



Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo

**Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería Área Académica de
Ciencias de la Tierra y Materiales**

T E S I S

**Exploración y Bioestratigrafía de un afloramiento fósil con
amonitas del Jurásico Medio/Jurásico Superior en el municipio
de Huehuetla, Hidalgo**

Que para obtener el título de

Licenciado en Ingeniería en Geología Ambiental

P R E S E N T A

Ivan Alba Hernández

ASESOR DE TESIS

Dr. Carlos Esquivel Macias



Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo

Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería

School of Engineering and Basic Sciences

Dirección

Office of the Director

Mineral de la Reforma, Hgo., a 7 de julio de 2026

Número de control: ICBI-D/1289/2026

Asunto: Autorización de impresión.

MTRA. OJUKY DEL ROCÍO ISLAS MALDONADO
DIRECTORA DE ADMINISTRACIÓN ESCOLAR DE LA UA EH

Con Título Quinto, Capítulo II, Capítulo V, Artículo 51 Fracción IX del Estatuto General de nuestra Institución, por este medio, le comunico que el Jurado asignado al egresado de la Licenciatura en Ingeniería en Geología Ambiental **Iván Alba Hernández**, quien presenta el trabajo de titulación **"Exploración y Bioestratigrafía de un afloramiento fósil con amonitas del Jurásico Medio/Jurásico Superior en el municipio de Huehuetla, Hidalgo"**, ha decidido, después de revisar fundamento en lo dispuesto en el Título Tercero, Capítulo I, Artículo 18 Fracción IV; dicho trabajo en la reunión de sinodales, **autorizar la impresión del mismo**, una vez realizadas las correcciones acordadas.

A continuación, firman de conformidad los integrantes del Jurado:

Presidente: Dr. Eduardo Alejandro Alemán Gallardo

Secretario: Dra. María del Carmen Jaimes Viera

Vocal: Dr. Carlos Esquivel Macías

Suplente: M. en C. Misael Eduardo Cruz Sánchez

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

Atentamente
"Amor, Orden y Progreso"

Dr. Gabriel Vergara Rodríguez
Director del ICBI



GVR/MMM

"Amor, Orden y Progreso"



Ciudad del Concordio, Carretera Pachuca-Tulancingo
Km. 4.5 Colonia Carboneras, Mineral de la Reforma, Hidalgo,
México. C.P 42184
Teléfono: 52 (771) 71 720 00 Ext. 40001
direccion_icbi@uaeh.edu.mx, vergara@uaeh.edu.mx

uaeh.edu.mx

Resumen

La presente investigación tuvo como objetivo determinar la edad y el ambiente de depósito de un afloramiento fosilífero localizado en la comunidad de Los Planes–San Miguel, municipio de Huehuetla, Hidalgo, mediante el estudio bioestratigráfico de amonites, complementado con análisis petrográficos y sedimentológicos. La metodología incluyó trabajo de campo para el levantamiento estratigráfico y la recolección de fósiles, preparación y determinación taxonómica de los ejemplares, elaboración de láminas delgadas y análisis petrográfico, además de la correlación con biozonas amoníticas reconocidas para el Jurásico Medio.

Se identificaron los taxones *Procerites hians*, *Leptosphinctes* sp., *Neuquenicerias steinmanni*, *Nothocephalites semilaevis*, *Obtusicoelites obtusicoelita*, *Guerrericeras* cf. *inflatum* y *Macrocephalites (Pleurocephalites) coxmani*, los cuales permitieron establecer una edad comprendida entre el Bajociano Superior y el Caloviano Superior del Jurásico Medio, refinando la interpretación cronoestratigráfica del afloramiento y proponiendo una actualización de la cartografía geológica regional. Los análisis petrográficos evidenciaron una sucesión carbonatada con abundante materia orgánica, presencia de bitumen, vetas hidrotermales rellenas de silicatos, procesos de recristalización y radiolarios silicificados y carbonatados, así como microfósiles representados por foraminíferos, nanoplancton calcáreo, cocolitos, calciesferas y ostrácodos. Las características litológicas y paleontológicas indican un ambiente marino de plataforma nerítica desarrollado sobre una plataforma continental carbonatada, con influencia de condiciones pelágicas y eventos anóxicos favorables para la acumulación y preservación de materia orgánica, sugiriendo un ambiente con potencial generador de hidrocarburos. Asimismo, la correlación bioestratigráfica permitió reconocer discrepancias con la cartografía geológica existente y proponer una reinterpretación de la edad del afloramiento. Los resultados contribuyen al conocimiento de la bioestratigrafía, paleontología y evolución sedimentaria del Jurásico Medio del centro-oriente de México, proporcionando información de utilidad para futuras investigaciones geológicas y paleontológicas en la Sierra Madre Oriental.

Abstract

This study is aimed to determine the age and depositional environment of a fossiliferous outcrop located in Los Planes–San Miguel, Huehuetla, Hidalgo, through ammonite biostratigraphy analysis complemented by petrographic and sedimentological analyses. Methodology included detailed fieldwork for stratigraphic logging, fossil collection, taxonomic identification of ammonite specimens, petrographic analysis of thin sections, and correlation with established Middle Jurassic ammonite biozones.

The identified taxa include *Procerites hians*, *Leptosphinctes* sp., *Neuquenicerias steinmanni*, *Nothocephalites semilaevis*, *Obtusicoelites obtusicoelita*, *Guerrericeras* cf. *inflatum*, and *Macrocephalites (Pleurocephalites) coxmani*. These assemblages constrain the age of the studied succession to the Upper Bajocian–Upper Callovian interval of the Middle Jurassic, allowing refinement of the chronostratigraphic framework and supporting a revision of the regional geological map. Petrographic analyses revealed carbonate rocks enriched in organic matter, abundant bitumen, hydrothermal silicate-filled veins, recrystallization features, and both silicified and carbonatized radiolarians. In addition, the occurrence of foraminifera, calcareous nannoplankton, coccoliths, calcispheres, and ostracods provide complementary paleoenvironmental evidence.

The lithological and paleontological characteristics indicate deposition on a neritic carbonate platform influenced by pelagic marine conditions and recurrent anoxic events that favored the accumulation and preservation of organic matter, suggesting a petroleum-prone depositional system. Furthermore, the biostratigraphic framework revealed inconsistencies in the existing geological map, supporting a reinterpretation of the age assigned to the outcrop. These findings improve the understanding of the Middle Jurassic biostratigraphy, paleontology, and sedimentary evolution of east-central Mexico and provide a valuable framework for future geological and paleontological investigations within the Sierra Madre Oriental.

Palabras clave: Bioestratigrafía, amonites, Jurásico Medio, Huehuetla, petrografía, paleoambiente, Sierra Madre Oriental.

Keywords: Biostratigraphy, ammonites, Middle Jurassic, Huehuetla, petrography, paleoenvironment, Sierra Madre Oriental.

Resumen.....	I
Abstract.....	I
Índice.....	II
Índice de figuras.....	III
Índice de tablas.....	IV
1. Introducción.....	5
2. Antecedentes.....	6
3. Objetivos	7
3.1. Objetivo general.....	7
3.2. Objetivos particulares.....	7
4. Área de estudios.....	8
4.1. Geología regional.....	8
5. Metodología.....	10
5.1. Búsqueda bibliográfica.....	10
5.2. Trabajo de campo.....	10
5.3. Método de laboratorio.....	12
5.4. Revisión taxonómica.....	13
5.5. Columna cronoestratigráfica.....	14
5.6. Petrografía.....	15
5.7. Análisis petrográfico.....	17
6. Resultados.....	17
6.1 Paleontología sistemática.....	18
6.1.1 <i>Procerites hians</i>	19
6.1.2 <i>Leptosphinctes sp.</i>	25
6.1.3 <i>Neuquenicerias steinmanni</i>	29
6.1.4 <i>Nothocephalites semilaevis</i>	31
6.1.5 <i>Obtusicoelites obtusicoelita</i>	34
6.1.6 <i>Guerrericerias cf. inflatum</i>	35
6.1.7 <i>Macrocephalites cozzmani</i>	38
6.2 Determinación de intervalos zona de oppel.....	39
6.3 Columna bioestratigráfica.....	40
6.4 Propuesta de corrección de la carta geológica.....	42
6.5 Petrología sedimentaria.....	43
6.5.1 Petrografía.....	43
7. Discusiones.....	57
7.1 Discusión taxonómica.....	58
7.1.1 Presencia de radiolarios en láminas delgadas.....	59
7.1.2 Contextos de conservación.....	60
8. Conclusiones.....	61
8.1. Anexo histórico taxonómico.....	62
8.2. Tablas de datos.....	65
8.3. Tablas de resultados.....	69
9. Referencias.....	73

Índice de figuras

Figura 1:	Mapa del estado de Hidalgo.....	8
Figura 2:	Recolección de libros.....	10
Figura 3:	Diferentes estratos de la zona de interés.....	10
Figura 4:	Toma de datos de un fósil amonite.....	11
Figura 5:	Ubicación GPS utilizando coordenadas sexagesimales.....	11
Figura 6:	Pluma de grabado eléctrica.....	12
Figura 7:	Solución ácido clorhídrico al 20%.....	12
Figura 8:	Alfileres comunes.....	12
Figura 9:	Vernier digital.....	13
Figura 10:	Fósiles encontrados.....	13
Figura 11:	Fósil limpiado <i>obtusicosites obtusica</i>	14
Figura 12:	Ejemplo base de la columna cronoestratigráfica.....	14
Figura 13:	Muestra de roca para una lámina delgada.....	15
Figura 14:	Superficie lisa, lámina delgada.....	15
Figura 15:	Portaobjetos.....	16
Figura 16:	Lámina delgada.....	16
Figura 17:	Microscopio Olympus BX41.....	17
Figura 18:	Ubicación de los fósiles colectados.....	17
Figura 19:	<i>Procerites hians</i> (número de espécimen 1)	20
Figura 20:	<i>Procerites hians</i> (número de espécimen 2)	20
Figura 21:	<i>Procerites hians</i> (número de espécimen 3)	21
Figura 22:	<i>Procerites hians</i> (número de espécimen 4)	21
Figura 23:	<i>Procerites hians</i> (número de espécimen 54)	22
Figura 24:	<i>Procerites hians</i> (número de espécimen 66)	23
Figura 25:	<i>Procerites hians</i> (número de espécimen 69)	23
Figura 26:	<i>Procerites hians</i> (número de espécimen 74)	24
Figura 27:	<i>Procerites hians</i> (número de espécimen 88)	24
Figura 28:	<i>Leptosphinctes sp.</i> (número de espécimen 60)	26
Figura 29:	<i>Leptosphinctes sp.</i> (número de espécimen 60)	27
Figura 30:	<i>Leptosphinctes sp.</i> (número de espécimen 61)	28
Figura 31:	<i>Leptosphinctes sp.</i> (número de espécimen 62)	28
Figura 32:	<i>Neuquenicerias steinmanni</i> (número de espécimen 3)	30
Figura 33:	<i>Nothocephalites semilaevis</i> (número de espécimen 48)	32
Figura 34:	<i>Nothocephalites semilaevis</i> (número de espécimen 55)	33
Figura 35:	<i>Nothocephalites semilaevis</i> (número de espécimen 87)	33
Figura 36:	<i>Obtusicosites obtusica</i> (número de espécimen 64)	35
Figura 37:	<i>Guerrericerias cf. inflatum</i> (número de espécimen 6)	36
Figura 38:	<i>Guerrericerias cf. inflatum</i> (número de espécimen 6)	37
Figura 39:	<i>Macrocephalites cossmanni</i> (número de espécimen 5)	38
Figura 40:	Columna bioestratigráfica.....	40
Figura 41:	Propuesta de corrección de la carta geológica F14-D73.....	42
Figura 42:	Fotomicrografía (lámina 1)	43
Figura 43:	Fotomicrografía (lámina 2)	44
Figura 44:	Fotomicrografía (lámina 3)	45
Figura 45:	Fotomicrografía (lámina 4)	46

Figura 46:	Fotomicrografía (lámina 5)	47
Figura 47:	Fotomicrografía (lámina 6)	48
Figura 48:	Fotomicrografía (lámina 7)	49
Figura 49:	Fotomicrografía (lámina 8)	50
Figura 50:	Fotomicrografía (lámina 9)	51
Figura 51:	Fotomicrografía tomada de una sección (lámina 10)	52
Figura 52:	Fotomicrografía tomado de una sección (lámina 10)	53
Figura 53:	Fotomicrografía (lámina 11)	54
Figura 54:	Fotomicrografía (lámina 12)	55
Figura 55:	Fotomicrografía (lámina 13)	56
Figura 56:	Fósil por determinar (<i>Macrocephalites cossmanni</i>)	58
Figura 57:	Fósil identificado por código de colores (<i>Macrocephalites cossmanni</i>)	59
Figura 58:	Diagrama de Raup.....	65, 70

Índice de tablas

Tabla 1:	Descripciones y coordenadas de los fósiles recolectados.....	18
Tabla 2:	Determinación de intervalos zona de oppel.....	39
Tabla 3:	Simbología de zonación estándar.....	41
Tabla 4:	Simbología (determinación taxonómica)	58
Tabla 5:	Simbología (datos merísticos)	65
Tabla 6:	Datos merísticos obtenidos de los ejemplares de <i>Leptosphinctes sp.</i>	66
Tabla 7:	Datos merísticos obtenidos de los ejemplares de <i>Procerites hians</i>	66
Tabla 8:	Datos merísticos obtenidos de los ejemplares de <i>Nothocephalites semilaevis</i> (Waagen).....	67
Tabla 9:	Datos merísticos obtenidos de los ejemplares de <i>Neuquenicerias steinmanni</i>	68
Tabla 10:	Datos merísticos obtenidos de los ejemplares de <i>Obtusicoelites obtusicoelata</i> (Waagen).....	68
Tabla 11:	Datos merísticos obtenidos de los ejemplares de <i>Macrocephalites (Pleurocephalites)</i> <i>cossmanni</i>	68
Tabla 12:	Datos merísticos obtenidos de los ejemplares de <i>Guerrericeras inflatum</i>	69
Tabla 13:	Simbología (resultados de datos merísticos)	70
Tabla 14:	Resultados merísticos obtenidos de los ejemplares de <i>Leptosphinctes sp.</i>	71
Tabla 15:	Resultados merísticos obtenidos de los ejemplares de <i>Procerites hians</i>	71
Tabla 16:	Resultados merísticos obtenidos de los ejemplares de <i>Nothocephalites semilaevis</i> (Waagen).....	72
Tabla 17:	Resultados merísticos obtenidos de los ejemplares de <i>Neuquenicerias steinmanni</i> ...	72
Tabla 18:	Resultados merísticos obtenidos de los ejemplares de <i>Obtusicoelites obtusicoelata</i> (Waagen).....	72

Capítulo 1: Introducción.

Los análisis de secuencias sedimentarias en el área de estudio son importantes ya que la presente investigación surge de la necesidad de realizar más estudios bioestratigráficos en rocas del Jurásico Medio del centro-orienté de México, debido a la limitada precisión cartográfica y a la escasa información bibliográfica disponible sobre estas unidades geológicas Imlay, (1980). A pesar de que la región ha sido objeto de intensa exploración petrolera durante varias décadas, gran parte de la información generada permanece restringida en archivos técnicos de compañías petroleras y reportes internos de difícil acceso académico. En consecuencia, los datos obtenidos durante este trabajo pueden contribuir a complementar y actualizar las interpretaciones previas sobre la geología regional, la estratigrafía y la distribución paleontológica de las rocas sedimentarias jurásicas del centro de México Burckhardt, (1930).

Sin embargo, la presencia continua de material fósil en nuevos afloramientos ha demostrado que aún existen importantes áreas de oportunidad relacionadas con la identificación estratigráfica, lítica y paleontológica de las unidades sedimentarias aflorantes Cantú-Chapa, (1969). Por esta razón, se decidió explorar con mayor detalle afloramientos como el presente, considerando que los estudios bioestratigráficos basados en amonites y otros fósiles guía continúan siendo fundamentales para establecer correlaciones estratigráficas precisas dentro del Jurásico mexicano y del dominio tetisiano occidental Arkell et al., (1957); Imlay, (1980).

El interés principal de este afloramiento radica en la abundancia y diversidad de fósiles amonoideos preservados en las rocas sedimentarias. Los amonites constituyen uno de los grupos fósiles más importantes para la bioestratigrafía del Jurásico debido a su rápida evolución, amplia distribución geográfica y excelente preservación morfológica, características que permiten utilizarlos como fósiles índices para determinar edades relativas y establecer correlaciones estratigráficas entre distintas cuencas sedimentarias Arkell et al., (1957). Además, la distribución paleobiogeográfica de sus especies depende estrechamente de las condiciones paleoambientales y sedimentarias en las que vivieron, lo que permite reconstruir ambientes marinos antiguos y comprender mejor la evolución geológica regional Cantú-Chapa, (1971).

La abundancia de ejemplares y la diversidad taxonómica observada en el municipio de Huehuetla, Hidalgo, permiten inferir la presencia de distintas zonas y posiblemente subzonas amoníticas representativas del Jurásico Medio. Esto hace viable desarrollar un análisis bioestratigráfico detallado que contribuya a precisar edades relativas y mejorar la cartografía geológica regional. Asimismo, las características litológicas y sedimentológicas de las rocas sugieren el desarrollo de ambientes marinos someros asociados a plataformas costeras y zonas de transición oceánica, condiciones favorables para la preservación de abundante fauna marina INEGI, (2010).

El estudio de estas secuencias resulta particularmente relevante, debido a que contribuye a ampliar el conocimiento sobre la paleontología y estratigrafía del Jurásico Medio en México, una etapa geológica clave relacionada con la evolución de las cuencas sedimentarias mexicanas y la apertura progresiva del Golfo de México. Además, la presencia abundante de material fósil ofrece la oportunidad de desarrollar futuras investigaciones taxonómicas, paleoecológicas y bioestratigráficas que ayuden a precisar edades, ambientes sedimentarios y correlaciones regionales con otras provincias paleobiogeográficas del dominio Jurásico Medio en México Imlay, (1980); Burckhardt, (1930).

Capítulo 2: Antecedentes.

La región del centro Los Planes–San Miguel, al oriente de México ubicada en el municipio de Huehuetla, en el estado de Hidalgo, presenta una compleja evolución geológica vinculada con el desarrollo y la configuración de las cuencas mesozoicas asociadas a la Sierra Madre Oriental. El análisis de las unidades geológicas presentes en esta región permite comprender los procesos tectónicos, sedimentarios y paleogeográficos que controlaron su evolución con coordenadas 20°25'34.01"N y 98°04'58.02"W figura 1. Sin embargo, en diversas áreas todavía existe incertidumbre respecto a la edad y correlación estratigráfica de numerosas unidades sedimentarias jurásicas debido a la limitada verificación de campo y a la escasez de estudios paleontológicos detallados. Un ejemplo de ello corresponde a la carta geológica F14-D73 Pahuatlán escala 1:50,000 elaborada por el Servicio Geológico Mexicano, donde la zona de estudio ha sido asignada al Kimeridiano; no obstante, esta interpretación requiere ser reevaluada mediante estudios bioestratigráficos basados en fósiles guía, especialmente amonites, los cuales permiten establecer edades relativas con mayor precisión INEGI, (2010). La necesidad de realizar nuevas verificaciones de campo resulta fundamental para mejorar la comprensión geológica y estratigráfica de esta porción de la Sierra Madre Oriental.

Desde principios del siglo XX, diversos investigadores reconocieron la importancia paleontológica de las secuencias jurásicas mexicanas. Entre los trabajos pioneros destacan los realizados por Burckhardt, Carlos, quien describió numerosas faunas de amonites del Jurásico mexicano y estableció algunas de las primeras correlaciones estratigráficas entre México y Europa tetisiana Burckhardt, (1930). Posteriormente, las investigaciones de Imlay, (1980) ampliaron el conocimiento paleobiogeográfico del Jurásico de México, proponiendo relaciones entre las faunas mexicanas y las provincias paleobiogeográficas del dominio tetisiano occidental y del margen pacífico de Pangea Imlay, (1980).

En este contexto, los trabajos de Cantú-Chapa, (1969) representan una referencia obligada en el estudio del Jurásico Medio mexicano. Sus investigaciones realizaron contribuciones fundamentales en la caracterización bioestratigráfica del Jurásico Medio mediante el análisis sistemático de amonites en el noreste de México. Gracias a estos estudios fue posible establecer correlaciones cronoestratigráficas más precisas entre las secuencias mexicanas y las provincias faunísticas del dominio tetisiano, mejorando significativamente la interpretación estratigráfica regional Cantú-Chapa, (1969).

Asimismo, Cantú-Chapa, (1992) aportó datos relevantes sobre la distribución paleobiogeográfica de los amonites jurásicos, fortaleciendo la interpretación de México como una zona de transición entre distintas provincias paleobiogeográficas marinas durante el Jurásico Medio. Estas aportaciones fueron esenciales para redefinir límites estratigráficos y mejorar la correlación regional entre unidades jurásicas de la Sierra Madre Oriental y la Cuenca de Sabinas Cantú-Chapa, (1992). Además, sus estudios permitieron reconocer la importancia de los amonites como herramientas para interpretar variaciones paleoambientales, eventos transgresivos y cambios sedimentarios en las cuencas mesozoicas mexicanas Cantú-Chapa, (1971).

Los trabajos desarrollados por Arkell et al., (1957) constituyen también una base teórica esencial para los estudios bioestratigráficos del Jurásico Medio. Su síntesis sobre los amonoideos mesozoicos permitió estandarizar criterios taxonómicos y bioestratigráficos utilizados actualmente en correlaciones internacionales, particularmente en secuencias del dominio tetisiano Arkell et al., (1957). Dichos criterios han sido ampliamente aplicados en México para definir biozonas amoníticas y establecer correlaciones entre diferentes cuencas sedimentarias.

Estudios posteriores han ampliado estos planteamientos mediante enfoques integrales que combinan sedimentología, estratigrafía secuencial y análisis tectónico. Estas investigaciones

confirman que el Jurásico Medio representó una etapa decisiva en la configuración estructural del noreste y centro-oriente de México, caracterizada por el desarrollo de ambientes marinos someros, plataformas carbonatadas y la acumulación de secuencias siliciclásticas relacionadas con procesos transgresivos regionales Goldhammer & Johnson, (2001). Tales condiciones favorecieron la preservación de abundantes asociaciones fósiles marinas que actualmente constituyen una herramienta indispensable para reconstrucciones paleoambientales y estudios de correlación estratigráfica.

En conjunto, los antecedentes demuestran que las investigaciones bioestratigráficas desarrolladas en México constituyen una base sólida para el entendimiento del Jurásico Medio y Superior. Sin embargo, todavía existen numerosos afloramientos que requieren revisión detallada, particularmente en sectores donde la cartografía geológica presenta incertidumbres cronológicas o estratigráficas. Por ello, resulta indispensable continuar con estudios paleontológicos y bioestratigráficos enfocados en amonites y otros fósiles guía, ya que éstos permiten mejorar la interpretación cronológica, paleoambiental y tectónica de las unidades sedimentarias mesozoicas mexicanas, además de aportar información relevante para la exploración de recursos petroleros y la evolución paleogeográfica de la región Cantú-Chapa, (1971); Imlay, (1980).

Capítulo 3: Objetivos:

3.1: Objetivo general:

Determinar las relaciones cronoestratigráficas entre diferentes cuerpos de roca que abundan en la localidad Jurásico Medio denominado Los Planes - San Miguel Municipio de Huehuetla en el estado de Hidalgo.

3.2: Objetivos particulares:

1. Levantamiento del perfil estratigráfico del afloramiento.
2. Obtención de muestras representativas de fósiles recolectados en el afloramiento.
3. Elaborar las determinaciones taxonómicas de los diferentes fósiles encontrados y obtener los intervalos estratigráficos correspondientes.
4. Precisar los límites de los intervalos cronoestratigráficos representados por los amonites, determinar y establecer las relaciones de contacto entre las diferentes litologías.
5. Actualizar la edad del sitio del afloramiento con respecto a la carta geológica F14-D73, mediante los fósiles guía.
6. Estructurar el material fósil, muestras de mano, y láminas delgadas para un acervo consultante.

Capítulo 4: Área de estudio.

El área de estudio se localiza en la comunidad de Los Planes – San Miguel, perteneciente al municipio de Huehuetla, en el estado de Hidalgo, en el sector norte de la Sierra Otomí - Tepehua, con coordenadas aproximadas 20° 25' 34.01" N y 98° 04' 58.02" W, fig.1. Esta región forma parte del núcleo estructural de la Sierra Madre Oriental (SMO), actualmente interpretada como un cinturón plegado y cabalgado desarrollado principalmente durante la Orogenia Laramide INEGI, (2010). La provincia morfotectónica de la Sierra Madre Oriental constituye uno de los sistemas montañosos más importantes de México y está integrada principalmente por secuencias sedimentarias marinas mesozoicas deformadas tectónicamente López-Ramos, (1981).

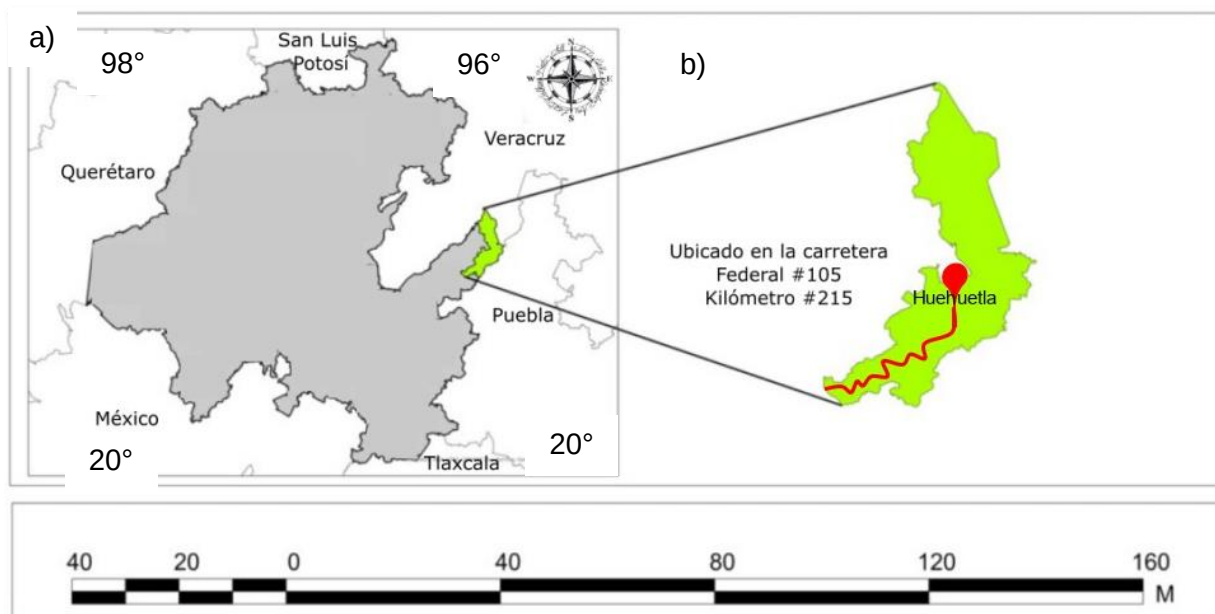


Figura 1: Mapa de localización del área de estudio (a) Mapa del estado de Hidalgo, (b) Región Pahuatlán-Huehuetla, el punto rojo indica la ubicación del afloramiento estudiado.

4.1: Geología regional.

La región de Pahuatlán-Huehuetla se ubica en la transición tectónica entre la Sierra Madre Oriental y el Eje Neovolcánico Mexicano, situación que genera una notable complejidad estructural y litológica. En esta zona afloran principalmente rocas sedimentarias marinas depositadas entre el Jurásico Medio y el Cretácico Tardío, asociadas a ambientes de plataforma, cuenca marina y talud continental desarrollados durante la fragmentación progresiva del margen occidental de Pangea López-Ramos, (1981). Estas unidades sedimentarias fueron posteriormente deformadas por esfuerzos compresivos relacionados con la Orogenia Laramide, originando estructuras plegadas y falladas características de la Sierra Madre Oriental.

Desde el punto de vista fisiográfico, la región pertenece a una provincia dominada por cordones montañosos plegados, valles intermontanos y mesetas estructurales. De acuerdo con Baker, (1971), gran parte de esta provincia está integrada por extensas secuencias jurásicas y cretácicas de origen marino intensamente plegadas y fracturadas en anticlinorios y sinclinorios. Tales estructuras reflejan episodios de deformación compresiva que modificaron significativamente la configuración original de las cuencas sedimentarias mesozoicas.

