



Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo

Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería

Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra y
Materiales

Centro de Investigaciones Químicas

*“Geoquímica Orgánica de Rocas
Sedimentarias Mesozoicas de la Región
de Molango, Estado de Hidalgo (México):
Implicaciones Biogeoquímicas Utilizando
Biomarcadores”*

Tesis profesional
que para obtener el título de
Lic. en Química

presenta:

Ayde Hernández Hernández.

Asesor:
Dr. Kinardo Flores Castro.

Pachuca de Soto, Hidalgo. 2008.

La presente tesis de investigación fue financiada mediante los proyectos:

1. "Identificación de biomarcadores en rocas sedimentarias mesozoicas de la Sierra Madre Oriental: Implicaciones biogeoquímicas de paleoambientes marinos y continentales", apoyado económicamente con recursos del Programa Anual de Investigación 2006 (PAI 2006) clave PAI-06/07/053A de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.
2. "Aseguramiento de Consolidación del Cuerpo Académico de Ciencias de la Tierra" (UAEH-CA-58 2007) con la clave: 582006 -14 -14. Otorgado por la Subsecretaría de Educación Superior, Dirección General de Educación Superior Universitaria de la Secretaría de Educación Pública, bajo el Programa Integral de Fortalecimiento Institucional (PIFI 3.3)

Trabajos publicados durante la elaboración de esta tesis:

- ♣ Hernández-Hernández A., Ramírez-Santander E., Islas-Romero M., Flores-Castro K., Angeles-Cruz, C. (2006). "Metodología de extracción y análisis de materia orgánica en sedimentos por Cromatografía de Gases Masa y Resonancia Magnética Nuclear: Biogeoquímica". Memoria V Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puebla.

- ♣ Hernández-Hernández A., Flores-Castro K., Ramírez-Santander E., Islas-Romero M., Gibson R., Torres-Valencia J. M. (2007). "Identificación de los biomarcadores Dibenzotiofeno y Fenantreno en rocas sedimentarias jurásicas del área de Molango, estado de Hidalgo (México): implicaciones paleoambientales". Memoria XVII Congreso Nacional de Geoquímica, v. 13, n.1, p. 166.

Agradecimientos

Gracias Dios por permitirme lograr esta meta, por tener a mi familia reunida, sana, y por que no nos falta lo necesario.

Dr. Kinardo Flores Castro

Gracias por su apoyo, dedicación y esfuerzo a la realización de la presente tesis. Por brindarnos un espacio y los equipos necesarios para trabajar, por compartir sus conocimientos y por que siempre fue una buena persona.

Dr. J. Martín Torres Valencia, Dra. Miriam Meléndez Rodríguez.

Por brindarme su apoyo en la interpretación de resultados (CG-Ms), ya que sin su apoyo no hubiera sido posible la realización de esta tesis.

A Claudia encargada del equipo de CG-Ms en la UAEH, por brindarnos su apoyo.

Dr. Richard Gibson por apoyarnos a la realización de los estudios de CG-Ms.

Gracias por el tiempo, esfuerzo y dedicación empleados.

A los sinodales, por dedicarle tiempo a esta tesis ya que gracias a sus observaciones hicieron de este un mejor trabajo.

A todos mis maestros desde la educación básica hasta el nivel superior, por compartir sus conocimientos. Gracias

Maquito, Vitor, Josefina y Sotero (Mis abuelitos)

Gracias a los cuatro por apoyarnos, estar al tanto de todos nosotros, ayudar a mis papas cuando mas los necesitan.

Tete y Nicolas

Gracias por apoyarnos en todo momento, por visitarme en los primeros semestres cuando me sentía sola, de verdad que me ayudaba mucho.

Tio Juan y Flor

Ustedes siempre nos apoyaron y han estado al pendiente de nuestra educación. Gracias por todo su apoyo y por brindarme la oportunidad de convivir con ustedes.

A mis Tios, Tias y a cada una de sus familias: Lore, Beto, Cande, Chata, Reyna, Ara, Nacho, Arsenio, Joel, Angel, Gonzala, Reyna, Lencha. Gracias por su apoyo.

A mis amigos:

Eimy, Myrna, Cheby, Gladis, Artemisa, Helen, Elvis, Andrea, Tere, Vanesa, Janeth, Fanny, Lilianas, Nelly.

Con ustedes he pasado muchas cosas bonitas, tristes, y de todo un poco, gracias por brindarme su apoyo, amistad y nunca dejarme sola, siempre alentarme, darme consejos. Hemos convivido en un tiempo maravilloso y créanlo nunca los olvidare, con cada uno de ustedes tengo recuerdos muy especiales.

Muchas gracias por todo.

A Daysi, Arlette, Lizbeth, Miriam, Neyra, Lorena, Annel, Vianey, Aleida, Janeth, Alma, Karen, Mayra, Gabriela, Gladis, Annel K., Audel, Rossel y Juan. Con algunos de ustedes me he divertido mucho, y todos siempre me manifestaron su apoyo.

Muchas gracias.

Gracias a toda mi familia y a todas las personas que hicieron posible esta meta en mi vida.

INDICE

	Pág.
Objetivos.	I
Resumen.	II
1.- Introducción.	1
2.- Antecedentes.	8
3.- Justificación.	13
4.- Localización y vías de acceso al área de estudio.	14
4.1- Localización.	14
4.2- Extensión.	14
4.3- Vías de acceso.	14
5.- Geología Regional.	16
5.1 Precámbrico.	
5.1.1- Gneis Huiznopala (Grenviliano, PεH).	18
5.2 Mesozoico.	
5.2.1- Fm. Huayacocotla (Jurásico Inferior, JIH)	19
5.2.2- Fm. Cahuwasas (Jurásico Medio, JMC).	25
5.2.3- Fm. Tepexic (Jurásico Medio, JMT).	27

	Pág.
5.2.4- Fm. Santiago (Jurásico Superior, JSS).	31
5.2.5- Fm. Chipoco (Jurásico Superior, JSCh).	34
5.2.6- Fm. Pimienta (Jurásico Superior, JSP).	36
5.2.7- Fm. Tamaulipas (Cretácico Superior, KIT).	37
5.3 Cenozoico.	
5.3.1- Fm. Tlanchinol (Mioceno Superior, TT).	38
5.3.2- Fm. Atotonilco El Grande (Mioceno Superior, TA).	40
6.- Geoquímica Orgánica.	41
6.1- Transformación de la materia orgánica en petróleo.	44
6.2- Producción y ciclo de la materia orgánica en los océanos.	48
6.3- Destino de la producción primaria: Degradación, Diagénesis, Catagénesis y Metagénesis.	49
6.4- Factores que controlan la acumulación y preservación.	53
6.5- Degradación en ambientes anóxicos.	54
7.- Descripción de Muestras y Metodología.	55
7.1- Descripción de Muestras.	
7.1.1- Ocotlan.	55
7.1.2- Autlán.	56
7.1.3- Autlán 1.	57
7.1.4- Naopa.	57
7.1.5- Naopa 1.	58
7.1.6- Naopa 2.	59

	Pág.
7.1.7- Xicalango.	59
7.1.8- Tetipanchalco.	60
7.1.9- Tetipanchalco R2.	61
7.2- Metodología.	61
7.2.1- Preparación de Muestras.	63
7.2.2- Extracción de Materia Orgánica.	63
7.3- Métodos de Análisis: Cromatografía de Gases acoplada a Espectrometría de Masas (CG-Ms).	68
8.- Discusión de Resultados.	73
8.1- Ocotlán.	
8.1.1- Ocotlán (hexano).	76
8.1.2- Ocotlán (AcOEt).	77
8.1.3- Ocotlán (MeOH).	79
8.2- Autlán.	
8.2.1- Autlán (hexano).	80
8.2.2- Autlán (AcOEt).	81
8.2.3- Autlán (MeOH).	81
8.3- Autlán 1.	
8.3.1- Autlán 1 (hexano).	82
8.3.2- Autlán 1 (AcOEt).	84
8.3.3- Autlán 1 (MeOH).	85
8.4- Naopa.	
8.4.1- Naopa (hexano).	85
8.4.2- Naopa (AcOEt).	86

	Pag.
8.4.3- Naopa (MeOH).	87
8.5- Naopa 1.	
8.5.1- Naopa 1 (hexano).	88
8.5.2- Naopa 1 (AcOEt).	89
8.5.3- Naopa 1 (MeOH).	90
8.6- Naopa 2	
8.6.1- Naopa 2 (hexano).	91
8.6.2- Naopa 2 (AcOEt).	92
8.6.3- Naopa 2 (MeOH).	93
8.7- Xicalango.	
8.7.1- Xicalango (hexano).	93
8.7.2- Xicalango (AcOEt).	95
8.7.3- Xicalango (MeOH).	96
8.8- Tetipanchalco.	
8.8.1- Tetipanchalco (hexano).	96
8.8.2- Tetipanchalco (AcOEt).	98
8.8.3- Tetipanchalco (MeOH).	99
8.9- Tetipanchalco R2.	
8.9.1- Tetipanchalco R2 (hexano).	100
8.9.2- Tetipanchalco R2 (AcOEt).	101
8.9.3- Tetipanchalco R2 (MeOH).	102
9.- Conclusiones.	103

	Pág.
10.- Recomendaciones	110
❖ Referencias Bibliográficas.	IX
❖ Glosario	XI
❖ Anexos	
1- Espectrometría de masas de algunos de los Compuestos más importantes.	XXI
2- Cantidad de Materia Orgánica Obtenida.	XXXII
3- Relación Pr/Ph en los extractos obtenidos.	XXXIII
4- Relación Pr/n-C17 en los extractos obtenidos.	XXXIV
5- Imágenes del Jurasico Inferior (temprano), Jurasico Medio y Jurasico Superior (tardío).	XXXV
❖ Índice de Tablas	
1.1 Clasificación de rocas sedimentarias clásticas o detriticas de acuerdo al tamaño de sedimento que lo componen (Meritano-Arenas, 1979).	4
6.1 Composición porcentual en peso de los tres tipos de kerogeno.	44

	Pág.
6.2 Distribución del carbono orgánico e inorgánico, en los diferentes ambientes geoquímicos de la tierra. (Mc Sween <i>et al.</i> , 2003).	48
6.3 Estimación de la producción primaria marina. (Mc Sween <i>et al.</i> , 2003).	49
7.1 Nombre, localización, unidad estratigráfica y descripción litológica de muestras.	62
8.1 Condiciones del ambiente de depósito indicadas mediante la relación de abundancias Pr/Ph (Didyk, 1978).	75
❖ Índice de fotografías	
5.1 Formación Huayacocotla en un afloramiento cercano al poblado de Naopa.	24
5.2 Formación Cahuadas.	27
5.3 Formación Tepexic.	31
5.4 Formación Santiago.	34
7.1 Muestra: Ocotlan.	55
7.2 Muestra: Autlán.	56
7.3 Muestra: Autlan 1.	57
7.4 Muestra: Naopa.	58
7.5 Muestra: Naopa 1.	58

	Pág.
7.6 Muestra: Naopa 2.	59
7.7 Muestra: Xicalango.	60
7.8 Muestra: Tetipanchalco.	60
7.9 Muestra: Tetipanchalco R2.	61
7.10 Sistema automatizado para la realización de reflujos (extracción de materia orgánica) y concentración de extractos obtenidos.	63
7.11 Molino <i>Pulverisette 2</i> , consta de un mortero de ágata, en el que se coloca la muestra (tamaños pequeños). y con el pistilo del mismo material, la muestra se pulveriza por un lapso de tiempo al cual se programa el molino.	66
7.12 Tres muestras diferentes sometidas a reflujo.	66
7.13 Rotavapor. En el que se colocó el extracto obtenido, para eliminar el disolvente y concentrar la materia orgánica extraída.	67
7.14 Equipo de CG-MS, en el Instituto de Ingeniería UNAM.	72
❖ Índice de figuras.	
1.1 Escalas granulométricas de Atterberg o Internacional y la americana (USA).	4

	Pág.
1.2 Madurez textural de un sedimento de acuerdo a su forma (Angular, Intermedia o redondeada) y a la distancia de transportación (corta, mediana y larga). Y de forma vertical se muestra el grado de redondez 1 (alto) y 2 (bajo).	6
1.3 (1)-sedimentos mal o pobremente clasificados, (2)-sedimentos moderadamente clasificados, (3)-sedimentos bien clasificados.	7
4.1 Mapa de Localización.	15
5.1 Ubicación de muestras, detalles estratigráficos y geología de la zona de estudio.	17
6.1 Ciclo del carbono, (Mc Sween <i>et al.</i> , 2003).	42
6.2 Esquema representativo del destino de la materia organica en los oceanos. Los cuadros representan reservorios organicos y las flechas indican destinos y procesos de la misma. (Mc Sween <i>et al.</i> , 2003).	52
6.3 Destino de la materia orgánica en diferentes ambientes redox (Mc Sween <i>et al.</i> , 2003).	53
7.1 Partes de un cromatógrafo de gases.	70
7.2 Proceso por el cual trabaja el espectrómetro de masa.	71
8.1 Desprendimiento de la molécula de fitol de la clorofila-a, durante la etapa de la diagénesis.	73

	Pág.
8.2 Obtención de pristano a través de fitol. modificado de (Peters y Moldowan, 1993).	74
8.3 Obtención de fitano a través de fitol. modificado de (Peters y Moldowan, 1993).	74
8.4 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Ocotlán.	77
8.5 Cromatograma de gases del extracto obtenido con AcOEt de la muestra Ocotlán.	78
8.6 Cromatograma de gases del extracto obtenido con MeOH de la muestra Ocotlán.	79
8.7 Cromatógrama de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Autlán.	80
8.8 Cromatógrama de gases del extracto obtenido con AcOEt de la muestra Autlán.	81
8.9 Cromatógrama de gases del extracto obtenido con MeOH de la muestra Autlán.	82
8.10 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Autlán 1.	83
8.11 Cromatograma de gases del extracto obtenido con AcOEt de la muestra Autlán 1.	84
8.12 Cromatograma de gases del extracto obtenido con MeOH de la muestra Autlán 1.	85
8.13 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Naopa.	86
8.14 Cromatograma de gases del extracto obtenido con AcOEt de la muestra Naopa.	87

	Pág
8.15 Cromatograma de gases del extracto obtenido con MeOH de la muestra Naopa.	87
8.16 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Naopa 1.	88
8.17 Cromatograma de gases del extracto obtenido con AcOEt de la muestra Naopa 1.	89
8.18 Cromatograma de gases del extracto obtenido con MeOH de la muestra Naopa 1.	90
8.19 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Naopa 2.	91
8.20 Cromatograma de gases del extracto obtenido con AcOEt de la muestra Naopa 2.	92
8.21 Cromatograma de gases del extracto obtenido con MeOH de la muestra Naopa 2.	93
8.22 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Xicalango.	94
8.23 Cromatograma de gases del extracto obtenido con AcOEt de la muestra Xicalango.	95
8.24 Cromatograma de gases del extracto obtenido con MeOH de la muestra Xicalango.	96
8.25 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Tetipanchalco.	97
8.26 Cromatograma de gases del extracto obtenido con AcOEt de la muestra Tetipanchalco.	98
8.27 Cromatograma de gases del extracto obtenido con MeOH de la muestra Tetipanchalco.	99

	Pág.
8.28 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Tetipanchalco R2.	100
8.29 Cromatograma de gases del extracto obtenido con AcOEt de la muestra Tetipanchalco R2.	102
8.30 Cromatograma de gases del extracto obtenido con MeOH de la muestra Tetipanchalco R2.	102
9.1 Simulación gráfica de los ambientes de depósito posibles en la zona de estudio y la ubicación de cada una de las muestras.	109

❖ Abreviaturas Empleadas

AcOEt	Acetato de etilo
MeOH	Metanol
JIH	Jurásico Inferior Huayacocotla
JMC	Jurásico Medio Cahuasas
JMT	Jurásico Medio Tepexic
JSS	Jurásico Superior Santiago
JSch	Jurásico Superior Chipoco
JSP	Jurásico Superior Pimienta
KIT	Cretácico Superior Tamaulipas
TT	Mioceno Superior Tlanchinol
TA	Mioceno Superior Atotonilco El Grande
Pr	Pristano (2,6,10,14-tetrametilpentadecano)
Ph	Fitano (2,6,10,14-tetrametilhexadecano)
Esc.	Escualeno (2,6,10,15,19,23-hexametil-2,6,10,14,18,22-tetracosahexaeno).
CID	Carbono Inorgánico Disuelto
COD	Carbono Orgánico Disuelto
CG-Ms	Cromatografía de gases acoplada a espectrometría de masa
COT	Carbono Orgánico Total
IO	Índice de oxígeno
IH	Índice de Hidrógeno
T _{max}	Temperatura máxima
CG	Cromatografía de gases
CGL	Cromatografía gas-líquido
CGS	Cromatografía gas-sólido
Fm	Formación

Objetivo General

Obtener información físico-química y biológica paleoambiental mediante la aplicación de técnicas de Geoquímica Orgánica a rocas sedimentarias mesozoicas de la región de Molango, Estado de Hidalgo.

Objetivos Particulares

1. Obtener una cartografía geológica de base en la que se muestren las principales formaciones geológicas mesozoicas del área de estudio.
2. Realizar trabajo de campo que permita obtener muestras de rocas sedimentarias mesozoicas, georeferenciarlas mediante GPS e incluirlas en la cartografía.
3. Implementar metodología de geoquímica orgánica que permita extraer la fracción soluble de la materia orgánica sedimentaria (bitumen).
4. Identificar mediante la técnica de CG-MS los compuestos orgánicos presentes en las rocas sedimentarias.
5. Interpretar las moléculas fósiles (biomarcadores) que nos aporten información acerca de las condiciones físico-químicas y biológicas del ambiente de depósito.

Resumen.

El presente trabajo de investigación se inició con la recolección de nueve muestras jurásicas de las formaciones Santiago (muestra de Ocotlán), Tepexic (Autlán), Chipoco (Atlán 1) y Huayacocotla (Naopa, Naopa 1, Naopa 2, Xicalango, Tetipanchalco y Tetipanchalco R2). La zona de muestreo se encuentra cerca de los municipios de Molango y Lolotla, al Norte del Estado de Hidalgo. Para la asignación geológica de las muestras, se tomó en cuenta la cartografía realizada por Ochoa-Camarillo (1997).

Una vez trasladadas las muestras al laboratorio, se limpiaron, pulverizaron y fueron sometidas a reflujos sucesivos durante 50 horas con disolventes grado HPLC como hexano, acetato de etilo (AcOEt) y metanol (MeOH). Esto se hizo para abarcar un amplio rango de polaridades y lograr la extracción de una extensa gama de compuestos. Terminado el reflujo, se filtró el sedimento y el disolvente con moléculas fósiles. Posteriormente, el disolvente bituminoso se concentró mediante un rotavapor.

Los extractos o disolventes bituminosos obtenidos fueron analizados mediante CG-Ms (Cromatógrafo de Gases acoplado a un Espectrómetro de Masa) y posteriormente identificados mediante el software Ms Engine 61034C y la base de datos Wiley 138.

Una vez identificados los compuestos presentes en cada sedimento fue posible la interpretación del ambiente de deposición en la zona de estudio. Concluyendo que estas muestras fueron depositadas en un ambiente marino marginal.

Abstract.

The present research work started collecting nine Jurassic samples from the formations Santiago (Ocotlán sample), Tepexic (Autlán), Chipoco (Autlán 1) and Huayacocotla (Naopa, Naopa 1, Naopa 2, Xicalango, Tetipanchalco and Tetipanchalco R2). The sampling zone is near the municipalities of Molango and Lolotla, North of the Hidalgo State. For the geological assignment of samples, the cartography reported by Ochoa-Camarillo (1997) was taking into account.

Once the samples were transferred to the laboratory, they were cleaned, pulverized and solved in different solvents with HPLC purity grade. Subsequently, consecutive reflux taking 50 hours were applied to the sediment dissolutions. Three solvents covering a wide polarity range have been selected (hexane –Hex-, ethyl acetate –AcOEt- and methanol –MeOH-) in order to extract a large enough variety of organic molecules. The sediment was separated from the bituminous dissolutions by filtering and then, these dissolutions were concentrated by means of a rotavapor.

The extracts or concentrated bituminous dissolutions (solvent/fossil molecules) were analyzed by means of a CG-MS equipment (Gas chromatographer connected to mass spectrometer). The identification and relative quantification were performed using the software Ms Engine 61034C and the data base Wiley 138.

A marginal marine depositional environment was defined from the interpretation of the experimental results.

1.- Introducción

1.- Introducción.

La **Geoquímica** es la rama especializada de la geología y la química que se encarga de estudiar el comportamiento reactivo (reactividad química), migración, distribución y concentración de los elementos químicos en nuestro planeta Tierra y el Cosmos. La geoquímica utiliza como principales muestras a los minerales, las rocas que componen la corteza terrestre, el agua, el petróleo, el gas, el aire atmosférico, el suelo y el material extraterrestre. Algunas áreas de especialidad de esta ciencia son: Geoquímica Ambiental, Litogeoquímica, Biogeoquímica, Geoquímica Inorgánica y Geoquímica Orgánica, entre otras. Siendo esta última la que compete y enfoca el presente trabajo de investigación.

De forma muy general, y de acuerdo a su origen, las rocas pueden clasificarse en: ígneas, metamórficas y sedimentarias.

Las **rocas ígneas** son el producto del enfriamiento de magma. Cuando el enfriamiento se produce dentro de la corteza terrestre se llaman rocas intrusivas o plutónicas (ej. granitoides), y si el enfriamiento tiene lugar en el exterior se denominan rocas extrusivas o volcánicas (ej. basalto, andesita, riolita, etc.).

Las **rocas metamórficas** se forman por la deformación y cambios de presión (P) y temperatura (T) de rocas pre-existentes. Estos parámetros fisicoquímicos son distintos a las que les dieron origen y se crean entonces minerales estables e indicativos de las nuevas condiciones de P-T.

Las **rocas sedimentarias** son el resultado de la acumulación de sedimentos, producto de la descomposición y desintegración de otras rocas pre-existentes, o por acumulación de restos orgánicos depositados en las partes bajas de la superficie terrestre por precipitación química. Pueden formarse a las orillas de los ríos, en el fondo de barrancos, valles, lagos, mares y en las desembocaduras de los ríos. Se hallan dispuestas formando capas o estratos. Estas rocas sedimentarias suelen ser más o menos permeables, sobre todo las detríticas, lo que favorece la circulación o depósito de agua subterránea y otros fluidos, como los hidrocarburos. Las rocas sedimentarias más comunes son: areniscas, lutitas, calizas, carbón, yeso, etc.

Las rocas sedimentarias se clasifican en:

- o **Clásticas o detríticas** (del griego *klastos*, roto en pedazos), son el resultado de la compactación y consolidación de materiales derivados de rocas más antiguas y de origen diverso (rocas pre-existentes, minerales, exoesqueletos, etc.); estas partículas se encuentran adheridas entre sí por medio de un material cementante (calcita, hematita o cuarzo), el cual entra por los pequeños poros de los sedimentos y al actuar con el agua une las partículas formando las rocas sedimentarias por procesos diagénéticos.

Entre estas rocas destacan: lutita, arenisca, brechas y conglomerados. La clasificación de estas rocas se basa en el tamaño de los fragmentos que las componen (Tabla 1.1).

Las constituidas por trozos de tamaño grande (> 2 mm) se les denomina **conglomerados**, estas rocas están constituidas por detríticos redondeados. Han

sufrido transporte por aguas corrientes y han sido depositadas lejos de su lugar de origen (Fig. 1.2).

Los fragmentos de estos conglomerados pueden tener orígenes diversos, es decir, ser fragmentos derivados de varias rocas, o solo de una. Cuando los fragmentos mayores a dos milímetros se presentan en forma angulosa se denominan **brechas**. Cuando estos fragmentos son angulosos o redondeados y se encuentran sin consolidar, esto es en forma suelta, entonces se denominan **gravas**.

Las **areniscas** poseen granos de tamaño intermedio (entre 0.25 y 2 mm de diámetro), normalmente se hallan dispuestos de tal forma que cada grano esta en contacto con su vecino. Estas rocas son formadas por la acción (erosión) del viento (formando depósitos con una estratificación cruzada o simple dependiendo de la dirección de los vientos), del hielo (el paso del hielo provoca un proceso de molienda de rocas, por lo que es común encontrar un deposito con mezclas de areniscas, conglomerados y polvos), y del agua (logrando una clasificación de acuerdo a la densidad de las partículas), sobre rocas preexistentes.

Las **limolitas** regularmente de tamaño pequeño (1/256 a 0.25 mm), se forman cuando los limos adquieren cohesión, son rocas arcillosas altamente erosionables y afectadas por intemperismo.

Las **lutitas** poseen fragmentos extremadamente pequeños de arcillas (< 1/256 mm), generalmente presentan laminación y son características de los fondos oceánicos y la parte central de las lagunas.

<i>Nombre del sedimento</i>	<i>Diámetro (mm)</i>	<i>Nombre de la roca</i>
Grava	> 2	Brecha o Conglomerado
Arena	0.25 a 2	Arenisca
Limo	1/256 a 0.25	Limolita
Arcilla	< 1/256	Lutita

Tabla 1.1 Clasificación de rocas clásticas o detríticas de acuerdo al tamaño del sedimento que lo componen (Meritano-Arenas, 1979).

La granulometría es la encargada de la clasificación de todas las partículas del suelo de acuerdo a su tamaño (Tabla 1.1). Sin embargo, existen diferentes clasificaciones las cuales difieren en los valores de los límites establecidos para definir cada clase, básicamente todas aceptan los términos de grava, arena, limo y arcilla. De todas estas escalas granulométricas las más utilizadas, son la de Atterberg o Internacional (llamada así por haber sido aceptada por la Sociedad Internacional de la Ciencia del Suelo) y la americana o USDA por sus siglas en inglés (Departamento de Agricultura de los Estados Unidos). Ambas clasificaciones se muestran en la figura 1.1.

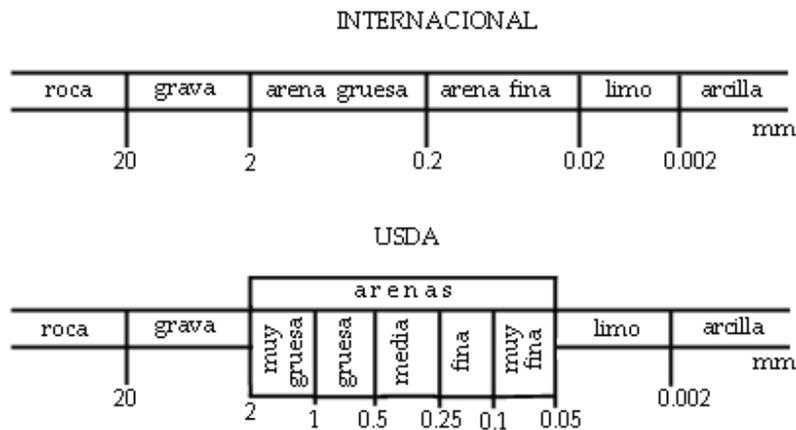


Fig. 1.1 Escalas granulométricas de Atterberg o Internacional y la Americana (USDA).

○ **Químicas o no detriticas**, son las formadas a partir de la precipitación de determinados compuestos químicos en soluciones acuosas, tales como sales disueltas y posteriormente precipitadas por procesos inorgánicos; o bien, por la intervención de procesos orgánicos en los que también intervienen la precipitación y formación de compuestos. Estas se dividen en:

- Carbonatadas: Se forman por precipitación de carbonatos, ejemplos: la caliza o la toba calcárea.
- Evaporíticas: Se forman por la precipitación química de minerales disueltos en agua y posterior evaporación de ésta, como ocurre con el yeso, la halita o la silvina.
- Orgánicas u Organógenas: Se forman por depósitos, fundamentalmente, de origen orgánico (restos de seres vivos), como ocurre con el carbón, el petróleo, y las limolitas.

○ **Orgánicas o biogénicas**, constituidas por la acumulación de sustancias de origen orgánico. Un tipo muy común es la roca **caliza**, formada en su mayor parte por restos de organismos como corales, algas, etc. aunque también puede originarse por precipitación de cementos calcáreos.

Las calizas son rocas compuestas principalmente de CaCO_3 , cuando éstas presentan un contenido alto de arcillas, entonces se les llama **margas**. Las calizas se pueden clasificar en:

- Calizas biohermales: son calizas arrecifales. Pueden estar formadas por colonias de algas, de corales, restos de moluscos, etc.

- Calizas biostromales: el término se aplica a depósitos formados por organismos sedentarios, como son estratos de conchas.
- Calizas pelágicas: son calizas bioquímicas, producidas por organismos que viven en los fondos marinos.
- Calizas detríticas (calcarenita y calcirudita): Se originan por erosión y transporte de calizas anteriores. Son semejantes a los conglomerados, areniscas o lutitas, pero compuestas por clastos y cemento calcáreo el cual contiene óxido de silicio.

Dos factores importantes para conocer el grado de alteración de las rocas y sedimentos son:

- La madurez mineralógica: Grado alcanzado por un sedimento clástico en relación con el orden de estabilidad mineralógica frente a los procesos de meteorización.
- La madurez textural es el grado alcanzado por un sedimento clástico en relación a la esfericidad ideal frente a los procesos de erosión y transporte. Por ejemplo, si una roca ha sido altamente transportada, su forma cambia de angular a redondeada (Fig. 1.2) y de acuerdo al tamaño del sedimento se determina el tipo de transporte que halla tenido, esto es: si el transporte fue por rodamiento o deslizamiento los tamaños de grano varían entre 5 y 10 mm, mientras que si el transporte fue por saltación, el tamaño de partícula varía de 0.1 a 5 mm.

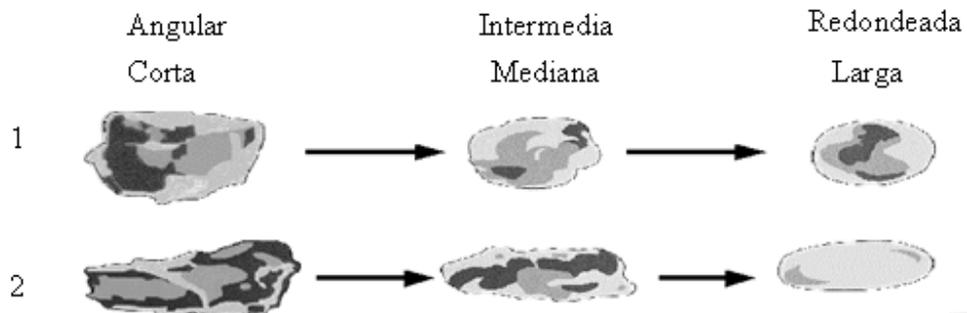


Fig. 1.2 Madurez textural de un sedimento de acuerdo a su forma (angular, intermedia o redondeada) y a la distancia de transportación (corta, mediana y larga). Y de forma vertical se muestra el grado de redondez 1 (alto) y 2 (bajo).

Al llegar al lugar de sedimentación, los sedimentos se pueden agrupar de acuerdo al tamaño de grano como: bien, moderadamente, pobremente o mal clasificados (Fig. 1.3). Si son todos o en su mayoría del mismo tamaño se puede decir que están bien clasificados, si están de diversos tamaños pero aun se logra ver una homogeneidad se llaman moderadamente clasificados, pero si todos los sedimentos son de tamaños diferentes se dice que están mal clasificados o pobremente clasificados (Fig. 1.3).

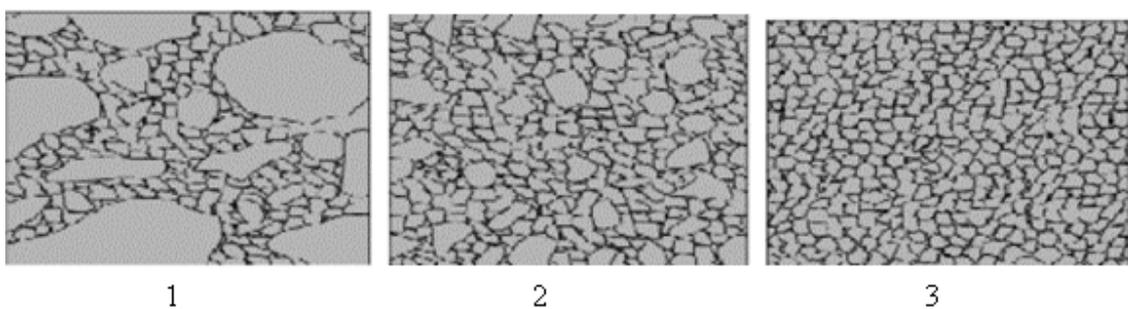


Fig. 1.3 (1)-sedimentos mal o pobremente clasificados, (2)-sedimentos moderadamente clasificados, (3)-sedimentos bien clasificados.

