



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO
INSTITUTO DE CIENCIAS BÁSICAS E INGENIERÍA
ÁREA ACADÉMICA DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y MATERIALES

Geoquímica orgánica aplicada a rocas pertenecientes al
Jurásico Medio-Superior del afloramiento "Aztlán",
municipio de Huehuetla, Hidalgo, (México):
implicaciones paleoambientales.

TESIS PROFESIONAL
PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERO GEÓLOGO AMBIENTAL

Presenta:
LISBETH ADANELY BADILLO CADENA

Director: Dr. Kinardo Flores Castro

Co-director: Dr. Carlos Esquivel Macías



Departamento de Geoquímica

Mineral de la Reforma, Hidalgo, 2014

Mineral de la Reforma, Hidalgo, Martes 04 de Febrero de 2014

CONSTANCIA

Por este medio **HAGO COSTAR** que la presente tesis de licenciatura titulada: “Geoquímica orgánica aplicada a rocas pertenecientes al Jurásico Medio-Superior del afloramiento “Aztlán”, municipio de Huehuetla, Hidalgo, (México): implicaciones paleoambientales”, presentada por **LISBETH ADANELY BADILLO CADENA** ha sido realizada durante el periodo Enero 2012 – Diciembre de 2014 bajo la dirección del Dr. **Kinardo Flores Castro** y en Co-dirección con el **Dr. Esquivel Macías**. Este trabajo no ha sido creado a partir de otro anteriormente presentado o que forme parte de otra tesis o trabajo alguno.

Atentamente

Dr. Kinardo Flores Castro

Director de la Tesis

Profesor-Investigador Titular C

Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra y Materiales

Laboratorio de Geoquímica

Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo

Dr. Carlos Esquivel Macías

Co-Director de la Tesis

Profesor – Investigador Titular B

Laboratorio de Paleontología

Centro de Investigaciones Biológicas

Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO
INSTITUTO DE CIENCIAS BÁSICAS E INGENIERÍA
DIRECCIÓN

M. en C. Julio César Leines Medécigo
Director de Control Escolar de la
Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo
Presente

Por este conducto le comunico que el Jurado asignado a la pasante de la Licenciatura en Ingeniería en Geología Ambiental: **LISBETH ADANELY BADILLO CADENA**, quien presenta el trabajo de: **"GEOQUÍMICA ORGÁNICA APLICADA A ROCAS PERTENECIENTES AL JURÁSICO MEDIO-SUPERIOR DEL AFLORAMIENTO "AZTLÁN", MUNICIPIO DE HUEHUETLA, HIDALGO (MÉXICO): IMPLICACIONES PALEOAMBIENTALES"**. después de revisar el trabajo ha decidido autorizar la impresión del mismo, hechas las correcciones que fueron acordadas.

A continuación se anotan las firmas de conformidad de los integrantes del Jurado:

PRESIDENTE:	Dr. José Luis Cadena Zamudio	
PRIMER VOCAL:	Dr. Kinardo Flores Castro	
SEGUNDO VOCAL:	Dr. Jesús Martín Torres Valencia	
TERCER VOCAL:	Dr. Carlos Esquivel Macías	
SECRETARIO:	M. en I. Patricia Candelaria Montiel García	
PRIMER SUPLENTE:	Dr. Marius Ramírez Cardona	
SEGUNDO SUPLENTE:	Dr. Eleazar Salinas Rodríguez	

Sin otro particular, le reitero a usted la seguridad de mi atenta consideración.

Atentamente
"Amor, Orden y Progreso"
Mineral de la Reforma, Hgo., a 09 de Enero de 2014

Dr. Oriando Ávila Pozos
Director



Dedicatoria

A mis padres, Juan Badillo Islas y Clemencia Cadena Vite

Quienes me dieron la vida y les debo todo lo que tengo y lo que soy. Gracias por el apoyo incondicional y la confianza brindada, por esos sacrificios que no debían y aun así lo hicieron, todo para que yo culminara esta etapa de vida. Mil gracias por creer en mí y darme siempre el impulso y los consejos para seguir adelante, y por todos esos momentos difíciles en los que siempre vieron por mi bienestar. Los amo.

A mis Hermanos, Agustín y Wilfrido

Gracias por el cariño y porque aunque lejos siempre han estado conmigo apoyándome en cada decisión que he tomado, por apoyarme más de lo que deberían, por creer y confiar en que podía hacerlo, hoy este logro también es suyo, siempre les estaré infinitamente agradecida. Los quiero mucho.

A mi hermana, Vanessa

Gracias por formar parte de mi vida, por apoyarme y quererme tanto, por todos los buenos y malos momentos que hemos compartido, que aunque te regañe de vez en cuando je, sabes que te quiero y solo quiero lo mejor para ti, ya sabes eres mi hermana consentida(broma local jeje), te quiero mucho.

Agradecimientos

A Rene Soto Linares

Por ser esa persona tan especial para mí, gracias por todos los momentos que hemos compartido, siempre serás parte importante de mi vida, mil gracias por apoyar cada decisión que he tomado y estar siempre a mi lado. Por ser esa persona tan admirable para mí y darme siempre el impulso para seguir a delante, gracias por toda la confianza, paciencia y el amor que me das. Te quiero mucho.

A Carlos Muñoz Jarillo

Amigo, mil gracias por compartirme tu tiempo y tus experiencias apoyándome en este proyecto y durante el transcurso de la universidad, por ser esa persona tan humilde y sincera que eres, por tu amistad que siempre me brindaste y el cuidado que siempre has tenido hacia mi persona . Te quiero mucho amigo.

A mis amigos, Carlos, Yulemi, y Stephanie

A todos ustedes, mil gracias por la amistad que me brindaron durante estos años en la universidad y fuera de ella, por cada momento bueno o malo en el que siempre estuvieron conmigo, por escucharme y darme consejos cuando lo necesitaba y por apoyarme siempre y alentarme a seguir adelante. Los quiero mucho.

A Jorge A. Santiago

Gracias por regalarme un poco de tu tiempo apoyándome en este proyecto, por alentarme a seguir adelante y por la amistad que me has brindado.

A Margarita Rebeca Sáenz Pita y Rosario Isabel López Palomino

Gracias por el tiempo y apoyo brindado y por compartir sus conocimientos contribuyendo en mi formación profesional. Mil gracias.

Agradecimientos Especiales

A mi director Dr. Kinardo Flores Castro

Gracias por el apoyo, sus consejos, la paciencia, comprensión y tiempo que siempre me brindo para culminar esta tesis y en mi estancia universitaria, gracias por la confianza y amistad sincera que siempre me tuvo. Le estaré siempre agradecida por todo lo que hizo por mí.

A mi co-director Dr. Carlos Esquivel

Gracias por permitirme ser parte de este proyecto, por confiar y creer en mí, gracias por compartir sus conocimientos, sus consejos y tiempo brindado en este proyecto. Mil gracias

A Dr. Richard Gibson y M. en C. Juan Carlos Duran

Por su apoyo en el análisis cromatográfico de las muestras caracterizadas que son la base primordial de esta tesis.

A mis sinodales Dr. José Luis Cadena, Dr. J. Martin Torres, M. en I. Patricia Montiel, Dr. Marius Ramírez y Dr. Eleazar Salinas

Gracias por el tiempo dedicado y consejos para mejorar esta tesis y con ello mi formación profesional.

Becanet

Gracias a la Coordinación Nacional de Becas de Educación Superior por el apoyo brindado a este trabajo.

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	I
ABSTRACT	II
CAPITULO I. INTRODUCCIÓN	
1.1 Antecedentes	1
1.2 Justificación	2
1.3 Objetivo General	2
1.4 Objetivos específicos	2
CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO	
2.1 Geoquímica	3
2.1.1 Geoquímica Orgánica	3
2.1.1.1 Biomarcadores	3
2.2 Materia Orgánica Sedimentaria (MOS)	4
2.3 Kerógeno	6
2.4 Bitumen	7
2.5 Rocas Sedimentarias y su clasificación	7
2.6 Ambientes sedimentarios y su clasificación	9
2.7 Cromatografía de Gases acoplado a espectrometro de masa	10
CAPITULO III. ÁREA DE ESTUDIO	
3.1 Localización y vías de acceso	12
3.2 Marco Geológico Regional	15
3.3 Estratigrafía Regional	16
3.4 Geología Local	29
CAPÍTULO IV. MÉTODO	
4.1 Trabajo de campo	46
4.1.1 Levantamiento del perfil	46
4.1.2 Muestreo	49
4.1.3 Descripción de las muestras	50
4.2 Trabajo de laboratorio	55
4.2.1 Preparación de las muestras	55
4.2.2 Método de Extracción del Bitumen	56
4.2.3 Análisis por Cromatografía de Gases – Masa (CG-Ms)	57

CAPÍTULO V. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	
5.1 Geoquímicos	59
CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES	72
REFERENCIAS	75
GLOSARIO	89
ABREVIATURAS	92
ANEXO I.	94

INDICE DE FIGURAS

	Página
Fig. 1. Diagrama de Van Krevelen.	7
Fig. 2. Ambientes Sedimentarios.	10
Fig. 3. Esquema de funcionamiento del Cromatógrafo de gases-masa.	11
Fig.4. Localización del área de estudio.	13
Fig. 5. Vías de acceso	14
Fig. 6. Columna estratigráfica de la Región de Huehuetla, Hidalgo.	17
Fig. 7. Mapa geológico correspondiente al Afloramiento Aztlán.	30
Fig. 8. Columna litológica levantada en la zona de estudio correspondiente a la "Formación Cahuwasas".	31
Fig. 9. En la foto se muestra la Calcarenita masiva correspondiente a la "Formación Tepexic".	32
Fig. 10. Columna litológica levantada en la zona de estudio correspondiente a la "Formación Tepexic".	33
Fig. 11. Columna litológica No.1. levantada en la zona de estudio correspondiente a la "Formación Santiago".	35
Fig. 12. Columna litológica No.2. levantada en la zona de estudio correspondiente a la "Formación Santiago".	36
Fig. 13. Columna levantada en la zona de estudio correspondiente a la "Formación Táman".	38
Fig. 14a. Columna litológica levantada en la zona de estudio correspondiente a la "Formación Táman", parte 1.	39
Fig. 14b. Columna litológica correspondiente a la "Formación Táman", parte 2.	40
Fig. 15. Columna litológica levantada en la zona de estudio correspondiente a la parte superior de la "Formación Táman".	41
Fig.16. Sección correspondiente a las areniscas (a), donde se observa la laminación cruzada (b) y el estrato de arenisca conglomerática-oligomíctica (c).	47

Fig. 17. Caliza fosilífera correspondiente a la “Formación Tepexic”.	47
Fig. 18. Lutitas negras con la presencia de concreciones.	48
Fig. 19. Se observa parte del material encontrado en el área de estudio.	49
Fig.20. Muestra Ds-04.	50
Fig. 21. Muestra AN-01.	50
Fig. 22. Muestra Ma-01.	51
Fig. 23. Muestra Pal-01.	51
Fig. 24. Muestra Pal-02.	51
Fig. 25. Muestra LCv-01.	52
Fig. 26. Muestra LCV-02.	52
Fig. 27. Carbón.	53
Fig. 28. Muestra Leñ-01.	53
Fig. 29. Muestra AR-02.	53
Fig. 30. Muestra AR-01.	54
Fig. 31. Muestra LPo-01.	54
Fig. 32. Muestra LPo-04.	54
Fig. 33. Pulverizador Pulverisette 2.	55
Fig. 34. Montaje del experimento: sistema de reflujo en extracción secuencial de bitumen.	56
Fig. 35. Montaje del experimento: sistema de reflujo en extracción secuencial de bitumen.	57
Fig. 36. Cromatógrafo de Gases-Masa.	58
Fig. 37. Localización de las muestras correspondientes al afloramiento.	60

INDICE DE TABLAS

	Página
Tabla 1. Alcanos lineales y su significado ambiental.	61
Tabla 2. Alcanos lineales utilizados como marcadores de MO de origen marino.	61
Tabla 3. Alcanos encontrados en las muestras analizadas y ambiente sugerido.	62
Tabla 4. Relación Pr/Ph.	66
Tabla 5. Relación Pr/Ph y ambiente de depósito, Afloramiento "Aztlán".	67
Tabla 6. Relación $Pr/nC17 + Ph/nC18$ para indicar el grado de madurez de la MO.	67
Tabla 7. Madurez de la materia orgánica en las muestras correspondientes al afloramiento Aztlán.	67
Tabla 8. Relación $(Pr+nC17) / (Ph+nC18)$ para indicar el origen de la M.O.	68
Tabla 9. Relación $(Pr+nC17) / (Ph+nC18)$ obtenida en el afloramiento Aztlán.	68
Tabla 10. Cicloalcanos presentes en las muestras.	68
Tabla 11. Otros compuestos encontrados en el afloramiento Aztlán.	69

RESUMEN

Estudios paleontológicos iniciados en el año 2000 por un especialista en invertebrados fósiles y paleoambientes de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo permitieron localizar, entre otros muchos en el nororiente de Hidalgo al afloramiento “Aztlán” localizado en el municipio de Huehuetla, Hidalgo, y reconocerlo como especialmente interesante debido a que representa una secuencia transgresiva completa muy fosilífera.

Dicho especialista solicitó la colaboración de un especialista en geoquímica para complementar el estudio de la secuencia y así fue designada a su vez quien esto suscribe para desarrollar el presente estudio. Se efectuó el levantamiento de la cartografía geológica, la medición de un perfil litoestratigráfico y se aplicó el análisis de geoquímica orgánica a 13 muestras correspondientes a los cambios litológicos del afloramiento en cuestión, lo que permitió obtener la fracción soluble de la Materia Orgánica Sedimentaria, que fue caracterizada mediante Cromatografía de Gases-Masa.

La interpretación de los cromatogramas resultantes, permitió determinar las condiciones físico-químicas y biológicas prevalecientes durante el depósito de la secuencia litológica. De acuerdo a los resultados reportados de las muestras, se sugiere que la deposición indican rasgos de ambiente transicional y marino, sustentado por la presencia de algas bentónicas y pelágicas y la presencia de microfósiles como los radiolarios; así mismo, se presentan alternancias de condiciones óxicas y anóxicas con marcada hipersalinidad en algunas de las muestras. Finalmente se obtuvieron compuestos que evidencian condiciones de alta temperatura, posiblemente relacionadas a la formación de la Sierra Madre oriental durante la orogenia Laramide.

ABSTRACT



A paleontological study developed from the beginnings of 2000's, for a UAEH invertebrate paleontologist, has been yielding a lot of fossiliferous localities on Northeast Hidalgo State. One of them could be recognized as interesting because there is a complete transgressive sequence with ammonites. Such specialist let's on charge the geochemical studies to a Geochemistry specialist, whom turned the study to whom subscribe this manuscript.

The outcrop were named "Aztlán" at Huehuetla, County; Hidalgo State, which were measuring and cartographically interpreted to: 1) Stablish the lithostratigraphic profile and 2) For organic geochemistry sampling (13 sedimentary rock samples) taken on the sedimentary shifting outcrop changes. In consequence were obtained the bitumen of each one and lately analyzed by mean of Gas-Mass Chromatography.

The results include chromatogram to interpreting Physical-Chemical data in as much the biological circumstances during the sedimentary process. In order to explain the results with variable-anoxic conditions and some samples with hypersaline conditions, it is suggested that the ancient environ included transitional, rather than marine facies to explain the presence of pelagic radiolarians alternating with other indicative neritic and coastal microfossils (algae and ostracoda). Finally were obtained indicative geo-chemical evidence of high temperatures related to Laramidic lifting of Sierra Madre Oriental.

CAPITULO I

INTRODUCCION

1.1 ANTECEDENTES

El área de estudio forma parte de diversos trabajos científicos los cuales aportan información cartográfica, geológica y tectónica de manera regional, entre estos estudios destaca; Cantú (1971), quien realiza un estudio estratigráfico del Jurásico Medio-Superior del Centro Este de México reportando las formaciones Cahuwasas, Tepexic, Santiago y Tamán para Huehuetla Hgo., posteriormente en 1978, Pedrazzini y Basáñez hace una descripción sobre la sedimentación ocurrida durante el Jurásico Medio-Superior en el Anticlinorio de Huayacocotla-Cuenca de Chicontepec, en los estados de Hidalgo y Veracruz, para 1983 el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) elaboró la carta topográfica Pahuatlán F14-D73 escala: 1:50,000. Flores-Castro, (1993) desarrollo el bosquejo estratigráfico de la porción oriental del Estado de Hidalgo, Eguiluz, *et al.*, (2000) llevan a cabo un estudio regional sobre la tectónica de la Sierra Madre Oriental. Por otro lado la cartografía geológica regional que forma parte de la zona de estudio se encuentra publicada en la carta geológico-minera Pahuatlán F14-D73 escala 1: 50 000, con la explicación litológica en el informe de la misma (SGM), 2003.

Es importante mencionar que posterior a esto se encuentran los estudios paleontológicos (aun sin publicar) por un especialista en invertebrados fósiles y paleoambientes de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, de los cuales surge el interés por dar pie a la interpretación paleoambiental correspondiente al afloramiento Aztlán, con base en la identificación e interpretación de biomarcadores mediante técnicas de geoquímica orgánica.

1.2 JUSTIFICACIÓN

A la fecha ninguna de las investigaciones anteriormente citadas han realizado trabajos de geoquímica orgánica, por ello el presente trabajo es el primero en la zona de estudio que se apoya en la aplicación de geoquímica orgánica para caracterizar la materia orgánica de las rocas de dicho afloramiento, lo que aportará la interpretación paleoambiental de las rocas correspondientes al afloramiento Aztlán, y con ello aportar información que ayude a explicar la conservación del contenido fosilífero en el estudio paleontológico iniciado en 2011 (aun por concluir) por un investigador de la UAEH en la misma zona de estudio.

1.3 OBJETIVO GENERAL

Caracterizar e interpretar los compuestos orgánicos que forman parte de la fracción soluble de la materia orgánica (bitumen) en rocas sedimentarias pertenecientes al Jurásico Medio-Superior en el afloramiento “Aztlán” en Huehuetla, Hidalgo, México, y con ello obtener condiciones paleoambientales de la zona, esto con base en la interpretación de biomarcadores.

1.4 OBJETIVOS ESPECIFICOS

1. Levantamiento de la secuencia litoestratigráfica perteneciente al afloramiento en cuestión, asociando un muestreo representativo, que ilustre los cambios más importantes en la sedimentación.
2. Implementación de geoquímica orgánica que permita extraer la fracción soluble de la materia orgánica sedimentaria (bitumen) contenida en las rocas obtenidas en el muestreo y que comprendan el perfil medido.
3. Aplicar la técnica de Cromatografía de Gases – Masa (CG-Ms) al bitumen extraído, para identificar los compuestos orgánicos de las muestras colectadas en el área de estudio.
4. Interpretar los compuestos orgánicos y biomarcadores identificados en las muestras, que aporten información de las condiciones paleoambientales que prevalecieron en la zona de estudio durante el Jurásico Medio-Superior.

CAPÍTULO II.

MARCO TEORICO

2.1 Geoquímica

La geoquímica utiliza los principios de la Química para explicar los mecanismos que regulan el funcionamiento pasado y presente del principal sistema geológico de la Tierra; como el manto, su corteza, sus océanos y su atmósfera, así mismo trata de describir la distribución de los elementos y sus isotopos en las distintas porciones (Fyfe, 1981; Tissot y Welte, 1984; Marshall y Fairbridge, 1999; Albaréde, 2003), centrandó su interés principalmente en la caracterización de rocas madre, la relación con el medio sedimentario, el conocimiento de la composición orgánica y el grado de transformación genética o maduración (Tissot y Welte, 1984; Permanyer, 2004).

2.1.1 Geoquímica Orgánica

La geoquímica orgánica se refiere a la composición, la formación, transformación y la eventual destrucción de los compuestos orgánicos en la corteza terrestre, (Blumer, 1973), es decir explora el destino de la materia orgánica, en el sistema de la Tierra (Killops y Killops, 2005).

En la mayoría de los estudios de geoquímica orgánica el uso de los biomarcadores, también llamados marcadores biológicos o fósiles moleculares son utilizados para inferir las probables fuentes de la materia orgánica (Marshall y Fairbridge, 1999).

2.1.1.1 Biomarcadores

Los biomarcadores o marcadores biológicos (Eglinton *et al.*, 1964; Eglinton y Calvin, 1967) son moléculas fósiles, formados por componentes derivados de organismos vivos. Se les denomina organismos orgánicos complejos debido a que están compuestos por carbono, hidrogeno, y otros elementos que se encuentran en las rocas y en los sedimentos, presentando pequeños o nulos cambios en la estructura de sus principales moléculas orgánicas parentales en los seres vivos (Eglinton *et al.*, 1964; Eglinton y Calvin 1967; Peters, y Moldowan, 1993.), se encuentran en el petróleo, bitúmenes, carbón y otros depósitos que contienen materia orgánica (Marynowski *et al.*, 2000).

La utilidad de los biomarcadores como indicadores de ambientes deposicionales surge del hecho de que ciertos tipos de compuestos están asociados con microorganismos, o plantas que crecen en tipos específicos de ambientes deposicionales (Mackenzie, 2004) y a que son poderosos instrumentos geoquímicos, debido a que la mayoría de ellos son altamente resistentes a la biodegradación (Peters y Moldowan, 1993).

Peters y Moldowan, (1993), menciona algunas características distintivas de los biomarcadores:

- Los compuestos muestran una estructura que indica su relación con algún componente de los organismos vivos.
- El compuesto de origen se encuentra en alta concentración en los organismos que muestran una amplia distribución.
- Las principales características estructurales del compuesto son químicamente estables durante la sedimentación y sepultamiento temprano.

Los biomarcadores pueden ser utilizados como indicadores del tipo de fuente de la materia orgánica (ej. Plantas o animales), como marcador para el petróleo o correlaciones de la roca generadora (Heriot Watt University, 2005) es decir ayudan a establecer relaciones entre las distribuciones de biomarcadores y los paleoambientes de sedimentación (Pingan y Eglinton, 1992; McSween *et al.*, 2003; Peter *et al.*, 2005).

2.2 Materia Orgánica Sedimentaria (MOS)

La materia orgánica (MO) se compone de carbono e hidrogeno, con cantidades de oxígeno, nitrógeno y azufre (Hedges y Keil, 1995), derivándose de los tejidos de los organismos vivos (McSween, *et.al.*, 2003) procedentes de animales y vegetales (Starr y Taggart, 2004).

Las plantas terrestres continentales han contribuido con grandes cantidades de materia orgánica, en los medios marinos los principales productores de MO son los diversos grupos de organismos unicelulares microscópicos fitoplactonicos (McSween, *et.al.*, 2003; Tissot y Welte, 1982). En los sedimentos se reconocen tres tipos de materia orgánica:

- **Humus:** Principal componente del carbón, derivado de plantas. Se oxida rápidamente por lo que su potencial de preservación geológica es bajo.

-
- **Turba:** Materia orgánica húmica acumulada en pantanos y ciénegas de agua dulce o salobre, con escasa circulación en condiciones anóxicas. Potencial de preservación geológico elevado.
 - **Sapropel:** Materia orgánica presente en lutitas negras y bituminosas; consiste en fitoplancton, zooplancton, esporas, polen y fragmentos macerados de plantas superiores, se acumula en ambientes subacuáticos como lagos, albuferas y cuencas marinas donde los niveles de oxígeno son bajos.

Entre cambios químicos a los que está sujeta la materia orgánica después a la depositación se encuentran los siguientes (Tissot y Welte, 1982; Peters y Maldowan, 1993; Hughes, 1999):

- **Diagénesis.** Es la primera etapa, el proceso a través del cual el sistema tiende a aproximarse al equilibrio, bajo condiciones de entierro somero, y a través del cual el sedimento normalmente se consolida, puede extenderse a una profundidad de 2000 metros. Se inicia con los sedimentos recientemente depositados, donde la actividad microbiana es uno de los principales agentes de transformación. Durante diagénesis, materia orgánica pierde una gran cantidad de oxígeno en forma de H₂O y CO₂. Al final de la diagénesis, la materia orgánica consiste principalmente de kerógeno, el componente de vitrinita kerógeno exhibe una reflectancia óptica de 0,5%, con aceite de inmersión y una temperatura de aproximadamente 410° a 420°C.
- **Catagénesis.** Segunda etapa, ocurre cuando la MO sufre alteraciones biológicas, donde el depósito consecutivo de los sedimentos tiene como resultado el entierro de los lechos previos, alcanzando una profundidad de varios kilómetros de recubrimiento; esto representa un aumento de temperatura entre los 50° y 150°C, y la presión geoestática debida a la sobrecarga puede ser de 300 a 1000 ó 1500 bars. La degradación térmica del kerógeno es responsable de la generación de la mayor parte de los hidrocarburos, es decir, petróleo y del gas. El fin de la catagénesis se produce a niveles de reflectancia de la vitrinita de aproximadamente 2% y T (max) valores entre 480° y 490°C.
- **Metagénesis.** esta última etapa de evolución de la MO, se inicia antes (reflectancia vitrinita cercana a 2%) que el metamorfismo de la fase mineral. Esta se presenta

cuando las moléculas orgánicas son fragmentadas, lo que ocasiona que algunas cambien su estado de agregación a gaseoso. La alteración tiene lugar cuando la temperatura alcanza entre los 150° y 200° C., iniciando a una profundidad de unos 4000 metros. La finalización de la metagénesis ocurre a valores de reflectancia de la vitrinita alrededor de un 4% y T (max) valores superiores a 510°C.

2.3 Kerógeno

Algunos autores utilizan el termino kerógeno para la materia orgánica total de las rocas sedimentarias (Tissot y Welte, 1982). El Kerógeno es una macromolécula de cadenas poli-metílicas, constituida básicamente de hidrogeno, carbono, y oxígeno, es insoluble en agua, ácidos no oxidantes y disolventes orgánicos (Tissot y Welte, 1982; Scasso y Limarino, 1997 en González, 2005; Baker, 1999; McSween, *et al.*, 2003), y formada durante la concentración de materia orgánica en ambientes sedimentarios que tuvieron excelentes condiciones de acumulación y preservación (Ungerer, 1990; Santamaria-Orozco, *et al.*, 1990; Pepper y Corvi, 1995; Behar, *et al.*, 1997; Dieckmann, 2005; Sinninghe, 2006), Se describe mejor como un material heterogéneo, altamente orgánico polimerizado, con una gran cantidad de anillos aromáticos inter-enlazados (Baker, 1999). Los kerógenos son generalmente altamente bioresistentes, aunque están sujetos a la oxidación y la degradación por microbios aerobios (Petsch *et al.*, 2001). La formación kerógeno comienza en el punto cuando mueren las células y son expuestas al medio ambiente geológico (Clifford, 2006).

Hay diferentes tipos principales de kerógeno, cada uno en función del tipo de material de origen, para ello se asignan denominaciones como tipo I, II, III o IV (Killops y killops, 1993; Peters Moldowan, 1993; Baker, 1999; Clifford, 2006; McCarty, *et al.*, 2011) ver Fig. 1.

- **Tipo I.** Derivado de esporas, algas planctónicas, que ha sido intensamente re-elaborada por la acción de bacterias y microorganismos.
- **Tipo II.** Asociado a generalmente a mezcla de algas, organismos marinos y detritos de plantas transportados.
- **Tipo III.** Derivado de plantas terrestres.
- **Tipo IV.** Derivado de materia orgánica descompuesta en forma de hidrocarburos aromáticos policíclicos.

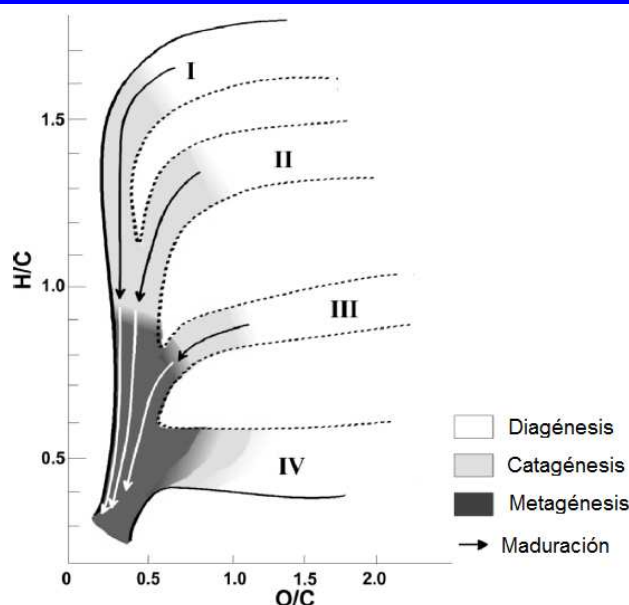


Fig 1. Diagrama de Van Krevelen, se muestra la distribución de los tipos kerógeno y algunos de sus macerales precursores con respecto a sus relaciones atómicas de H/C y O/C (Modificado de Clifford y Walters, 2006).

2.4 Bitumen

El bitumen es un derivado térmicamente degradado del kerógeno, corresponde a la fracción soluble de la materia orgánica diseminada en las rocas sedimentarias soluble en solventes orgánicos (Durand, 1980; Peters y Moldowan, 1993; McCarthy, *et al.*, 2011), es el equivalente geológico de los lípidos (Simoneit, 2006), constituido por hidrocarburos sólidos y líquidos (McSween *et al.*, 2003; González, 2005; Navarro, 2010), es formado a partir del kerógeno durante la generación de petróleo (McSween *et al.*, 2003), el bitumen aporta la información sobre el origen y la madurez de una roca madre a través del estudio de los biomarcadores. Consiste en hidrocarburos *in situ* y otros compuestos orgánicos dispersos dentro de las rocas sedimentarias y puede ser extraído mediante disolventes orgánicos (Peters y Moldowan, 1993).

