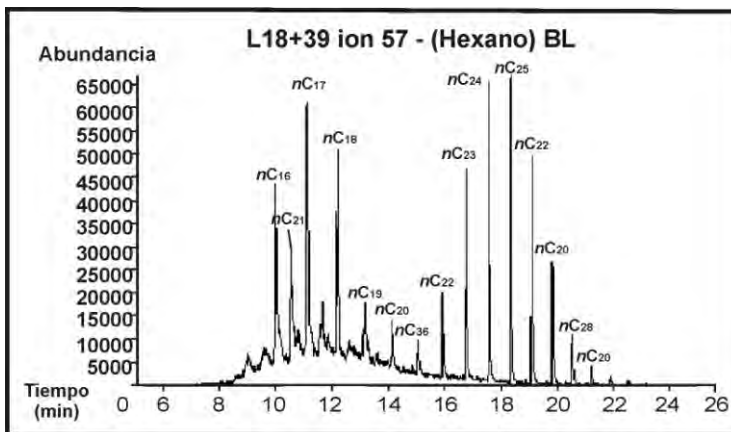
(Lámina 17 – Microfacies 7)

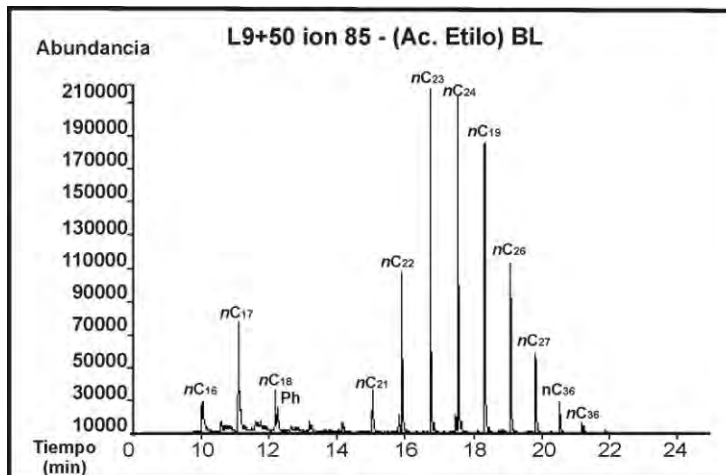
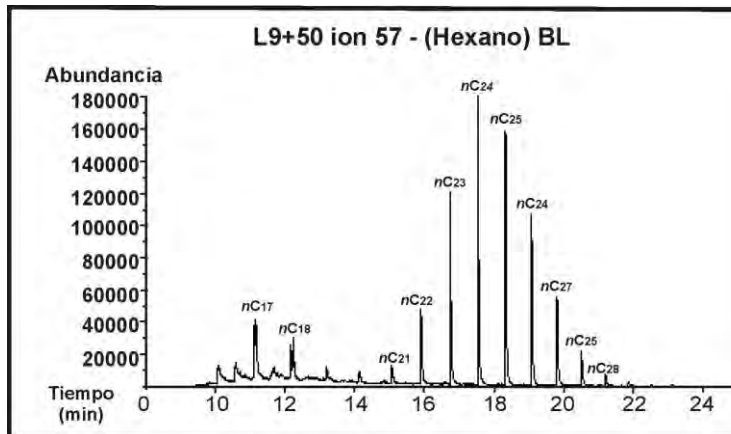
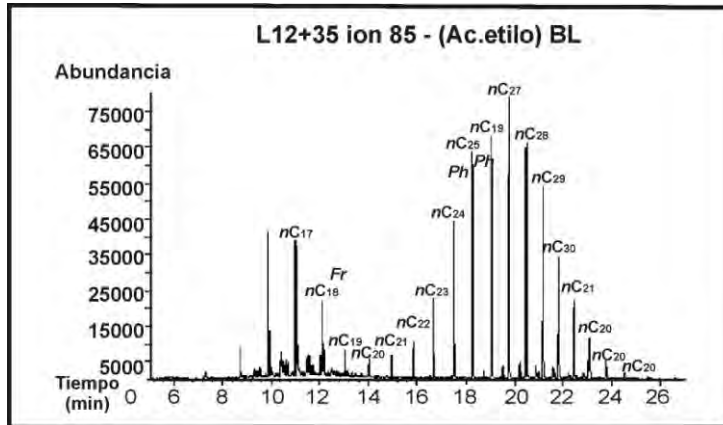