2.- Antecedentes

2.- Antecedentes.

El termino **Geoquímica** fue empleado por primera vez por el Químico Suizo C. F. Schöbein en 1838, posteriormente en 1909 el investigador F. W. Clarke's publicó el primer trabajo llamado *Los Datos de la Geoquímica*, el cual brindaba la composición de algunas rocas y minerales describiendo datos termodinámicos y obteniendo como resultado el promedio de la composición de la corteza terrestre. Clarke define a la geoquímica como el estudio de los cambios producidos en los sistemas químicos naturales representados estos por las rocas. Definición que llevó a la confusión con la química petrológica y mineralógica. Solo a partir de los trabajos de W. J. Vernadsky y A. E. Fersman en Rusia y de V. M. Goldschmidt en Noruega y Alemania, publicados en la década de los años 20, fue posible definir adecuadamente los fines propios de la geoquímica.

La geoquímica estudia los elementos químicos en su evolución a través de los distintos niveles de la Tierra, pero con mayor énfasis en la corteza terrestre. Mientras que la mineralogía y la petrología se encargan del estudio de las rocas y los minerales.

Durante el siglo XX se desarrollaron importantes avances tecnológicos que impulsaron a la geoquímica, el primer logró fue descubierto por Max von Laue en 1912, el cual determinaba el arreglo interno de átomos en una sustancia cristalina mediante la difracción de rayos X (DRX). Poco tiempo después, William L. Braga uso esta técnica para determinar la estructura de la halita (sal común, NaCl).

2. Antecedentes.

En 1920 Victor M. Goldschmidt y colaboradores, de la Universidad de Oslo, determinaron la estructura de un gran número de minerales comunes, estableciendo principios que respetaban la distribución de estos en la naturaleza. Siendo esta la más grande aportación de la geoquímica en ese tiempo, ya que el descubrimiento de nuevos materiales presentes en la corteza y el manto de la Tierra sirvieron para la creación de armas, que serían utilizadas posteriormente durante la segunda guerra mundial.

El uso de isótopos radioactivos en geocronología comienza en el siglo XIX por Ernest Rutherford, Henri Becquerel, Marie y Pierre Curie, influyendo así la química nuclear en la geología, lo que permitió el desarrollo de la espectrometría de masa de alta resolución en 1930. Posteriormente, entre 1936-1939, Alfred O. C. Nier de la Universidad de Minesota determinó la composición isotópica de 25 elementos, originando que esta técnica se encontrara al alcance de muchos laboratorios de geoquímica. La principal aplicación de este descubrimiento se utiliza para determinar la edad de las rocas y así diferenciar las distintas formaciones que existen.

El uso de detectores y procesadores electrónicos de señales con mayor precisión son cada vez más utilizados debido a que cuentan con niveles de detección más altos, dando la oportunidad de estudiar los elementos contenidos a nivel de traza (< 1000 ppm) en una muestra.

En la exploración del petróleo, la geoquímica orgánica comenzó a tener mayor enfoque al inicio del siglo XX. En 1930 el suizo V. I. Vernadsky, considerado como el padre de la geoquímica, hizo una relación entre materia orgánica sedimentaria, petróleo y gases de hidrocarburos.

Alfred Treibs en ese mismo año, confirmó el origen biológico del aceite, deduciendo correctamente que el aceite es formado por una degradación natural de grandes moléculas orgánicas y observando que las diferencias locales del lugar fuente y las condiciones diagenéticas, crea una distinción química como una huella digital para cada reservorio de petróleo. Sirviendo estos datos para la reconstrucción de ambientes antiguos.

Posteriormente en 1936 Alfred Treibs descubre, describe y aísla los pigmentos de la porfirina a partir de pizarra, aceite y hulla. Demostrando que estas moléculas son originadas a partir de la degradación de la clorofila.

En cuanto al origen del petróleo se ha creado gran controversia debido a la composición de las rocas sedimentarias, que como se mencionó anteriormente se forman a partir de toneladas de detritos que son transportados por agentes naturales (agua, viento) hasta llegar a un lugar donde éstos no sean tan agresivos y así permitan su sedimentación capa por capa. Los componentes orgánicos (restos de organismos vivos) y químicos (sales) son los más importantes, la compactación y cementación de estos sedimentos se lleva a cabo por compuestos calcáreos y silíceos, formando así las rocas sedimentarias.

Lo anterior deriva varias teorías sobre el origen del petróleo, dentro de las más importantes se encuentran las teorías inorgánicas y la teorías orgánicas.

Las teorías inorgánicas fueron las primeras en ser propuestas y las tres principales son:

- 1) La teoría de los metales alcalinos, enunciada por Berthelot en 1866 supone la existencia de metales alcalinos libres en la Tierra, los cuales reaccionan con CO₂ a altas temperaturas produciendo carburos, los cuales al reaccionar con agua producirán acetileno. Del acetileno se podrían derivar infinidad de hidrocarburos más complejos por medio de temperatura.
- 2) La de los carburos metálicos o de Mendelejeff, supone la existencia de carburos de hierro en las profundidades de la Tierra los cuales pueden reaccionar con aguas infiltrantes y así formar hidrocarburos.
- 3) La de las emanaciones volcánicas. Otros autores han lanzado la teoría de que el petróleo tiene un origen volcánico basándose en la asociación rara y esporádica que ciertos yacimientos petrolíferos parecen guardar con áreas ígneas.

En general, las teorías inorgánicas no son aceptadas ampliamente por los científicos modernos debido a que suponen condiciones que en realidad son difíciles de encontrar en nuestro planeta. Además, no explican la asociación del petróleo con las rocas sedimentarias ni la variabilidad en la composición de los petróleos.

En la teoría orgánica se cree que el petróleo se derivó de materiales orgánicos (animales o vegetales) y se formó a través de una serie de complicados y poco entendidos procesos físico-químicos y biológicos, obteniendo así una relación directa con la composición de las rocas sedimentarias. Esta teoría es la más aceptada hoy en día en los círculos científicos, aunque quedan muchos problemas dentro de ella que están todavía por resolverse.

El proceso de cómo se cambia la materia orgánica original en petróleo, es pues, casi en su totalidad una incógnita.

Otro factor importante son las condiciones que originan un medio ambiente favorable para que la misteriosa transformación se efectúe. En este sentido se conoce que la materia orgánica depositada en el fondo del mar es rápidamente oxidada por la presencia de oxígeno destruyéndose la mayor parte de ella. Igualmente conocemos que el fondo del mar está habitado por multitud de animales necrófagos que se alimentan de materia orgánica muerta constituyéndose en otro enemigo de peso de la materia orgánica que a nosotros nos interesa sea preservada en los sedimentos para que luego se convierta lentamente en petróleo. De modo que estamos interesados en ambientes reductores, anaeróbicos. Condiciones que predominan en las cuencas o depresiones sedimentarias estancadas, es decir, en aquellas cuencas que por su configuración especial no permiten una circulación y consecuente mezcla de las aguas superficiales ricas en oxígeno con las aguas tranquilas profundas deficientes en oxígeno (anóxicas).

3.- Justificación

3.- Justificación

La aplicación de técnicas de geoquímica orgánica permite la extracción y concentración de moléculas orgánicas fósiles (biomarcadores o marcadores biológicos) preservadas en sedimentos y rocas sedimentarias mediante la pulverización y reflujos sucesivos utilizando solventes orgánicos.

Los análisis de geoquímica orgánica y la interpretación de moléculas fósiles son una herramienta muy útil con diversas aplicaciones, algunas de ellas son:

- La caracterización de paleoambientes (condiciones de anoxia, salinidad, aportaciones biológicas de animales, plantas y/o algas, etc.) en consecuencia se puede llevar a cabo la identificación de cambios en ecosistemas.
- Identificación y cuantificación de contaminantes principalmente en suelos.

La metodología utilizada también se puede aplicar en:

- Exploración de hidrocarburos.
- La extracción de sustancias a partir de plantas (Fitoquímica), algunos de estos compuestos con posibles aplicaciones medicinales.

El uso de técnicas geoquímicas en el presente trabajo se decidió en base a su alta confiabilidad y sus diversas aplicaciones.

*4.- Localización y vías
de acceso al área de
estudio*

4.- Localización y vías de acceso al área de estudio.

4.1 Localización.

El municipio de Molango está situado al norte del estado de Hidalgo; su cabecera municipal del mismo nombre, está a una altitud de 1,620 m sobre el nivel del mar. Su localización geográfica es 20° 47' 04" de latitud norte y 98° 43' 03" de longitud oeste. El municipio de Molango tiene las siguientes colindancias: al norte con el municipio de Tepehuacán de Guerrero, al sur con el de Metztlán y al oeste con los municipios de Tlahuiltepa, Juárez y Eloxochitlán.

4.2 Extensión.

El municipio se encuentra ocupando una superficie de 246.7 km², la cual representa el 1.2% del total de la superficie estatal.

4.3 Vías de acceso al área de estudio.

La vía de acceso más importante se logra partiendo de Pachuca, capital del estado de Hidalgo, tomando la carretera federal número 105, que pasa por los poblados de Atotonilco El Grande, Mezquititlán, Zacualtipán, Molango y Lolotla. Realizando un recorrido de 135.5 km. Siguiendo sobre esta vía a 1.55 km aproximadamente, se encuentra una desviación que tiene como destinos los poblados de Ocotlán, Autlán, Naopa, Acatla, y Tetipanchalco. Poblados cercanos a los afloramientos donde se tomaron las muestras geológicas para soportar este trabajo de tesis. El mapa de localización (Fig. 4.1) muestra gráficamente la descripción para el acceso a la zona de estudio.

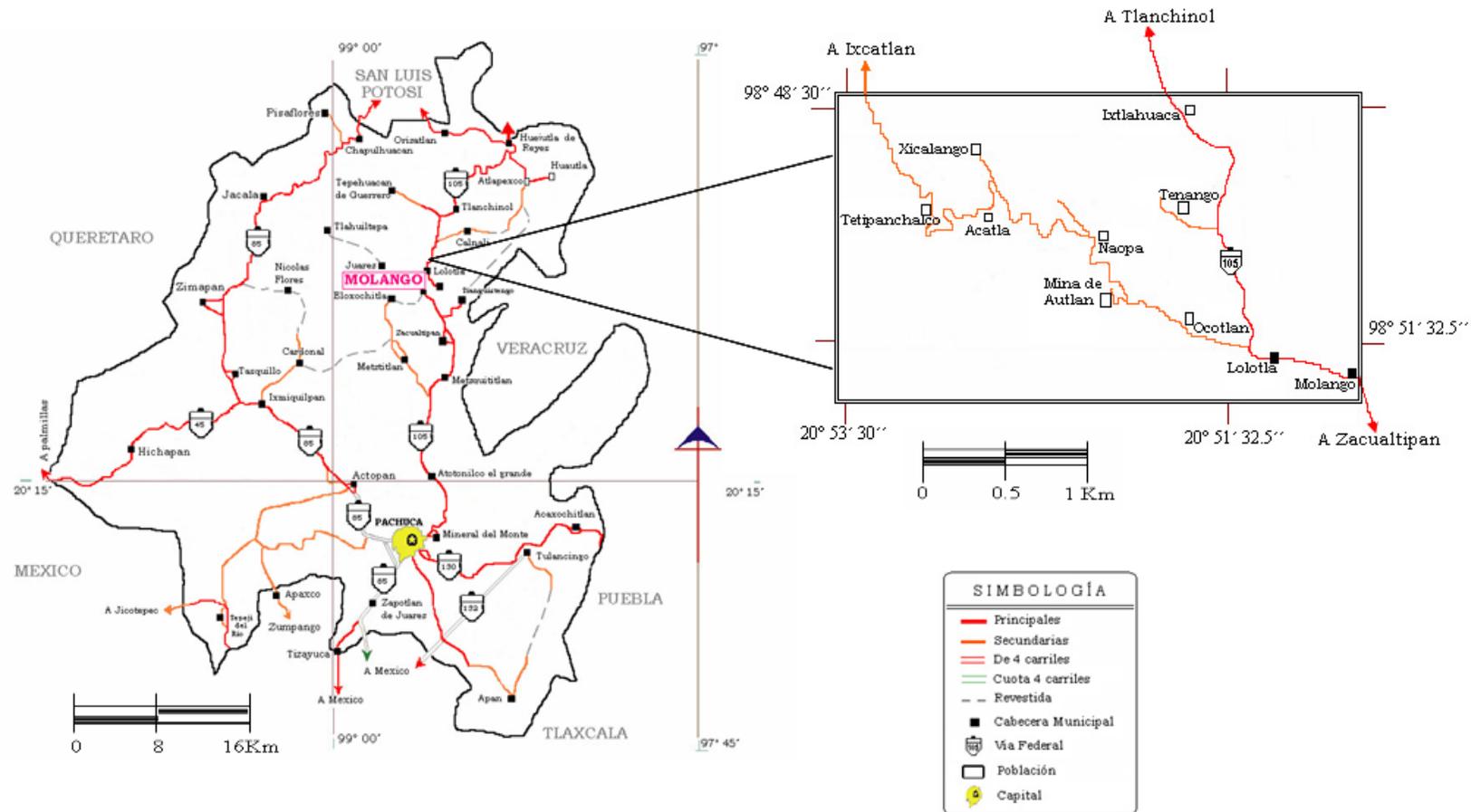


Figura 4.1 Mapa de Localización.

5.- Geología Regional

5.- Geología Regional.

La geología regional que se presenta en esta investigación se obtuvo a partir del trabajo realizado por Ochoa-Camarillo (1997), el cual se modificó en la superficie de interés incluida entre Lolotla y Tetipanchalco. La ubicación de muestras, detalles estratigráficos y geología de la zona de estudio se ilustra en la figura 5.1.

Es importante mencionar que todas las formaciones involucradas en el muestreo de este trabajo pertenecen a la Sierra Madre Oriental, la cual atraviesa Texas y los estados de Coahuila, Nuevo León, Tamaulipas, San Luis Potosí, Hidalgo, Tlaxcala, por mencionar algunos y tiene una longitud de 1350 km.

La Sierra Madre Oriental se originó por el plegamiento de rocas sedimentarias de origen marino por actividad de la Orogenia Laramide que inició su etapa compresiva a finales del Cretácico y culminó en el terciario temprano. Las alturas que alcanza la cadena montañosa están entre los 2000 y 3000 metros sobre el nivel del mar.

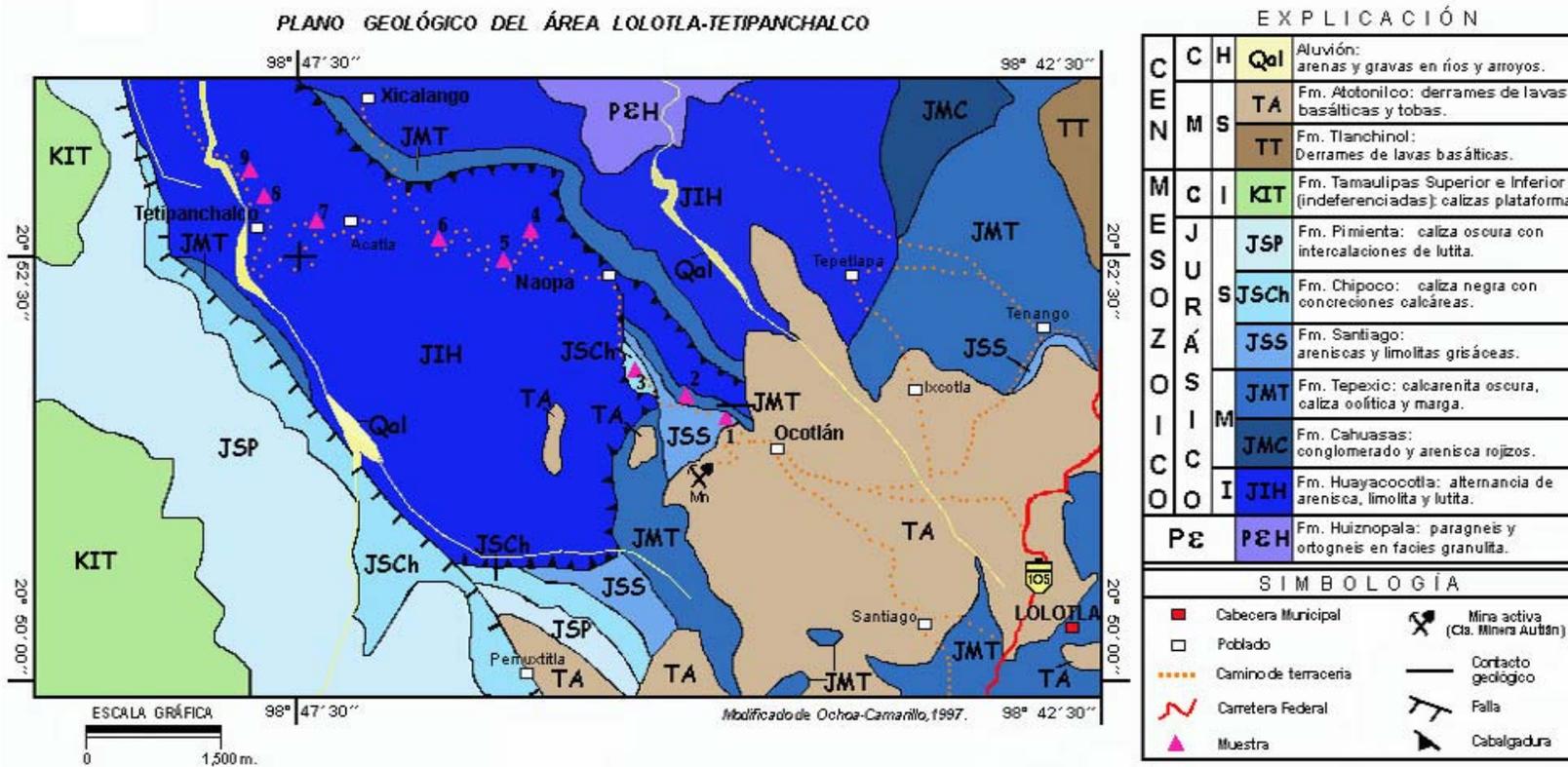


Fig. 5.1 Ubicación de muestras, detalles estratigráficos y geología de la zona de estudio

5.1 Precámbrico

5.1.1 Gneis Huiznopala (Grenviliano, PεH)

Las rocas más antiguas que afloran en el área de estudio fueron descubiertas por Von Kuegelgen (1958). Posteriormente, Fries y Rincón-Orta (1965) las denominaron formalmente como Gneis Huiznopala, considerando como localidad tipo los valles del río Claro, arroyo Agua Salada y arroyo Acatepec, ubicados cerca del pueblo de Huiznopala. Ortega-Gutiérrez y colaboradores (1995) realizaron descripciones litológicas del basamento cristalino en la localidad tipo.

Los afloramientos del basamento en arroyo Chipoco y “Socavón Coyoles” corresponden con ortogneis (granítico y grabroico), mientras que los afloramientos del arroyo Agua Salada se describen como paragneis calcáreo, pelítico y psamítico.

El Gneis Huiznopala se encuentra discordantemente debajo de la Formación Santiago en el área de Huiznopala; de la Formación Huayacocotla en el área de Otongo y Tonicapa; de la Formación Tepexic en el área del Socavón Coyoles, de la Formación Chipoco en el área del Socavón 800 y de la Formación Pimienta en el arroyo Jalpa. En la región de Otlamalacatla, el Gneis Huiznopala se encuentra debajo de las formaciones Pimienta y Tamaulipas Inferior, a la vez en contacto tectónico con rocas paleozoicas en el área de “Socavón Coyoles”, donde se observa en contacto discordante con la existencia de una brecha tectónica silicificada en la parte superior del basamento.

En el área del Socavón 800 (arroyo Chipoco) aflora la Formación Chipoco, descansando en forma discordante sobre un conglomerado basal de 2 a 4 m de

espesor. El conglomerado esta constituido por clastos de gneis y debajo del conglomerado se encuentra el basamento (Ortega-Gutiérrez, 1997).

5.2 Mesozoico

5.2.1 Formación Huayacocotla (Jurásico Inferior, JIH)

Según Salvador (1991), la Formación Huayacocotla (Fotografía 5.1) forma el relleno de una cuenca de extensión continental, con dimensiones aproximadas de 100 km de anchura por 300 km de longitud. Esta formación aflora en el núcleo del Anticlinorio de Huayacocotla y se ha identificado en el subsuelo al perforar pozos petroleros en el área de la cuenca de Tampico-Misantla.

Las primeras observaciones de sedimentos marinos del Jurásico Inferior en el Anticlinorio de Huayacocotla fueron hechas por Burckhardt (1930) en la región de Huayacocotla que se encuentra en el límite entre los estados de Veracruz e Hidalgo. Al referirse a estas rocas, Burckhardt (1930) utilizó el termino “Sedimentos Liásicos” (Jurásico temprano), basado en la fauna de amonites encontrada en estos. Posteriormente, la Formación Huayacocotla fue definida por Imlay y colaboradores (1948) como una secuencia de lutita con intercalaciones de arenisca, conglomerado y pocos lentes de caliza; la localización tipo la ubican al sur del poblado de Huayacocotla a lo largo del río Vinazco. Erben (1956) divide a la Formación Huayacocotla en esta región con base en su contenido faunístico y litológico, en nueve unidades, que de la base a la cima son:

1. Unidad con *Coroniceras pseudolyra*. Lutitas negro-azuladas, nódulos negros y localmente concreciones negras fosilíferas y lodolita gris-café.

2. Unidad con *Arnioceras geometricoides*. Lutita negra a gris-negrusca, incluye nódulos negros pequeños y lodolita gris-café.
3. Unidad con *Oxinoticeras*. Lutita gris, gris-café o verdoso, algo arenosa y arcillosa y nódulos oscuros arenosos.
4. Unidad con conchas. Arenisca de grano fino a medio, gris-café o verdosa, de estratificación mediana. Arenisca de grano fino, gris, cuarcítica, limolita gris café con escasa lutita.
5. Unidad con *Pleurechioceras subdeciduum*. Limolita gris-café, lodolita con poca lutita gris oscuro. Presenta nódulos negros.
6. Unidad con *Pleurechioceras ¿james-danae?*. Litología similar al inciso 5, con un conglomerado basal de guijarros poco rodados con diámetro de 0.5-3 cm.
7. Unidad con *Echioceras burckhardti*. Lutita gris-oscuro a negruzco, con crucero en forma de lápiz. Lodolita y limolita oscura.
8. Unidad con *Microderoceras bispinatum altespinatum*. Lutita negra, negra azulada, con concreciones negras fosilíferas; limolita y lodolita.
9. Lutita con plantas. Lutita y lodolita gris oscuro y negro, conteniendo restos de plantas. Arenisca alternando con lutita.

Posteriormente, Schmidt-Effing (1980) divide la Formación Huayacocotla, en el área de Tenango de Doria, Hidalgo, con base en su contenido faunístico y litología en cinco unidades litoestatigráficas, que de la base a la cima son:

- a) Formación Las Juntas. Dicha formación está constituida por pizarra negra con amonites; espesor aproximado de 300-350 m; edad Sinemuriano Superior.

- b) Formación Temazcalapa. Esta formación esta representada por secuencias alternantes de arenisca y lodolita con características de turbiditas; espesor aproximado 300 m. Tiene escasos fósiles y su edad Sinemuriano Superior.
- c) Formación Despi. Esta constituida por lodolita y limolita; en la parte superior tiene intercalaciones de arenisca. Espesor aproximado 300-350 m; edad Sinemuriano.
- d) Formación Tenango. Consiste de lodolita negra, con abundantes amonoideos; espesor aproximado de 300-400 m y edad Sinemuriana.
- e) “Capa con Plantas”. Dicha formación esta compuesta principalmente por limolita y arenisca; carece de fósiles marinos. Presenta abundantes restos de plantas continentales. Probablemente representa depósitos deltaicos; espesor aproximado de 200-250 m; edad posible: Pliensbaquiano.

En la región de Molango no es posible diferenciar a la Formación Huayacocotla en la forma como Erben (1956) y Schmidt-Effing (1980) la describen. Esto se debe a la dificultad de reconocer las distintas unidades litológicas de la Formación Huayacocotla en este lugar, ya que estas están repetidas por eventos tectónicos. Además, lateralmente la litología cambia con frecuencia. La parte superior de la Formación Huayacocotla, que Erben (1956) denominó “lutita con plantas”, es la única unidad litoestratigráfica que se puede identificar fácilmente en la región de Molango.

La litología de la Formación Huayacocotla de esta región es más semejante a la descrita en la localidad tipo por Imlay y colaboradores (1948), donde predomina la arenisca. Asimismo, la litología descrita por Schmidt-Effing (1980) y Erben (1956) es más pelítica y calcárea que en la región de Molango. Esto sugiere que las facies de la

Formación Huayacocotla en esta región son más próximas a la costa que en las áreas estudiadas por Schmidt-Effing (1980) y Erben (1956).

Lo característico de la Formación Huayacocotla en este sector es su composición siliclástica y la marcada ausencia, casi total, de carbonato, ya que los sedimentos de la Formación Huayacocotla no efervescen al contacto con ácido clorhídrico diluido.

A continuación se describe la litología más típica de la Formación Huayacocotla, de la base a la cima en el área de estudio:

1. La unidad basal consiste en conglomerado, arenisca, limolita y lutita con algunos intervalos de brecha. Se caracteriza por la ausencia de fósiles autóctonos, ya que únicamente se observan fósiles retrabajados. Los exoclastos del conglomerado están redondeados y son de arenisca, fragmentos de roca volcánica, caliza aporcelanada de color crema y caliza gris oscura. La mayor parte de los clastos está entre los 5 y 80 cm de diámetro; se encuentran dentro de una matriz arenosa o limolítica. En la mayoría de los clastos de caliza gris oscura, se observan abundantes impresiones de fusulínidos y crinoides. A pesar de que los fusulínidos indican edad pérmica, éstos no son autóctonos sino retrabajados. Se piensa que este intervalo corresponde a la parte inferior de la Formación Huayacocotla. La ausencia de fósiles autóctonos, el tamaño de los clastos tanto en el conglomerado como en la brecha en esta unidad, sugieren un ambiente continental.
2. La unidad intermedia consta principalmente de arenisca y lutita en secuencia rítmica, presenta intervalos de conglomerado y arenisca bien estratificada. Por lo general, en los intervalos conglomeráticos los clastos no sobrepasan los 10

cm de diámetro. Un rasgo característico de esta unidad es que contienen amonites, los cuales se presentan con mayor frecuencia en los horizontes lutíticos y en algunas concreciones arenosas. En esta unidad hay algunos intervalos con litología muy similar a la de la unidad inferior, arriba descrita. Esto dificulta distinguirlos. No obstante, los conglomerados de la unidad intermedia no tienen clastos calcáreos. Este puede ser un criterio para identificarlos, sobre todo cuando no hay amonites. Por otra parte, la fauna fósil de esta unidad indica un ambiente marino.

3. La unidad superior consiste en limolita y lutita ligeramente verdosa con restos de plantas fósiles, así como algunos estratos de arenisca y conglomerado. El diámetro de los clastos, por lo general, es menor de 3 cm. Este intervalo corresponde a la unidad "lutita con plantas" definida por Erben (1956) y esta representando un ambiente marino-marginal y continental.

En los afloramientos localizados al oriente de Nonoalco, se observó en la parte superior de la Formación Huayacocotla, aproximadamente a 100 m de la Formación Tepexic, afloramientos de rocas volcánicas, de composición intermedia a félsica. Como ya lo había consignado Von Kuegelgen (1958) los sedimentos liásicos (Formación Huayacocotla) están descansando sobre el zócalo cristalino. El contacto superior, por lo general, se presenta en discordancia angular con la Formación Cahuasas.

El espesor de la Formación Huayacocotla es muy variable. Existen zonas sin depósito de esta formación y lateralmente, a unos cientos de metros, los espesores pueden sobrepasar los 900 m. Sin embargo, no se tiene la certeza de que estos espesores sean reales, por la existencia de repeticiones tectónicas

intraformacionales. Por lo tanto, el espesor máximo se desconoce; no obstante, en el arroyo Amajac, el afloramiento expuesto de la Formación Huayacocotla mide aproximadamente 900 m, que es el máximo espesor observado sin repeticiones tectónicas; pero en vista de que su base en ningún sitio está expuesta, al menos en el área de este estudio, la formación podría tener un espesor considerablemente mayor. Así es que el espesor máximo alcanzaría los 1000 m.

La edad que se ha asignado a la Formación Huayacocotla con base en amonites es del Jurásico temprano (Burckhardt, 1930; Imlay *et. al.*, 1948; Kuegelgen in Erben, 1956, p. 51; Erben, 1956; Carrillo-Bravo, 1965; Esquivel-Macías, 2005). Erben 1956 describió la cima de esta formación y con base en restos de plantas le asignó una edad Pliensbaquiano. A la unidad Inferior, la cual definió como “Unidad con *microderoceras bispinatum altespinatum*”, le asignó una edad sinemuriana. Schmidt-Effing (1980) también identificó a estas dos unidades en el área de Tenango de Doria, Hidalgo, asignándoles la misma edad que Erben (1956).



Fotografía. 5.1 Formación Huayacocotla en un afloramiento cercano al poblado de Naopa.

5.2.2 Formación Cahuwasas (Jurásico Medio, JMC)

Esta formación fue definida formalmente por Carrillo-Bravo (1965) como una secuencia, en ocasiones de más de 1,000 m de espesor, consistente de arenisca, conglomerado y limonita color rojo. La localidad tipo esta ubicada en el valle del río Amajac, cercana al poblado Cahuwasas.

En la región de Molango, se han reconocido dos litologías típicas de la Formación Cahuwasas (Fotografía 5.2) denominadas litologías A y B (Ochoa-Camarillo, 1996).

Litología A: está constituida por brecha y conglomerado de color rojo de aspecto masivo. Raramente presenta tramos de estratificación con separación; por lo general, la estratificación se presenta como cambios discretos en la litología, en forma de intervalos de arenisca o alineamientos de clastos. Los clastos son clasificados por su tamaño como gránulos, guijarros, guijas y cantos rodados, predominando los últimos dos. Los clastos están mal clasificados; generalmente predominan los intervalos con clastos angulares (brechas). Existen algunos intervalos con clastos bien redondeados, pero estos son menos frecuentes. Los clastos se encuentran unidos en una matriz arenosa rojiza con matrices en rosa, púrpura, violáceo, naranja y amarillo. El segundo color dominante es el verde, propiciado posiblemente por el contenido de celadonita. Los clastos son de arenisca, gneis, limolita y roca volcánica, predominando esta última. Ocasionalmente presentan intervalos de arenisca en estratos de 10 a 20 cm. Localmente, en los arroyos Jalpa y Cuate, presenta algunos derrames de lava de composición félsica a intermedia. La litología A se observa en el arroyo de Chipoco y en el kilómetro 7.5 de la carretera Ixtlahuaco-Calnali.

Litología B: constituida principalmente de limolita y arenisca masiva de color rojo en diferentes matices y verde. En las limolitas es común observar nódulos calcáreos bien redondeados y regularmente clasificados.

Las diferencias litológicas de la Formación Cahuwasas son debidas a que la litología A es más próxima a la fuente (pilares tectónicos) y la litología B es más distante. La presencia de clastos volcánicos y la intercalación de lavas en la Formación Cahuwasas en el arroyo Jalpa (Suter 1990), indican una fuerte actividad volcánica contemporánea al depósito de esta formación.

La Formación Cahuwasas descansa en franca discordancia angular sobre la Formación Huayacocotla. El contacto inferior se observa en el km 7.5 de la carretera estatal Ixtlahuaco-Calnali.

El contacto superior con la Formación Tepexic es concordante y abrupto y esta señalando el límite de las rocas clásticas con rocas carbonatadas. Al respecto, la localidad tipo de la Formación Cahuwasas, sobre la terracería San Agustín-Cahuwasas, el contacto superior es claramente discordante con la Formación Tepexic. Esto se ha interpretado como resultado de la inclinación original de depósito de los estratos de la Formación Cahuwasas cercanos a una falla normal sinsedimentaria (Suter, 1990).

El espesor de esta formación varia en la región de Molango entre 0-300 m. En la localidad tipo (Cahuwasas), al occidente de la región de Molango, la Formación Cahuwasas aparece abruptamente, donde tiene, de acuerdo con los datos de Suter (1990), espesores de hasta 600 m. En las rocas de esta formación no se observan fósiles; sin embargo, Suter (1990) opina que debe abarcar el intervalo Toarciano-

Batoniano, basado en la edad de las formaciones encajonantes que están bien fechadas por amonites.



Fotografía. 5.2. Formación Cahuasas.