2.5 Rocas Sedimentarias y su clasificación

La palabra sedimentaria indica la naturaleza de esas rocas, pues deriva de la palabra latina *sedimentum*, que hace referencia a material sólido que se deposita a partir de un fluido (agua o aire). Los productos de la meteorización mecánica y química constituyen la materia

prima para las rocas sedimentarias (Tarbuk y Lutgens, 2006). Las rocas sedimentarias son las rocas más comunes en la superficie de la tierra, constituyen la mayor parte de los fondos oceánicos (Cefrey, 2003). Las rocas sedimentarias son importantes para la interpretación de la historia de la tierra. Mediante la comparación de las condiciones bajo las cuales se forman las rocas sedimentarias, los geólogos pueden deducir a menudo la historia de una rocas obteniendo información sobre el origen de los clastos que componen, el tipo y duración de su transporte, y la naturaleza del lugar donde los granos acabaron por reposar, es decir el ambiente deposicional (Cornelis, y Cornelius, 1997).

Todas las rocas sedimentarias pueden agruparse en tres amplias categorías, terrígenas, aloquímicas y ortoquímicas. La identificación de un tipo de roca sedimentaria dentro de cada una de estas categorías se basa en su composición mineralógica y su textura (Cornelis, y Cornelius, 1997; Gass, *et al.*, 1980). Por otra parte Pedreira, y Martínez (2003), clasifican a las rocas sedimentarias en tres tipos de acuerdo a la forma en que se realiza el depósito: detríticas, químicas y orgánicas.

Rocas sedimentarias detríticas. Las rocas sedimentarias terrígenas consta de granos detríticos (derivados de una fuente fuera del área deposicional) que forman la estructura de la roca, consolidados mediante un cemento: estos granos detríticos se denominan granos estructurales medios. Los constituyentes fundamentales de estas rocas son los minerales de arcilla y cuarzo. Otros minerales comunes son los feldespatos y micas.

Rocas Sedimentarias Químicas. Los sedimentos químicos se derivan del material que se transporta en solución a los lagos y los mares, sin embargo este material no permanece disuelto indefinitivamente en el agua. Una parte precipita para formar sedimentos químicos, que se convierten en rocas como caliza, el sílex y la sal de roca (Tarbuk y Lutgens, 2006). La paragénesis sedimentaria química, por tanto, no es aleatoria y accidental, sino que refleja las concentraciones de los iones en la solución, así como las condiciones de temperatura, presión y salinidad de la cuenca sedimentaria (Cornelis y Hurlbut, 1997).

Rocas sedimentarias Orgánicas. Las rocas orgánicas son bastante similares a las químicas. Se forman por acumulación de restos orgánicos, generalmente de partes duras que algunos animales y plantas van formando a lo largo de su vida (Baker, 1999), por lo que dependen de la forma de los restos orgánicos, el grado de conservación de la forma, la sustitución o recristalización y la naturaleza del aglomerante. Debe tenerse en cuenta

además la naturaleza gaseosa o líquida de algunas rocas orgánicas como el gas natural y el petróleo (Pedreira y Martínez, 2003).

2.6 Ambientes sedimentarios y su clasificación.

Un medio sedimentario o un ambiente sedimentario es una porción geográfica limitada de la superficie terrestre, que puede ser fácilmente distinguida de las áreas adyacentes a través de un conjunto de condiciones físicas, químicas y biológicas. Este conjunto de condiciones, identifican al ambiente y determinan las propiedades de los sedimentos que se depositaron (Krumbein y Sloss, 1963; Reineck y Singh, 1975; Pedreira y Martínez, 2003; Tarbuk y Lutgens, 2005; Gary Nichols, 2009; Selley, 2012).

Los ambientes sedimentarios suelen estar localizados en una de las tres categorías: continental, de transición y marino (Baker, 1999; Selley, 2000; Tarbuk y Lutgens, 2005; Nichols, 2009; Arche, 2010; Selley, 2012):

Continental. Los ambientes continentales están dominados por la erosión y la deposición asociadas a corrientes, en algunas regiones frías, las masas de hielo glacial en movimiento sustituyen el agua corriente como procesos dominante. En las regiones áridas así como en algunos puntos litorales, el viento asume mayor importancia (Tarbuk y Lutgens, 2006), ver Fig. 1.

Transicional. Tienen características conjuntas de ambiente continental y marino, por eso también se les llama ambientes mixtos o marino-marginal (Coleman, 1982; Tarbuk y Lutgens, 2006). Están dominados por la dinámica de las olas, mareas y corrientes (Coleman, 1982), ver Fig.2.

Marino. Los ambientes deposicionales marinos se dividen en función de su profundidad de unos 200 metros y se extiende desde la orilla hasta la superficie externa de la plataforma continental (Tarbuk y Lutgens, 2006), ver Fig.2.

La aplicación de los conocimientos de las condiciones en que se realiza la acumulación de los sedimentos en la actualidad y junto con otras disciplinas como la geoquímica orgánica y técnicas cromatográficas, se pretende reconstruir los ambientes antiguos y las relaciones geográficas de un área en el momento en que un conjunto concreto de capas sedimentarias se depositó.

Ambiente sedimentario terrestre

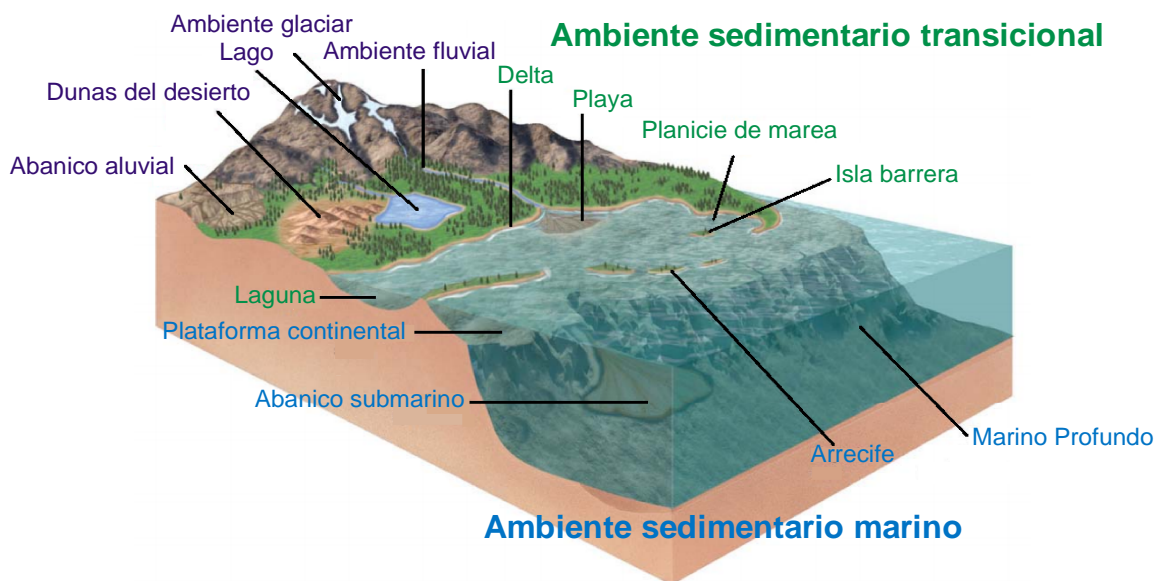


Fig. 2. La imagen muestra la clasificación de los ambientes sedimentarios. Modificado de [http://faculty.cbu.ca/ldafoe/234/234SedimentaryEnvironments%20\(full%20size\).pdf](http://faculty.cbu.ca/ldafoe/234/234SedimentaryEnvironments%20(full%20size).pdf).

2.7 Cromatografía de Gases acoplado a espectrometro de masa (CG-Ms)

La cromatografía de gases acoplada a espectrometría de masas (CG-Ms) se ha convertido en una de las más poderosas herramientas para el análisis de mezclas orgánicas y bioquímicas complejas (Skoog, *et al.*, 2008) ver Fig. 3. En cromatografía de gases los componentes de una muestra vaporizada se separan como consecuencia de que se reparten entre una fase gaseosa y una fase estacionaria contenida en una columna. Al efectuar una separación cromatográfica de gases, la muestra se vaporiza y se inyecta en la cabeza de una columna cromatográfica, ver Fig. 3. La elución se lleva a cabo mediante el flujo de una fase móvil de gas inerte. A diferencia de la mayoría de los otros tipos de cromatografía, la fase móvil no interactúa con las moléculas del analito: su única función es transportar este último a través de la columna (Skoog *et al.*, 2008).

Por otro lado la espectrometría de masas (MS) es una técnica analítica que proporciona información tanto cualitativa (estructura) como cuantitativa (masa molecular o concentración) de las moléculas analizadas previamente convertidas en iones (Cocho, 2007).

De acuerdo a McMurry, (2008), la técnica de (CG-Ms) consiste en bombardear una muestra en estado gaseoso con un haz de electrones de alta energía (ionización por impacto electrónico), ver Fig.3. El bombardeo electrones transfiere tanta energía que la mayor parte de los radicales positivos se fragmentan después de la formación. Salen despedidos por la acción de un campo eléctrico y lo fragmenta en pedazos más pequeños, algunos de los cuales retienen la carga positiva, y otros son neutros. Los fragmentos fluyen a través de una tubería curvada en un campo magnética poderoso, el cual los desvía a diferentes rutas de acuerdo con su relación de masa carga (m/z). Los fragmentos neutros no son desviados por el campo magnético y se pierden en las paredes de la tubería, pero los fragmentos cargados positivamente son registrados por el detector en el espectrómetro de masas, el cual los registra en forma de picos en las distintas relaciones de m/z .

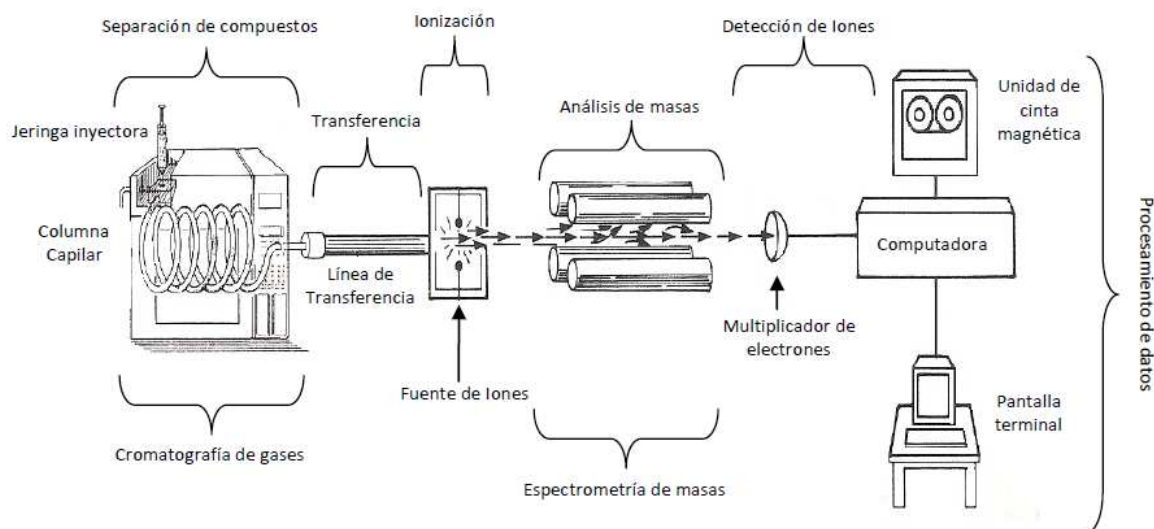


Fig. 3. Esquema de funcionamiento del Cromatógrafo de gases-masa (Modificado de Peters y Moldowan, 1993).

CAPITULO III.**ÁREA DE ESTUDIO****3.1. Localización y vías de acceso.**

El área de estudio se localiza en el municipio de Huehuetla al NE del estado de Hidalgo, ubicada al costado del Barrio Aztlán de donde obtiene su nombre el afloramiento (Fig.4). El área se encuentra delimitada por las coordenadas 20°28'30.80"N, 98° 5'38.80"W y 20°27'41.00"N, 98° 4'49.00"W.

Huehuetla colinda al Norte con el Estado de Veracruz, al sur con el Estado de Puebla y el Municipio de Tenango, al Este con el Estado de Puebla y Veracruz, al Oeste con el Estado de Veracruz y el Municipio de San Bartolo Tutotepec. Su localización geográfica es latitud 20°28'35" Norte y longitud de 98°05'36" Oeste, encontrándose a una altitud sobre el nivel del mar de 520 metros.

El acceso al área de estudio se realiza partiendo de la ciudad de Pachuca, se conduce por la carretera federal n. 130 hasta la Ciudad de Tulancingo. Se continua tomando el entronque a San Alejo rumbo a Metepec (carretera n. 51), posteriormente, se sigue el recorrido por la n. 53 pasando por Tenango de Doria, hasta llegar a la cabecera municipal de Huehuetla Hidalgo y el afloramiento está próximo al barrio Aztlán cruzando el Rio Pantepec (Fig.5).



Fig..4. Localización del área de estudio.

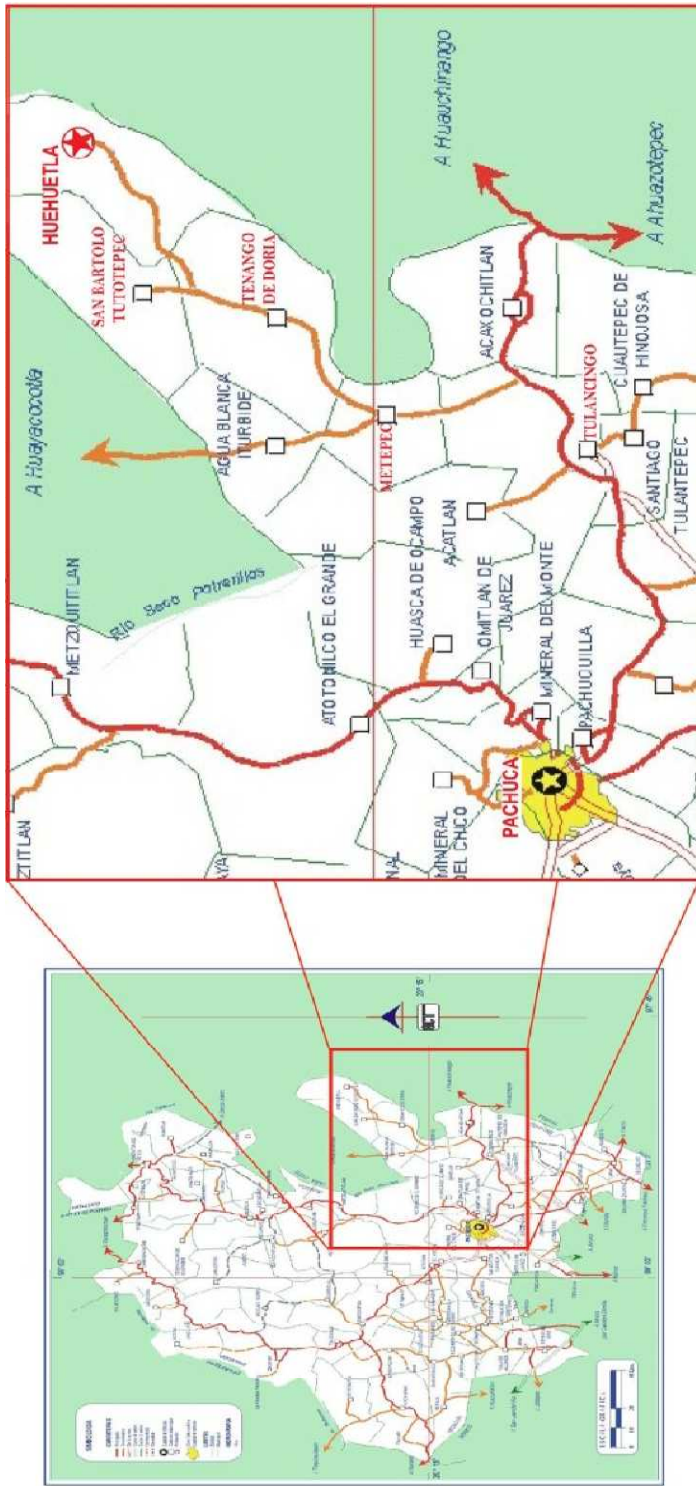


Fig.5. Vías de acceso, modificado de Secretaria de Comunicaciones y Transportes, 1999.

3.2 Marco Geológico Regional

El marco geológico regional está representado por el desarrollo de la Sierra Madre Oriental (SMO), que consiste en una cordillera cuyo relieve se debe a la deformación de rocas sedimentarias mesozoicas y de su complejo basal, que fueron levantados, comprimidos y transportados con una tendencia de NE-SE, para después curvarse hacia W-E, formando pliegues y cabalgaduras como resultado de la subducción de la placa de Farallón por debajo de la placa Norteamericana, en la que el fragmento de corteza oceánica se subdujo con un ángulo muy bajo, causando una deformación a una distancia mayor de la zona de trinchera, elevando una porción considerable en el este de México, evento conocido como Orogenia Laramide (Cretácico Superior – Terciario Inferior) (Padilla y Sánchez, 1985; Morán-Zenteno, 1996; Ochoa-Camarillo, *et al.*, 1998; Eguiluz, *et al.*, 2000; Goldhammer y Johnson, 2001; Aranda, *et al.*, 2010; Villalaín, *et al.*, 2004).

El paquete sedimentario que compone a la SMO fue depositado durante el desarrollo de un margen pasivo relacionado con la formación del Golfo de México (Chávez *et al.*, 2011), que inicia su apertura con la fragmentación y dispersión de Pangea, que según Salvador (1991), la etapa inicial de la fragmentación y separación de la Pangea para formar el Golfo de México duró del orden de unos 41 Ma, desde el Triásico Tardío (210 Ma) hasta el Jurásico Medio Tardío (169 Ma).

A principios de triásico se registró un levantamiento, acompañado de un intenso periodo de erosión que produjo gran cantidad de sedimentos, constituidos por clastos que se depositaron en grandes cuencas formando gruesos espesores de areniscas y conglomerados representados en el estado de Hidalgo por la Formación Huizachal (CRM, 1992). Para el Jurásico Inferior tuvo lugar una transgresión, depositándose un potente paquete de sedimentos de facies marinas en cuencas cerradas o de circulación restringida. Al final de esta época se suscitó posiblemente un pequeño movimiento orogénico que dio lugar a movimientos ascendentes y descendentes que originaron la depositación rítmica de lutitas y areniscas de la Formación Huayacocotla para posteriormente ser levantada y plegada. Durante este evento, prosiguió el levantamiento y erosión que tuvo como consecuencia la depositación de lechos rojos representados al oriente del Estado por la Formación Cahuasas. Durante el inicio del Jurásico superior se presentó una transgresión marina que cubrió gran parte de la República Mexicana, la cual se inicia en el Calloviano y

predomina durante el Oxfordiano, Kimmeridgiano y Tithoniano, (López - Ramos, 1982). Durante el Cretácico Inferior, persistieron los mares y se desarrollaron algunas cuencas marinas de diferentes profundidades, dando origen a depósitos de cuenca y de aguas muy someras a veces de tipo lagunar. Durante el Turoniano, la costa debió adentrarse en el mar y la cuenca de depósito debió estar en subsidencia. Durante el Maestrichtiano, comienzan las primeras pulsaciones de la Orogenia Laramide, que se manifiesta por el gran aporte de terrígenos hacia las cuencas, como se observa en la porción noroccidental del Estado, lo que posteriormente a principios del Terciario toda la secuencia mesozoica es levantada y plegada hacia el noreste a causa de la Orogenia Laramide formando lo que hoy conocemos como Sierra Madre Oriental (Padilla y Sánchez, 2007; Valencia-Moreno, 2011).

3.3 Estratigrafía Regional

En este tema se describen las unidades litoestratigráficas identificadas a nivel regional , en base a la Carta Geológico Minera Pahuatlán F14-D73 del Servicio Geológico Mexicano, ver Fig.6.

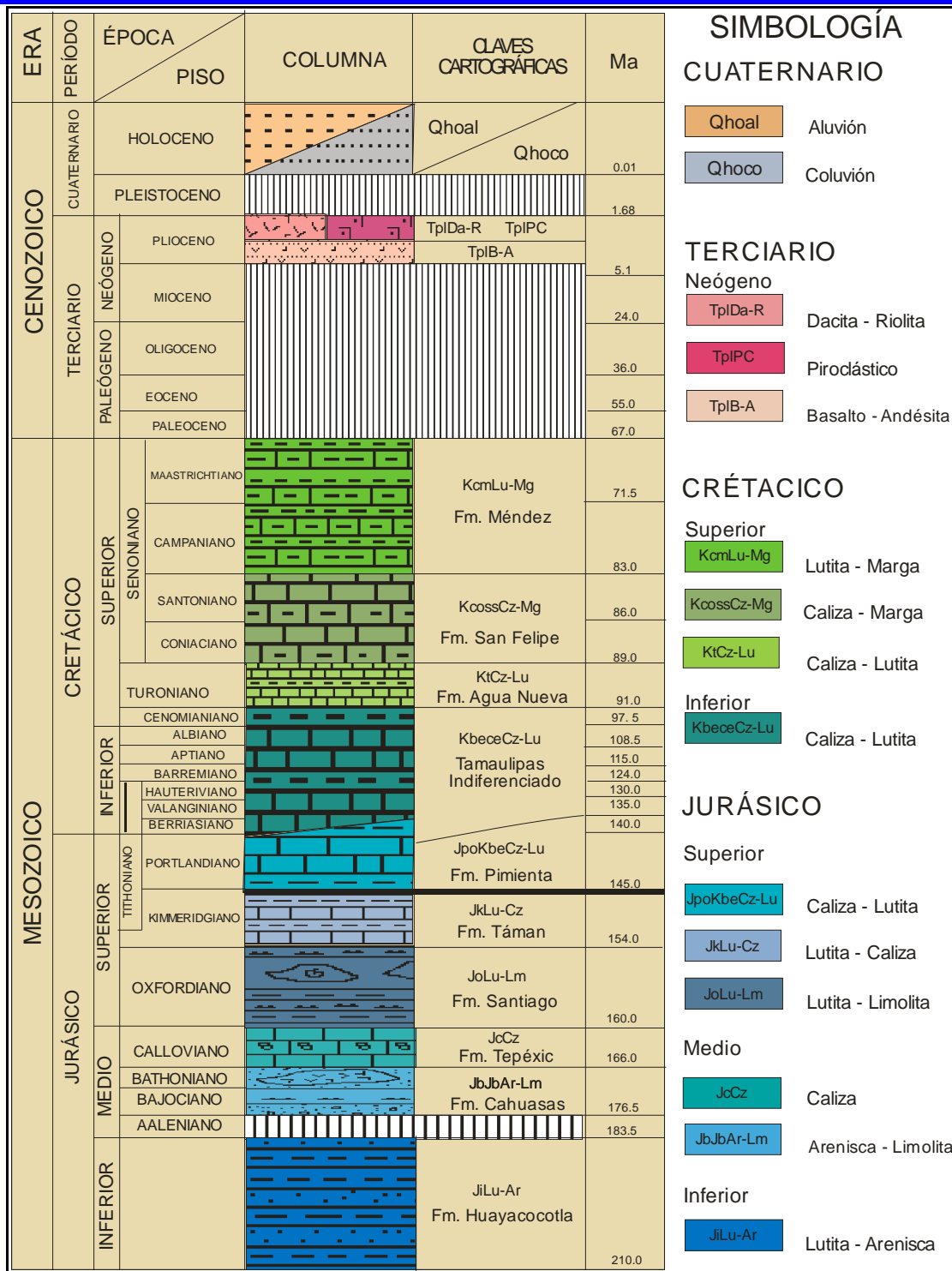


Fig. 6. Columna estratigráfica de la Región de Huehuetla, Hidalgo (modificada de la Carta Geológica Pahuatlán F14-D73, SGM, 2003).

Jurásico Inferior

❖ Formación Huayacocotla (Sinemuriano-Pliensbachiano)

Definida por Imlay *et al.*, (1948), con localidad tipo a lo largo del Rio Vinasco, al Sur de Huayacocotla, Veracruz, entre Rancho Calera al Oeste y Rancho Bada al Este, y constituida litológicamente por lutita oscura con intercalaciones de arenisca y conglomerado y escasos lentes de caliza. Ochoa Camarillo, *et al.*, (1998) en el área de Molango en el Estado de Hidalgo la divide en tres miembros. El miembro inferior: formado por conglomerado, arenisca, limolita y lutita con exoclastos que contienen fusilínidos y crinoides retrabajados y se caracteriza por la ausencia de fósiles autóctonos; el miembro intermedio: formado por conglomerado, arenisca, limolita y lutita con amonites; el miembro superior está formado por arenisca, limolita, lutita y conglomerado, caracterizado por la presencia de plantas fósiles continentales.

De acuerdo a Burckhardt, (1930), Bondelos, (1956), Carrillo-Bravo, (1965), Salvador, (1991), Arellano-Gil, *et al.*, (1998), y Silva-Pineda y Buitron-Sanchez, (1999), la edad asignada para esta unidad con base en amonites de los géneros *Vermiceras*, *Arnioceras*, *Coroniceras*, *Oxynoticeras*, *Echioceras* y *Microderoceras* corresponden al Sinemuriano y parte del Pliensbachiano.

Imlay *et al.*, (1948) interpreta para esta unidad un ambiente cercano a costa, en una bahía con una circulación deficiente. Concordando con esto PEMEX (1988) menciona que la presencia de fauna relativamente variada de amonites y pelecípodos, sugiere condiciones de depósito marinas someras de baja energía, en zonas de plataforma cercanas a continente. Sus contactos inferior y superior, son en general discordantes con las formaciones Huizachal y Cahuassas, respectivamente (Carrillo-Bravo, 1965; Pemex, 1988 y Salvador, 1991).

Jurásico Medio

❖ Formación Cahuwasas (Aaleniano-Batoniano)

Definida formalmente por Carrillo-Bravo (1965), con localidad tipo en el rancho Cahuwasas, sobre el Río Amajac, al sureste de Chapulhuacán, Hidalgo, la cual describió como una secuencia compuesta de arenisca, conglomerado y limolita de color rojo, a la cual en base a su posición estratigráfica le asigna una edad comprendida entre Aaleniano y el Batoniano (Ochoa –Camarillo *et.al.*,1998.).

En el distrito de Molando, Hidalgo, Ochoa-Camarillo *et al.*, (1999) reconocen tres tipos de litologías: conglomerado y brechas conformadas por guijarros, y cantos, generalmente bien consolidados y una matriz arenosa usualmente muy gruesa; arenisca y limolita; y *mudstone* y limolita; estas rocas generalmente presentan una coloración rojiza y púrpura, verde, y menos frecuentemente gris.

Salvador (1991) menciona que la composición litológica, la ausencia de fósiles, la distribución geográfica, el abrupto cambio de espesor y las relaciones estratigráficas sugieren que los lechos rojos del Jurásico Medio fueron acumulados como abanicos aluviales y como depósitos fluviales y lacustres; asimismo, agrega que la presencia de lechos rojos no marinos sobreyaciendo a la Formación Huayacocotla (marina), es indicativo de una regresión durante la parte temprana del Jurásico Medio.

Con respecto a sus relaciones estratigráficas, la Formación Cahuwasas descansa en discordancia angular sobre la formación Huayacocotla. Esto se puede observar en la carretera estatal Ixtlahuaco-Calnali, y está cubierta concordantemente por la formación Tepexic en la intersección del arroyo Chipoco y el camino a San Simón-Ixcuicuila (Ochoa – Camarillo, *et al.*, 1998).

❖ Formación Tepexic (Batoniano tardío-Calloviano medio)

Erben (1956) describió informalmente a esta unidad y la denominó Calcarenita Tepexic, posteriormente Carrillo-Bravo (1961) propone formalmente el nombre de Formación Tepexic, con su localidad tipo en el Río Necaxa, Estado de Puebla.

En Huehuetla, Hidalgo, Cantú-Chapa (1971) divide esta unidad en cuatro unidades litológicas (base a la cima): a) 30 m de “calcarenita” café oscura, en capas de 60 a 100 cm, la cual alterna con lutita gris oscura en capas de 5 a 10 cm, de espesor; b) 50 m de “biolitita con *Liogryphaea nebrascensis*” de color gris oscuro en capas de 5 a 20 cm de espesor; c) 5 m de “calcarenita con *Neuquenicerias neogaeum* y *Liogryphaea nebrascensis*” de color negra de textura fina en capas de 5 a 10 cm de espesor y estratificación ondulante, estas capas se alternan con lutita calcárea negra; d) 40 m de “calcarenita con *Neuquenicerias neogaeum*” de color negra en estratos de 30 a 60 cm que alterna con capas de lutita gris oscura de 10 a 20 cm de espesor, asignando a esta unidad una edad correspondiente al Caloviano, sin embargo en el subsuelo de Poza Rica, Cantú-Chapa (1992, 1998) interpreta que esta unidad comprende una edad que va del Batoniano al Calloviano.

Descansa de manera concordante sobre la Formación Cahuascalas, en algunas áreas yace en discordancia angular sobre la formación Huayacocotla. En la parte superior está cubierta en forma concordante transicional por la Formación Santiago o bien con concordante con la Formación Chipoco (Ochoa-Camarillo, et al, 1998).