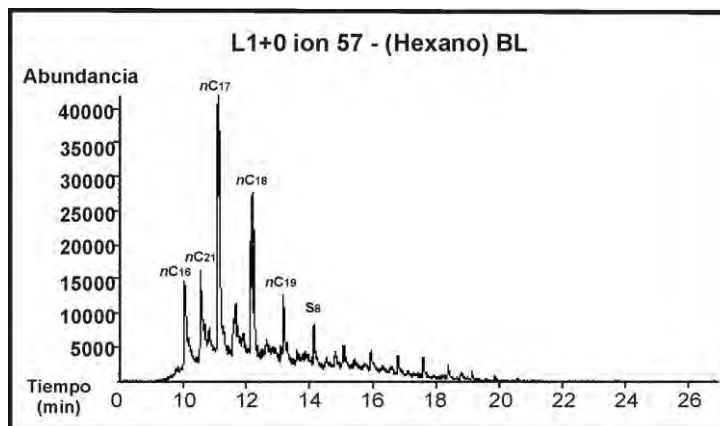
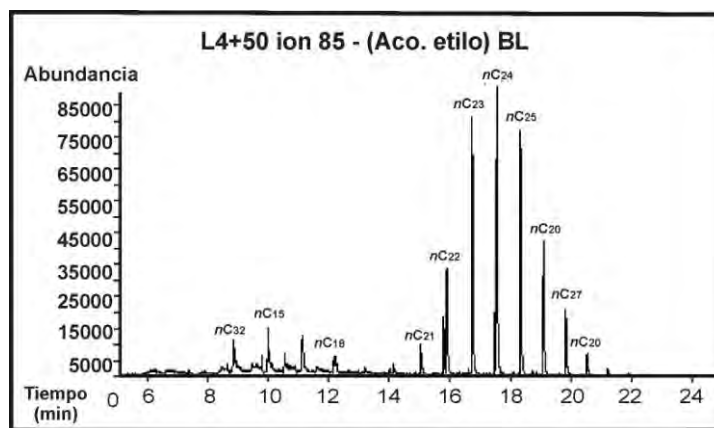
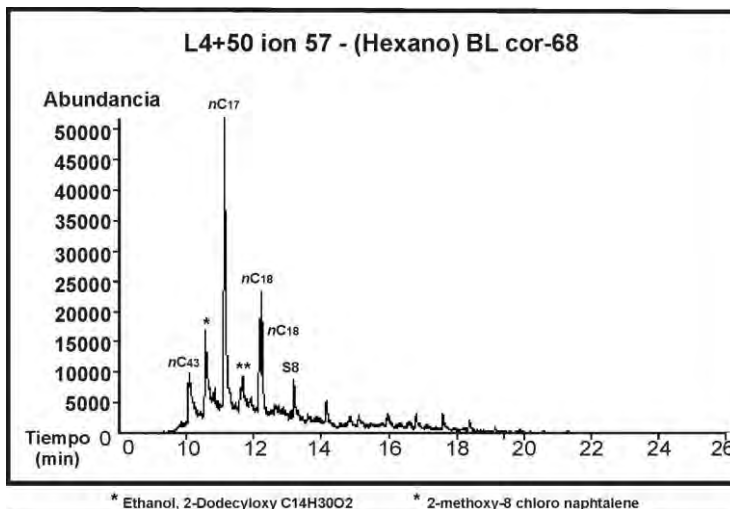
ANEXO 3. Fragmentogramas de los iones m/z 57 y m/z 85 (alcanos), relación de abundancia por tiempo de retención, colocados de la base a la cima.



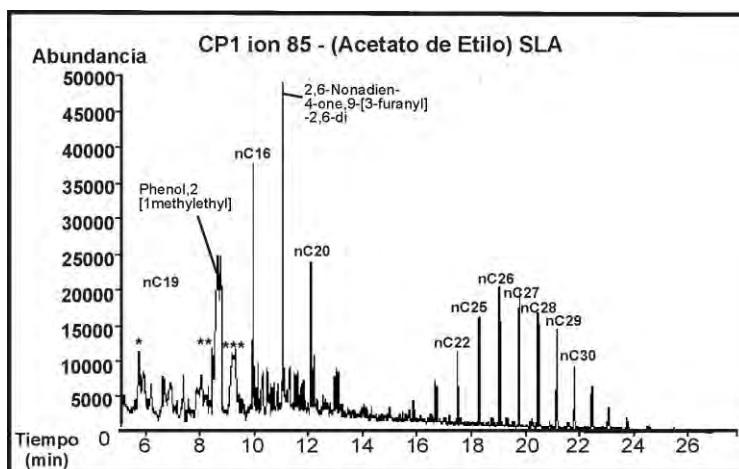
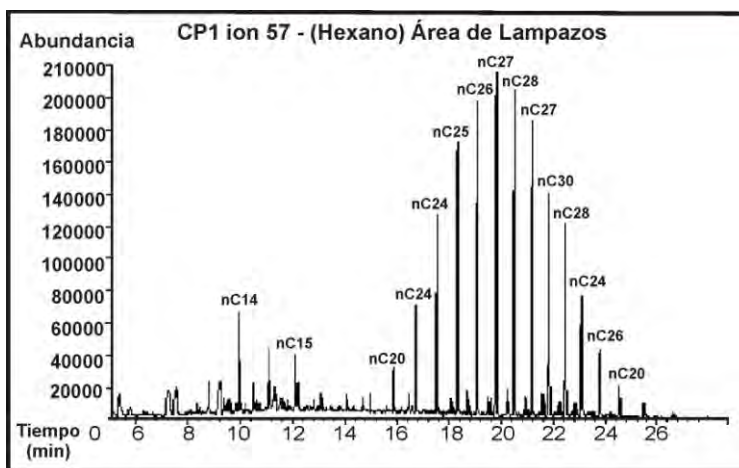