5.2.3 Formación Tepexic (Jurásico Medio, JMT)

Definida por Erben (1956, p. 34) como calcarenita de color gris a gris oscuro, de grano grueso que a veces presenta abundantes granos de cuarzo. La base de esta formación con frecuencia es conglomerática a la vez menciona que dentro de la formación, existen coquinas de *Griphaea sp.* y *Ostrea sp.* Designó la localidad tipo en el sifón de la presa del río Necaxa, ubicado aguas debajo de la planta Tepexic, en el norte del estado de Puebla. Erben (1956) utiliza el término "Calcarenita Tepexic" al referirse a esta formación. Esto ha creado cierta confusión por lo que es conveniente aclarar que el término calcarenita fue introducido por Grabao (1903) para describir una caliza con más del 50% de detritos calcáreos del tamaño de la arena, mientras que el término arenisca calcárea fue introducido por Pettijohn (1957) para describir una

arenisca cementada con calcita, donde el contenido de granos de cuarzo es más del 50%. Por otra parte, el término de caliza arenosa fue introducido por Krumbein y Sloss (1951) que describe a una caliza con menos del 50% de granos de cuarzo. Ahora bien, de acuerdo con las observaciones de campo, las rocas de la Formación Tepexic son clasificadas como areniscas calcáreas o calizas arenosas, ya que presentan abundantes granos de cuarzo que son visibles a simple vista.

En la región de Molango se identificaron cuatro unidades litológicas dentro de la Formación Tepexic (Fotografía 5.3). Las cuales son típicas pero no tienen una extensión continua. Todas las unidades manifiestan algo en común que es la abundancia de fósiles, con excepción de la parte basal cuando es conglomerática. En esta región se identificaron cuatro unidades litológicas:

1.- Unidad Conglomerática, se encuentra en la parte inferior de la Formación Tepexic; está constituida por un conglomerado de gránulos y guijarros de cuarzo bien clasificados y redondeados, cuyo diámetro varía de 2 a 20 mm. Los clastos están dentro de una matriz calcárea. Algunas veces el conglomerado se encuentra intercalado con arenisca con cemento calcáreo, gradualmente puede cambiar hacia la parte superior a arenisca calcárea. Este conglomerado puede estar ausente, o medir hasta 25 m y no presenta fósiles. El horno de la Compañía Minera Autlán se encuentra sobre esta unidad.

2.- Unidad Arenosa, consiste de una secuencia de arenisca calcárea que gradualmente, hacia la parte superior, cambia a caliza arenosa gris oscura. La estratificación varía de 40 a 120 cm. Presenta horizontes delgados, de 1 a 3 cm, constituidos por gránulos y guijarros de cuarzo. Los fósiles son menos abundantes que en las unidades superiores. Esta unidad puede estar ausente o medir hasta 60 m.

3.- La Unidad Pisolítica, está constituida por caliza pisolítica gris oscuro en estratos de 10 a 40 cm. Los pisolitos presentan un diámetro constante de 5-8 mm. La caliza pisolítica se encuentra alternando con caliza arcillosa gris y gris oscuro de textura ondulante, los estratos varían de 0.2 a 1 m. Debido a la meteorización y disolución, frecuentemente no se observa la estratificación. En toda esta unidad los fósiles son muy abundantes; presenta horizontes de coquinas de *Griphaea sp.* y *Ostrea sp.* (Erben, 1956), así como los amonites de gran tamaño mencionados por dicho autor. Además, presenta braquiópodos y trigonias. Esta unidad se localiza en la parte media de la formación o en la base, en lugares donde no se encuentran las unidades conglomerática y arenosa; esto último es más común.

4.- La Unidad Margosa, está ubicada en la parte superior de la formación. Se encuentra constituida por margas y limolitas calcáreas gris oscuro. Por meteorización, esta unidad adquiere una coloración café clara y forma un suelo arcilloso y plástico. Cuando las rocas de esta formación son cortadas por los arroyos perennes se forman estrechas gargantas. La unidad margosa se caracteriza por la abundancia de fósiles, los cuales a menudo forman intervalos de coquinas, principalmente de bivalvos identificados como *Griphaea sp.* y *Ostrea sp.* y trigonias. Sólo se encuentran los amonites en algunos horizontes, donde son muy abundantes. En la zona de Molango no se identifican todas las facies anteriormente descritas.

Otra unidad litológica de la Formación Tepexic, de extensión local y que aflora solo en pequeñas áreas, se encuentra en los caminos de terracería Acayuca – Cuxhuacán y Cuxhuacán – Tamala, así como en las cercanías del rancho Xicalango. Esta unidad está compuesta por caliza micrítica de color negro en estratos de 0.5 a 2 cm. Los estratos se caracterizan por su estructura laminar y ausencia de macrofósiles. Von

Kuegelgen (1958) nombró esta unidad "Caliza Xicalango". Se estima que el espesor no sobrepasa los 50 m.

El contacto inferior de la Formación Tepexic es concordante y abrupto con la Formación Cahuascal, pero en los lugares donde no aflora la Formación Cahuascal, descansa en discordancia angular sobre la Formación Huayacocotla, aunque en el área de Otongo, las capas en ambos lados del contacto parecen mostrar paralelismo.

El contacto superior de la Formación Tepexic es concordante (abrupto o transicional) con la Formación Santiago, pero donde la Formación Santiago no existe, el contacto es abrupto y concordante con la Formación Chipoco.

El espesor de la Formación Tepexic varía entre 40 y 350 m, y hacia el oriente se acuña hasta desaparecer. La edad de la Formación Tepexic con base en su fauna, es Calloviano (Erben, 1956; Cantú-Chapa, 1971).

Los sedimentos marinos de la Formación Tepexic están indicando el inicio de la sedimentación de carbonatos en este sector, puesto que las Formaciones Huayacocotla y Cahuascal presentan una ausencia total de carbonatos. De este modo, al menos en el área de este estudio, se observa un cambio abrupto en la naturaleza de los sedimentos siliciclásticos del Jurásico Inferior y Medio (formaciones Huayacocotla y Cahuascal), con los sedimentos de la parte superior del Jurásico Medio (Formación Tepexic).



Fotografía. 5.3 Formación Tepexic.

5.2.4 Formación Santiago (Jurásico Superior, JSS).

Estas rocas fueron descritas por primera vez por Reyes-Domínguez (1961). El nombre de Formación Santiago fue usado informalmente por Reyes-Domínguez (1964) en un informe interno de Petróleos Mexicanos, posteriormente Cantú-Chapa (1969, 1971) utilizó de manera formal en nombre de Formación Santiago (Fotografía 5.4). Anteriormente, había sido descrita por Heim (1962), quién la consideró como un miembro arcilloso de la Formación Tamán. Cantú-Chapa (1971) consideró como localidad tipo al afloramiento localizado sobre la Carretera Federal 85, al oriente de Tamán. El nombre de esta formación se deriva tanto del poblado como del arroyo que llevan el mismo nombre y que están ubicados al suroriente de Tamán, San Luis Potosí.

En la región de Molango, la Formación Santiago está constituida por un paquete de limolita negra calcárea en estratos de 10 a 30 cm; ocasionalmente, presenta estratos de caliza negra, los cuales se encuentran de forma aislada; por lo general, presenta un crucero que solo es perceptible al romper la roca. Debido al clima subtropical y a la humedad de la región, es difícil encontrar un afloramiento con roca fresca de limolita, con excepción de los afloramientos artificiales, como son el tajo y la mina de la Compañía Minera Autlán. Por esa razón, las limolitas negras, al meteorizarse, se decoloran y adquieren una coloración café claro. Además, las limolitas que están expuestas a la meteorización se hidratan. Esto provoca que el crucero sea más notorio y entonces enmascara la estratificación. Como consecuencia, en cualquier lugar de esta región la limolita adquiere un aspecto lutítico. Este fenómeno se puede observar en el interior de la mina, donde la limolita de la Formación Santiago se presenta bien estratificada, y a unos pocos metros de la superficie la limolita, por meteorización, se asemeja a una lutita de color pardo. Por la razón anterior, en los arroyos perennes la litología de la Formación Santiago se asemeja a una lutita negra; mientras que en las laderas o en arroyos efímeros presenta un aspecto lutítico café claro.

La parte superior de la Formación Santiago presenta abundantes concreciones negras calcáreas, donde frecuentemente se encuentran amonites bien conservados del género *Reineckeia*; ocasionalmente, presenta algunos estratos de caliza arcillosa en forma aislada de color negro, en espesores de 5 a 15 cm. En toda la formación se observa pirita diseminada. La parte intermedia se caracteriza por la ausencia de fósiles, mientras que la inferior, por presentar amonites y gryphaeas.

La Formación Santiago descansa, concordantemente, encima de la Formación Tepexic. El contacto es ocasionalmente abrupto y a veces transicional. En el área de Huiznopala se encuentra descansando sobre el Gneis Huiznopala.

Encima de la Formación Santiago se halla la Formación Chipoco, en contacto concordante y abrupto; se puede observar sus relaciones estratigráficas en los afloramientos artificiales del tajo Tetzintla de la Compañía Minera Autlán.

El espesor de la Formación Santiago es variable; en el área de Acoxcatlán-Tamala mide de 120-160 m; en el área de la mina Tetzintla mide de 40-80 m y se acuña en la parte oriental del área cartografiada de este estudio.

La edad que se ha asignado a esta formación, con base en amonites, abarca del Calloviano medio hasta el Oxfordiano tardío (Cantú-Chapa, 1971). También se observan los amonites del género *Reineckeia* descritos por dicho autor. En los trabajos de explotación del tajo Tetzintla, se observó que a 5 ó 10 m del contacto superior de la Formación Santiago se encuentra un horizonte con abundantes impresiones de *Reineckeia* que son de edad calloviana. Este horizonte presenta una distribución amplia dentro del área cartografiada.

Una localización de fácil acceso con abundantes amonites se encuentra sobre la carretera federal 105, aproximadamente a 250 m del mirador de Molango, rumbo a Pachuca, en el paraje conocido como la capilla de las virgencitas.



Fotografía 5.4. Formación Santiago.

5.2.5 Formación Chipoco (Jurásico Superior, JSCh)

La Formación Chipoco fue definida por Hermoso de la Torre y Martínez-Pérez (1972) como un conjunto de rocas sedimentarias dispuestas en una alternancia de caliza de textura *grainstone* y lutita calcárea gris oscura. La localidad tipo se encuentra en el área del tajo Tetzintla, ubicado a un costado del poblado de Chipoco. La formación fue estudiada en la localidad tipo por Aguayo-Camargo (1977). Un estudio muy detallado de esta formación se encuentra en la tesis doctoral de Okita (1987).

En la Formación Chipoco, Ochoa-Camarillo (1996) distinguió, con base en estudios de núcleos de sondeos, así como en estudios estratigráficos detallados, cuatro unidades litológicas distintas que a continuación son descritas, de la base a la cima.

1. La Unidad Manganesífera, está constituida por caliza manganesífera arcillosa negra, en estratos de 10 a 20 cm, con algunas intercalaciones de lutitas calcáreas negras. La parte basal (4 a 8 m) esta constituida por caliza negra, laminar, con brillo vítreo que, al meteorizarse, adquiere un aspecto ferroso; presenta pirita diseminada y cantidades menores de magnetita. Esta unidad tiene un espesor de 40 hasta 80 m.
2. La Unidad Arenosa, esta constituida por arenisca calcárea gris oscura en estratos de 20 a 60 cm, con algunos horizontes de gránulos de cuarzo blanco lechoso. Los gránulos están bien redondeados y bien clasificados; son comunes las intercalaciones de lutita calcárea arenosa. Tiene un espesor de 20-30 m.
3. La Unidad Limolítica, se caracteriza por un predominio de limolita y lutita calcárea gris oscura con algunas intercalaciones de caliza arcillosa negra. Presenta un espesor de 20 a 40 m.
4. La Unidad Rítmica, está constituida por una secuencia de caliza negra recristalizada, en estratos de 10 a 40 cm, interestratificada en forma rítmica con lutita negra en estratos de 2 a 5 cm, tiene un espesor de 20 a 40 m.

En toda la Formación Chipoco es común observar concreciones negras calcáreas, de 0.5 a 1 m. de diámetro, que al ser golpeadas desprenden un olor fétido. Algunas concreciones tienen abundantes fósiles perfectamente conservados, principalmente amonites.

El contacto inferior de la Formación Chipoco, por lo general, es concordante y abrupto con la Formación Santiago, con las siguientes excepciones:

1. Aproximadamente a 200 m de la entrada al Socavón 800, sobre el arroyo, la Formación Chipoco se encuentra, de manera discordante, sobre de la Formación Huiznopala.
2. En la región de Huitepec, la Formación Chipoco descansa, aparentemente sin discordancia erosional, sobre la Formación Tepexic.

El contacto superior de la Formación Chipoco siempre se ha visto como transicional con la Formación Pimienta. El espesor de la Formación Chipoco varía de 40 hasta 240 m. Al oriente del área de estudio, su espesor disminuye hasta desaparecer.

La edad que se le ha asignado a esta formación, con base en amonites, comprende del Kimmeridgiano temprano al Titoniano temprano (Cantú-Chapa, 1971). En este estudio también se observaron los amonites *Idoceras sp.* y *Rochiceras sp.* descritas por dicho autor; los ejemplares mejor conservados están en las concreciones.

5.2.6 Formación Pimienta (Jurásico Superior, JSP)

Esta formación fue definida por Heim (1926) como una serie de caliza de estratificación delgada de color negro con capas de pedernal negro. La localidad tipo se encuentra a un kilómetro al norte del pueblo Pimienta, sobre el río Moctezuma. Suter (1990) la describe como:

1. Caliza micrítica negra con estratificación delgada y nódulos de pedernal negro.
2. Caliza arcillosa que contiene, en parte, concreciones esféricas de caliza.
3. Lutita, en partes bentonítica, de color café rojizo y verdoso.

La Formación Pimienta en este sector es similar a las litologías 1 y 2 descritas por Suter (1990). Puede agregarse que dicha formación está constituida por caliza negra, en estratos de 5 a 50 cm, con intercalaciones rítmicas de lutita negra, en espesores de 1 a 5 cm. Presentan nódulos y lentes de pedernal negro y gris, así como concreciones esféricas. Debido a su incompetencia litológica, se encuentra con frecuencia muy plegada. Los criterios utilizados en este estudio para distinguir la parte inferior de la Formación Pimienta de la parte superior de la Formación Chipoco, fueron la presencia de pedernal, así como los pliegues en *chevron* dentro de la Formación Pimienta, ya que la Formación Chipoco no tiene pedernal y, generalmente, no presenta pliegues internos. Por lo general, la zona de transición entre ambas formaciones no sobrepasa los 20 m de espesor.

La Formación Pimienta se encuentra descansando en forma concordante y transicional sobre la Formación Chipoco, con excepción del área de Ixtlapala, donde descansa directamente sobre el basamento.

5.2.7 Formación Tamaulipas (Cretácico Superior, KIT)

Para el Cretácico Medio, se presenta la Formación Tamaulipas Superior que consiste de caliza cuyos estratos son de 0.5 a 1 m de espesor de facies pelágica que lateralmente gradúa a las facies de banco de la Formación El Doctor. Entre los planos de estratificación se encuentran cuerpos de pedernal cuya geometría es nodular, o en bandas irregulares que varían de 0.10 a 0.30 m de espesor. La caliza contiene arcilla insoluble que fluctúa entre un 3 y 7%, enriquecida en iones de magnesio y hierro.

Los cuerpos de pedernal generalmente están asociados a líneas estilolíticas paralelas a los estratos, y cortan indiscriminadamente tanto a las calizas como al pedernal. Cuando los nódulos no son afectados por estas estructuras de presión-solución, estos permanecen inalterados; caso contrario cuando son atravesados por las estilolitas presentando un aspecto de corrosión (Aguayo, 1978).

En el Cretácico Inferior, predomina la sedimentación calcárea de mar abierto que define la Formación Tamaulipas Inferior.

5.3 Cenozoico

5.3.1 Formación Tlanchinol (Mioceno Superior, TT)

El nombre de serie Tlanchinol fue utilizado por Robin y Bobier (1975) para describir los derrames volcánicos que afloran en la región del pueblo de Tlanchinol. Robin (1975, 1982) describe esta formación como una secuencia de derrames basálticos que descansan sub-horizontalmente sobre sedimentos marinos plegados y erosionados. De acuerdo con Demant y Robin (1975), las rocas de la Formación Tlanchinol pertenecen a la provincia magmática alcalina del oriente de México. Cantagrel y Robin (1979) proponen una subdivisión de la provincia magmática alcalina e incluyen a la Formación Tlanchinol en la subprovincia del límite del altiplano, de basaltos y riolitas. Esta subprovincia se caracteriza por derrames basálticos intercalados con secuencias félsicas y otros piroclastos.

Los basaltos de la Formación Tlanchinol son generalmente porfídicos de olivino y piroxeno; algunos presentan fenocristales de plagioclasa de 3 a 4 mm de longitud y son representativos de un magmatismo subsaturado en sílice, con hasta 6% de

nefelina, (Robin, 1975). Según las descripciones petrográficas de algunas muestras de los basaltos, hechas por Suter (1990), éstos están compuestos por plagioclasa básica (55-65%), augita (15-30%) y olivino (10-30%). Robin y Bobier (1975) señalan que los basaltos presentan tendencias tanto alcalina como toleítica.

En la región de Molango se comprobó que la Formación Tlanchinol está constituida por una serie de derrames basálticos intercalados con horizontes piroclásticos, tobas de caída aérea y algunos derrames andesíticos. En el cerro Las Puentes, existe un afloramiento muy accesible de esta formación, a un lado de la carretera federal 105; ahí, el espesor es de más de 250 m y se observa la litología mencionada. Se considera que los basaltos alcalinos de la Formación Tlanchinol salieron por fisuras, ya que no hay centros de erupción, volcanes o conos cineríticos como en la Faja Volcánica Transmexicana.

Los basaltos de la Formación Tlanchinol descansan sobre rocas precámbricas en la región de Huiznopala y también cubren parcialmente sedimentos marinos jurásicos y cretácicos.

El espesor máximo observado se encuentra entre los pueblos de Tlanchinol y Quetzalongo. Ahí, se estimó, por diferencia de elevaciones topográficas, un espesor de 750 m, pero este debe de ser mayor, en vista de que esta formación se encuentra muy erosionada.

Cantagrel y Robin (1979) obtuvieron para la Formación Tlanchinol las edades mediante potasio-argón, indicando que las rocas volcánicas de la Formación Tlanchinol se depositaron durante el Mioceno Tardío.

5.3.2 Formación Atotonilco El Grande (Mioceno Sup., TA)

Los antecedentes de la Formación Atotonilco El Grande fueron presentadas por Geyne y colaboradores (1963). La localidad tipo de esta formación se encuentra en la periferia del poblado de Atotonilco El Grande, estado de Hidalgo. Según los autores, la formación está compuesta principalmente por capas de textura variable, desde lutita a conglomerado. En la parte septentrional de este estudio, las rocas volcánicas son netamente de composición máfica y fueron cartografiadas como Formación Tlanchinol, mientras que en la parte meridional, los basaltos se encuentran intercalados con tobas de composición dacítica a riolítica.

Robin (1975, 1982) consideró estas tobas como ignimbritas (ignimbritas de la región de Quetzalongo, ignimbritas de la región de Zacualtipán). La litología de esta formación en esta región consta principalmente de basaltos intercalados con derrames piroclásticos de brecha o toba de composición dacítica a riolítica. Esta unidad descansa sobre rocas pre-Terciarias con discordancia erosional y angular fuerte, así como la Formación Tlanchinol. Se estima que el espesor es mayor de 400 m, según los afloramientos de las inmediaciones de Molango.

Cantagrel y Robin (1979) dieron a esta serie bimodal las edades potasio-argón a las rocas de las Formación Atotonilco El Grande correspondiente a una edad Plioceno y son un poco mas jóvenes que las de la Formación Tlanchinol, lo que sugiere una migración de volcanismo de norte a sur.

6.- *Geoquímica Orgánica*

6.- Geoquímica Orgánica.

La **Geoquímica Orgánica** se define como la ciencia especializada de la geología que estudia los procesos químicos, físicos y biológicos que controlan la estructura y concentración de sustancias orgánicas en ambientes naturales antiguos y recientes presentes en rocas, sedimentos, agua, suelo y aire. Se basa en principios de Química Orgánica y la aplicación de técnicas analíticas en geología, como lo son: Cromatografía de Gases, Pirólisis *Rock-Eval*, Resonancia Magnética Nuclear, Espectrofotometría de Infrarrojo y Ramán; sobre todo en las disciplinas de Geología del Petróleo, Petrología Sedimentaria, Biogeoquímica, Geoquímica de agua y aire, Edafología, etc.

La materia orgánica se compone de carbono e hidrógeno con cantidades menores de oxígeno, nitrógeno y azufre. En los sedimentos se reconocen tres tipos de acumulaciones de materia orgánica: *humus*, turba (*peat*) y sapropel. La materia orgánica húmica es el principal constituyente del carbón, mientras que la materia orgánica que se encuentra en lutitas negras y bituminosas es sapropélica.

- El *humus*, constituyente de suelos, es materia orgánica derivada de plantas. Suele ser rápidamente oxidado por lo que su potencial de preservación geológica es bajo.
- La turba es también materia orgánica húmica que se acumula en pantanos y ciénagas de agua dulce o salobre con escasa circulación y condiciones anóxicas. Este material húmico tiene buen potencial de preservación geológica.

- o El sapropel es materia orgánica muy finamente dividida. Consiste en fitoplancton, zooplancton, esporas, polen y fragmentos muy macerados de plantas superiores. Se acumula en ambientes sub-acuosos como lagos, albuferas y cuencas marinas donde los niveles de oxígeno son bajos.

La materia orgánica sedimentaria crea un vínculo importante entre la geología y la biosfera a través de moléculas fósiles denominadas comúnmente como **Biomarcadores, Marcadores Biológicos** o **Moléculas Fósiles**, las cuales brindan información sobre las condiciones fisicoquímicas y biológicas del ambiente de depósito.

Para entender como interacciona la materia orgánica en la biosfera y los sedimentos es importante conocer como el carbono es distribuido en diferentes ambientes geoquímicos y como se transfiere entre ellos, dichas interacciones se muestran en el Ciclo de carbono (Fig. 6.1).

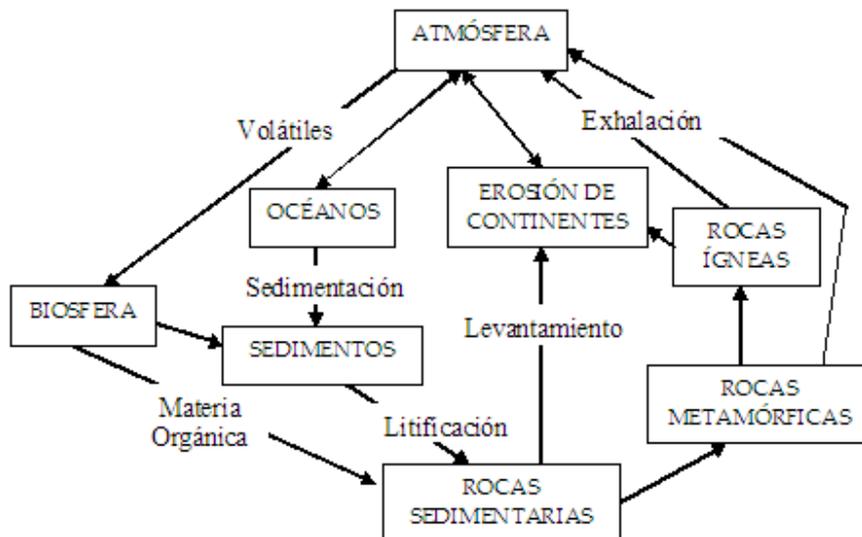


Fig. 6.1 Ciclo del carbono, (Mc Sween et al., 2003)

La Tierra contiene aproximadamente 10^{23} g de carbono distribuido entre material sedimentario y reservorios con actividad superficial, del cual sólo el 0.1% (40×10^{18} g C) presente en la corteza superior de la Tierra completa el ciclo a través de depósitos superficiales activos.

La mayor cantidad de carbono presente, es inorgánico (6.5×10^{22} g C) y se encuentra en rocas carbonatadas, por lo que el carbono orgánico se encuentra en menor cantidad (1.56×10^{22} g C), y este esta presente como kerógeno y carbón.

La materia orgánica sedimentaria (MOS) original sufre transformaciones diagenéticas complejas por degradación química y bioquímica. Como resultado se forma en kerógeno y bitumen.

El **kerógeno** es una sustancia insoluble en agua y en algunos disolventes como son los utilizados en esta metodología (Hexano, acetato de etilo y metanol), formada por moléculas con un alto peso molecular y un gran contenido de materia orgánica proveniente de algas y derivada de plantas. Se considera precursor del petróleo, ya que constituye del 80 al 90 % de la materia orgánica de las rocas pelíticas y carbonáticas organógenas.

Por otra parte, el **bitumen** constituye del 10 al 20 % de la MOS, está formado por hidrocarburos y otras moléculas orgánicas, las cuales se encuentran dispersas en los finos granos de las rocas sedimentarias, se pueden extraer utilizando disolventes orgánicos, ya que son solubles en estos y se obtiene por degradación del kerógeno.

El kerógeno es detrito orgánico macerado que se compone de restos de algas, esporas, polen, resinas y ceras.

Se reconocen los siguientes tipos de kerógeno (tabla 6.1):

- **Tipo I:** alto valor de H/C y bajo de O/C, provisto por algas y común en lutitas petrolíferas.
- **Tipo II:** bajo valor de H/C y alto de O/C, provisto por fitoplancton, zooplancton y bacterias en ambiente marino. Puede pasar a hidrocarburos por soterramiento.
- **Tipo III:** bajo valor de H/C y alto de O/C, provisto por restos muy macerados de plantas terrestres. Puede generar gas.

Tipo de Kerógeno	%C en peso	%H en peso	%O en peso	%N en peso	%S en peso
Tipo I	78.8	8.8	7.7	2.0	2.7
Tipo II	77.8	6.8	10.5	2.2	2.7
Tipo III	82.5	4.6	10.5	2.1	0.2

Tabla 6.1 composición porcentual en peso (aproximada) de los tres tipos de kerogeno.

6.1 Transformación de la Materia Orgánica en Petróleo.

Durante el sepultamiento de la materia orgánica se produce la transformación a kerógeno, cuyo tipo depende de la materia orgánica que constituya parte del sedimento. Los kerógenos de tipo I y II son los más apropiados para la generación de petróleo.

A temperaturas entre 50° C y 80° C se producen reacciones catalíticas en el kerógeno y se forman cicloalcanos y alcanos que son los constituyentes esenciales del petróleo crudo.

La materia orgánica dispersa en los sedimentos tiende al equilibrio pasando de biopolímeros a geopolimeros (o kerógeno) a través de fraccionamiento, destrucción parcial y reagrupamiento de los componentes elementales de las macromoléculas. Se pueden distinguir tres etapas:

1. **Degradación bioquímica:** La etapa de degradación bioquímica se inicia con la acción bacteriana sobre la materia orgánica. Este proceso se realiza a través de la respiración en condiciones aerobias o por fermentación o fermentación en condiciones anaerobias (sin oxígeno).
2. **Policondensación:** Muchas de las moléculas presentes en los organismos muertos son muy reactivas químicamente y espontáneamente reaccionan entre si para dar otro tipo de polímeros con estructuras al azar, estos son los geopolimeros.
3. **Insolubilización:** La última etapa en la que hay una mayor policondensación y reordenamiento molecular.

El resultado de estas tres etapas (degradación, policondensación e insolubilización) es un policondensado insoluble en álcalis (compuestos de pH básico), llamado húmin, con una estructura análoga al kerógeno, del que se diferencia en que una parte del húmin es hidrolizable.

El kerógeno, bajo condiciones de presión y temperatura comienza a ser inestable y se produce reagrupamiento en su estructura con objeto de mantener el equilibrio termodinámico. La generación de petróleo es pues una consecuencia natural del ajuste del kerógeno a condiciones de incremento de temperatura y presión.

Una vez formados los hidrocarburos estos tienen que migrar, es decir desplazarse desde la roca madre a través de formaciones porosas y permeables, hasta los lugares de acumulación (almacenes) y posteriormente, hasta aquellos lugares donde quedan atrapados (trampas). La migración primaria es el desplazamiento desde la roca madre a otros puntos (llamados "*carrier bed*"). La migración secundaria concentra el petróleo en lugares específicos (trampas) de donde se extrae comercialmente. La diferencia entre estas dos migraciones son las condiciones de porosidad, permeabilidad y distribución de los tamaños de los poros de la roca en la cual se produce la migración.

El hidrocarburo se acumula en el llamado almacén o reservorio. Conocer las características de porosidad y permeabilidad permite evaluar las reservas de un yacimiento y la viabilidad económica de su puesta en producción.

Otro factor que influye en la presencia de hidrocarburos son las rocas sello, que son uno de los elementos básicos en la prospección de hidrocarburos. La naturaleza de las rocas sello determina no solo la eficacia de la trampa, sino que también influyen las vías de migración del petróleo desde la roca madre.

Finalmente, el último requisito en la prospección de hidrocarburos es la existencia de trampas, formando rocas sedimentarias con un alto contenido en materia orgánica.

Una trampa representa la localización de un obstáculo en el subsuelo que impide la migración del petróleo a la superficie o a otro medio que permita la migración y su dispersión, originando por tanto acumulaciones locales de petróleo. Se han clasificado las trampas en:

1. Estructurales, originadas por procesos tectónicos, diápiricos, gravitacionales y procesos de compactación.
2. Estratigráficas, aquellas que tienen que ver con la geometría sedimentaria.
3. Hidrodinámicas, originadas por el flujo del agua a través de la roca almacén.

La mayor parte del carbono en la Tierra se encuentra en depósitos activos, y el más grande es de carbón inorgánico disuelto (CID) contenido en los océanos, suelos carbonatados y carbono atmosférico. Los depósitos orgánicos (*humus*, tejidos finos de plantas, carbono disuelto en agua de mar (COD), carbono preservado en sedimentos marinos) se encuentran en menor proporción que el CID.

El carbón atmosférico se encuentra en forma de CO_2 , el cual es utilizado por las plantas y otros organismos fotosintéticos, uniéndose a la atmósfera, biosfera y a los océanos (Tabla 6.2), originando un equilibrio entre la disponibilidad de carbono atmosférico y CID. Los océanos contienen aproximadamente 56 veces el carbono de la atmósfera.

Los depósitos orgánicos constituyen solamente un 8% de los depósitos activos superficiales, están constituidos por una mezcla compleja de sustancias con alto peso molecular y algunas que se obtienen al ser degradadas (el kerógeno y el bitumen), los cuales contienen algunos productos bioquímicos identificables. El suelo es el

depósito existente más grande de carbono orgánico e inorgánico, los depósitos ricos en materia orgánica llevan a la formación de turbas en pantanos, aunque en comparación con los depósitos marinos son pequeños.

Tipo de Reservorio	Cantidad (10^{18} g C)
Rocas Sedimentarias	
<i>Inorgánico</i>	
Carbonatos	60,000
<i>Orgánico</i>	
Kerógeno, carbón, etc.	15,000
Reservorios Activos	
<i>Inorgánico</i>	
Marino CID	38
Suelos carbonatados	1.1
CO ₂ Atmosférico	0.66
<i>Orgánico</i>	
Humus	1.6
Tejidos finos de plantas terrestres	0.95
Agua de mar COD	0.6
Sedimentos superficiales marinos	0.15

Tabla 6.2 Distribución del carbono orgánico e inorgánico en los diferentes ambientes geoquímicos de la Tierra. (Mc Sween et al., 2003)

6.2 Producción y ciclo de la materia orgánica en los océanos.

La materia orgánica es derivada de tejidos de organismos vivos. Los organismos fotosintéticos (plantas marinas) capturan la energía de la luz solar, almacenan compuestos orgánicos y liberan el O₂ para otros organismos. La materia orgánica producida por estos organismos es utilizada casi en su totalidad en la biosfera, pero una pequeña porción es preservada. El fitoplancton es un productor primario en los océanos, comparado con la gran vegetación terrestre. Sin embargo, estos organismos ocupan alrededor de 362×10^{12} m² (Schlesinger, 1997) de la superficie de la Tierra y por consecuencia su presencia en el océano abierto acumula más de la mitad de materia orgánica en la Tierra (Tabla 6.3), una versión simplificada del Ciclo del carbono en los océanos se muestra en la fig. 6.2

La producción del fitoplancton ocurre a 100 m en la parte superior de los océanos, donde existe suficiente luz solar disponible y la corriente de los ríos lleva más materia orgánica para su fortalecimiento.