De acuerdo a Ochoa-Camarillo (1998) la Formación Tepexic se depositó en un ambiente de plataforma muy somero, cercano a la costa, evidenciado por la presencia de horizontes oncolíticos y estratificación ondulada, así con abundantes osteridos y trigonidos. Los sedimentos marinos de la Formación Tepexic están indicando el inicio en el área de la sedimentación de carbonatos, este cambio señala el hundimiento de la región y el inicio de una transgresión marina, posiblemente relacionada con la apertura del Golfo de México.

Jurásico Superior

❖ Formación Santiago (Caloviano Medio - Oxfordiano Superior)

Esta unidad fue propuesta originalmente por Reyes (1964), como miembro de la Formación Táman, posteriormente Cantú (1969), la eleva a la categoría de Formación. La localidad tipo está ubicada en la carretera federal 85, al oriente de Táman (Ochoa–Camarillo, *et al.*, 1998).

En el área de Molango Ochoa–Camarillo, *et al.*, (1998) la describe como un paquete de limonita negra calcárea; ocasionalmente hay caliza negra. En la parte superior hay abundantes concreciones negras, calcáreas. En Huehuetla, Hgo, Cantú-Chapa (1971), describe a la Formación Santiago como lutitas negras, carbonosas, que alternan rítmicamente con capas de caliza. Cantú-Chapa (1971) le adjudica una Edad perteneciente a Caloviano Medio–Oxfordiano Superior.

La Formación Santiago descansa concordantemente encima de la Formación Tepexic y en el área de Huiznopala descansa sobre el Gneis Huiznopala, en el área de Molango la Formación Chipoco yace sobre la Formación Santiago, en contacto concordante (Ochoa–Camarillo, *et al.*, 1998). La cima de la Formación Santiago es transicional y concordante con la Formación Táman (Cantú-Chapa, 1971).

La composición limolítica calcárea de la Formación Santiago y la ausencia de fósiles en la parte media, señala que se depositó en condiciones marinas tranquilas reductoras en facies de Cuenca (Pedrazzini y Basáñez-Loyola, 1978).

❖ Formación Táman (Kimmeridgiano-Tithoniano)

Heim, (1926), describió por primera vez esta unidad con el nombre de capas Tamán del Jurásico Superior la cual describe como constituida por caliza negra, microcristalina, bien estratificada, de grano fino y lutita negra. Esta unidad fue descrita inicialmente para una sección que aflora en las cercanías del poblado de Tamán, San Luís Potosí, entre el Río Moctezuma y la carretera México-Laredo (Cantú-Chapa, 1969); la cual ha sido considerada como su sección tipo. Cantú-Chapa (1971, 1984) describe esta unidad en la región de la Huasteca como una litofacies y una biofacies uniformes, constituidas por micrita de color negro.

Cantú-Chapa (1969) menciona que en su localidad tipo esta unidad muestra un contacto superior concordante con la Formación Pimienta. Cantú-Chapa (1971) menciona que la Formación Tamán suprayace concordantemente al miembro San Andrés, en el Río Apulco, Puebla y en Texaxacach, Puebla, el cual reposa a su vez discordantemente sobre rocas de origen continental, pertenecientes a la Formación Cahuwasas; por otro lado, subyace concordantemente y transicionalmente a la Formación Pimienta, esto último se observa en Tamán, San Luis Potosí, en el Río Apulco y Cuetzalán, Puebla.

Burckhardt (1930), con base en las especies de amonites *Haploceras fialar*, *H. transatlanticum*, *Perisphinctes cyclodorsatus*, *Aspidoceras* juv. gr. *longispidum*, *A. crf. polysarcum*, *A. elimgoptychum* le asigna una edad de Kimmeridgiano tardío, posteriormente Cantú-Chapa (1971, 1984) encuentra en la parte basal de la unidad a los amonites *Ataxioceras (Ataxioceras) aff. subinvolutum* del Kimmeridgiano temprano, mientras que en la cima se registra la presencia de *Virgatosphinctes mexicanus* (amonite) y *Aulacomyella neogaeae* (pelecípodo) de la parte basal del Tithoniano temprano.

Hermoso y Martínez-Pérez (1972) mencionan que en la unidad se pueden observar estructuras sedimentarias primarias que indican condiciones de alta energía temporal, producida por corrientes de turbidez, deduciendo un ambiente de depósito de cuenca. Pessagno *et al.* (1987) mencionan que la asociación de radiolarios, *apticus* de amonites, pectínidos (*Aulacomyella*) y calpionelidos, sugieren que esta unidad se depositó en profundidades que van de abisal a batial por arriba de los niveles de compensación de aragonita.

❖ Formación Pimienta (Tithoniano-Berraciano)

Heim (1926) definió la unidad como una serie de calizas de estratificación delgada con capas de pedernal negro. La localidad tipo se encuentra a 1 km al norte del Pueblo Pimienta, situado aproximadamente a 300 metros al Oeste de la carretera México – Laredo (Km 337 – 338), en San Luis Potosí. Ochoa–Camarillo, *et al.*, (1998), la describieron como estratos de

caliza negra con intercalaciones rítmicas de lutita negra; presentan nódulos y lentes de pedernal negro y gris, así como concreciones esféricas.

Hermoso y Martínez (1972), describen para la parte superior de la unidad como caliza arcillosa de color pardo oscuro, con intercalaciones de lutita y nódulos de pedernal negro; y la parte inferior como caliza negra arcillosa de estratificación delgada, que alternan con capas de lutita de color negro, así como con capas de bentonita y pedernal negro. Se encuentra concordante y transicional sobre la Formación Chipoco y cubierta concordantemente por la Fm. Tamaulipas inferior (Cantú, 1971).

Salvador (1991) menciona que en la parte superior de la Formación Pimienta se reporta la presencia de tintinidos (*Calpionella* elíptica, *C. Alpina*, *Calpionellitesdarteri*, *tintinnopsella oblonga*, *T. longa*), los cuales indican una edad de thitoniano más tardío a posiblemente Cretácico temprano (Berraciano).

El ambiente de depósito de la Formación Pimienta es de carácter transgresivo, varía de plataforma externa a cuenca, con muy baja energía (Mendoza, *et al.*, 2009).

Cretácico Inferior

❖ Unidad Tamaulipas Indiferenciado (Berraciano-Cenomaniano)

Unidad definida primeramente por Stephenson (1922), finalmente Muir (1936) la diferencia en las Formaciones Tamaulipas Inferior y Superior, separadas por el horizonte Otates, con localidad tipo en el Cañón de la Borrega al noreste de Tampico Tamaulipas. De acuerdo a (SGM, 2006) esta unidad está constituida por mudstone de estratificación delgada a mediana, con nódulos y bandas de pedernal negro, pasando paulatinamente a una estratificación más gruesa.

Tamaulipas Inferior: PEMEX (1988), describe litológicamente a la formación Tamaulipas Inferior como *wacestone* y *mudstone* de color gris y gris oscuro, con abundante microfauna de organismos planctónicos; dispuestos en capas, de 20 a 40 cm, con niveles de estratificación lenticular (boudinada); además de incluir lentes y bandas de pedernal gris

oscuro a negro. Ocasionalmente se presentan intercalaciones de lutita negra laminar. El color gris en la caliza, refleja la presencia de material bentonítico en las mismas. Con edad Neocomiano temprano – Barremiano, Burckhardt (1930); Hauteriviano – Aptiano tardío, Longoria (1975).

La Formación Tamaulipas Inferior sobreyace transicional y concordantemente a la Formación Pimienta en el subsuelo de la planicie costera del golfo de México en la cuenca mesozoica Tampico – Misantla, y de la misma manera a la Formación Taraises hacia el norte de la cuenca mesozoica del Centro de México (Santamaría – Orozco *et al.*, 1990). Dicha unidad subyace en forma concordante al Horizonte Otates y a la Formación La Peña en la cuenca mesozoica Tampico – Misantla y en la cuenca mesozoica del Centro de México, respectivamente.

Con base en las microfacies y tipo de fósiles, generalmente de tipo pelágico, y de acuerdo a Castro y Martínez (1977), Martínez y Bello (1977) y Bello (1978), la Formación Tamaulipas se depositó en un ambiente marino somero de alta energía para la parte inferior de la unidad, Sin embargo, la parte superior de la unidad se considera de plataforma interna – externa con baja energía.

Tamaulipas Superior: PEMEX (1988): Consiste de estratos de espesor delgado, medio y grueso, de “mudstone” a “wackestone” de color gris claro a crema y gris oscuro, con nódulos irregulares de pedernal de color gris a negro. En algunas áreas se le identifica con intercalaciones de lutita y marga, así como de bentonita y aún de tobas, con edad de Albiano temprano-Cenomaniano según Castro y Martínez (1977), Martínez y Bello (1977), y Carrillo (1961).

De acuerdo a Longoria (1975) y Santamaría–Orozco *et al.*, (1990), la Formación Tamaulipas Superior sobreyace concordantemente al Horizonte Otates en la Cuenca de Tampico – Misantla. Por su parte Suter, (1980), menciona que se encuentra cubierta concordantemente por la formación Tamabra en el oeste y por la formación Agua Nueva, en el Este.

Con base en las microfacies y tipo de fósiles, generalmente de tipo pelágico, y de acuerdo a Castro y Martínez (1977), Martínez y Bello (1977) y Bello (1978), la Formación Tamaulipas se depositó en un ambiente marino pelágico de baja energía.

Cretácico Superior

❖ Formación Agua Nueva (Cenomaniano-Turoniano)

Esta unidad fue definida formalmente por Muir (1934), aunque anteriormente fue descrita por Stephenson en la Sierra de Tamaulipas (Padilla y Sánchez, 1978). Con localidad tipo en el Cañón de La Borrega, cerca del rancho Agua Nueva, en la Sierra de Tamaulipas. Según Stephenson (1922), consiste de 200 a 300 pies de caliza con delgados horizontes de pedernal, intercalados con lutita carbonosa negra que contienen abundantes *Inoceramus labiatus*. Carrillo-Bravo (1961) la describe como caliza arcillosa finamente bandeada, caliza de grano fino a medio de color gris a negro, en capas de espesor delgado a medio que alternan con estratos medianos a gruesos de lutita laminar de color gris a gris oscuro a negro, de intemperismo amarillento, ligeramente rojizo. Por otro lado en subsuelo, Bello (1978) describe a la Formación Agua Nueva de la parte meridional de la Faja de Oro como una caliza criptocristalina de color gris y microcristalina café claro, compacta y ligeramente arcillosa; presenta capas de lutita negra laminada, bentonita verde claro y nódulos de pedernal negro; mientras que Santamaría *et al.*, (1990), indican que en la Planicie Costera del Golfo, la unidad está constituida principalmente por capas de caliza de colores ocre oscuro, gris y gris oscuro, algo arcillosas, y en menor proporción caliza negra carbonosa y caliza de color gris criptocristalina, con microfauna planctónica; estas alternan con frecuentes y delgadas capas de lutita negra bituminosa laminar, y con aisladas capas de bentonita de color gris y gris verdoso principalmente; también se llegan a presentar en la secuencia pequeños nódulos de pedernal negro,

Carrillo-Bravo (1961) menciona que la alternancia rítmica de lutita y caliza arcillosa indica que el depósito se efectuó en condiciones inestables, en un ambiente nerítico, cerca de una fuente de material terrígeno; esta unidad transgredió a los sedimentos de la Formación El Abra. Padilla y Sánchez (1978) mencionan que dicha unidad representa un ambiente de depósito marino normal intranerítico y que la profundidad de los mares durante el Turoniano era mayor hacia el este-noreste en donde se depositó la unidad. Personal de PEMEX (1988) mencionan que por sus características litológicas y contenido faunístico, se interpreta que estos sedimentos se depositaron en ambientes que varían de plataforma externa a cuenca.

Ontiveros-Tarango (1973) menciona que esta unidad sobreyace e infrayace en secuencia normal a las formaciones Morelos y Mexcala, respectivamente, además en algunos afloramientos descansa en concordancia sobre la Formación Tamaulipas Superior. Por su parte López-Ramos (1979) reporta que esta unidad yace en forma gradual con las rocas de la Formación Tamaulipas Superior, y se encuentra concordantemente cubierta por la Formación San Felipe (Suter, 1980).

De manera general la edad que se le ha asignado a esta unidad es Turoniano (Carrillo-Bravo, 1961; Ontiveros-Tarango, 1973; López-Ramos, 1979). Seibertz y Buitrón (1988) consideran para el área de la localidad tipo una edad del Turoniano temprano en la parte superior de la unidad por la presencia de *Inoceramus (Mytiloides) labiatus*, además interpretan que *Mammites nodosides* indica la cima del Turoniano inferior.

❖ Formación San Felipe (Coniaciano-Campaniano)

Jeffreys (1910) fue el primero en estudiar esta secuencia, aplicando el término de “Formación San Felipe” en un reporte geológico de la American Gulf oil Company. Posteriormente fue definida formalmente por Muir (1936) a 3 km al este de Ciudad Valles, y al oeste de San Felipe, en el estado de San Luis Potosí.

PEMEX (1988), la describe como caliza con estratos de 5 a 15 cms, interperiza de color gris claro a beige, la lutita calcárea en estratos no mayores de 5 cms ocasionalmente carbonosas de color gris oscuro, interperiza de gris verdoso a gris parduzco; algunos estratos de limolitas calcáreas denotan un color gris amarillento, de 20 a 30 cms. de espesor. La caliza es de tipo *Mudstone* y *wackestone*, con escasos nódulos de pedernal. Suter (1980) y Shol *et al.*, (1991) reportan la presencia de algunas capas de arenisca de estratificación delgada, lo que muestra una tendencia a incrementar los terrígenos hacia la cima de la secuencia.

En la cuenca Tampico – Misantla y Plataforma Valles – San Luis Potosí, Infrayace concordantemente a la Formación Méndez (Suter, 1980; Padilla y Sánchez, 1978), así mismo descansa concordantemente sobre la Formación Agua Nueva en contacto transicional, Padilla y Sánchez, (1978).

De acuerdo con Pessagno (1967) quien realizó estudios bioestratigráficos de la Formación San Felipe en su localidad tipo, considera que pertenece a la edad Campaniano Temprano, al igual que en el flanco occidental de la Sierra del Abra. Por su contenido paleontológico y relación estratigráfica hacia el frente oriental de la Sierra Madre Oriental, Tardy y Maury (1973) asignan una edad del Cenomaniano Inferior-Campaniano. Por su lado Soto, 1980, le asigna una edad Coniaciano-Campaniano medio. Ángeles-Villeda *et al.* (2005) realiza un análisis estratigráfico y de microfacies en el Cañón La Boca (Santiago, Nuevo León), donde determina que la edad de la Formación San Felipe es Coniaciano Temprano, para la parte expuesta de esta formación en su área de estudio.

De acuerdo a SGM, (2006), para la formación San Felipe corresponde un ambiente de plataforma externa y cuenca intraplatafórmica; y la presencia de horizontes bentoníticos indican vulcanismo del arco magmático del occidente, contemporáneo al depósito.

❖ Formación Méndez (Campaniano-Maastrichtiano)

El término de Lutita Méndez fue propuesto por Jeffreys en 1910, para las lutitas que afloran a 300 m al este de la Estación Méndez del Ferrocarril Tampico-San Luis Potosí (Muir, 1936; Carrillo-Bravo, 1971).

En la descripción hecha por Jeffreys (1910), menciona que esta unidad consiste de un depósito uniforme de lutita gris-azul de varios metros de espesor, con borde interno arcilloso a semi-margoso; toda la secuencia consiste de marga y algunas capas irregulares de arenisca y caliza. Por otro lado, Muir (1936) describió a esta unidad como capas gruesas masivas de lutita de color rojizo, con intemperismo semi-esferoidal y algunos fragmentos subangulares; en algunos niveles las capas llegan a ser delgadas. Carrillo-Bravo (1971), describe esta unidad como lutita y marga de color gris y gris verdoso, en capas medianas y gruesas, que con frecuencia alternan con capas delgadas de bentonita blanca.

Padilla y Sánchez, (1978), mencionan que consiste de lutitas y lutitas calcáreas de color negro que intemperizan a café.

El límite inferior de la Formación Méndez es de manera general transicional y concordante con la Formación San Felipe (Padilla y Sánchez, 1978; PEMEX, 1988); asimismo, se

encuentra en discordancia con la Formación El Abra (Carrillo-Bravo, 1971; PEMEX, 1988; Santamaría-Orozco *et al.*, 1990).

Muir (1936), reporta una edad del Santoniano tardío-Campaniano en base al contenido micropaleontológico. Por su parte Bonet, 1956 y Carrillo-Bravo (1971), asigna una edad campaniano-maestrichtiana, en base a su contenido faunístico y posición estratigráfica. De acuerdo a lo anterior Aranda-Manteca y Stinnesbeck (1993) con base en la presencia de un *Mosasauridae*, le asignan a esta unidad una edad de Campaniano-Maastrichtiano. Alergret y Thomas (2001) mencionan que la parte superior de esta unidad pertenece al Maastrichtiano en base al contenido de foraminíferos planctónicos.

Carrillo-Bravo (1971) indica que los sedimentos de esta unidad fueron depositados en mares abiertos, con profundidades considerables. López-Ramos (1979) menciona que las características litológicas de esta unidad sugieren una cuenca de depósito que perteneció a un mar somero y regresivo en la que se depositaron sedimentos arcillo-arenosos. Por otra parte, PEMEX (1988) describen el ambiente de depósito como una secuencia de “flysch” característico en zonas de antifosa en mar abierto, con intercalaciones de flujos turbidíticos provenientes de las áreas de plataforma, que evolucionaron al final del Maastrichtiano a brechas calcáreas de talud en las cercanías con el borde de la plataforma. Ifrim *et al.*, (2005), sugieren que por la abundancia de foraminíferos planctónicos y sedimentos margosos, esta unidad fue depositada en mar abierto en las partes neríticas interior y media.

❖ Basalto - andesita (Neógeno, Mioceno Tardío)

Esta unidad fue inicialmente utilizada con el nombre de “series de Tlanchinol” por Robin y Bobier (1975) para las rocas volcánicas que afloran al lado de la carretera que va de Tlanchinol a Huejutla, Hidalgo, Suter (1980). Estudios posteriores hacen referencia a esta unidad bajo el término Formación Tlanchinol (Suter, 1980; Ochoa-Camarillo, 1996, 1997; Vergara-Martínez y Zarate-López, 2001).

Robin y Bobier (1975), describen esta unidad como una sucesión homogénea, constituida por 22 derrames sobrepuestos, de lava basáltica compacta, dominados por tobas; entre la serie se intercalan escorias y niveles rojos de arcillas. Posteriormente, Ochoa-Camarillo (1996) menciona que en el Cerro Las Puentes, Hidalgo, esta unidad está constituida por una

serie de derrames basálticos intercalados con horizontes piroclásticos, tobas de caída aérea y algunos derrames andesíticos. Ochoa-Camarillo (1996, 1997) considera que los basaltos alcalinos de esta formación, fueron producidos por vulcanismo fisural.

Ochoa-Camarillo (1996, 1997) menciona que en la región de Huiznopala esta unidad descansa sobre rocas precámbricas, sedimentos marinos jurásicos y cretácicos, con discordancias angular y erosional muy marcadas; mientras que Vergara-Martínez y Zárate-López (2001) reportan que descansa discordantemente sobre el Gneis Huiznopala y sobre las formaciones Huayacocotla, formaciones del Jurásico Superior y Tamaulipas indiferenciado, agregan que subyace a las rocas de la Formación Atotonilco El Grande.

Cantagrel y Robin (1979) analizaron tres muestras por el método K/Ar; una de ellas recolectada 7.6 km al norte de Tlanchinol (7.1 ± 0.3 Ma), otra a 1.5 km de Molango (7.4 ± 0.6 Ma) y otra en las cercanías de Molango (6.5 ± 0.3 Ma). Según los datos anteriores, esta unidad se ubica dentro del Mioceno Tardío (Ochoa-Camarillo, 1997).

4.3 Geología local

En base a las caminatas realizadas en el afloramiento Aztlán denominado así por su cercanía al barrio del mismo nombre y a los estudios realizados por Cantú (1971) y SGM (2003), en este trabajo se sugirió la presencia de las Formaciones Cahuwasas (Aaleniano-Batoniano), Tepexic (Batoniano tardío-Calloviano medio), Santiago (Caloviano Medio - Oxfordiano Superior) y Táman (Kimmeridgiano-Tithoniano). En base a lo anterior se realizó el mapa geológico de afloramiento Aztlán (Fig.7) a escala 1:5 000. Así mismo se realizaron levantamientos estratigráficos correspondientes a las Formaciones litológicas antes mencionadas.

Formación Cahuwasas

En la zona de estudio la Formación Cahuwasas (Fig. 8) se presenta como una secuencia de areniscas con coloración rosada-rojiza intercalada con estratos de areniscas con coloración grisaseo-verde con estratos que van de los 3.5 cm a 1.59 m de espesor, así mismo se presentan lentes de arenisca conglomerática oligomíctica con clastos de diversos tamaños que van desde los redondeados a subredondeados, con un espesor de 21 cm. En la base del

perfil la arenisca se presenta muy fracturada, para la parte media la arenisca presenta laminación paralela y ocasionalmente estratificación cruzada mostrándose más consolidada que en la parte inferior del perfil.

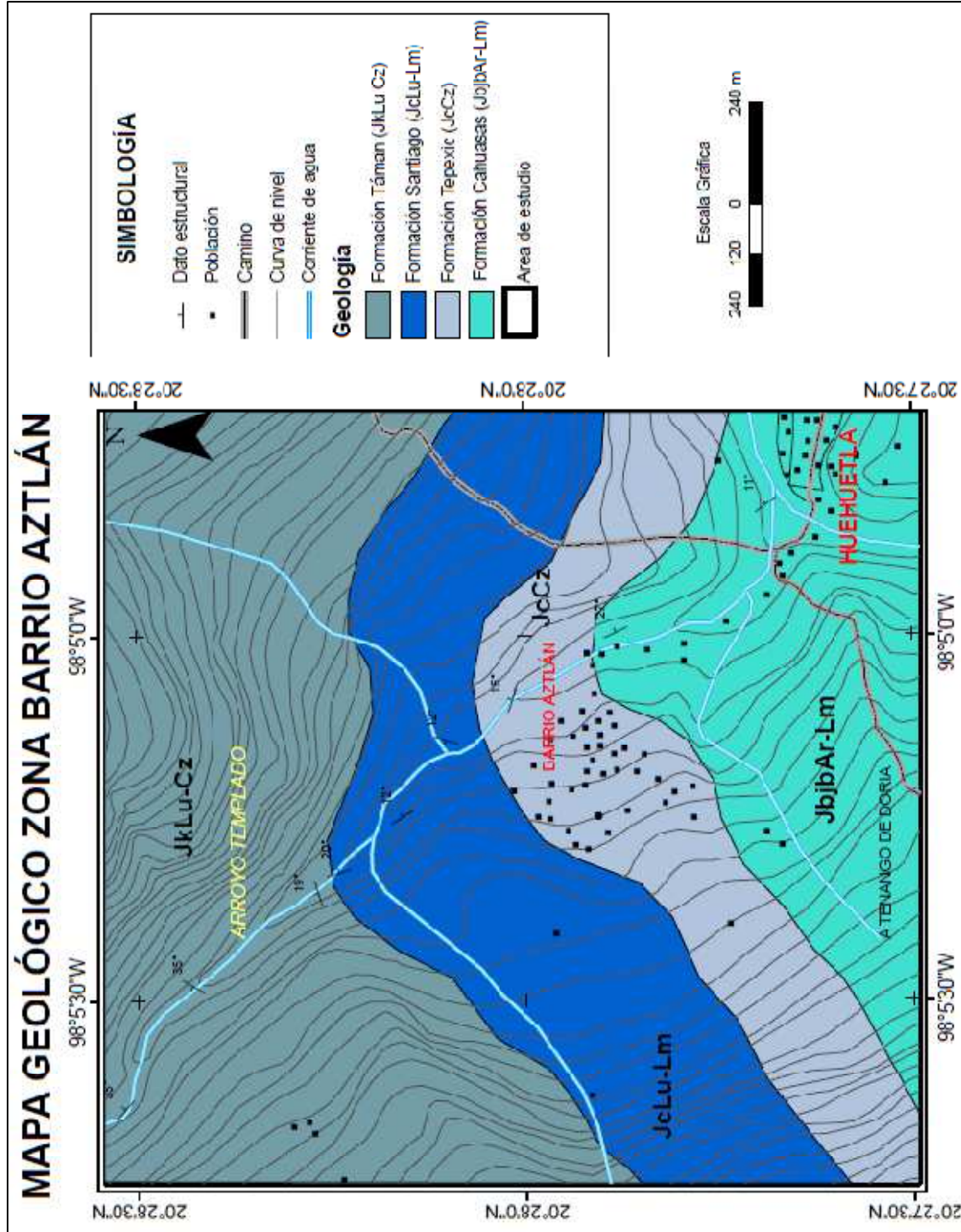


Fig. 7. Mapa geológico correspondiente al Afloramiento Aztlán.

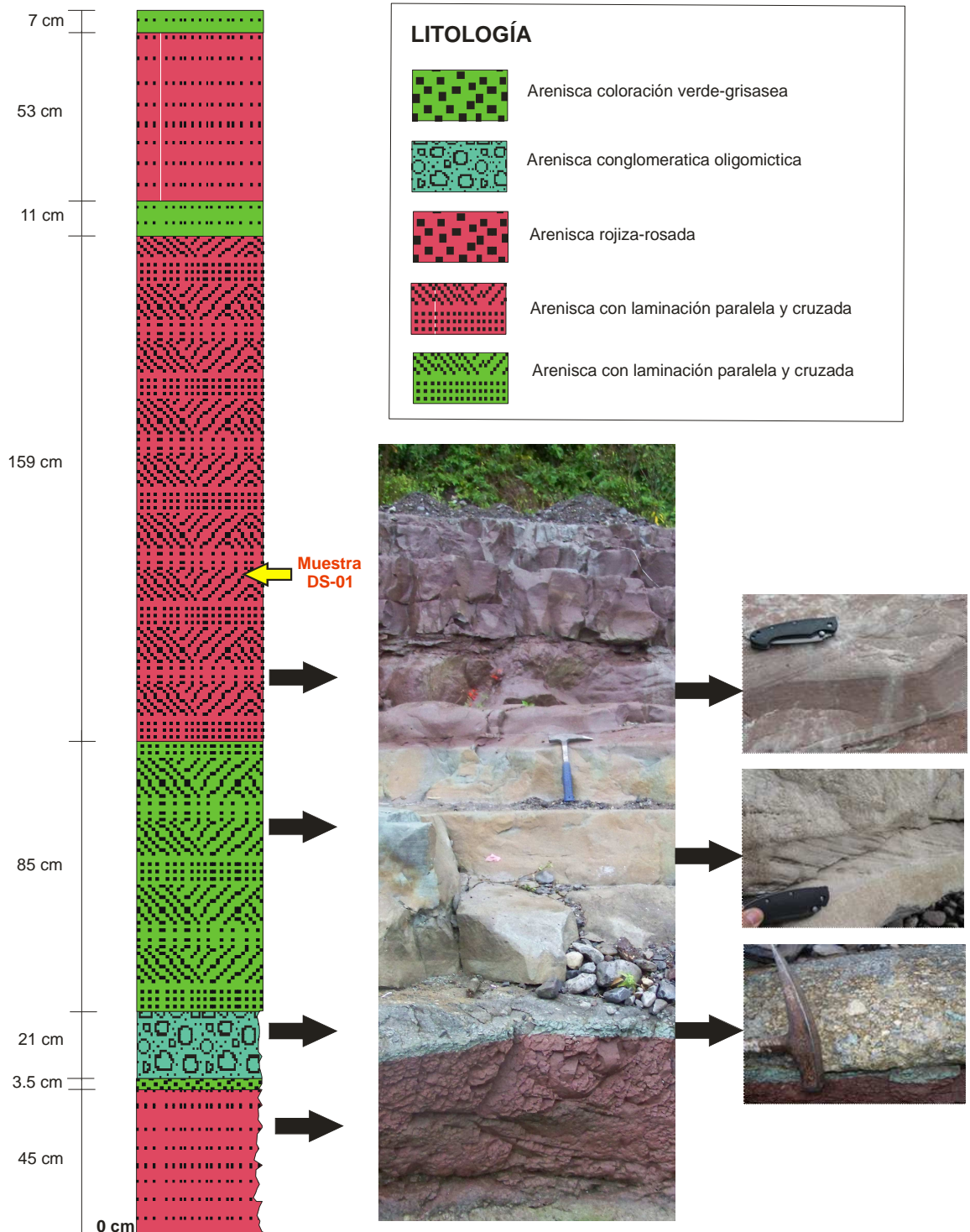


Fig.8. Columna litológica levantada en la zona de estudio correspondiente a la “Formación Cahuwas”.

Formación Tepexic

Posteriormente se deposita un paquete de calcarenita (Fig.9) que tiende a masiva con un espesor de 2 m aproximadamente con coloración café a intemperie y grisáceo – café a muestra fresca la cual cambia a una alternancia de estratos de caliza fosilífera grisácea a intemperie y gris oscuro a muestra fresca con espesores de 5 a 16 cm que se intercalando con estratos de calcarenita con espesores de 1 a 12 cm presentando una coloración café oscuro a intemperie y a muestra fresca (Fig. 10). En este punto de la columna se observan abundantes bivalvos retrabajados que van disminuyendo en cantidad conforme se asciende en la columna litológica carbonatada. No fue posible identificar los tipos de bivalvos debido a grado de fracturamiento presente.