Estratigráficamente, la región presenta sucesiones sedimentarias complejas constituidas principalmente por calizas, lutitas y areniscas marinas, cuya edad comprende desde el Paleozoico tardío hasta el Cretácico INEGI, (2010). En diversos sectores los municipios de

Pahuatlán y Huehuetla se han identificado afloramientos pertenecientes al Jurásico Medio y Superior, donde destacan unidades correlacionables con la Formación Cahuasas y la Formación Tepéxic, ambas importantes por su contenido fosilífero y significado paleoambiental INEGI, (2010).

La Formación Cahuasas está constituida predominantemente por lutitas oscuras, limolitas calcáreas y areniscas finas intercaladas con horizontes margosos. Esta unidad representa ambientes marinos relativamente profundos asociados a cuencas de baja energía desarrolladas durante el Jurásico Medio Cantú-Chapa, (1971). En distintas localidades del centro-oriente de México, la Formación Cahuasas ha proporcionado abundantes asociaciones de amonites, bivalvos y otros organismos marinos que permiten establecer correlaciones bioestratigráficas precisas entre las cuencas mexicanas y el dominio tetisiano occidental Cantú-Chapa, (1971). La abundancia de fósiles guía en esta unidad convierte a la Formación Cahuasas en uno de los principales objetivos para estudios bioestratigráficos y paleoambientales del Jurásico Medio mexicano.

Por otra parte, la Formación Tepéxic se caracteriza por una alternancia de calizas arcillosas, lutitas calcáreas y niveles arenosos depositados en ambientes de plataforma marina relativamente somera Imlay, (1980). Esta formación registra condiciones sedimentarias transicionales relacionadas con fluctuaciones del nivel del mar y cambios paleoambientales asociados a eventos tectónicos regionales. Los fósiles de amonites encontrados en esta unidad han permitido reconocer asociaciones típicas del Bajociano y Batoniano, lo que resulta fundamental para precisar edades relativas y reconstruir la evolución sedimentaria regional Imlay, (1980).

La importancia de estas unidades radica no solamente en su contenido paleontológico, sino también en su utilidad para interpretar la evolución tecto-sedimentaria del margen occidental de Pangea y los procesos iniciales asociados a la apertura del Golfo de México. Anteriormente ha sido señalado que durante el Bajociano–Caloviano se desarrollaron importantes cuencas sedimentarias controladas por procesos de rifting y subsidencia térmica, favoreciendo la acumulación de secuencias marinas ricas en fauna amonítica Salvador, (1991).

La Sierra Madre Oriental constituye además una región de gran interés científico debido a la abundancia de rocas sedimentarias marinas altamente fosilíferas. La excelente preservación de amonites y otros microfósiles ha permitido desarrollar estudios bioestratigráficos, paleoecológicos, sedimentológicos y petroleros. Asimismo, investigaciones recientes han demostrado que algunas secuencias jurásicas mexicanas contienen evidencia de eventos anóxicos oceánicos globales Bill, et al., (2001). "Oceanic Anoxic Events, OAE", los cuales representan cambios paleoceanográficos de escala mundial relacionados con perturbaciones climáticas y biogeoquímicas del Mesozoico Silva & Alsen, (2024).

Geomorfológicamente, el relieve de la Sierra Otomí-Tepehua, ubicada en el extremo oriente de Hidalgo, está dominado por montañas escarpadas, barrancas profundas y laderas con pendientes pronunciadas originadas por deformación tectónica, erosión diferencial y procesos de remoción en masa Lugo-Hubp, (2005). La presencia de fallas, fracturas y cambios abruptos en el rumbo de los estratos sedimentarios controla el desarrollo de escarpes y zonas inestables características de la región. Además, las condiciones climáticas húmedas y las precipitaciones abundantes favorecen procesos erosivos activos que modifican constantemente el paisaje geológico Lugo-Hubp, (2005).

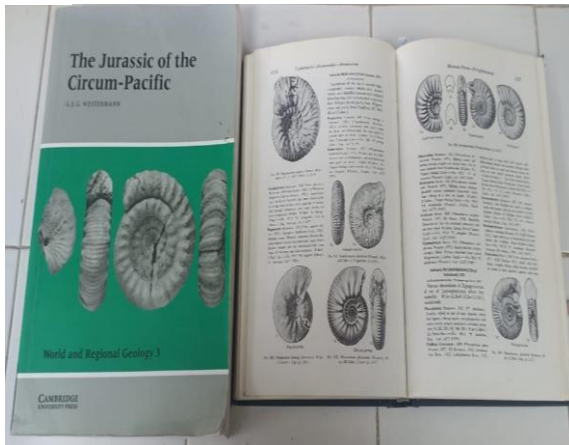
En consecuencia, el Jurásico Medio del centro-oriente de México constituye un intervalo clave para comprender la evolución paleogeográfica, tectónica y sedimentaria del margen occidental de Pangea. El análisis bioestratigráfico de amonites provenientes de unidades como las Formaciones Cahuasas y Tepéxic permite no sólo precisar edades relativas, sino también

reconstruir paleoambientes marinos y mejorar las correlaciones regionales dentro de las cuencas mesozoicas mexicanas.

Capítulo 5: Metodología.

- **5.1: Búsqueda bibliográfica:** Se investigaron artículos científicos, libros relacionados al tema Jurásico Medio, al igual que se imprimieron los artículos para revisarlos minuciosamente, para así poder agotar fuentes de información disponible y viable fig. 2.

a)



b)

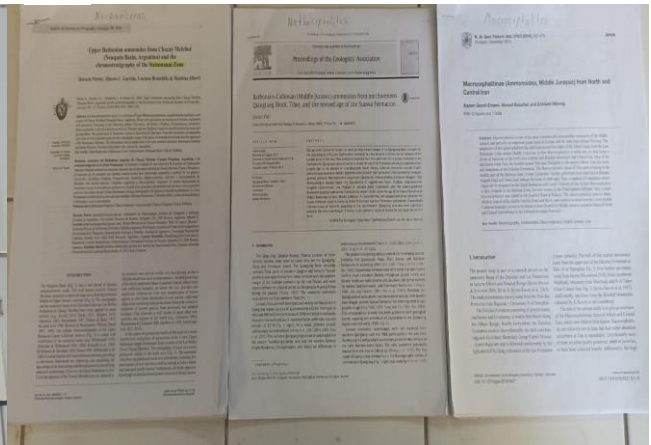


Figura 2: a) Libros recolectados y estudiados, b) Revisión de artículos.

- **5.2: Trabajo de campo:** Se recolectó la información necesaria acerca de los estratos encontrados en el área de estudio, con la información obtenida se generó un perfil estratigráfico. Este análisis implicó determinación de estratos, medición de espesores, descripción litológica y toma de muestras fig's. 3-4.



Figura 3: Fotografía tomada en el campo “muestra los diferentes estratos de la zona de interés”.

- En los afloramientos también se realizaron medidas de los diferentes fósiles que no pudieron ser recolectados, además se colectaron muestras potencialmente portadoras de fósiles para su posterior determinación taxonómica.

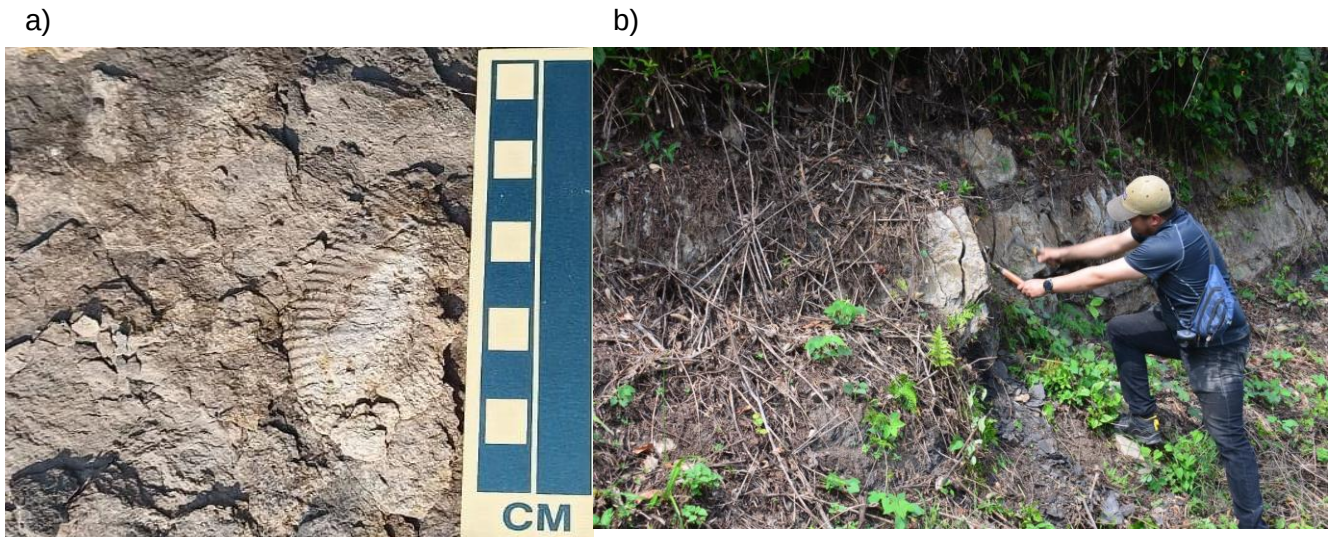


Figura 4: a) Fotografía tomada en el campo “muestra un fósil de amonite incrustado en la roca”, b) Fotografía recolección del material fósil.

- Tomar la ubicación con apoyo del GPS (marca GARMIN) en donde se realizó la recolección de cada fósil fig. 5.



Figura 5: Fotografía que muestra nuestros puntos GPS utilizando coordenadas en el sistema sexagesimales.

- **5.3: Método de laboratorio:** Con apoyo de una pluma de grabado eléctrica (herramienta de grabado de bricolaje) marca Hilitand punta de tungsteno grosor 0.1-0.5mm, Voltaje 110V 15W, cuidadosamente se limpió el fósil para su mejor determinación taxonómica fig. 6.



Figura 6: Pluma de grabado eléctrica Hilitand”.

- Se realizó una solución de ácido clorhídrico (HCL) al 20% con la ayuda de un pincel se limpió bien el exceso de roca presente en el fósil fig. 7.



Figura 7: Frasco lleno de una solución de ácido clorhídrico al 20%.

- Con apoyo de un alfiler se desprendieron las capas de la roca que no dejan apreciar correctamente los fósiles fig. 8.



Figura 8: Alfileres comunes, son utilizados para liberar al fósil de la roca a la que se encuentra incrustado.

- **5.4: Revisión taxonómica:** Con apoyo de un vernier digital (Mitutoyo Absolute Digimatic, Mitutoyo Corp., modelo CD-6" CS) se tomaron las medidas de ornamentación costillar de cada espécimen recolectado fig. 9.



Figura 9: Vernier digital.

- Se compararon las medidas obtenidas en la ornamentación costillar de los ejemplares obtenidas con aquellos que se encuentran reportados en los libros y artículos anteriormente consultados fig. 10.



Figura 10: Muestra la foto de un fósil encontrado, anteriormente limpiado para su correcta determinación taxonómica.

- Determinar la especie correcta a la que pertenece mi espécimen.

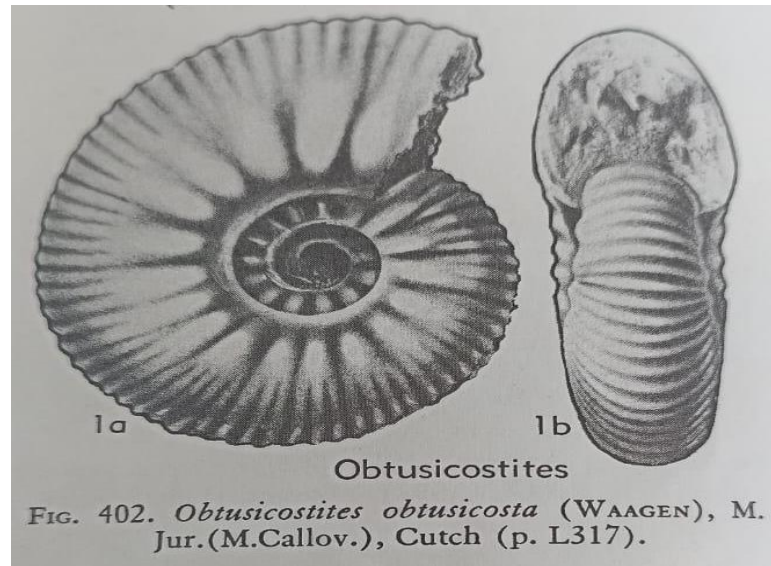


Figura 11: Muestra la foto de un fósil encontrado y posteriormente determinado como “Obtusicostites Obtusicosta”.

- **5.5: Columna cronoestratigráfica:** Recolectar información acerca de los artículos para poder crear la columna cronoestratigráfica respondiente con apoyo de los diferentes fósiles.

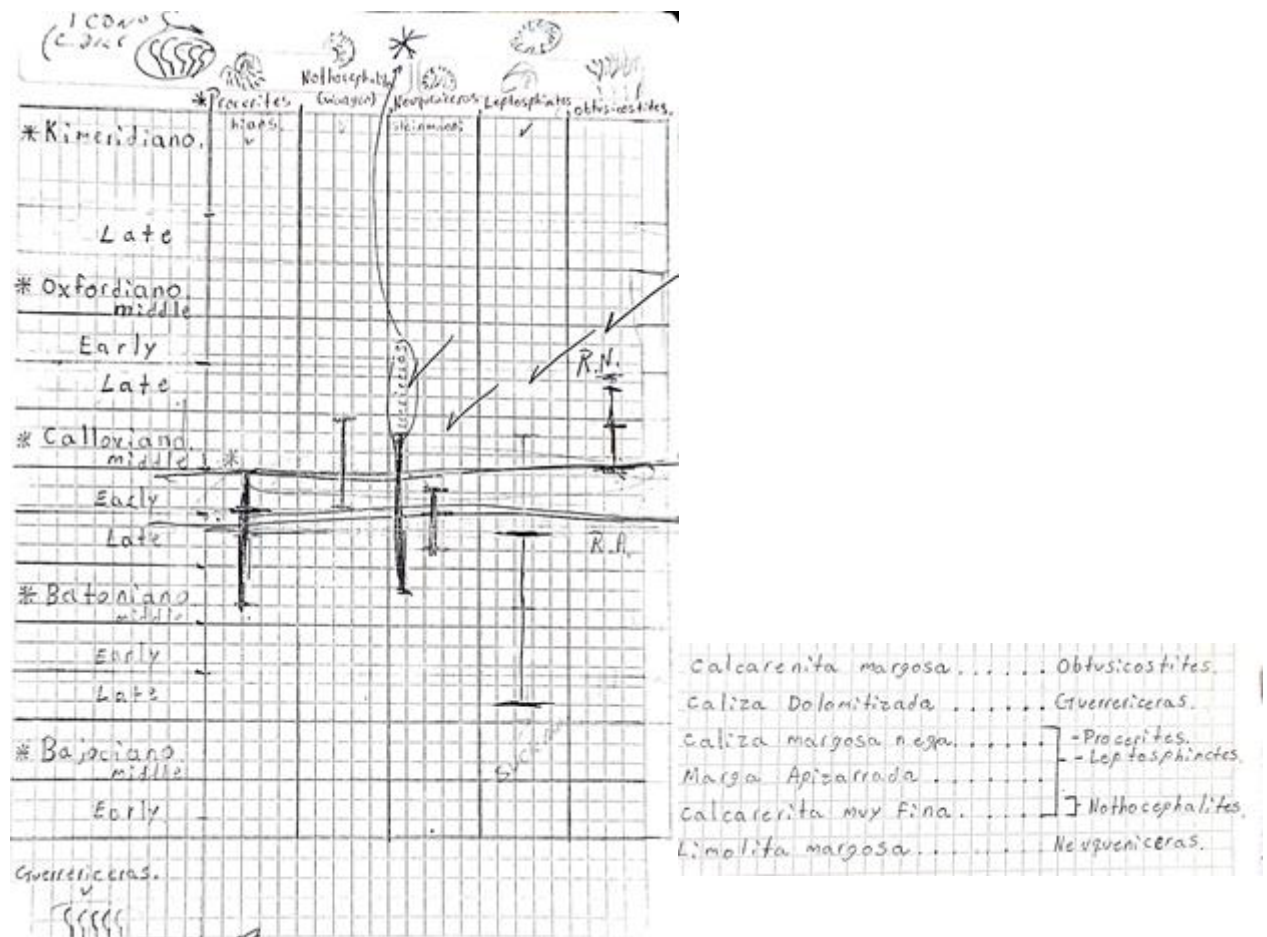


Figura 12: Bosquejo de columna estratigráfica realizada en campo para este trabajo.

- **5.6: Petrografía:** Este apartado se divide en la elaboración de láminas delgadas y su posterior estudio petrográfico.



Figura 13: Se observa la roca que cortaremos para su posterior tratamiento en la creación de una lámina delgada.

- Para elaborar las láminas delgadas primero se pulió la superficie de los portaobjetos al igual que la superficie a pegar de cada una de las diferentes muestras de roca.



Figura 14: Superficie lisa de la lámina delgada.

- Con ayuda de la resina epóxica pegamos la muestra al portaobjetos tratando de no dejar ninguna burbuja de aire entre el portaobjetos y la roca.

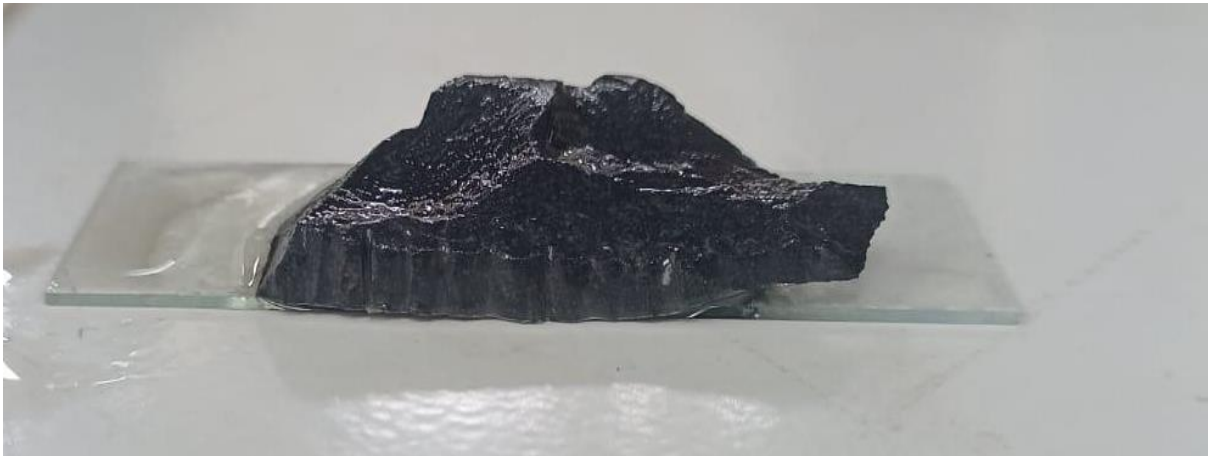


Figura 15: Portaobjetos.

- Se pulió la muestra pegada al portaobjetos hasta transparentar la lámina a un grosor de 40 micras.



Figura 16: Lámina delgada.

- **5.7: Análisis petrográfico:** Una vez elaboradas las láminas delgadas, fueron analizadas con un microscopio Olympus BX 41.



Figura 17: Microscopio Olympus BX41.

Capítulo 6: Resultados.

En la figura 18 se muestra una fotografía satelital del área de estudio. Aquí aparece la ubicación de la comunidad Los Planes-San Miguel y también el afloramiento donde se realizó el trabajo de campo para este trabajo. En esta figura se muestra la ubicación de los diferentes fósiles colectados y su taxón. Además, en la Tabla 1 se presentan las coordenadas geográficas de cada uno de los puntos marcados en la figura 18.



Figura 18: Ubicación de los fósiles colectados.

Tabla 1: Descripciones y coordenadas de los fósiles recolectados

Descripciones	Coordenadas
Los Planes – San Miguel	20° 25' 30.49" N 98° 04' 54.59" W
<i>Leptosphinctes</i>	20° 25' 26.00" N 98° 05' 01.10" W
<i>Leptosphinctes'</i>	20° 25' 34.01" N 98° 04' 58.01" W
<i>Procerites</i>	20° 25' 33.37" N 98° 04' 57.87" W
<i>Nothocephalites</i>	20° 25' 33.24" N 98° 04' 58.03" W
<i>Macrocephalites</i>	20° 25' 32.95" N 98° 04' 58.01" W
<i>Neuquenicerias</i>	20° 25' 32.39" N 98° 04' 58.85" W
<i>Guerrericerias</i>	20° 25' 30.58" N 98° 05' 00.96" W
<i>Obtusicosites</i>	20° 25' 30.04" N 98° 05' 01.28" W

Capítulo 6.1: Paleontología sistemática.

Este capítulo tiene como objetivo agrupar las especies extintas en árboles genealógicos evolutivos (filogenias), basándose en sus características físicas y relaciones de parentesco.

CLASE **Cephalopoda** Cuvier, 1797
 SUBCLASE **Ammonoidea** Zittel, 1884
 ORDEN **Ammonitida** Hyatt, 1889

Diagnosis: Los cefalópodos tetrabranquiados se caracterizan por estar fuertemente enrollados en un plano y ser simétricos, con una protoconcha calcárea bulbosa, septos que forman flexuras suturales angulares, y un pequeño sífinculo marginal Hyatt, (1889).

SUBORDEN **Ammonitina** Hyatt, 1889

Diagnosis: Conchas planiespirales, generalmente evolutas a involutas, con amplia variabilidad morfológica, vientre redondeado, tabulado o carenado. Ornamentación frecuente compuesta por costillas simples, bifurcadas o trifurcadas, a menudo con tubérculos umbilicales, laterales o ventrolaterales. Desarrollo ontogenético frecuentemente con cambios ornamentales bien marcados Hyatt, (1889).

SUPER FAMILIA **Perisphinctoidea** Steinmann, 1890

Diagnosis: Principalmente presencia de tubérculos umbilicales y/o ventrolaterales, conchas evolutas a involutas moderadas, generalmente de tamaño medio a grande. Vientre redondeado a subcuadrado, generalmente sin quilla pronunciada. Ornamentación fuerte costillas primarias robustas, a menudo bifurcadas o trifurcadas, que nacen en el hombro umbilical Steinmann, (1890).

FAMILIA **Perisphinctidae** Steinmann, 1890

Diagnosis: Sección de vuelta subcircular a subcuadrada, costillas primarias robustas que nacen en el hombro umbilical, costillas primarias robustas que nacen en el hombro umbilical, costillas frecuentemente bifurcadas o trifurcadas en la zona media del flanco, líneas de sutura ammonítica compleja, con lóbulos profundamente recortados Steinmann, (1890).

SUBFAMILIA **Zigzagiceratinae** Arkell, 1975

Diagnosis: Conchas evolutas a moderadamente involutas, de tamaño medio a grande, umbilico amplio, con hombro umbilical bien marcado, costillas primarias fuertes que nacen en tubérculos umbilicales prominentes, costillas secundarias por bifurcación o trifurcación en el flanco medio, vientre redondeado o ligeramente aplanado, sin quilla verdadera, línea de sutura ammonítica compleja, con lóbulos profundamente incisos Arkell, (1975).

GÉNERO *Procerites* Siemiradzki, 1898

6.1.1: Descripción taxonómica, especie: *Procerites hians* Waagen, 1875

Se describieron los diferentes fósiles: fig's. 19-27.

Sinonimias: *P. Procerus* (Schloenbach, 1865); *P. Schloenbachi* (Grossouvre, 1907); *Parkinsonites* (Buckman, 1922); *Euprocerites* (Wetzel, 1950).

Diagnosis: Planulados grandes, con costillas bastante finas, sin constreñimiento; solo el núcleo (de hasta unos pocos mm de diámetro) pseudocoronado; peristoma simple, cámara corporal lisa Waagen, (1875).

Concha evoluta a moderadamente evoluta de tamaño medio, con umbilico amplio (aproximadamente 35-45% de diámetro). Sección de las vueltas suboval a comprimido, con flancos ligeramente convexos. Costulación fuerte y regular, formada por costillas primarias que nacen en el hombro umbilical, bifurcándose generalmente a mitad del flanco en dos o tres costillas secundarias Arkell, (1958)

Las costillas cruzan el vientre sin interrupción marcada, mostrando leve proyección. Ausencia de tubérculos desarrollados. Línea de sutura compleja, típicamente perisfíntida, con lóbulos y sillas profundamente fruncidos Jain, (2014).

Descripción: *Procerites hians* destaca como una pieza clave para entender la diversidad de amonites en ecosistemas marinos poco profundos del Jurásico. Su morfología y distribución permiten rastrear cambios en la fauna marina y las estrategias de autopreservación en ambientes dinámicos.

La clasificación de *procerites hians* y de los procerítidos en general se ubica dentro de un debate más amplio sobre relaciones entre linajes de amonites del Jurásico. Aunque la asignación taxonómica suele apoyarse en caracteres de cefalón, tórax y pleura, la delimitación entre géneros y familias ha mostrado variaciones entre enfoques morfológicos y cladísticos. En términos temporales y ambientales, la especie se sitúa en un marco de transición entre ecosistemas marinos someros y comunidades bentónicas diversificadas; sin embargo, los límites cronostratigráficos y las correlaciones entre cuencas paleobiogeográficas siguen sujetos a revisión y discusión entre especialistas Kozłowski, (1911).

Discusión taxonómica: *Procerites hians* destaca como una pieza clave para entender la diversidad de amonites en ecosistemas marinos poco profundos del Jurásico Medio. Su morfología y distribución permiten rastrear cambios en la fauna marina y las estrategias de autopreservación en ambientes dinámicos.

Se caracteriza principalmente por conchas evolutas. Costulación predominantemente bifurcada regular. Ornamentación relativamente fuerte pero sin nodos prominentes.

Intervalo estratigráfico: Batoniano Medio a Batoniano superior (zona triangularis) Roy et al., (2007).

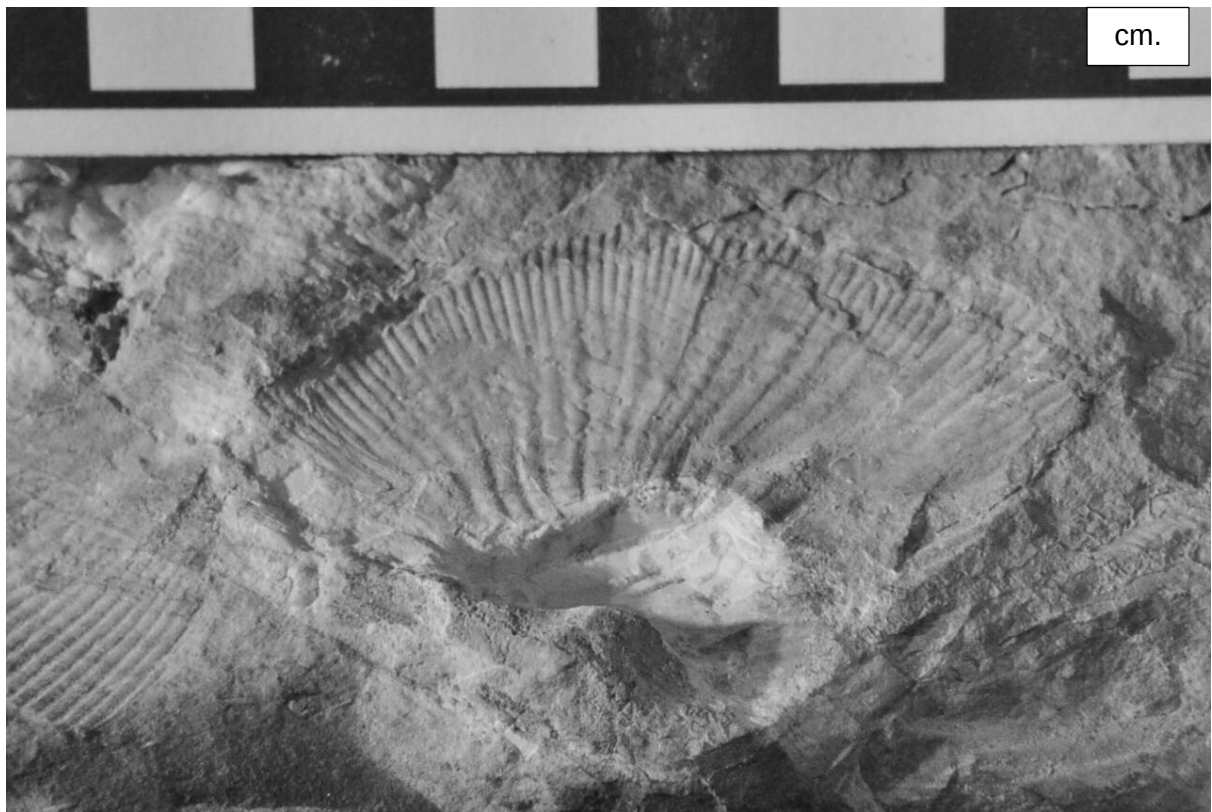


Figura 19: Procerites hians (número de espécimen 1) escala representada en centímetros.