Las regiones más productivas de los océanos son las áreas superficiales, las aguas profundas y frías son ricas en nutrientes pero menos productivas. Aunque el océano abierto tiene poca producción, su área superficial es bastante grande, por lo que constituye el 42% de la producción global total, mientras que las zonas costeras y superficiales aportan respectivamente solo el 9% y < 1% de la producción total.

	Área del océano (%)	Área (10^{12} m^2)	Producción promedio ($\text{gC/m}^2 \text{ año}$)	Producción total ($10^{15} \text{ gC/m}^2 \text{ año}$)
océano abierto	90	326	130	42
zona costera	9.9	36	250	9
área superficial	< 0.1	0.36	420	0.15

Tabla 6.3 Estimación de la producción primaria marina.
(Mc Sween *et al.*, 2003).

6.3 Destino de la Producción Primaria: Degradación, Diagénesis, Catagénesis y Metagénesis.

Sin importar el ambiente sedimentario (continental, marino-marginal, marino) en donde la materia orgánica se genere, esta se degrada durante su depositación y posterior a esta, se generan cambios químicos llamados **diagénesis**. En una columna de agua en el océano, la mayoría de la producción primaria marina es consumida por el plancton animal (zooplancton) y las bacterias flotantes. Las bacterias también descomponen una fracción grande del carbón orgánico disuelto.

La mayoría de la materia orgánica almacenada en sedimentos marinos es producida por organismos marinos que habitan en las aguas superficiales de los océanos y esta es transportada de acuerdo al diagrama (Fig. 6.2). Sin embargo, sólo una fracción pequeña de la materia orgánica se sumerge en el fondo del mar, lo que ocasiona su preservación en los sedimentos.

Este material sedimentado está sujeto a otras alteraciones microbianas, las cuales favorecen algunas condiciones para la formación de bitumen, kerógeno y algunas veces de petróleo.

La razón por la que los biomarcadores existen se debe a que sus estructuras básicas permanecen intactas a través de procesos asociados con la sedimentación y diagénesis, la cual hace referencia a la alteración biológica, física y química de la materia orgánica en sedimentos, pero prioritariamente cambios causados por calentamiento, que es ocasionado por el sepultamiento a profundidad, sistemas geotermales y plutónicos.

La primera etapa de diagénesis de la materia orgánica es la formación de metano por fermentación bacteriana.

Las comunidades bacterianas y otros agentes biológicos primarios controlan las transformaciones diagenéticas; sin embargo, algunas reacciones químicas son catalizadas por superficies minerales.

Durante la **diagénesis** los sedimentos se someten a un proceso de compactación y consolidación con el que simultáneamente decrece el contenido de agua y se

incrementa la temperatura. Mientras que la **Catagénesis** implica alteraciones biológicas de la materia orgánica donde eventualmente hay temperaturas desde 50 °C a ~150 °C (Peters y Moldowan, 1993), que suceden en etapas posteriores a la sedimentación y requiere de millones de años.

Cuando se tiene una alteración con temperaturas que van de 150 a 200 °C (Peters y Moldowan, 1993) el proceso se llama **Metagénesis**, en donde las moléculas orgánicas son rotas (*cracking*) y pueden ocasionar que algunas cambien su estado de agregación a gaseoso. Bajo estas condiciones las moléculas orgánicas disminuyen considerablemente su concentración por la inestabilidad ocasionada por esta temperatura.

La degradación de materia orgánica comienza en la columna de agua y continúa después de la sedimentación (Fig. 6.2), y solo algunas moléculas son las que se preservan. Durante la diagénesis, la materia orgánica residual de la degradación microbiana experimenta la condensación para la generación de macromoléculas con material orgánico. El resultado de la diagénesis es una condensación de residuos orgánicos (o **geopolímeros**), que contiene cantidades variables, gran parte inalterada, de materia orgánica refractaria. En los entornos del suelo, la diagénesis produce humin, lignito en pantanos y el kerógeno en sedimentos lacustres marinos y profundos.

Los depósitos de carbono se forman típicamente por dos procesos principales (Mc Sween *et al.*, 2003):

- o Turbinificación, dominado en gran parte por actividad biológica, seguida de la Coalificación.
- o Carbonificación, en donde el calor y la presión, son los agentes más importantes del cambio.

Los procesos que se verifican en las etapas tempranas de generación de turba y carbón sedimentario son equivalentes a la diagénesis. Y la etapa tardía de la carbonificación, que es esencialmente la catagénesis, paralelo al inicio del metamorfismo.

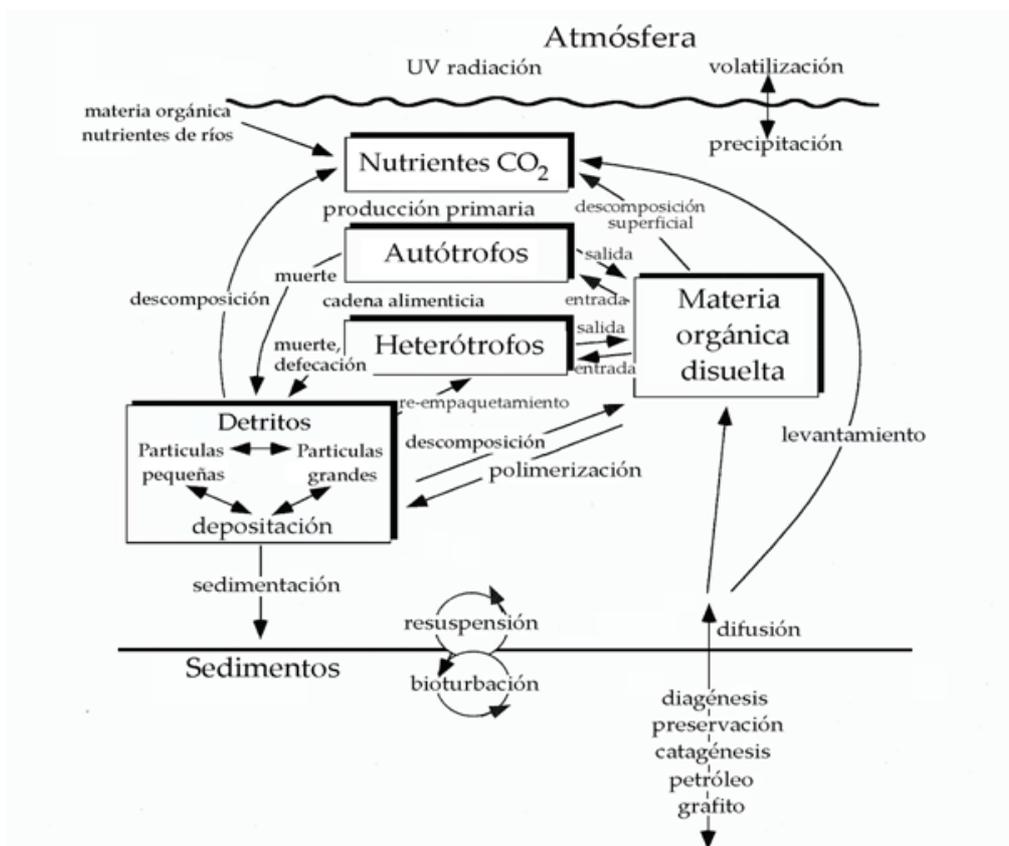


Fig. 6.2 Esquema representativo del destino de la materia orgánica en los océanos. Los cuadros representan reservorios orgánicos y las flechas indican destinos y procesos de la misma. (Mc Sween *et al.*, 2003)

6.4 Factores que Controlan la Acumulación y Preservación.

En general, la preservación de la materia orgánica depende de una compleja interacción entre el contenido de oxígeno del sistema y el tipo de materia orgánica depositada en el mismo (Fig. 6.3). En presencia de oxígeno, la materia orgánica puede remineralizarse o convertirse a CO₂.

Sin embargo, si este material se deposita en un ambiente sub-óxico o anóxico, es probable ser preservado (Fig. 6.3). La preservación también se realiza en aguas superficiales altamente productivas subyacentes de los sedimentos. En estos ambientes, la producción de la materia orgánica es mucho mayor que su degradación óxica, de modo que una parte de la materia orgánica alcance los sedimentos y se preserve.

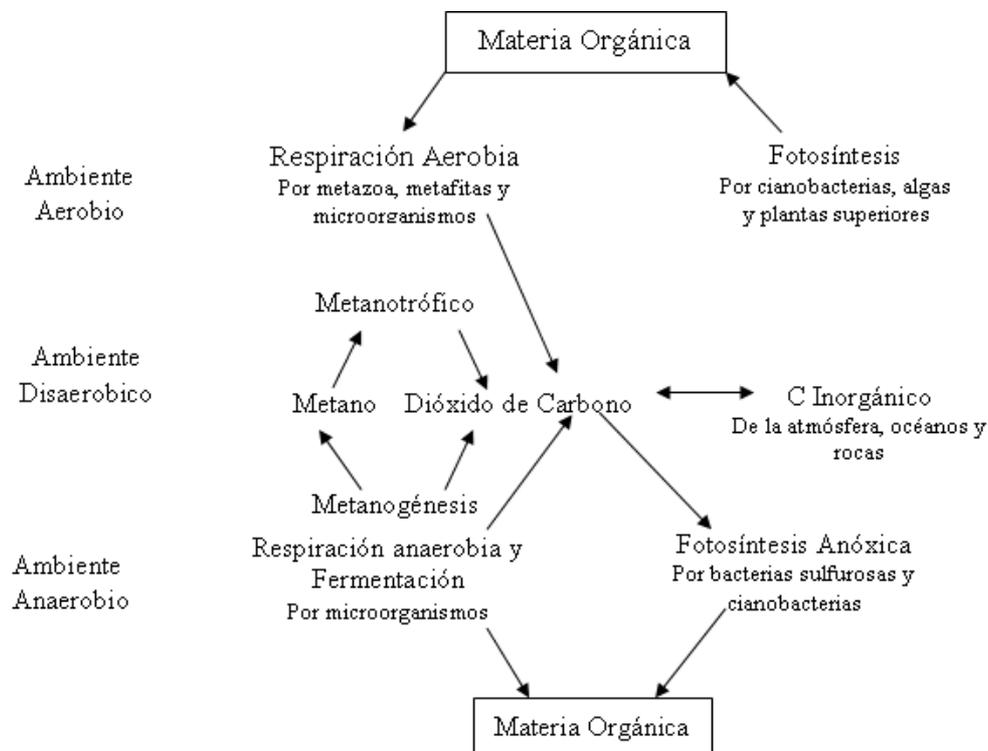


Fig. 6.3 Destino de la materia orgánica en diferentes ambientes redox.
(Mc Sween *et al.*, 2003).

6.5 Degradación en ambientes óxicos.

En un ambiente óxico dentro de una columna de agua (>2.0 ml de O_2 / L agua) (Peters y Moldowan, 1993), las bacterias aeróbicas y otros organismos degradan la materia orgánica de la zona eutrófica. Los procesos de respiración crean oxígeno que en forma molecular reacciona con la materia orgánica y reduce el contenido de minerales a lo largo de un proceso redox, por lo que también puede disminuir el contenido de materia orgánica por encima de un 75 % (Mc Sween *et al.*, 2003). Si después de agotarse el oxígeno disponible existe materia orgánica, esta es degradada por los organismos anaerobios continuando la degradación de la materia orgánica utilizando nitrato o sulfato como oxidantes primarios, la oxidación continúa hasta que el depósito es cubierto con otra corriente de turbidez o una sedimentación pelágica gradual. (Hedges y Keil 1995).

En un ambiente anóxico (<0.1 ml de O_2 / L de agua) (Peters y Moldowan, 1993) la bioturbación de sedimentos no es observada ya que metazoarios (organismos aeróbicos multicelulares) no alteran la materia orgánica. La carencia de bioturbación permite el desarrollo de una fina laminación que permite la sedimentación y preservación de materia orgánica.

7.- Descripción de muestras y metodología

7.- Descripción de Muestras y Metodología.

7.1 Descripción de muestras.

7.1.1 Ocotlán.

Roca sedimentaria clástica de color café oscuro con estratificación que varía de 5 a 10 cm de espesor. No se observa material fósil a simple vista y está conformada principalmente por granos de cuarzo del tamaño de las arenas finas que están soportados por carbonatos y clásticos más finos. La clasificación de los granos va de regular a buena. Clasificamos megascópicamente esta roca como una calcarenita (Fotografía. 7.1).

En el afloramiento, la calcarenita exhibe un color gris oscuro al corte, pero por efecto del intemperismo en su superficie se observa un color parduzco oscuro, alternando ocasionalmente con limolitas de color beige-amarillento.

Según la cartografía realizada por Ochoa-Camarillo (1997) esta roca se correlaciona con la Formación Santiago (JSS).



Fotografía. 7.1 Muestra: Ocotlán.

7.1.2 Autlán.

En el afloramiento se observa una intercalación de lutitas y limolitas laminares agrupadas en estratos centimétricos separados por arenisca de grano fino a medio. Las lutitas muestran un color de intemperismo ocre oscuro a parduzco claro con incipiente oxidación localizada en el fracturamiento y en planos de estratificación. Al corte exhibe una tonalidad café claro con algunas láminas intercaladas de color beige.

La muestra de mano (Fotografía. 7.2) tiene una estructura laminar, compacta, y físil a apizarrada. Presenta fracturamiento de ligero a moderado producto de la deformación y su tacto es jabonoso, suave y en la superficie de corte ligeramente pulverulenta.

A simple vista no se encontraron fósiles, pero la literatura consultada los menciona. De acuerdo a la cartografía elaborada por Ochoa-Camarillo (1997), indica que esta muestra pertenece a la Formación Tepexic (JMT).



Fotografía. 7.2 Muestra: Autlán.

7.1.3 Autlán 1 (JMC).

La muestra presenta una intercalación de limolita y lutita, de estructura laminar, compacta, físil; color gris oscuro al corte y beige parduzco a la superficie por la alteración. Tiene tacto suave, untoso y pigmenta de color gris oscuro la piel (Fotografía. 7.3).

En el afloramiento donde se recolectó la muestra no se encontraron fósiles, pero la literatura los describe. Esta muestra pertenece a la Formación Cahuassas (JMC), de acuerdo a la cartografía elaborada por Ochoa-Camarillo, 1997.



Fotografía. 7.3 Muestra: Autlán 1.

7.1.4 Naopa.

Esta muestra se describe como Limolita carbonosa y calcárea de color gris oscuro de estructura estratificada fina muy compacta y apizarrada. Tiene un olor peculiar fétido-sulfuroso. Se observa deformada incipientemente, así como fracturada por el mismo efecto. Hacia la superficie el tacto es terroso y áspero. Los bordes de las lascas son agudos y cortantes (Fotografía 7.4). No se observan a simple vista fósiles, pero también han sido descritos en otras localidades.

De acuerdo a la cartografía de Ochoa-Camarillo, (1997), esta muestra pertenece a la Formación Huayacocotla (JIH).



Fotografía. 7.4 Muestra: Naopa.

7.1.5 Naopa 1.

Limolita de color gris oscuro al corte y tonalidad amarillo-blanquecino a ocre de oxidación por intemperismo. La muestra es compacta, con estratificación fina (centimétrica), tacto terroso, ligeramente suave, moderadamente densa. Se observa algo deformada, fracturada y carente de fósiles (Fotografía. 7.5). De acuerdo a Ochoa-Camarillo, (1997). Esta muestra pertenece a la Formación Huayacocotla (JIH).



Fotografía. 7.5 Muestra: Naopa 1.

7.1.6 Naopa 2.

Esta muestra se describe como una intercalación de lutitas (dominante) y limolitas estructuradas laminarmente, poco compacta y fósil. Tienen color gris claro a oscuro y una tonalidad beige-amarillenta de alteración. Su tacto es suave, sedoso y untuoso (Fotografía. 7.6).

De acuerdo a Ochoa-Camarillo, (1997) esta muestra pertenece a la Formación de Huayacocotla (JIH).



Fotografía. 7.6 Muestra: Naopa 2

7.1.7 Xicalango.

Limolita y marga arenosa de color gris claro, compacta, fósil. En la superficie de intemperismo exhibe un color beige con manchas rojizas de oxidación (Fotografía 7.7). Es poco densa y claramente estratificada (centímetros). No se observan fósiles a simple vista.

De acuerdo a Ochoa-Camarillo, 1997. Pertenece a la Formación Huayacocotla (JIH).



Fotografía. 7.7 Muestra: Xicalango.

7.1.8 Tetipanchalco.

Arenisca limosa de color gris oscuro en estratos gruesos, compacta y densa. La fracción dominante corresponde a una arenisca de grano medio a grueso. Presenta deformación incipiente y fracturamiento. A simple vista no se observan fósiles. La superficie tiene un tacto terroso y áspero y los cantos son agudos y cortantes. Se observan además algunas vetas hidrotermales rellenas por calcita de color blanco lechoso de un milímetro de espesor (escasas), las cuales se han evitado en el muestreo (Fotografía 7.8).

Esta muestra se encuentra dentro de la Formación Huayacocotla (JIH), (Ochoa-Camarillo, 1997).



Fotografía. 7.8 Muestra: Tetipanchalco.

7.1.9 Tetipanchalco R2 (JIH).

Arenisca de grano grueso de estratificación gruesa a masiva, densa, compacta de color gris oscuro al corte y parduzca clara en la superficie de exposición. A simple vista no presenta fósiles y se observan algunas vetillas de calcita siguiendo planos de fracturamiento (Fotografía 7.9).

Esta muestra pertenece a la Formación Huayacocotla (JIH), de acuerdo a Ochoa-Camarillo, (1997).



Fotografía. 7.9 Muestra: Tetipanchalco R2.

7.2 Metodología.

Se colectaron nueve muestras en afloramientos pertenecientes a las formaciones jurásicas Huayacocotla (JIH), Chipoco (JCh), Tepexic (JMT) y Santiago (JSS) en los alrededores del municipio de Lolotla, Hidalgo (ver mapa 4.1 de localización).

La clasificación de las muestras se realizó considerando como referencia las coordenadas del lugar de recolección, tomadas con un GPS y corroborando en mapas geológicos de la región de estudio (ver Fig. 5.1. Ubicación de muestras, detalles estratigráficos y geología de la zona de estudio) además de considerar las características que presenta cada una de ellas, como el tamaño de grano. Todas estas características se sintetizan en la tabla 7.1.

No.	Muestra	Localización	Formación	Descripción litológica
1	Ocotlan	N 20° 51' 51.6"	Santiago	Calcarenita de grano fino, color gris oscuro.
		W 98° 45' 51.8"		
2	Autlan	N 20° 51' 45.1"	Tepexic	Lutita, color marrón claro.
		W 98° 45' 20.0"		
3	Autlan 1	N 20° 52' 07.2"	Cahuasas	Limolitas, color gris oscuro.
		W 98° 45' 44.9"		
4	Naopa	N 20° 52' 37.4"	Huayacocotla	Limolita carbonosa color gris oscuro.
		W 98° 46' 12.8"		
5	Naopa 1	N 20° 52' 28.6"		Limolita arcillosa, color gris claro, con ligera oxidación o incipiente.
		W 98° 46' 18.9"		
6	Naopa 2	N 20° 52' 35.5"		Lutitas y limolitas intercaladas, color gris claro a beige.
		W 98° 46' 42.7"		
7	Xicalango	N 20° 52' 43.3"		Limolita y margas de color gris claro a beige.
		W 98° 47' 37.3"		
8	Tetipanchalco	N 20° 52' 55.5"		Arenisca limosa, ligeramente físil, color gris oscuro.
		W 98° 47' 55.5"		
9	Tetipanchalco R2	N 20° 53' 03.8"	Arenisca de grano grueso, estratificada, color gris oscuro.	
		W 98° 48' 12.8"		

Tabla 7.1 Nombre, localización, correspondencia estratigráfica y descripción litológica de muestras.

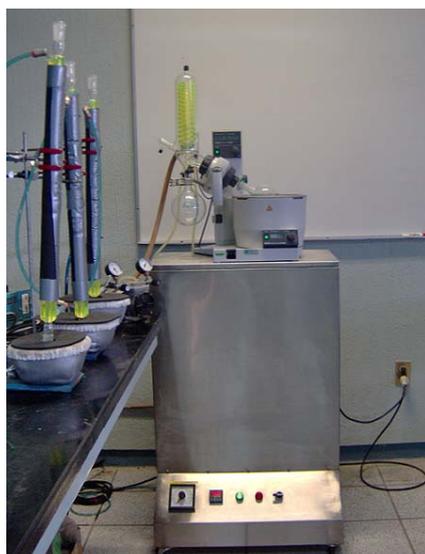
7.2.1 Preparación de muestras.

El procedimiento de la extracción y preparación de muestras se realizó en el Laboratorio de Geoquímica del Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo (CICT-UAEH).

Como primer paso, se retiró todo el intemperismo en la parte externa de las rocas como oxidación, alteraciones minerales, vetas y materia vegetal reciente presentes en estas. En ocasiones cuando la roca estaba húmeda, se sometía a un proceso de secado mediante una estufa termo-regulada a 40 °C.

7.2.2 Extracción de materia orgánica.

El proceso de extracción se realizó con disolventes orgánicos de menor a mayor polaridad (hexano, acetato de etilo y metanol, todos grado HPLC), mediante reflujos continuos en sistema automatizado de destilación termoregulada. (Fotografía 7.10).



Fotografía. 7.10 Sistema automatizado para la realización de reflujos (extracción de materia orgánica) y concentración de extractos. obtenidos.

El equipo recirculador (en trámite de patente por el Dr. Kinardo Flores Castro e Ing. Mario Granizo Sáenz), consta de un sistema de enfriamiento y circulación continua mediante bombeo con sistema termoregulable que hace que el líquido condensador (etilen-glicol) circule por los refrigerantes y por el rotavapor, ayudando a la concentración rápida de extractos mediante reflujo constante y controlable en todo momento.

El equipo tiene un reloj analógico (*timer*) que indica las horas (tiempo real) de la cinética del reflujo a los que se somete la muestra, programable hasta por 24 horas, termómetro digital que indica la temperatura del líquido refrigerante (con una precisión de 0.1 °C). El equipo se programó para que a la temperatura de 9 °C el reflujo se detuviera (calentamiento en mantillas y cronometro) automáticamente hasta que el líquido regresara a la temperatura adecuada para la condensación, entre 3 y 9 °C.

Las condiciones de programación del equipo permiten la realización de un análisis adecuado en geoquímica orgánica, sin embargo, también exige cuidados, algunos de ellos, observados durante la realización de este trabajo de investigación, son los siguientes:

1. El calentamiento escapaba de las mantillas hacia el líquido condensador, ocasionando que la temperatura de éste subiera ($> 9^{\circ}\text{C}$) y en consecuencia se interrumpía el reflujo, también se observó que en ocasiones el disolvente no condensaba y se escapaba por la parte superior de los refrigerantes pudiéndose llevar algunos compuestos volátiles extraídos con el disolvente en turno.

Para la eliminación de este problema se colocó un material aislante en la parte superior de las mantillas dejando descubierto solo la boca del matraz que conectaba con el refrigerante para evitar la fuga de calor. Lo mismo se realizó en los tubos refrigerantes, enrollándolos en el material aislante, para mantener el líquido condensador frío (Fotografía 7.10).

2. Lavar perfectamente los tubos refrigerantes después de cada extracción permite eliminar moléculas impregnadas del reflujo que termino y permite una extracción más confiable de la muestra con el disolvente en turno.
3. En algunas ocasiones la bomba de recirculación se tapaba impidiendo el paso del líquido condensador a los refrigerantes, ocasionando fuga de disolvente, en este caso fue necesario la colocación de un filtro que evitara que se taparan. El filtro debe de tener un cambio continuo.
4. Otro problema observado fue ocasionado por el exceso de trabajo de la bomba de recirculación, por lo que fue necesario colocar otra bomba, de tal manera que por medio de un interruptor se alternara su uso cada 24 horas para prolongar su tiempo de vida.

El procedimiento de extracción se inició con la pulverización de 300 g de la roca sedimentaria de interés (muestra), utilizando para ello el equipo *Pulverisette 2* del fabricante Fritsch (Fotografía 7.11) con mortero y pistilo de ágata, con lo cual se evita la contaminación de la muestra.



Fotografía. 7.11 Molino *Pulverisette 2*, consta de un mortero de ágata en el que se coloca la muestra (tamaños pequeños). Con el pistilo del mismo material la muestra se pulveriza por un lapso de tiempo al cual se programa el molino.

Posteriormente, la muestra pulverizada se colocó en un matraz balón de 1000 mL y se adicionaron 500 mL de hexano (menor polaridad), sometiéndolo a reflujo por espacios de 50 horas. En este caso los reflujos fueron colocados en serie (Fotografía 7.12).



Fotografía. 7.12 Tres muestras diferentes sometidas a reflujo.

Al terminó del reflujo se filtró para separar el sedimento y el filtrado (disolvente más bitumen), este último se colectó en un matraz balón y se elimino el disolvente en el rotavapor (Fotografía 7.13) para concentrar la materia orgánica extraída. Mientras que el sedimento se colocó en una hoja de papel (sin uso) sobre una superficie plana y limpia dejándolo secar a temperatura ambiente cuidando que no se contamine con algún agente extraño como polvo, tinta utilizada para su marcación, etc.

Una vez seco el sedimento se colocó de nuevo en el matraz balón de 1000 mL y se le agregaron 500 mL de acetato de etilo (polaridad media). De igual forma se extrajo mediante reflujo (50 horas), se filtró y se concentró el extracto obtenido. Por último, se repitió el procedimiento con metanol (mayor polaridad).



Fotografía. 7.13 Rotavapor. En el que se colocó el extracto obtenido, para eliminar el disolvente y concentrar la materia orgánica extraída.

Los tres extractos obtenidos (hexano, acetato de etilo y metanol para cada muestra) ya concentrados, contenían aún un poco de disolvente, por lo que se colocó cada uno en un vial (previamente pesado, P1), se dejó reposar al medio ambiente para que el disolvente se evaporara por completo, cuidando que no entrara ninguna partícula extraña a la muestra durante este proceso. Para esto se colocó un trozo de papel filtro en la parte superior del vial. Al evaporarse completamente el disolvente los viales se pesan nuevamente (P2) y por diferencia de pesos (P2-P1) se obtiene la cantidad de materia orgánica obtenida (la cual se muestra en la parte 2 de anexos).

7.3 Método de análisis: Cromatografía de gases acoplado a espectrómetro de masa (CG-Ms).

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

La cromatografía de gases es una técnica cromatográfica en la que la muestra se volatiliza y se inyecta en la cabeza de una columna cromatográfica. La elución se produce por el flujo de una fase móvil de gas inerte. A diferencia de los otros tipos de cromatografía, la fase móvil no interacciona con las moléculas del analito; su única función es la de transportar el analito a través de la columna.

Existen dos tipos de cromatografía de gases (CG): la cromatografía gas-sólido (CGS) y la cromatografía gas-líquido (CGL), siendo esta última la que se utiliza más ampliamente, y que se puede llamar simplemente cromatografía de gases (CG).

La CG se lleva a cabo en un cromatógrafo de gases (Figura 7.1). Este consta de diversos componentes como el gas portador, el sistema de inyección de muestra, la columna (generalmente dentro de un horno) y el detector. Sus funciones se describen brevemente a continuación:

- El gas portador: debe ser un gas inerte, para prevenir su reacción con el analito o la columna. Generalmente se emplean gases como helio, argón, nitrógeno, hidrógeno o dióxido de carbono, y la elección de este gas en ocasiones depende del tipo de detector empleado.
- Sistema de inyección de muestra: emplea una microjeringa (de capacidades de unos cuantos microlitros) para introducir el analito en una cámara de vaporización instantánea. Esta cámara está a 50 °C por encima del punto de ebullición del componente menos volátil y está sellada por una junta de goma de silicona septa o septum.
- En CG se emplean dos tipos de columnas: las empaquetadas o de relleno y las tubulares abiertas o capilares. Estas últimas son más comunes en la actualidad debido a su mayor rapidez y eficiencia. La longitud de estas columnas es variable, de 2 a 50 metros, y están construidas en acero inoxidable, vidrio, sílice fundida o teflón. Debido a su longitud y a la necesidad de ser introducidas en un horno, las columnas suelen enrollarse en una forma helicoidal con diámetros de 10 a 30 cm, dependiendo del tamaño del horno.

- El detector: es la parte del cromatógrafo que se encarga de determinar cuándo ha salido el analito por el final de la columna (tiempo de retención) que es único para cada compuesto.

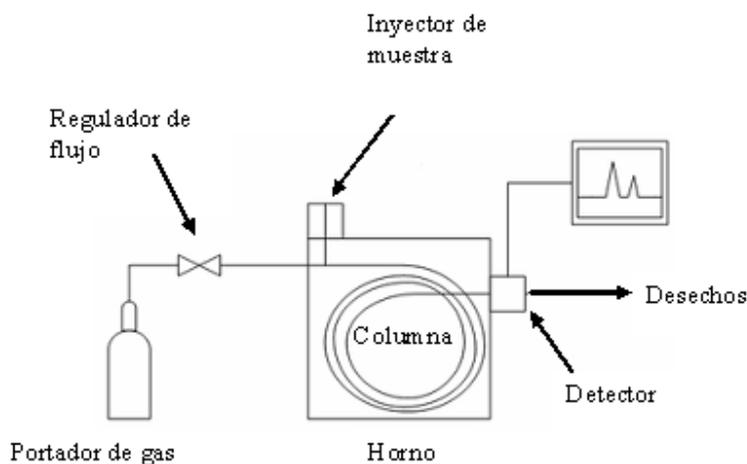


Fig. 7.1 Partes de un cromatógrafo de gases.

La técnica de espectrometría de masa ioniza las moléculas en alto vacío, registra abundancia de los iones y los clasifica de acuerdo a cada una de las masas (Fig. 7.2). Consiste en bombardear una muestra en estado gaseoso con un haz de electrones de alta energía (ionización por impacto electrónico), las colisiones entre los átomos (o moléculas) en estado gaseoso producen iones positivos al liberarse un electrón de cada átomo o molécula. Estos iones positivos (de masa m y de carga e ó z) se aceleran al pasar entre dos placas con cargas opuestas. Los iones acelerados son desviados por un imán, para separarlos (deflexión magnética) en una trayectoria circular. El radio de la trayectoria depende de la relación m/e . La trayectoria de los iones mas pesados es menor que la de un ión ligero. Por lo que una menor relación m/e describen una curva con mayor radio que los iones con mayor valor en esta relación m/e , de manera que se pueden separar los iones con cargas iguales pero distintas masas.

La masa de cada ión (y por tanto del átomo o molécula original) esta determinada por la magnitud de su desviación. Por ultimo, los iones llegan al detector, que registra una corriente para cada tipo de ión. La cantidad de corriente que se genera es directamente proporcional al número de iones, de modo que se puede determinar la abundancia relativa de los isótopos.

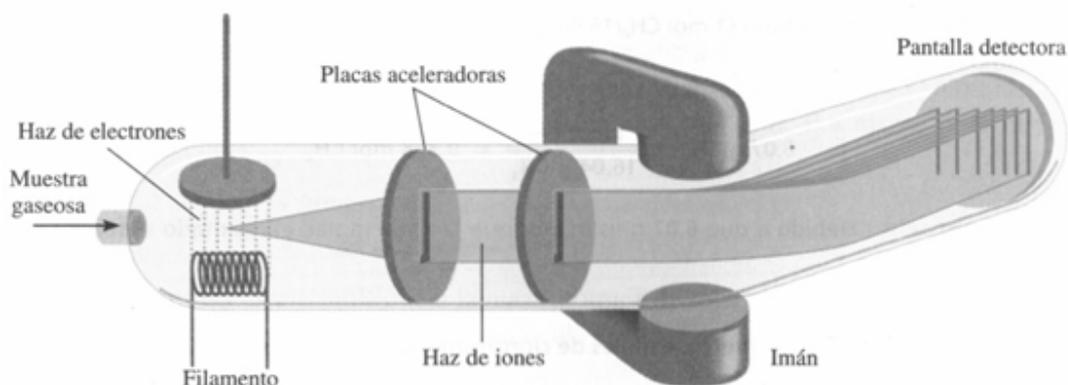
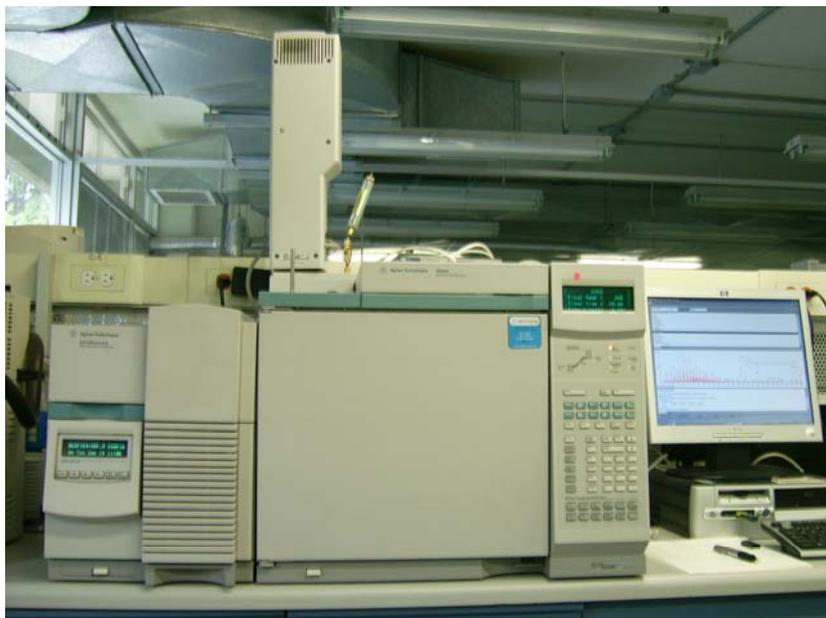


Fig. 7.2 Proceso por el cual trabaja el espectrómetro de masa.