Fig. 9. En la foto se muestra la Calcarenita masiva correspondiente a la "Formación Tepexic".

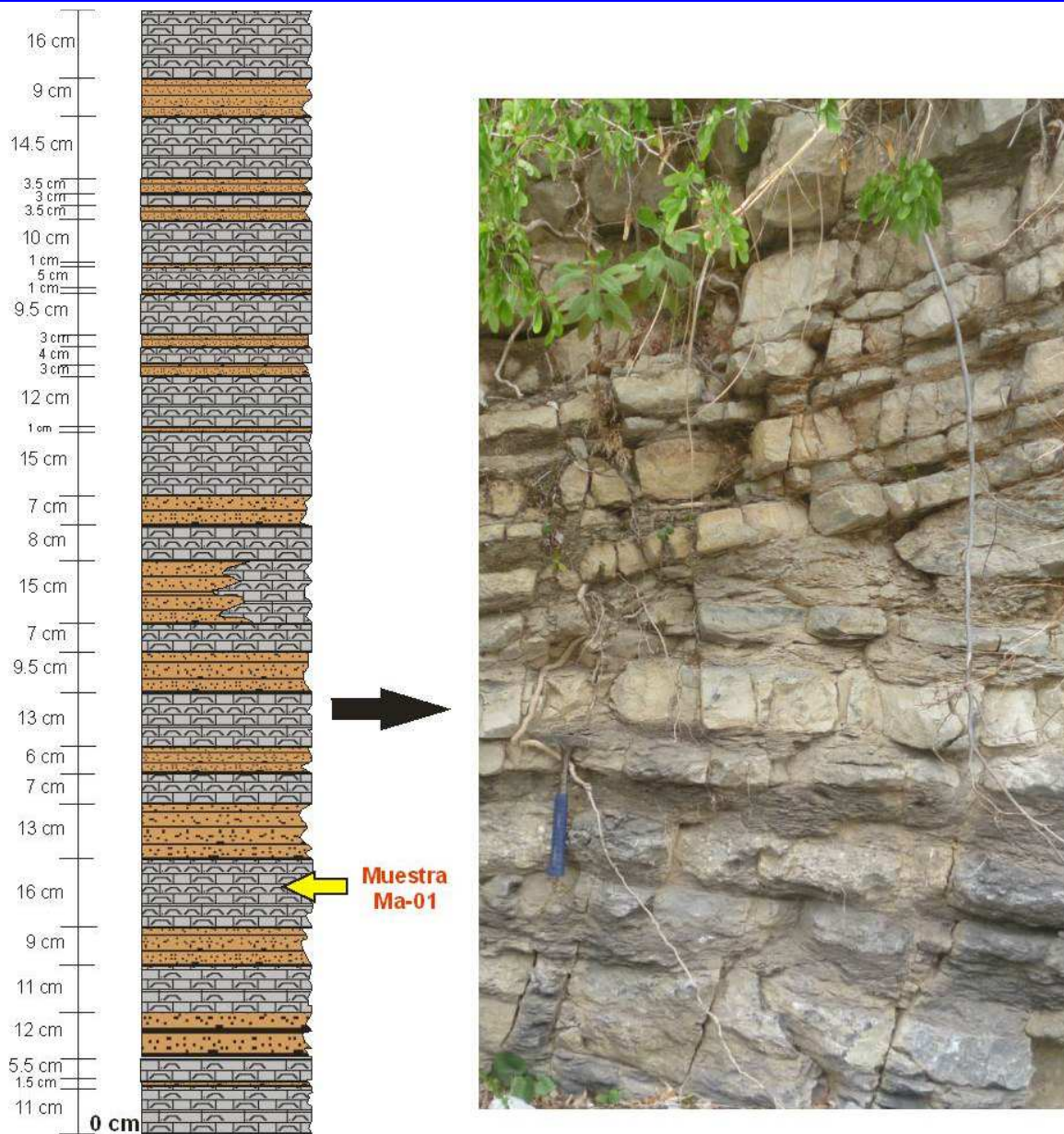


Fig. 10. Columna litológica levantada en la zona de estudio correspondiente a la "Formación Tepexic".

Formación Santiago

Sobreyaciendo a los carbonatos se presenta un potente espesor de lutitas negras carbonosas de aspecto antracítico y fisil alternando con capas delgadas de caliza. En la zona de estudio se levantaron dos perfiles litológicos correspondientes a la mencionada Formación.

En el primer perfil (Fig. 11) la lutita se presenta en espesores de 20 cm a 110 cm con una coloración café-negro a intemperie y negra a muestra fresca, así mismo se presenta muy fisil y carbonosa alternando con capas delgadas de roca caliza que presentan espesores de 16 a 19 cm con una coloración café a intemperie y grisácea a muestra fresca. En este perfil hay ausencia de material fósil y de concreciones.

El segundo afloramiento (Fig. 12) que se midió correspondiente a esta Formación consiste principalmente de paquetes de lutita negra carbonosa y fisil de espesores desde 5 cm 168 cm con coloraciones café-grisáceas-rojizas a intemperie y negras a muestra fresca las cuales alternan con capas de caliza maciza con espesores de 5 a 10 cm para las cuales su color es café-beige a intemperie y gris oscuro a muestra fresca, en las calizas se observaron vetillas de calcita. Para este afloramiento se observaron concreciones calcáreas contenidas dentro de los paquetes de Lutita negra. Las concreciones muestran pirita diseminada, así como halos de pirita relacionados a los bordes de las concreciones e incluso se pudieron encontrar amonites piritizados así como otros restos fósiles los cuales fueron imposibles de identificar debido al fácil fracturamiento de estos al golpear la concreción. En este afloramiento se pudieron observar vetillas óxidos atravesando el paquete lutítico.

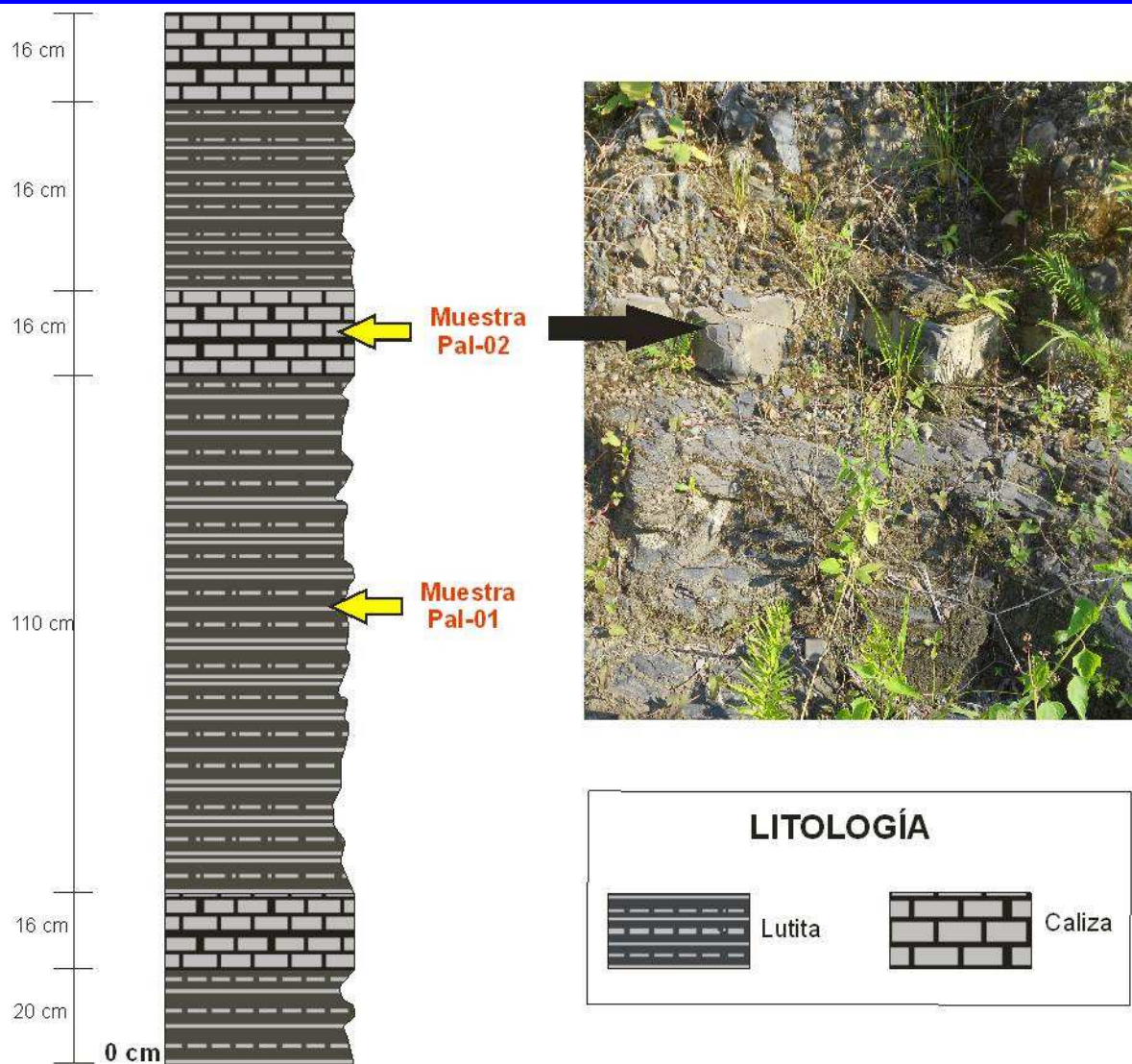


Fig. 11. Columna litológica No.1. levantada en la zona de estudio correspondiente a la "Formación Santiago".

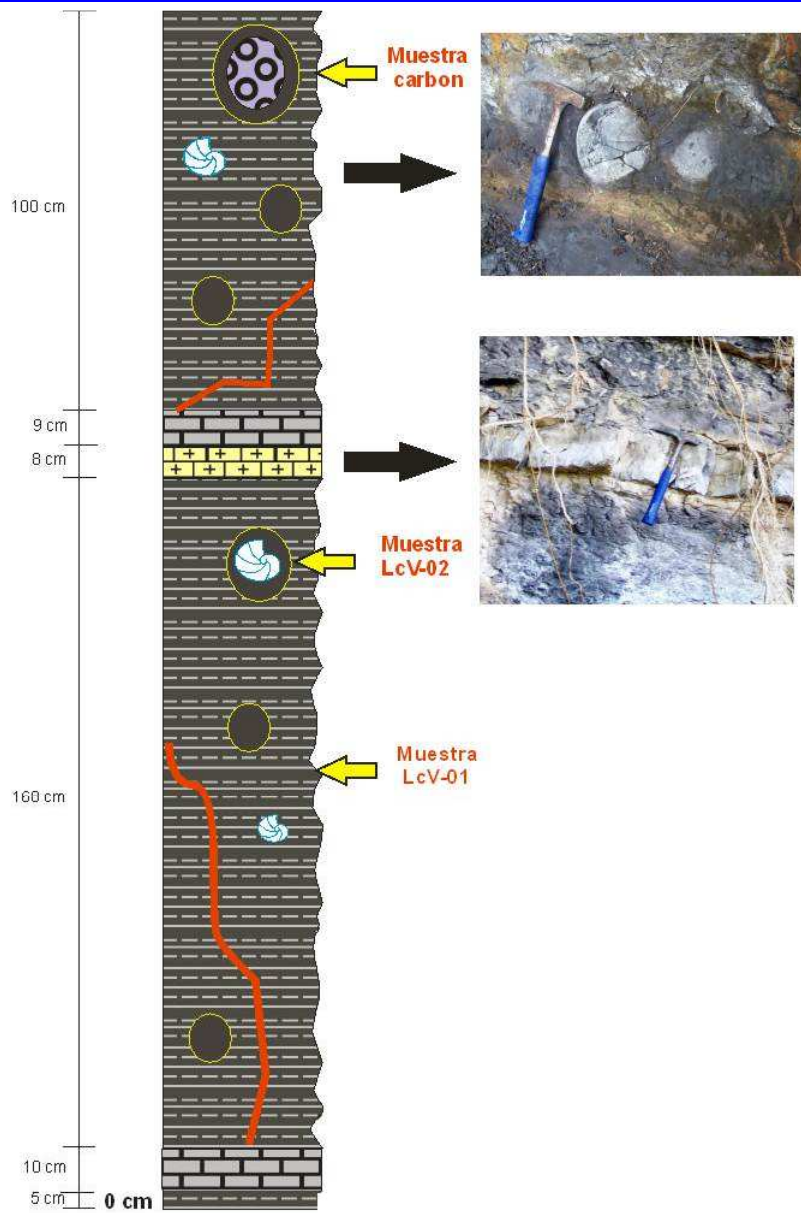


Fig. 12. Columna litológica No.2. levantada en la zona de estudio correspondiente a la "Formación Santiago".

Formación Táman

En la zona de estudio La Formación Táman se encuentra suprayaciendo a la Formación Santiago en contacto transicional y concordante, formando parte de la cima de nuestra columna medida correspondiente a la zona de estudio. Litológicamente se encuentra compuesta de una alternancia de calizas y limolita que incluyen *amonites*, *apticus* y concreciones. Para la zona de estudio se midieron tres afloramientos correspondientes a la Formación Táman.

El afloramiento 1 (Fig. 13) consiste en rocas calizas con espesores de hasta 54 cm presentando una coloración café-grisácea a intemperie y gris oscuro-negro a muestra fresca, con presencia de vetillas de calcita, muy dura al romper, estas calizas alternan con capas de limolita con coloración café oscuro a intemperie y negro a muestra fresca con espesores de hasta 30 cm. En este afloramiento en los estratos de caliza se encontró abundante contenido fósil principalmente *amonites* y *apticus*, al igual en los estratos de limolita se presentaron algunas concreciones en las cuales se pudo notar contenido fósil no identificable.

Para el afloramiento 2 (Fig. 14a y 14b) la litología presente consiste en una secuencia de calizas compactas café-grisácea a intemperie y negra-grisáceo a muestra fresca con espesores desde 3 cm a 94 cm en algunos estratos se observó laminación paralela y desprendimiento de olor al golpear la roca caliza, intercalando estas se encuentran limolitas de color café-negro a intemperie y negro a muestra fresca con espesores menores de 3 cm a 73 cm. En este afloramiento al igual que el anterior se observó material fósil entre los que destacan impresiones de *amonites* y *apticus*, así como algunas concreciones, las vetillas de calcita son más frecuentes e incluso atraviesan los estratos de manera vertical.

El Afloramiento 2 (Fig. 15) corresponde a la cima de la columna total de la zona de estudio, litológicamente consiste de intercalaciones de roca caliza compacta de 5 a 67 cm de espesor con coloración café-gris a intemperie y gris oscuro a muestra fresca que intercala con limolita de 1.5 a 65 cm de espesor de coloración café oscuro a muestra intemperie y café-negro a muestra fresca, esta se muestra en laminación paralela la cual se parte en lajas. En esta parte de la columna los restos fósiles disminuyen en cantidad, sin embargo se

encontraron algunos amonites indeterminados entre otros restos fósiles, la roca caliza aumenta su espesor y las concreciones se presentan en tamaños de hasta dos metros de diámetro.

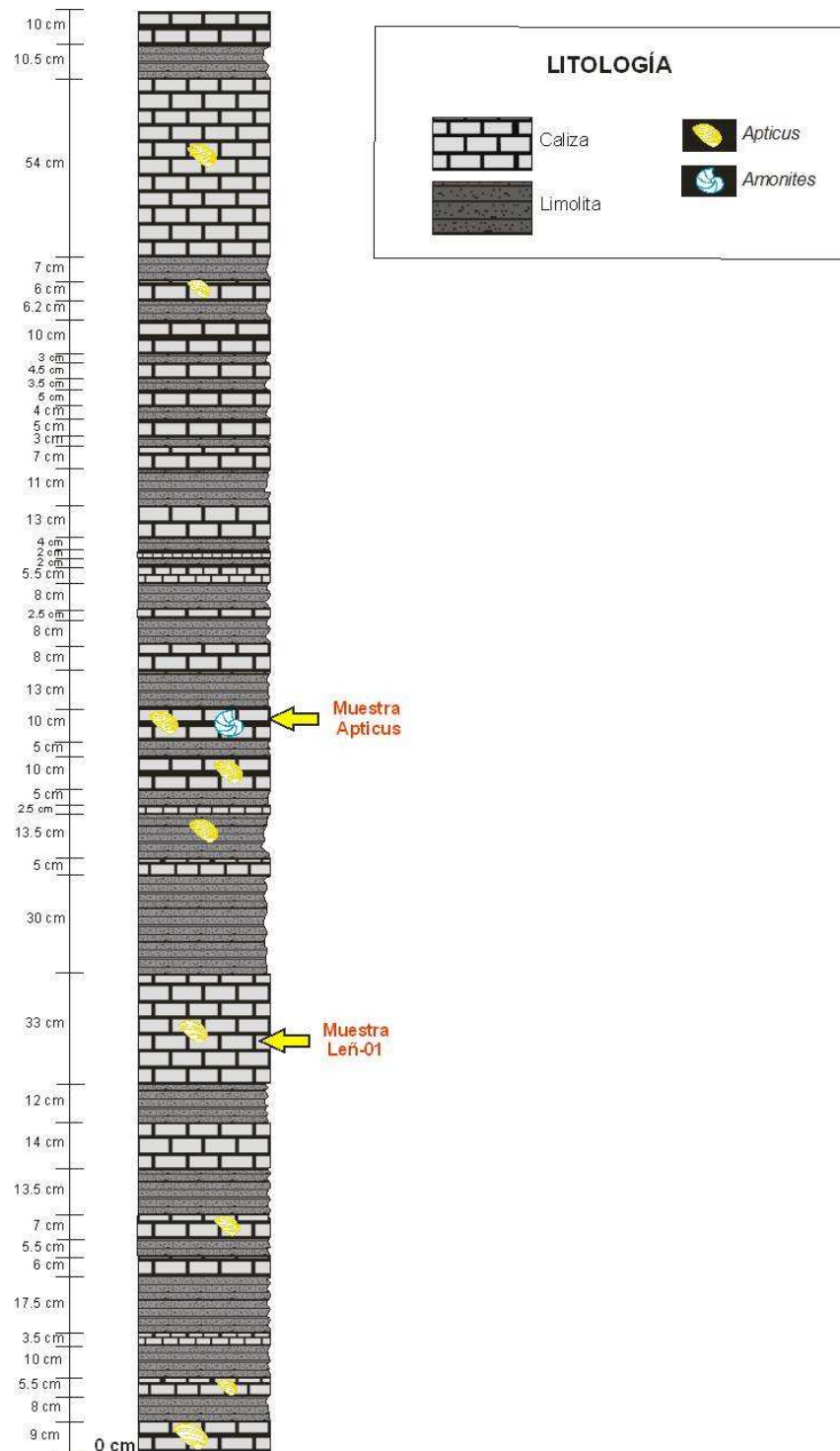


Fig. 13. Columna levantada en la zona de estudio correspondiente a la "Formación Táman".

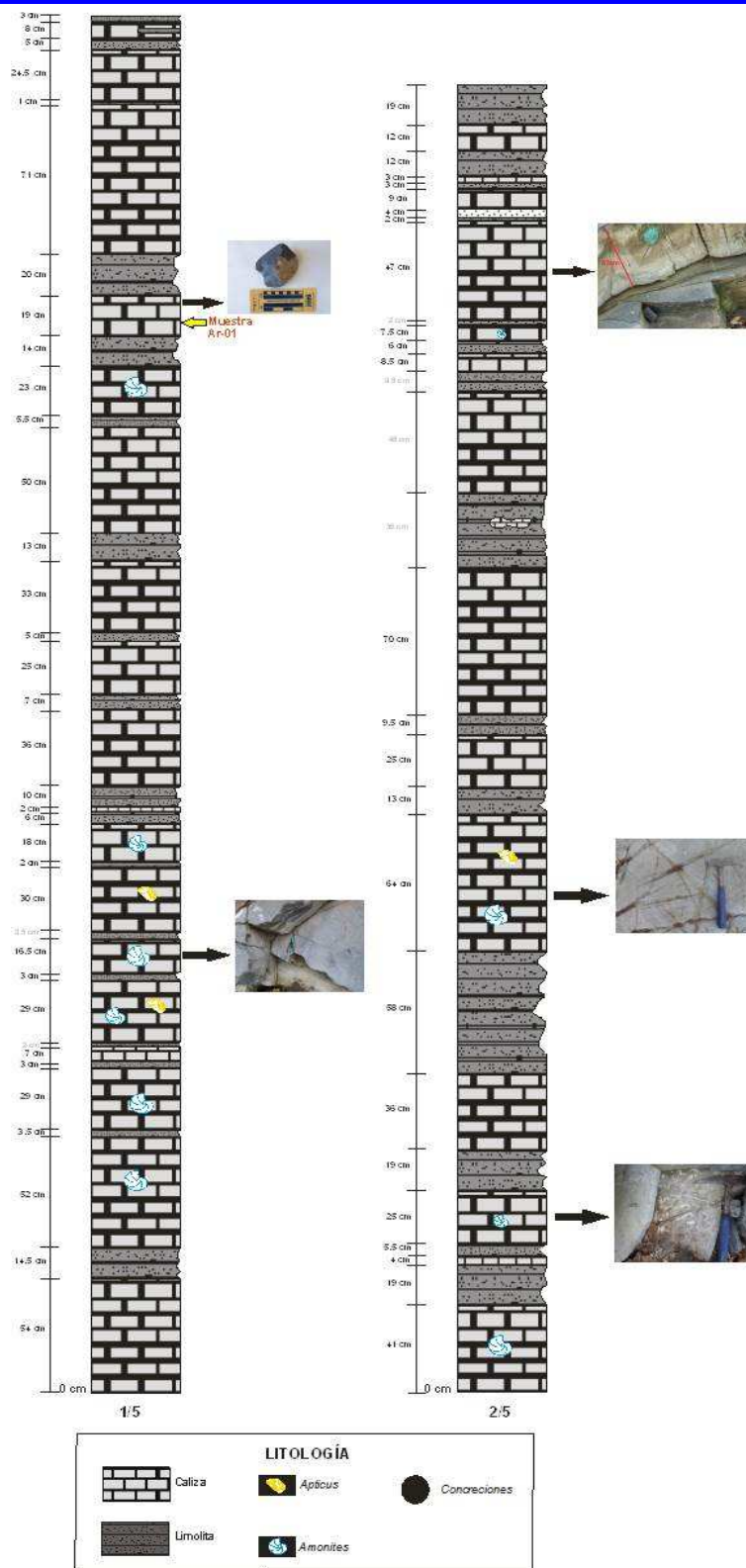


Fig. 14a. Columna litológica levantada en la zona de estudio correspondiente a la “Formación Táman”, Parte 1.

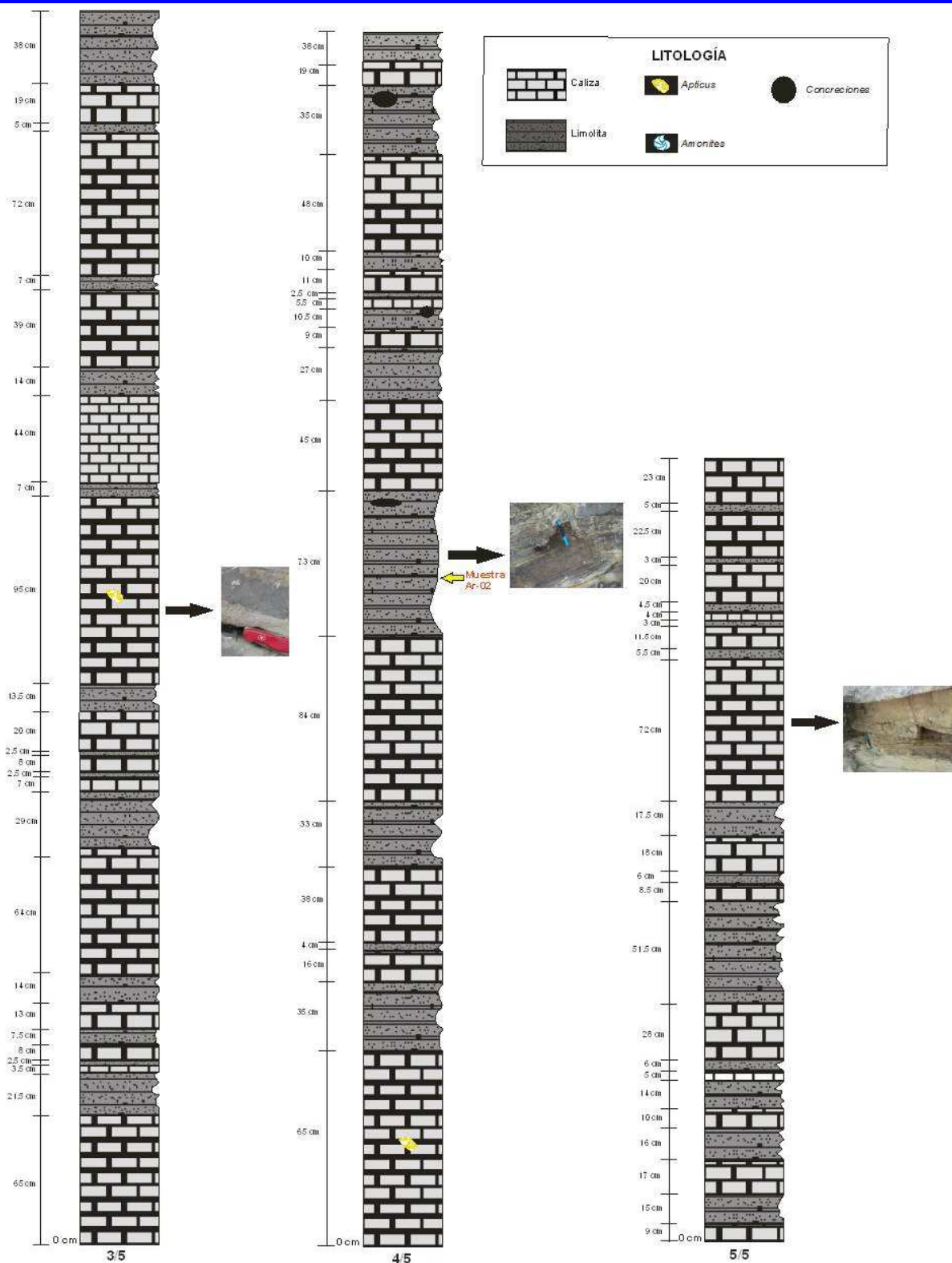


Fig. 14b. Columna litológica correspondiente a la “Formación Táman”, parte 2.

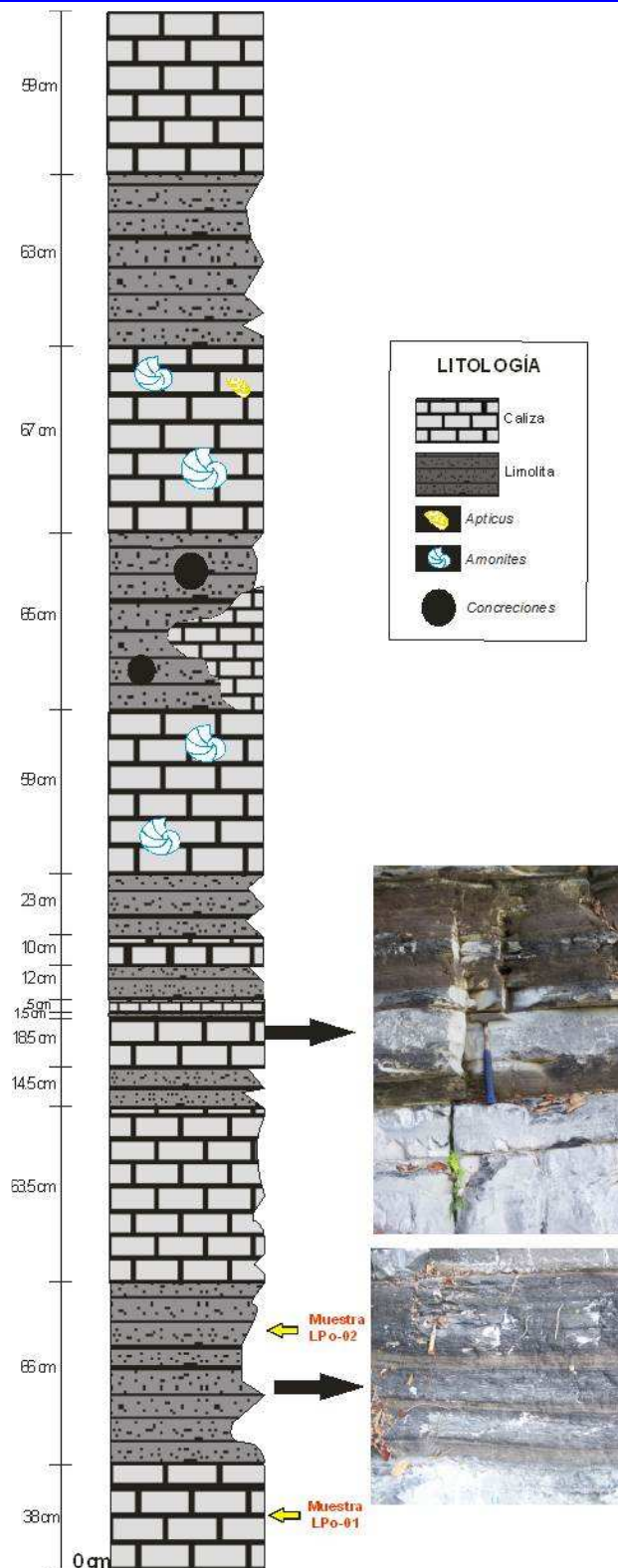


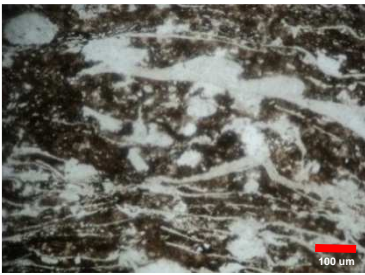

Fig. 15. Columna litológica levantada en la zona de estudio correspondiente a la parte superior de la "Formación Táman".