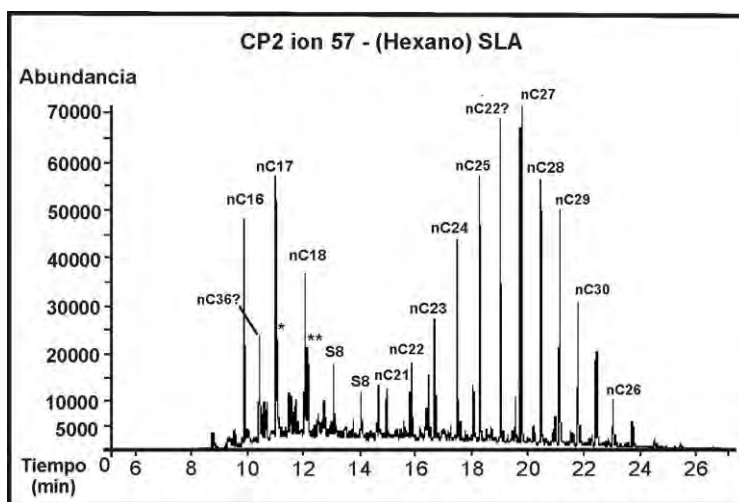


SIERRA LAS AZULES



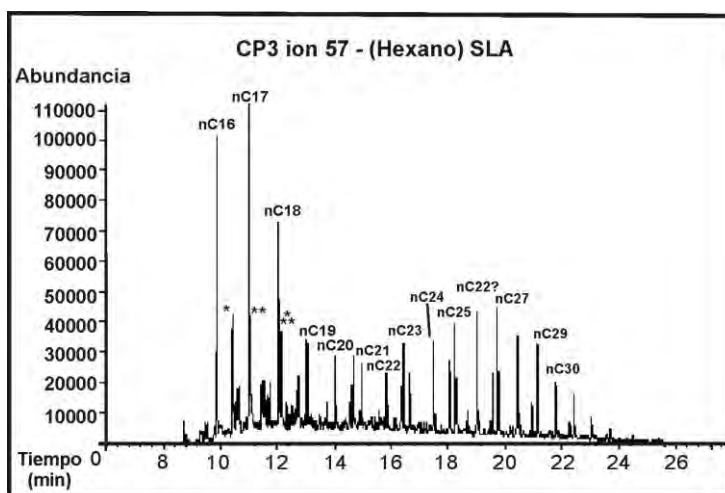
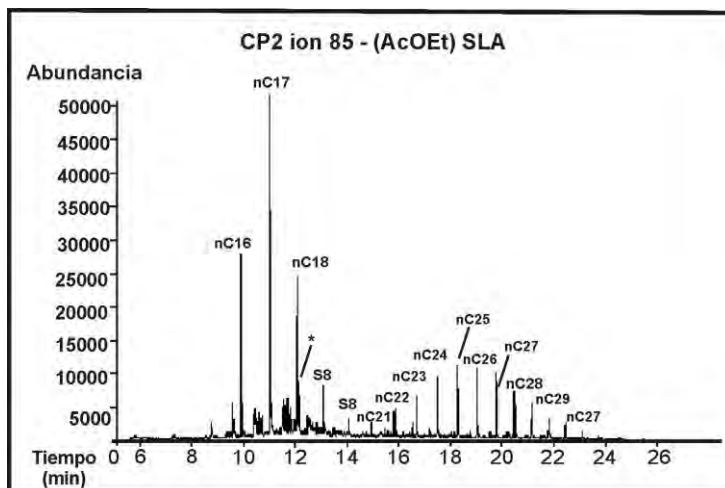
* Benzenemethanol 3,5-dimethyl C9H12O ** 1,3-Dimethyl-2-cyano-3-piperidine C8H12N2