El análisis de los extractos obtenidos en el presente trabajo se realizó mediante el equipo de cromatografía de gases (Hewlett-Packard 5973) acoplado a espectrometría de masa (Hewlett-Packard 6890N), utilizando un inyector 7683B. El cual se encuentra en el Instituto de Ingeniería de la UNAM (Fotografía 7.14), donde se analizaron mediante la colaboración del Dr. Richard Gibson, Investigador del Instituto de Geografía, UNAM.



Fot. 7.14 Equipo de CG-Ms, en el Instituto de Geofísica UNAM.

Los cromatogramas obtenidos de los extractos analizados mediante esta técnica, fueron trasladados a la UAEH, en donde con la colaboración del Dr. J. Jesús Martín Torres Valencia, fueron identificados los compuestos presentes en cada extracto, mediante la instalación del software Ms Engine 61034C y la base de Datos Wiley 138.

Una vez identificados los compuestos presentes en cada extracto, se realizó la selección, de todos aquellos que tuvieran una calidad (semejanza) $\geq 95\%$ con la base de datos con lo cual fue posible la identificación de moléculas orgánicas fósiles (biomarcadores o marcadores biológicos) presentes en cada extracto. Las moléculas identificadas correspondieron con *n*-alcanos que varían de C₁₅-C₃₀, además de Pristano (Pr), Fitano (Ph), Escualeno (Esc), entre otras y su interpretación se detalla en el siguiente capítulo.

8.- Discusión de Resultados

8.- Discusión de Resultados.

En los sedimentos se pueden encontrar diversas moléculas fósiles (biomarcadores), como son algunos *n*-alcanos, pristano (Pr) y fitano (Ph). Estos dos últimos alcanos provienen de la cadena lateral de la clorofila-a (Peters y Moldowan, 1993), teniendo como precursor al fitol (Figura 8.1), estas reacciones tienen lugar durante la diagénesis (ten Haven *et al.*, 1987).

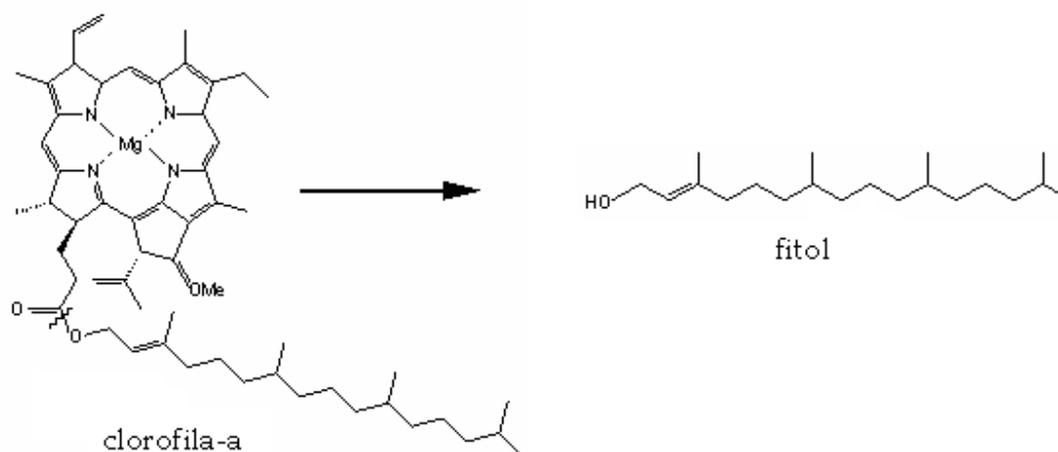


Fig. 8.1 Desprendimiento de la molécula de fitol de la clorofila-a, durante la etapa de la diagénesis.

Estos biomarcadores son excelentes indicadores de las condiciones *redox* del ambiente de depósito, ya que dependiendo de las condiciones (óxicas o anóxicas) es el biomarcador formado. Esto se explica con las siguientes reacciones.

Condiciones Óxicas.

En este caso la molécula de fitol en primer instante sufre una oxidación, posteriormente una descarboxilación y finalmente una hidrogenación o reducción para dar como producto final pristano o 2,6,10,14-tetrametilpentadecano (Fig. 8.2).

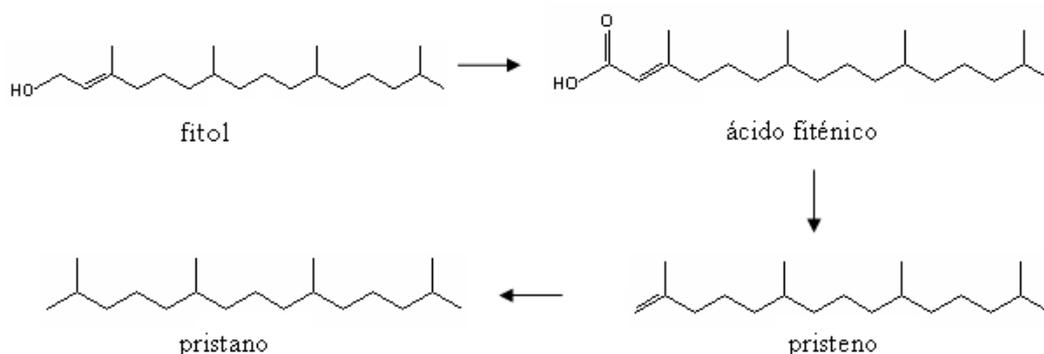


Fig. 8.2 Obtención de pristano a través de fitol. Modificado de (Peters y Moldowan, 1993).

Condiciones Anóxicas.

En estas condiciones la molécula de fitol sufre una hidrogenación y posteriormente una reducción, dando como producto una molécula de fitano o 2,6,10,14-tetrametilhexadecano (Fig. 8.3).

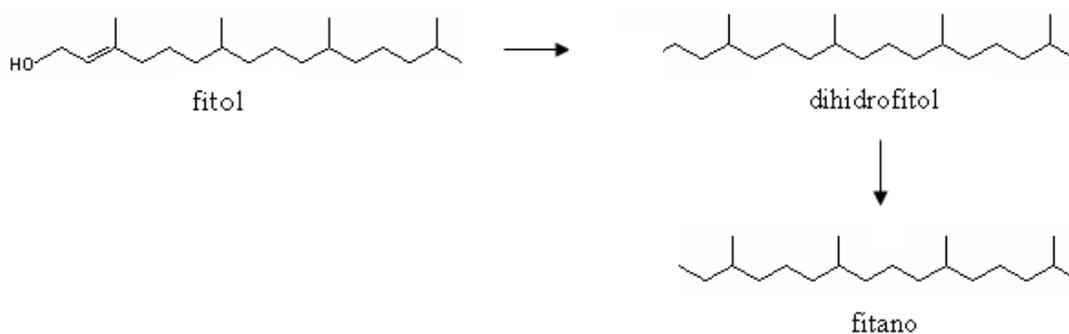


Fig. 8.3 Obtención de fitano a través de fitol. Modificado de (Peters y Moldowan, 1993).

La relación de Pr/Ph, que se obtiene directamente del cromatograma de gases a partir de la abundancia de cada compuesto brinda información sobre el ambiente de depósito. La cual se muestra en la siguiente tabla.

<i>Pr/Ph</i>	<i>Condiciones que indica</i>
> 1	Condiciones óxicas.
< 1	Condiciones anóxicas.
> 3	Entrada de materia orgánica de origen terrígeno.
< 0.8	Ambiente comúnmente hipersalino y carbonatado.

Tabla 8.1 Condiciones del ambiente de depósito indicadas mediante la relación de abundancias Pr/Ph (Didyk, 1978).

Esta relación de Pr/Ph se utiliza también para determinar la maduración térmica, ya que son directamente proporcionales. Esto es, si se incrementa la relación Pr/Ph indica el incremento de la maduración térmica de los sedimentos (Alexander *et al.*, 1981).

Por otra parte, Lijmbach (1975), menciona que cuando la relación en la concentración Pr/C₁₇ es menor a 0.5, el ambiente de depósito se interpreta en condiciones de mar abierto, mientras que si la relación es mayor que 1.0 representa un ambiente de circulación restringida, rica en materia orgánica depositada en una laguna costera, estero o pantano que incluye turba.

La mayoría de los biomarcadores tienen como estructura base el Isopreno (2-metil-1,3-butadieno) tal es el caso del pristano (2,6,10,14-tetrametilpentadecano) y fitano (2,6,10,14-tetrametilhexadecano) que indican condiciones *redox* del ambiente de

depósito, otro derivado del isopreno es el escualeno (2,6,10,15,19,23-hexametil-2,6,10,14,18,22-tetracosahexaeno), que indica hipersalinidad (ten Haven et al., 1986).

La presencia de azufre es característico de ambientes evaporíticos, anóxicos en los cuales ocurre la evaporación del agua lacustre, dejando como resultado sedimentos con alto contenido en halita, nitratos, sulfatos y otras sales. Estos ambientes igualmente se distinguen por una alta actividad bacteriana (sulforreductoras), que transforman el sulfato en sulfuro, que se reduce a su vez para dar azufre nativo (S_2 , S_8).

8.1 Ocotlán.

8.1.1 Ocotlán (hexano).

En este extracto se identificaron diversos alcanos lineales como son: $C_{15}H_{32}$, $C_{18}H_{38}$, $C_{19}H_{40}$, $C_{20}H_{42}$, $C_{24}H_{50}$, $C_{25}H_{52}$, $C_{26}H_{54}$, y $C_{30}H_{62}$. De los cuales $n-C_{15}H_{32}$ y $n-C_{19}H_{40}$, establecen la aportación de algas a los sedimentos y sugieren que el ambiente de depósito era lacustre y/o marino (Gelpi *et al* 1970, Tissot y Welte, 1984).

La presencia de pristano y fitano con abundancias de 1,320,000 y 1,780,000, indican que el ambiente de depósito tenía características de hipersalinidad, condiciones de anoxia y probablemente tenía una procedencia de rocas carbonatadas ya que la relación de $Pr/Ph= 0.7416$ (Didyk, 1978).

Otro compuesto relevante identificado en este extracto es el escualeno, que refuerza el resultado obtenido con la relación Pr/Ph al indicar condiciones de hipersalinidad en el ambiente de depósito (ten Haven *et al.*, 1986).

Algunos de los compuestos identificados en este extracto se muestran en la fig. 8.4.

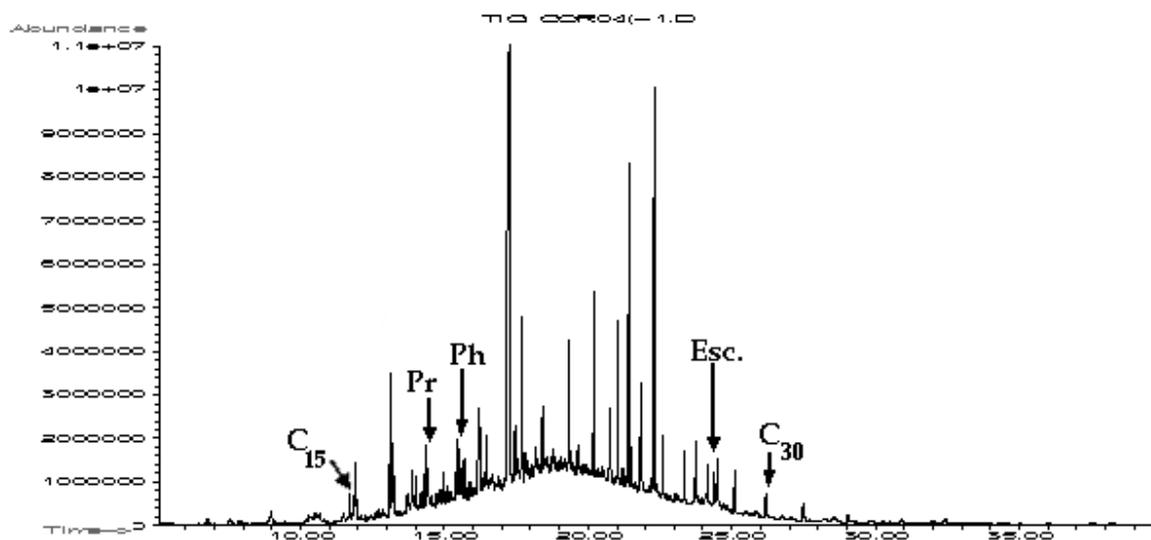


Fig. 8.4 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Ocotlán.

8.1.2 Ocotlán (AcOEt).

Los compuestos identificados en este extracto son: $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$, $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$, $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$, $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$, $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$, $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$, $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$, $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$, pristano y fitano. Algunos de ellos se muestran en la fig. 8.5.

De los cuales $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ y $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ indican la aportación de algas a los sedimentos y en consecuencia se estima que la muestra pertenece a un ambiente de depósito lacustre y/o marino (Gelpi *et al.*, 1970, Tissot y Welte, 1984).

La presencia de $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ sugiere la aportación de plantas superiores provenientes de un ambiente continental (Tissot y Welte, 1984), lo que indica que el ambiente de depósito tenía contacto tanto con condiciones marinas como continentales (cercanía a la costa). Conclusión que se apoya en el resultado obtenido con la relación de $\text{Pr}/n\text{-C}_{17} = 0.6570$, indicando que el ambiente de depósito era lagunar y/o marino-marginal (Lijmbach, 1975).

En este caso la relación obtenida entre $\text{Pr}/\text{Ph} = 0.7559$ indican condiciones de anoxia, hipersalinidad y es común en presencia de rocas carbonatadas (Didyk, 1978).

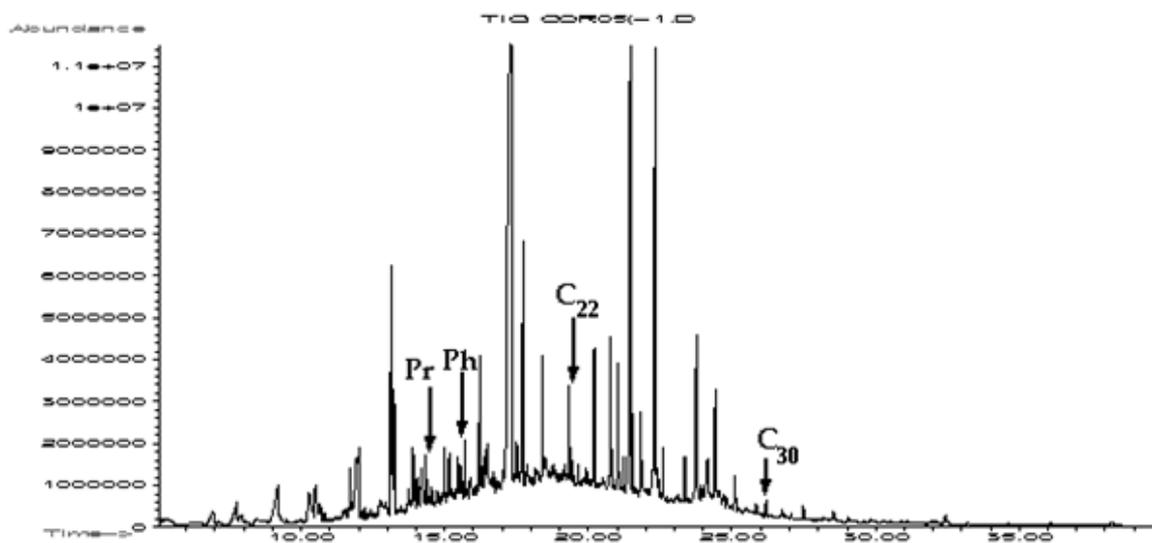


Fig. 8.5 Cromatograma de gases del extracto obtenido con AcOEt de la muestra Ocotlán.

8.1.3 Ocotlán (MeOH).

En esta última extracción de la muestra Ocotlán se identificó: pristano y gitano, además de los alcanos lineales: $C_{17}H_{36}$, $C_{18}H_{38}$, $C_{20}H_{42}$, $C_{22}H_{46}$, $C_{24}H_{50}$, $C_{25}H_{52}$, $C_{26}H_{54}$ y $C_{30}H_{62}$. Algunos de los cuales se muestran en la fig. 8.6.

Las abundancias de pristano y fitano son: 980,000 y 1,420,000 respectivamente. Obteniendo la relación $Pr/Ph= 0.6901$, que indica condiciones de hipersalinidad, anoxia y procedencia de rocas carbonatadas en el ambiente de depósito (Didyk, 1978).

Otra relación importante obtenida es la de $Pr/n-C_{17}= 0.6712$, sugiriendo que el ambiente de depósito era lagunar y/o marino-marginal (Lijmbach, 1975).

La presencia de heptadecano $n-C_{17}H_{36}$ en el extracto indica la aportación de algas en los sedimentos, sugiriendo un ambiente de depósito lacustre y/o marino (Gelpi *et al.*, 1970, Tissot y Welte 1984).

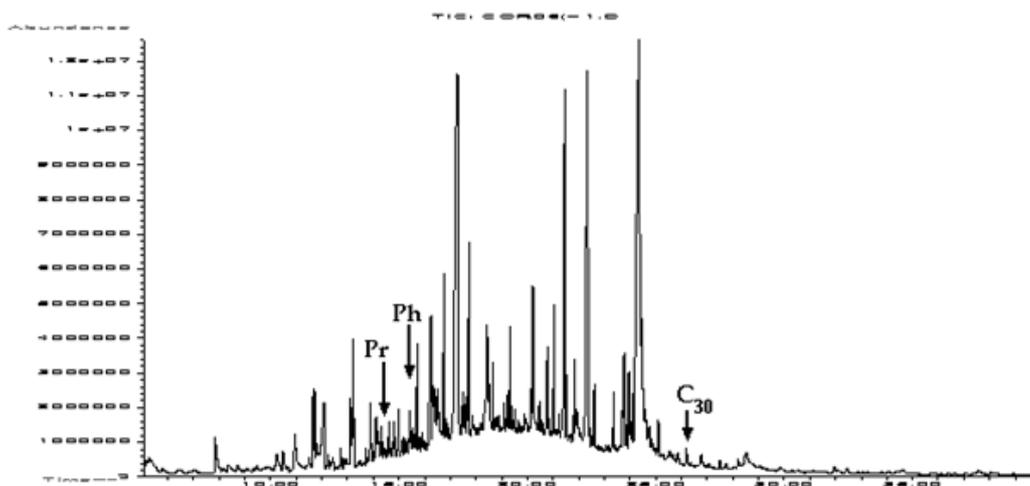


Fig. 8.6 Cromatograma de gases del extracto obtenido con MeOH de la muestra Ocotlán.

8.2 Autlán.

8.2.1 Autlán (hexano).

En este extracto se encontraron diversos *n*-alcanos como son: $C_{18}H_{38}$, $C_{19}H_{40}$, $C_{21}H_{44}$, $C_{22}H_{46}$, $C_{24}H_{50}$, $C_{25}H_{52}$, $C_{27}H_{56}$, $C_{28}H_{58}$, $C_{29}H_{60}$, $C_{30}H_{62}$ (Figura 8.7). De los cuales *n*- $C_{19}H_{40}$, indica la aportación de algas y sugiere un ambiente de depósito lacustre y/o marino (Gelpi *et al.*, 1970, Tissot y Welte, 1984), mientras que la presencia de *n*- $C_{27}H_{56}$ y *n*- $C_{29}H_{60}$ indican la aportación de plantas superiores "terrestres" (Tissot y Welte, 1984), indicando que el ambiente de depósito tenía cercanía a la costa.

Otro compuesto importante identificado en este extracto es el escualeno, molécula que indica que el ambiente de depósito tenía condiciones de hipersalinidad (ten Haven *et al.*, 1986).

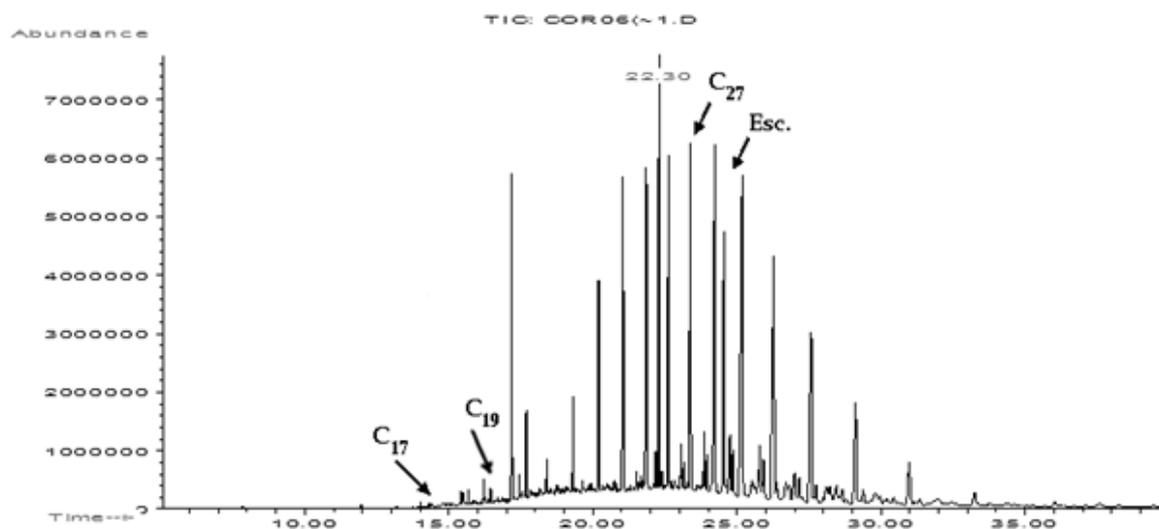


Fig. 8.7 Cromatograma de gases para el extracto obtenido con hexano de la muestra Autlán.

8.2.2 Autlán (AcOEt).

Los compuestos identificados (Fig. 8.8) en este extracto son: ácido tetradecanoico, ciclohexadecano, 1-octadeceno, $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$, $n\text{-C}_{21}\text{H}_{44}$, $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$, $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$, $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$, $n\text{-C}_{28}\text{H}_{58}$, $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$ y $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$. De los cuales $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ y $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$ indican la aportación de plantas superiores a los sedimentos (Tissot y Welte, 1984).

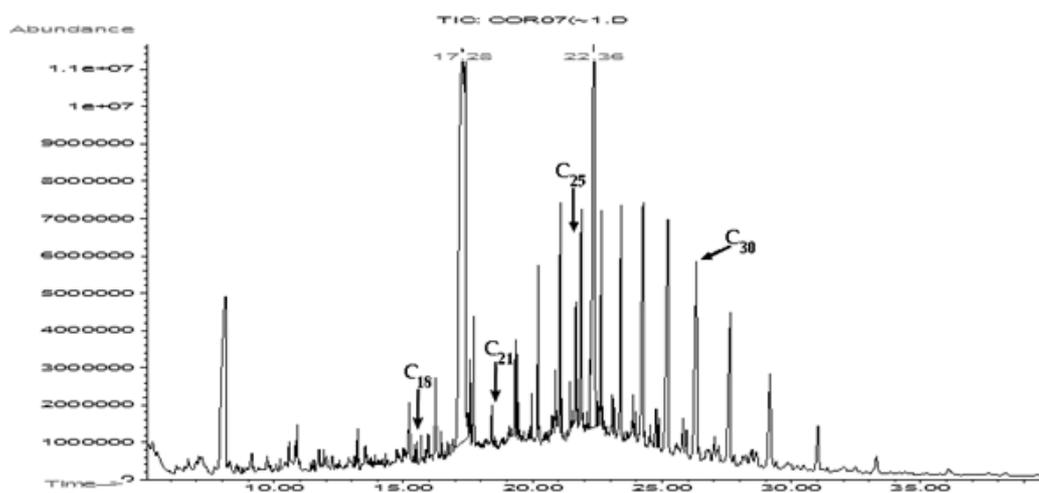


Fig. 8.8 Cromatograma de gases del extracto obtenido con AcOEt de la muestra Autlán.

8.2.3 Autlán (MeOH).

En este extracto se identificaron los siguientes compuestos: ciclododecano, ácido tetradecanoico, 1-octadeceno y escualeno, además de los siguientes alcanos lineales: $\text{C}_{22}\text{H}_{46}$, $\text{C}_{24}\text{H}_{50}$, $\text{C}_{25}\text{H}_{52}$, $\text{C}_{27}\text{H}_{56}$, $\text{C}_{28}\text{H}_{58}$ y $\text{C}_{30}\text{H}_{62}$ (Fig. 8.9).

De los cuales $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ indica la aportación de plantas superiores (Tissot y Welte, 1984) a los sedimentos.

La presencia de escualeno refuerza lo concluido con el extracto de hexano al indicar que el ambiente de depósito tenía condiciones de hipersalinidad (ten Haven *et al.*, 1986).

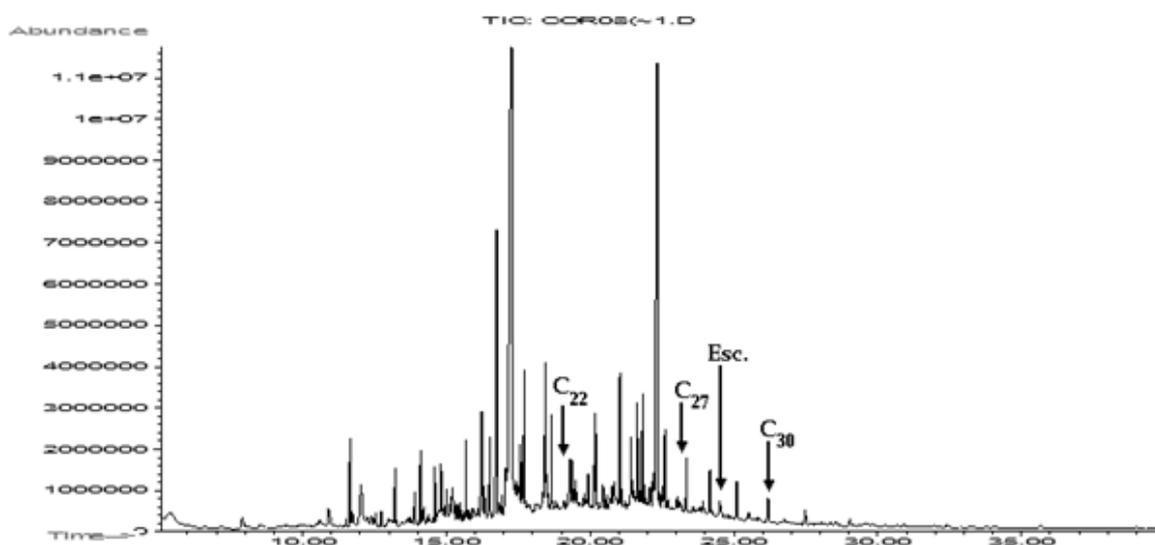


Fig. 8.9 Cromatograma de gases del extracto obtenido con MeOH de la muestra Autlán.

8.3 Autlán 1.

8.3.1 Autlán 1 (hexano).

La presencia de pristano y fitano con una abundancia de 920,000 y 1,520,000 respectivamente, proporcionan una relación Pr/Ph= 0.6053, lo que indica que esta muestra pertenecía a un ambiente de depósito en condiciones anóxicas, comúnmente hipersalino y carbonatado (Didyk, 1978).

Además se identificaron los siguientes alcanos lineales: $C_{16}H_{34}$, $C_{17}H_{36}$, $C_{18}H_{38}$, $C_{19}H_{40}$, $C_{20}H_{42}$, $C_{21}H_{44}$, $C_{22}H_{46}$, $C_{24}H_{50}$, $C_{25}H_{52}$, $C_{27}H_{56}$, $C_{28}H_{58}$ y $C_{30}H_{62}$, algunos se muestran en la figura 8.10.

De los cuales $n-C_{17}H_{36}$, $n-C_{19}H_{40}$, sugieren un origen biológico proveniente de algas, proponiendo un ambiente de depósito lacustre y/o marino (Gelpi *et al.*, 1970, Tissot y Welte 1984), mientras que $n-C_{27}H_{56}$ indica el aporte de plantas superiores continentales (Tissot y Welte, 1984), hacia el ambiente marino, sugiriendo también la cercanía de la costa. Este mismo resultado se ha obtenido por la relación de $Pr/n-C_{17}=0.7931$, valor que sugiere que el ambiente de depósito era marino-marginal (Lijmbach, 1975).

La identificación de escualeno en este extracto indica condiciones de hipersalinidad en el ambiente de depósito (ten Haven *et al.*, 1986). Esta condición se corrobora con lo establecido en la relación de Pr/Ph .

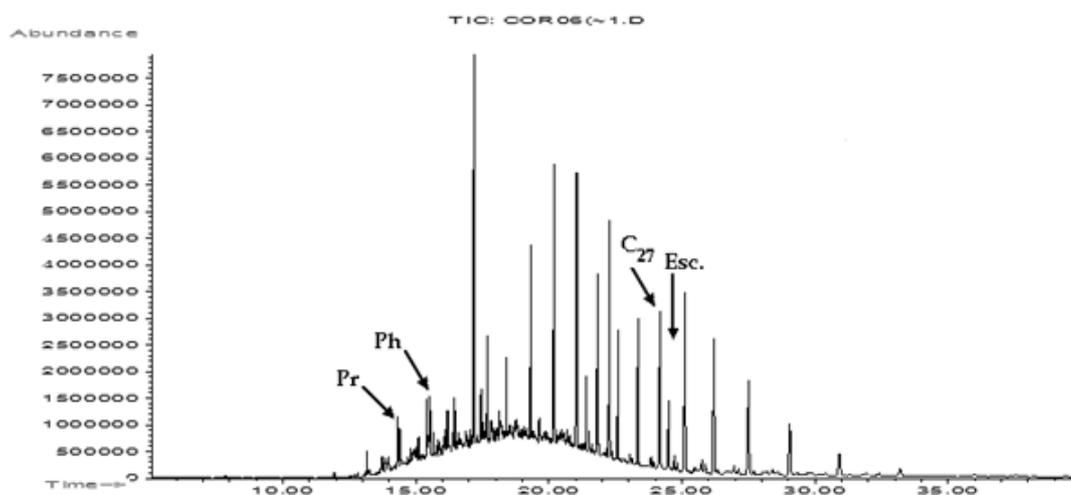


Fig. 8.10 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Autlán 1.

8.3.2 Autlán 1 (AcOEt).

Al igual que el extracto obtenido con hexano el extracto de AcOEt indica la presencia de pristano y fitano, con una abundancia de 1,300,000 y 1,650,000 respectivamente, valores que proporcionan una relación Pr/Ph= 0.7879, confirmando que se trata de un ambiente en condiciones anóxicas, comúnmente hipersalino y carbonatado (Didyk, 1978).

Otros compuestos presentes en la muestra fueron: $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$, $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$, $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$, $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ y $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$ (Fig. 8.11). En donde $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ refleja la aportación de algas e indica que el ambiente de depósito era lacustre y/o marino (Gelpi *et al.*, 1970, Tissot y Welte, 1984).