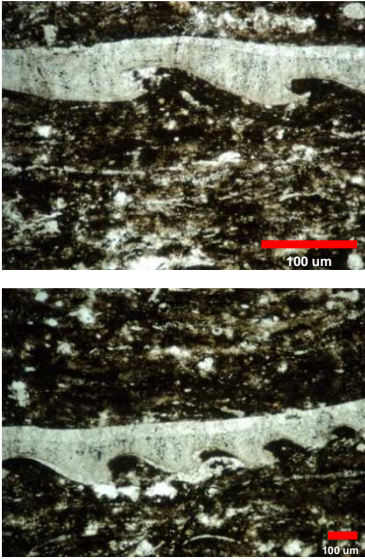
A partir de las muestras obtenidas en la zona de estudio se realizaron láminas delgadas correspondientes a algunas de las muestras, por lo que los resultados se muestran a continuación:


Muestra Ds-03	
Lamina delgada	Descripción
 	<p>La lámina delgada corresponde a una variedad entre un conglomerado y una arenisca conglomerática. Presenta clastos calcáreos subredondeados, soportados por calcita y arcilla. Hay presencia de granos de cuarzo anhedrales y feldespato en menor proporción, la mayoría de los clastos presentan oxidación en sus bordes así mismo inicios de cloritización.</p>

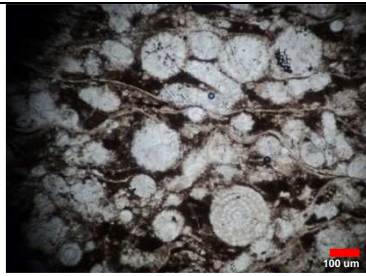
Muestra Ma-01	
Lamina delgada	Descripción
 	<p>La lámina delgada corresponde a una caliza recristalizada parcialmente dolomitizada, presentando bioclastos de moluscos, así como cristales de subhedrales de calcita, cristales rómbicos de dolomita y granos anhedrales de cuarzo en menor proporción. Presenta una textura cristalina y pequeñas zonas de óxidos.</p>

Muestra Concreción	
Lamina delgada	Descripción
 	<p>Sección delgada correspondiente a una roca sedimentaria de grano fino con un 75% de arcillas, 20% de cristales de pirita, 5% de calcita recristalizada y microcristales de cuarzo. Presenta zonas de oxidación, así mismo la pirita se encuentra reemplazando fragmentos de bioclastos.</p>

Muestra AR-02	
Lamina delgada	Descripción
 	<p>Consiste en una roca bioclástica de grano fino conformada de 60-65% de arcillas con microcristales de cuarzo en 10% siendo el resto correspondiente a calcita secundaria que rellena formas elípticas. Hay presencia de braquípodos y los fragmentos de restos fósiles no identificados, el crecimiento bacteriano sugieren un ambiente hipersalino. Por los planos de estratificación observados y la orientación de las formas circulares se deducen procesos diagenéticos de compactación.</p>

Muestra AR-04	
Lamina delgada	Descripción
	<p>Consiste en una roca bioclástica de grano fino con un 75% de arcillas y de 10-15% de calcita recristalizada. Se pudieron observar colonias de briozoarios, ostrácodos planctónicos desarticulares, calciesferas y la presencia de óxidos de Fe. Por los planos de estratificación y a la orientación de las formas circulares se deducen procesos diagenéticos de compactación.</p>

Muestra LPO-01	
Lamina delgada	Descripción
	<p>En la lámina se determina un packstone fosilífero formado por abundantes restos de formas circulares, semicirculares y en menos proporción por formas cónicas, mal conservadas y totalmente recristalizados por calcita, los cuales se concluye por su morfología que corresponden a radiolarios, espumeláridos y naseláridos; a los que se les observa una estructura porosa, con espinas en sus bordes, y les da un aspecto irregular en sus contornos, por lo que de acuerdo a los restos fosilíferos el ambiente corresponde a cuenca profunda. Contiene aproximadamente un 10% de micrita, observándose como manchas irregulares de coloración café claro y</p>



café oscuro, contiene escasas vetillas rellenas de calcita, se observan también abundantes formas alargadas y delgadas rellenas de calcita recristalizada, que pueden corresponder a fragmentos de braquiópodos. La diagénesis está representada por la compactación registrada por el alargamiento de los bioclastos.

Muestra LPo-04

Lamina delgada	Descripción
	<p>Roca sedimentaria correspondiente a un wakstone-pakstone fosilífero formado por abundantes restos de formas circulares, semicirculares y formas cónicas, mal conservadas y totalmente recristalizados por calcita, los cuales se concluye por su morfología corresponden a bivalvos recristalizados, radiolarios cónicos y globulares, con espinas en sus bordes, y les da un aspecto irregular en sus contornos, y la presencia de amonitela, por lo que de acuerdo a los restos fosilíferos el ambiente corresponde a cuenca profunda con aporte de aguas someras. Contiene un 10% de micrita con manchas color café claro a oscura.</p>

CAPÍTULO IV.

MÉTODO

4.1 Trabajo de Campo

Se realizaron 4 visitas de campo en diferentes fechas durante los años 2012-2013, con el fin de reconocer el área de estudio e identificar las formaciones presentes en el lugar, una vez identificadas las unidades litológicas, se efectuó el levantamiento, medición y descripción del perfil, así como la toma de muestras correspondientes a los cambios litológicos visibles.

4.1.1 Levantamiento del perfil

El levantamiento se llevó a cabo con la elaboración de una serie de perfiles que comprenden la litología que afloran en la zona de estudio, es importante mencionar que no se pudo realizar un perfil consecutivo debido a que no fue posible encontrar los contactos entre una y otra unidad litológica al momento del levantamiento, debido a la espesa vegetación presente en la zona. A continuación se presentara una descripción litológica generalizada de base a cima correspondiente a la zona de estudio.

La base de la columna litológica revela una alternancia de estratos de areniscas de coloración verde con otras rojizas, bien consolidadas de grano medio a fino, que van desde los 11 cm hasta los 159 cm de espesor. Ocasionalmente exhiben estratificación cruzada y paralela con lentes de arenisca conglomerática oligomíctica (Fig.16).



Fig.16. Sección correspondiente a las areniscas (a), donde se observa la laminación cruzada (b) y el estrato de arenisca conglomerática-oligomíctica (c).

Posteriormente se deposita un paquete de limolita que tiende a masiva con una coloración café oscuro a intemperie y a muestra fresca y que cambia a una alternancia de estratos de caliza fosilífera que se intercalan con limolita, con estratos de espesor desde 3 hasta 16 cm, con una coloración café a intemperie pasando a grisáceo a muestra fresca. En este punto de la columna se observan abundantes bivalvos retrabajados que van disminuyendo en cantidad conforme se asciende en la columna litológica carbonatada (Fig.17).



Fig. 17. Caliza fosilífera correspondiente a la “Formación Tepexic”.

Sobreyaciendo a los carbonatos se presenta un potente espesor de lutitas negras carbonosas de aspecto antracítico y físil, de una coloración café-grisáceo a intemperie y negro a muestra fresca que incluyen concreciones de caliza, las cuales presentan amonites piritizados y pirita diseminada formando aros relacionados al borde de las concreciones, así como vetillas con óxidos que atraviesan las capas litológicas. Alternando a este paquete, se observan estratos de caliza de 9 a 15 cm de espesor con vetillas de calcita, con una coloración café claro a intemperie y negro a muestra fresca (Fig.18).



Fig.18. Lutitas negras con la presencia de concreciones.

Posteriormente se presenta una alternancia de limolita y caliza con coloraciones café claro a grisáceo a intemperie pasando a un gris oscuro a muestra fresca, los estratos varían desde 1 cm hasta 1.4 metros. En estas alternancias podemos encontrar material fósil como lo son: amonites, *apticus* (Fig. 19) así como una serie de concreciones y vetillas de calcita. Finalmente, hacia la cima la secuencia cambia a caliza de espesores mayores, disminuyendo el espesor de la limonita.



Fig.19. Se observa parte del material encontrado en el área de estudio (de izquierda a derecha: amonites y *apcticus*). Escala gráfica correspondiente a 1 cm.

4.1.2. Muestreo

Con el fin de identificar las formaciones que afloran en el área de estudio, se utilizó la Carta Geológico-Minera Pahuatlán (F14-D73) (SGM,2003) así como caminatas de campo, por otra parte la cartografía del área se realizó con base a la Hoja Topográfica Pahuatlán de Valle F14-D73, publicada por el INEGI en el 2000, una vez realizado el reconocimiento del área de estudio, el levantamiento y descripción del perfil se colectaron un total de 15 muestras *In situ* de aproximadamente 0.5 kg de los horizontes y cambios litológicos representativos de la sección correspondiente al afloramiento “Aztlán” nombrado así por su cercanía con el Barrio del mismo nombre. Cada una de las muestras se geoposicionaron con la ayuda de un equipo de posicionamiento global (GPS) marca *Garmin*, modelo *EtrexLegend H*, mientras que la cartografía geológica fue elaborada con la ayuda del programa *ArcGis* versión 9.3.

Para la toma de cada muestra se tuvo el cuidado de eliminar cualquier alteración superficial en la roca con el fin de obtener una muestra sana, no se rotulo sobre la muestra para evitar su contaminación, finalmente una vez tomada cada una de las muestras, estas se envolvieron primeramente con papel aluminio y se introdujo en una bolsa de polietileno debidamente rotulada para su fácil identificación. Finalmente las muestras se trasladaron al Laboratorio de Geoquímica del Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo para su posterior preparación.

4.1.3 Descripción de las muestras

Una vez en el laboratorio se describieron cada una de las muestras como se muestra a continuación.

Muestra tomada en la base de la columna litológica medida, corresponde a una arenisca de color rosado a rojizo a intemperie y rojizo a muestra fresca, bien consolidada de grano medio a fino, presenta laminación paralela con intercalación de tonos claros con oscuros, y presencia de óxidos (Fig.20). Muestra tomada en las coordenadas N 20°28'13.3" y W 098°05'22.0".

Fig. 20. Muestra Ds-04



Muestra tomada en el contacto con la arenisca, corresponde a una limolita, arenosa fina al tacto, color café a intemperie y color verdoso a muestra fresca y vetillas de óxidos, muy fisil, cuenta con cierto lustre y semicompacta (Fig.21). Muestra tomada en las coordenadas N 20°27'55.6" y W 98°05'1.6".

Fig.21. Muestra AN-01



Muestra correspondiente a una caliza fosilífera de 10 cm de espesor, presenta un color amarillento a intemperie y color gris oscuro a muestra fresca, bien consolidada de grano fino y con fragmentos de gasterópodos indeterminados, óxidos, vetillas de calcita con cierta alineación y desprende olor al golpeo (Fig.22), tomada en las coordenadas geográficas: N 20°28'3.7" y W 98°05'7.2".

Fig.22. Muestra Ma-01



La muestra fue tomada de la parte media de un estrato de 1.10 m de espesor correspondiente de lutitas negras carbonosas de aspecto antártico al que se sobrepone un estrato de caliza micritica, la lutita presenta un color café a intemperie y color negro a muestra fresca, muy fisil de grano fino y suave al tacto (Fig. 23) las coordenadas geográficas correspondientes a la muestra son N 20°28'2.05" y 90°05'14.15" W.

Fig. 23. Muestra Pal-01



La muestra se tomó de un estrato de un espesor de 18 cm correspondiente a roca caliza bien consolidada, de color café a intemperie y color gris-negro a muestra fresca, de grano fino, con presencia de pequeñas vetillas de calcita, (Fig.24). Muestra localizada en las coordenadas geográficas N 20°28'2.05" y 90°05'14.15" W.

Fig.24. Muestra Pal-02



Muestra correspondiente a lutitas negras carbonosas de aspecto antracítico que incluyen concreciones de caliza, la muestra presenta un color negro y rojizo a intemperie y color negro a muestra fresca, muy fisil de gran fino, suave al tacto. En el afloramiento correspondiente a la muestra en cuestión se observó a la lutita en forma masiva con espesores de hasta 2 metros con intercalaciones de estratos de caliza de 10 cm e incluso se muestra un estrato de caliza recristalizada (Fig.25). Con coordenadas N 20°28'13.3" y W 98°05'22".

Fig. 25. Muestra LCv-01

Muestra correspondiente a concreciones de caliza micritica incrustada en un paquete de lutita de 1.68 m, a intemperie presenta un color gris oscuro con tendencia a negro y negro a muestra fresca, bien consolidada de grano fino, que a su vez presentan amonites piritizados no identificados, pirita diseminada y formando aros relacionados al borde de las concreciones (Fig. 26). Se ubica en las coordenadas geográficas N20°28'13.3" y W 98°05'22.0".

Fig. 26. Muestra LCV-02

Esta muestra consiste en carbón de aspecto antártico muy deleznable, color negro brillante con presencia de calcita (Fig.27.) ubicado en el centro de una concreción de aproximadamente 70 cm incrustada entre un estrato de black shale. Se ubicó en las coordenadas N 20°28'13.3" y W 98°05'22".

Fig.27. Carbón



Muestra correspondiente a roca caliza bien consolidada obtenida de un estrato de un espesor de 10 cm, color grisáceo a intemperie y gris oscuro a negro en muestra fresca, presenta grano fino, así como vetillas de calcita (Fig. 28), en el estrato perteneciente a la muestra se pudieron encontrar restos fósiles no identificables, así como *apticus* y *amonites*. Con coordenadas N20°28'21" y W98°05'25.6".

Fig. 28. Muestra Leñ-01



Muestra correspondiente a un estrato limolita de 73 cm de espesor, presentando un color café oscuro a intemperie y color negro a muestra fresca, muy deleznable semiconsolidada de grano fino, muy fisil, hay presencia de pequeñas incrustaciones de carbón bituminoso así como la presencia de restos fósiles no identificables (Fig. 29) Se ubica en las coordenadas N 20°28'25.1" y W 98°05'28.9".

Fig.29. Muestra AR-02



Muestra correspondiente a caliza micrítica de grano fino, color gris claro a intemperie y gris oscuro con tendencia a negro a muestra fresca, bien consolidada, muestra cierta laminación, así como pequeñas incrustaciones de carbón bituminoso y desprende olor al golpeo (Fig.30) ubicada en las coordenadas N20°28'24.1" y W98°05'28.0".

Fig.30. Muestra AR-01



La muestra corresponde a una caliza micrítica tomada en la parte superior de la columna litológica medida, presenta un color gris claro a intemperie y gris oscuro con tendencia a negro en muestra fresca, bien consolidada de grano fino. En la muestra se puede notar pequeños incrustaciones de carbón bituminoso, así como vestigios de restos fósiles y cristales de calcita (Fig.31). Se ubica en las coordenadas N20°28'30.8" y W098°05'38.8".

Fig.31. Muestra LPO-01



Muestra tomada en la parte superior de la columna litológica medida, correspondiente a una caliza micrítica color café claro a intemperie y gris oscuro con tendencia a negro en muestra fresca, muy consolidada de grano fino, se observaron restos fósiles en los que figuran costillas de amonites y *aplicus*, así mismo se presentan micro vetillas de calcita (Fig.32). Ubicada en las coordenadas geográficas N 20°28'30.8" y W 098° 05'38.8".

Fig.32. Muestra LPO-04



4.2 Trabajo de laboratorio

Una vez que se obtuvieron las muestras y debidamente identificadas, fueron llevadas al laboratorio de Geoquímica del Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.

4.2.1. Preparación de las muestras

Una vez estando las muestras en el Laboratorio de Geoquímica del Área Académica Ciencias de la Tierra y Materiales de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, estas fueron sometidas a secado a temperatura ambiente, posteriormente se reviso que la muestra no tuviera material vegetal reciente así mismo se retiro la parte externa de las rocas como oxidación, material intemperizado. Finalmente se inició la pulverización de 120 gr de la roca sedimentaria de interés, mediante el equipo Pulverisette 2 del fabricante Fritsch con mortero y pistilo de ágata, con lo cual se evita la contaminación de la muestra (Fig. 33).



Fig. 33. Pulverizador Pulverisette 2.

4.2.2 Método de Extracción del Bitumen

El proceso de extracción se realizó con disolventes orgánicos de menor a mayor polaridad (hexano, acetato de etilo y metanol, todos grado HPLC). Una vez pulverizado y pesado 120 gr de muestra, se colocó en un matraz balón de 1000 ml y se adicionó 300 ml de hexano, sometiéndolo a reflujo por espacio de 53 horas. En este caso los reflujos fueron colocados en serie.

El equipo recirculado, consta de un sistema de enfriamiento y circulación continua mediante bombeo con sistema termoregurable que hace que el líquido condensador circule por los refrigerantes, ayudando a la concentración rápida de extractos mediante reflujo constante y controlable en todo momento (Fig. 34).



Fig. 34. Montaje del experimento: sistema de reflujo en extracción secuencial de bitumen.

Al término del reflujo se filtro para separar el sedimento, el disolvente filtrado (disolvente más bitumen), se colocó en un matraz balón y se eliminó el disolvente en el rotavapor (Fig. 35) para concentrar la materia orgánica extraída, una vez obtenido el extracto de hexano se colocó en un vial (previamente pasado y rotulado según la muestra correspondiente), se dejó reposar al medio ambiente para que el disolvente se evaporara por completo, cuidando que no entrara ninguna partícula ajena que lo pudiera contaminar.



Fig. 35. Montaje del experimento: sistema de reflujo en extracción secuencial de bitumen.

Así mismo el sedimento se dejó secar a temperatura ambiente cuidado que no se contamine con algún agente extraño como polvo. Una vez seco el sedimento se agregaron 300 ml de acetato de etilo. De igual forma se extrajo mediante reflujo, se filtró y se concentró el extracto obtenido. Por último, se repitió el procedimiento con metanol.

Finalmente una vez que se han obtenido los tres extractos correspondientes a cada muestra, y que estos ya han sido evaporados completamente a temperatura ambiente los viales se pesan nuevamente y por diferencia de pesos se obtiene la cantidad de materia orgánica obtenida .

4.2.3. Análisis por Cromatografía de Gases – Masa (CG-Ms)

Los extractos obtenidos de cada muestra se analizaron por Cromatografía de Gases-Masa (CG-Ms) (Fig.36) en el Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Por el M. en C. Juan Carlos Duran Álvarez investigador de dicha dependencia.

Para la caracterización de los extractos de bitumen procedentes de las muestras, se utilizó un cromatógrafo de gases-masa Hewlett-Packard Agilent 5973 Network con el sistema de inyección 7683B, acoplado a un espectrómetro de masa Hewlett Packard 6890N. La

cromatografía de gases con acoplamiento a espectrometría de masa (CG-Ms) es un método que combina dos técnicas la cromatografía gas-liquido y la espectrometría de masa para la identificación de diversas sustancias.



Fig. 36. Cromatógrafo de Gases-Masa.

CAPITULO V. RESULTADOS

5.1 Resultados geoquímicos

En el afloramiento Aztlán se seleccionaron 14 muestras para geoquímica orgánica (ver Fig. 37) las cuales se prepararon y posteriormente se mezclaron con tres disolventes distintos (Hexano, Acetato de etilo y Metanol), esto para abarcar un amplio rango de polaridad (Ángeles-Cruz, 2006), una vez obtenidos los extractos en el laboratorio, éstos fueron enviados al Instituto de Ingeniería de la UNAM para ser identificados mediante CG-*Ms*. Se obtuvieron cromatogramas (ver anexo I) que corresponden a cada una de las muestras seleccionadas, los cuales fueron analizados con el programa *HpChem* utilizando la base de datos actualizada *Wiley138*. Con la finalidad de obtener compuestos orgánicos y/o biomarcadores que permitan el reconocimiento de las condiciones paleoambientales correspondientes a la zona de estudio durante el Jurásico Medio-Superior.

En las muestras analizadas se identificaron alcanos lineales que van del nC_{13} al nC_{33} presentando ausencias de alcanos lineales fuera de este rango, así mismo se identificaron isoprenoides (pristano y fitano) y otros compuestos de los cuales se hablará más adelante.

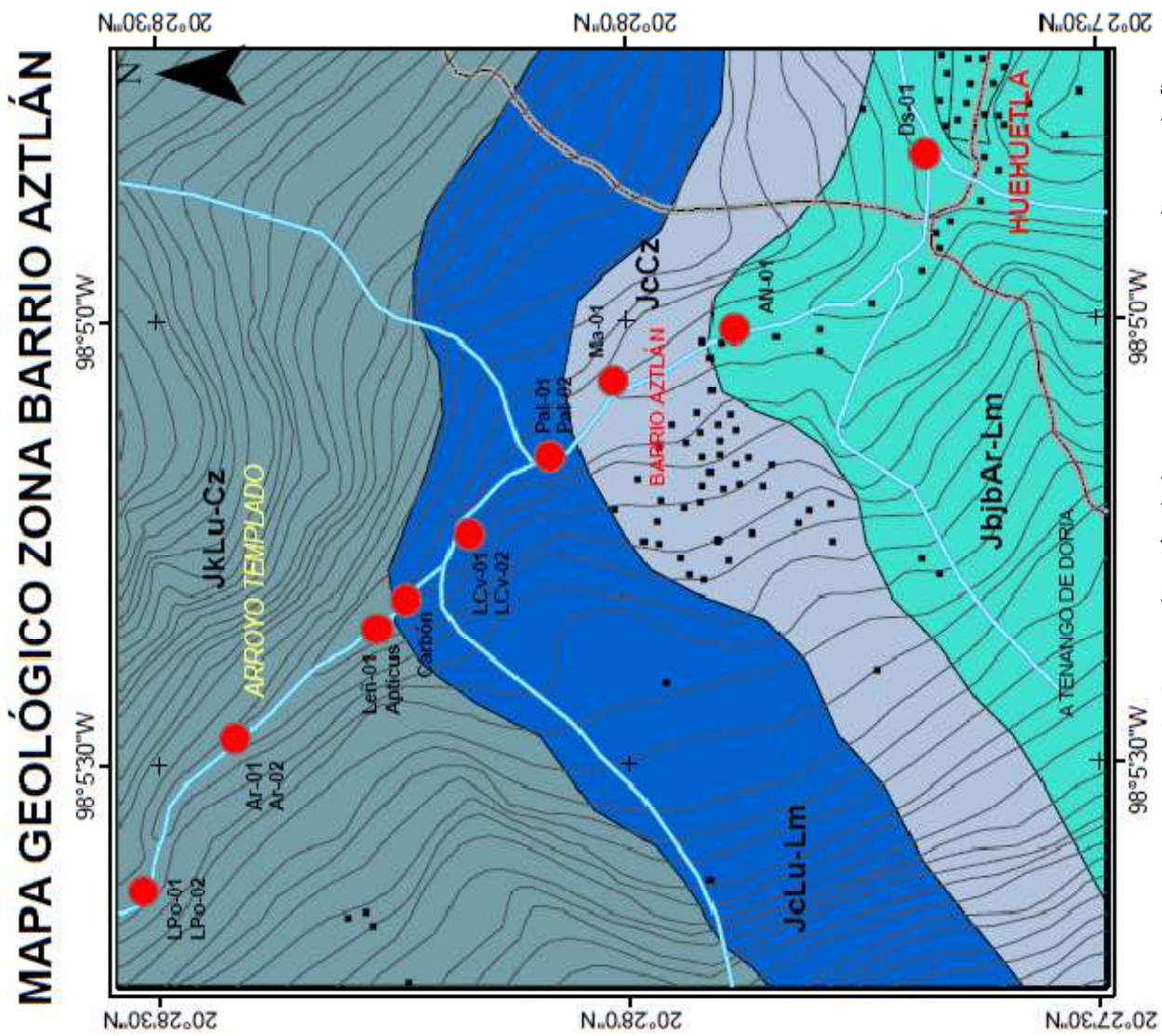


Fig. 37. Localización de las muestras correspondientes al afloramiento Aztlán.

➤ **Alcanos lineales o alifáticos**

Algunos alcanos lineales son de gran importancia debido a que pueden proporcionarnos información acerca del origen de la Materia Orgánica y del ambiente de depósito que prevaleció durante la preservación de la MO (Tabla 1 y 2) (Hunt, 1996; Peters y Moldowan, 1993).

Tabla 1. Alcanos lineales y su significado ambiental (Hunt, 1996; Peters y Moldowan, 1993).			
Compuestos	Origen biológico	Ambiente que sugieren	Fuente
<i>nC12 - nC24</i>	Presencia de Bacterias	Ambiente lacustre y/o marino	Hunt, 1996.
<i>nC15, nC17, nC19</i>	Presencia de Algas	Ambiente lacustre y/o marino	Gelpi <i>et al.</i> (1970), Tissot y Welte (1984).
<i>nC20 - nC32</i>	-----	Ambiente anóxico y/o salino: carbonatos, evaporitas	Hunt, (1996).
<i>nC23 - nC31</i>	Presencia de Algas	Ambiente lacustre	Gelpi <i>et al.</i> (1970), Moldowan <i>et al.</i> (1985).
<i>nC27, nC29, nC31</i>	Presencia de Plantas Superiores	Ambiente continental	Tissot y Welte (1984).

Tabla 2. Alcanos lineales utilizados como marcadores de MO de origen marino (Sailot, 1981).	
Fuente de Hidrocarburos	Dominancia de Alcano Individual
Fitoplancton	<i>nC15, nC17</i>
Algas bentónicas y pelágicas	Rojas (<i>Rhodophyta</i>): <i>nC17</i>
	Cafés (<i>Phaeophyceae</i>): <i>nC15</i>
Bacterias	<i>nC18</i>

En base a las tablas anteriores se llevó a cabo una comparación con los principales alcanos encontrados en las muestras analizadas, con ello se pudo sugerir el organismo presente y el ambiente de depósito de cada muestra (Tabla 3).

Tabla 3. Alcanos encontrados en las muestras analizadas y ambiente sugerido.