*** Thiophene 2,5-dipropyl

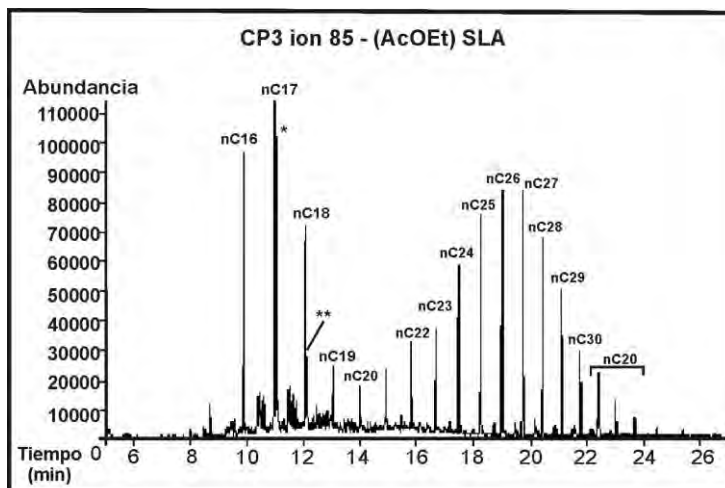


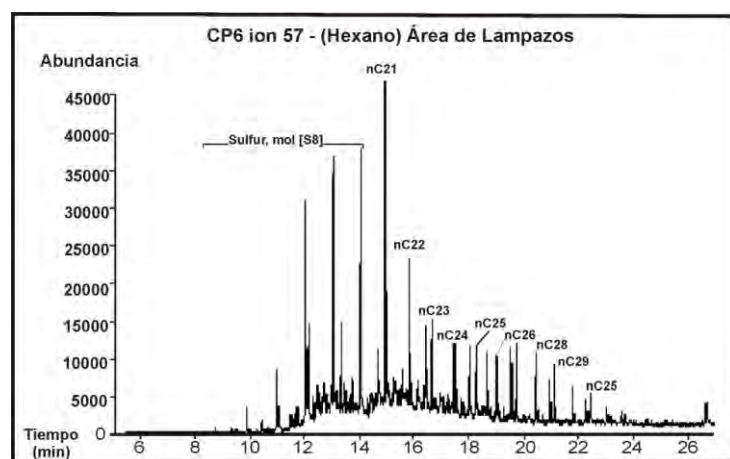
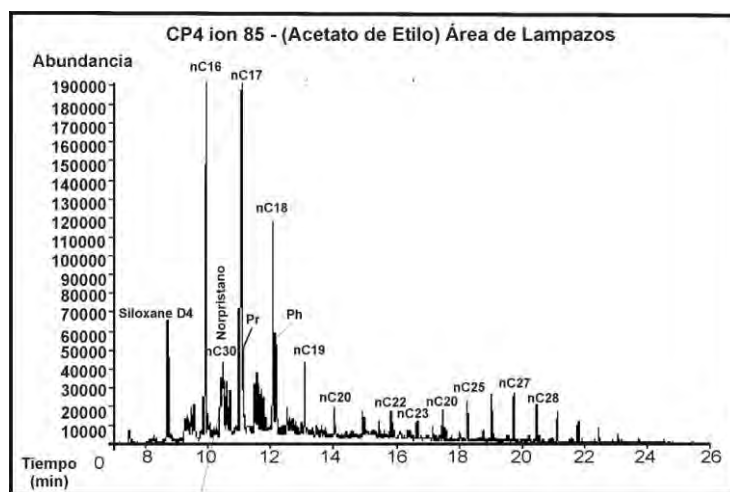
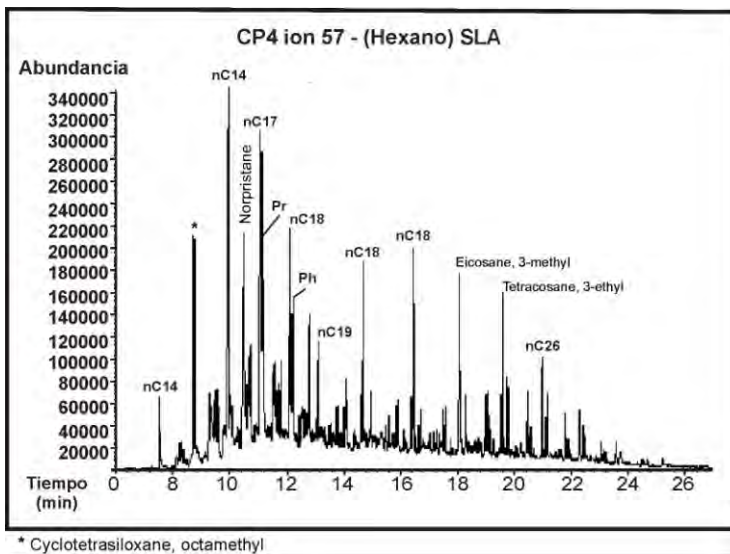
* Tetracosano 2,6,10,15,19,23-hexametil