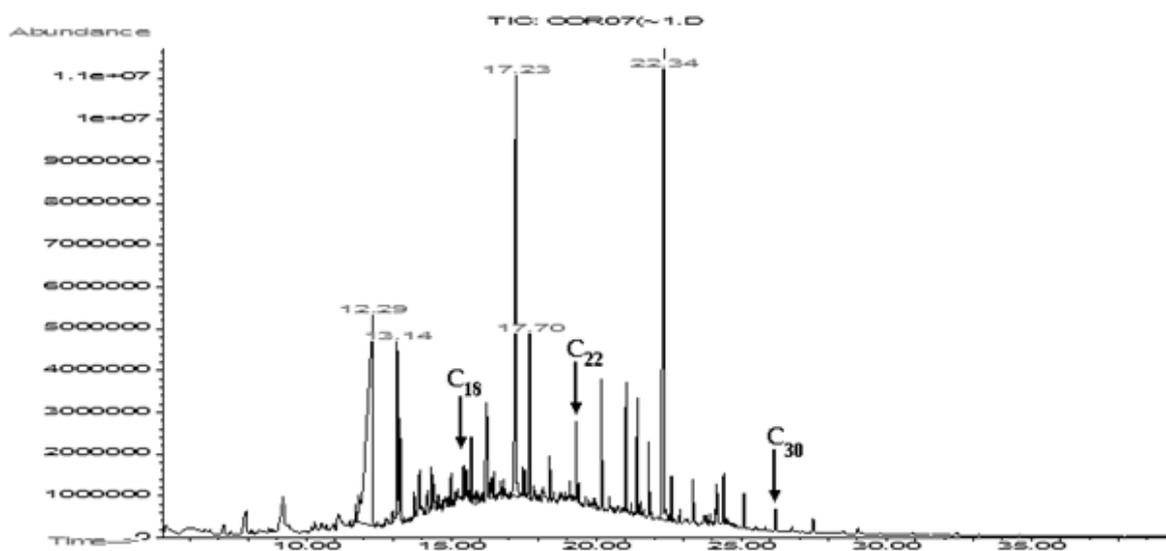


Fig. 8.11 Cromatograma de gases del extracto obtenido con AcOEt de la muestra Autlan 1.

8.3.3 Autlán 1 (MeOH).

Algunos compuestos encontrados en este extracto son: 1-tetradeceno, ácido tetradecanoico, ciclotetradecano, $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$, $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ (Fig. 8.12). Sin embargo, ninguno con una aportación que defina las condiciones de ambiente de depósito.

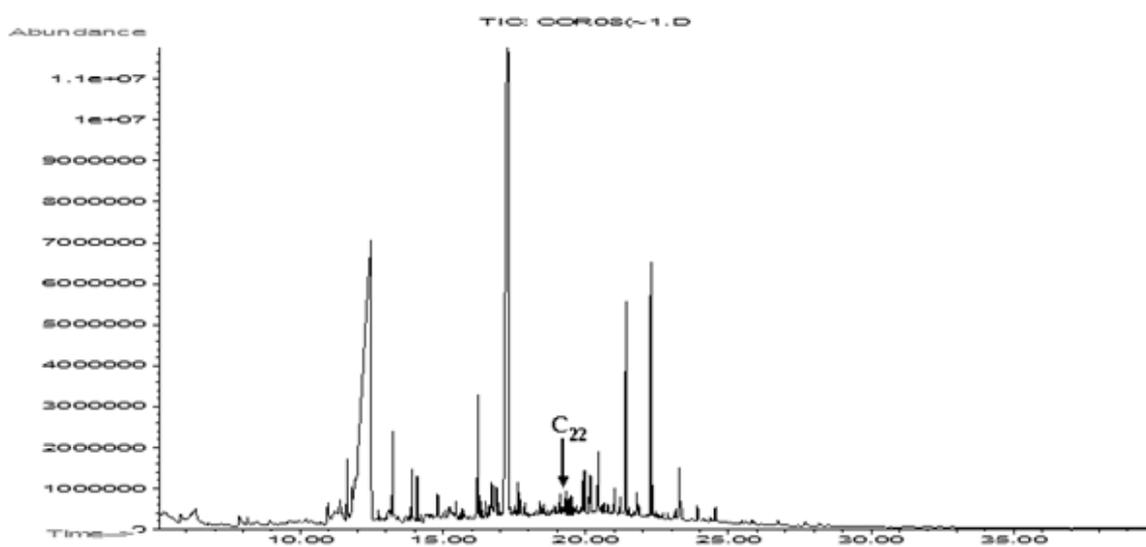


Fig. 8.12 Cromatograma de gases del extracto obtenido con MeOH de la muestra Autlán 1.

8.4 Naopa.

8.4.1 Naopa (hexano).

En esta muestra se identificó fitano con una abundancia de 400,000 y escualeno, además de los siguientes n -alcanos: $\text{C}_{17}\text{H}_{36}$, $\text{C}_{18}\text{H}_{38}$, $\text{C}_{19}\text{H}_{40}$, $\text{C}_{21}\text{H}_{44}$, $\text{C}_{23}\text{H}_{48}$, $\text{C}_{24}\text{H}_{50}$, $\text{C}_{25}\text{H}_{52}$, $\text{C}_{27}\text{H}_{56}$ y $\text{C}_{30}\text{H}_{62}$ (Fig. 8.13). En donde $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ y $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ indican un origen biológico proveniente de algas, sugiriendo un ambiente de depósito lacustre y/o marino (Gelpi *et al.*, 1970, Tissot y Welte, 1984), mientras que la presencia de $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$

indica la aportación de plantas superiores (Tissot y Welte, 1984) en los sedimentos analizados.

Las condiciones de hipersalinidad en el ambiente de depósito de esta muestra se establecen por la presencia de escualeno (ten Haven *et al.*, 1986).

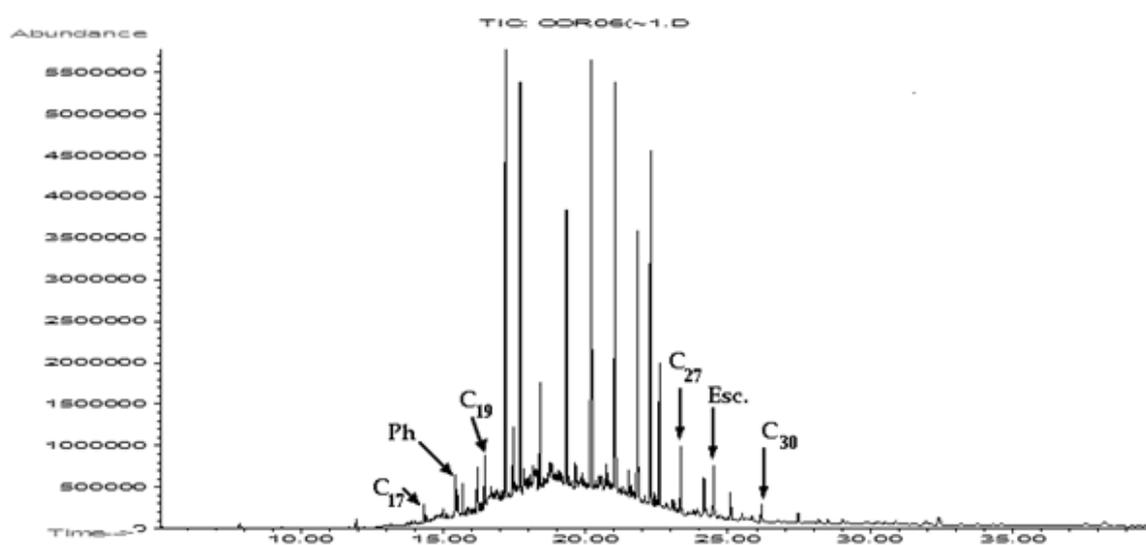


Fig. 8.13 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Naopa.

8.4.2 Naopa (AcOEt).

En este extracto se identificó la presencia de: S_8 , $n-C_{24}H_{50}$, $n-C_{25}H_{52}$, $n-C_{26}H_{54}$, $n-C_{28}H_{58}$ y $n-C_{30}H_{62}$ (Fig. 8.14). De los cuales el azufre indica que el ambiente de depósito tenía características de anoxia, alta actividad bacteriana y sugiere un ambiente evaporítico.

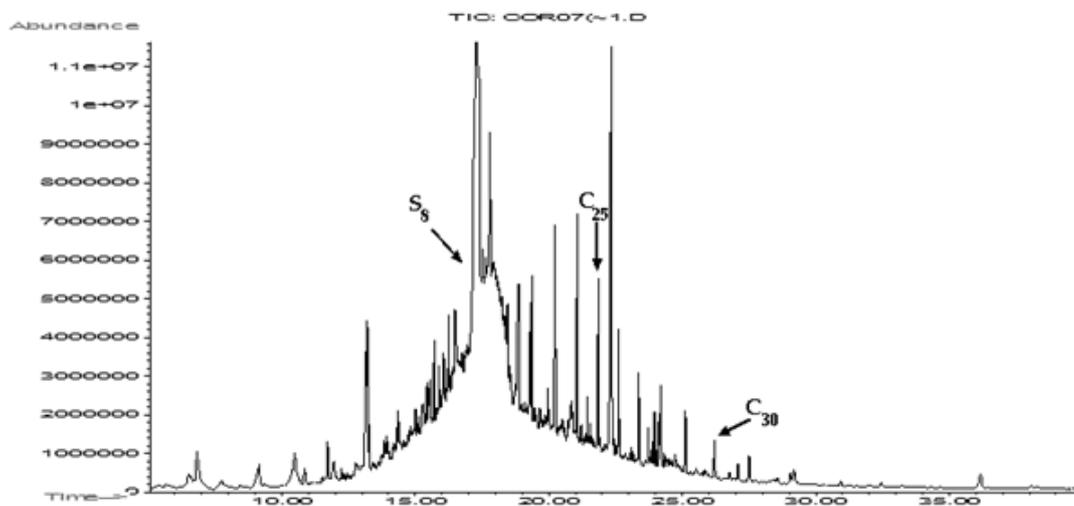


Fig. 8.14 Cromatograma de gases del extracto obtenido con AcOEt de la muestra Naopa.

8.4.3 Naopa (MeOH).

En este extracto se identificó la presencia de S_8 , $n-C_{18}H_{38}$, $n-C_{24}H_{50}$, $n-C_{25}H_{52}$ y $n-C_{26}H_{54}$. La presencia de azufre refuerza la conclusión anterior en el extracto con AcOEt (Fig. 8.15).

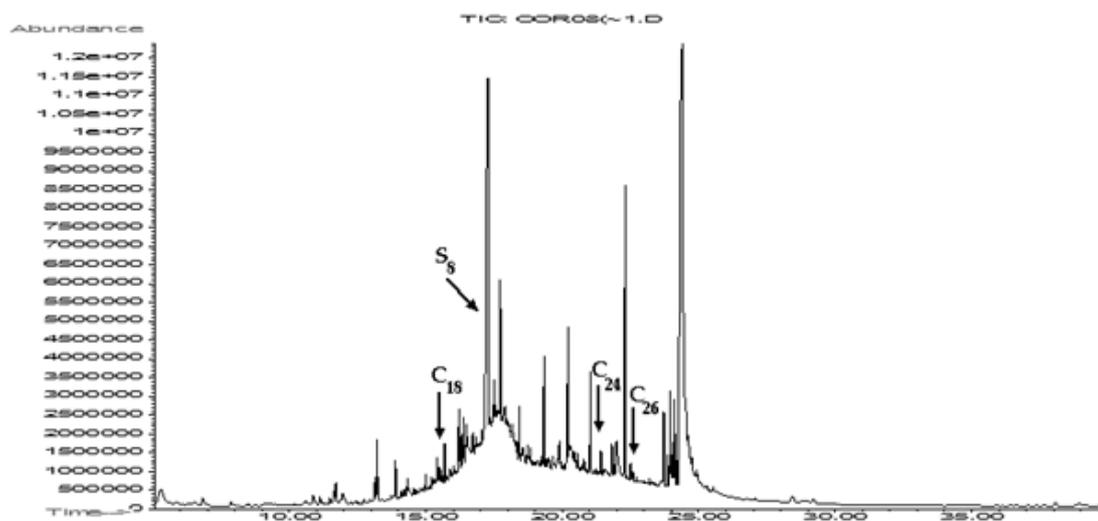


Fig. 8.15 Cromatograma de gases del extracto obtenido con MeOH de la muestra Naopa.

8.5 Naopa 1.

8.5.1 Naopa 1 (hexano).

La presencia de pristano y fitano con una abundancia de 520,000 y 940,000 respectivamente, dan un cociente Pr/Ph= 0.5532, indicando un ambiente de depósito con características de anoxia, comúnmente hipersalino y carbonatado (Didyk, 1978).

Los alcanos (lineales) identificados en este extracto son: C₁₇H₃₆, C₁₈H₃₈, C₁₉H₄₀, C₂₀H₄₂, C₂₁H₄₄, C₂₂H₄₆, C₂₄H₅₀, C₂₅H₅₂, C₂₆H₅₄ y C₃₀H₆₂, algunos se muestran en la figura 8.16. De los cuales *n*-C₁₇H₃₆ y *n*-C₁₉H₄₀ indican el origen del material orgánico sedimentario, que en este caso proviene de algas, y que además sugieren un ambiente lacustre y/o marino (Gelpi *et al.*, 1970, Tissot y Welte, 1984).

La relación Pr/*n*-C₁₇ =0.7647 puede relacionarse con un ambiente marino-marginal (Lijmbach, 1975).

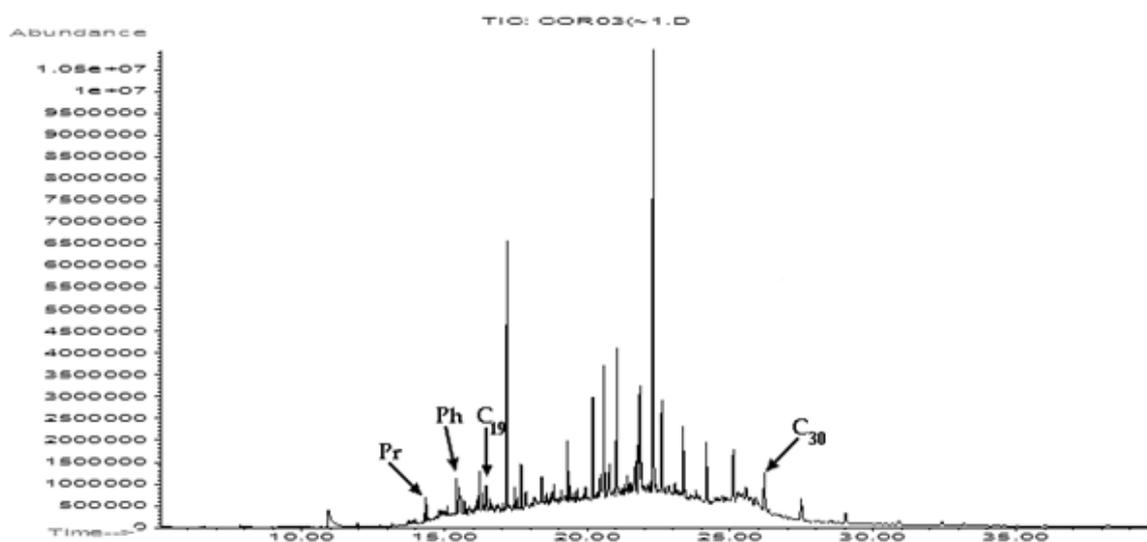


Fig. 8.16 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Naopa 1.

8.5.2 Naopa 1 (AcOEt).

La presencia de pristano, ciclohexadecano, 1-octadecene, metil-éster del ácido hexadecanoico, $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$, $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$, $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$, $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$, $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$, $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$, $n\text{-C}_{28}\text{H}_{58}$ y $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$ (Fig. 8.17). De los cuales, $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$, $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$, indican la aportación de algas, proponiendo un ambiente de depósito lacustre y/o marino (Gelpi *et al.*, 1970, Tissot y Welte, 1984).

La relación de $\text{Pr}/n\text{-C}_{17}=0.6571$ refuerza lo anterior, con relación al ambiente lagunar y/o marino-marginal (Lijmbach, 1975).

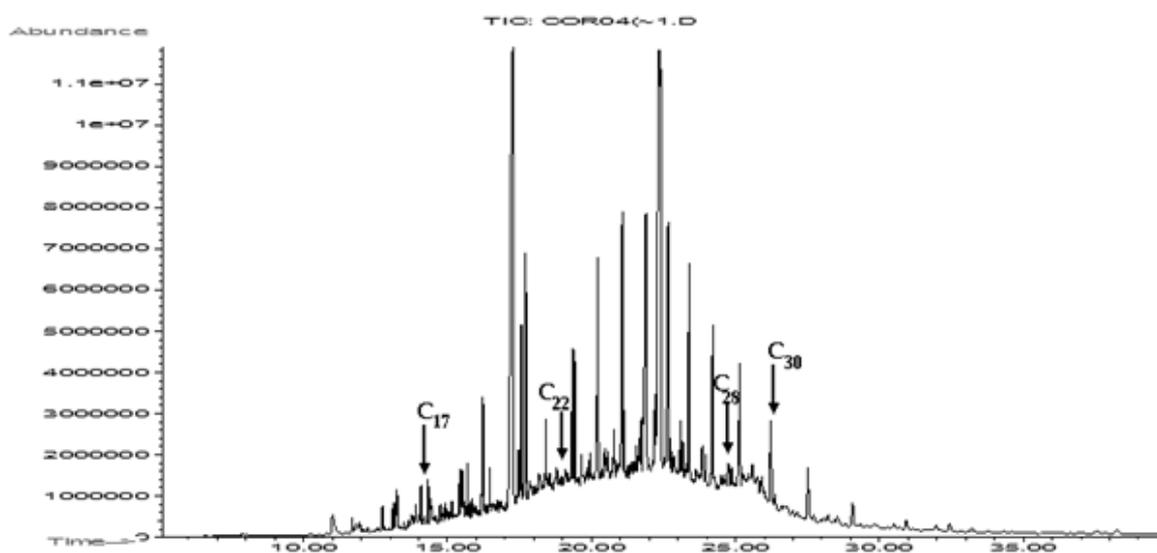


Fig. 8.17 Cromatograma de gases del extracto obtenido con AcOEt de la muestra Naopa 1.

8.5.3 Naopa 1 (MeOH).

Los compuestos identificados en este extracto son los siguientes: ácido tetradecanoico, ácido hexadecanoico, ciclotetradecano, ciclohexadecano, $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$, $n\text{-C}_{28}\text{H}_{58}$ y escualeno (Fig. 8.18).

La identificación de escualeno en este extracto sugiere condiciones de hipersalinidad en el ambiente de depósito (ten Haven *et al.*, 1986). Esta conclusión se corrobora con el resultado obtenido de acuerdo a la relación de Pr/Ph obtenido en el extracto con hexano de esta muestra.

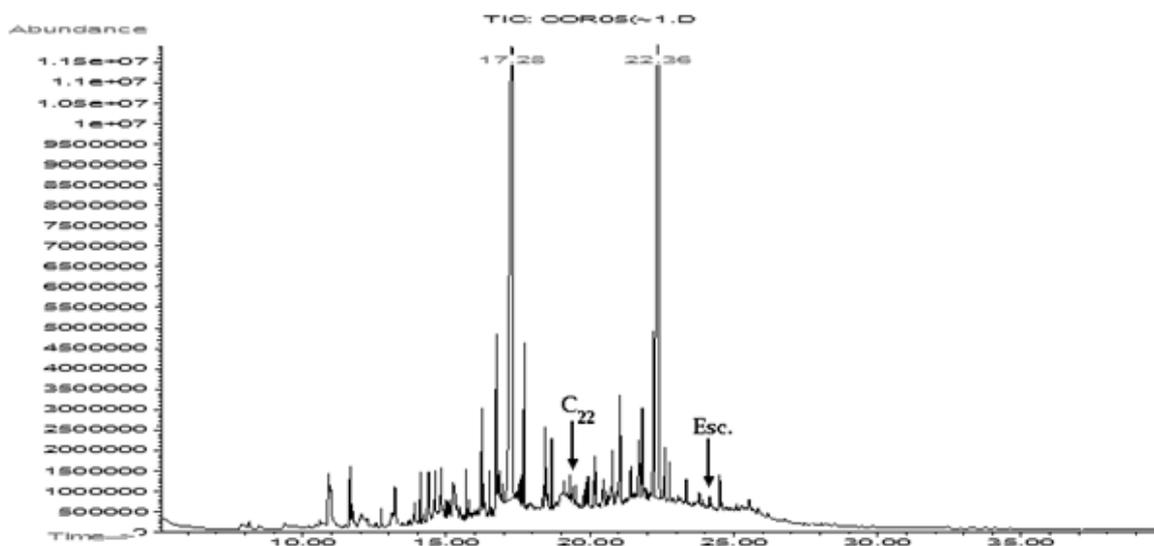


Fig. 8.18 Cromatograma de gases del extracto obtenido con MeOH de la muestra Naopa 1.

8.6 Naopa 2.

8.6.1 Naopa 2 (hexano).

La identificación de pristano y fitano con una abundancia de 960,000 y 1,200,000 respectivamente, dan una relación Pr/Ph= 0.8, indicando que las condiciones del ambiente de depósito eran anóxicas (Didyk, 1978).

Además se identificaron algunos alcanos ramificados como: 3-metilheptadecano, 4-metilnonadecano, y algunos lineales como son: $C_{16}H_{34}$, $C_{17}H_{36}$, $C_{18}H_{38}$, $C_{19}H_{40}$, $C_{20}H_{42}$, $C_{24}H_{50}$, $C_{25}H_{52}$, $C_{26}H_{54}$, $C_{28}H_{58}$ y $C_{30}H_{62}$ (Fig. 8.19). Los alcanos $n-C_{17}H_{36}$ y $n-C_{19}H_{40}$ indican que los sedimentos tienen un origen biológico proveniente de algas, sugiriendo un ambiente de depósito lacustre y/o marino (Gelpi *et al.*, 1970, Tissot y Welte, 1984).

La relación de $Pr/n-C_{17}= 0.5053$ sugieren un ambiente de depósito marino-marginal con circulación parcialmente restringida y anóxica (Lijmbach, 1975).

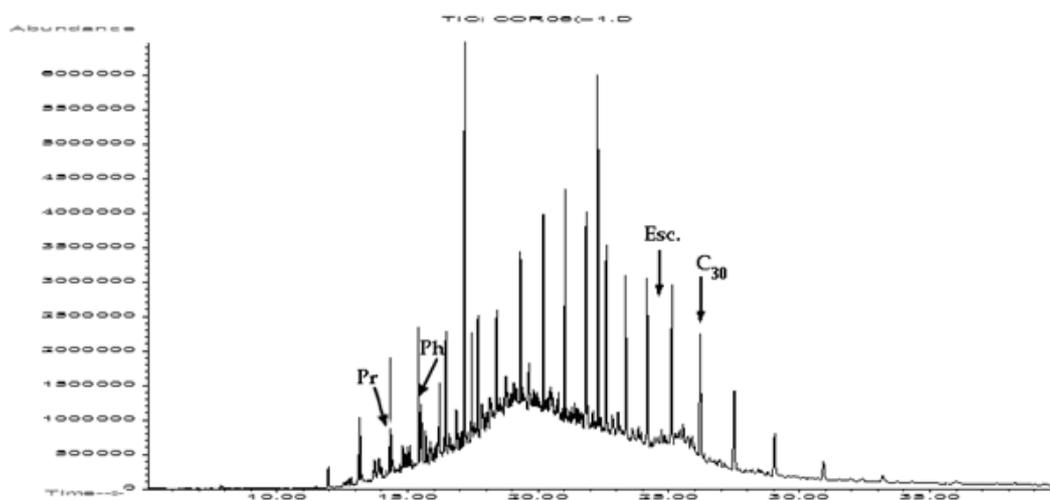


Fig. 8.19 Cromatograma de gases obtenido del extracto con hexano de la muestra Naopa 2.

8.6.2 Naopa 2 (AcOEt).

Los compuestos identificados en este extracto son: ciclododecano, 1-tetradeceno, n - $C_{17}H_{36}$, n - $C_{18}H_{38}$, n - $C_{19}H_{40}$, n - $C_{21}H_{44}$, n - $C_{22}H_{46}$, n - $C_{24}H_{50}$, n - $C_{25}H_{52}$, n - $C_{26}H_{54}$, n - $C_{28}H_{58}$, n - $C_{29}H_{60}$ y n - $C_{30}H_{62}$ (Fig. 8.20).

De los cuales n - $C_{17}H_{36}$ y n - $C_{19}H_{40}$ indican que el sedimento tiene un origen biológico proveniente de algas, sugiriendo que pertenece a un ambiente de depósito lacustre y/o marino (Gelpi *et al.*, 1970, Tissot y Welte, 1984).

La presencia de n - $C_{29}H_{60}$ indica el aporte de plantas superiores continentales al ambiente de depósito (Tissot y Welte, 1984).

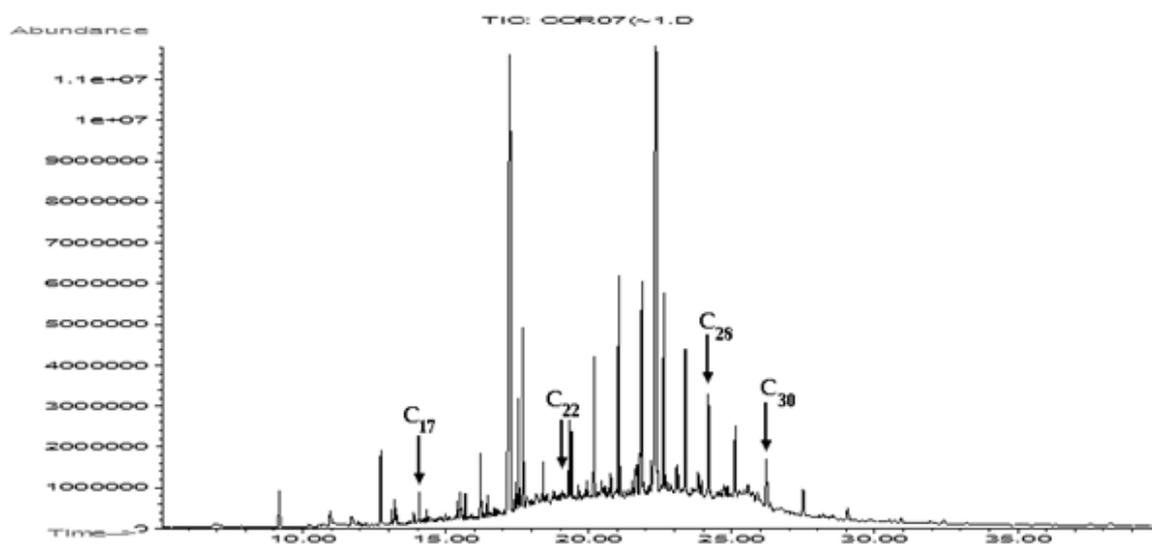


Fig. 8.20 Cromatograma de gases del extracto obtenido con AcOEt de la muestra Naopa 2.

8.6.3 Naopa 2 (MeOH).

Las moléculas identificadas en este extracto son: ciclohexadecano, ciclododecano, metil-éster del ácido pentadecanoico, metil-éster del ácido hexadecanoico, metil-éster del ácido octadecanoico, $n\text{-C}_{23}\text{H}_{48}$ y $n\text{-C}_{26}\text{H}_{54}$. Sin embargo, ninguna de estas indica condiciones físico-químicas del ambiente de depósito.

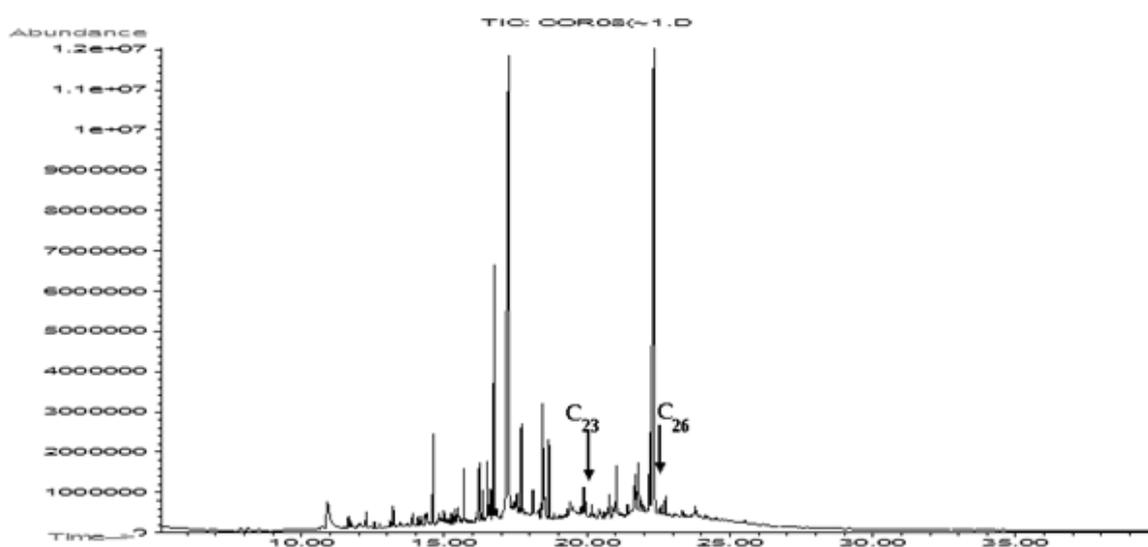


Fig. 8.21 Cromatograma de gases del extracto obtenido con MeOH de la muestra Naopa 2.

8.7 Xicalango.

8.7.1 Xicalango (hexano).

La presencia de pristano y fitano con una abundancia de 370,000 y 610,000 respectivamente dan un coeficiente de Pr/Ph= 0.6066, el cual indica condiciones de sedimentación anóxicas en un ambiente hipersalino y carbonatado (Didyk, 1978).

Además, también se establece la presencia de algunos alcanos como son: $n\text{-C}_{16}\text{H}_{34}$, $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$, $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$, $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$, $n\text{-C}_{20}\text{H}_{42}$, $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$, $n\text{-C}_{23}\text{H}_{48}$, $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$, $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$, $n\text{-C}_{26}\text{H}_{54}$, $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$, $n\text{-C}_{28}\text{H}_{58}$, $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$ y $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$ (Fig. 8.22). De los cuales $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ y $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ indican un origen biológico de algas, sugiriendo un ambiente de depósito lacustre y/o marino (Gelpi *et al.*, 1970, Tissot y Welte, 1984), mientras que la presencia de $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ y $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$ indican la aportación de plantas superiores (Tissot y Welte, 1984) a los sedimentos.

La relación de $\text{Pr}/n\text{-C}_{17} = 0.5$ sugieren un ambiente de depósito en condiciones de mar abierto (Lijmbach, 1975).

Otro compuesto importante identificado en este extracto que corrobora lo anterior es el escualeno, el cual indica condiciones de hipersalinidad en el ambiente de depósito (ten Haven *et al.*, 1986).

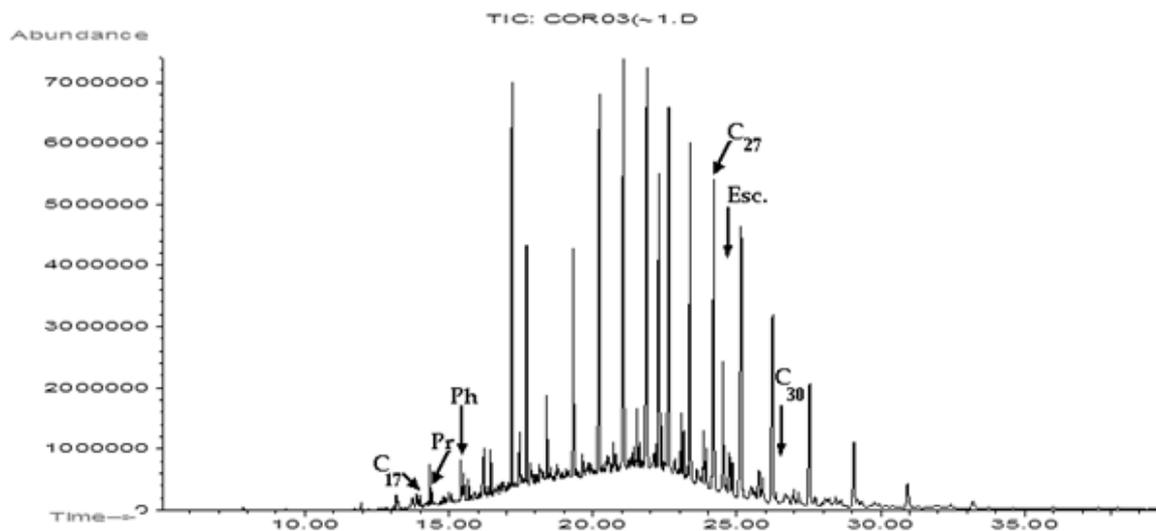


Fig. 8.22 Cromatograma de gases del extracto con hexano de la muestra Xicalango.

8.7.2 Xicalango (AcOEt).

Los compuestos identificados en este extracto son: ácido dodecanoico, ácido tetradecanoico, escualeno, $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$, $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$, $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$, $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$, $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$, $n\text{-C}_{28}\text{H}_{58}$ y $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$ (Fig. 8.23).