Figura 20: Procerites hians (número de espécimen 2) escala representada en centímetros.



Figura 21: Procerites hians (número de espécimen 3) escala representada en centímetros.



Figura 22: Procerites hians (número de espécimen 4) escala representada en centímetros.

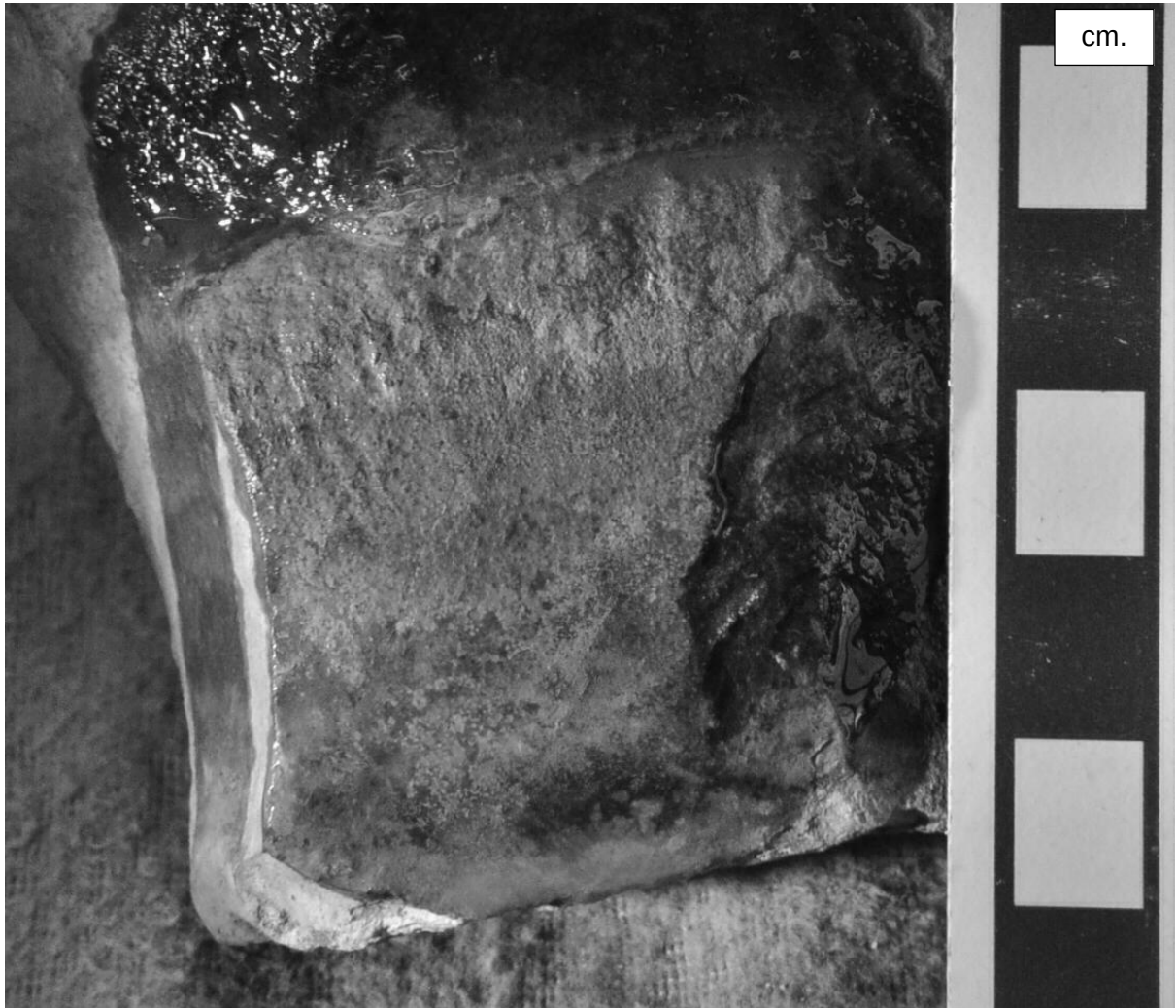


Figura 23: *Procerites hians* (número de espécimen 54) escala representada en centímetros.



Figura 24: Procerites hians (número de espécimen 66) escala representada en centímetros.

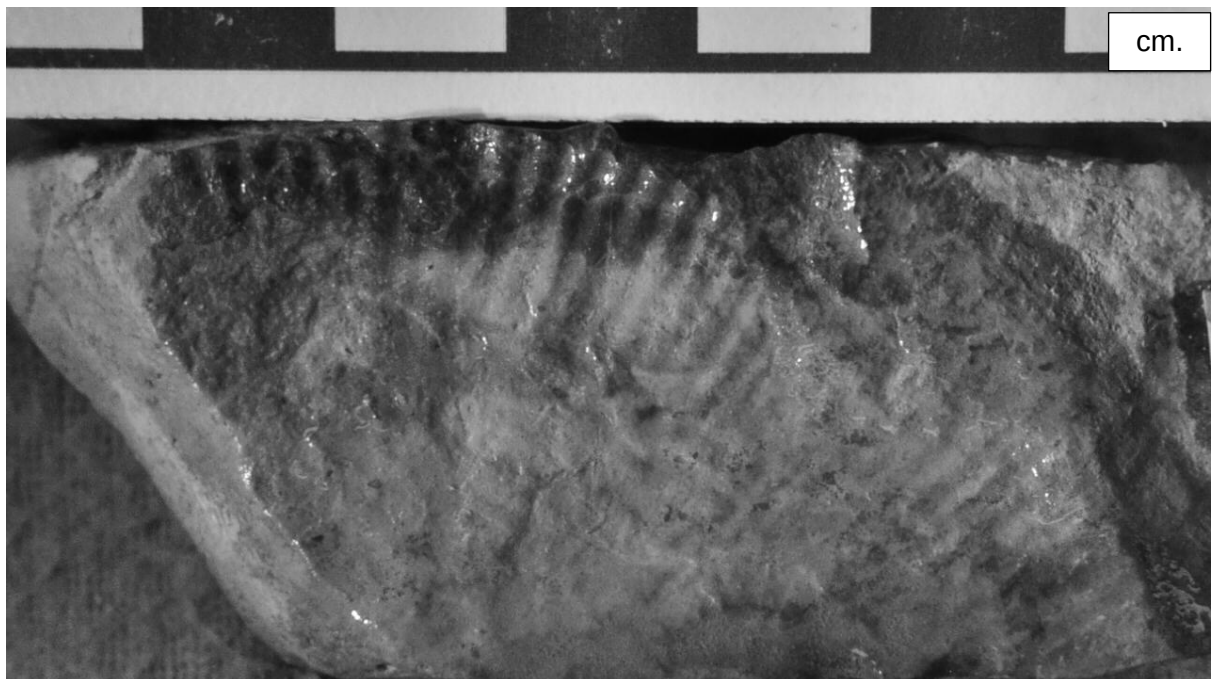


Figura 25: Procerites hians (número de espécimen 69) escala representada en centímetros.

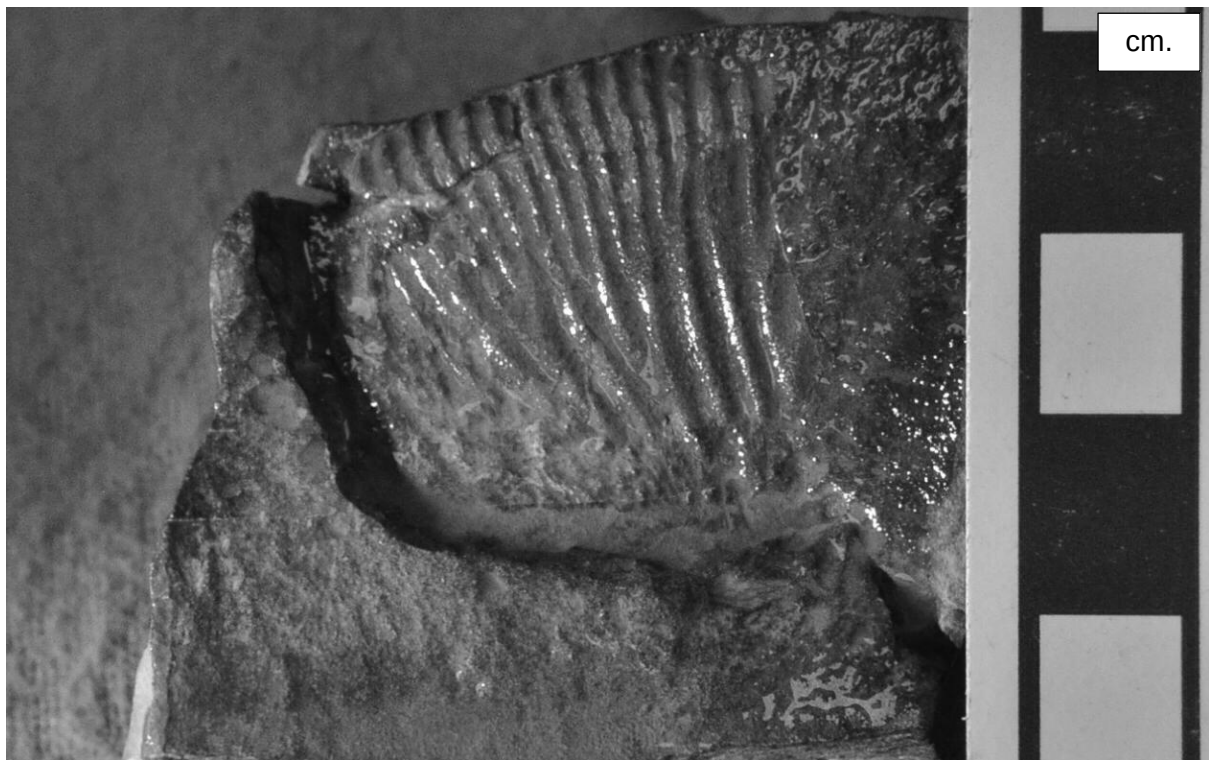


Figura 26: Procerites hians (número de espécimen 74) escala representada en centímetros.



Figura 27: Procerites hians (número de espécimen 88) escala representada en centímetros.

SUPER FAMILIA **Perisphinctoidea** Steinmann, 1890

Diagnosis: Conchas generalmente evolutas a moderadamente involutas, de tamaño medio a grande, ombligo amplio a moderado, bien definido, sección de vuelta ovalada, subrectangular o comprimida según la familia, presencia frecuente de costillas secundarias regulares que cruzan el vientre sin interrupción, tubérculos ausentes o presentes según el linaje, vientre redondeado o ligeramente aplanado; quilla ausente en la mayoría de los perisfíntidos típicos, línea de sutura ammonítica altamente compleja, con lóbulos y sillas profundamente subdivididos Steinmann, (1890).

FAMILIA **Perisphinctidae** Steinmann, 1890

Diagnosis: Amonites discoidales del jurásico medio con concha típicamente evolutiva (ombligo amplio, espiras expuestas), sección de vuelta ovalada a subrectangular, a menudo comprimida, costillas generalmente biplicada, simple o triplicada, pudiendo variar según el género y la ontogenia, conchas de mayor tamaño con aperturas simples y cámaras corporales lisas; formas pequeñas con lappets (lengüetas) y cámaras corporales estriadas Steinmann, (1890).

SUBFAMILIA **Perisphinctinae** Waagen, 1869

Diagnosis: Caparazón evolutivo a moderadamente evolutivo, con espiras expuestas y ombligo relativamente amplio, costillas bifurcadas o múltiple, típicamente originadas cerca del ombligo y dividiéndose en ramificaciones finas sobre los flancos, costillas primarias y secundarias bien marcadas y a menudo continuando sobre el vientre sin formar una quilla pronunciada, sección de la espira variada (desde subcuadrada a ovalada), pero con costillar protuberante y densamente organizada a través de una parte de la concha Waagen, (1869).

GÉNERO **Leptosphinctes** Bonarelli, 1894

Capítulo 6.1.2: Descripción taxonómica, especie: *Leptosphinctes* sp.

Buckman, 1920. Se describieron los diferentes fósiles: fig's. 28-31.

Sinonimia: *L. leptus* (Buckman, 1920).

Diagnosis: Macroconcha de tamaño moderado (aproximadamente 8-13 cm en especímenes conocidos). Concha evoluta con umbilicus relativamente ancho y flancos moderadamente convexos Buckman, (1881).

Forma de la concha, generalmente comprimida a moderadamente evolutiva, con patrones de crecimiento segmentario observados en algunos especímenes. Comprimido, evolutivo, constreñido, finamente rebordeado; vientre liso en la cámara corporal; peristoma con constricción terminal oblicua simple Buckman, (1920).

Costulación primariamente radiante desde el ombligo, con costillas que se bifurcan o trifurcan en el flanco y se extienden al vientre. Sutures complejas con lobulos y sillas típicas de los perisfíntidos Callomon, (1990).

Descripción: *Leptosphinctes* es un género de amonites perisfíntidos conocido principalmente del Jurásico Medio (Bajociano Superior-Batoniano Inferior) del Tetis y cuencas adyacentes, documentado en el Cáucaso Norte, Europa y México. Su morfología muestra conchas comprimidas de pequeñas a medianas con nervaduras marcadas, constricciones y asociación con faunas marinas abiertas del Tetis. Ubicación familiar, perisphinctidae con membresía en leptosphinctinae y vínculos estrechos con linajes periesfíntoides tempranos. Papel evolutivo, se considera parte de la radiación ancestral que conduce a perisphinctoidea durante el Jurásico Medio, como se infiere de las ocurrencias y la morfología del bajociense temprano Imlay, (1962).

Discusión taxonómica: Una característica reconocible de los otros amonites es por la combinación de costillas relativamente densas y bifurcaciones. Características observadas en niveles superiores del Bajociano.

Intervalo estratigráfico: La zona *Leptosphinctes davidsoni* zone (*davidsoni-coronarius*), es un horizonte bioestratigráfico de amonites del Jurásico Medio (Bajociano Superior-Batoniano Inferior) Buckman, (1881).



Figura 28: *Leptosphinctes* sp. (número de espécimen 60) escala representada en centímetros.

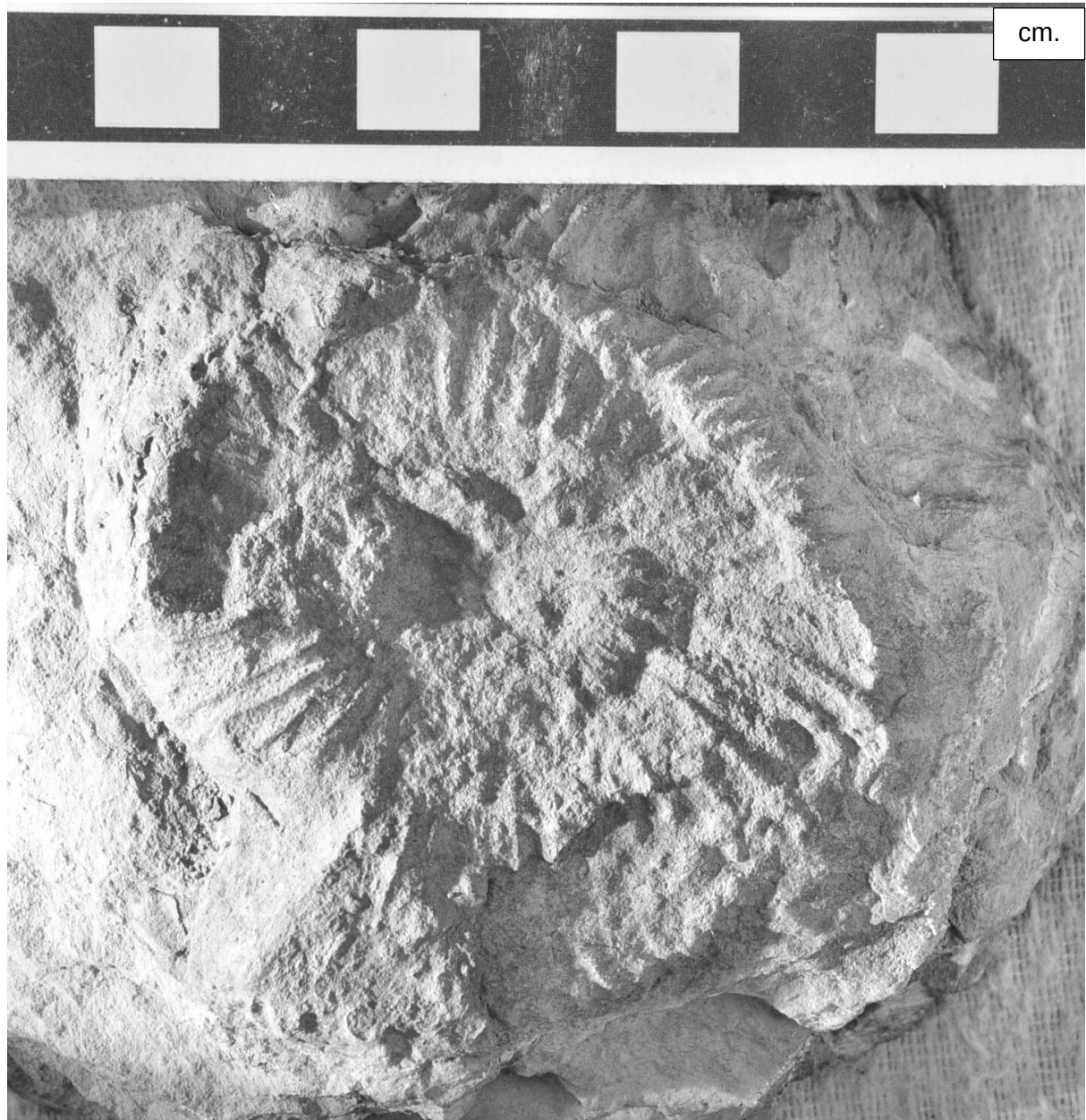


Figura 29: *Leptosphinctes* sp. (número de espécimen 60) escala representada en centímetros.



Figura 30: Leptosphinctes sp. (número de espécimen 61) escala representada en centímetros.



Figura 31: Leptosphinctes sp. (número de espécimen 62) escala representada en centímetros.

SUPER FAMILIA **Perisphinctoidea** Steinmann, 1890

Diagnosis: Familia de amonites comúnmente encontrados en depósitos jurásicos conocidos por ornamentación costal y concha evoluta, con giros expuestos y ombligo relativamente ancho, ornamentación con costillas fuertes, predominantes simples, biplicadas o triplicadas que se originan en el ombligo y se mantienen hasta el vientre de la concha y la morfología planispiral con costillas claramente marcadas que son sus rasgos diagnósticos Steinmann, (1890).

FAMILIA **Neocomitidae** Kozłowski, 1911

Diagnosis: Amonites jurásicos medianos a grandes con ornamentación variable, concha evoluta a moderadamente evoluta, con giros poco imbricados, sección de vuelta globoso a comprimido, a veces con un perfil algo ovalado o subcuadrado. Ornamentación costal prominente, con costillas primarias bien desarrolladas y división de costillas (bifurcación) hacia los flancos, presencia de tubérculos o espinas laminares en al menos una fila lateral (a veces más) generalmente elásticos y poco marcados, especialmente visibles en macroconchas Kozłowski, (1911).

SUBFAMILIA **Berriasellinae** Stehn, 1911

Conchas generalmente evolutas a moderadamente involutas, ombligo amplio, sección de vuelta comprimida a suboval, costillas primarias marcadas que suelen bifurcarse o trifurcarse hacia el flanco externo, costillas secundarias finas y densas, vientre redondeado sin quilla prominente, suturas ammoníticas complejas altamente fruncidas, ornamentación que puede presentar constricciones periódicas, desarrollo ontogenético típico de Perisphinctoidea tardíos

GENERO **Neuqueniceras steinmanni** Stehn, 1923

Capítulo 6.1.3: Descripción taxonómica, especie: *Neuqueniceras steinmanni* Stehn, 1923. Se describió el siguiente fósil: fig's. 32.

Sinonimias: *Perisphinctes steinmanni* Stehn (Stehn, 1923); *N. steinmanni* (Stehn, 1924).

Diagnosis: Evolucionan a serpenticono, periesphinctoide, espiral interno no tuberculados, espiral externos volviéndose repentinamente uni-tuberculados después de una constricción. Stehn, (1923). Faunísticamente asociada a amonites de la "steinmanni standard zone" esto implica que contiene una concha involuta a moderadamente evoluta, con ornamentación costillada y a veces subcarenada, típica de ammonitina en un ambiente de agua profunda y ecosistemas marinos abiertos de ese intervalo Riccardi & Westermann, (1991).

Descripción: Permite correlacionar secciones marinas con ocurrencias bien datadas de amonites, facilitando la sincronización entre perfiles sedimentarios. Su asociación con otros amonites hace que *N. Steinmanni* sea un taxón guía efectivo en biozonas.

Discusión taxonómica: Es un amonite clave (fósil índice), indispensable para la biozonación del Jurásico Medio, con un valor científico que combina taxonomía, paleobiogeografía y paleoecología. La morfología de *N. steinmanni* sugiere una vida en ambientes marinos

relativamente abiertos, probablemente en plataforma continental externa o talud superior, permite inferir condiciones paleoambientales, como gradientes de profundidad y cambios de nivel del mar.

Intervalo estratigráfico: Batoniano superior (zona steinmanni) y Caloviano Inferior (zona gottschei) Westermann, (1991).



Figura 32: Neuquenicerias steinmanni (número de espécimen 3) escala representada en centímetros.

SUPERFAMILIA **Stephanoceratoidea** Neumayr, 1875

Diagnosis: Conchas evolutas a moderadamente involutas, ombligo abierto a medio, ornamentación robusta, con costillas primarias fuertes que pueden bifurcarse o trifurcarse en el flanco, presencia frecuente de tubérculos umbilicales, laterales o ventrolaterales, vientre redondeado o ligeramente carenado, según el linaje y suturas amoníticas complejas, con lóbulos y sillars profundamente digitados Neumayr, (1875).

FAMILIA **Macrocephalitidae** Buckman, 1922

Diagnosis: Concha evoluta a moderadamente evoluta, con ombligo amplio a medio, sección del giro suboval a reniforme, generalmente robusta, costillas primarias fuertes, bien marcadas desde el ombligo, que pueden bifurcarse o trifurcarse en el flanco, tubérculos umbilicales o ventrolaterales, vientre redondeado, raramente carenado, suturas amoníticas complejas, con lóbulos profundamente divididos, microconcha pequeña, frecuentemente con modificaciones aperturales Buckman, (1922).

SUBFAMILIA **Macrocephalitinae** Buckman, 1922

Diagnosis: Sección de giro robusta, suboval a reniforme, costillas primarias fuertes y espaciadas, que nacen en el hombro umbilical, frecuentemente bifurcación o trifurcación costal hacia el flanco medio, presencia variable de tubérculos umbilicales o ventrolaterales (varía el género), vientre redondeado, sin quilla marcada, suturas amoníticas complejas, microconchas grandes y microconchas más pequeñas con modificaciones aperturales morfología más macrocéfala Buckman, (1922).

GÉNERO **Nothocephalites semilaevis** Waagen, 1875

Capítulo 6.1.4: Descripción taxonómica, especie: *Nothocephalites semilaevis* Waagen, 1875. Se describieron los diferentes fósiles: fig's. 33-35.

Sinonimia: *N. asaphus* (Spath, 1924).

Diagnosis: Forma parte de asociaciones de amonoideos marinos, (amonites con concha relativamente globosa) al igual que otros miembros de su familia, posee una concha enrollada en espiral Spath, (1932).

Concha involuta: la espiral externa cubre parcialmente a las internas, reduciendo la exposición del ombligo (parte interior en la espiral), ombligo relativamente estrecho (aproximadamente 20-30% del diámetro total). Sección en espiral: subglobosa a moderadamente comprimida, con una sección más alta que amplía Waagen, (1961).

Vientre (parte ventral): redondeado, esta morfología sugiere un patrón de natación relativamente eficiente en mar abierto. Ornamentación de costillas: la concha presenta costillas radiales primarias que pueden bifurcarse o trifurcarse en los flancos. En la mayoría de macrocephalitidos las costillas cruzan el vientre sin interrupción, proporcionando resiliencia estructural. Suturas ammoníticas: complejas (características de los ammonoideos), con lóbulos

y lóbulos auxiliares elaborados. Este patrón suturado es útil para análisis taxonómicos más detallados. Westermann, (1988).

Descripción: Amonite macrocefalítico de tamaño mediano a grande, con concha moderadamente involuta, sección de vuelta subglobosa, y ornamentación relativamente débil en comparación con otros Macrocephalitinae Yin et al., (2016).

Discusión taxonómica: Se nota un patrón de la muestra en la forma, la ornamentación, las suturas o el tamaño de la concha, por lo que estos especímenes tienen características que solamente se presentan en dichos fósiles.

Intervalo estratigráfico: Caloviano Inferior (zona semilaevis) correlacionable con (zona gracilis) Krishna, (1987).



Figura 33: Nothocephalites semilaevis (número de espécimen 48) escala representada en centímetros.



Figura 34: Nothocephalites semilaevis (número de espécimen 55) escala representada en centímetros.



Figura 35: Nothocephalites semilaevis (número de espécimen 87) escala representada en centímetros.

SUPER FAMILIA **Perisphinctoidea** Steinmann, 1890

Diagnosis: Caracterizado por conchas generalmente evolutas a moderadamente involutas, con ombligo amplio a medio, ornamentación costada prominente, con costillas primarias que nacen en el hombro umbilical, frecuente bifurcación o trifurcación costal en el flanco medio, presencia ocasional de tubérculos umbilicales o ventrolaterales, vientre redondeado o ligeramente comprimido, sin quilla marcada, suturas amoníticas complejas con lóbulos y sillas profundamente fraccionados Steinmann, (1890).

FAMILIA **Perisphinctidae** Steinmann, 1890

Diagnosis: Sección de giro suboval a comprimida, costillas primarias fuertes, generalmente rectas o levemente curvadas hacia adelante, frecuente bifurcación costal en el flanco medio, en algunas formas, tubérculos umbilicales bien desarrollados, vientre redondeado, sin quilla prominente, suturas amoníticas complejas, con lóbulos profundamente denticulados Steinmann, (1890).

SUBFAMILIA **Zigzagiceratinae** Arkell, 1957

Diagnosis: Concha evoluta a moderadamente involuta con ombligo amplio, sección de giro suboval o comprimida, costillas primarias fuertes y bien marcadas naciendo en el hombro umbilical, frecuente bifurcación costal en el flanco medio con ramas relativamente rectas, ornamentación generalmente robusta, en algunas especies tubérculos umbilicales discretos, vientre redondeado sin quilla prominente, suturas complejas con lóbulos profundamente fraccionados Arkell, (1957).

GÉNERO **Obtusicoelites** Waagen, 1921

Capítulo 6.1.5: Especie ***Obtusicoelites obtusicoelita*** Waagen, 1925.

Se describió el siguiente fósil: fig. 36.

Sinonimias: *Perisphinctes obtusicoelita* (Waagen, 1875); *Obtusicoelites* (Buckman, 1925); *Obtusicoelites obtusicoelita* (Waagen, 1931).

Diagnosis: Ramificación gruesa y fuerte, que pasa directamente sobre un vientre obtuso. No siempre se distingue de *Kinkeliniceras* Buckman, (1921). Concha evoluta a moderadamente involuta, con espiral relativamente deprimida. Costillado, costillas primarias fuertes, a menudo ramificadas a mitad del flanco; secundarias más finas y uniformes. Ornamentación paredes laterales suavemente convexas; carena ventral generalmente poco marcada Dutta, (2016).

Descripción: Presenta un caparazón macroconcha (grande) típicamente evoluta y con costillado marcado, donde costillas primarias y secundarias se diferencian claramente en los flancos de la espiral. Caracterizado por un perfil de costillas robustas que pueden ramificarse en la mitad del flanco, sección de la espira relativamente deprimida, y ornamentación que permite distinguirla de otras formas del mismo intervalo estratigráfico Spath, (1931).

Discusión taxonómica: Caracterizados por macroconchas grandes y moderadamente involutas, costillas primarias bulbosas en el flanco, microconchas con ribete lappeteado y costillas fuertes.

Intervalo estratigráfico: Los primeros aparecieron a finales del Caloviano Medio (zona obtusicosta) y continuaron hasta finales del Caloviano (zona athleta) Dutta, (2016).