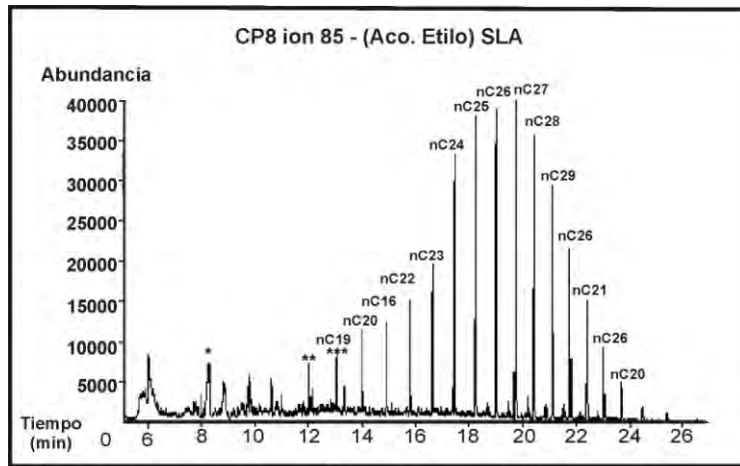
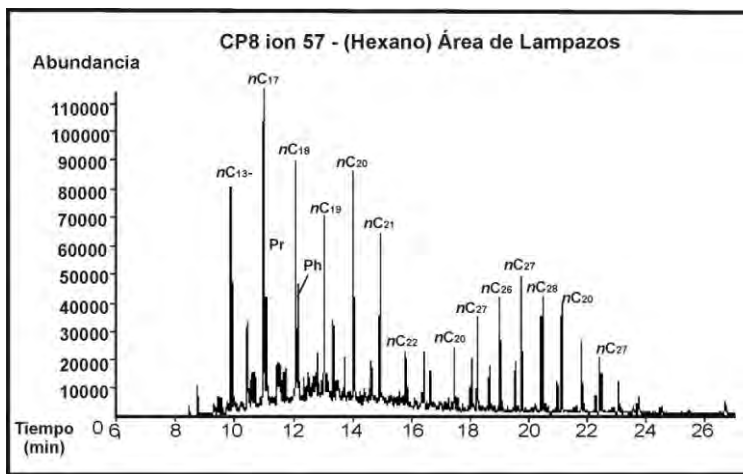
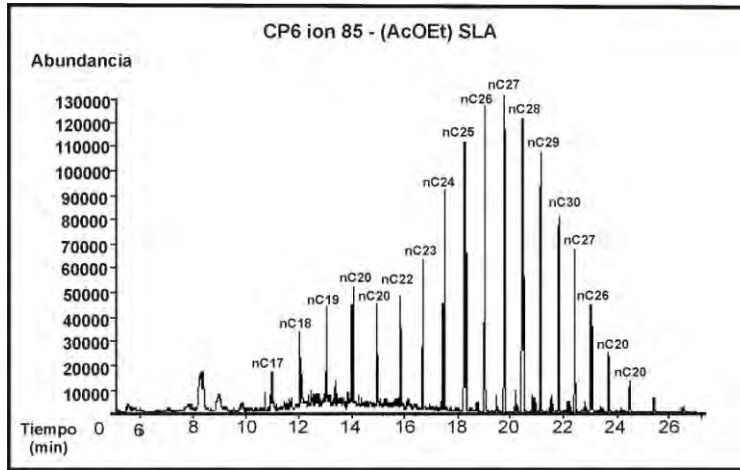
** Hexadecano, 2,6,10,14-tetrametil



* Pentadecano,2,6,10-trimetil ** Pentadecano,2,6,10,14-tetrametil ***Hexadecano,2,6,10,14-tetrametil







*Phenol,2-ethyl-5-methyl C9H12O

**6-oxoedulan

***Atherospermidine