De los cuales $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ y $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ indican que el sedimento tiene un origen biológico proveniente de algas, lo que propone un ambiente de depósito lacustre y/o marino (Gelpi *et al.*, 1970, Tissot y Welte, 1984).

Los resultados obtenidos en extracto confirman lo establecido en el extracto con hexano, ya que la relación $\text{Pr}/n\text{-C}_{17} = 0.3810$ indica un ambiente de depósito en mar abierto (Lijmbach, 1975). Simultáneamente la presencia de escualeno en este extracto indica condiciones de hipersalinidad en el ambiente de depósito (ten Haven *et al.*, 1986).

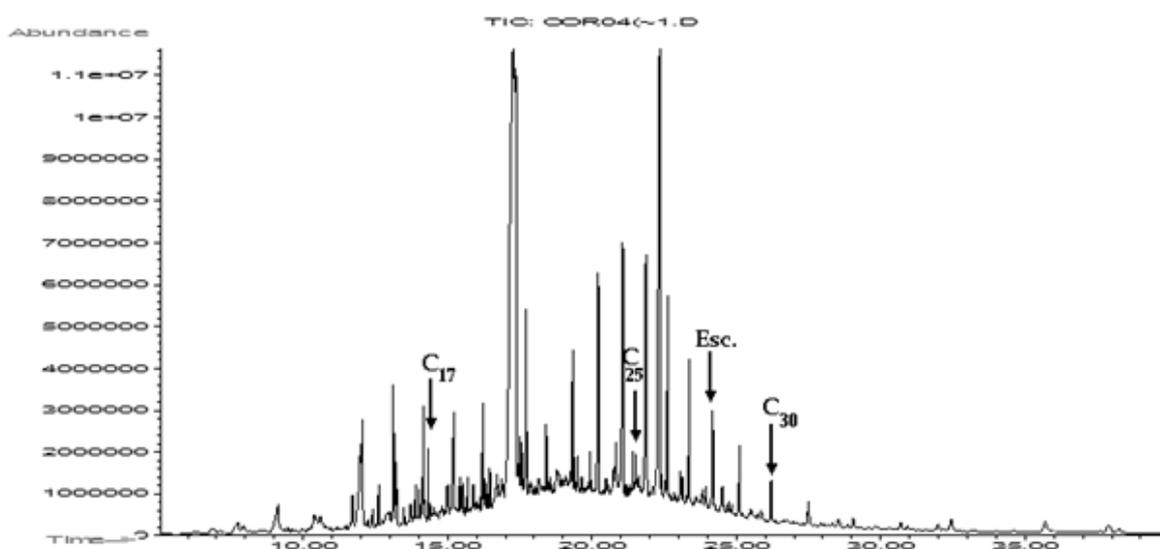


Fig. 8.23 Cromatograma de gases del extracto obtenido con AcOEt de la muestra Xicalango.

8.7.3 Xicalango (MeOH).

En este extracto se identificaron los siguientes compuestos: ácido tetradecanoico, metil-éster del ácido hexadecanoico, $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$, $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$, $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$, $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$, $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$, $n\text{-C}_{28}\text{H}_{58}$ y $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$ (Fig.8.24). De los cuales $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ indica que el sedimento tiene un origen biológico proveniente de algas, lo que propone un ambiente de depósito lacustre y/o marino (Gelpi *et al.*, 1970, Tissot y Welte, 1984), mientras que la presencia de $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$ indica la aportación de plantas superiores al sedimento (Tissot y Welte, 1984).

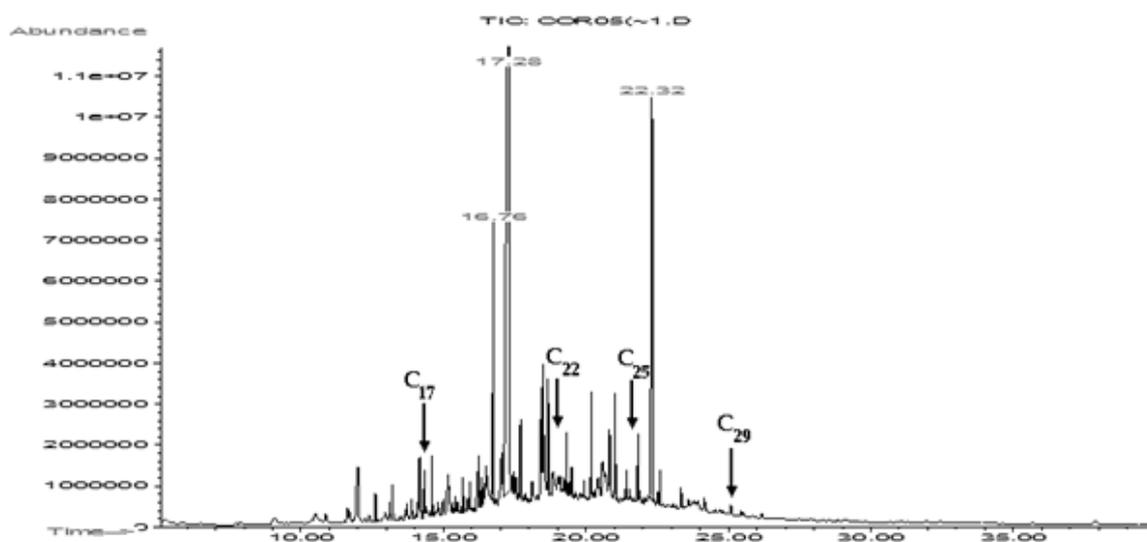


Fig. 8.24 Cromatograma de gases del extracto obtenido con MeOH de la muestra Xicalango.

8.8 Tetipanchalco.

8.8.1 Tetipanchalco (hexano).

La identificación de pristano y fitano con valores de abundancia de 540,000 y 800,000 respectivamente, dan una relación $\text{Pr/Ph} = 0.6750$, valor que indica un ambiente de

depósito donde prevalecían condiciones anóxicas, comúnmente de hipersalinidad y con abundancia en carbonatos (Didyk, 1978). Resultado que se confirma por la presencia de escualeno en este extracto, el cual indica condiciones de hipersalinidad en el ambiente de depósito (ten Haven et al., 1986).

Además, en este extracto se identificaron los siguientes alcanos: $n\text{-C}_{16}\text{H}_{34}$, $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$, $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$, $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$, $n\text{-C}_{20}\text{H}_{42}$, $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$, $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$, $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$, $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ y $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$ (Fig. 8.25). De los cuales $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ y $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ indican que el origen biológico de esos sedimentos es de algas, sugiriendo que pertenecen a un ambiente de depósito lacustre y/o marino (Gelpi *et al.*, 1970, Tissot y Welte, 1984) mientras que $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ indica la aportación de plantas superiores (Tissot y Welte, 1984), lo que indica la cercanía a la costa.

Un ambiente marino marginal puede estar implícito en esta zona por el resultado que muestra la relación $\text{Pr}/n\text{-C}_{17} = 0.7941$ (Lijmbach, 1975).

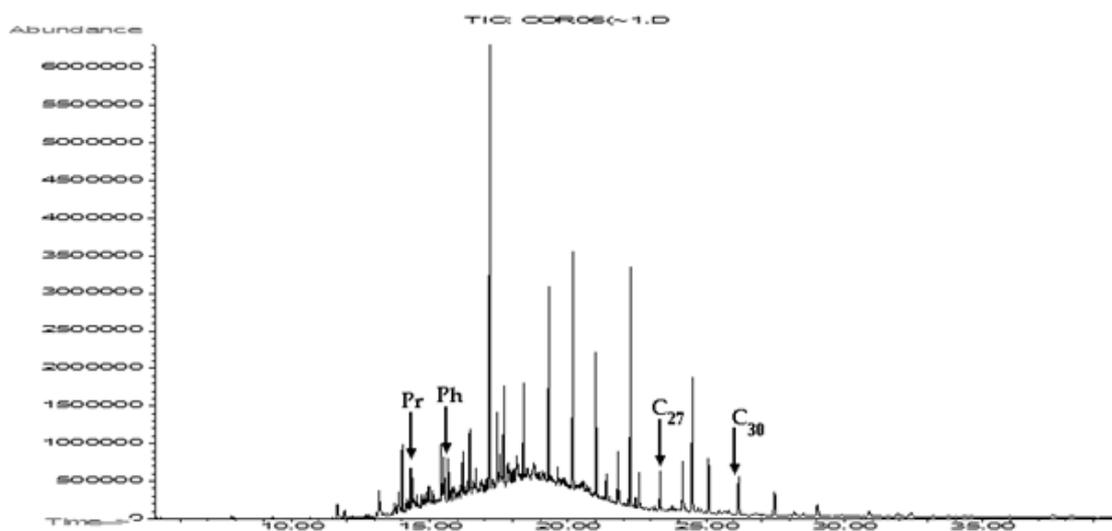


Fig. 8.25 Cromatograma de gases para el extracto de hexano de la muestra Tetipanchalco.

8.8.2 Tetipanchalco (AcOEt).

La identificación de pristano y fitano dan una relación Pr/Ph= 0.8125 indicando que las condiciones del ambiente de depósito eran anóxicas (Didyk, 1978).

Los alcanos presentes en este extracto son: $n\text{-C}_{15}\text{H}_{32}$, $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$, $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$, $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$, $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$, $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ y $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$ (Fig. 8.26). De los cuales $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ y $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ demuestran la aportación de algas a los sedimentos, sugiriendo que pertenecen a un ambiente de depósito lacustre y/o marino (Gelpi *et al.*, 1970, Tissot y Welte 1984), $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ indica la aportación de plantas superiores, en un ambiente marino, lo que sugiere cercanía de la costa y aporte terrígeno (Tissot y Welte, 1984).

Lo anterior se corrobora con la relación Pr/ $n\text{-C}_{17}$ = 0.6290 que sugiere un ambiente lagunar y/o marino-marginal (Lijmbach, 1975). Además en este extracto se identifico al escualeno, confirmando lo anterior, ya que indica condiciones de hipersalinidad en el ambiente de depósito (ten Haven *et al.*, 1986).

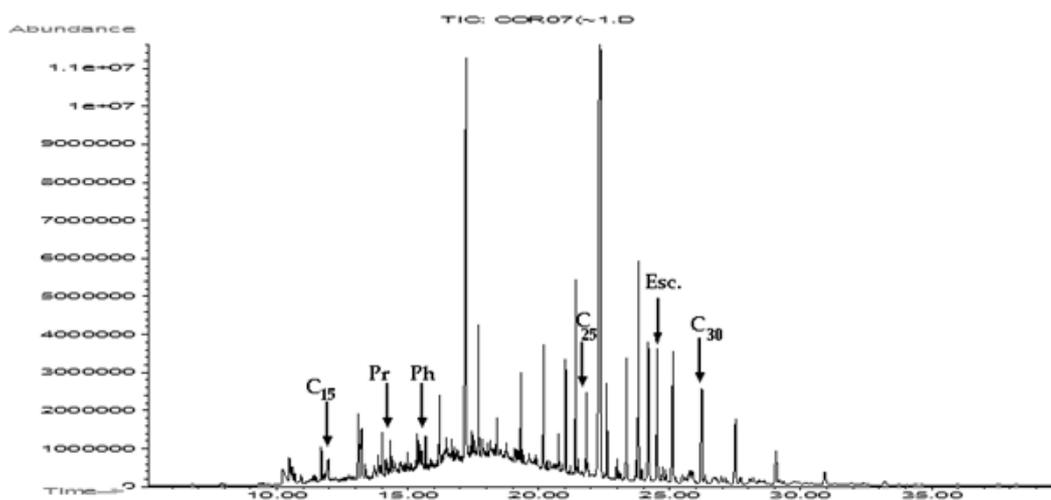


Fig. 8.26 Cromatograma de gases del extracto obtenido con AcOEt de la muestra Tetipanchalco.

8.8.3 Tetipanchalco (MeOH).

El extracto obtenido con metanol reporta la presencia de escualeno, fitano con una abundancia de 2,000,000, y los siguientes alcanos: $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$, $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$, $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$, $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$, $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ y $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$ (Fig.8.27).

De los cuales $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ indica que el origen biológico de este sedimento es de algas y pertenecen a un ambiente lacustre y/o marino (Gelpi *et al.*, 1970, Tissot y Welte, 1984), mientras que el escualeno indica condiciones de hipersalinidad en el ambiente de depósito (ten Haven *et al.*, 1986), esta condición se confirma con los extractos obtenidos con hexano y acetato de etilo.

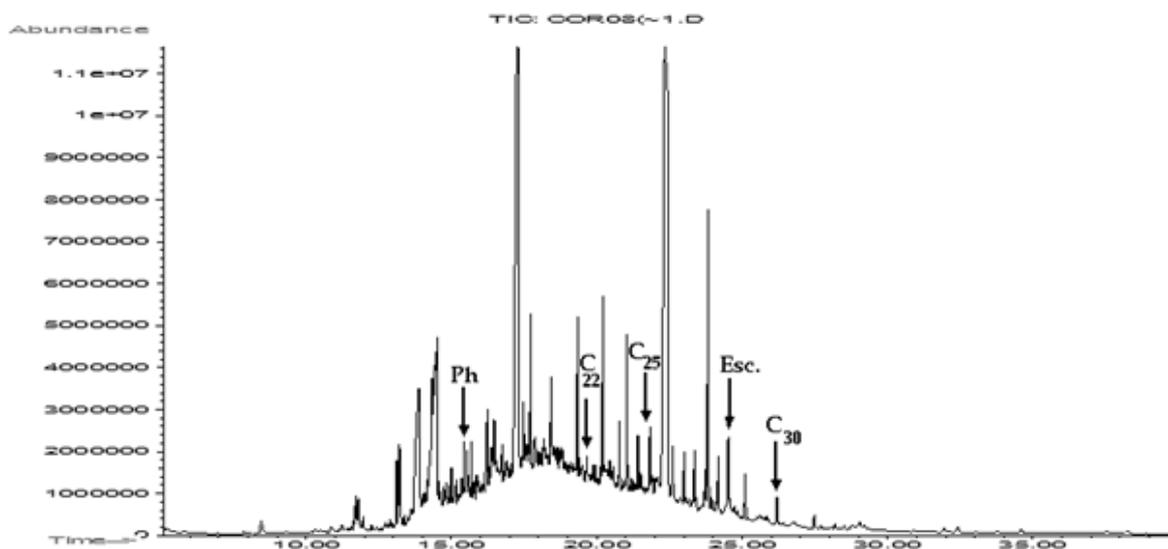


Fig. 8.27 Cromatograma de gases del extracto obtenido con MeOH de la muestra Tetipanchalco.

8.9 Tetipanchalco R2.

8.9.1 Tetipanchalco R2 (hexano).

Este extracto se identifico pristano con una abundancia de 620,000 y de diversos alcanos lineales como son: $C_{15}H_{32}$, $C_{16}H_{34}$, $C_{17}H_{36}$, $C_{18}H_{38}$, $C_{21}H_{44}$, $C_{24}H_{50}$, $C_{25}H_{52}$, $C_{27}H_{56}$, $C_{28}H_{58}$, $C_{29}H_{60}$ y $C_{30}H_{62}$ (Fig. 8.28). De los cuales $n-C_{15}H_{32}$ y $n-C_{17}H_{36}$ indican un origen biológico del sedimento proveniente de algas, sugiriendo un ambiente de depósito lacustre y/o marino (Gelpi *et al.*, 1970, Tissot y Welte, 1984), mientras que $n-C_{27}H_{56}$ y $n-C_{29}H_{60}$ indican la aportación de plantas superiores, (Tissot y Welte, 1984).

Lo anterior se fortalece con la relación de $Pr/n-C_{17}= 0.5849$, sugieren un ambiente de depósito marino-marginal (Lijmbach, 1975).

La presencia de azufre indica condiciones evaporíticas, anóxicas y con alta actividad bacteriana en el ambiente de depósito.

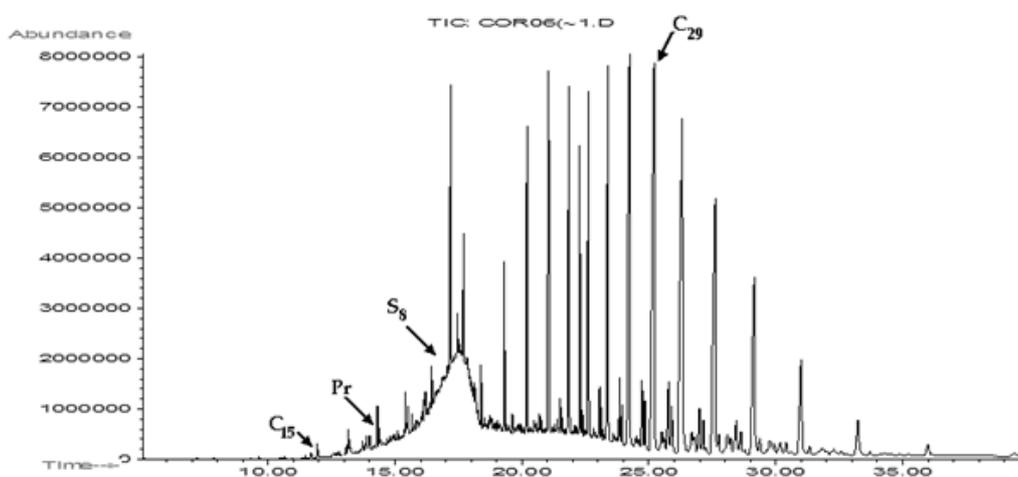


Fig. 8.28 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Tetipanchalco R2.

8.9.2 Tetipanchalco R2 (AcOEt).

La presencia de pristano y fitano con una abundancia de 500,000 y 780,000 respectivamente, brindan una relación de Pr/Ph= 0.6410 que sugieren un ambiente de depósito en condiciones anóxicas, comúnmente hipersalino y carbonatado (Didyk, 1978). Resultado que se confirma con la presencia de escualeno, el cual reafirma las condiciones de hipersalinidad en el ambiente de depósito (ten Haven *et al.*, 1986).

Otros compuestos presentes en la muestra son: S₈, *n*-C₁₇H₃₆, *n*-C₁₈H₃₈, *n*-C₁₉H₄₀, *n*-C₂₁H₄₄, *n*-C₂₄H₅₀, *n*-C₂₅H₅₂, *n*-C₂₇H₅₆ y *n*-C₃₀H₆₂ (Fig.8.29). De los cuales: *n*-C₁₇H₃₆, *n*-C₁₉H₄₀ indican la aportación de algas a los sedimentos y sugieren que el ambiente de depósito era lacustre y/o marino (Gelpi *et al.*, 1970, Tissot y Welte, 1984), mientras que *n*-C₂₇H₅₆ y *n*-C₂₉H₆₀ indican la aportación de plantas superiores (Tissot y Welte, 1984) al ambiente de depósito, por lo que sugiere una cercanía a la costa por el aporte terrígeno.

La relación Pr/*n*-C₁₇= 0.625, valor que indica que el ambiente de depósito es marino marginal (Lijmbach, 1975), corroborando la información obtenida con esta misma relación en el extracto obtenido con hexano y el aporte de plantas terrestres.

La presencia de azufre en este extracto indica que el ambiente de depósito tiene características evaporíticas, anóxicas y con alta actividad bacteriana.

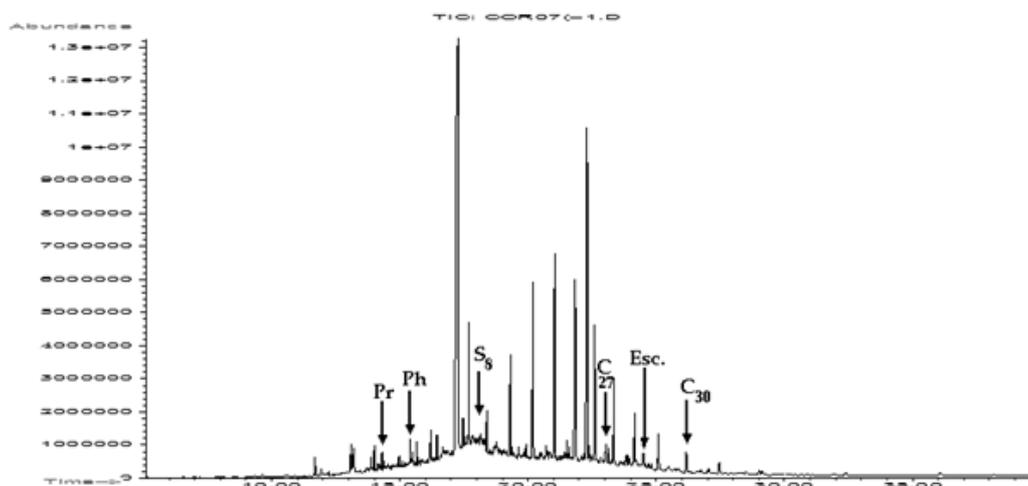


Fig. 8.29 Cromatograma de gases del extracto obtenido con AcOEt de la muestra Tetipanchalco R2.

8.9.3 Tetipanchalco R2 (MeOH).

En este extracto se identificó: $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$, $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ y $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ (Fig. 8.30). En donde $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ indica la aportación de algas al sedimento y sugiere que pertenece a un ambiente de depósito lacustre y/o marino (Gelpi *et al.*, 1970, Tissot y Welte, 1984).

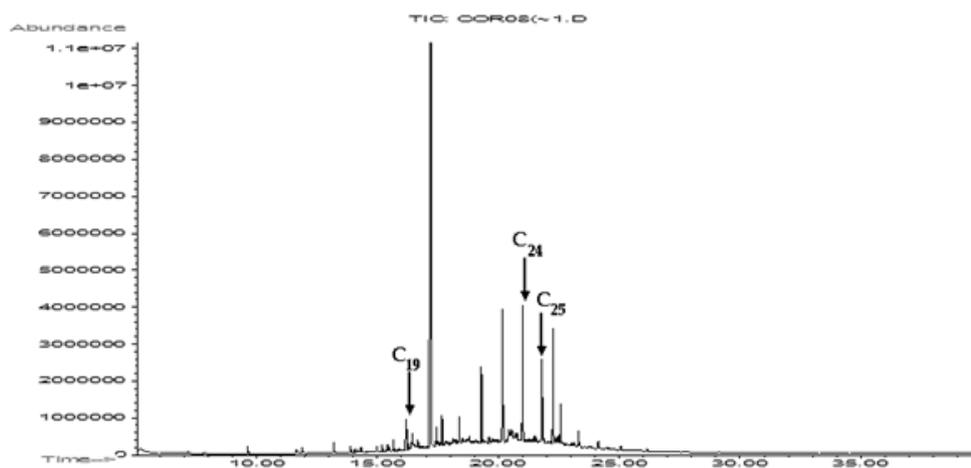


Fig. 8.30 Cromatograma de gases del extracto obtenido con MeOH de la muestra Tetipanchalco R2.

9.- Conclusiones

9.- Conclusiones.

La zona de estudio involucró varias formaciones geológicas marinas, comprendidas entre el Jurásico Inferior y el Superior (Huayacocotla, Pimienta, Santiago, Cahuás y Tepexic) en un rango de tiempo comprendido entre 200 y 145 millones de años.

Los resultados obtenidos en el presente estudio permitieron situar las muestras en un ambiente sedimentario marino-marginal principalmente, detectando la presencia de algas que involucran la entrada de agua dulce de algún sistema geohidrológico superficial (río, arroyo) próximo a la línea de costa. También se reconocen condiciones hipersalinas producidas por intensa evaporación, características de lagunas costeras con circulación restringida parcial o totalmente, posiblemente condicionada a los efectos mareales.

En el apartado 5 de anexos se ilustra a grandes rasgos la paleogeografía que prevaleció para el Jurásico Inferior, medio y superior y en el que se observa claramente una entrada de mar (proto-Atlántico) estrecha y condicionada a evaporación con numerosos afluentes hidrológicos superficiales que desembocan en este brazo de mar.

La muestra **Ocotlán** es una calcarenita de grano fino, color gris oscuro, soportada por carbonatos, con algunas intercalaciones de lutitas y pertenece a la Formación Santiago (Jurásico Superior), que de acuerdo a Ochoa-Camarillo (1998) se depósito en condiciones marinas tranquilas, reductoras en facies de cuenca.

Sin embargo, la presente investigación permite detallar, con los tres extractos obtenidos de esta muestra, información que da argumento e indica un ambiente de depósito con condiciones sumamente anóxicas, hipersalinas, con presencia de carbonatos, abundantes algas y escasas plantas superiores de origen continental. Factores que sugieren que esta muestra pertenezca a un ambiente de depósito lagunar y/o marino-marginal.

En la figura 9.1, la muestra Ocotlán (1) se encuentra cercana a una laguna costera. Esto explica el alto aporte de algas (agua dulce) y bajo aporte de plantas superiores, las condiciones de hipersalinidad y el medio anóxico.

Autlán se clasifica como intercalación de lutitas y limolitas laminares agrupadas en estratos centimétricos. Pertenece a la Formación Tepexic (Jurásico Medio).

De acuerdo a los biomarcadores extraídos e identificados, esta muestra pertenecio a un ambiente con condiciones de hipersalinidad, aporte de algas y plantas superiores (mayor proporción). Resultados que nos llevan a la conclusión que el ambiente de depósito era lacustre y/o marino. En la figura 9.1, la muestra Autlán se identifica con el número 2.

Autlán 1 presenta intercalaciones de limonitas y lutitas, en estructura laminar y compacta. De acuerdo a la cartografía de Ochoa-Camarillo (1997), pertenece a la Formación Cahuasas (JMC).

Los análisis de los extractos obtenidos de esta muestra, indican que en el ambiente de depósito prevalecían condiciones de anoxia, hipersalinidad, con alto contenido de carbonatos, además de tener la aportación de algas (mayor proporción) y plantas superiores (muy poca proporción). En la figura 9.1, la muestra Autlán 1, se representa con el número 3.

Naopa esta compuesta por limonitas carbonosas y calcáreas, de color gris oscuro, de estructura estratificada y compacta. Conforme a Ochoa-Camarillo (1997), pertenece a la Formación Huayacocotla (JIH).

De acuerdo a los resultados obtenidos, esta muestra se depósito en un ambiente evaporítico, anóxico, con alta actividad bacteriana, poco salino, con mínima aportación de algas y plantas superiores.

Las características anteriores indican que la muestra pertenecía a un ambiente lagunar con contacto a agua salada (cambio de marea). Gráficamente se muestran estas condiciones en la figura 9.1, en donde la muestra Naopa esta representada por el número 4.

Naopa 1 es una limolita, compacta, de estratificación fina, que conforme a Ochoa-Camarillo, (1997) es perteneciente a la Formación Huayacocotla (JIH). De acuerdo a los extractos obtenidos esta muestra indica que el ambiente de depósito tenía condiciones de anoxia, hipersalinidad, con carbonatos y con aportación de algas. En la figura 9.1 se indica gráficamente este ambiente con el número 5, en la posición que favorece todas estas condiciones citadas.

Naopa 2, es una intercalación lutitas (dominante) y limolitas estructuradas laminarmente, poco compacta y fisil. De acuerdo a Ochoa-Camarillo (1997), pertenece a la Formación Huayacocotla (JIH).

Los resultados para esta muestra indican condiciones de anoxia, alta aportación de algas y plantas superiores aunque en menor proporción estas últimas, por lo que se estima que se depositó en un ambiente lacustre. El cual explica todas estas características. En la figura 9.1, esta muestra se representa con el número 6.

Xicalango, esta muestra se clasifica como limolita y marga arenosa, compacta. De acuerdo a Ochoa-Camarillo (1997), pertenece a la Formación Huayacocotla (JIH).

Las características obtenidas sobre su ambiente de depósito son: condiciones de anoxia, hipersalinidad, presencia de carbonatos, alta aportación de algas y poca aportación de plantas superiores.

De acuerdo a la relación Pr/n-C17, obtenida en los extractos con hexano y acetato de etilo, esta muestra se depositó en condiciones de mar abierto. En la figura 9.1 esta muestra se representa con el número 7.

Tetipanchalco, arenisca limosa en estratos gruesos, compacta y densa que conforme a Ochoa-Camarillo (1997), pertenece a la Formación Huayacocotla (JIH).

De acuerdo al análisis de los extractos obtenidos, el ambiente de depósito de esta muestra presentaba condiciones de anoxia, hipersalinidad, presencia de carbonatos, alta aportación de algas y en menor proporción de plantas superiores.

En la figura 9.1 esta muestra esta representada con el número 8, en la posición que cumple con las características del paleoambiente de depósito.

Tetipanchalco R2, arenisca de grano grueso, estratificación gruesa a masiva, densa, que de acuerdo a Ochoa-Camarillo (1997) pertenece a la Formación Huayacocotla (JIH).

Esta muestra se sedimentó en un ambiente evaporítico, en condiciones anóxicas, con alta actividad bacteriana, alta aportación de algas y poca aportación de plantas superiores, además de presentar condiciones de hipersalinidad. En la figura 9.1 esta muestra se representa con el número 9.

Representación gráfica de las muestras analizadas incluyendo la formación geológica a la que pertenecen y su correspondiente significado paleoambiental, según la interpretación de resultados:

1.- Ocotlán, JSS. Próximo a laguna costera, ambiente marino-marginal, cercano a plataforma carbonatada. Condiciones anóxicas, hipersalinas con aporte importante de algas y escasas plantas superiores de origen continental.

2.- Autlán, JMT. Próximo a laguna costera, hipersalina, ambiente marino-marginal con presencia de algas y plantas continentales (predominantes).

3.- Autlán 1, JMC. Próximo a laguna costera, ambiente marino-marginal. Ambiente anóxico e hipersalino con alto contenido de carbonatos. Abundantes algas y menor proporción de plantas superiores.

4.- Naopa, JIH. Interior de laguna costera con carbón y turba, ambiente evaporítico marino-marginal, anóxico con alta actividad bacteriana y escasa salinidad. Mínimo aporte de plantas y algas a la cuenca de depósito.

5.- Naopa 1, JIH. Facie distal de ambiente marino-marginal y la plataforma carbonatada. Condiciones hipersalinas con carbonatos y aporte de algas.

6.- Naopa 2, JIH. Plataforma siliciclástica. Condiciones anóxicas, con alto aporte de algas y escasas plantas superiores de origen continental.

7.- Xicalango, JIH. Condiciones de mar abierto con presencia de carbonatos de cuenca. Anóxicas, hipersalinas y presencia de algas (dominantes) y escasas plantas superiores.

8.- Tetipanchalco, JIH. Plataforma siliciclástica, parcialmente carbonatada con presencia de algas (dominantes) y escasas plantas superiores de origen continental.

9.- Tetipanchalco R2, JIH. Cercana a laguna costera, evaporítica e hipersalina, con elevada actividad bacteriana, presencia de algas y poco aporte de plantas mayores de origen continental.

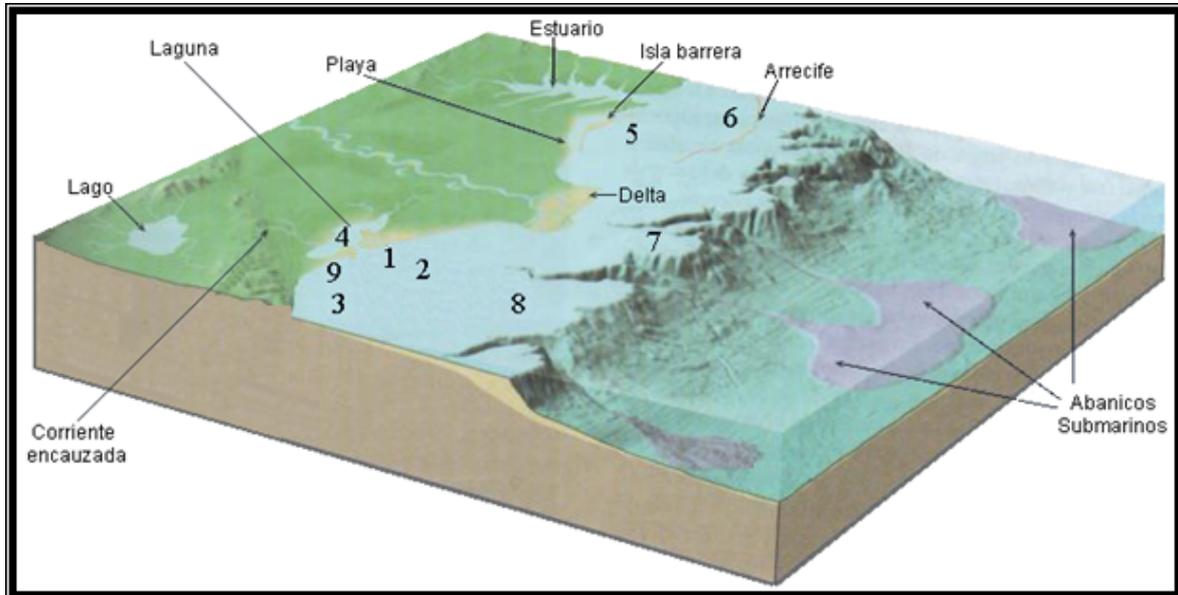


Fig. 9.1 Simulación gráfica de los ambientes de depósito posibles en la zona de estudio y la ubicación de cada una de las muestras.