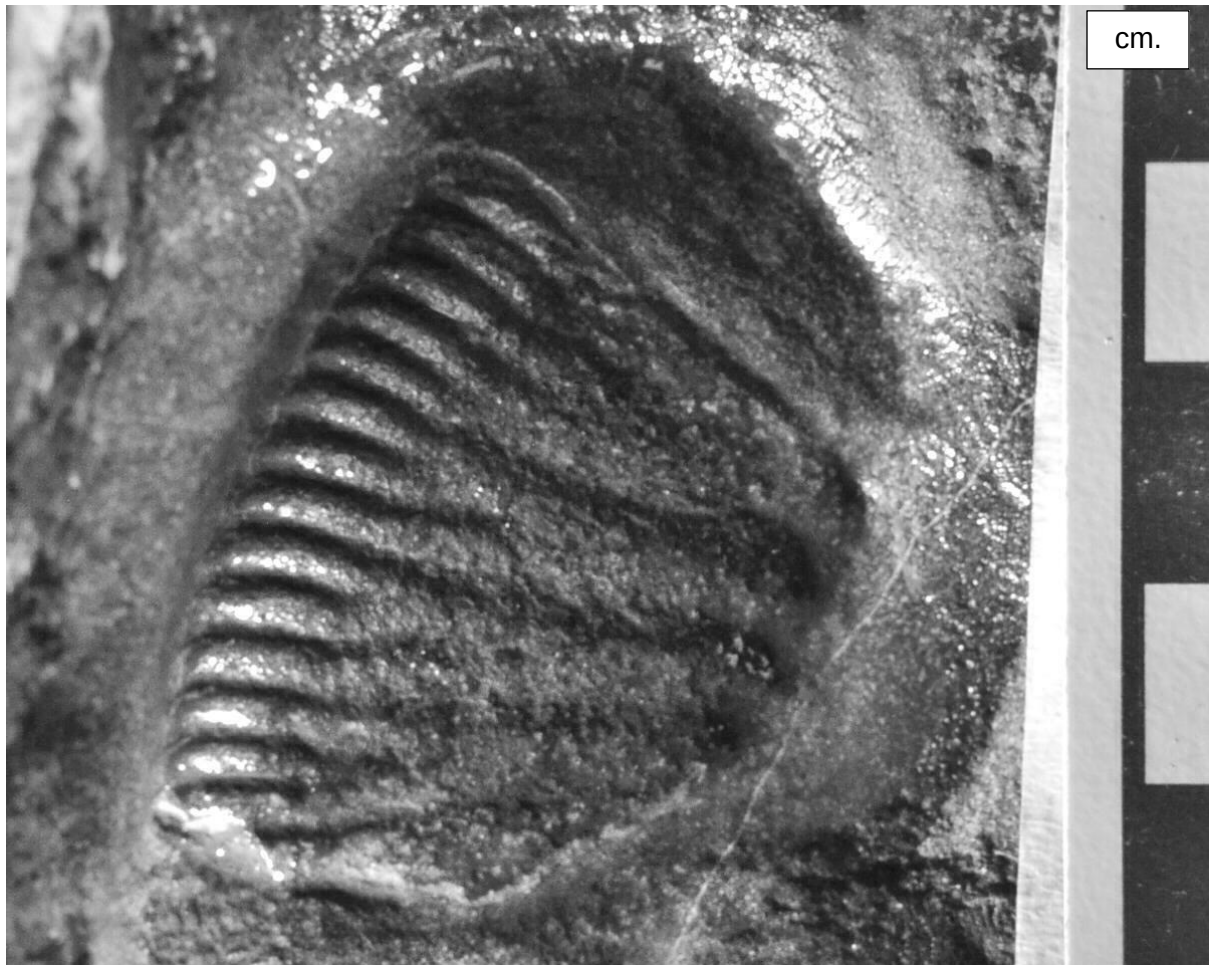


Figura 36: *Obtusicostites obtusicosta* (número de espécimen 64) escala representada en centímetros.

GÉNERO ***Guerrericeras Inflatum*** Westermann, 1984

Capítulo 6.1.6: Descripción taxonómica, especie: *Guerrericeras cf. inflatum*

Westermann, 1984. Se describieron los diferentes fósiles: fig's. 37-38.

Sinonimias: *Clydoniceras inflatum* (Blake, 1905); *Harpoceratidarum* (Pompeckj, 1906); *Benedictites* (Buckman, 1924); *Guerrericeras inflatum* (Westermann, 1984).

Diagnosis: Concha macroconcha fuertemente inflada, involuta la forma general de la concha es más globosa que en otros géneros próximos. Sección de vuelta subcuadrática, la sección transversal de cada vuelta de la espiral tiende a ser casi cuadrada en perfil, no comprimida. Ventre (parte ventral) carinado y bisulcado, posee una quilla prominente en el centro del vientre con dos surcos secundarios (bisulcado), rasgo diagnóstico frente a otros hecticoceratinos.

Costilación variable ornamentación que puede ir de suave a debil, con costillas que se forman sobre el flanco y pueden dividirse o desaparecer hacia el vientre Waagen, (1875).

Costillas lisas o ligeramente falcoideas; quilla alta en los anillos iniciales, que se pierde posteriormente, cuando el vientre se agudiza; ombligo diminuto u ocluido, excepto en el último espiral. Los lóbulos accesorios de las suturas tienden a ser digitados, suturas complejas con bordes muy recortados y ramificados, parecidos a dedos Buckman, (1924).

Descripción: Caracterizado por costillas primarias bulbosas, sección subcuadrada de la concha, y vientre redondeado sin quilla, con amplia distribución paleogeográfica, Estos son fósiles clave para zonación bioestratigráfica. Asociado a sedimentos marinos de plataforma continental profunda a moderada.

Discusión taxonómica: Frente a otros amonites de la subfamilia Hecticoceratinae, Guerrericeras se distingue por su mayor grado de inflado y perfil de sección menos comprimido, con el característico vientre carinado-bisulcado. Esto lo separa claramente de formas más comprimidas o con ornamentación más marcada, que caracterizan a otros géneros relacionados que muestran costillas fuertes o más tubérculos.

Intervalo estratigráfico:

Caloviano Inferior (zona bodenderi inflatum) Sandoval, (1990).

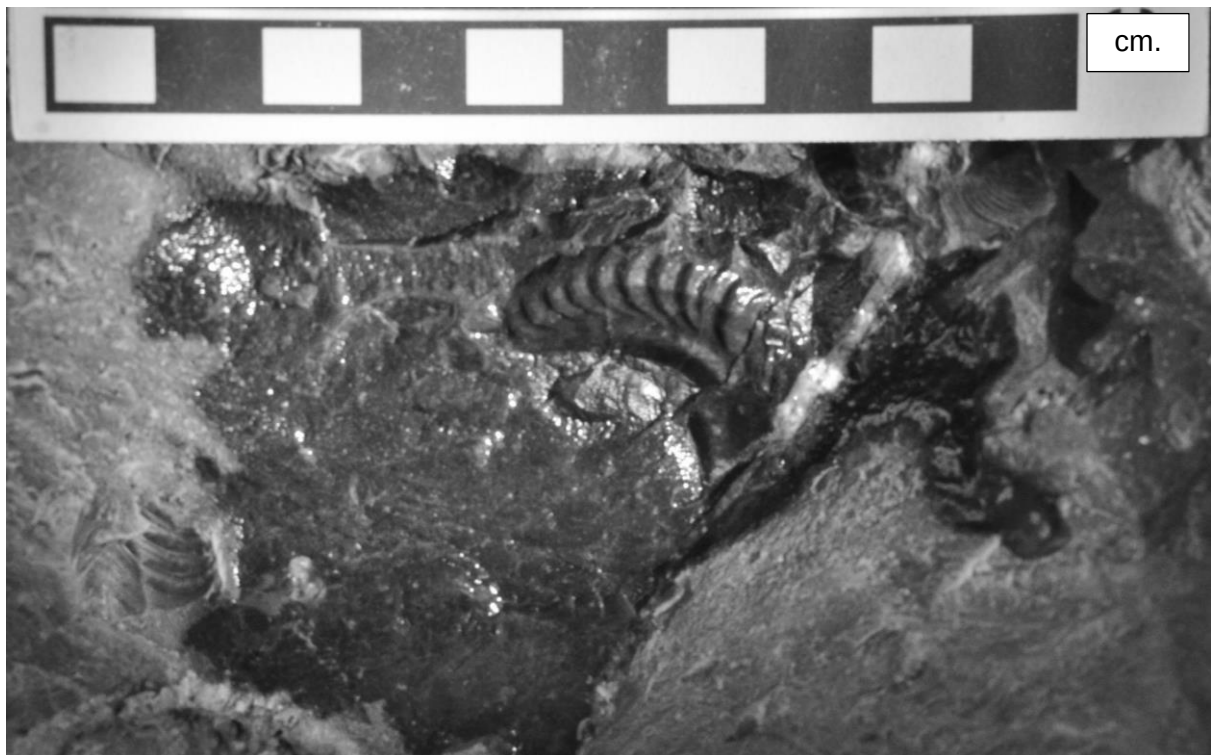


Figura 37: Guerrericeras cf. inflatum (número de espécimen 6) escala representada en centímetros.

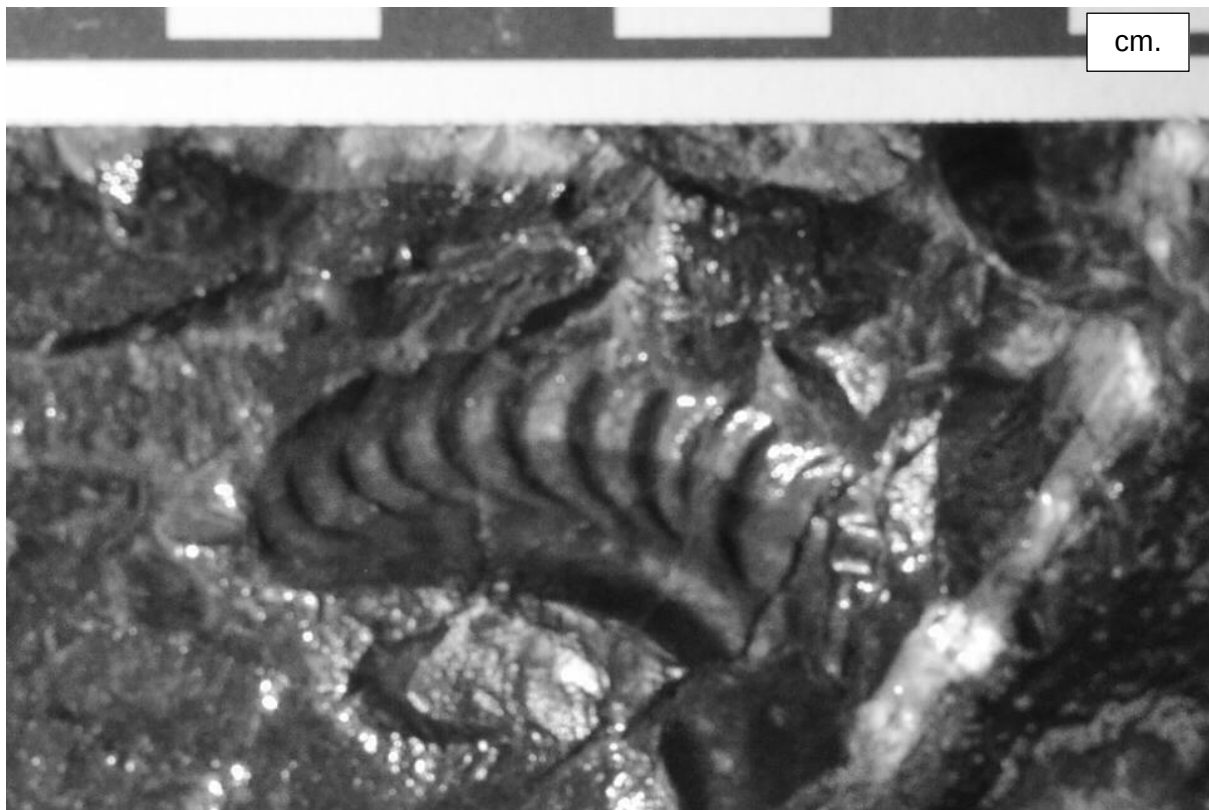


Figura 38: *Guerrericeras cf. inflatum* (número de espécimen 6) escala representada en centímetros.

SUPER FAMILIA **Stephanoceratoidea** Neumayr, 1875

Diagnosis: Sección del giro robusta a subcuadrada, costillas primarias fuertes naciendo en el hombro umbilical, frecuente presencia de tubérculos umbilicales y/o ventrolaterales, costillas que pueden bifurcarse o trifurcarse en el flanco externo, vientre redondeado o ligeramente aplanado sin quilla marcada, suturas complejas con lóbulos profundamente denticulados Neumayr, (1875).

FAMILIA **Macrocephalitidae** Buckman, 1922

Diagnosis: Sección del giro robusta y macrocéfala (de donde se deriva el nombre), costillas primarias gruesas y fuertes naciendo en el hombro umbilical, frecuente bifurcación o intercalación secundaria en el flanco medio-externo, ornamentación generalmente masiva, vientre redondeado sin quilla marcada, suturas amoníticas complejas con lóbulos profundamente fraccionados Buckman, (1922).

SUBFAMILIA **Macrocephalitinae** Buckman, 1922

Diagnosis: Concha evoluta a moderadamente evoluta de tamaño mediano a grande, ombligo amplio con hombro umbilical marcado, sección de giro robusta suboval a reniforme frecuentemente inflada, costillas primarias gruesas y fuertes naciendo en el hombro umbilical, bifurcación o intercalación secundaria en el flanco medio-externo, ornamentación masiva, vientre redondeado sin quilla prominente, suturas amoníticas complejas con lóbulos profundamente denticulados, dimorfismo sexual evidente Buckman, (1922).

GÉNERO **Macrocephalites** Zittel, 1884

Capítulo 6.1.7: Descripción taxonómica, especie: *Macrocephalites (pleurocephalites) cossmanni* Zittel, 1884. Se describió el siguiente fósil: fig. 39.

Sinonimias: *Pleurocephalites lophopleurus* (Buckman, 1922); *Kamptokephalites amboromihantensis* (Collignon, 1958).

Diagnosis: Especie de grande a gigante, espirales internas moderadamente comprimidos, acanalados, espira externa gradualmente volviéndose liso; cámara corporal lisa y en muchos algo contraída Zittel, (1884). Concha planispiral involuta a moderadamente evoluta, con ombligo desde estrecho a moderado. Perfil de tour generalmente más ancho que alto (deprimido), especialmente en etapas adultas. Ornamentación, costillación fuerte y continua, con costillas primarias que surgen radialmente desde el ombligo y cruzan los flancos de forma pronunciada. Las costillas no se suavizan en las etapas adultas, sino que continúan hasta el margen apparel Arkell, (1957).

Descripción: Se reconoce por sus características costillas marcadas y morfología más ancha y deprimida en comparación con formas nominales. Su presencia es sumamente importante para la biozonación y estudios paleogeográficos del jurásico medio.

Discusión taxonómica: *Pleurocephalites*, posee un costillar más marcado y continuo hasta el final del crecimiento. La ornamentación no es tan robusta ni el ombligo tan ancho.

Intervalo estratigráfico: Caloviano Inferior (zona gracilis) Buckman, (1923).



Figura 39: *Macrocephalites cossmanni* (número de espécimen 5) escala representada en centímetros.

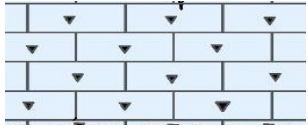
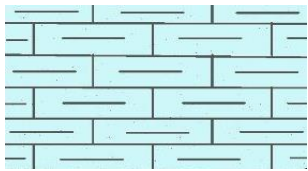
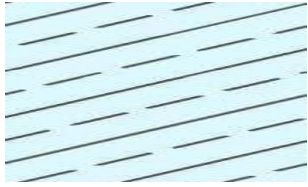
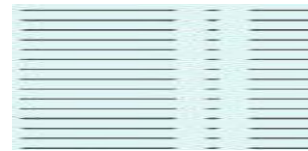
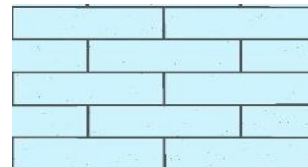
Capítulo 6.2: Determinación de intervalos zona de oppel.

El intervalo-zona de Oppel constituye una unidad bioestratigráfica definida por la asociación de diversos taxones (fósiles) cuya distribución conjunta permite reconocer y correlacionar un intervalo temporal relativamente específico. Tabla de contenido: En la Tabla 2 se muestra la edad geológica de los diferentes fósiles. Encontrados en este trabajo se muestran los intervalos al igual que representaciones de los diferentes fósiles anteriormente ya determinados con edad geológica correlacionables con el intervalo estratigráfico correspondiente para cada espécimen.

Tabla 2: Determinación de intervalos zona de oppel.

		<i>Procerites</i> <i>hians</i>	<i>Nothocephalites</i> <i>semilaevis</i> (Waagen)	<i>Neuquenicerias</i> <i>steinmanni</i>	<i>Obtusicosites</i> <i>obtusica</i> (Waagen)	<i>Leptosphinctes</i> <i>sp.</i>	<i>Macrocephalites</i> (<i>pleurocephalites</i>) <i>cossmanni</i>	<i>Guerreñiceras</i> <i>cf. inflatum</i>
	SUPERIOR				—			
CALOVIANO	MEDIO				—			
	INFERIOR		—	—			—	—
	SUPERIOR	—		—				
BATONIANO	MEDIO	—						
	INFERIOR							
BAJOCIANO	SUPERIOR							

Tabla 3: Simbología de zonación estándar.

Número de estrato	Tipo de estrato	Litología
V	CALIZA DOLOMÍTICA - PEDERNAL	
IV	CALIZA - DOLOMÍTICA	
III	CALIZA - MARGA	
II	LIMOLITA - MARGA	
II	CALIZA - ARENISCA	
II	MARGA - LAMINADA	
I	CALIZA - ARENISCA	

En la zona de interés se encontraron 5 estratos litológicos diferentes, se leen de abajo hacia arriba desde el estrato más antiguo hasta el más reciente.

Capítulo 6.4: Propuesta de corrección de la carta geológica F14-D73.

En la fig. 41 se muestra una comparativa entre la carta geológica F14-D73 y el mapa propuesto con base en los fósiles índice encontrados en este trabajo. La edad esta datada con respaldo en los fósiles índice.

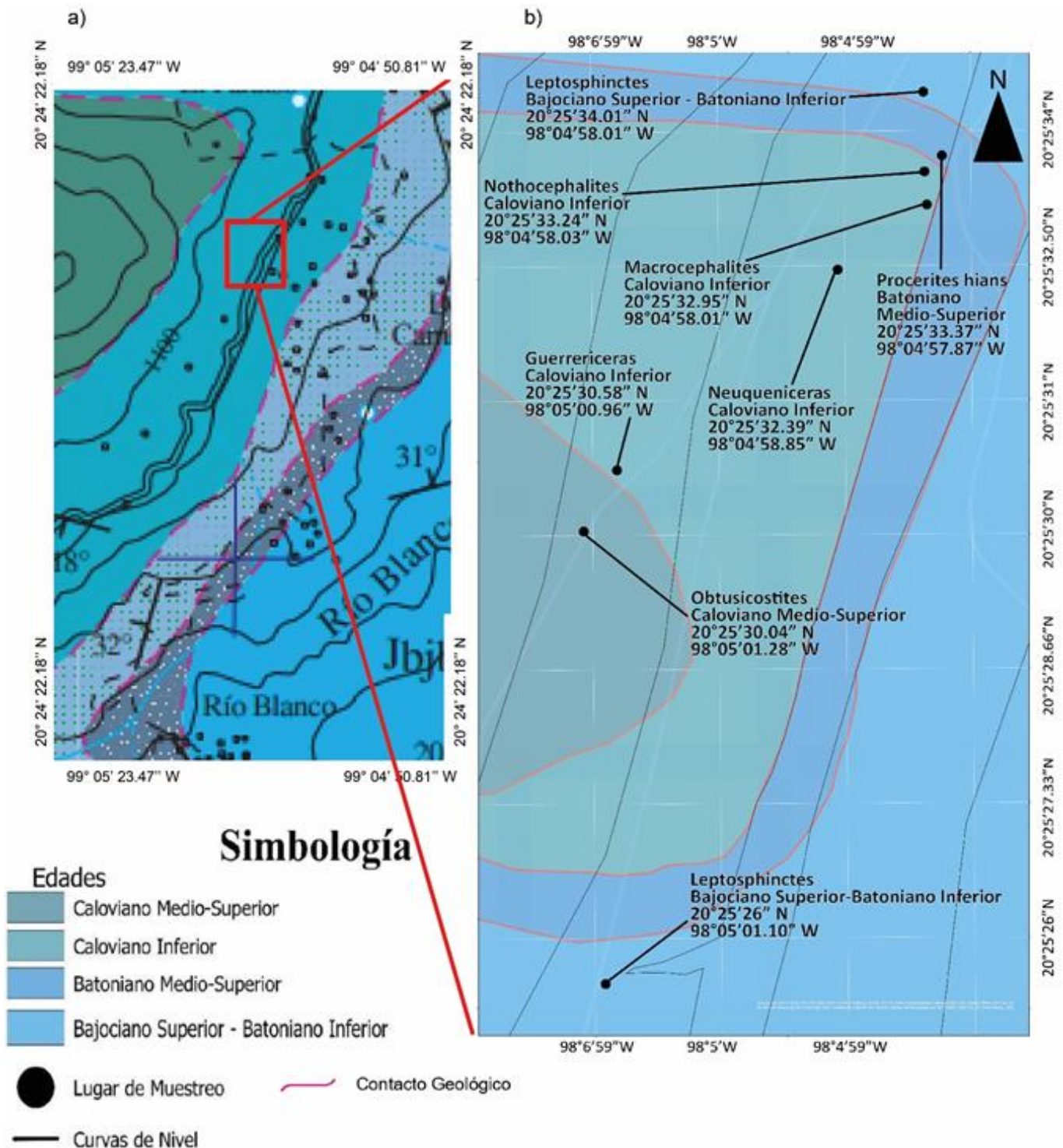


Figura 41: Propuesta de corrección de la carta geológica F14-D73. a) Ubicación del sitio, reportado en la carta geológica del SGM con edad geológica Kimeridiano. b) Imagen ampliada del área de estudio que pertenece al Jurásico Medio "la edad está datada con respaldo en los fósiles índice", anteriormente mencionados.

Capítulo 6.5: Petrología sedimentaria

6.5.1: Petrografía.

El análisis petrográfico de las muestras de láminas delgadas arrojó los siguientes resultados:

Lámina 1: La muestra de la figura 42 pertenece al estrato 5. Presenta abundante matriz micrítica y contenido significativo de materia orgánica, evidenciado por la presencia de impregnaciones bituminosas y numerosas microgotas de aceite dispersas en la matriz. El mudstone está constituido aproximadamente por 75–90 % vol. de matriz micrítica arcilloso-carbonatada, con un contenido de cemento secundario estimado entre 10–25 % vol. compuesto principalmente por sílice microcristalina y cemento carbonatado. Se observan vetas hidrotermales silicificadas que cortan la roca, indicando circulación posterior de fluidos ricos en sílice. La microfauna fósil incluye abundantes radiolarios de cuenca distal, muchos de ellos silicificados, así como larvas de amonites (amonitelas) rellenas por sílice secundaria. También se reconocen calciesferas carbonatadas con patrones de difracción tetradial, además de ostrácodos y fragmentos bioclásticos dispersos.

Entre los componentes aloquímicos destacan clastos grandes de fragmentos de conchas de amonites, algunos re TRABAJADOS y parcialmente reemplazados por sílice. La presencia de amonitelas silicificadas y radiolarios sugiere sedimentación en condiciones de baja energía dentro de una cuenca marina relativamente profunda y distal. En niveles progresivamente más carbonatados, se presenta una calcarenita bituminosa compuesta por fragmentos de conchas de ammonites, ostrácodos, radiolarios carbonatados y amonites re TRABAJADAS. Esta facies indica episodios de mayor energía hidrodinámica asociados a corrientes turbulentas submarinas. Las características tafonómicas y sedimentológicas, junto con la abundante materia orgánica preservada, sugieren un ambiente marino de cuenca media a distal desarrollado bajo condiciones predominantemente anóxicas o disóxicas. La circulación restringida favoreció la acumulación de hidrocarburos y la preservación excepcional de microfósiles silicificados.

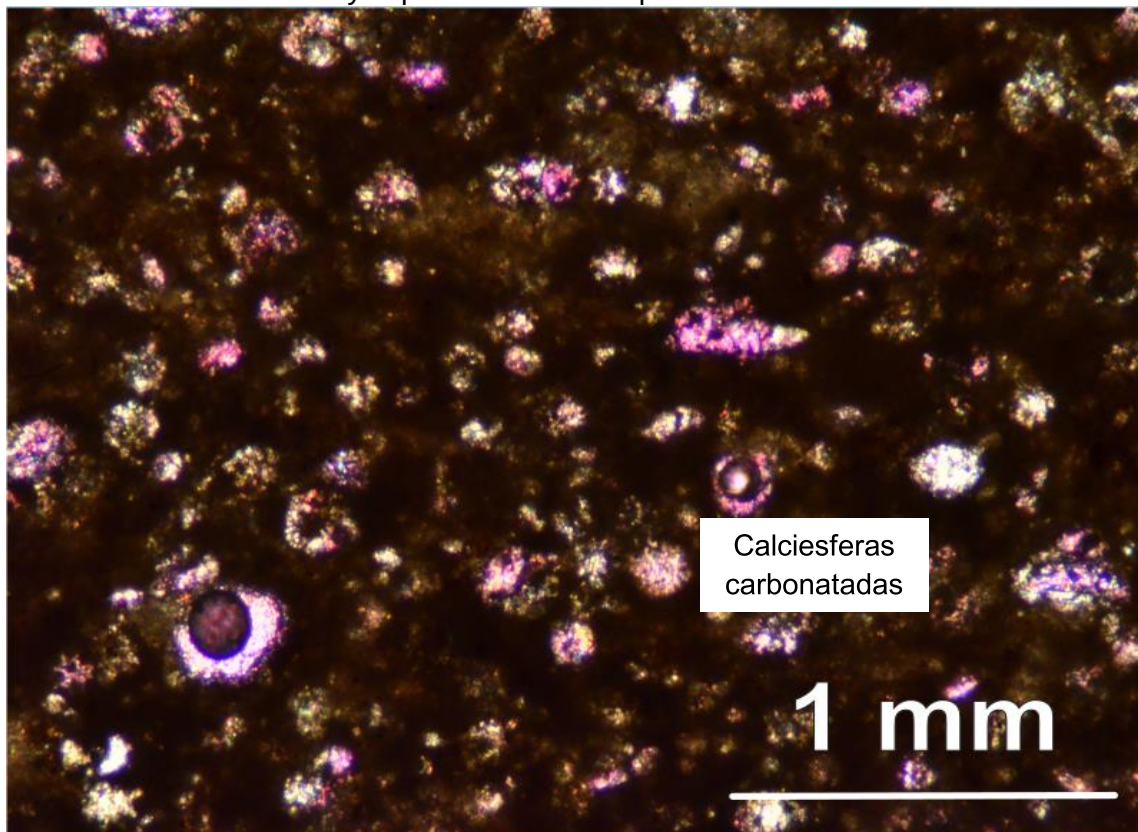


Figura 42: Fotomicrografía (lámina 1) la parte oscurecida en la lámina es el bitumen y también se observan microfósiles escala representada en milímetros.

Lámina 2: La muestra de la figura 43 pertenece al estrato 5. Presenta abundante matriz arcilloso-carbonatada, estimada entre 70–85 % vol. mientras que el cemento representa aproximadamente 15–30 % vol. compuesto principalmente por sílice microcristalina, carbonatos secundarios y silicatos asociados a procesos hidrotermales. Se observan vetas hidrotermales rellenas de silicatos que atraviesan la roca, evidenciando eventos diagenéticos posteriores relacionados con circulación de fluidos hidrotermales ricos en sílice. Asimismo, se identifican radiolarios y larvas de amonites (amonitelas) parcialmente silicizados, indicando importantes aportes biogénicos silíceos durante la sedimentación y posteriores procesos de reemplazamiento mineral. La microfauna presente incluye nanoplancton calcáreo, radiolarios y amonitelas, preservados en una matriz oscura rica en materia orgánica. La elevada concentración de compuestos orgánicos, junto con la coloración negra de la roca, sugiere condiciones de baja oxigenación del fondo marino.

Las características sedimentológicas indican una sedimentación relativamente tranquila, acompañada de una rápida tasa de enterramiento que favoreció la preservación de la materia orgánica y de los microfósiles. El ambiente deposicional corresponde probablemente a una plataforma externa profunda o a una cuenca hemipelágica, donde predominaban condiciones disóxicas a anóxicas.