ALCANOS LINEALES					
Muestra	Disolvente	Alcanos encontrados	Alcanos predominantes	Ambiente sedimentario (origen biológico)	Fuente
Ds-01	Hex	$nC_{19} - nC_{22}$	nC_{19}, nC_{21}	Lacustre y/o Marino, Anóxico y/o Salino (Fitoplancton, algas)	Gepi et al.(1970) Hunt, (1996). Tissot and Welte, (1984)
	AcOEt	$nC_{17} - nC_{25}$	nC_{22}, nC_{24}	Lacustre, Anóxico y/o Salino (Fitoplancton, algas rojas (<i>Rhodophyta</i>))	Gepi et al,(1970) Hunt, (1996). Moldowan et al. (1985). Sailot, (1981)
	MeOH	$nC_{18} - nC_{20}, nC_{22}, nC_{23}$	nC_{19}	Lacustre y/o Marino (algas y bacterias)	Gepi et al.(1970) Tissot and Welte (1984)
AN-01	Hex	$nC_{18} - nC_{25}$	nC_{17}, nC_{18}	Lacustre y/o Marino (Fitoplancton, algas rojas (<i>Rhodophyta</i>) y bacterias)	Gepi et al.(1970) Tissot and Welte (1984) Hunt, (1996). Sailot, (1981)
	AcOEt	$nC_{17} - nC_{20}, nC_{22} - nC_{24},$	nC_{18}	Lacustre y/o Marino (bacterias)	Hunt, (1996). Sailot, (1981).
Ma-01	Hex	$nC_{17} - nC_{30}$	$nC_{18}, nC_{19}, nC_{23}, nC_{24}, nC_{25}$	Lacustre y/o Marino Ambiente anóxico y/o salino (algas rojas y bacterias)	Gelpi et al. (1970) Hunt, 1996. Hunt, (1996). Moldowan et al. (1985). Sailot, (1981). Tissot and Welte (1984)
	AcOEt	$nC_{17} - nC_{25}$	nC_{18}	Lacustre y/o Marino (algas y bacterias)	Hunt, 1996. Sailot, (1981).
Pal-01	Hex	$nC_{16}, nC_{17}, nC_{21} - nC_{30}$	nC_{16}, nC_{17}	Lacustre y/o Marino (Fitoplancton, algas rojas (<i>Rhodophyta</i>))	Gelpi et al. (1970) Hunt, (1996) Sailot, (1981). Tissot and Welte (1984)
	AcOEt	$nC_{17}, nC_{18}, nC_{21} - nC_{30}$	nC_{17}	Lacustre y/o Marino (Fitoplancton, algas rojas (<i>Rhodophyta</i>) y bacterias)	Gelpi et al. (1970) Hunt, (1996) Sailot, (1981) Tissot and Welte (1984)
	MeOH	$nC_{16}, nC_{17}, nC_{18}$	nC_{17}	Lacustre y/o Marino	Gelpi et al. (1970) Hunt, (1996)

				(Fitoplancton, algas rojas (<i>Rhodophyta</i>) y bacterias)	Sailot, (1981) Tissot and Welte (1984)
Pal-02	Hex	nC ₁₃ - nC ₃₃	nC ₁₅ , nC ₁₆ , nC ₂₅ , nC ₂₆ , nC ₂₇	Lacustre y/o Marino, Ambiente anóxico y/o salino (algas Cafés (<i>Phaeophyceae</i>), continental (plantas superiores)	Gelpi <i>et al.</i> (1970) Tissot and welte (1984) Sailot, (1981).
	AcOEt	nC ₁₃ - nC ₂₃	nC ₁₆ , nC ₁₇ , nC ₁₈	Lacustre y/o Marino, (fitoplacton y algas Rojas (<i>Rhodophyta</i>) y bacterias	Gelpi <i>et al.</i> (1970) Hunt, (1996) Sailot, (1981). Tissot and welte (1984)
LCv-01	Hex	nC ₁₄ - nC ₃₀	nC ₁₆ , nC ₁₇	Lacustre y/o Marino, (fitoplacton y algas Rojas (<i>Rhodophyta</i>)).	Gelpi <i>et al.</i> (1970) Hunt, 1996. Sailot, (1981). Tissot and Welte (1984)
	AcOEt	nC ₁₄ - nC ₁₇	nC ₁₆ , nC ₁₇	Lacustre y/o Marino, (fitoplacton y algas Rojas (<i>Rhodophyta</i>)).	Gelpi <i>et al.</i> (1970) Hunt, 1996. Sailot, (1981). Tissot and Welte (1984)
	MeOH	nC ₁₇ , nC ₁₈	nC ₁₇ , nC ₁₈	Lacustre y/o Marino, (fitoplacton y algas Rojas (<i>Rhodophyta</i>) y bacterias).	Gelpi <i>et al.</i> (1970) Hunt, 1996. Sailot, (1981). Tissot and Welte (1984)
LCv-02	Hex	nC ₁₇ , nC ₁₈ , nC ₂₂	nC ₁₇	Lacustre y/o Marino, (fitoplacton y algas Rojas (<i>Rhodophyta</i>)).	Gelpi <i>et al.</i> (1970) Sailot, (1981). Tissot and Welte (1984)
	MeOH	nC ₁₈ - nC ₂₀ , nC ₂₂	nC ₁₈	Lacustre y/o Marino, (bacterias).	Hunt, 1996. Sailot, (1981).
Carbón	Hex	nC ₁₄ - nC ₂₇	nC ₁₅ , nC ₁₆ , nC ₁₇	Lacustre y/o Marino, (fitoplacton y algas cafés (<i>Phaeophyceae</i>) y rojas (<i>Rhodophyta</i>))	Gelpi <i>et al.</i> (1970) Sailot, (1981). Tissot and Welte (1984)
	AcOEt	nC ₁₄ - nC ₂₄	nC ₁₆ , nC ₁₇	Lacustre y/o Marino, (fitoplacton y algas rojas	Gelpi <i>et al.</i> (1970) Sailot, (1981). Tissot and Welte (1984)

				(<i>Rhodophyta</i>)	
	MeOH	$nC_{17} - nC_{27}$	nC_{17}, nC_{18}	Lacustre y/o Marino, (fitoplacton, algas rojas (<i>Rhodophyta</i>) y bacterias).	Gelpi <i>et al.</i> (1970) Hunt, 1996. Sailot, (1981). Tissot and Welte (1984)
Leñ-01	Hex	$nC_{14} - nC_{30}$	$nC_{15}, nC_{16}, nC_{17}, nC_{18}$	Lacustre y/o Marino, (fitoplacton y algas cafés (<i>Phaeophyceae</i>) y rojas (<i>Rhodophyta</i>) y bacterias)	Gelpi <i>et al.</i> (1970) Hunt, 1996. Sailot, (1981). Tissot and Welte (1984)
	AcOEt	$nC_{14} - nC_{30}$	$nC_{16}, nC_{17}, nC_{18}$	Lacustre y/o Marino, (fitoplacton y algas rojas (<i>Rhodophyta</i>) y bacterias)	Gelpi <i>et al.</i> (1970) Hunt, 1996. Sailot, (1981). Tissot and Welte (1984)
Apticus	Hex	$nC_{14}, nC_{15}, nC_{17} - nC_{30}$	nC_{15}, nC_{17}	Lacustre y/o Marino, (fitoplacton y algas cafés (<i>Phaeophyceae</i>) y rojas (<i>Rhodophyta</i>))	Gelpi <i>et al.</i> (1970) Hunt, 1996. Sailot, (1981). Tissot and Welte (1984)
	AcOEt	$nC_{14}, nC_{17} - nC_{27}$	nC_{17}	Lacustre y/o Marino, (fitoplacton y algas rojas (<i>Rhodophyta</i>))	Gelpi <i>et al.</i> (1970) Sailot, (1981). Tissot and Welte (1984)
Ar-01	Hex	$nC_{17} - nC_{22}$	nC_{19}, nC_{21}	Lacustre y/o Marino Ambiente anóxico y/o salino (Algas)	Gelpi <i>et al.</i> (1970) Hunt, 1996. Tissot and Welte (1984)
	AcOEt	$nC_{17} - nC_{23}$	nC_{17}	Lacustre y/o Marino, (fitoplacton y algas rojas (<i>Rhodophyta</i>))	Gelpi <i>et al.</i> (1970) Sailot, (1981). Tissot and Welte (1984)
Ar-02	Hex	$nC_{16} - nC_{25}$	$nC_{18}, nC_{19}, nC_{22}, nC_{23}$	Lacustre y/o Marino Ambiente anóxico y/o salino (algas y bacterias)	Gelpi <i>et al.</i> (1970) Hunt, 1996. Moldowan <i>et al.</i> (1985). Sailot, (1981). Tissot and Welte (1984)

LPo-01	Hex	nC_{25}	$nC_{17}, nC_{18}, nC_{19}$	Lacustre y/o Marino, (fitoplacton y algas rojas (<i>Rhodophyta</i>) y bacterias)	Gelpi <i>et al.</i> (1970) Hunt, 1996. Sailot, (1981). Tissot and Welte (1984)
	AcOEt	nC_{22}	nC_{22}	Lacustre y/o Marino, Anóxico y/o Salino	Hunt, 1996.
	MeOH	$nC_{17} - nC_{20}$	nC_{18}	Lacustre y/o Marino (bacterias)	Hunt, 1996. Sailot, (1981).
LPo-02	Hex	$nC_{17} - nC_{30}$	$nC_{18}, nC_{24}, nC_{25}$	Lacustre, Ambiente anóxico y/o salino (bacterias)	Gelpi <i>et al.</i> (1970) Hunt, 1996. Moldowan <i>et al.</i> (1985). Sailot, (1981).

Analizando los datos correspondientes al afloramiento Aztlán en la tabla 10, se observaron cómo alcanos predominantes a: $nC_{15}, nC_{16}, nC_{17}, nC_{18}, nC_{19}, nC_{21}, nC_{22}, nC_{23}, nC_{24}, nC_{25}, nC_{26}, nC_{27}$ y nC_{29} . Respecto a lo anterior la presencia del alcano nC_{15} y nC_{17} permitió identificar en algunos casos la contribución de fitoplancton, algas pelágicas y bentónicas como son algas rojas (*Rhodophyta*) y cafés (*Phaeophyceae*) principalmente de origen lacustre-marino (Sailot, 1981), por otra parte la presencia del alcano nC_{18} en las muestras es indicativo de la presencia de algas y bacterias de ambiente lacustre-marino (Sailot, 1981 y Hunt, 1996). El nC_{19} indica presencia de algas y bacterias de ambiente lacustre-marino (Gelpi *et al.*, 1970; Tissot y Welte 1984 y Hunt, 1996). Los alcanos $nC_{21}, nC_{22}, nC_{24}$ corresponden a bacterias (sin especificar) de ambientes lacustre-marino (Hunt, 1996), por otra parte los alcanos $nC_{23}, nC_{24}, nC_{25}, nC_{26}$ y nC_{27} corresponde a algas de ambiente únicamente lacustre (Gelpi *et al.*, 1970 y Moldowan *et al.*, 1985), donde nC_{27} de acuerdo a Tissot y Welte (1984), indican presencia de plantas superiores correspondientes a un ambiente continental.

La presencia de alcanos del $nC_{20} - nC_{32}$ según Hunt (1996) indican un ambiente de salinidad y anoxia, correspondiendo a esto, los alcanos, nC_{21} y $nC_{22} - nC_{27}$ presentes en algunas de las muestras, lo que nos puede sugerir una circulación restringida con aporte de agua dulce como salada, característico de las lagunas costeras sometidas a cambios en la marea.

Las distribuciones con predominio de *n*-alcanos con número par de átomos de carbono son menos comunes en las muestras, pero reflejan un aporte bacteriano directo de ambientes de agua dulce o salada (Grimalt *et al.*, 1985 y 1986).

➤ **Isoprenoides**

Los isoprenoides Pristano (Pr) y Fitano (Ph) fueron encontrados en algunas muestras (Pal-01 AcOEt, Pal-01 Metanol, Pal-02 AcOEt, LCv-01 Hex, LCv-02 Hex, LCv-02 AcOEt, Leñ-01 Hex, Leñ-01 AcOEt) correspondientes al presente estudio. El Pristano (Pr) y Fitano (Ph) provienen de la cadena lateral de la clorofila-a (Peters y Moldowan, 1993), teniendo como precursor al fitol; dichas reacciones tienen lugar durante la diagénesis (ten Haven *et al.*, 1987).

Para la interpretación de los isoprenoides en este estudio se utilizaron los siguientes parámetros: Pristano/Fitano (Pr/Ph) (Didyk, 1978), Pr/*n*C17 y Ph/*n*C18 (Gelpi *et al.*, 1970; Philp, 1985), (Pr/*n*C17) + (Ph/*n*C18) (Philp, 1985) y (Pr+*n*C17) / (Ph+*n*C18) (Scheffler, 2004).

La proporción Pr/Ph se ha utilizado como un indicador de depósitos ambientales (Powell y Mckirdy, 1973), por otro lado Didyk en 1978, estableció la relación Pr/Ph, como un indicador de condiciones del ambiente los cuales se muestran en la siguiente tabla (Tabla 4).

Tabla 4. Relación Pr/Ph (Modificado de Didyk, 1978).	
Relación Pr/Ph	Ambiente
> 1	Condiciones óxicas
< 1	Condiciones anóxicas
> 3	Entrada de materia orgánica de origen terrígeno
< 0.8	Hipersalinidad

En la Tabla 5, se muestra la relación Pr y Ph presentes en el área de estudio, así mismo se sugiere el ambiente esto tomando en consideración la tabla anterior.

Tabla 5. Relación Pr/Ph y ambiente de depósito, Afloramiento "Aztlán".			
Muestra	Disolvente	Relación Pr/Ph	Ambiente
Pal-01	AcOEt	0.8571	Condiciones anóxicas e Hipersalinidad.
	MeOH	0.4820	Condiciones anóxicas e hipersalinidad.
Pal-02	AcOEt	0.6162	Condiciones anóxicas e Hipersalinidad.
LCv-01	Hex	1.25	Condiciones óxicas.
LCv-02	Hex	1.1294	Condiciones óxicas.
	AcOEt	0.7987	Condiciones anóxicas e Hipersalinidad.
Leñ-01	Hex	0.9079	Condiciones anóxicas e Hipersalinidad.
	AcOEt	0.9432	Condiciones anóxicas e Hipersalinidad.

Los resultados obtenidos en la relación de Pr/Ph correspondientes a la zona de estudio sugieren que las muestras fueron sometidas a condiciones óxicas como anóxicas, así como una marcada Hipersalinidad, la cual pudiera haber sido originada por la entrada de agua salada hacia ambientes transicionales.

Para indicar el grado de madurez o alteración biológica que sufrió la materia orgánica contenida en las muestras, se utilizó la relación de Pr y Ph con sus análogos (Pr/nC_{17} y Ph/nC_{18}), de acuerdo a la Tabla 6, que de acuerdo a Philp (1985) se utilizan como marcadores moleculares de origen, por lo que reflejan el grado de madurez o alteración sufrida por la materia orgánica. Los resultados obtenidos de las muestras estudiadas se presentan en la Tabla 7.

Tabla 6. Relación $Pr/nC_{17} + Ph/nC_{18}$ para indicar el grado de madurez de la MO (Philp, 1985).	
Relación (Pr/nC_{17}) + (Ph/nC_{18})	Madurez de la Materia Orgánica
> 1	M. O. muy madura
< 1	M. O. poco madura

Tabla 7. Madurez de la materia orgánica en las muestras correspondientes al afloramiento Aztlán.			
Muestra	Disolvente	Relación (Pr/nC_{17}) + (Ph/nC_{18})	Madurez de la M.O.
Pal-01	AcOEt	0.8480	Materia Orgánica Poco Madura
	MeOH	0.8184	Materia Orgánica Poco Madura
Pal-02	AcOEt	0.6654	Materia Orgánica Poco Madura
LCv-01	Hex	1.5929	Materia Orgánica Muy Madura
LCv-02	Hex	1.1150	Materia Orgánica Muy Madura
	AcOEt	0.8359	Materia Orgánica Poco Madura
Leñ-01	Hex	0.8047	Materia Orgánica Poco Madura
	AcOEt	1.0929	Materia Orgánica Muy Madura

Para determinar el origen de la materia orgánica se utilizó la relación $(Pr+nC_{17}) / (Ph+nC_{18})$ (Scheffler, 2004), la cual indica si el la MO es de origen marino, marino-marginal o continental (Tabla 8). Por otro lado Alexander *et al.*, (1981) define que sí la relación $(Pr/nC_{17}) / (Ph/nC_{18})$ tiene valores de 0.5 – 1.0, indica alternancias periódicas entre facies marinas y lagunares.

Tabla 8. Relación $(Pr+nC_{17}) / (Ph+nC_{18})$ para indicar el origen de la m. o. (Scheffler, 2004).	
Relación $(Pr/nC_{17}) / (Ph/nC_{18})$	Origen de la Materia Orgánica
0 - 1.5	Origen Marino
1.5 - 2	Origen Marino – Marginal
> 2	Origen Continental

En la siguiente tabla (Ver Tabla 9) se muestra la relación $(Pr+nC_{17}) / (Ph+nC_{18})$ obtenida en el afloramiento Aztlán, donde se puede determinar el origen de las muestras.

Tabla 9. Relación $(Pr+nC_{17}) / (Ph+nC_{18})$ obtenida en el afloramiento Aztlán.			
Muestra	Disolvente	Relación $(Pr/nC_{17}) / (Ph/nC_{18})$	Ambiente
Pal-01	AcOEt	0.3998	Origen Marino
	MeOH	0.3213	Origen Marino
Pal-02	AcOEt	0.2517	Origen Marino
LCv-01	Hex	0.7460	Origen Marino
LCv-02	Hex	0.6528	Origen Marino
	AcOEt	0.3407	Origen Marino
Leñ-01	Hex	0.4240	Origen Marino
	AcOEt	0.5027	Origen Marino

➤ Cicloalcanos

En el afloramiento Aztlán también se encontraron algunos cicloalcanos, los cuales se muestran en la siguiente tabla (Tabla 10):

Tabla 10. Cicloalcanos presentes en las muestras.		
Muestra	Disolvente	Cicloalcanos
Pal-02	Hex	Ciclohexadecano Cicloeicosano Ciclotetracosano
	AcOEt	Ciclododecano Ciclotetradecano Ciclohexadecano
LCv-01	MeOH	Ciclopentadecanona
Carbon	Hex	Ciclotetradecano

	AcOEt	Cicloexadecano
	MeOH	Hexadecametilciclooctasiloxano
Leñ-01	Hexano	Cicloeicosano Ciclotriacontano
Apticus	Hexano	Ciclotriacontano
Ar-02	Metanol	Ciclododecanona
LPo-01	AcOEt	Ciclopentano, 1,1,3-trimetil

El ciclododecano y ciclotetradecano, así como sus ramificaciones de acuerdo a Müürisepp *et. al.*, (1994), han sido identificados en condiciones de alta temperatura, posiblemente relacionadas a la formación de la Sierra Madre Oriental durante la Orogenia Laramide que ocurrió en el Paleoceno Tardío – Eoceno Temprano.

Audino *et. al.* (2001) sugiere que los macrociclos del $C_{15}H_{30}$ al $C_{30}H_{60}$ son específicos de algas que habitan en un ambiente lacustre y/o lagunar, presentándose en la zona de estudio los macrociclos: ciclohexadecano ($C_{16}H_{34}$), cicloeicosano ($C_{20}H_{40}$), ciclotetracosano ($C_{24}H_{48}$) y Ciclotriacontano ($C_{30}H_{60}$).

➤ **Otros compuestos**

En las muestras analizadas en el afloramiento Aztlán se identificaron algunos compuestos como se muestra en la Tabla 11.

Tabla 11. Otros compuestos encontrados en el afloramiento Aztlán.		
Muestra	Disolvente	Compuestos
AN-01	AcOEt	5-isopropil-2-metilfenol
Ma-01	Hex	Azufre molecular
	AcOEt	Dibenzotiofeno Azufre molecular
Pal-01	Hex	Azufre molecular
	AcOEt	2-butil tetrahidofurano Azufre molecular 2-metil trifenileno Benzo (k) fluoranteno
	MeOH	Azufre molecular
Pal-02	Hex	Azufre molecular
	AcOEt	3-metil fenantreno
LCv-01	Hex	Azufre molecular
	AcOEt	Azufre molecular Fenantreno
	MeOH	Azufre molecular Isochiapin B
LCv-02	Hex	Isochiapin B

	MeOH	2-hidroxi metiltetrahidrofurano
Carbon	AcOEt	Dibenzotiofeno Terfino Trifenileno
	MeOH	Dibenzotiofeno 2,7-dimetilfenantreno
Leñ-01	Hex	Dibenzotiofeno Metildibenzotiofeno Escualeno
	AcOEt	Dibenzotiofeno Metildibenzotiofeno
Apticus	Hex	Azufre molecular
	AcOEt	Isochiapin B
Ar-01	Hex	Dibenzotiofeno Fenantreno Metildibenzotiofeno
	AcOEt	Dibenzotiofeno Fenantreno Antraceno Metildibenzotiofeno
	MeOH	Dibenzotiofeno Metildibenzotiofeno Isochiapin B Germacreno-C
Ar-02	AcOEt	Dibenzotiofeno 3-metil fenantreno Metildibenzotiofeno
	MeOH	Dibenzotiofeno Germacreno-D
LPO-01	Hex	Dibenzotiofeno
	AcOEt	Dibenzotiofeno Metildibenzotiofeno
	MeOH	Isochiapin B
LPO-02	Hex	Dibenzotiofeno Metildibenzotiofeno
	AcOEt	Metildibenzotiofeno
	MeOH	Isochiapin B

Respecto a la tabla anterior de acuerdo a Tissot y Welt (1984) la presencia de hidrocarburos aromáticos indica un ingreso de materia orgánica terrestre en comparación con materia orgánica marina. Así mismo la presencia de hidrocarburos aromáticos policíclicos (HAP's) principalmente fenantreno y antraceno sugieren un incremento en la temperatura y aumento en la madurez térmica de la roca (Álvarez, 2010). De acuerdo a McCollom *et. al.*, (1999), el origen de HAP's se ha asociado directamente con la alteración de Materia Orgánica como consecuencia de la actividad hidrotermal.

El azufre molecular presente en las muestras sugiere un origen producido por bacterias sulforeductoras, bajo condiciones altamente reductoras a anóxicas durante la sedimentación (Peters y Moldowan, 1993, y Peters *et. al.*, 1995).

El compuesto Isochiapin B también se encuentra en algunas de las muestras, el cual es generado por plantas del género *Piper*, mismas que han sido características de ambientes que presentan climas subtropicales a tropicales (García-Elizondo *et. al.*, 2009) lo que nos sugiere un ambiente costero.

Matsumoto *et. al.*, (1990) y Colombo *et. al.*, (1996,1997), mencionan que el escualeno (Sq) se correlaciona con la preservación de la materia orgánica de origen terrígeno en sedimentos, y Ten Haven *et. al.*, (1988) lo define como biomarcador de ambientes de depósitos hipersalinos. Por otro lado de acuerdo a Tornabene *et. al.*, (1978, 1979) el Sq es un lípido importante producido por bacterias metanogénicas, halofílicas y termoacidofílicas, por lo que la ocurrencia de este compuesto en los sedimentos, indica la presencia de bacterias de este tipo.

El compuesto Germacreno es común en coníferas, así como en otras plantas como angiospermas y briófitos (Otto y Wilde, 2001), por lo que nos indicaría un pequeño aporte continental.

En la actualidad no está claro qué organismo es responsable de la producción de dibenzotiofeno, se ha propuesto que la abundante presencia de dibenzotiofeno (DBT) indica un ambiente carbonato - evaporítico (Peters *et. al.*, 2005). El Dibenzotiofeno también se puede utilizar como un parámetro de madurez térmica (Brody, 2005). Damsté *et. al.*, (1989) determinó que la abundante presencia de dibenzotiofeno significó una madurez térmica baja. Okano *et. al.*, (2007) menciona que la presencia de DBT y metildibenzotiofenos (MDBT) y se identifican principalmente como los compuestos que contienen azufre, por lo tanto, estos compuestos posiblemente indican a condiciones de anoxia.

CAPÍTULO VI.

CONCLUSIONES

- Se presenta en esta tesis un plano geológico de la zona de estudio que resulta del trabajo de campo realizado, tomando como base las investigaciones previas de Cantú-Chapa (1971) y SGM (2003). En este plano se muestra la distribución de cada una de las formaciones jurásicas presentes en el área: Formaciones Cahuwasas, Tepexic, Santiago y Tamán.
- Como parte de la cartografía geológica se midió una columna estratigráfica de 52.46 m que quedó representada por 14 muestras que se tomaron en cada uno de los cambios litológicos que se observaron de base a cima y que fueron georeferenciadas, debidamente identificadas y embaladas para su posterior análisis petrográfico y geoquímico.
- Las 15 muestras representativas del perfil fueron preparadas en el Laboratorio de Geoquímica a las que se les aplicaron técnicas de Geoquímica Orgánica conducentes a la recuperación de la fracción soluble de la materia orgánica sedimentaria (bitumen), que posteriormente se caracterizaron mediante cromatografía de gases - masa (CG-Ms) para identificar los compuestos orgánicos preservados en las muestras.
- La interpretación de los cromatogramas de gases - masa resultantes, permitió realizar inferencias acerca de las condiciones fisicoquímica y biológicas paleoambientales prevalecientes en la cuenca sedimentaria del Jurásico Medio - Superior del área de estudio.
- El predominio de los alcanos desde el $n\text{-C}_{23}\text{H}_{48}$ al $n\text{-C}_{33}\text{H}_{68}$ se asocia a moléculas derivadas de plantas superiores de origen continental (Saliot, 1981) y en el mismo sentido el sesquiterpeno Germacreno (que es común en coníferas, angiospermas y briófitos; Otto y Wilde, 2001) y la presencia de hidrocarburos aromáticos, indican un ingreso de materia orgánica terrestre al entorno transicional y marino (Tissot y Welt, 1984).
- La presencia de alcanos del $n\text{C}_{20}$ al $n\text{C}_{32}$ (Hunt, 1996), DBT y MDBT (Okano *et. al.*, 2007), y los resultados de la relación Pr/Ph, indican que durante la depositación de los sedimentos se presentaron condiciones tanto óxicas como anóxicas alternantes con marcada hipersalinidad; lo que puede sugerir condiciones de circulación restringida con

aporte tanto de agua dulce como salada, característico de las lagunas costeras sometidas a cambios mareales.

- Se determinó la presencia de algas rojas (*Rhodophyta*) y cafés (*Phaeophyceae*), principalmente de origen lacustre-marino y algas únicamente de ambiente lacustre, determinadas por el alcano $n\text{-C}_{23}$, que sugiere que las muestras fueron depositadas en ambientes transicionales. En el mismo sentido la presencia de los macrociclos $\text{C}_{15}\text{H}_{30}$ al $\text{C}_{30}\text{H}_{60}$ confirman esta procedencia (Audino *et. al.*, 2001).
 - La identificación del dibenzotiofeno (DBT) en las muestras está relacionado a ambientes marinos y transicionales conformados por carbonatos y evaporitas anóxicas (Peters *et. al.*, 2005) y que son los más favorables para la formación de bitumen y kerógeno sulfuroso. Por otro lado, Damsté *et. al.*, (1989) determinó que la abundante presencia del dibenzotiofeno, está asociada a procesos de sulfurización bioquímica de lípidos insaturados durante la diagénesis temprana y denota una madurez térmica incipiente.
 - El azufre molecular presente en las muestras está relacionado a actividad bacteriana sulforeductora en condiciones altamente reductoras a anóxicas durante la sedimentación (Peters y Moldowan, 1993, y Peters *et. al.*, 1995).
 - La presencia del biomarcador escualeno (Sq) refleja una condición de hipersalinidad (Ten Haven *et. al.*, 1988) y Tornabene y colaboradores (1978, 1979), mencionan que el Sq es un lípido importante producido por bacterias metanogénicas, halófilicas y termoacidófilicas.
 - La relación entre isoprenoides y alcanos alifáticos ($\text{Pr}/n\text{C}_{17} + \text{Ph}/n\text{C}_{18}$) y ($\text{Pr}/n\text{C}_{17} / \text{Ph}/n\text{C}_{18}$) presentes en algunas de las muestras permitió inferir que estas rocas presentan un amplio rango de madurez de la materia orgánica, desde poco a muy madura.
 - La presencia del ciclododecano ($\text{C}_{12}\text{H}_{24}$) y del ciclotetradecano ($\text{C}_{14}\text{H}_{28}$) es referida a condiciones de alta temperatura (Müürisepp *et. al.*, 1994), consistente con la presencia de hidrocarburos aromáticos policíclicos (HAP's) (Álvarez, 2010) y que están asociados directamente con la alteración térmica de la materia orgánica como consecuencia de actividad hidrotermal (McCollom *et. al.*, 1999).
 - El compuesto Isochiapin B permitió además reconocer un clima subtropical a tropical prevaleciente (García-Elizondo *et. al.*, 2009).
-

En conclusión las muestras correspondientes al afloramiento “Aztlán” abarcan un rango de depositación desde transicional a marino con importante contribución terrígena, bajo condiciones óxicas y anóxicas alternantes y marcada hipersalinidad zonal, debida a la evaporación producida por circulación restringida, característica de las lagunas costeras regidas por los cambios mareales.

La presencia de microfósiles como radiolarios descritos por quien esto suscribe en la litología permitió establecer ambientes marinos profundos en calizas micríticas correspondientes a las muestras LPo-01 y LPo-04. Finalmente, se infiere que posterior al depósito, las muestras se vieron sometidas a alteración térmica, posiblemente asociada a hidrotermalismo relacionado a la deformación laramídica y terciaria.

REFERENCIAS

Albaigés, J., y Grimalt, J., 1987. Contribución de la Geoquímica Orgánica a la reconstrucción de paleoambientes y procesos diagenéticos. *Acta Geológica Hispánica*, v. 21-22, p. 577-583.

Albaréde, F., 2003. *Geochemistry: an introduction*. Cambridge University press. p. 1-206.

Alegret, L., Thomas, E., 2001. Upper Cretaceous and lower Paleogene benthic foraminifera from northeastern Mexico: *Micropaleontology*, v.47, no.4, p.269-316.

Alexander, R., Kagi, R.I., Woodhouse, G.W., 1981. Geochemical correlation of Windalia oil and extracts of Winning Group (Cretaceous) potential source rocks, Barrow subbasin, Western Australia, *AAPG Bull*, v.65, p 235-250.

Álvarez, E. Y., 2010. Geoquímica de las rocas valanginianas del afloramiento “El Nanthé”, municipio de Tenango de Doria, Hidalgo (México): Implicaciones paleoambientales con base en biomarcadores. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Área Académica de Ciencias de la Tierra, Tesis de Licenciatura, p.190.

Ángeles-Cruz, C., 2006. Geoquímica de rocas sedimentarias jurásicas en localidades fosilíferas de la Sierra madre Oriental (Tenango de Doria – San Bartolo Tutotepec, Hidalgo): Implicaciones Paleoambientales. Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, p.196.

Ángeles-Villeda M., Hinojosa E., López O., Valdes G., y Livas V., 2005. Estratigrafía y microfacies de la parte sur del Cañón La Boca Santiago, Nuevo León, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.22, No. 2, p.272-281.

Aranda-Manteca. F.J., Stinnesbeck, W., 1993. Primer registro de Mosasáuridos en el Noreste de México, *en* Polas, C., Ramírez, J.A., Rangel, M.M., Navarro, I. (Eds), *Actas de Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León*, v.8, p. 1-8.

Aranda, G.M., Hernández, R.U., Ortega, G.V., Miranda, C.E. y Mora, O.G., 2010. Provincias Geológicas de México, Pemex Exploración y Producción; Subdirección Técnica de Exploración, p.18.