La silificación parcial de la roca y de los restos fósiles se interpreta como resultado de episodios hidrotermales posteriores a la depositación, los cuales promovieron el reemplazamiento de componentes carbonatados por sílice secundaria. Estas condiciones diagenéticas, combinadas con ambientes marinos relativamente restringidos y escasa circulación de oxígeno, favorecieron la preservación de radiolarios silicificados y estructuras fósiles delicadas.

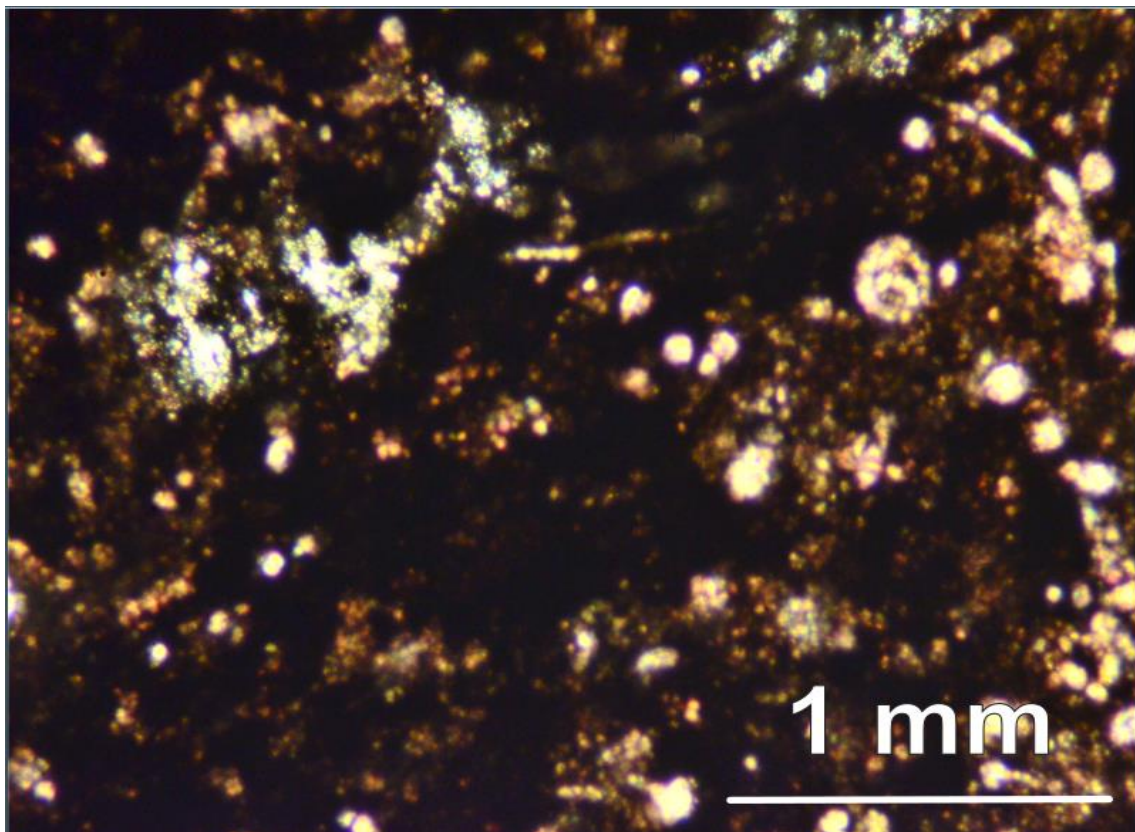


Figura 43: Fotomicrografía (lámina 2) escala representada en milímetros.

Lámina 3: La muestra de la figura 44 pertenece al estrato 4. Está constituida aproximadamente por 60–75 % vol. de matriz bioclástica finamente triturada, mientras que el cemento representa entre 15–25 % vol. compuesto principalmente por sílice secundaria y cemento ferruginoso parcialmente hematizado. El porcentaje restante corresponde a porosidad residual y fragmentos fósiles dispersos.

Petrográficamente, la arenisca presenta una textura muy fina y una composición dominada casi en su totalidad por componentes biogénicos fragmentados. Se reconocen ostrácodos pequeños, generalmente fragmentados pero aún identificables, así como escasos fragmentos de conchas, radiolarios y calciesferas de tamaño micrométrico. La abundancia de microfósiles planctónicos indica aportes pelágicos continuos y una elevada productividad biológica en el ambiente deposicional.

Se observan intrusiones silíceas recrystalizadas y zonas con reemplazamiento parcial por sílice secundaria, evidenciando procesos diagenéticos posteriores relacionados con circulación de fluidos ricos en sílice. Asimismo, el cemento presenta hematización parcial, otorgando tonalidades rojizas y pardas a algunos sectores de la roca, lo que sugiere condiciones oxidantes durante etapas diagenéticas tardías.

Las características sedimentológicas y paleontológicas indican sedimentación bajo condiciones marinas relativamente tranquilas y de baja energía hidrodinámica, favoreciendo la acumulación de sedimento bioclástico fino. La presencia de ostrácodos, radiolarios y calciesferas sugiere un ambiente marino abierto con influencia pelágica, probablemente asociado a una plataforma externa o una cuenca marina somera a media.

En conjunto, esta unidad representa la acumulación de sedimentos bioclásticos finos posteriormente modificados por procesos diagenéticos de silicificación y hematización del cemento, los cuales alteraron parcialmente la textura y mineralogía original de la roca.

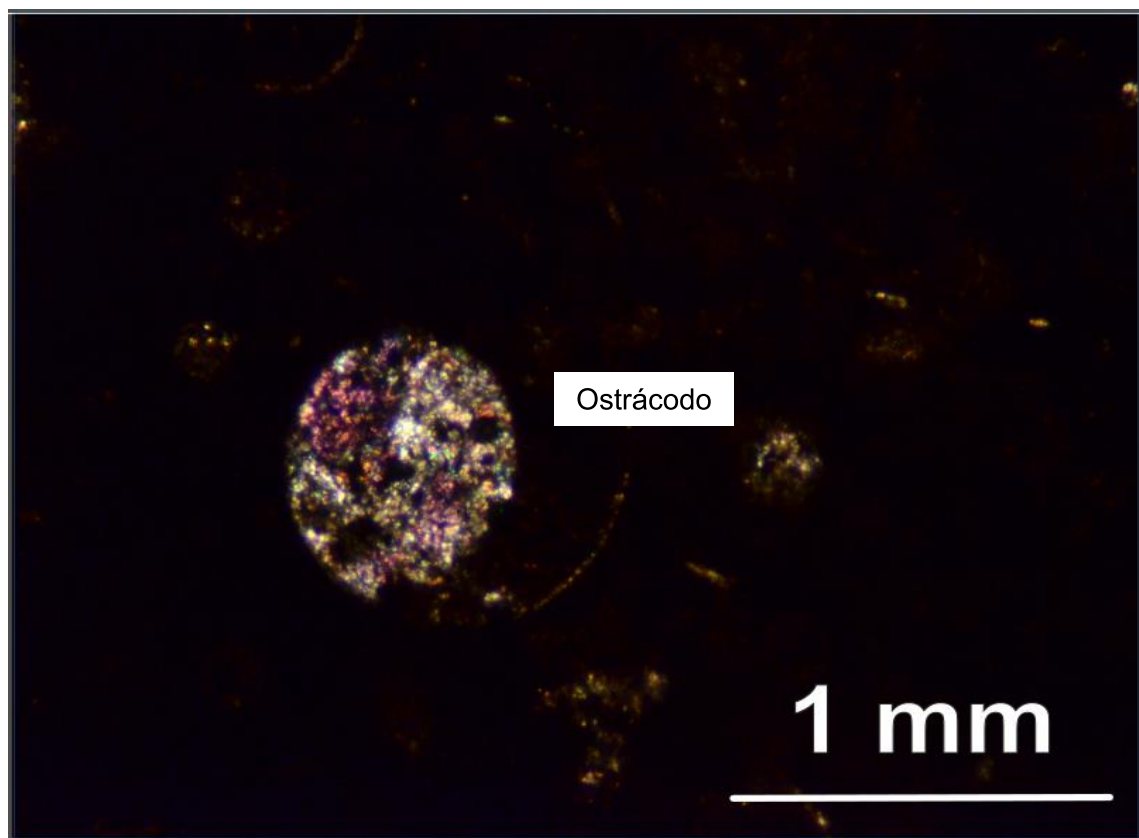


Figura 44: Fotomicrografía (lámina 3) se observa un ostrácodo escala representada en milímetros.

Lámina 4: La muestra de la figura 45 pertenece al estrato 3. Presenta una matriz arcilloso-orgánica dominante, estimada entre 65–80 % vol. mientras que el cemento constituye aproximadamente 15–25 % vol. compuesto principalmente por material arcilloso bituminoso, cemento carbonatado esparítico y óxidos de hierro asociados a hematita. El porcentaje restante corresponde a bioclastos y porosidad residual. Petrográficamente, la roca puede clasificarse localmente como un floatstone con microfósiles dispersos dentro de una matriz fina rica en materia orgánica. Se reconocen fragmentos fósiles de tamaño variable, radiolarios y acumulaciones de microorganismos calcáreos asociados a cocolitóforos, cuya degradación y acumulación contribuyó a la generación de hidrocarburos. La presencia de cemento esparítico con tonalidades rojizas indica procesos de esparitización y oxidación diagenética, asociados a la precipitación de hematita en etapas posteriores de diagénesis. Asimismo, el contenido bituminoso y la coloración oscura reflejan condiciones reductoras y escasa oxigenación durante la depositación. Las características sedimentológicas sugieren sedimentación en un ambiente marino relativamente profundo, ubicado en una zona de transición entre el límite de cuenca y el cambio de facies hacia plataforma continental. La estratificación laminar y la preservación de materia orgánica indican condiciones de baja energía y escasa bioturbación. Sin embargo, la presencia de componentes retrabajados y microfósiles dispersos sugiere influencia episódica de corrientes geoestratificadas y eventos de tormenta, capaces de transportar sedimentos desde sectores más someros de la plataforma hacia zonas más profundas de la cuenca. Estos procesos favorecieron el aporte de material bioclástico y la redistribución de sedimentos finos. La abundancia de radiolarios y materia orgánica acumulada en el fondo marino indica un ambiente predominantemente anóxico a disódico, favorable para la preservación de hidrocarburos y restos fósiles delicados. En conjunto, esta unidad representa depósitos hemipelágicos ricos en materia orgánica, influenciados por eventos episódicos de transporte gravitacional y procesos diagenéticos posteriores de esparitización, hematización y enriquecimiento bituminoso.

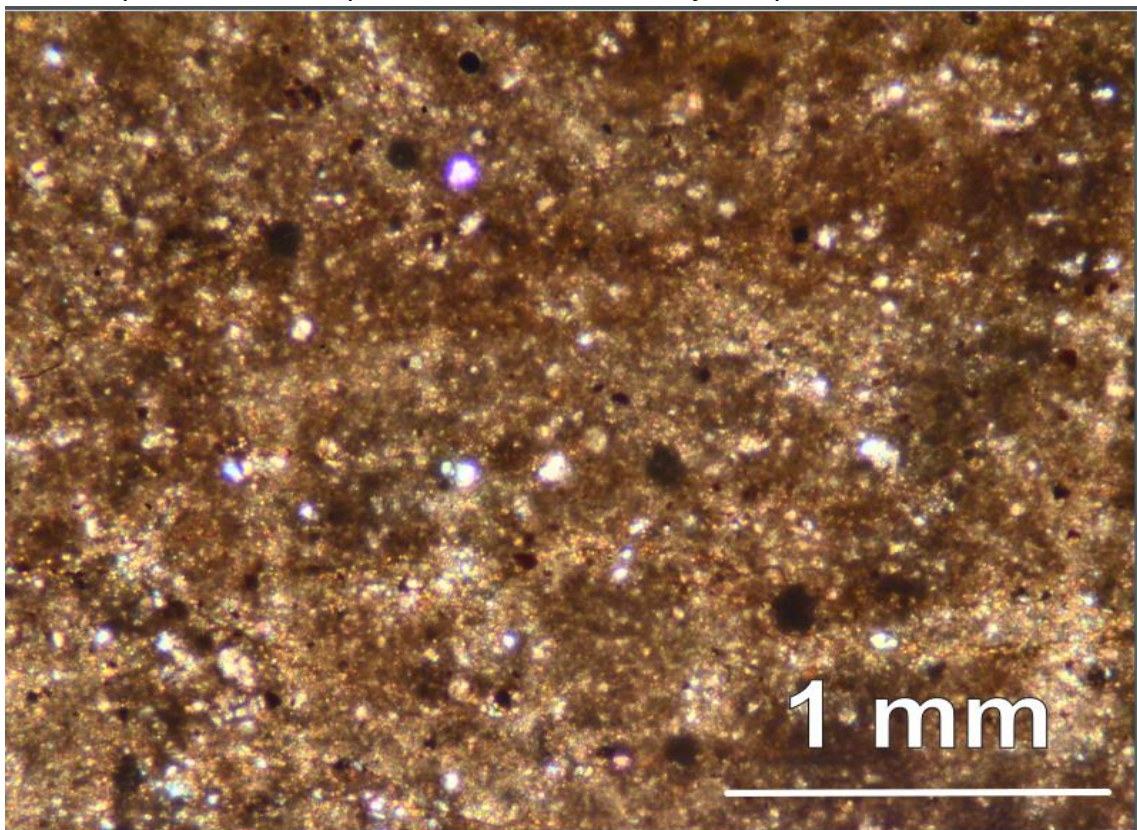


Figura 45: Fotomicrografía (lámina 4) marca con microfósiles escala representada en milímetros.

Lámina 5: La muestra de la figura 46 pertenece al estrato 3. Petrográficamente, la roca está compuesta por una matriz micrítica y arcilloso-orgánica estimada entre 55–70 % vol. mientras que el cemento representa aproximadamente 20–35 % vol. constituido principalmente por calcita esparítica recrystalizada, cemento ferruginoso y óxidos de hierro asociados a hematita. El porcentaje restante corresponde a bioclastos y porosidad residual. Los componentes fósiles se encuentran ampliamente recrystalizados y esparitizados. Los bioclastos originales muestran pérdida parcial de sus estructuras primarias debido a procesos de neomorfismo, en los cuales la micrita inicial fue reemplazada por cristales de calcita esparítica de mayor tamaño. Asimismo, se observan zonas de microesparita recrystalizada asociadas a procesos diagenéticos de enterramiento moderado a avanzado. La materia orgánica se presenta dispersa dentro de la matriz, tanto en forma de peloides oscuros como de impregnaciones bituminosas relacionadas con hidrocarburos. La elevada concentración orgánica indica condiciones favorables para la preservación y posible generación temprana de hidrocarburos. La presencia significativa de óxidos de hierro, particularmente hematita, evidencia condiciones diagenéticas oxidantes posteriores a la depositación. Estos procesos probablemente estuvieron asociados a la circulación de fluidos ricos en hierro, los cuales favorecieron la cementación ferruginosa y el reemplazamiento parcial de componentes carbonatados.

Las características petrográficas y sedimentológicas sugieren que el sedimento original correspondía a un depósito bioclástico acumulado en un ambiente marino de baja energía y alta productividad biológica. Posteriormente, la roca fue modificada por procesos diagenéticos complejos que incluyen esparitización, recrystalización carbonatada, oxidación férrica y migración o acumulación temprana de hidrocarburos.

En conjunto, estas evidencias indican un ambiente deposicional relativamente restringido, con condiciones reductoras iniciales favorables para la preservación de materia orgánica, seguido por etapas diagenéticas oxidantes relacionadas con circulación de fluidos durante el enterramiento.

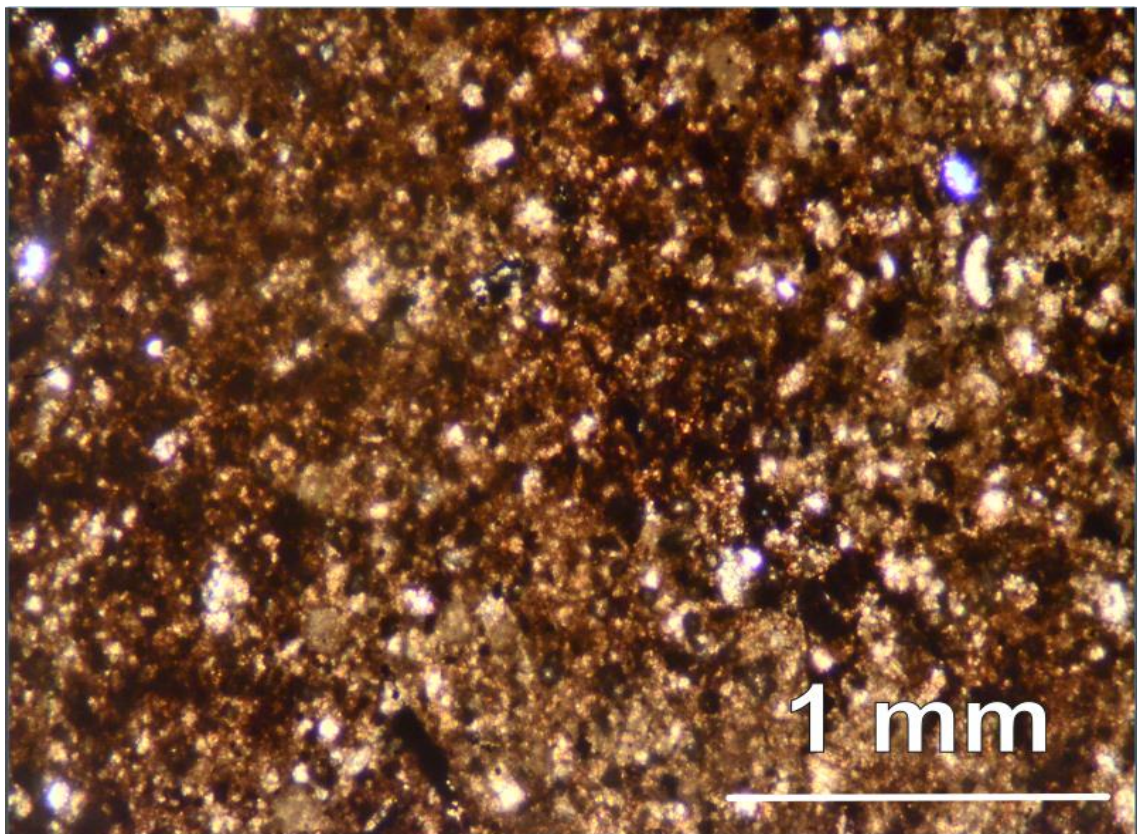


Figura 46: Fotomicrografía (lámina 5) abundantes microfósiles escala representada en milímetros.

Lámina 6: La muestra de la figura 47 pertenece al estrato 3. Petrográficamente, la roca contiene una baja proporción de matriz, estimada entre 10–25 % vol. mientras que el cemento representa aproximadamente 35–50 % vol. dominado por cemento ferruginoso intergranular y recristalización secundaria. El porcentaje restante corresponde a granos detríticos y bioclásticos, los cuales varían de subangulosos a angulosos. El cemento ferruginoso se distribuye ampliamente entre los granos, rellenando espacios porosos y envolviendo componentes detríticos y bioclásticos. Esta cementación otorga a la roca tonalidades rojizas a pardo-oscuras, características de ambientes diagenéticos sometidos a condiciones oxidantes y circulación de fluidos ricos en hierro.

La materia orgánica se encuentra tanto en forma de impregnaciones dispersas dentro de la roca como en acumulaciones localizadas entre los espacios intergranulares remanentes. Su asociación directa con el cemento y la porosidad residual sugiere condiciones deposicionales iniciales con limitada oxigenación del medio sedimentario, lo que favoreció la preservación parcial de compuestos orgánicos.

Texturalmente, la roca presenta una estructura soportada por granos y cemento, con escasa matriz original. Esta reducción de matriz probablemente fue resultado de procesos diagenéticos posteriores, incluyendo recristalización, compactación y cementación ferruginosa intensa. Los granos muestran bordes que varían de menos angulosos a más angulosos, indicando transporte limitado y retrabajamiento moderado del sedimento original.

Las características composicionales y texturales permiten interpretar esta unidad como un sedimento originalmente granular y pobre en matriz, depositado posiblemente en un ambiente marino de energía moderada, que posteriormente experimentó intensa cementación ferruginosa y preservación parcial de materia orgánica durante su evolución diagenética.

En conjunto, la roca evidencia procesos diagenéticos complejos relacionados con oxidación férrica, reducción parcial del espacio poroso y circulación de fluidos mineralizantes, los cuales modificaron significativamente la textura y mineralogía original del sedimento.

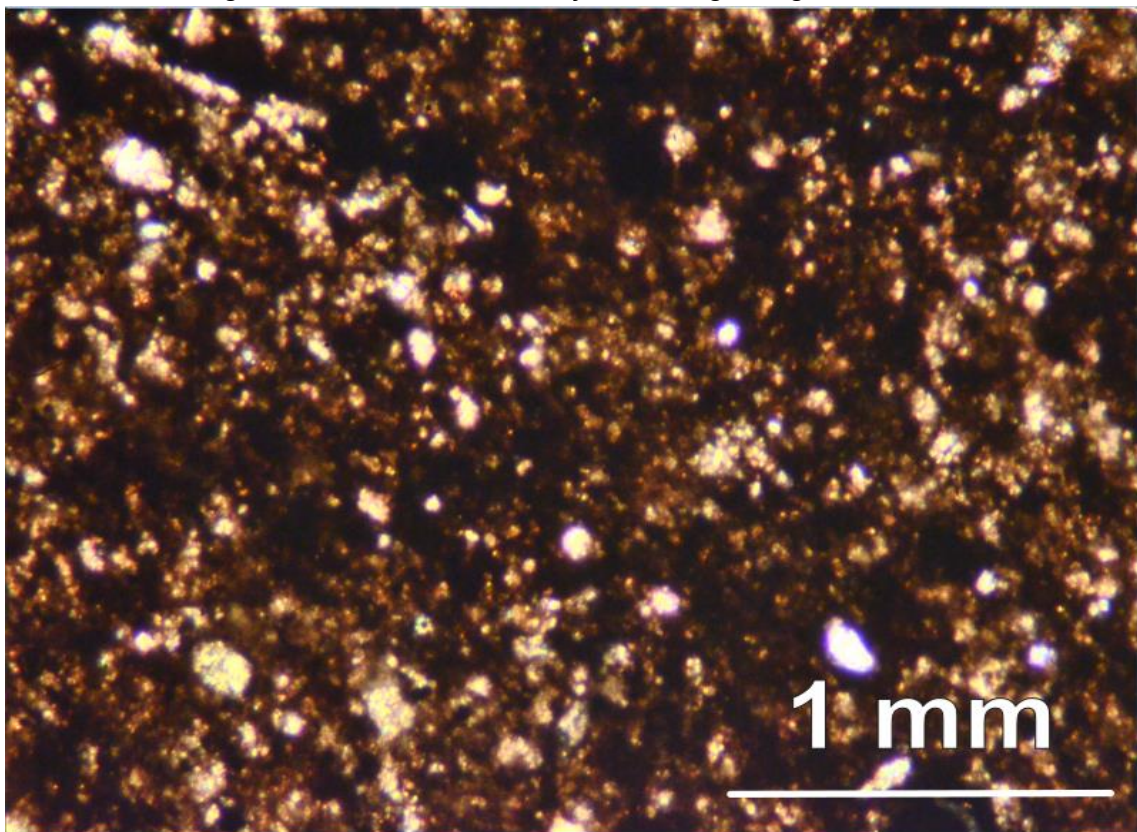


Figura 47: Fotomicrografía (lámina 6) la parte negra es el bitumen, los puntos blancos son microfósiles escala representada en milímetros.

Lámina 7: La muestra de la figura 48 pertenece al estrato 2. Presenta una matriz estimada entre 45–60 % vol. mientras que el cemento constituye aproximadamente 25–40 % vol. integrado por calcita esparítica, cementación ferruginosa y sílice asociada a procesos hidrotermales. El porcentaje restante corresponde a granos detríticos, bioclastos y porosidad residual. Los granos muestran formas que varían de subangulares a angulares, indicando transporte sedimentario limitado y una fuente relativamente proximal, con escaso retrabajamiento mecánico antes de la depositación. La granulometría fina y la preservación parcial de componentes angulosos sugieren sedimentación relativamente rápida en condiciones de baja energía hidrodinámica.

La matriz presenta un importante grado de recristalización, predominando la esparita carbonatada que reemplaza parcialmente la micrita original. Este proceso de neomorfismo y cementación diagenética favoreció la reducción de la porosidad primaria y el incremento de la cohesión estructural de la roca. Asimismo, se observan concentraciones de hematita dispersa dentro de la matriz y del cemento, otorgando tonalidades rojizas a pardas asociadas a procesos oxidantes posteriores. Las vetas hidrotermales rellenas de hidrocarburos evidencian circulación de fluidos mineralizantes posterior a la sedimentación. Estos fluidos favorecieron procesos de recristalización hidrotermal, silicificación localizada y migración de compuestos orgánicos a través de fracturas y espacios porosos. La presencia de polvo volcánico fino indica aportes volcanoclásticos contemporáneos o cercanos al momento de depositación. Dichos aportes contribuyeron a modificar la composición mineralógica original del sedimento.

En conjunto, las características sedimentológicas, petrográficas y diagenéticas permiten interpretar esta unidad como un depósito carbonatado fino acumulado en un ambiente marino de baja energía, probablemente asociado a una plataforma externa o a un ambiente hemipelágico. Posteriormente, la roca fue modificada por procesos diagenéticos complejos que incluyeron recristalización esparítica, cementación ferruginosa, influencia hidrotermal y migración de hidrocarburos.

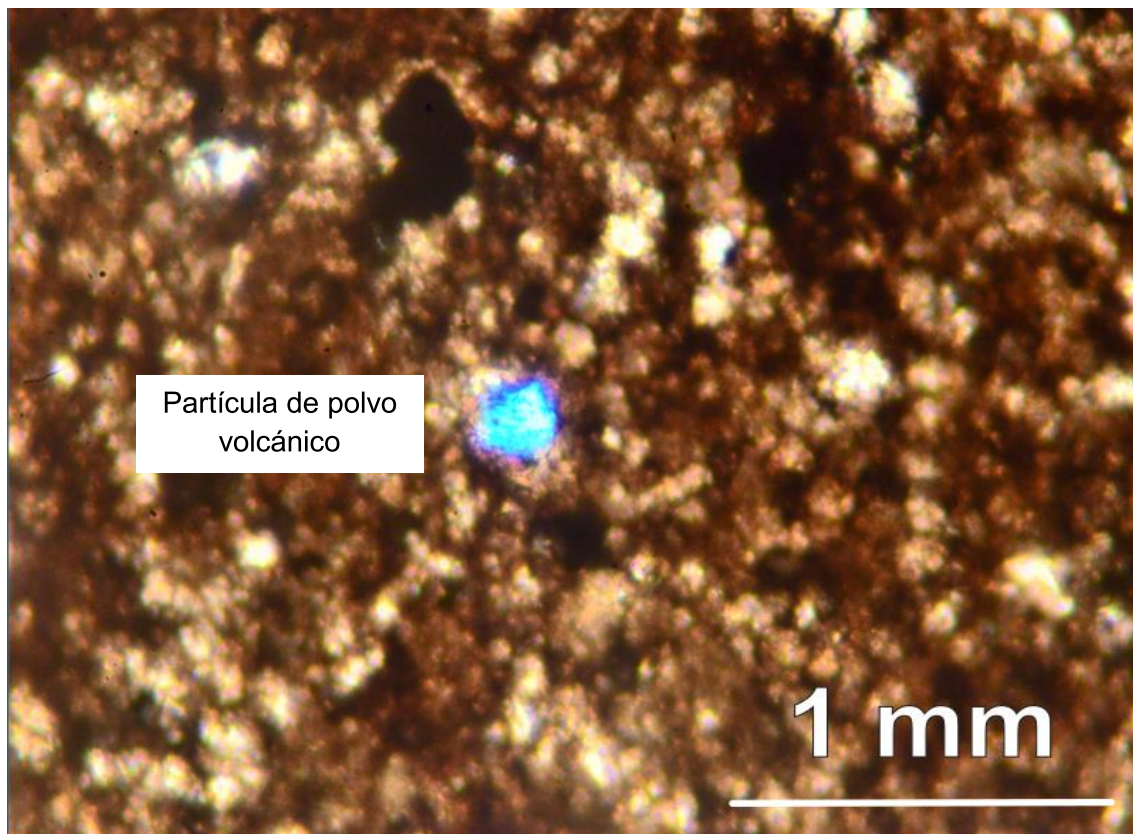


Figura 48: Fotomicrografía (lámina 7) escala representada en milímetros.