-
- Arche, A., 2010. Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Consejo superior de investigaciones científicas de publicaciones. España. p.1288
- Arellano-Gil, J., Vachard, D., Yussim, S. y Flores, A., 1998. Aspectos estratigráficos, estructurales y plaeogeográficos del Pérmico Inferior al jurásico Inferior en Pemuxco, Estado de Hidalgo, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v.15, no.1, p. 1-13.
- Audino M., Grice K., Alexander R., Boreham C., y Kagi I., 2001. Origin of macrocyclic alkanes in sediments and crude oils from the algaenan of *Botrycoccusbraunni*. *Geochemica et Comochimica. Acta* v.65, p.1995-2006.
- Baker, H., 1999. *Petroleum Geology*. Baker Hughes INTEQ, p.1-254.
- Behar , F., Vandenbroucke, M., Tang, Y., Marquis, F., Espitalié, J., 1997. Thermal cracking of kerogen in open and closed system: determination of kinetic parameters and stoichiometric coeficients for oil and gas generation: *organic Geochemistry*, v.26, p.321-339.
- Bello, M. R., 1978. Estudio Estratigráfico de Rocas Sedimentarias en 13 Pozos Localizados en la Porción Meridional de la Faja de Oro. Tesis Profesional. Facultad de Ingeniería, UNAM. p.85.
- Blumer, M., 1973, *chemical fossils: trends in organic Geochemistry*, pag.591-609.
- Boillot, G., Montadert, L., Lemolne, M. y Biju-Duval, B., 1984. *Les Marges Continentales Actuelles et Fossiles Autour de la France*. Masson, Paris, p. 342.
- Bondelos, A., 1956. Notas sobre la geología de la Sierra Madre Oriental en la sección Zimapán-Tamanzuchale, XX Congreso Geológico Internacional, Libroto Guía de las Excursiones A-14, y C-6, p.325.
- Brody, K. B., 2005. Isotope and Organic Geochemistry of a Unique Proterozoic, Postglacial Succession: The Lapa Formation, Vazante Group, Brazil. P.115.
- Burckhardt, C., 1930. *Etude Synthetique Sur le Mesozoique mexicain, Premiere Partie*; *Memories Societe Paleontologique Suisse*, v.49, p.1-123.
-

-
- Cantagrel, J.M., Robin, C., 1979. K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks-relations between the andesitic and the alkaline provinces: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.5, no.1-2, p. 99-114.
- Cantú-Chapa, A., 1969. Estratigrafía del Jurásico Medio-Superior del Subsuelo de Poza Rica, Ver. (área de Soledad-Miquetla): *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, v.1, no.1, p. 3-9.
- Cantú-Chapa, A., 1971. La serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del centro-este de México: *revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, Vol. 3, Num.2, p.17-40.
- Cantú-Chapa, A., 1992. The Jurassic Huasteca Series in the subsurface of Poza Rica, Eastern Mexico: *Journal of Petroleum Geology*, v.15, no. 3, p.259-282.
- Cantú-Chapa, A., 1998. Las Transgresiones Jurásicas de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, V.15, no. 1, p.25-37.
- Carrillo, B. J., 1961. Geología del Anticlinorio Huizachal – Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Boletan de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v.13, p.1-98.
- Carrillo-Bravo, J., 1965. Estudio geológico de un parte de Anticlinorio de Huayacocotla: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v.17, no.5-6, p.73-96.
- Carrillo-Bravo, J., 1971. La Plataforma de Valles San Luis Potosí, *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v.23, no.1-6, p.102.
- Castro, M. J. T. y Martínez, R. E., 1977. Estudio del Cretácico de la Franja Tamaulipas y Tamabra al SW de la Faja de Oro entre los ríos Nautla y Cazones, in *Atolón de la Faja de Oro. Etapa estratigráfica y diagenética (B)*. Instituto Mexicano del Petróleo. Subdirección Técnica de Exploración, Informe inédito, p.68.
- Chávez, C.G., Torres, R.J., Porras, V.N., Cossio, T.T., Aranda, G.J, 2011. Evolución estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el Cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 63, no. 2, p. 253-270

-
- Cefrey, H., 2003. Sedimentary rocks. The Rosen Publishing Group, p.24.
- Clifford C. Walters, 2006. The origin of petroleum, ExxonMobil Research & Engineering Co. Annandale, NJ 08801, p.79-100.
- Cocho, J.A., 2007. Desarrollo de un método por espectrometría de masas en tándem para la determinación de acilcarnitinas y la detección neonatal de alteraciones del metabolismo de ácidos orgánicos y ácidos grasos. Universidad de Santiago de Compostela. p.267.
- Coleman, J.M., 1982. Deltas: Los procesos de deposición y modelos para la Explotación. Internacional de Recursos Humanos de la Corporación de Desarrollo de Boston. Segunda edición, p.124.
- Colombo, J.C., Silverberg, N., y Gearing , J.N., 1996. Lipid biogeochemistry in the Laurentia Trough. I-fatty acids, sterols and aliphatic hydrocarbons in rapidly settling particles. Organic Geochemistry, v.25, p.211-225.
- Colombo, J.C., Silverberg, N., y Gearing , J.N., 1997. Lipid biogeochemistry in the Laurentia Trough. II-changes in composition of fatty acids, sterols and aliphatic hydrocarbons during early diagenesis. Organic Geochemistry, v.26, p.257-274.
- Consejo de Recursos Minerales (CRM), 1992. Monografía Geológico Minera del Estado de Hidalgo, México, 1r Ed.. p. 19-30.
- Cornelis Klein, Cornelius S. Hurlbut, 1997. Manual de mineralogía, Barcelona, Editorial Reverte S.A., ed.4, v.2, p. 679.
- Damste, J.S., Sinninghe, E.R., Van, K., Dalen, K., Leeuw, J. y Schenk, P.A., 1989. Characterization of highly branched isoprenoid thiophenes occurring in sediments and immature crude oils. Organic Geochemistry, v. 14, no.5, p.555-567.
- Demianson, G.J., y Moore, G.T., 1980. Anoxic environments and oil source bed génesis. AAPG Bull., v. 64, p.1179-1209.
- Didyk, B.M., Simoneit, B.R., Brasell, S.C., y Eglinton, G., 1978. Geochemical indicators of paleoambiental Conditions of sedimentation, Nature, v. 272, p. 216-222.
-

-
- Dieckmann, V., 2005. Modelling petroleum formation from heterogeneous source rocks: the influence of frequency factors on activation energy distribution and geological prediction: *marine and Petroleum Geology*, v. 22, p.375-390.
- Durand, B., 1980. *Kerogen: insoluble organic matter in sedimentary rocks* Editions Technip, Paris, p.13-53.
- Eglinton., G., Scott, P. M., Besky, T., Burlingame, A. L., y Calvin, M., 1964. Hydrocarbons of biological origin from a one-billion-year-old sediment, *Science*, V.145, p.263-264.
- Eglinton, G., y Calvin, M., 1967. Chemical fossils. *Scientific American*, v.216, no.1, p.32-43.
- Eguiluz, S., Aranda, M., y Marrett, R., 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v.53, p.1-26.
- Erben, H.k., 1956. El Jurásico Medio y el Calloviano de México: universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Congreso Geológico Internacional, no.20, México, D.F., p.140.
- Flores-Castro, K., 1993. Bosquejo estratigráfico de la porción oriental Estado de Hidalgo. Universidad Autónoma de Chihuahua. Tesis profesional de ingeniero geólogo. Inedita. p.60.
- Fyfe, W. S., 1981. *Introducción a la geoquímica*, Ed. Reverte S.A., España, p.120.
- García-Elizondo, D.L., Verde-Star, M.J., Oranday, A., Rivas, C., Elizalde-Herrera, L.E. 2009. A sesquiterpenlactone pseudoguaianolide type from *Piper berlandieri* L. (piperaceae). *Revista de Salud Publica Nutrición*, v.10, no.1, p.6.
- Gass, I.G., Smith, P.J., y Wilson, R.C., 1980. *Introducción a las ciencias de la Tierra*, ed. Reverte, S.A., España, 2da. edición. p.413.
- Gelpi, E., Schneider, H., Mann, J., y Oro, J., 1970. Hydrocarbons of geochemical significance in microscopic algae. *Phytochemistry*, v..9, p.603-612.

Goldhammer, R.K., and Johnson, C.A., 2001, Middle Jurassic-Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim, *in* C. Bartolini, R.T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems*: American Association of Petroleum Geologists Memoir 75, p. 45-81.

González R. B., 2005. Rocas sedimentarias clásticas. Universidad Nacional de Cuyo. Instituto de Ciencias Básicas. p. 1-8.

Hedges, J., I., y Keil., R. G., 1995. Sedimentary organic matter preservation an assessment and speculative synthesis. *Marine Chemistry*, v. 492-493, p.81-115.

Heim, A., 1926. Notes on the Jurassic of Tamanzunchale, Sierra Madre Oriental, Mexico: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v.20, no.1, p.84-87.

Heriot Watt University, 2005. Introducción on the Earth, Institute of petroleum Engineering, v.1, no.1, p.3-103.

Hermoso De La Torre, C., Martínez-Pérez, J., 1972. Medición detallada de formaciones del Jurásico Superior en el frente de la Sierra Madre Oriental: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v.24, no.1-3, p.45-63.

Hunt, J.M., 1979. *Petroleum Geochemistry and Geology*. 2da. Edición, p.743.

Imlay, R.W., Cepeda, E., Álvarez, M., Díaz, T., 1948. Stratigraphic relations of certain Jurassic Formations in Eastern México: *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist*, v.32, no.9, p.1750-1761.

Instituto Nacional de Estadística y Geografía, (INEGI), 1983. Cartografía topográfica Pahuatlán F14-D73, escala:1:50 000.

Jeffreys, G., 1910, Reporte Geológico de la American Gulf Oil Company. Reporte no publicado, *in* Muir, 1936. *Geology of the Tampico Region*. Am.Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa, Oklahoma, U.S.A., p 280.

-
- Killops, S.D., y Killops, V.J., 2005. An Introduction to Organic Geochemistry, 2da. edition, Ed. Wiley-Blackwell, p.408.
- Krumbein, W. C., y Sloss, L. L., 1963. Stratigraphy and sedimentation, 2da edition, Ed. W. H. Freeman and Company, San Francisco, p.1-660.
- Longoria, J. F., 1975. Estratigrafía de la Sierra Comancheana del Noreste de México. Inst. de Geol. U. N. A. M.. boletín de la Sociedad Geológica Mexicana., Vol. 36, p. 31-59.
- López-Ramos, E., 1979. Geología de México, Tomo II, 2da. Edición, México, D.F., p.454.
- Mackenzie, F.T., 2004. Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks. Treatise on Geochemistry, v.7, p.1-409.
- Marshall, C.p. y Fairbridge, R.W., 1999. Encyclopedia of Geochemistry. Encyclopedia of earth sciences series, Kluwer Academic Publishers, p.478.
- Martínez, R. E., y Bello, M. R.,1977. Estudio del Cretácico de la Franja Tamaulipas y Tamabra al Norte Poniente de la Faja de Oro, entre el Río Cazones y el Estero La Laja, in Atolón de la Faja de Oro. Etapa estratigráfica y diagenética (B). Instituto Mexicano del Petroleo.subdireccion Tecnica de Exploracion. Informe inédito, p.110.
- Marynowski, L., Narkiewicz, M. y Grelowski, C., 2000. Biomarkers as environmental indicators in a carbonate complex, example from the Middle to Upper Devonian, Holy Cross Mountains, Poland, p.187-212.
- Matsumoto, G.I., Akiyama M., Watankik y Torit, I., 1990. Unusual distributions of long-chain n-alkanes and n-alkenes in Antarctic soil- Org. Geochem. v.15, p. 403-412.
- McCarty, K., Rojas, K., Niemann, M., Palmowski, D., Peters, K., Stankiewicz, A., 2011. La geoquímica básica del petróleo para la evaluación de las rocas generadoras. Schlumberger, v. 23. no.2, p.47.

McCollom . T.M., Simoneit, B.R., y Shock, E.L. 1999. Hydrous pyrolysis of polycyclic aromatic hydrocarbons and implications for the origin of PAH in hydrothermal petroleum. *Energy and Fuels*, v.13., p.401-410.

McMurry, J., 2008. *Química Orgánica*, 7a edición, Ed. Cengage Learning, p.409-410.

McSween, H. Y., Richardson, S. M., y Uhle, M.E. 2003. *Geochemistry: pathways and processes*. 2da edición, Ed. Prentice-Hall, Inc., p.381.

Mendoza, E. M., Ramírez, C.M., Cerecedo, S.E., Cruz, M. A., Zamorano, J.A., Meneses, L.J.A., 2009. Petrografía y evolución de las rocas del Precámbrico (Gneis Huiznopala) en el noreste del Estado de Hidalgo, México, Colegio de Ingenieros Mineros, Metalúrgicos de Materiales y Similares de Hidalgo A.C., *Revista de Investigación Científica CIMMMYSH* , v.1, no.1, p.1-25.

Moldowan, J.M., Seifert. W.K., y Gallegos, E.J., 1985. Relationship between petroleum composition and depositional environment of petroleum source rocks. *American Association of petroleum Geologist Bulletin*, v.69, p.1255-1268.

Morán-Zenteno, D. 1996. Geology of the Southeastern Region of Mexico. En: *Geology of the Mexican Republic*, p.75-82.

Muir, J., 1936. *Geology of the Tampico Region*. Am.Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa, Oklahoma, U.S.A., p 280.

Müürisepp, A.M., Urov, K., Liiv, M. aand Sumberg, A., 1994. A comparative study of non-aromatic hydrocarbons from kukersite and dictyonema shale semicoking oils. *Oil Shale*, v.11, p.211-216.

Navarro, G.M., 2010. Rheology and engineering parameters of bitumen modified with polyolefins, elastomers and reactive polymers, *Univerlagtuberlin*, p.187.

Nichols, G., 2009. *Sedimentology and stratigraphy*, Wiley-Blackwell, 2da. edición, p.432

Ochoa-Camarillo, H., 1996. Geología del Anticlinorio de Huayacocotla en la región de Molango, Estado de Hidalgo: México, D.F., Facultad de Ciencias, UNAM, tesis profesional, p. 91.

Ochoa-Camarillo, H., 1997, Geología del Anticlinorio Huayacocotla en la región de Molango, Hgo., México, *en* Gómez-Caballero, A., Alcayde-Orraca, M. (eds.), II Convención sobre la Evolución Geológica de México, Libro-guía de las excursiones geológicas, Excursión 1: Pachuca, Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, p.1-17.

Ochoa –Camarillo, H., Buitrón, B.E. y Silva-Pineda, A., 1998. Contribución al conocimiento de la bioestratigrafía, paleoecología y tectónica del Jurásico (anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.15. no.1, p.57-63.

Okano, K., Sawada, K., Takashima, R, Nishi, H., y Okada, H., 2007. Depositional environments revealed from biomarkers in sediments deposited during the mid-cretaceous oceanic anoxic events (oaes) in the Vocontian Basin (SE France), *Proceedings of International Symposium “The Origin and Evolution of Natural Diversity*, p. 233–238.

Otto, A. y Wilde, V., 2001. Sesqui-, di-, and triterpenoids as hemosystematic markers in extant conifers – A review, *Bot. Rev.*, v.67, p.141–238.

Padilla. R., y Sánchez, 1978. Geología y estratigrafía (Cretácico Superior) del límite suroeste del estado de Nuevo León, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. *Revista*, v.2, no.1, p.37-44.

Padilla y Sánchez, R.J., 1985, Las estructuras de la Curvatura de Monterrey, Monterrey, estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí: *Revista del Instituto de Geología*, Universidad Nacional Autónoma de México, v.6, p.1-20.

Padilla y Sánchez, R., 2007, Evolución geológica del suereste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de Mexico. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LIX, num. 1, p.19-42.

Pedrazzini, C. y Basañez-Loyola, M., 1978. Sedimentación del Jurásico Medio-Superior en el Anticlinorio de Huayacocotla-Cuenca del Chicontepec, estados de Hidalgo y Veracruz, México: Revista del instituto Mexicano del Petróleo, v.10, no. 3, p. 6-25.

De Ron Pedreira, A. M., y Martínez F.A., 2003. Geología y biología. España, Editorial Mad, S.L. v.1, p.369.

Pepper, A.S., Corvi, P.J., 1995. Simple kinetic models of petroleum formation: Part III. Modeling an open system: Marine and Petroleum Geology, v.12, p.417-452.

Permanyer, A., 2008. La geoquímica orgánica en exploración y producción de petróleo: perspectivas y ejemplos de aplicación, colegio oficial ingenieros de minas de Levante, documentación técnica, p.15.

Pessagno, E.A., Jr., Longoria, J.F., MacLeod, N., Six, W.M., 1987, Studies of North American Jurassic Radiolaria: Part. I. Upper Jurassic (Kimmeridgian-Upper Tithonian) Pantanellidae from the Taman Formation, East-Central Mexico: Tectonostratigraphic, Chronostratigraphic, and Phylogenetic implications, Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication, no. 23, p.1-51.

Peters, K. E. y Moldowan, J. M. 1993. The Biomarker Guide: Interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments. Ed. Prentice Hall, New Jersey, p.363.

Peters K.E., Walters, C.C., Moldowan, J.M., 2005. The Biomarker Guide, Cambridge University, V.2, pp.484-486, 511-512.

Petroleos Mexicanos (PEMEX), 1988, Estratigrafía de la República Mexicana: Mesozoico, Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración, 222p.

Petsch, S.T., Eglinton, T.I. y Edwards, K.J., 2001. ^{14}C - dead living biomass: evidence for microbial assimilation of ancient organic carbon during shale weathering. *Science*, v. 292, p.1127-31.

Philp, R.P., 1985. *Mass Spectrometry Reviews. Biological Markers in fossil Fuel Production*. Ed. John Wiley and Sons. Inc., v. 4, p.1-54.

Pingan P. y Eglinton G., 1992. *Biological Markers in Chinese Ancient Sediments. 2. Alkanes, Cycloalkanes, and Geoporphyrins in Paleoenvironment Assessment*, American Chemical Society, *Energy & Fuels*, v.6, no. 2, p.225-235.

Reineck, I., y Singh, I., 1975. *Depositional Sedimentary Environments: With Reference to Terrigenous Clastics*, Springer-Verlag, p.439.

Robin, C., Bobier, C., 1975, Las fases del vulcanismo en la región de Tlanchinol (Hidalgo, México), según datos paleomagnéticos y geoquímicos: *Boletín del Instituto de Geología*, 95, 49-85.

Sailot, A., 1981. *Natural hydrocarbons in sea water. Organic chemistry*. Elsevier, Amsterdam, p. 374.

Salvador, A., 1991, Origin and development of the Gulf of Mexico Basin, in A. Salvador, ed., *The Gulf of Mexico Basin: Geological Society of America, The Geology of North America*, v. J, p. 389–444.

Santamaría – Orozco, D., Arenas, P. R. y Escamilla, H., 1990. Normalización de la Nomenclatura Estratigráfica en las Cuencas Mesozoicas de México (Etapa I: Zona Norte. Cretácico). Instituto Mexicano del Petróleo. Proyecto CAO-3052. Inédito., p.140.

Scasso, R.A. y Limarino, C.O. 1997. *Petrología y diagénesis de rocas clásticas*. Asociación Argentina de Sedimentología, *Publicación Especial*, no.1, p.259.

Sedimentary Environments. (n.f.). Recuperada Enero 5, 2013, de [http://faculty.cbu.ca/ldafoe/234/234SedimentaryEnvironments%20\(full%20size\).pdf](http://faculty.cbu.ca/ldafoe/234/234SedimentaryEnvironments%20(full%20size).pdf)

Seibertz, E., Buitrón, B.E., 1988. La localidad tipo de la Formación Silitla, San Luis Potosí (Cretácico Superior Basal), Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, v.7, no.1, p. 116-118.

Selley, R.C., 2000. Applied Sedimentology, , 2da. edición, ed. Elsevier, p.523.

Selley, R.C.2012. Ancient Sedimentary Environments: And Their Sub-surface Diagnosis, Routledge, p 320.

Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2003. Carta Geológica-Minera Pahuatlán F14-D73, escala 1:50 000.

Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2006. Unidad San Felipe. Léxico Estratigráfico, p.3.

Scheffler, K., 2004. Reconstruction of sedimentary environment and climate conditions by multigeochemical investigations of late Paleozoic glacial to post glacial sedimentary sequences from SW-Gondwana, p. 212.

Shol, N., Martínez, c., Salmerón, P., Soto, J., 1991. Upper Cretaceous, The Geology of North America, vol. J. The Gulf of Mexico Basin, The Geological Society of North America, p.205-242.

Silva-Pineda, A., Buitron-Sanchez, B.E., 1999, Mesozoic redbed floras in east-central Mexico and their stratigraphic relationships with marine beds, in Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds), Mesozoic sedimentary and tectonic history of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, geological Society of america, Special Paper, no. 340, p.151-160.

Simoneit, B.R., 2006. Marine Organic Matter: Biomarkers, Isotopes and DNA The Handbook of Environmental Chemistry; Atmospheric Transport of Terrestrial Organic Matter to the Sea, Ed. Springer, v. 2, p.165-208.

Sinninghe J.S., Schouten, S., 2006. Biological Markers for Anoxia in the Photic Zone of the Water Column, v., p.127-163.

Skoog, D.A., Crouch, S.R., y Holler, F.J., 2008. Principios de Análisis Instrumental, Ed. Cengage Learning, 6a. edición, p.582.

-
- Starr, C., Taggart, R., 2004. *Biología I: La unidad y diversidad de la vida*. ed. Tomson, México, 10a. edición, p.36.
- Stephenson, L. W., 1922. Some Upper Cretaceous Shells of the Rudistid Group from Tamaulipas, Mexico. p.28.
- Suter, M., 1980. Tectonic of the external part of the Sierra Madre Oriental foreland thrust-and-fold belt between Xilitla and the Moctezuma River (Hidalgo and San Luis Potosi States). *Revista Mexicana De Ciencias Geológicas*. V. 4, no.1, p.19-31.
- Tarbuk, Edward J., Frederick K. Lutgens, 2005. *Ciencias de la Tierra: una introducción a la geología física*, 8a. edición, Pearson Educación, p.677.
- Tarbuk, Edward J., Frederick K. Lutgens, 2006. *Ciencias de la Tierra: una introducción a la geología física*, Pearson Educación, p.- 712.
- Tardy, M. y Maury, R., 1973. Sobre la presencia de elementos de origen volcánico en las areniscas de los flyschs de edad cretácica superior de los Estados de Coahuila y de Zacatecas, México. *Sociedad Geológica–Mexicana* , boletín 34, No. 1 y 2, p.5-12
- Ten Haven, H.L., de Leeuw, J.W., Rullkötter, J. y Sinninghe Damsté, J.S., 1987. Restricted utility of the pristane/phytane ratio as a paleoenvironmental indicator. *Nature*, v.330, p. 641-643.
- Tissot, B.P., y Welte, D.H., 1982. *El petróleo su formación y localización*. Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología. México. p.19-585.
- Tissot, B.P., y Welte, D.H., 1984. *Petroleum Formation and occurrence*. Springer –Verlag, New York, p.669.
- Tornabene, G., Langworthy, A., 1978. Diphytanly and dibiphytanly glycerol ether lipids of methanogenic archaeobacteria. *Science*, v.203, p.51-53.

Tornabene, G., Langworthy, A., Holzerg, y Oro, J., 1979. Squalenes, phytanes and other isoprenoids as major neutral lipids of methanogenic and thermoacidophilic archaeobacteria. *Journal of Molecular Evolution*, v.13, p.73-83.

Ungerer, P., 1990. State of the art of research in kinetic modeling of oil formation and expulsion: *organic Geochemistry*, v.16, no.1-3, p.1-25.

Valencia-Moreno, Martín, y Ortega-Rivera, Amabel, 2011, Cretácico Tardío-Eoceno Medio en el noroeste de México—evolución del arco magmático continental y su contexto geodinámico (orogenia Laramide), *in* Calmus, Thierry, ed., *Panorama de la geología de Sonora, México*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 7, p. 30.

Vergara-Martínez, A., Zarate-López, 2001. Carta Geológico-Minera Molango F14-D51, escala 1:50 000: Pachuca, Hidalgo, México, Consejo de Recursos Minerales, Informe Técnico. p.45.

Villalaín J., Ruiz, R., Osete, M., y Caballero, C., 2004. Interpretación tectónica de la remagnetización terciaria del segmento Sur de la Sierra Madre Oriental Mexicana. v. 6, no.4, p. 347-350.

GLOSARIO

- ❖ **Aerobio:** Se dice de un organismo que para desarrollarse necesita oxígeno libre.
- ❖ **Alcanos:** Compuestos formados solo por átomos de carbono e hidrógeno; no presentan funcionalización alguna, es decir, sin la presencia de grupos funcionales.
- ❖ **Aloquímicos:** son los elementos de origen químico o bioquímico formado en la cuenca de sedimentación, que han experimentado un cierto transporte en formas de distintos fragmentos.
- ❖ **Amonites:** son una subclase de moluscos cefalópodos extintos que existieron en los mares desde el Devónico hasta finales del Cretácico y los fósiles de estos son excelentes fósiles guía para la datación de rocas.
- ❖ **Anaerobio:** Se dice de un organismo que puede desarrollarse en ausencia de oxígeno libre.
- ❖ **Angiospermas:** Flores o plantas superiores terrestres que se originaron durante el Cretácico Temprano.
- ❖ **Anóxico:** Que se encuentra en ausencia de oxígeno libre utilizable para los seres vivos. La anoxia de un medio marino se explica generalmente por un estancamiento de las aguas; la materia orgánica fermenta en condiciones anaerobias y puede acumularse en los sedimentos.
- ❖ **ArcGIS versión 9.3:** Es un sistema de información geográfica (SIG) integrado. Se agrupan varias aplicaciones para la captura, edición, análisis, tratamiento, diseño, publicación e impresión de información geográfica.
- ❖ **Biodegradación:** Resultado de los procesos de digestión, asimilación y metabolización de un compuesto orgánico llevado a cabo por bacterias, hongos, protozoos y otros organismos.
- ❖ **Bitumen:** corresponde a la fracción soluble de la materia orgánica diseminada en disolventes orgánicos comunes en las rocas sedimentarias, que aportan la información sobre el origen y la madurez de una roca madre a través del estudio de biomarcadores.
- ❖ **Cianobacterias:** Son un filo del dominio Bacteria que comprende las bacterias capaces de realizar fotosíntesis oxigénica y, en algún sentido, a sus descendientes

por endosimbiosis, los plastos.

- ❖ **Cicloalcanos:** Son hidrocarburos saturados, cuyo esqueleto es formado únicamente por átomos de carbono unidos entre ellos con enlaces simples en forma de anillo.
- ❖ **Clasto:** Fragmentos de distintos tamaños formados por la desintegración física, o alteración química y/o biológica de otras rocas.
- ❖ **Concreción:** Acumulación en el seno de una roca de sustancias transportadas en disolución por el agua que posteriormente se endurecen.
- ❖ **Delta:** Desembocadura de un río en el mar o en un lago, generalmente dividida en varios brazos, donde se acumulan sus sedimentos (aluviones) en una zona aproximadamente triangular.
- ❖ **Diagénesis:** proceso de formación de una roca sedimentaria compacta a partir de sedimentos sueltos que sufren un proceso de compactación y cementación.
- ❖ **Dinoflagelados:** Vegetales microcelulares, marinos, planctónicos rodeados de una concha silícea.
- ❖ **Fitoplancton:** En biología marina y limnología se llama fitoplancton al conjunto de los organismos acuáticos autótrofos del plancton, que tienen capacidad fotosintética y que viven dispersos en el agua.
- ❖ **Fluvial:** Se utiliza en la geografía y en ciencias de la Tierra para referirse a los procesos asociados a los ríos y arroyos, y a los depósitos y relieves creados por ellos.
- ❖ **Hidrocarburos:** Compuestos orgánicos formados únicamente por átomos de carbono e hidrógeno.
- ❖ **In situ:** Es una expresión latina que significa «en el sitio» o «en el lugar», y que es generalmente utilizada para designar un fenómeno observado en el lugar, o una manipulación realizada en el lugar.
- ❖ **Intemperismo:** Acción combinada de procesos (climáticos, biológicos, etc.) mediante los cuales la roca es descompuesta y desintegrada por la exposición continua a los agentes atmosféricos, transformando a las rocas masivas y duras en un manto residual finamente fragmentado; preparando a los materiales rocosos para ser transportados por los agentes de la erosión terrestre (agua corriente, hielo glaciar, olas y viento), y también son acarreados por la influencia de la gravedad para acumularse

en otros lugares.

- ❖ **Isoprenoide:** clase de compuestos orgánicos formados de unidades de isopreno, un hidrocarburo de cinco átomos de carbono.
- ❖ **Infra:** Prefijo que significa debajo de algo.
- ❖ **Kerógeno:** es la fracción orgánica contenida en las rocas sedimentarias rica en lípidos que es insoluble en disolventes orgánicos, es precursora del petróleo.
- ❖ **Lacustre:** Medio sedimentario propio de los lagos.
- ❖ **Maceral:** Es el nombre que se le da a los constituyentes orgánicos individuales y discernibles bajo microscopio del carbón. Cada tipo de maceral posee características químicas y orgánicas típicas.
- ❖ **Oligomíctico:** Hace referencia a rocas detríticas con clastos del mismo tipo de roca.
- ❖ **Orogenia:** Es el conjunto de procesos geológicos que se producen en los bordes de las placas tectónicas y que dan lugar a la formación de una cadena montañosa (orógeno).
- ❖ **Óxido:** Que se encuentra en presencia de oxígeno libre utilizable para los seres vivos.
- ❖ **Paleoambiente:** es una reconstrucción de ambientes antiguos que prevalecieron en algún momento del pasado geológico.
- ❖ **Regresión:** Retroceso del mar más allá de los límites anteriores, con emersión de zonas más o menos vastas, debido a un descenso del nivel del mar, a un levantamiento general del continente, o a un aporte importante de sedimentos, pudiéndose combinar estos tres fenómenos.
- ❖ **Rocas metamórficas:** Rocas formadas sin fusión a partir de rocas pre-existentes, esencialmente por recristalizaciones debidas a un aumento de temperatura y presión.
- ❖ **Supra:** Prefijo que significa arriba o encima de algo.
- ❖ **Transgresión:** Avance del mar más allá de sus límites anteriores, con inundación de zonas más o menos extensas de las partes bajas de los continentes. Es debida a un ascenso del nivel del mar o a un hundimiento del conjunto del continente, pudiendo combinarse los dos fenómenos.
- ❖ **Zooplancton:** Fracción del plancton constituida por seres que se alimentan, por ingestión, de materia orgánica ya elaborada.