Lámina 8: La muestra de la figura 49 pertenece al estrato 2. Presenta una matriz micrítica y arcilloso-carbonatada estimada entre 50–65 % vol. mientras que el cemento representa aproximadamente 20–30 % vol. compuesto principalmente por calcita recrystalizada, cemento carbonatado fino y material bituminoso impregnado en los espacios intergranulares. El porcentaje restante corresponde a fragmentos bioclásticos, granos detríticos y porosidad residual.

Se observan fragmentos de conchas adheridos a la roca, así como larvas de amonites (amonitelas) dispersas dentro de la matriz sedimentaria. Los componentes fósiles se encuentran parcialmente compactados y localmente afectados por recrystalización diagenética. La presencia de bitumen es notable, impregnando tanto la matriz como los espacios intergranulares. El material orgánico aparece en forma de manchas oscuras irregulares y recubrimientos sobre los granos y bioclastos, indicando migración y acumulación de hidrocarburos durante etapas diagenéticas posteriores. La ocurrencia de bitumen sugiere condiciones favorables para la generación, expulsión y migración secundaria de materia orgánica dentro del sistema sedimentario.

Las características texturales y composicionales permiten interpretar esta unidad como un depósito marino fino acumulado en condiciones de baja energía, probablemente asociado a una plataforma externa o a una cuenca relativamente profunda. En este ambiente coexistieron aportes detríticos finos, acumulación de restos bioclásticos y preservación de materia orgánica.

La roca experimentó diversos procesos diagenéticos posteriores a la depositación, incluyendo compactación mecánica, cementación carbonatada y migración de hidrocarburos, reflejada por la impregnación bituminosa observada en la muestra. Estos procesos contribuyeron a la reducción de la porosidad primaria y a la modificación parcial de la textura original del sedimento.

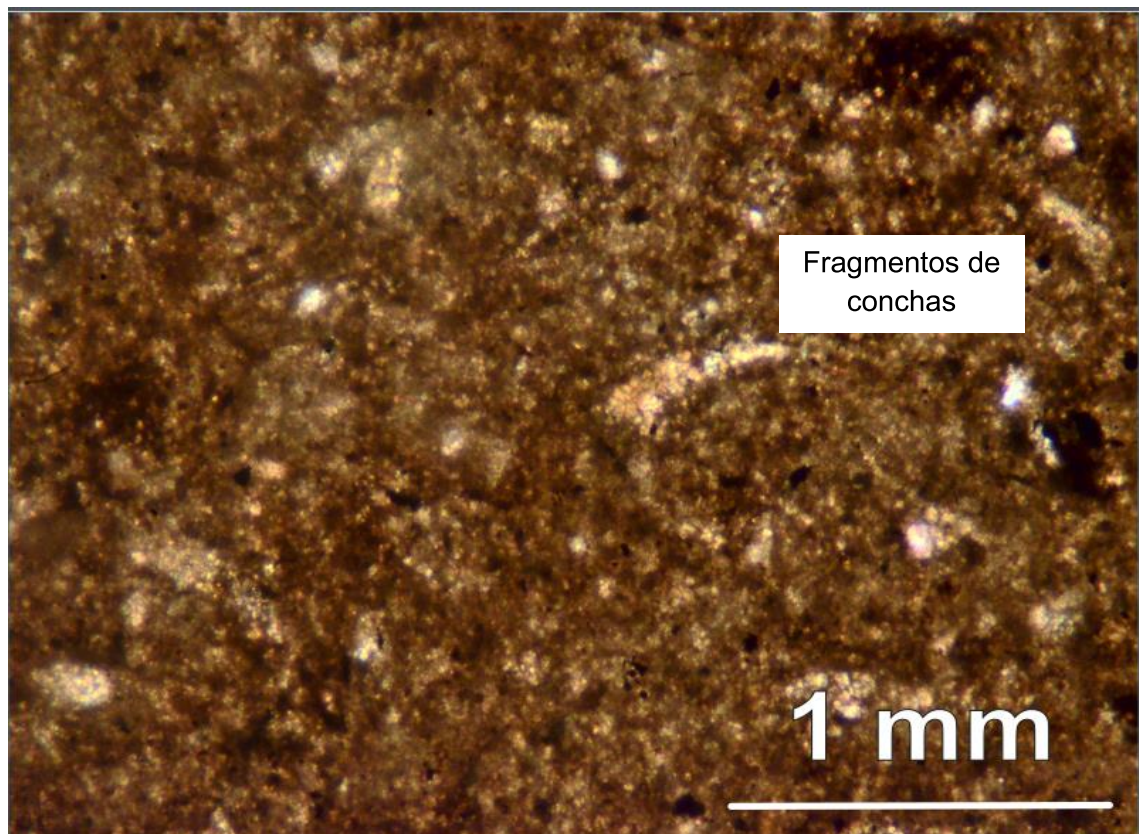


Figura 49: Fotomicrografía (lámina 8) escala representada en milímetros.

Lámina 9: La muestra de la figura 50 pertenece al estrato 2. Presenta una matriz fina estimada entre 40–55 % vol. mientras que el cemento representa aproximadamente 30–45 % vol. dominado por cemento arcilloso hematizado, calcita esparítica y vetillas de calcita secundaria. El porcentaje restante corresponde a granos detríticos, bioclastos y clastos bituminosos dispersos.

Se observa abundante carbonato recrystalizado en forma de esparita, el cual actúa tanto como fase de reemplazo parcial de los componentes carbonatados originales como cemento secundario intergranular. Este proceso de esparitización evidencia fenómenos diagenéticos relacionados con recrystalización carbonatada y cementación durante etapas de enterramiento. El cemento está constituido principalmente por material arcilloso hematizado distribuido entre los granos detríticos y dentro de la matriz fina. La presencia de hematita otorga tonalidades rojizas a pardas, indicando condiciones oxidantes posteriores a la depositación y circulación de fluidos ricos en hierro.

Asimismo, la lámina refleja circulación de fluidos diagenéticos a través del sistema poroso y fracturado. La muestra contiene escasa materia orgánica y clastos o impregnaciones de hidrocarburos, observados como manchas oscuras dispersas y agregados bituminosos asociados a microfracturas y espacios intergranulares. La presencia de estos compuestos orgánicos sugiere migración secundaria de hidrocarburos durante la evolución diagenética de la roca. Las características sedimentológicas y petrográficas indican un depósito sedimentario de baja energía, probablemente desarrollado en un ambiente marino relativamente tranquilo. Posteriormente, la roca fue modificada por procesos diagenéticos complejos que incluyeron cementación arcillosa ferruginosa, recrystalización carbonatada en forma de esparita, fracturamiento con relleno calcítico y circulación de fluidos portadores de hidrocarburos.

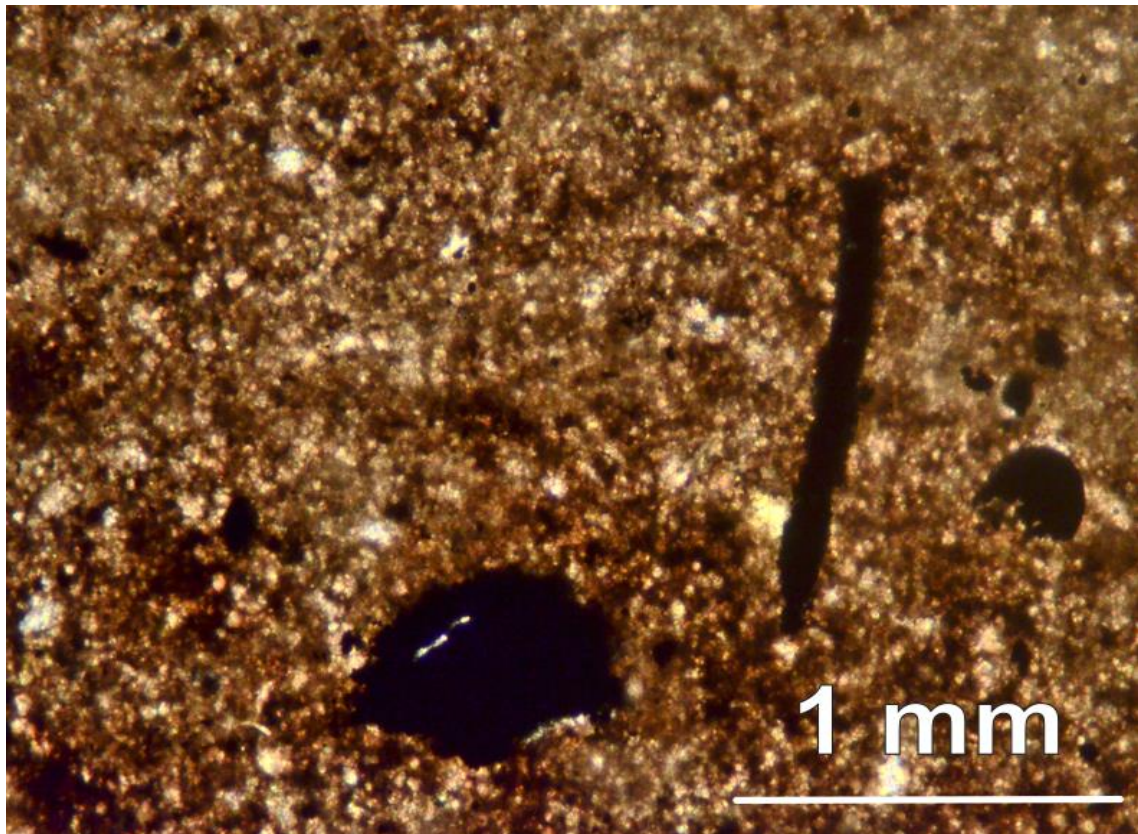


Figura 50: Fotomicrografía (lámina 9) escala representada en milímetros.

Lámina 10: La muestra de la figura 51 pertenece al estrato 2. Petrográficamente, la roca presenta una matriz micrítica reducida, estimada entre 15–30 % vol. mientras que el cemento constituye aproximadamente 35–50 % vol. dominado por calcita esparítica recrystalizada y cementos carbonatados secundarios. El porcentaje restante corresponde a bioclastos, granos aloquímicos y porosidad residual. Se identifican abundantes microfósiles pelágicos, entre ellos foraminíferos, nanoplancton calcáreo y radiolarios fig. 51 lo que indica un ambiente marino abierto con influencia pelágica y elevada productividad biológica. La presencia de estos organismos sugiere sedimentación en condiciones relativamente profundas, probablemente asociadas a plataforma externa o cuenca marina. La roca evidencia importantes concentraciones de materia orgánica, así como impregnaciones bituminosas relacionadas con procesos de generación y migración de hidrocarburos. Estas características sugieren que el depósito estuvo inicialmente sometido a condiciones anóxicas o disóxicas, favoreciendo la acumulación y preservación de materia orgánica capaz de generar petróleo durante el enterramiento. Posteriormente, la unidad fue afectada por eventos geológicos que favorecieron el aporte y mezcla de faunas de procedencia oceánica, enriqueciendo el contenido bioclástico y orgánico del sedimento. Asimismo, se reconocen procesos de precipitación de carbonatos y silicatos posiblemente asociados a actividad microbiana, incluyendo estructuras relacionadas con estromas bacterianos, que contribuyeron a la formación de cementos y reemplazamientos minerales. La abundante cementación esparítica indica procesos diagenéticos avanzados de recrystalización carbonatada, los cuales redujeron considerablemente la porosidad primaria y modificaron parcialmente la textura original de la roca. En conjunto, las características petrográficas, paleontológicas y diagenéticas permiten interpretar esta unidad como un depósito carbonatado bioclástico desarrollado en un ambiente pelágico de baja a moderada energía, influenciado por condiciones anóxicas favorables para la preservación de materia orgánica y posteriormente modificado por procesos diagenéticos complejos asociados a cementación, recrystalización y migración de hidrocarburos.

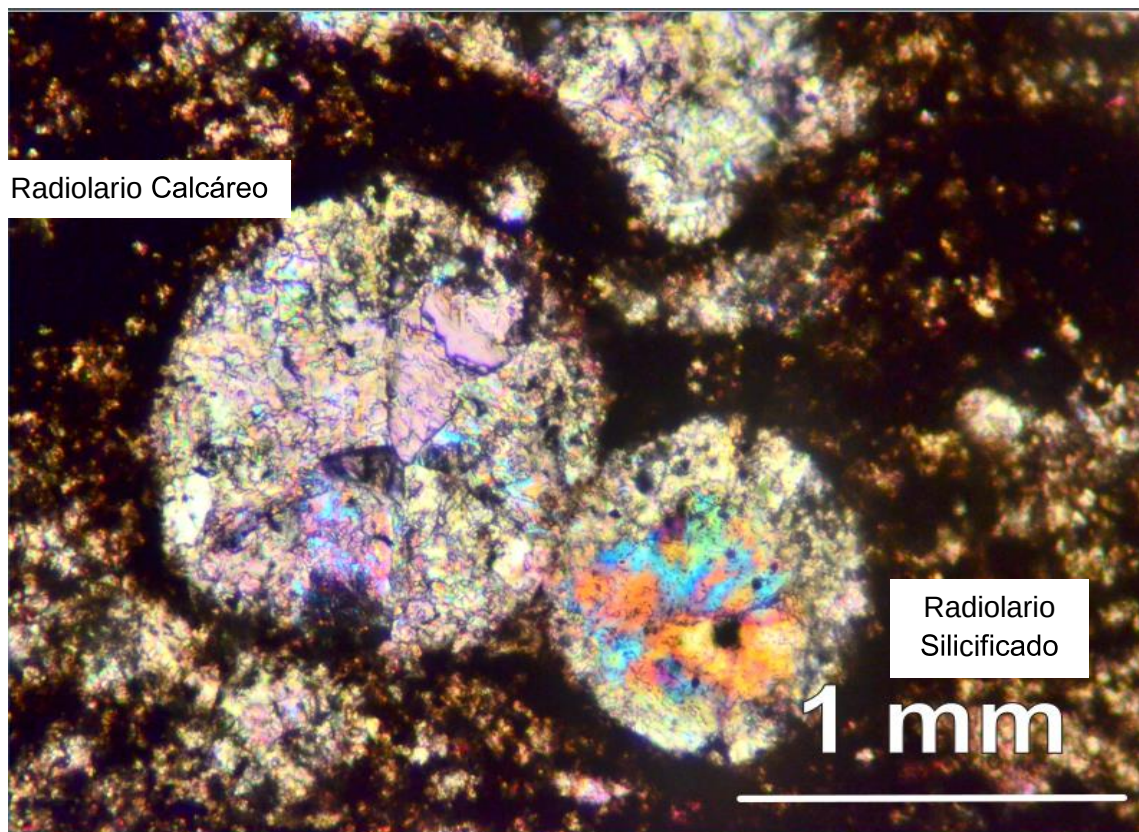


Figura 51: Fotomicrografía tomada de una sección (lámina 10) escala representada en milímetros.

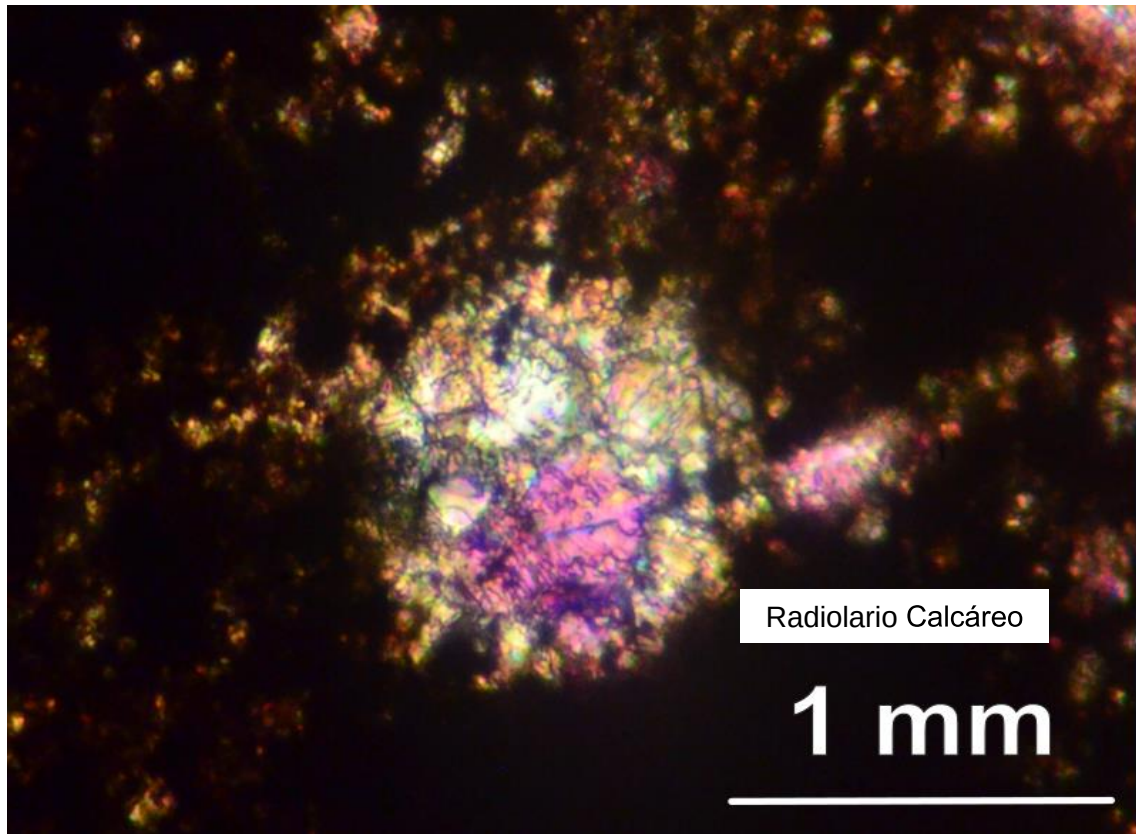


Figura 52: Fotomicrografía tomada de una sección (lámina 10) escala representada en milímetros.

Lámina 11: La muestra de la figura 53 pertenece al estrato 1. Petrográficamente, la roca contiene una matriz micrítica y arcilloso-carbonatada estimada entre 45–60 % vol. mientras que el cemento representa aproximadamente 25–40 % vol. constituido principalmente por calcita recrystalizada, microesparita y cementación carbonatada secundaria. El porcentaje restante corresponde a bioclastos y porosidad residual.

Se identifican diversos organismos fósiles, entre ellos ostrácodos, foraminíferos globigerínidos, calciesferas y fragmentos de bivalvos, lo que indica un ambiente marino con importante aporte biogénico y productividad planctónica significativa. La abundancia de microfósiles y materia orgánica sugiere sedimentación en condiciones relativamente tranquilas y con limitada oxigenación del fondo marino. Los restos de amonites presentan rellenos internos de calcita drusiforme (calcita drusa), desarrollados dentro de cavidades y cámaras internas. Asimismo, las conchas originales muestran sustitución parcial o total por calcita secundaria, evidenciando procesos diagenéticos de recrystalización y reemplazamiento mineral.

En varios sectores de la muestra se observa que el material carbonatado original fue reemplazado por microesparita, indicando procesos de neomorfismo durante etapas de enterramiento y circulación de fluidos diagenéticos. Estos procesos favorecieron la recrystalización de la micrita original y la reducción de la porosidad primaria de la roca.

Las características petrográficas permiten interpretar esta unidad como un depósito marino rico en materia orgánica y componentes bioclásticos, acumulado probablemente en un ambiente de baja energía y condiciones disóxicas a anóxicas. Posteriormente, la roca fue modificada por procesos diagenéticos complejos que incluyeron recrystalización carbonatada, formación de calcita drusiforme, reemplazamiento por microesparita y preservación parcial de hidrocarburos asociados a la materia orgánica sedimentaria.

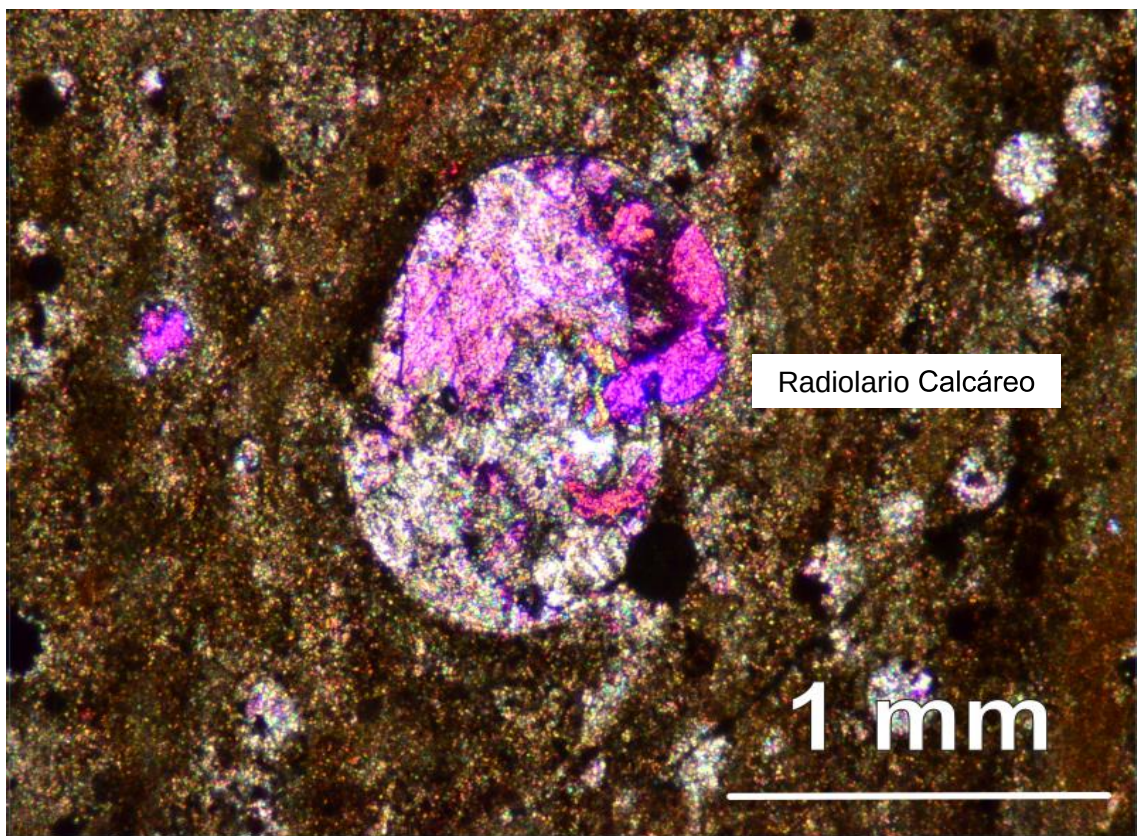


Figura 53: Fotomicrografía (lámina 11) escala representada en milímetros.

Lámina 12: La muestra de la figura 54 pertenece al estrato 1. Petrográficamente, la roca contiene aproximadamente 70–85 % vol. de matriz micrítica y arcilloso-orgánica, mientras que el cemento constituye entre 10–20 % vol. compuesto principalmente por calcita esparítica clara desarrollada durante procesos diagenéticos posteriores. El porcentaje restante corresponde a microfósiles y porosidad residual.

La elevada concentración de materia orgánica se manifiesta en tonalidades oscuras distribuidas homogéneamente dentro de la matriz sedimentaria, indicando condiciones de baja oxigenación y limitada degradación orgánica durante la depositación. Asimismo, se reconocen restos asociados a biofilms microbianos y estructuras de crecimiento bacteriano, parcialmente recrystalizados y rellenos por esparita de tonalidad clara. Entre los componentes fósiles identificados destacan ostrácodos y calciesferas. Los ostrácodos, interpretados como organismos filtradores, sugieren condiciones marinas relativamente tranquilas y disponibilidad constante de materia orgánica en suspensión. Las calciesferas indican además una importante productividad biogénica y contribución de microorganismos planctónicos al sedimento.

La presencia conjunta de materia orgánica abundante, biofilms bacterianos y fauna filtradora permite interpretar esta unidad como un depósito marino de baja energía, probablemente desarrollado en un ambiente relativamente restringido y con condiciones disóxicas a anóxicas. Estas condiciones favorecieron tanto la acumulación de material orgánico como el desarrollo de comunidades microbianas y organismos filtradores.

Los procesos diagenéticos posteriores estuvieron dominados por recrystalización carbonatada y precipitación de esparita, la cual actuó como cemento secundario rellenando espacios intergranulares y cavidades biogénicas. En conjunto, las características petrográficas y paleontológicas reflejan un ambiente sedimentario rico en materia orgánica y altamente influenciado por actividad microbiana y productividad biológica marina.

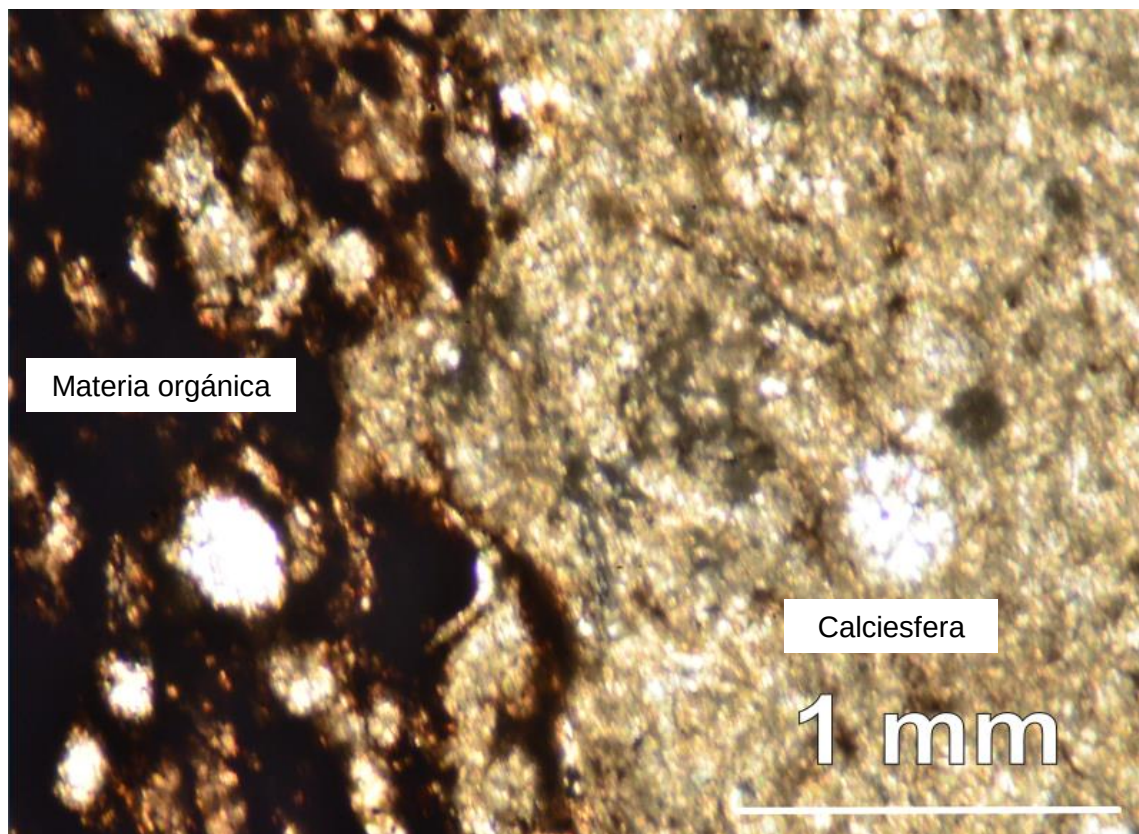


Figura 54: Fotomicrografía (lámina 12) escala representada en milímetros.

Lámina 13: La muestra de la figura 55 pertenece al estrato 1. Petrográficamente, la roca contiene una matriz micrítica y arcilloso-orgánica estimada entre 65–80 % vol. mientras que el cemento representa aproximadamente 10–20 % vol. constituido principalmente por calcita microesparítica y cementación carbonatada secundaria. El porcentaje restante corresponde a microfósiles, bioclastos y porosidad residual. Uno de los rasgos más distintivos de la muestra es la abundante presencia de larvas de amonites (amonitelas), dispersas homogéneamente dentro de la roca y constituyendo un componente paleontológico relevante. La elevada concentración de estos microfósiles planctónicos indica condiciones favorables para la reproducción y preservación de organismos marinos durante la sedimentación.

La abundancia de materia orgánica sugiere condiciones deposicionales particulares que favorecieron su preservación y limitaron la degradación oxidativa del material orgánico. La asociación entre materia orgánica abundante y microfósiles planctónicos permite inferir un ambiente deposicional disódico a anódico, caracterizado por baja oxigenación del fondo marino y limitada circulación de agua. Estas condiciones favorecieron la proliferación de comunidades bacterianas, especialmente microorganismos anaerobios responsables de procesos de degradación orgánica bajo ambientes reductores. Asimismo, el sistema habría sido propicio para el desarrollo de organismos filtradores relacionados con altos niveles de productividad primaria en la columna de agua.

La estratificación de la columna de agua y la restringida circulación oceánica favorecieron el establecimiento de condiciones anódicas en el fondo, permitiendo la acumulación sostenida de materia orgánica y la preservación excepcional de microfósiles. Los procesos diagenéticos posteriores incluyeron compactación y cementación carbonatada fina, con desarrollo de microesparita que rellenó parcialmente espacios intergranulares y contribuyó a la consolidación de la roca. En conjunto, esta unidad representa un depósito marino rico en materia orgánica, desarrollado bajo condiciones reductoras y alta productividad biológica, con importante preservación de componentes planctónicos y actividad bacteriana asociada.

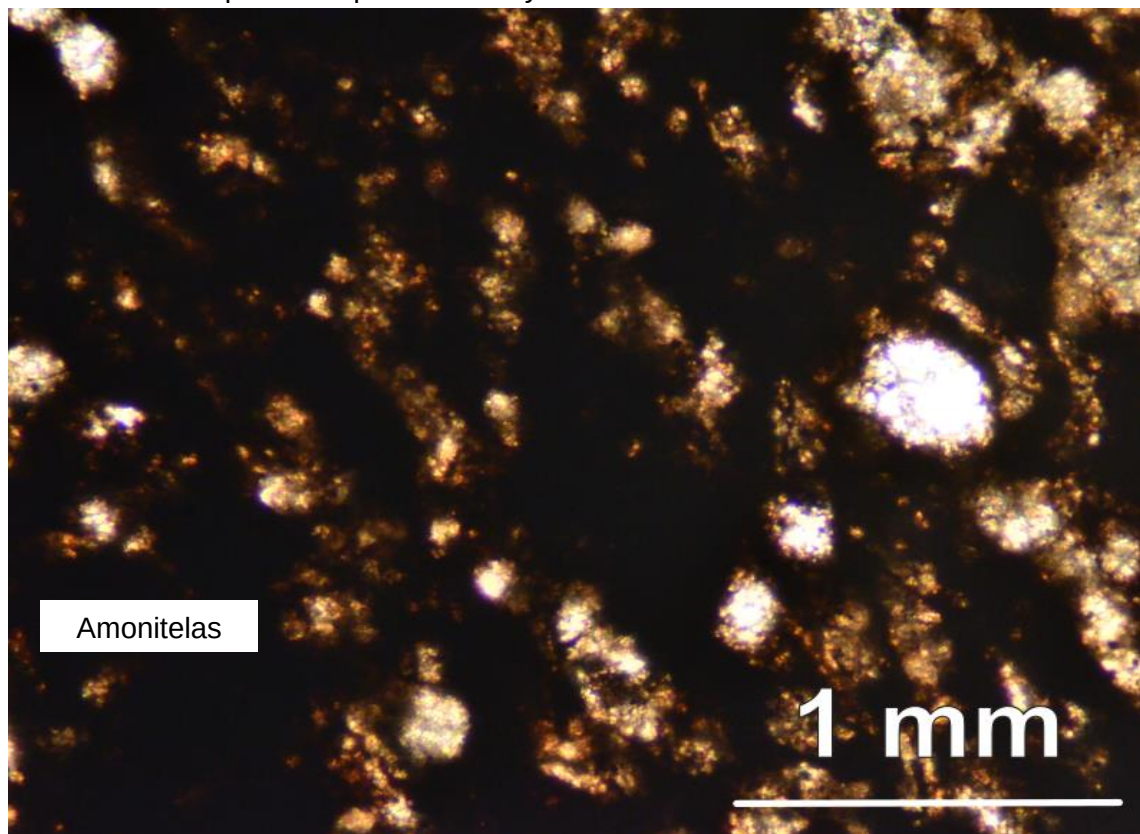


Figura 55: Fotomicrografía (lámina 13) escala representada en milímetros.

Capítulo 7: Discusiones.

En el mapa original del SGM, el área de estudio está mapeada como parte de la Fm. Pimienta, la cual tiene una edad asignada al Titoniano. Con el apoyo del material fósil recolectado y analizado en este trabajo, se ha logrado determinar que la edad del área de estudio corresponde diferentes niveles del Jurásico Medio, encontrándose muestras pertenecientes al Bajociano-Batoniano en la parte sur, este y norte del área, lo que corresponde a la Fm. Cahuasas. Además, se analizaron muestras que presentaron evidencia fósil perteneciente al Caloviano en la parte central y oeste del área trabajada, por lo que dichos afloramientos pertenecen al Fm. Tepéxic del Caloviano.

Esto implica no únicamente una reinterpretación de la geología del área estudiada, sino de toda su zona aledaña, ya que el mapa actual no es consistente con la información obtenida en este trabajo. Dado lo anterior, se propone el mapa de la figura 41 ya que, si bien este trabajo no implicó una cartografía general de la zona, si establece la edad puntual del afloramiento estudiado.

Algunos de los fósiles recolectados, identificados y descritos durante la elaboración de este trabajo; en la localidad corresponden al amonite *Procerites hians*, taxón característico del Batoniano–Caloviano del Jurásico Medio. Sin embargo; la revisión taxonómica realizada en este trabajo sugiere que algunos ejemplares previamente asignados a *Discosphinctes* y *Lithacoceras*, géneros pertenecientes al Jurásico Superior y asociados principalmente al Oxfordiano-Kimeridiano, presentan afinidades morfológicas más consistentes con *Procerites hians*.

Las edades estratigráficas reconocidas para estos géneros son las siguientes: *Discosphinctes* (Oxfordiano-Kimeridiano), *Lithacoceras* (Kimeridiano), *Procerites hians* (Caloviano-Batoniano).

La diferencia temporal entre estos taxones es considerable, ya que *Procerites hians* pertenece al Jurásico Medio, mientras que *Discosphinctes* y *Lithacoceras* corresponden al Jurásico Superior. Esta discrepancia evidencia que las interpretaciones bioestratigráficas previas probablemente estuvieron influenciadas por similitudes morfológicas superficiales entre los amonites, particularmente en la ornamentación costillar y el patrón de enrollamiento de la concha.

Los ejemplares previamente asignados a *Discosphinctes* presentan caracteres ornamentales semejantes a los observados en *Procerites*, especialmente en estados juveniles o en individuos parcialmente preservados. Asimismo, ciertos rasgos de costillamiento presentes en *Lithacoceras* pueden generar confusión taxonómica cuando el material fósil se encuentra incompleto o afectado por procesos diagenéticos y deformación tectónica. La correcta determinación de *Procerites hians* permite reinterpretar la edad estratigráfica de la unidad estudiada y sugiere que los depósitos corresponden realmente al Batoniano–Caloviano, y no al Kimeridiano como se había considerado en algunos trabajos previos que fueron representados posteriormente en cartografía regional.

Esta reinterpretación bioestratigráfica tiene implicaciones importantes para la correlación geológica regional y para la reconstrucción paleogeográfica del área. La presencia de amonites típicos del Jurásico Medio indica afinidades con faunas tetianas y ambientes marinos desarrollados durante la expansión de plataformas carbonatadas y cuencas hemipelágicas del margen occidental de Pangea.

Asimismo, la revisión paleontológica pone en evidencia posibles inconsistencias en la interpretación de la cartografía geológica elaborada por el SGM, particularmente en la carta geológica F14-D73 Pahuatlán. En dicha carta, algunos niveles fueron asignados al Kimeridiano; sin embargo, la evidencia paleontológica obtenida en este estudio sugiere que parte de esas unidades deberían reasignarse al Batoniano–Caloviano.

La nueva interpretación estratigráfica propuesta se sustenta en la presencia de amonites diagnósticos, asociaciones microfósiles y características sedimentológicas compatibles con ambientes marinos del Jurásico Medio. Por lo tanto, la actualización cronológica de estas unidades resulta fundamental para mejorar la precisión de los modelos estratigráficos regionales y comprender la evolución sedimentaria y paleogeográfica del noreste de México durante el Jurásico.

En la zona Los Planes-San Miguel no hay presencia relativamente importante de hidrocarburos, pero en algunas de las muestras analizadas petrográficamente en este trabajo se encontró que algunas se encuentran impregnadas de aceite. A partir de los resultados obtenidos por los fósiles ya determinados se dedujo la edad geológica de la roca, la cual pertenece a la base del Caloviano. Al compaginar esta información podemos inferir que la unidad litológica analizada fue la roca generadora del hidrocarburo del Jurásico Medio. Con la información recabada inferimos que el área de estudio fue testigo del evento anóxico global de este tiempo propuesto por Silva & Alsen, (2024).

Capítulo 7.1: Discusión taxonómica.

En la fig. 56 se muestra la relación con el inciso a) y el b) el cual es de mucha importancia hacia el otro fósil ya que la secuencia de costillas es igual al del otro ejemplar, esto nos da una idea de la correlación proporcional de la secuencia costillar: primarias/rectas, bifurcada y fasciculadas que presenta el espécimen, pertenece a la misma familia. Se utilizaron códigos de colores codificado con letras para evidenciar la correlación de patrón complejo de costillas entre nuestro ejemplar encontrado y el fósil comparado. En esta relación de especímenes podemos observar dos ejemplos diferentes, en ambos especímenes comparten características y tienen similitud con el patrón de las costillas con esto concluimos que poseen el mismo patrón de costillaje.

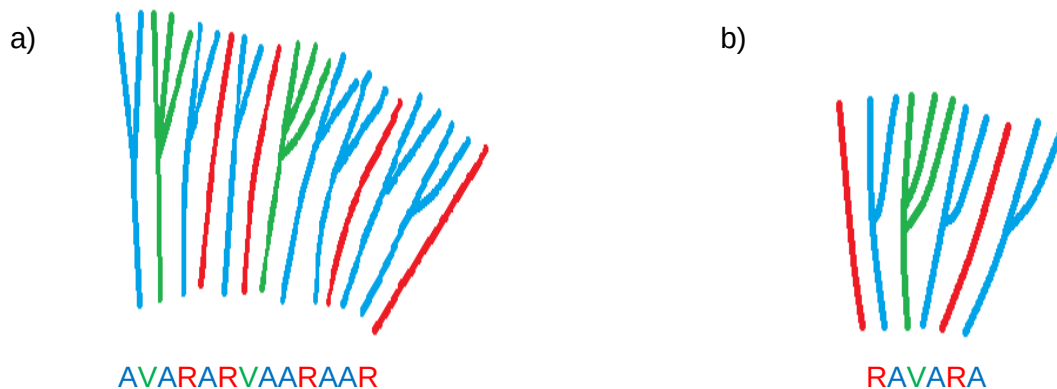


Figura. 56: a) Fósil por determinar (*Macrocephalites cossmanni*). b) Fósil comparado (*Macrocephalites cossmanni*) Modificado de (Seyed, 2015).

Tabla 4: Simbología (determinación taxonómica).

Simbología		
Código	Color	Tipo de costillas
R	Rojo	Primaria
A	Azul	Bifurcada
V	Verde	Trifurcada



Figura 57: Fósil identificado por código de colores (*Macrocephalites cossmani*).

Capítulo 7.1.1: Presencia de radiolarios en láminas delgadas.

La mayoría de los radiolarios poseen esqueletos silíceos formados por sílice opalina ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). Estos esqueletos se preservan comúnmente en sedimentos silíceos profundos como radiolaritas o cherts. Constituyen el grupo más abundante en el registro fósil de radiolarios. Kadiri, (1992) investigó radiolarios del Jurásico en el rift de Marruecos, donde la solidificación predomina la preservación en lechos radiolares y se describen varias especies que cuentan con la misma conservación. Mencionado por Domínguez, (2022) la presencia de radiolarios silíceos y carbonatados como parte de asociaciones microfósiles en sedimentos marinos.

La presencia de radiolarios carbonatados, los radiolarios originalmente son silíceos pueden aparecer carbonatados por procesos diagenéticos principalmente, reemplazado por calcita, relleno de cavidades con carbonato. Interpretación paleoambiental, relaciona la coexistencia de formas silíceas y carbonatada con; ambientes pelágicos marinos, sedimentación mixta silícea-carbonatada, procesos diagenéticos que reemplazan sílice por carbonato en ciertas condiciones químicas del sedimento (Kadiri, 1992).

Al igual que Sandoval, (2018) analiza radiolarios embebidos en exudado carbonatado en sedimentos que abarcan desde el Mioceno Medio hasta la actualidad en aguas cercanas a la Península de Osa, Costa Rica. La preservación silicificada se relaciona con entornos marinos profundos típicos del Jurásico, contrastando con la conservación en exudado carbonatado, que se asocia a ambientes abiertos con alta productividad biogénica Sandoval, (2018).

Conservación silicificada Kadiri, (1992): Los radiolarios se conservan como parte de la micro fauna silícea dentro de los yacimientos de radiolarios del Jurásico. La silicificación es el mecanismo de conservación dominante.

Preservación calcárea Sandoval, (2018): Los radiolarios se encuentran en lodos calcáreos (sedimentos ricos en carbonato) desde el Mioceno medio hasta la actualidad. La conservación varía de ausente a abundante; los ejemplares están generalmente bien conservados, se observa la presencia de otros microfósiles (nano fósiles, foraminíferos, diatomeas, espículas de esponjas), lo que sugiere un entorno favorable para la preservación de radiolarios en este intervalo.

La diferencia en el tipo de conservación (silicificada/calcareo) se alinea con la edad geológica y el contexto sedimentario de cada estudio. La silicificación está asociada con entornos marinos más antiguos y profundos (radiolaritos jurásicos), mientras que el lodo calcáreo es típico de entornos marinos abiertos y más jóvenes con un alto aporte biogénico. Kadiri, (1992).

Capítulo 7.1.2: Contextos de conservación.

Los radiolarios silicatados son susceptibles a ser sustituidos por calcio, el radiolario se puede diluir, se dividen los silicatos en alfa y beta donde beta es más inestable por lo que se pueden diluir bajo circunstancias adecuadas de presión y temperatura.

Conservación silicificada Kadiri, (1992): Los radiolarios se conservan como parte de la micro fauna silícea dentro de los yacimientos de radiolarios del Jurásico. La silicificación es el mecanismo de conservación más dominante.

Preservación calcárea Sandoval, (2018): Los radiolarios se encuentran en lodos calcáreos (sedimentos ricos en carbonato) desde el Mioceno medio hasta la actualidad. La conservación varía de ausente a abundante; los ejemplares están generalmente bien conservados. Se observa la presencia de otros microfósiles (nano fósiles, foraminíferos, diatomeas, espículas de esponjas), lo que sugiere un entorno favorable para la preservación de radiolarios calcáreos Sandoval, (2018) en este intervalo. Los radiolarios sirven para la estratigrafía, son excelentes fósiles índice para averiguar la edad exacta de la roca y por lo tanto de los fósiles presentes en ella Kadiri, (1992).

Los radiolarios están en una base carbonatada pero el fósil está sustituido por carbonato y silicio. De acuerdo con Sharma, (1965) "Institute of Marine Science of Alaska University".

Con esto se concluye que los silicatos del esqueleto de radiolarios son susceptibles a ser sustituidos por calcio. El esqueleto del radiolario se puede diluir, se dividen los silicatos en alfa y beta donde beta es más inestable por lo que se pueden diluir bajo circunstancias adecuadas y después hay un desplazamiento de silicio por calcio en nuestro caso, los radiolarios que se tienen están alterados y recristalizados de su forma silica a carbonatos.

La recristalización del material silíceo a material calcáreo representa un proceso de carbonatización, en el cual el sílice es sustituido por carbonato debido a cambios fisicoquímicos asociados con la precipitación de minerales carbonatados. Este proceso permite interpretar diversas condiciones paleoambientales que se desarrollaron en el área de depósito. De manera similar, en la composición de las conchas de los radiolarios se observa que el material silíceo fue disuelto y posteriormente reemplazado por carbonatos, evidenciando procesos diagenéticos relacionados con la alteración química del sedimento Bill et al., (2001).

Capítulo 8: Conclusiones.

La zona de estudio del afloramiento ubicado en el estado de Hidalgo llamado Los planes-San Miguel demuestra que es un área con una evidencia bastante clara en el estudio petrográfico que tiene mucha presencia de bitumen, en un ambiente petrógeno de alta concentración de materia orgánica. Aquí ocurrieron eventos anóxicos que fueron los detonantes principales en la generación y ayuda de la materia orgánica disponible, podemos concluir que esto provocó un ambiente generador de petróleo.

En las muestras de mano recolectadas se descubrió que se formó una plataforma nerítica sobre plataforma continental carbonatada en la cuales hubo intrusiones silíceas y recristalizadas, posiblemente intemperismo o hidrotermalismo se encontró la presencia de vetas hidrotermales rellenas de silicatos presentes en las láminas delgadas, esto explica la presencia de radiolarios carbonatados y radiolarios silíceos. En un inicio los radiolarios se generan de sílice, pero al haber poca o nula abundancia de este mineral los radiolarios empiezan a absorber otros minerales presentes en la roca en este caso carbonatos. García-Fernández et al., (2021). En los cuales el esqueleto del radiolario se puede diluir, los silicatos son más inestable por lo que se pueden diluir bajo circunstancias adecuadas y después hay un desplazamiento de silicio por calcio, los radiolarios presentes tienden a estar alterados y recristalizados de su forma silica a carbonatos Sharma, (1965).

La fauna fósil está integrada por las especies fósiles como: *Procerites hians*, *Leptosphinctes sp*, *Neuquenicerias steimanni*, *Nothocephalites semilaevis*, *Obtusicosites obtusica*, *Guerrericeras cf. inflatum*, *Macrocephalites (Pleurocephalites) cossmanni*. Con apoyo de los fósiles estudiados podemos concluir la edad asignada al tiempo geológico Jurásico Medio, nos encontramos en la base del Caloviano-Batoniano.

En las láminas delgadas se encontraron diferentes microfósiles como: nanoplankton, cocolitos, ostrácodos, radiolarios, calciesferas, foraminíferos, amonitelas nos indican un ambiente pelágico. Las especies macro y microfósiles, aquí descritas coinciden en sus alcances geocronológicos para establecer la edad Bajociano Superior-Caloviano Superior.

Al identificar y determinar los fósiles, posteriormente realizamos la comparación en la carta geológica, comprendemos que la carta presenta ciertas incongruencias, ya que no concuerda la edad con la ubicación que proponen, se realizaron las correcciones que se necesitaban y se generó un nuevo mapa. La edad relativa de los diferentes estratos representados en la columna estratigráfica fue establecida mediante la identificación de fósiles índice. Con esto concluye que estamos posicionados en el Jurásico Medio, exactamente del Bajociano superior al Caloviano superior. Se sugiere realizar una amplitud de muestreo para determinar un panorama más amplio de la provincia morfotectónica Sierra Madre Oriental.

Con este trabajo no se llega a estudiar la totalidad del Municipio, pero si la zona de interés; sin embargo, hacen falta más estudios ya que actualmente no se encuentran suficientes artículos ni información reciente acerca de esta ubicación en concreto. Por lo tanto, faltan más investigaciones sobre la paleontología en el estado de Hidalgo, ya que con este trabajo se demuestra que se encuentra potencial de localización de material fósil.

Capítulo 8.1: Anexo histórico taxonómico.

***Procerites hians*:**

– **Primera referencia histórica (1875):**

Las primeras menciones y tipos clásicos vinculados a amonites afines proceden de los estudios de Waagen en la India (siglo XIX). Aunque el trabajo original de (Wilhelm Heinrich Waagen, 1875) es citado como la autoría de la especie *Procerites hians* en la literatura moderna, muchas revisiones recientes reinterpretan las mismas muestras colectadas en esa época.

– **Recolecciones y estudios:**

Investigadores como Spath y más tarde Imlay incorporaron material de *Procerites* en sinopsis estratigráficas y regionales (mencionado en informes geológicos y monografías desde mediados del siglo XX). Imlay, (1953) incluye *Procerites* entre los taxones documentados en trabajos sobre amonites del Jurásico (Estados Unidos y recopilaciones comparativas).

– **Revisión moderna y ampliación del rango estratigráfico:**

Roy, (2007) y trabajos derivados documentaron ejemplares de *Procerites hians* en la Yellow Bed del domo de Jumara y propusieron la extensión/precisión del rango estratigráfico de la especie dentro del Batoniano. Investigaciones más recientes Dutta, (2016; 2021, 2024) han estudiado la sistemática, filogenia y la endemismo de los proplanulitinos en Kachchh, reubicando y comparando material histórico de Waagen con nuevas colectas y aportando dataciones estratigráficas más finas para las camas que contienen *Procerites hians*. Metodiev, L. , (2015).

***Leptosphinctes* sp.:**

– **Primera referencia histórica (1920):**

Descripción de *Leptosphinctes leptus* tipo (tipo-especie) por Buckman, (1920), bajociano, Jurásico Medio; edad aproximada 170-168 Ma para algunas especies tipo.

– **Recolecciones y estudios:**

Trabajos sobre faunas del batoniano en el sur de Francia (zonación y correlaciones) que incluyen *Leptosphinctes* sp. entre los géneros considerados en las asociaciones de amonites (Mangold, Elmi & Gabilly, (1967-1971).

– **Revisión moderna y ampliación del rango estratigráfico:**

Publicación reciente que documenta los registros más tempranos del género en la zona Niortense del Bajociano (cáucaso norte). Autores de “On the earliest *Leptosphinctes*, Northern Caucasus” Mitta, V., (2021).

***Neuqueniceras steinmanni*:**

– **Primera referencia histórica (1881):**

El material jurásico andino fue recogido y revisado por varios autores Steinmann, (1881), Stehn, (1923), quienes sistematizaron numerosas especies. Stehn, (1923) designó *Neuqueniceras steinmanni* como tipo del género *Neuqueniceras*; desde entonces esta especie pasó a ser un marcador regional importante.

– **Recolecciones y estudios:**

Riccardi & Westermann, (1989) publicaron trabajos que establecen la importancia de *N. steinmanni* para definir niveles de la parte superior del batoniano (la llamada “Steinmanni Zone” en esquemas locales) y para marcar la base de sucesiones posteriores (inicios de la transicionalidad hacia el Caloviano). En particular, Parent documentó ejemplares en secciones

bed-by-bed de la cuenca de Neuquén y describieron variaciones morfológicas (macroconchas/microconchas, morfotipos inflados, esbeltos).

– **Revisión moderna y ampliación del rango estratigráfico:**

Estudios detallados de secciones como Chacay Melehúe han muestreado niveles superiores del batoniano y confirman la bioestratigrafía basada en *Neuquenicerias steinmanni*, refinando la cronología de la Steinmanni Zone y su posición hacia la base del caloviano en algunos casos (Parent et al., 2020).

***Nothocephalites semilaevis* (Wilhelm Heinrich Waagen):**

– **Primera referencia histórica (1873):**

Wilhelm Heinrich Waagen, (1873–1875) trabajo clásico sobre los amonites del subcontinente indio (Salt Range, Kachchh, etc.). Waagen describió y figuró numerosas especies que décadas después fueron re-interpretadas o reclasificadas por sistemáticos posteriores; al material de Waagen incluye lo que hoy se cita como *Nothocephalites semilaevis* en ilustraciones de revisión.

– **Recolecciones y estudios:**

Spath, (1928) en su monografía y memorias sobre amonites de la India y áreas adyacentes, Spath estableció el género *Nothocephalites* (1928), reuniendo especies afines y organizando material histórico (incluyendo figuras y referencias a Waagen). Esto fija la autoría del género en Spath, (1928).

– **Revisión moderna y ampliación del rango estratigráfico:**

Jiarun Yin, (2016) Amonites del batoniano-caloviano (jurásico medio) del noroeste del Bloque Qiangtang, Tíbet, y la edad revisada de la Formación Suowa (2016) se han refigurado ejemplares históricos de Waagen y han incorporado *Nothocephalites* en estudios regionales (especialmente en Kutch / Salt Range y en estudios comparativos de las faunas Batoniano–Caloviano). Investigaciones más recientes sobre amonites de Kutch y otras cuencas tethianas citan *Nothocephalites semilaevis* entre las especies características en ciertas fotografías y listados faunísticos.

***Obtusicoelites obtusica* (Wilhelm Heinrich Waagen):**

– **Primera referencia histórica (1875):**

Waagen, (1875) describió material de amonites del subcontinente indio (Kutch, Salt Range, etc.), incluyendo *Perisphinctes obtusica*. Las ilustraciones y láminas de Waagen muestran figuraciones de esta especie.

Obtusicoelites obtusica fue originalmente descrito como *Perisphinctes obtusica* por Waagen (1875).

– **Recolecciones y estudios:**

El género *Obtusicoelites* fue definido por Buckman en 1921. En estudios posteriores *Perisphinctes obtusica* fue transferido a *Obtusicoelites obtusica*.

Spath, (1931) revisó el material histórico y lo reubicó bajo el género *Obtusicoelites*. Spath también describió varias especies que eventualmente se consideraron sinónimos de *Obtusicoelites obtusica*.

– **Revisión moderna y ampliación del rango estratigráfico:**

Más tarde, Collignon, (1958) y trabajos recientes por ejemplo Dutta & Bardhan, (2016) han reexaminado y comparado macro-conchas y micro-conchas para establecer variaciones morfológicas y confirmar la taxonomía de *Obtusicoelites obtusica*.

***Guerrericeras cf. inflatum*:**

– Primera referencia histórica (1984):

Westermann, (1984) descripción de *Clydoniceras inflatum* basada en material procedente de secciones mexicanas (Tecocoyunca / Yucuñuti, localidades como Coahuilote / Cualac en Guerrero). Westermann interpretó la forma como un miembro inflado de Hecticoceratinae y la situó en asociaciones del Caloviano.

– Recolecciones y estudios:

Sandoval, (1990): en el trabajo amplio sobre la fauna ammonítica y la estratigrafía de la región, los autores erectaron *Guerrericeras* (Sandoval & Westermann) y fijaron *Clydoniceras inflatum* Westermann, (1984) como especie tipo, diferenciando el género por la sección subcuadrada del espiral, el vistoso perfil ventral bifurcado y otras características morfológicas; Batoniano–Caloviano.

– Revisión moderna y ampliación del rango estratigráfico:

(1990–2000) trabajos regionales posteriores: múltiples estudios de la región Mixteca–Guerrero y de la cuenca del Pacífico occidental confirmaron la presencia de la forma (*Guerrericeras cf. inflatum*) en asociaciones de transición batoniano–caloviano y en biofábricas que permiten correlaciones interregionales (y discutieron migraciones/transporte faunístico entre Western Tethys y margen occidental de Pangea). (Cantú-Chapa, 2001), México como el margen occidental de Pangea basado en evidencia biogeográfica del Pérmico al Jurásico Inferior.

***Macrocephalites (Pleurocephalites) cossmanni*:**

– Primera referencia histórica (1915):

El género *Macrocephalites* fue establecido dentro de los amonites jurásicos y formalizado en la gran síntesis del Treatise on Invertebrate Paleontology Arkell et al., (1957).

La especie *cossmanni* (a veces escrita *cossmani*) fue descrita originalmente a inicios del siglo XX por paleontólogos europeos (frecuentemente atribuida a Petitclerc, (1915), dentro del contexto de amonites Calovianos).

– Recolecciones y estudios:

Thierry, J. (1978) Le genre *Macrocephalites* au Callovien inférieur principales aportes: revisión sistemática del género, análisis de: morfología (costillas, sección, dimorfismo), evolución filogenética, establecimiento de biozonas ammoníticas Este estudio permitió: reconocer la variabilidad intraespecífica (importante para especies como *cossmanni*), distinguir subgéneros como *Pleurocephalites*

– Revisión moderna y ampliación del rango estratigráfico:

Jain, S. (2019) Descubre que *Macrocephalites* aparece al menos desde el Batoniano Medio temprano, El estudio demuestra que *Macrocephalites* aparece antes de lo tradicionalmente aceptado: Batoniano Medio temprano. Esto adelanta su origen respecto a interpretaciones previas centradas en el Caloviano su uso bioestratigráfico debe: ser recalibrado a su edad procedente, basarse en enfoques integrados. Existe necesidad de: re-muestreo y revisión global de registros fósiles.

Capítulo 8.2: Tablas de datos.

Cuadros de datos numéricos de definición taxonómica para las especies de amonoideos identificados.