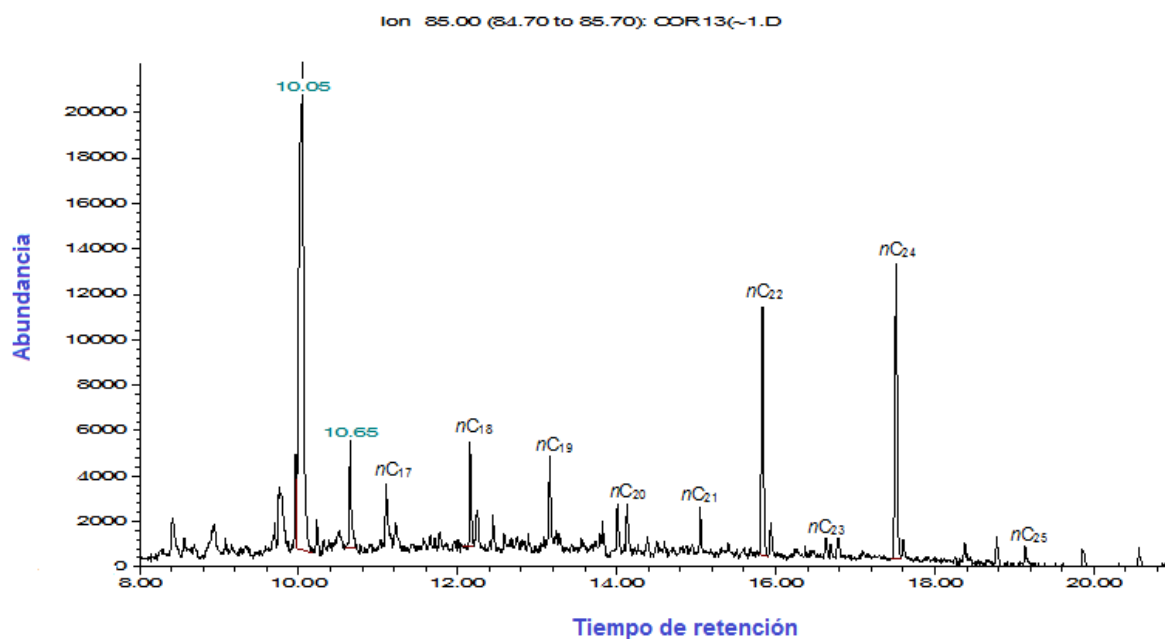
ABREVIATURAS

- ❖ **AcOEt:** Acetato de etilo
- ❖ **Aff:** Afín a
- ❖ **Ar:** Arenisca
- ❖ **CG:** Cromatografía de gases
- ❖ **CG-Ms:** Cromatografía de Gases – Masa
- ❖ **cm:** Centímetro
- ❖ **CRM:** Consejo de Recursos Minerales
- ❖ **Cz:** Caliza
- ❖ **DBT:** dibenzotiofeno
- ❖ **E:** Este
- ❖ **Ej.:** Ejemplo
- ❖ **Et al.:** Expresión latina *et alii*, que significa ‘y otros’
- ❖ **EE.UU.:** Estados Unidos de América
- ❖ **Fig.:** Figura
- ❖ **Fm:** Formación Litológica
- ❖ **g:** Gramos
- ❖ **HAP's:** Hidrocarburos Aromáticos Policíclicos
- ❖ **Hex:** Hexano
- ❖ **H/C:** Hidrógeno/Carbono
- ❖ **HPLC:** High Performance Liquid Chromatography o Cromatografía líquida de alta eficacia
- ❖ **INEGI:** Instituto Nacional de Estadística Geográfica e Informática
- ❖ **INFDM:** Instituto Nacional para el Federalismo y el Desarrollo Municipal.
- ❖ **km:** Kilómetro
- ❖ **km²:** Kilómetros Cuadrados
- ❖ **Lu:** Lutita
- ❖ **Lm:** Limolita
- ❖ **mts:** Metros
- ❖ **T (Max):** Temperatura máxima

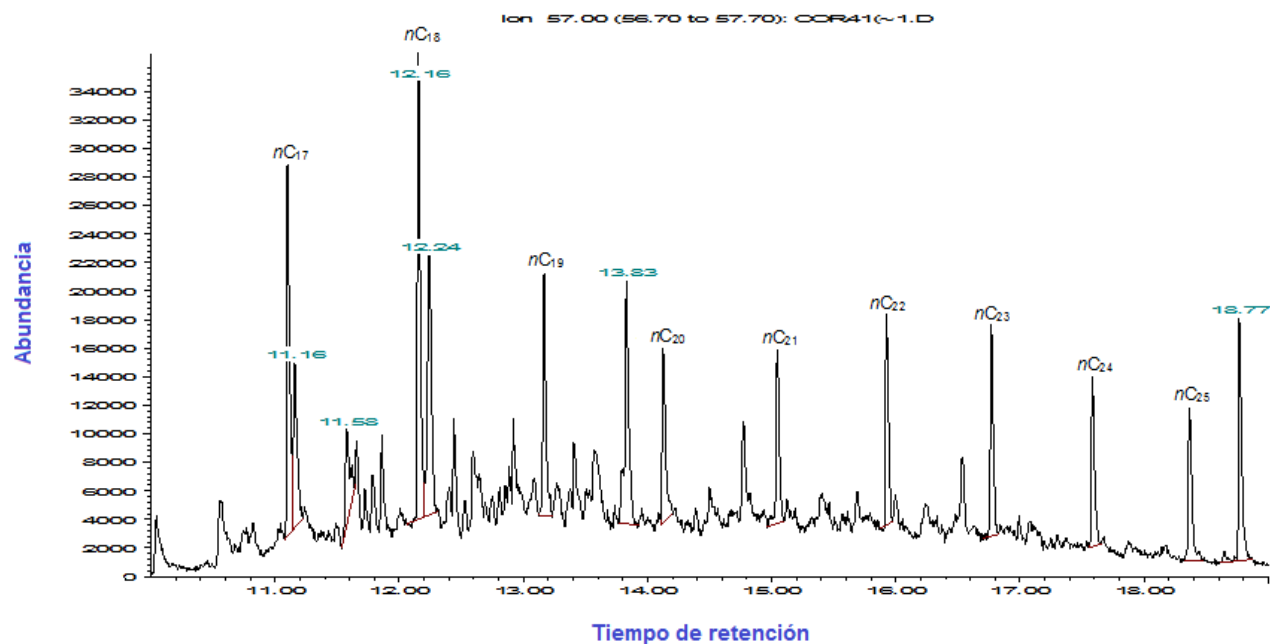
-
- ❖ **MDBT**: Metildibenzotiofeno
 - ❖ **MeOH**: Metanol
 - ❖ **ml**: Mililitros
 - ❖ **MO**: Materia Orgánica
 - ❖ **MOS**: Materia Orgánica Sedimentaria
 - ❖ **M.a.**: Millones de Años
 - ❖ **N**: Norte
 - ❖ **NE**: Noreste
 - ❖ **No.**: Número
 - ❖ **O/C**: Oxígeno/Carbono
 - ❖ **OUP**: Oxford University Press
 - ❖ **p**: Página
 - ❖ **PEMEX**: Petróleos Mexicanos
 - ❖ **Ph**: Fitano
 - ❖ **pp**: Páginas
 - ❖ **Pr**: Pristano
 - ❖ **S/C**: Azufre/Carbón
 - ❖ **SE**: Sureste
 - ❖ **SGM**: Servicio Geológico Mexicano
 - ❖ **SMO**: Sierra Madre Oriental
 - ❖ **Sq**: Escualeno
 - ❖ **v.**: Volumen de Publicación
 - ❖ **W**: Oeste
 - ❖ **°C**: Grados Celsius

ANEXO I.

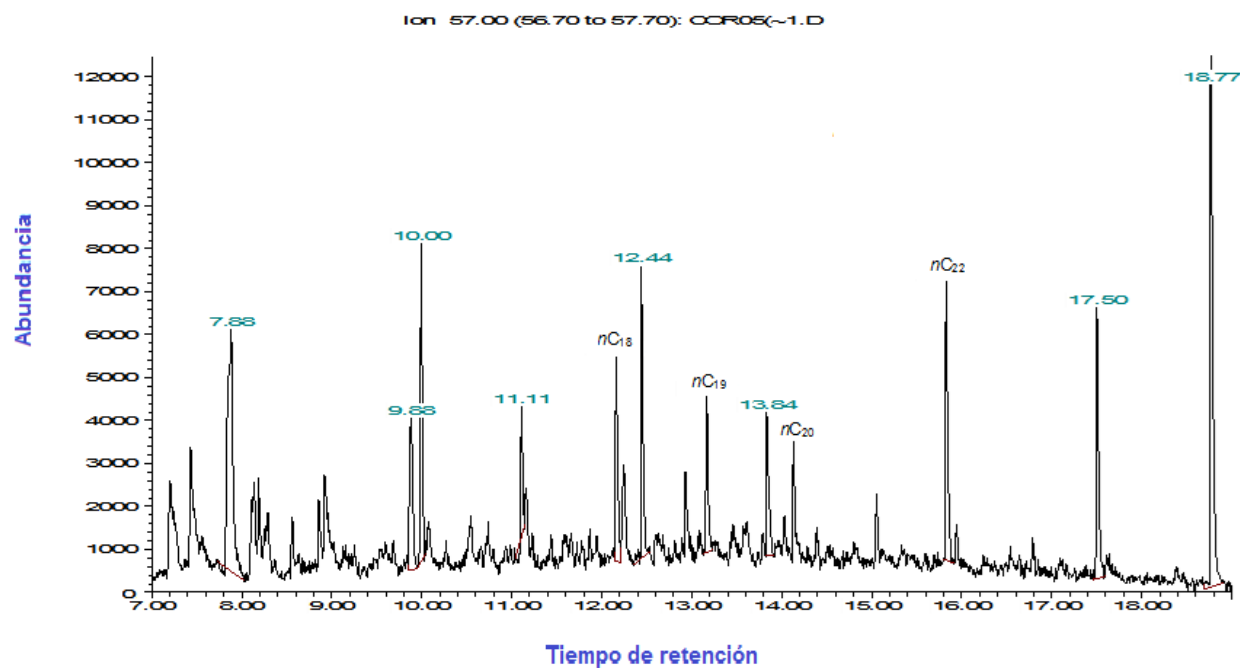
- Ds-01 (Acetato de etilo), M/Z 85.



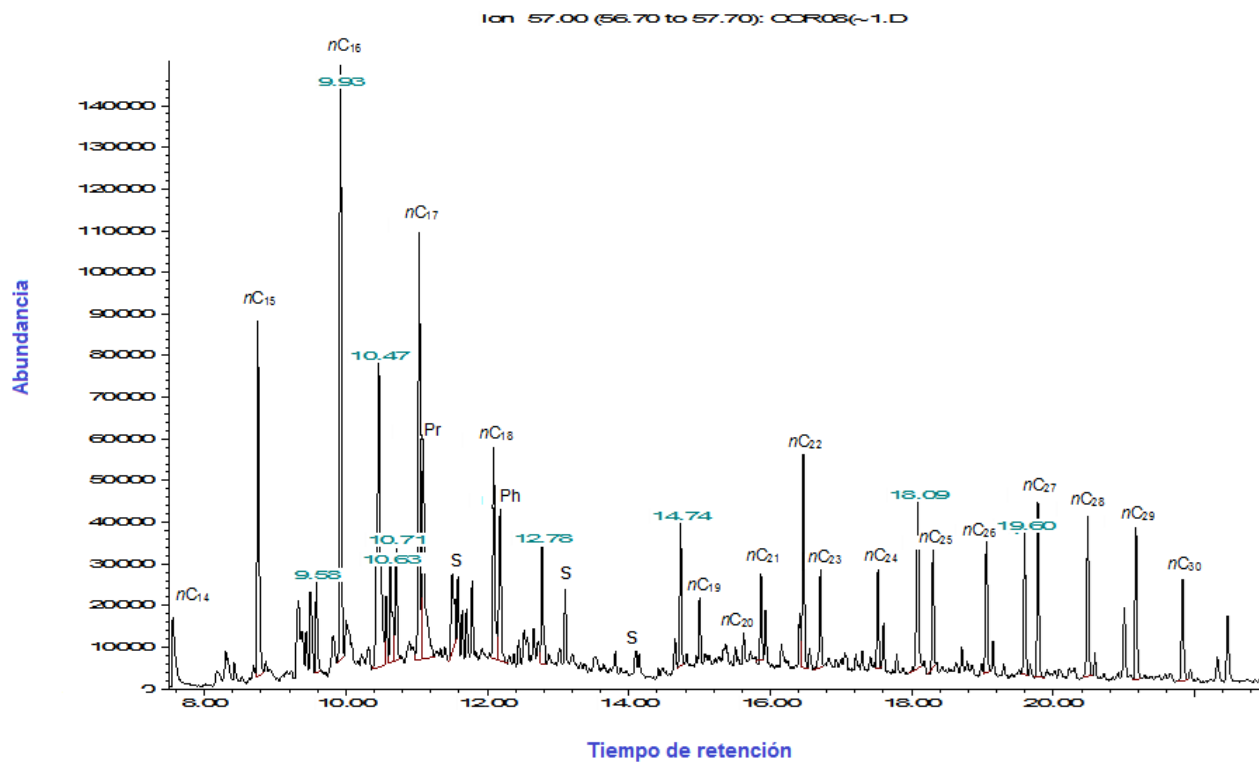
- AN-01 (Hexano), M/Z 57.



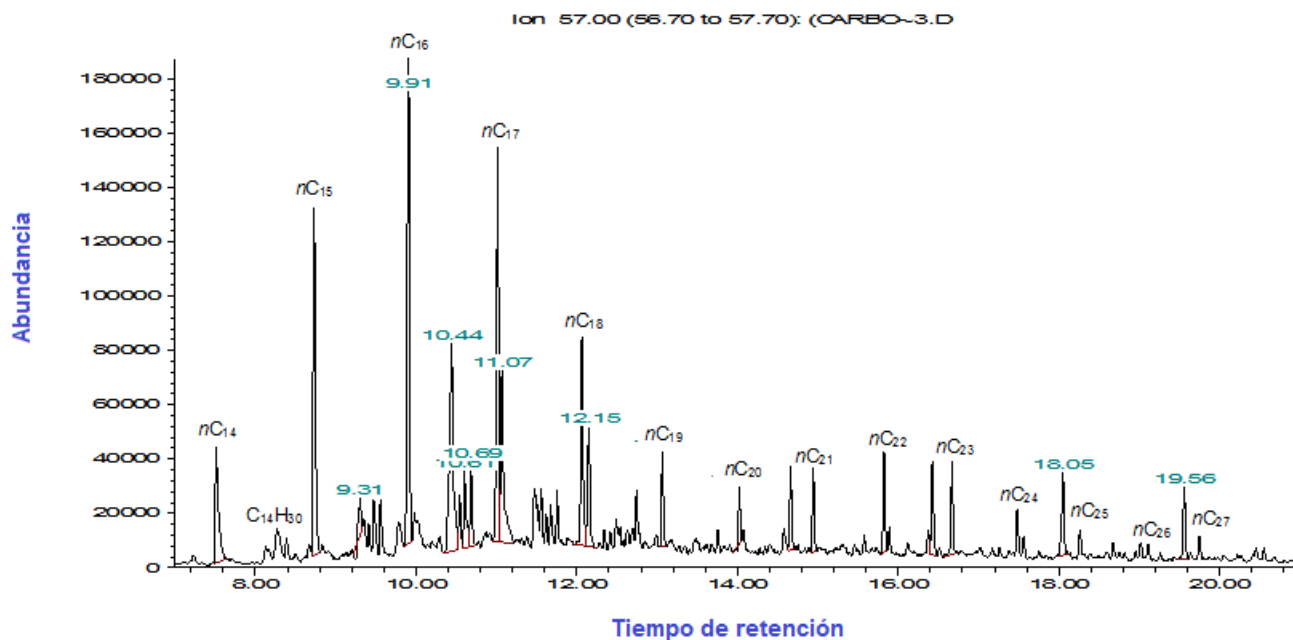
- Lcv-02 (Metanol), M/Z 57



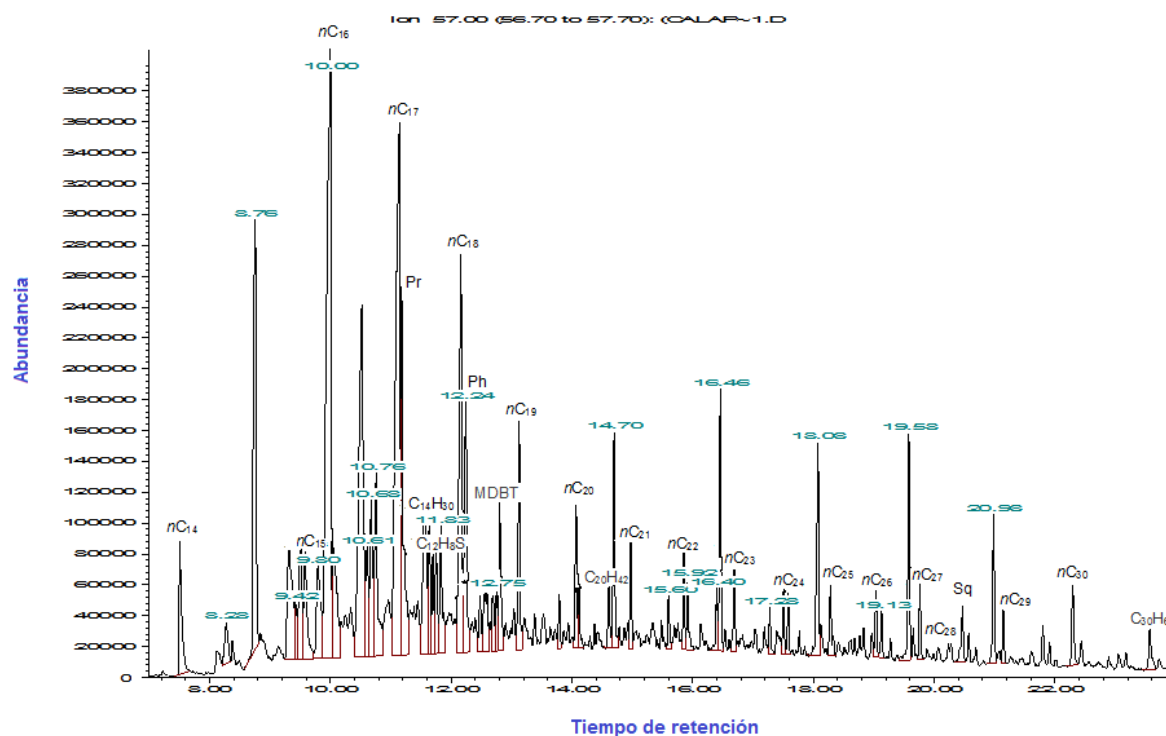
- LCv-01 (Hexano), M/Z 57.



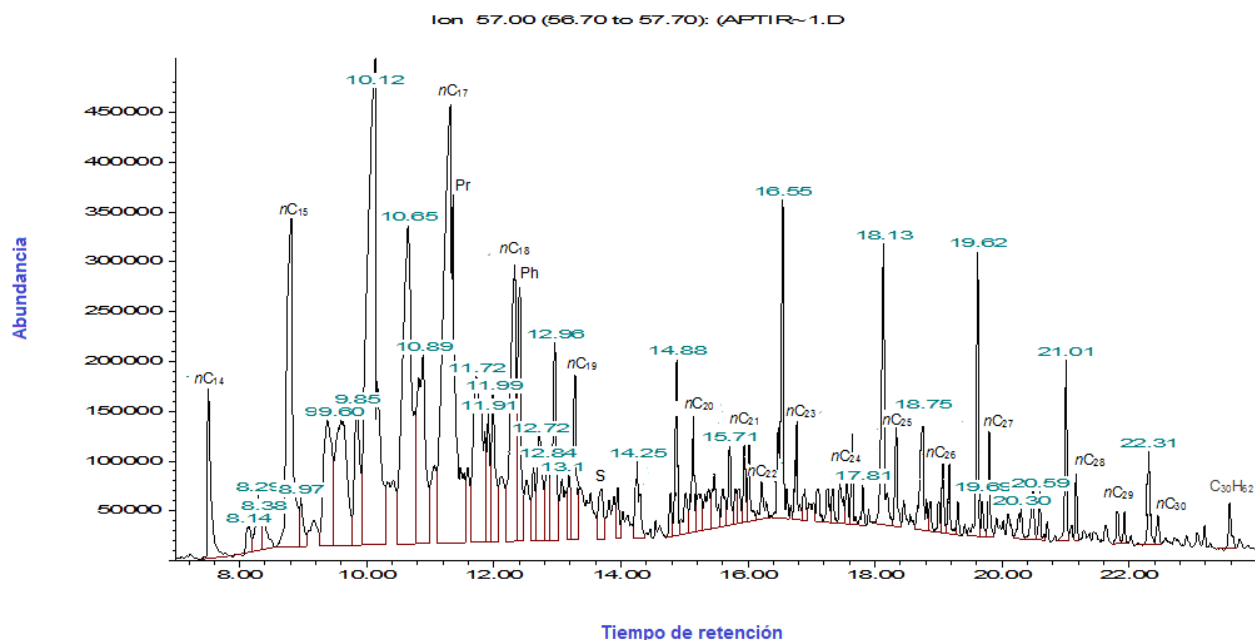
- Carbón (Hexano) M/Z 57.



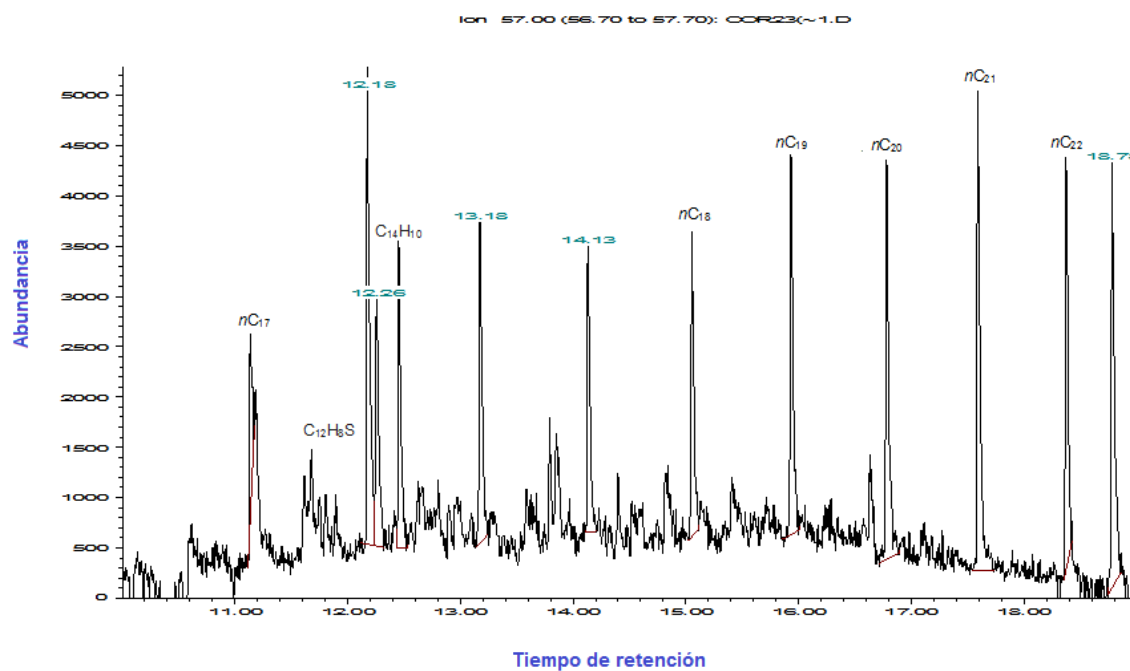
- Leñ-01 (Hexano), M/Z 57.



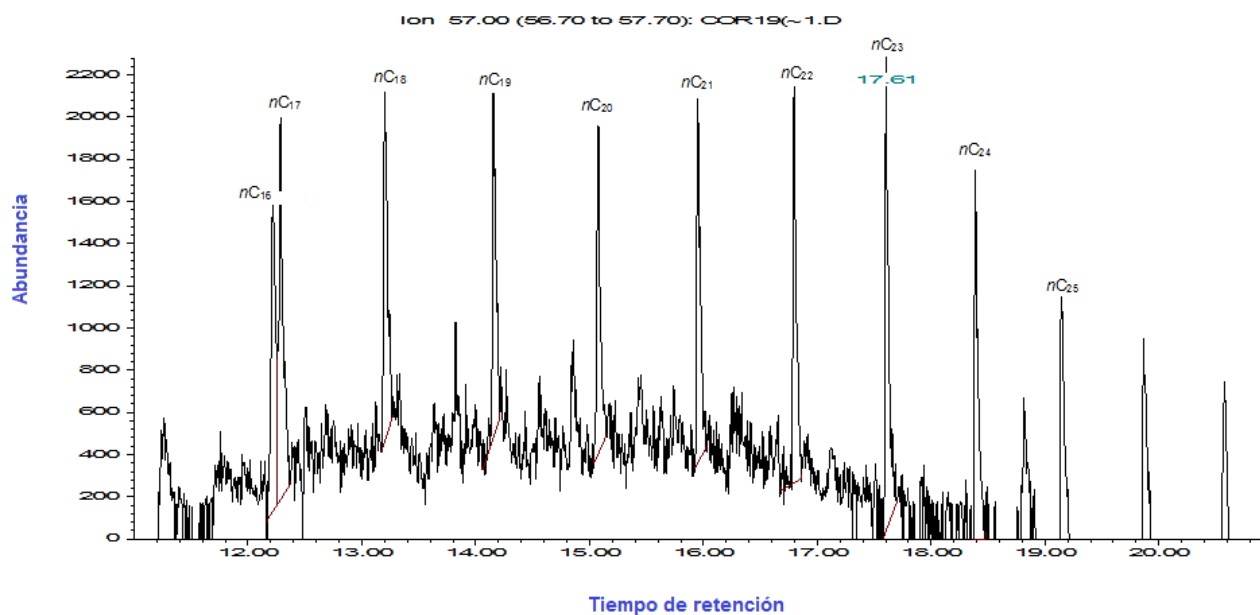
- Apticus (Hexano), M/Z 57.



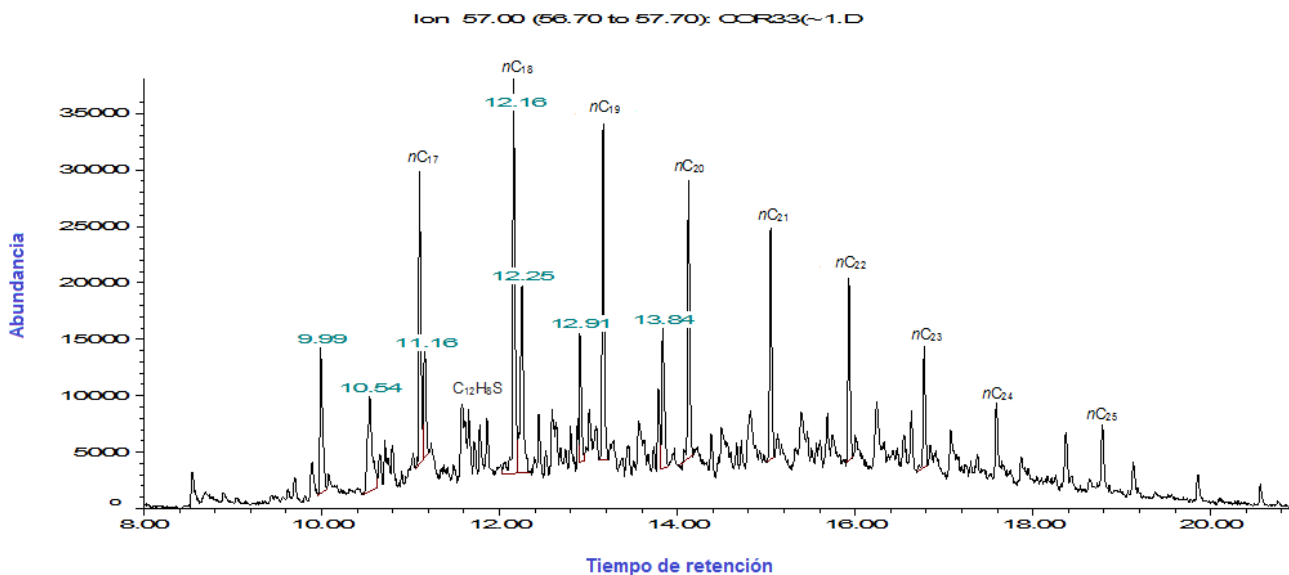
- Ar-01 (hexano), M/Z 57.



- Ar-02 (Hexano), M/Z 57.



- LPo-01 (Hexano), M/Z 57.



- Lpo-02 (Hexano), M/Z 57.