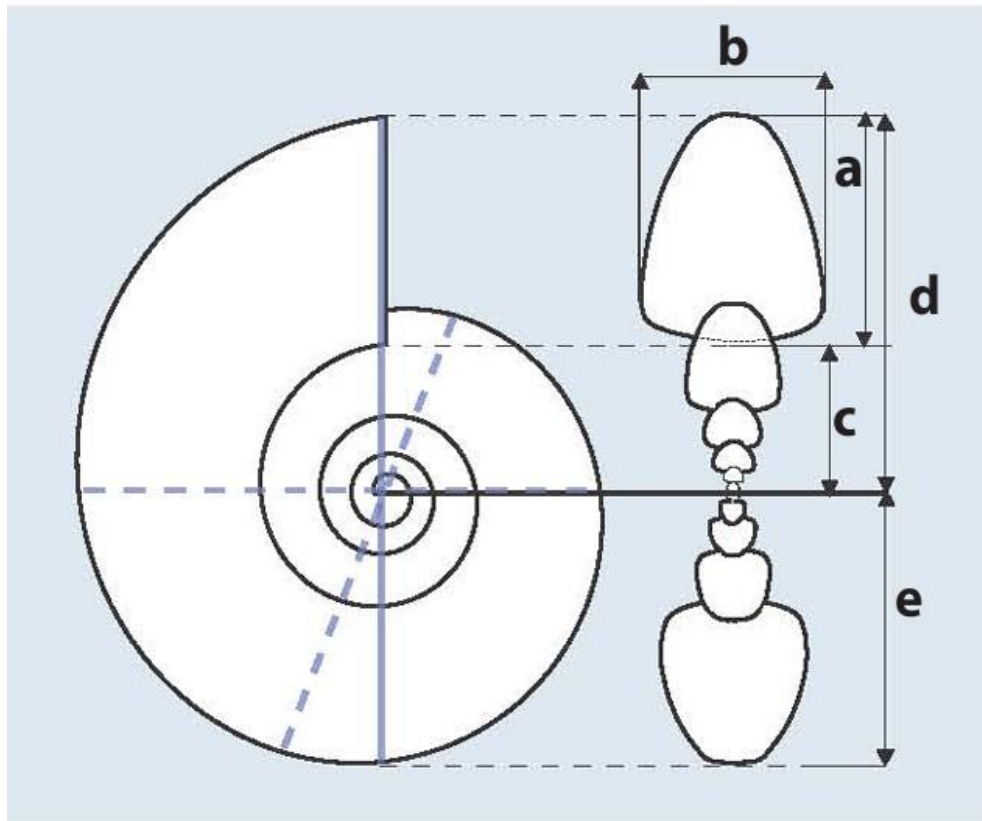


Figura 58: Diagrama de Raup.

Se obtuvieron cinco medidas sobre las muestras de los ejemplares (a, c, d, e) son proyecciones de un mismo plano que cruzan perpendicularmente el eje de enrollamiento, mientras que la medida (b) se ubica de manera paralela a este eje, correspondiendo al espesor de la vuelta en la vista lateral Raup, (1967).

Tabla 5: Simbología (tabla datos merísticos).

Simbología	
Símbolo	Significado
N/E	Número de espécimen
S/D	Sin Dato
(a)	Altura de la vuelta
(b)	Espesor de la vuelta
(c)	Radio umbilical mayor
(d)	Radio mayor
(e)	Radio menor

Tabla 6: Datos merísticos obtenidos de los ejemplares de *Leptosphinctes* sp.

N/E	Sitio Coordenadas	Especie	Altura de la vuelta (a)	Espesor de la vuelta (b)	Radio umbilical mayor (c)	Radio mayor (d)	Radio menor (e)
60	20° 25' 34.01" N 98° 04' 58.01" W	<i>Leptosphinctes</i>	46.10mm	S/D	14.09	57.24m m	32.65mm
61	20° 25' 26.0" N 98° 05' 01.10" W	<i>Leptosphinctes</i>	S/D	S/D	S/D	50.28m m	36.78mm
62	20° 25' 34.01" N 98° 04' 58.01" W	<i>Leptosphinctes</i>	26.36mm	S/D	6.62	36.14m m	25.64mm

Tabla 7: Datos merísticos obtenidos de los ejemplares de *Procerites hians*.

N/E	Sitio Coordenadas	Especie	Altura de la vuelta (a)	Espesor de la vuelta (b)	Radio umbilical mayor (c)	Radio mayor (d)	Radio menor (e)
01	20° 25' 33.37" N 98° 04' 57.87" W	<i>Procerites hians</i>	19.99mm	S/D	9.77mm	31.23m m	26.06mm
02	20° 25' 33.37" N 98° 04' 57.87" W	<i>Procerites hians</i>	32.70mm	S/D	S/D	S/D	S/D

04	20° 25' 33.37" N 98° 04' 57.87" W	<i>Procerites hians</i>	21.34mm	S/D	S/D	S/D	S/D
54	20° 25' 33.37" N 98° 04' 57.87" W	<i>Procerites hians</i>	41.03mm	S/D	S/D	S/D	S/D
66	20° 25' 33.37" N 98° 04' 57.87" W	<i>Procerites hians</i>	19.40mm	S/D	S/D	S/D	S/D
69	20° 25' 33.37" N 98° 04' 57.87" W	<i>Procerites hians</i>	30.41mm	S/D	S/D	S/D	S/D
74	20° 25' 33.37" N 98° 04' 57.87" W	<i>Procerites hians</i>	23.10mm	S/D	S/D	S/D	S/D
88	20° 25' 33.37" N 98° 04' 57.87" W	<i>Procerites hians</i>	26.80mm	S/D	S/D	S/D	S/D

Tabla 8: Datos merísticos obtenidos de los ejemplares de *Nothocephalites semilaevis* (Wilhelm Heinrich Waagen).

N/E	Sitio Coordenadas	Especie	Altura de la vuelta (a)	Espesor de la vuelta (b)	Radio umbilical mayor (c)	Radio mayor (d)	Radio menor (e)
48	20° 25' 33.24" N 98° 04' 58.03" W	<i>Nothocephalites semilaevis</i>	7.40mm	7.10mm	3.82mm	12.05m m	9.80mm
55	20° 25' 33.24" N 98° 04' 58.03" W	<i>Nothocephalites semilaevis</i>	8.00mm	7.08mm	2.53mm	9.93m m	6.22mm
87	20° 25' 33.24" N 98° 04' 58.03" W	<i>Nothocephalites semilaevis</i>	12.37mm	7.50mm	5.74mm	16.23m m	10.82mm

Tabla 9: Datos merísticos obtenidos de los ejemplares de *Neuqueniceras steinmanni*.

N/E	Sitio Coordenadas	Especie	Altura de la vuelta (a)	Espesor de la vuelta (b)	Radio umbilical mayor (c)	Radio mayor (d)	Radio menor (e)
3	20° 25' 32.39" N 98° 04' 58.85" W	<i>Neuqueniceras steinmanni</i>	29.70mm	15.00mm	5.06mm	39.60mm	16.00mm

Tabla 10: Datos merísticos obtenidos de los ejemplares de *Obtusicoelites obtusicoelita* (Wilhelm Heinrich Waagen).

N/E	Sitio Coordenadas	Especie	Altura de la vuelta (a)	Espesor de la vuelta (b)	Radio umbilical mayor (c)	Radio mayor (d)	Radio menor (e)
64	20° 25' 30.04" N 98° 05' 01.28" W	<i>Obtusicoelites obtusicoelita</i>	30.84mm	13.12mm	S/D	S/D	S/D

Tabla 11: Datos merísticos obtenidos de los ejemplares de *Macrocephalites (Pleurocephalites) cossmanni*.

N/E	Sitio Coordenadas	Especie	Altura de la vuelta (a)	Espesor de la vuelta (b)	Radio umbilical mayor (c)	Radio mayor (d)	Radio menor (e)
5	20° 25' 32.95" N 98° 05' 58.01" W	<i>Macrocephalites (Pleurocephalites) cossmanni</i>	12.25mm	S/D	S/D	S/D	S/D

Tabla 12: Datos merísticos obtenidos de los ejemplares de *Guerrericeras*.

N/E	Sitio Coordenadas	Especie	Altura de la vuelta (a)	Espesor de la vuelta (b)	Radio umbilical mayor (c)	Radio mayor (d)	Radio menor (e)
06	20° 25' 30.58" N 98° 05' 00.96" W	<i>Guerrericeras Inflatum</i>	15.32mm	8.63mm	S/D	S/D	S/D

Capítulo 8.3: Tablas de resultados.

Cuadros de resultados numéricos de definición taxonómica para las especies de amonoideos identificados.

Una vez obtenidas las medidas lineales, se procedió a calcular los parámetros (W,D y S) siguiendo las relaciones de Raup, (1967)

$$W = \left(\frac{d}{e} \right)^2$$

$$D = \frac{c}{d}$$

$$S = \frac{b}{a}$$

Medidas realizadas para la obtención de los parámetros (W, D y S) del morfoespacio teórico de Raup. Las medidas son tomadas al diámetro mayor (línea continua), las líneas punteadas indican los diámetros menores a los que se realizaron las medidas ontogenéticas. Las distancias de (d, e, c, b y a) se midieron según Raup, (1967).

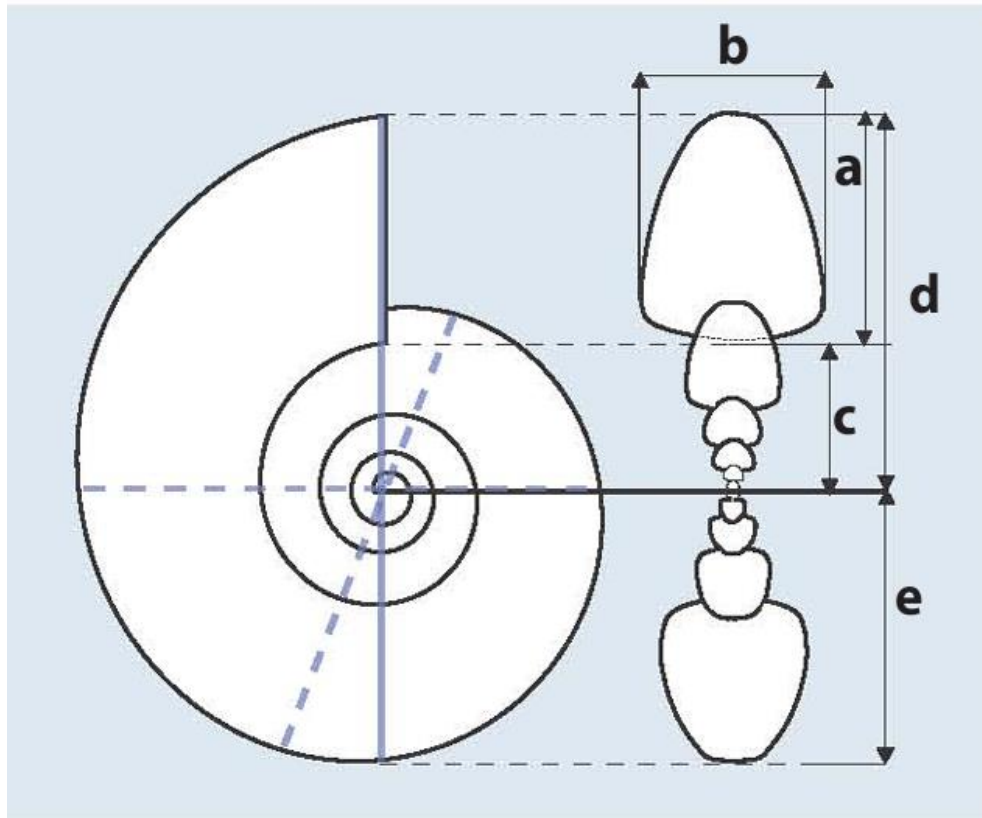


Figura 58: Diagrama de Raup.

Los parámetros de Raup se obtuvieron al diámetro mayor del ejemplar, así como a diámetros menores, para una revisión ontogenética posterior. Debido a que (W, D y S) son relaciones, la unidad de longitud puede ser ignorada Raup, (1967), sin embargo en este trabajo se manejaron en milímetros.

Tabla 13: Simbología (resultados de datos merísticos).

Simbología	
Símbolo	Significado
N/E	Número de espécimen
S/D	Sin Dato
(a)	Altura de la vuelta
(b)	Espesor de la vuelta
(c)	Radio umbilical mayor
(d)	Radio mayor
(e)	Radio menor
(W)	Tasa de expansión de la vuelta
(D)	Distancia de la apertura a partir del eje de enrollamiento
(S)	Forma de la apertura definido por el eje de enrollamiento

Tabla 14: Resultados merísticos obtenidos de los ejemplares de *Leptosphinctes* sp.

N/E	Sitio Coordenadas	Especie	(W)=(d/e) ²	(D)=(c/d)	(S)=(b/a)
60	20° 25' 26.0" N 98° 05' 01.1" W	<i>Leptosphinctes</i>	(57.24mm/32.65mm) ² =3.073m m	(14.09mm/57.24mm)=0.246mm	(14.09mm/57.24mm)=0.246mm
61	20° 25' 34.01" N 98° 04' 58.02" W	<i>Leptosphinctes</i>	(50.28mm/36.78mm) ² =1.868m m	S/D	S/D
62	20° 25' 34.01" N 98° 04' 58.02" W	<i>Leptosphinctes</i>	(36.14mm/25.64mm) ² =1.986m m	(6.62mm/36.14mm)=0.183mm	S/D

Tabla 15: Resultados merísticos obtenidos de los ejemplares de *Procerites hians*.

N/E	Sitio Coordenadas	Especie	(W)=(d/e) ²	(D)=(c/d)	(S)=(b/a)
01	20° 25' 33.37" N 98° 04' 57.87" W	<i>Procerites hians</i>	(31.23mm/26.06mm) ² =1.436m m	(09.77mm/31.23mm)=0.312mm	S/D

Tabla 16: Resultados merísticos obtenidos de los ejemplares de *Nothocephalites semilaevis* (Wilhelm Heinrich Waagen).

N/E	Sitio Coordenadas	Especie	(W)=(d/e)2	(D)=(c/d)	(S)=(b/a)
48	20° 25' 33.24" N 98° 04' 58.03" W	<i>Nothocephalites semilaevis</i>	(12.05mm/09.80 mm)2=1.511mm	(03.82mm/12.05mm)=0.317 mm	(07.10mm/07.40mm)=0.959 mm
55	20° 25' 33.24" N 98° 04' 58.03" W	<i>Nothocephalites semilaevis</i>	(09.93mm/06.22 mm)2=2.548mm	(02.53mm/09.93mm)=0.254 mm	(07.08mm/08.00mm)=0.885 mm
87	20° 25' 33.24" N 98° 04' 58.03" W	<i>Nothocephalites semilaevis</i>	(16.23mm/10.82 mm)2=2.25mm	(05.74mm/16.23mm)=0.353 mm	(07.50mm/12.37mm)=0.606 mm

Tabla 17: Resultados merísticos obtenidos de los ejemplares de *Neuquenicerias steinmanni*.

N/E	Sitio Coordenadas	Especie	(W)=(d/e)2	(D)=(c/d)	(S)=(b/a)
03	20° 25' 32.39" N 98° 04' 58.85" W	<i>Neuquenicerias steinmanni</i>	(39.60mm/16.00mm)2=6.12 5mm	(05.06mm/39.60mm)=0.127 mm	(15.00mm/29.70mm)=0.505 mm

Tabla 18: Resultados merísticos obtenidos de los ejemplares de *Obtusicoelites obtusicoelita* (Wilhelm Heinrich Waagen).

N/E	Sitio Coordenadas	Especie	(W)=(d/e)2	(D)=(c/d)	(S)=(b/a)
64	20° 25' 30.04" N 98° 05' 01.28" W	<i>Obtusicoelites obtusicoelita</i>	S/D	S/D	(13.12mm/30.84mm)=0.425 mm

Capítulo 9: Referencias.

Arkell, W. J. (1957). Sutures and septa in Jurassic ammonite systematics. *Geological Magazine*, 94(3), 235–248.

Arkell, W. J., Kummel, B., & Wright, C. W. (1957). Mesozoic Ammonoidea. En R. C. Moore (Ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part L, Mollusca 4, Cephalopoda, Ammonoidea* (pp. L80–L490). Lawrence, KS: Geological Society of America & University of Kansas Press. Recuperado de <https://journals.ku.edu/InvertebratePaleo>

Baker, C. L. (1971). *Geología estructural de la Sierra Madre Oriental*. México: Universidad Nacional Autónoma de México. Recuperado de [https://books.google.com.mx/books?hl=es&lr=&id=FNpnQO1qW4C&oi=fnd&pg=PA1&dq=Baker,+C.+L.+\(1971\).+&ots=qgoV_lIpj-&sig=HHbQD1oUJ0z8_uXeP5rg05i-sis&redir_esc=y#v=onepage&q&f=false](https://books.google.com.mx/books?hl=es&lr=&id=FNpnQO1qW4C&oi=fnd&pg=PA1&dq=Baker,+C.+L.+(1971).+&ots=qgoV_lIpj-&sig=HHbQD1oUJ0z8_uXeP5rg05i-sis&redir_esc=y#v=onepage&q&f=false)

Bill, M., Baumgartner, PO y O'Dogherty, L. (2001). Estratigrafía, anomalías geoquímicas y extinciones de radiolarios del evento anóxico oceánico del Cenomaniense terminal en el Apenino septentrional y en los Alpes meridionales. *Geotemas (Madrid)* , 3 , 165-168.

Bonarelli, G. (1894). Contributo alla fauna giurassica della Lombardia. *Paleontographia Italica*, 1, 1–81.

Buckman, S. S. (1909–1930). *Type ammonites* (Vols. 1–7). London, England: Wesley & Son.

Buckman, S. S. (1921). *Type ammonites* (Vol. 3, pp. 33–40). London, England: Wesley & Son. En *Type ammonites* (Vols. 1–7). London, England: Wesley & Son.

Buckman, S. S. (1922). *Type ammonites* (Vol. 4). London, England: Wesley & Son. En *Type ammonites* (Vols. 1–7). London, England: Wesley & Son.

Buckman, S. S. (1924). *Type ammonites* (Vol. 5, Ammonitida). Thame, England: S. S. Buckman. En *Type ammonites* (Vols. 1–7). London, England: Wesley & Son.

Burckhardt, C. (1930). *Étude synthétique sur le Mésozoïque mexicain. Mémoires de la Société Paléontologique Suisse*, 49–50, 1–280.

Cantú-Chapa, A. (1971). La Formación Cahuasas y su significado estratigráfico en el Jurásico Medio de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 23(1-2), 1-27.

Cantú-Chapa, A. (1998). Las transgresiones jurásicas en México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 15(1), 6.

Cantú-Chapa, A. (2001). México como margen occidental de Pangea basado en evidencia biogeográfica. En C. Bartolini, R. T. Buffler, & A. Cantú-Chapa (Eds.), *The western Gulf of Mexico basin* (pp. 1–20). Tulsa, OK: American Association of Petroleum Geologists.

Capra, L., Lugo-Hubp, J., & Borselli, L. (2005). Procesos de remoción en masa en la Sierra Norte de Puebla. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22 (3), 299–311.

Cariou, É. (1984). *Les Reineckeidae du Callovien de la Téthys occidentale*. Lyon, France: Université Claude Bernard.

Cecca, F. (1999). *Palaeobiogeography of Marine Fossil Invertebrates: Concepts and Methods*. London, England: Taylor & Francis.

Collignon, M. (1958). *Atlas des fossiles caractéristiques de Madagascar* (Fascicule 2: Bathonien–Callovien). Tananarive, Madagascar: Service Géologique.

Domínguez, M. D. S. C. A. (2022). Similitudes y diferencias entre los cherts, diatomeas y radiolarios con respecto a los silico-carbonatos de Ca (II), Ba (II) y Sr (II).

Dutta, R., & Bardhan, S. (2016). Systematics, endemism and phylogeny of Indian proplanulitins from the Bathonian–Callovian of Kutch. *Swiss Journal of Palaeontology*, 135(1), 23–56.

Dutta, R., & Bardhan, S. (2017). A taxonomic correction after 140 years. *Journal of Paleontology*, 91(1), 194–198.

García-Fernández, M., Romo-Franco, D., & Cuéllar-Cruz, M. (2021). El papel de los silico-carbonatos desde la era precámbrica hasta nuestros días. *Revista Jóvenes en la Ciencia*, 10(2021), 1-8.

Goldhammer, R. K., & Johnson, C. A. (2001). Middle Jurassic carbonate systems and sequence stratigraphy, northeast Mexico. *AAPG Bulletin*, 85(9), 1609–1636. Recuperado de https://www.researchgate.net/publication/279593328_Middle_Jurassic-Upper_Cretaceous_paleogeographic_evolution_and_sequencestratigraphic_framework_of_the_northwest_Gulf_of_Mexico_Rim?utm_source=chatgpt.com

Howarth, M. K. (1992). The Ammonoidea of the Jurassic and Lower Cretaceous. En M. J. Benton (Ed.), *The Fossil Record 2* (pp. 141–159). London, England: Chapman & Hall.

Hyatt, A. (1889). *Genesis of the Arietidae*. Washington, DC: Smithsonian Institution. Recuperado de <https://www.biodiversitylibrary.org>

Hyatt, A. (1900). Cephalopoda. En K. A. von Zittel & C. R. Eastman (Eds.), *Text-book of palaeontology* (Vol. 1, pp. 502–604). London, England: Macmillan.

Imlay, R. W. (1962). *Late Bajocian Ammonites from the Cook Inlet Region, Alaska*. US Government Printing Office.

Imlay, R. W. (1980). Jurassic paleobiogeography of Mexico. *Geological Society of America Memoir*, 147, 15–26.

Imlay, R. W. (1980). Jurassic paleogeography and ammonite biostratigraphy of Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64(10), 1521–1544.

Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2010). *Carta geológica F14-D73 Pahuatlán, escala 1:50,000*. México: INEGI. Recuperado de <https://www.inegi.org.mx>

Jain, S. (2007). The Bathonian–Callovian boundary in the Middle Jurassic sediments of the Jaisalmer Basin. *Journal of the Geological Society of India*, 70(1), 79–89. Recuperado de <https://pubs.geoscienceworld.org/geosocindia/jour-geosocindia/article-abstract/70/1/79/646909/The-Bathonian-Callovian-Boundary-in-the-Middle?redirectedFrom=PDF>

Jain, S. (2014). The Arkelli Chronozone: A new early Middle Bathonian ammonite zone. *Zitteliana*, 54, 91–135.

Jain, S. (2019). On the occurrence of *Macrocephalites keeuwensis* in Kachchh. *Zitteliana*, 93, 3–24.

Kadiri, K. (1992). Description de nouvelles espèces de radiolaires jurassiques. *Revista Española de Paleontología*, Número extraordinario, 37–48.

- Kozłowski, R. (1911).** Étude paléontologique du Jurassique supérieur de la Pologne. *Bulletin International de l'Académie des Sciences de Cracovie, Série B*, 1–88.
- Krishna, J., & Cariou, É. (1993).** Macrocephalitins of the Tethys. *Geobios*, 26, 217–226.
- Krishna, J., & Westermann, G. E. G. (1987).** Macrocephalites fauna of Kachchh. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24(8), 1570–1582.
- Lee, G. W., & Buckman, S. S. (1920).** *The Mesozoic rocks of Applecross, Raasay and NE Skye*. London, England: HMSO.
- López-Ramos, E. (1981).** Paleogeografía y tectónica del Mesozoico de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 5(2), 158–177.
- Lugo-Hubp, J., et al., (2005).** Dinámica geomorfológica de la Sierra Norte de Puebla. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 1–14.
- Metodiev, L. (2015).** Nuevos ejemplos del género *Wagnericeras* del Bathoniense en Bulgaria. En *Sociedad Geológica Búlgara, Conferencia Nacional con participación internacional "Geociencias 2015", Resúmenes* (págs. 113-114).
- Mitta, V. (2021).** Earliest Leptosphinctes. *Paleontological Journal*, 55(1), 32–41.
- Neumayr, M. (1875).** Die Ammoniten der Kreide und die Systematik der Ammonitiden. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 27, 854–942.
- Ortega-Gutiérrez, F., et al. (1992).** *Carta geológica de la República Mexicana* (5.^a ed.). México: UNAM.
- Parent, H., Garrido, A. C., Schweigert, G., & Scherzinger, A. (2011).** The Tithonian ammonite fauna and stratigraphy of the Neuquén Basin, Argentina. *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología*, 79–81, 1–125.
- Raup, D. M. (1967).** Geometric analysis of shell coiling. *Journal of Paleontology*, 41(1), 43–65.
- Riccardi, A. C., Westermann, G. E. G., & Elmi, S. (1989).** Bathonian–Callovian ammonite zones. *Geobios*, 22(5), 553–597.
- Riccardi, A. C., Westermann, G. E. G., & Elmi, S. (1991).** Biostratigraphy of South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 4(3), 149–157.
- Roy, P., Bardhan, S., & Dutta, R. (2007).** New Bathonian ammonite assemblages. *Journal of the Geological Society of India*, 70, 101–118.
- Salvador, A. (1991).** Origin of the Gulf of Mexico basin. En A. Salvador (Ed.), *The Gulf of Mexico Basin* (pp. 389–444). Boulder, CO: Geological Society of America. Recuperado de https://www.researchgate.net/profile/Robert-Morton-9/publication/358039540_Geopressured_geothermal_energy/links/61eed0e85779d35951cf8034/Geopressured-geothermal-energy.pdf
- Sandoval, J., Westermann, G. E. G., & Marshall, M. C. (1990).** Ammonite fauna, stratigraphy and ecology of the Bathonian–Callovian (Jurassic) Tecocoyunca Group, South Mexico. *Palaeontographica Abteilung A*, 210(4–6), 93–149.
- Sandoval, M. I. (2018).** Radiolarians from Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 58, 115–169. <https://doi.org/10.15517/rgac.v58i0.32862>
- Sharma, G. D. (1965).** Silica cementation and replacement. *Journal of Sedimentary Research*, 35(3), 733–745. Recuperado de <https://pubs.geoscienceworld.org/sepm/jsedres/article-abstract/35/3/733/113085/Formation-of-silica-cement-and-its-replacement-by>

Siemiradzki, J. (1898). Beiträge zur Kenntnis der jurassischen Cephalopodenflora Indiens. *Palaeontographica*, 45, 69–110.

Silva, R. L., & Alsen, P. (2024). Stable carbon isotope chemostratigraphy of the Callovian base in Greenland. *Gondwana Research*, 136, 84–91. Recuperado de <https://doi.org/10.1016/j.gr.2023.10.012>

Spath, L. F. (1925). Ammonites and aptychi. En J. W. Gregory (Ed.), *The Jurassic Fauna of Chile*. London, England: British Museum (Natural History).

Spath, L. F. (1928). The ammonites. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 84, 222–232.

Spath, L. F. (1931). Monografía de los amonoides de Gault. Parte VIII. Páginas 313–378; Láminas XXXI–XXXVI. Monographs of the Palaeontographic Society, 83(379), 313–378.

Spath, L. F. (1932). *The Erycites, Macrocephalites and allies*. London, England: Palaeontographical Society.

Stehn, E., & Steinmann, G. (1923). Beiträge zur Kenntnis des Bathonien und Callovien in Südamerika. Stuttgart, Germany: Schweizerbart.

Steinmann, G. (1881). *Ueber Tithon und Kreide in den peruanischen Anden*. Bonn, Germany: B. Cohen.

Steinmann, G. (1890). *Elemente der Paläontologie*. Leipzig, Germany: Wilhelm Engelmann.

Steinmann, G., & Döderlein, L. (1890). *Elemente der Paläontologie*. Leipzig, Germany: W. Engelmann.

Tang, C. M. (2026). *Callovian Stage*. Encyclopædia Britannica. britannica.com

Waagen, W. (1869). Die Formenreihe des Ammonites subradiatus. *Geognostisch-Paläontologische Beiträge*, 2, 179–256.

Waagen, W. H. (1875). *Jurassic cephalopoda of Kutch*. *Palaeontologia Indica*, Series IX(1).

Westermann, G. E. G. (1992). The Jurassic ammonite fauna of Kachchh, western India. *Palaeontographica Abteilung A*, 222, 1–110.

Westermann, G. E. G., & Callomon, J. H. (1988). Macrocephalitinae ammonoids. *Palaeontographica Abteilung A*, 203, 1–90.

Westermann, G. E. G., Esquivel-Corona, R., & Ramírez, R. (1984). Neuquenicerias assemblage. *Geological Association of Canada Special Paper*, 27, 99–112.

Wright, C. W., Callomon, J. H., & Howarth, M. K. (1996). Cretaceous Ammonoidea. En R. L. Kaesler (Ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part L, Mollusca 4 Revised* (pp. 1–362). Lawrence, KS: Geological Society of America & University of Kansas Press.

Yin, J., Enay, R., & Cariou, T. (2016). Bathonian–Callovian ammonites from Tibet. *Acta Geologica Sinica*, 90(2), 247–265. Recuperado de https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0016787816000134?utm_source

Zimmer, J. (1995). Bibliography of G. F. Waagen. *Jahrbuch der Berliner Museen*, 37, 75–91. Recuperado de <https://www.jstor.org/stable/4125940>

Zittel, K. A. von. (1884). *Handbuch der Paläontologie: Cephalopoda* (Vol. 1). München & Leipzig, Germany: Oldenbourg.