10.- Recomendaciones

10.- Recomendaciones.

Los resultados obtenidos en este trabajo de investigación tienen un alto grado de confiabilidad, sin embargo, se recomienda la realización de otro tipo de estudios complementarios que apoyen las conclusiones obtenidas. Algunos de estos estudios pueden ser:

- Geoquímica Inorgánica de elementos mayoritarios y traza, este tipo de análisis junto con el de química orgánica nos brindará la composición total de nuestra muestra. Además nos brindara información fisicoquímica sobre el ambiente de depósito, como lo son las condiciones *redox* de acuerdo al estado de oxidación en los que se encuentren los elementos en la muestra. Asimismo mediante la elaboración de Diagramas de Discriminación se puede llegar a conocer el tipo de ambiente sedimentario al que pertenece la muestra.
- Petrografía sedimentaria, para lograr una clasificación y posteriormente obtener detalles granulométricos que describan el nivel energético del medio sedimentario, posibles protolitos, madurez textural y mineralógica, etc.
- Pirólisis *Rock-Eval*, es un método desarrollado para evaluar el potencial de generación de hidrocarburos de las rocas; consiste en el calentamiento progresivo de muestras de sedimento, cuantificando los compuestos orgánicos libres e insolubles liberados a diferentes temperaturas. Esta

pirólisis de roca total provee parámetros que indican cantidad, tipo y maduración de la materia orgánica sedimentaria, como el Índice de Hidrógeno (IH), Índice de Oxígeno (IO), Carbono Orgánico Total (COT) y Temperatura Máxima (Tmax).

Bibliografía

Referencias Bibliográficas

- ❖ Aguayo-Camargo, J. E., 1977. Sedimentación y diagénesis en la Formación Chipoco (Jurásico Superior) en afloramientos, Estados de Hidalgo y San Luis Potosí: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, v. 9, p. 11-37.
- ❖ Aguayo, C. J. Eduardo., 1978. Diagénesis en Nódulos de Pedernal de la Formación Tamaulipas Superior: *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, Tomo XXXIX, n. 2, p. 5-13.
- ❖ Alexander, R., Kagi, R. and Woodhouse, G.W., 1981. Geochemical correlation of windalia oil and extracts of Winning Group (Cretaceous) potential source rocks, Barrow Subbasin, Western Australia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65, p.235-50.
- ❖ Burckhardt, Carr., 1930. Étude synthétique sur le Mésozoïque mexicain: *Mémoire de la Société Paléontologique Suisse*, v. 49-50, p. 280.
- ❖ Cantagrel, J.M., y Robin, C., 1979. K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks-relation between the andesitic and the alkaline provinces: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 5, p. 99-114.
- ❖ Cantú-Chapa, A., 1969. Estratigrafía del Jurásico Medio-Superior del subsuelo de Poza Rica, Ver.: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, v. I, p. 3-9.

- ❖ Cantú-Chapa, A., 1971. La Serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del Centro Este de México: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, v. 3, p. 17-40.
- ❖ Carrillo-Bravo, J., 1965. Estudio Geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 17, p. 73-96.
- ❖ Demant, A., Robin, C., 1975. Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el cretácico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, v. 1, p. 70-82.
- ❖ Didyk, B.M., Simoneit, B.R.T., Brassell, S.C. and Eglinton, G., 1978. Organic Geochemical Indicators of Palaeoenvironmental Conditions of Sedimentation. *Nature*, v. 272, p. 216-222.
- ❖ Erben, H.K., 1956. El Jurásico Inferior de México y sus amonites: México, D.F., Congreso Geológico Internacional, 20, Monografía, p. 393.
- ❖ Esquivel-Macias, C., Flores-Castro, K. y León-Olvera, R. 2003. Temapá Hidalgo: a new fossiliferous outcrop from lower Jurassic with crinoids and ammonoids on east central México. Palaeoenvironmental interpretation. The Geological Society of America Abstracts with Programs. v.35, n. 4, p.30.
- ❖ Fries, C. Jr., y Rincón-Ortega, C., 1965. Contribuciones del laboratorio de Geocronometría-nuevas aportaciones Geocronológicas y tectónicas empleadas

en el laboratorio de Geocronometría: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 73, pte. 2, p. 57-133.

- ❖ Gelpi, V., Schneider, H., Mann, J. and Oró, J., 1970. Hydrocarbons of Geochemical Significance in Microscopic Algae. *Phytochemistry*, v. 9, p. 603-612.
- ❖ Geyne, A.R., Fries, C. Jr.; Segerstrom, Kenneth; Black, F. R.; y Wilson, F. I., 1963. Geología y yacimientos minerales del Distrito de Pachuca-Real del Monte, Estado de Hidalgo, México: México, D.F., Consejo de recursos Naturales no renovables, Publicación 5E, p. 220.
- ❖ Grabau, A.W., 1903. Paleozoic coral reefs: Geological Society of America Bulletin, v. 14, p. 337-352.
- ❖ Hedges, J. I., and R. G. Keil., 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 Tamazunchale (Sierra Madre Oriental), México: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 20, p. 84-87.
- ❖ Hermoso- de la Torre, C. y Martínez-Pérez, Jesús., 1972. Medición detallada de formaciones del Jurásico Superior en el frente de la Sierra Madre Oriental: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín, v. 24, p. 45-64.

- ❖ Imlay, R.W.; Cepeda, E., Álvarez, M. Jr., y Díaz, T., 1948. Stratigraphic relation of certain Jurassic formations in eastern Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 32, p. 1750-1761.
- ❖ Krumbein, W.C., L.L., 1951. Stratigraphy and sedimentation: San Francisco, Freeman,. 497 p.
- ❖ Kuegelgen, Harald von., 1958. Der Aufbau der zentralen Sierra Madre Oriental, México: Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, v. 110, p. 117-142.
- ❖ Lijmbach, G. M. G., 1975. On the origin of petroleum. Proceedings of Ninth World Petroleum Congress. London: Applied Science Publishers, v. 2, p. 357-369.
- ❖ McSween H. Y. Jr., Richardson S. M. and Uhle M. E., 2003. Geochemistry: Pathways and Processes. 2nd edition. Columbia University Press. New Cork. 363 p.
- ❖ Meritano A. J., 1979. Geología para Estudiantes de Ingeniería. Diana, México. 262 p.
- ❖ Ochoa-Camarillo, H., 1996. Geología del anticlinorio de Huayacopcotla, en la región de Molango, Estado de Hidalgo: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de maestría, p. 91.

- ❖ Ochoa-Camarillo, H., Buitrón Blanca 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, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. v. 15, n.I, p.57-63.
- ❖ Okita, P.M., 1987. *Geochemistry and mineralogy of the Molango manganese ore body, Hidalgo State, México: Cincinnati, Ohio, University of Cincinnati, disertación doctoral*, p. 362.
- ❖ Ortega-Gutierrez, F., Lopez R.; Cameron, K.L.; Ochoa-Camarillo, H.; y Sanchez-Zavala, J.L., 1995. Grenvillian Huiznopala Gneiss and its correlation with other Grenville-age high-grade terranes in eastern México: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v.27 p. A-398.
- ❖ Ortega-Gutierrez, F., Lawlor, P.; Cameron, K.L.; Y Ochoa-Camarillo, H., *New studies of the Grenvillian Huiznopala Gneiss, Molango area, State of Hidalgo; preliminary results: Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Pachuca, Hgo., and Instituto de Geología, Universidad nacional Autónoma de México, México, D.F., libro guía de las excursiones geológicas, Excursión 1*, p.19-25.
- ❖ Peters, K. E. and Moldowan, J.M., 1993. *The Biomarkers Guide*, v. 1. Prentice Hall. New Jersey. 363 p.
- ❖ Pettijhon, F.J., 1957. *Sedimentary rocks: Nueva York, Harper and Browns*, 628p.

- ❖ Reyes-Dominguez, E., 1961. Identificación de sedimentos Paleozoicos en el Estado de Hidalgo, México: México, D.F., Convención Nacional de Ingenieros y Técnicos en Exploración y Explotación de petróleo, 1, Resúmenes, p.49.
- ❖ Robin, C., 1975. Las series volcánicas de la Sierra Madre Oriental (basaltos e ignimbritas)- descripción y caracteres químicos: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v.2, p.13-34.
- ❖ Robin, C. y Bobier, C., 1975. las fases del vulcanismo en la región de Tlanchinol (Hidalgo, México)-según datos paleomagnéticos y geoquímicos: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 95, p.49-85.
- ❖ Rosales-Lagarde, L.; Centeno-Garcia, E.; Ochoa-Camarillo, H.; y Sour-Tovar, F., 1997. Permian volcanism in eastern México; a preliminary report: Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Pachuca, Hgo., Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., Libro guía de las excursiones geológicas, Excursión 1, p.27-32.
- ❖ Salvador, A., 1991. Triassic-Jurassic, in Salvador, Amos, ed., The Gulf of México Basin: Boulder, Co., Geological Society of America, The geology of North America, v. J, p.131-180.
- ❖ Schlesinger, W. H., 1997. *Biochemistry: An Analysis of Global Change*. San Diego: Academia.

- ❖ Schmidt-Effing, R., 1980. The Huayacocotla Aulacogen in Mexico (Lower Jurassic) and the origin of the Gulf of Mexico, in Pilger, R.H., ed., The and the origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central North Atlantic Ocean: Baton Rouge, Louisiana, Louisiana State University, Symposium proceedings, p. 79-86.
- ❖ Suter, M., 1990. Geología de la Hoja Tamazunchale, estados de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí. UNAM. Instituto de Geología, Carta Geología de México, Serie de 1:100,000, n. 22. 55 p.
- ❖ ten Haven, H. L., De Leeuw, J. W., Peakman, T. M., and Maxwell, J. R., 1986. Anomalies in steroid and hopanoid maturity indices. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 50, p.853-855.
- ❖ ten Haven, H. L. and RullKötter, J., 1988. The diagenetic fate of taraxer-14-ene and oleanene isomers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.52, p. 2543-8.
- ❖ Tissot, B. P. and Welte, D. H., 1984. Petroleum Formation and Occurrence. Springer-Verlag, New York.

Glosario

Glosario.

Abrupto: superficie de terreno con una pendiente.

Ágata: Roca silíceas

Albufera: Es una laguna litoral de agua salina o ligeramente salobre, separada del mar por una lengua o cordón de arenas pero en comunicación con el mar por uno o más puntos.

Aluvión: Depósitos de sedimentos acumulados por la acción mecánica de las corrientes de agua.

Amonites: Fósil característico de una era geológica.

Andesita: Roca magmática efusiva, granuda, en general gris violácea clara (leucocrata), microlítica fluidal con vidrio poco abundante, frecuentemente vesicular, de aspecto ligeramente escoriáceo y con vacuolas rellenas de cristobalita y tridimita.

Arena: material no consolidado formado por granos de cuarzo (granos de arena), como el de las playas y las dunas. Más precisamente, sedimento detrítico no consolidado, cuyos granos están en su mayoría comprendidos entre 1/16 mm y 2 mm.

Arenisca: roca sedimentaria, de color variable, que contiene clastos de tamaño arena. Después de la lutita, es la roca sedimentaria más abundante.

Autóctono: superficie de terreno que no ha sufrido desplazamiento lateral y sobre el cual han avanzado los mantos de corrimiento.

Basalto: Roca magmática efusiva de grano grueso, junto con las andesitas con piroxeno constituyen el 95% de las lavas continentales y oceánicas.

Basamento: zócalo sobre el cual descansan varias capas de sedimentos.

Bioclástico: Se aplica a las rocas sedimentarias constituidas mayormente por bioclastos que son cualquier elemento fósil, entero o fragmento, de origen animal o vegetal que haya o no sufrido transporte.

Biosfera: conjunto que forman los seres vivos y el medio en el que viven.

Bioturbación: Conjunto de pequeñas perturbaciones en un sedimento, debidas a desplazamientos de organismos vivos. La presencia de tales manifestaciones es indicio de oxigenación del medio de sedimentación.

Cabalgadura: Ocasionada por un movimiento tectónico, que la lleva a cubrir un conjunto con otro.

Calcáreo: que contiene carbonato de calcio CaCO_3 ; usualmente se aplica a rocas sedimentarias tales como margas o calizas.

Calcita: CaCO_3 cristalizado.

Caliza: es una roca sedimentaria porosa de origen químico, formada mineralógicamente por carbonatos, principalmente CaCO_3 . Cuando tiene alta proporción de carbonatos de magnesio se le conoce como dolomita.

Canto Rodado: roca de tamaño pequeño, un poco desgastada por la erosión.

Carburos: combinación de carbono con otro cuerpo simple, ejemplo el calcio.

Cemento: Toda materia que consolida entre sí los componentes presentes y determina la formación de rocas sedimentarias compactas al cristalizar en los espacios comprendidos entre los fragmentos rocosos.

Ciénaga: Cuerpo de agua con circulación de agua en dos estaciones inversas: del río hacia el cuerpo de agua en los periodos lluviosos y de aguas altas y del cuerpo de agua hacia el río en las épocas secas de aguas bajas, otro nombre para los pantanos.

Clastos: cualquier fragmento de roca, fósil o cristal incluido en una roca.

Conglomerado: es una roca sedimentaria formada por fragmentos de distintas rocas unidos por un cemento.

Coquinas: pequeño molusco bivalvo, comestible.

Creta: Roca caliza de origen orgánico, blanda, formada por finísimos restos de equinodermos, moluscos, entre otros.

Crinoideo: planta marina, que se encuentra pegada al fondo del mar mediante un tallo.

Cuarcita: Roca silíceo compacta de fractura concoidea lisa o finamente escamosa, en general clara de aspecto craso. La cuarcita está constituida por cristales de cuarzo íntimamente soldados, a menudo indentados y entrelazados.

Cuarzo: Sílice cristalizada que se encuentra en numerosas rocas (granito, arena, gres, etc.). El cuarzo es habitualmente incoloro y se encuentra en forma de roca, aunque a veces puede tornar colores: blanco, violeta y negro.

Dacítica: tipo de roca ígnea extrusiva con tendencia a básica (pobre en sílice).

Detrítico: Que está formado, en su totalidad o en parte, por fragmentos.

Diapiro: ascenso de rocas profundas, plásticas y de baja densidad a través de terrenos y suprayacentes (encima de ellos).

Dolomita: Roca sedimentaria carbonatada que contiene un 50% o más de carbonato, del que al menos la mitad se presenta como dolomita ($MgCO_3$).

Efímeros: De corta duración.

Eoceno: segundo periodo de la era terciaria, entre 50 y 70 millones de años atrás.

Estratificación: disposición de los sedimentos o rocas sedimentarias en estratos superpuestos.

Evaporita: Término general que designa los depósitos ricos de cloruros y sulfatos alcalinos con los iones K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , y SO_4^{2-} . La precipitación de estas sales es el resultado de la concentración, por intensa evaporación, generalmente en las marismas poco o nada comunicadas con el mar.

Exhalación: desprendimiento de gases, vapores u olores.

Facies: Conjunto de características de una roca, ya sean paleontológicas (fósiles) y litológicas (como la forma, el tamaño, la disposición de sus granos y su composición de minerales) que ayudan a conocer dónde y cuando se formó la roca.

Falla: fractura de las capas geológicas, acompañada de un desplazamiento vertical, oblicuo, u horizontal de los bloques.

Feldespatos: sílice-aluminato potásico, sódico o cálcico.

Félsica: roca ácida o abundante en sílice.

Fitoplancton: plancton vegetal.

Gneis: El gneis es una roca metamórfica formada en las profundidades de los bordes de colisión continental. Se caracteriza por la presencia de minerales de grano grueso, como las micas visibles a simple vista. El gneis muestra franjas alternas de minerales ferromagnesianos oscuros y minerales claros, como cuarzo y feldespatos. Se puede formar tanto a partir de rocas ígneas graníticas como de rocas sedimentarias. El Gneis resiste más a la erosión y suele formar crestas y estratos que dan al paisaje un aspecto escarpado y abrupto.

Grainstone: tipo de caliza granulada.

Granito: Roca magmática plutónica muy abundante, granuda de coloración clara [blanca, gris, rosada, roja, azulada] con los minerales siguientes: cuarzo, feldespatos alcalinos: ortosa, microclina y plagioclasa (albita y oligoclasa).

Granitoide: que tiene apariencia de granito.

Guijarro: piedra pequeña desgastada por la erosión, se encuentra regularmente en las orillas, cauces de ríos y arroyos.

Hematita: principal mineral de hierro Fe_2O_3 .

Hulla: combustible mineral fósil sólido, procedente de vegetales que el curso de los tiempos geológicos ha sufrido una transformación que le confiere un gran poder calorífico.

Humus: sustancia coloidal negruzca, resultante de la descomposición parcial, realizada por los microorganismos del suelo, de residuos vegetales o animales.

Ignimbrita: Roca riolítica de grano fino formada a partir de la compactación de fragmentos volcánicos.

Liásicos: pertenecientes al Jurásico Inferior.

Lignito: roca de origen orgánico, que resulta de la descomposición incompleta de residuos vegetales. Es una roca combustible, que contiene 70 % de carbono, y tiene un valor calorífico tres veces menor que el de hulla.

Limolitas: Roca sedimentaria detrítica caracterizada por componentes varios (coloides, arcillas, silts, limos).

Litificación: Transformación de un sedimento blando en roca sedimentaria consolidada por compactación y cementación.

Litología: es la parte de la geología que trata de las rocas, especialmente de su tamaño de grano, del tamaño de las partículas y de sus características físicas y químicas.

Maceración: es un proceso de extracción sólido-líquido. El producto sólido (materia prima) posee una serie de compuestos solubles en el líquido extractante que son los que se pretende extraer.

Máfico: Se aplica a las rocas magmáticas que contienen que contienen minerales ricos en Fe y Mg (minerales férricos).

Margas: caliza con alto contenido de arcillas.

Magma: mezcla de silicatos complejos, óxidos y sustancias volátiles, que se forma en el interior de la tierra por fusión de la corteza o del manto, y que al enfriarse da origen a las rocas ígneas.

Magnetita: mezcla de óxidos de hierro FeO-Fe₂O₃, que cristalizan en sistema cúbico. Es de color negruzco, con brillo metálico, muy pesada, frágil y dura, tiene propiedades magnéticas.

Meteorización: Todo proceso destructivo por el cual las rocas cambian de estructura y composición. Específicamente, la desintegración física y descomposición química de una roca que produce material detrítico in situ para ser transportados.

Micrita: Componente ortoquímico que corresponde a lodo de calcita de 1 a 4 μm de tamaño y que es indicativa de condiciones de quietud.

Necrófagos: animales que se nutren de cadáveres.

Nódulo: Masa globosa centimétrica o decimétrica, raramente métrica, que se diferencia por su composición y/o su estructura del resto de la roca que la contiene.

Oolito: Pequeñas esferas de 0,5 a 2 mm como promedio, cuyo centro puede ser un fragmento de cuarzo o trozo de concha, y la envoltura está formada por delgadas capas que dan una estructura concéntrica, a la que se puede superponer una estructura radial que afecta a todas las envolturas o sólo a algunas de ellas.

Orogenia: Período de formación de montañas (orógenos) que abarca decenas de millones de años sin embargo, parece existir un intervalo medio de 200 a 300 m.a. entre las orogenias aunque la información a este respecto es escasa.

Ortogneis: gneis derivada de rocas magmáticas.

Paragneis: gneis derivado de rocas sedimentarias.

Pedernal: roca sedimentaria constituida por sílice amorfo (SiO_2) o criptocristalino. Se encuentra en color negro o en tonos oscuros de azul, gris o pardo, con apariencia vítrea en superficies frescas. Generalmente se encuentra en forma de nódulos entre estratos de caliza.

Pelágico: que se encuentra en una parte del mar muy alejado de la costa.

Pelitica: roca fina, arcillosa.

Pirita: diversos sulfuros metálicos naturales, pero en especial el sulfuro de hierro.

Piroclastos: fragmentos de rocas magmaticas.

Pizarra: roca metamórfica arcillosa.

Plancton: conjunto de microorganismos que se encuentran en suspensión en el mar o en el agua dulce. Según de la existencia o no de clorofila, se distinguen el fitoplancton y el zooplancton.

Riolita: granito de grano tan fino que los elementos individuales constituyentes no pueden verse a simple vista. Roca volcánica ácida compuesta esencialmente de cuarzo y feldespato alcalino.

Roca pelítica: Roca clástica fina (p.ej. las arcillas).

Sapropel: depósito en el que predomina la materia orgánica formada por la muerte masiva de organismos. Constituye una roca madre potencial para los hidrocarburos.

Sedimento: Conjunto constituido por la reunión de partículas más o menos gruesas o de materias precipitadas, que han sufrido, separadamente cierto transporte.

Sedimentación: Conjunto de procesos que conducen a la formación de sedimentos.

Silíceo: relativo a la sílice, SiO_2 , rico en cuarzo.

Silvina: cloruro de potasio natural (KCl).

Terrígeno: Se dice de todo elemento figurativo ya sea fragmento de roca, mineral, etc., que ha sido arrancado en una tierra emergida por la erosión, así como de los sedimentos constituidos por ellos.

Toba Calcárea: Roca blanda, porosa y ligera compuesta en gran parte de CaCO_3 .

Turba: material orgánico compacto, de color pardo oscuro y rico en carbono. Está formado por una masa esponjosa y ligera en la que aún se aprecian los componentes vegetales que la originaron. Tiene propiedades físicas y químicas variables en función de su origen. Se emplea como combustible y en la obtención de abonos orgánicos.

Yacimiento: acumulación natural y local de una sustancia mineral, sólida, líquida o gaseosa, susceptible de ser explotada.

Yeso: Roca sedimentaria formada por sulfato de calcio hidratado y cristalizado.

Zócalo: conjunto de terrenos antiguos, a menudo metamórficos o cristalinos, que constituyen plataformas rígidas parcialmente recubiertas de depósitos sedimentarios más recientes.

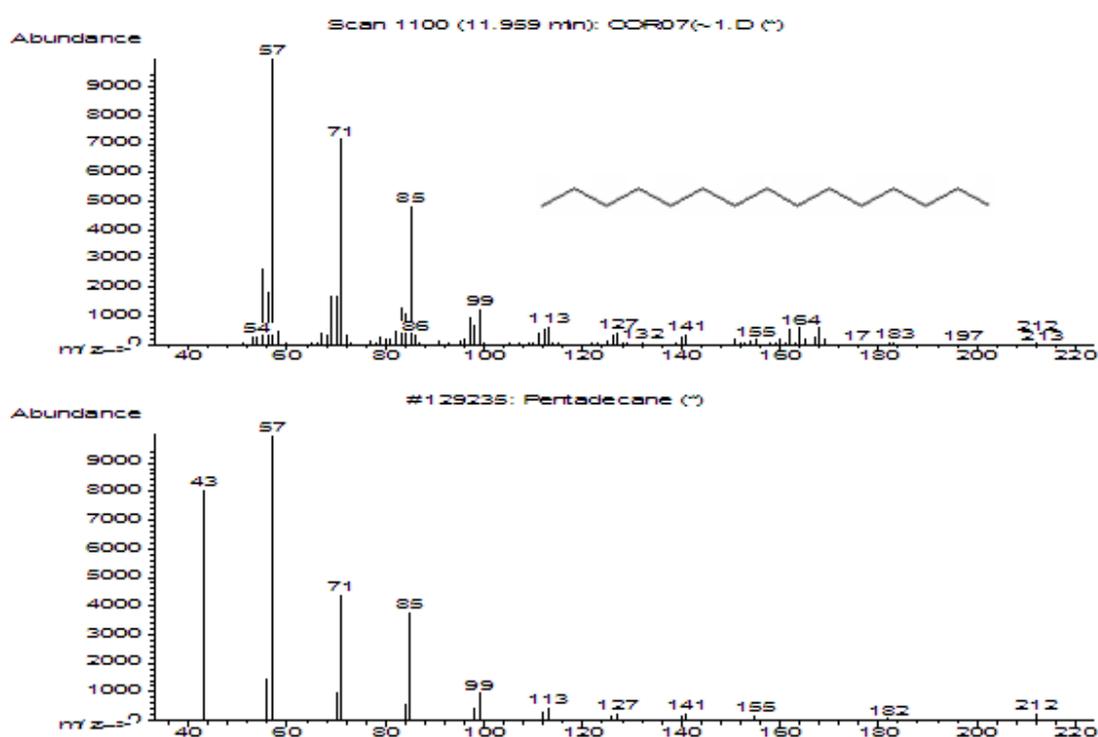
Zooplancton: plancton animal.

Anexos

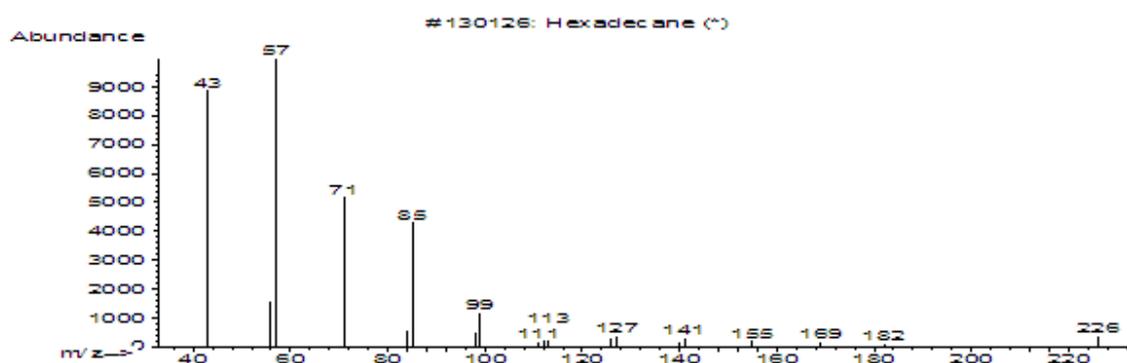
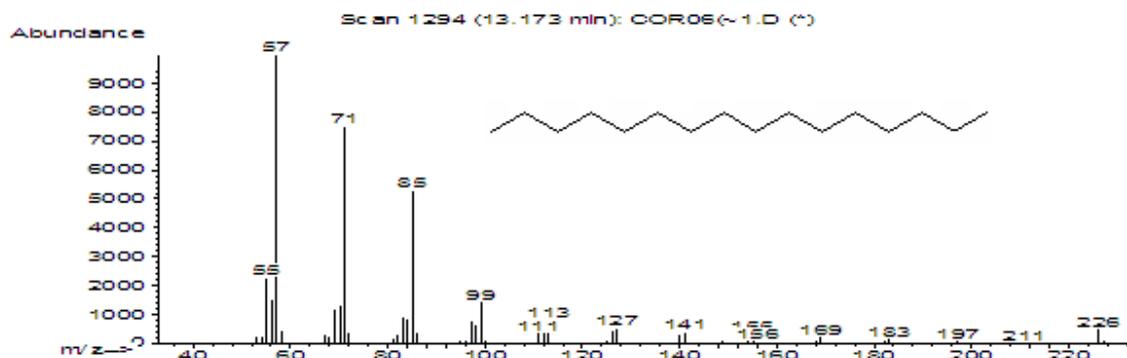
1.- Espectrometría de masa de algunos de los compuestos importantes.

En esta parte se ilustran algunos ejemplos de espectros de masa de algunos compuestos que se identificaron en las muestras analizadas en el presente trabajo. En primer lugar aparece el espectro que se obtuvo y en la parte inferior de cada uno de estos se muestra el espectro que brinda la base de datos, los cuales sirvieron de referencia para la identificación de los compuestos.

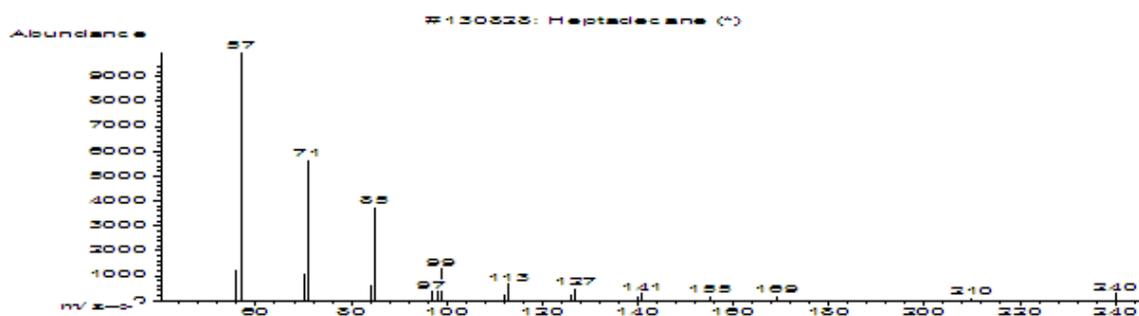
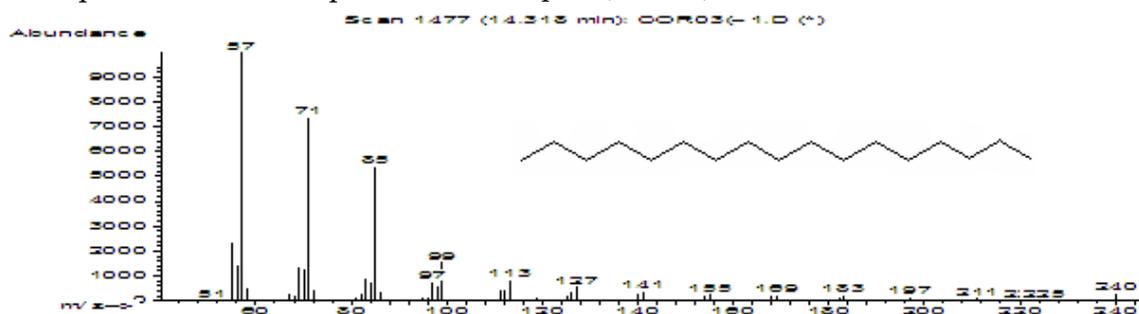
1.1 Espectro de masa pentadecano {Tetipanchalco (AcOEt)}.



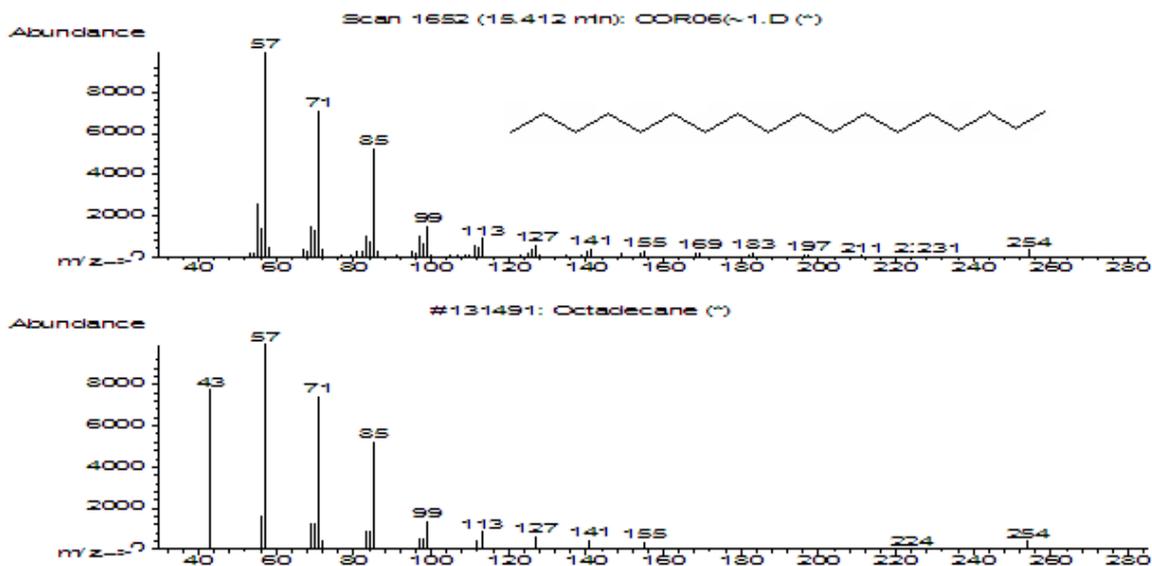
1.2 Espectro de masa hexadecano {Autlán 1 (hexano)}.



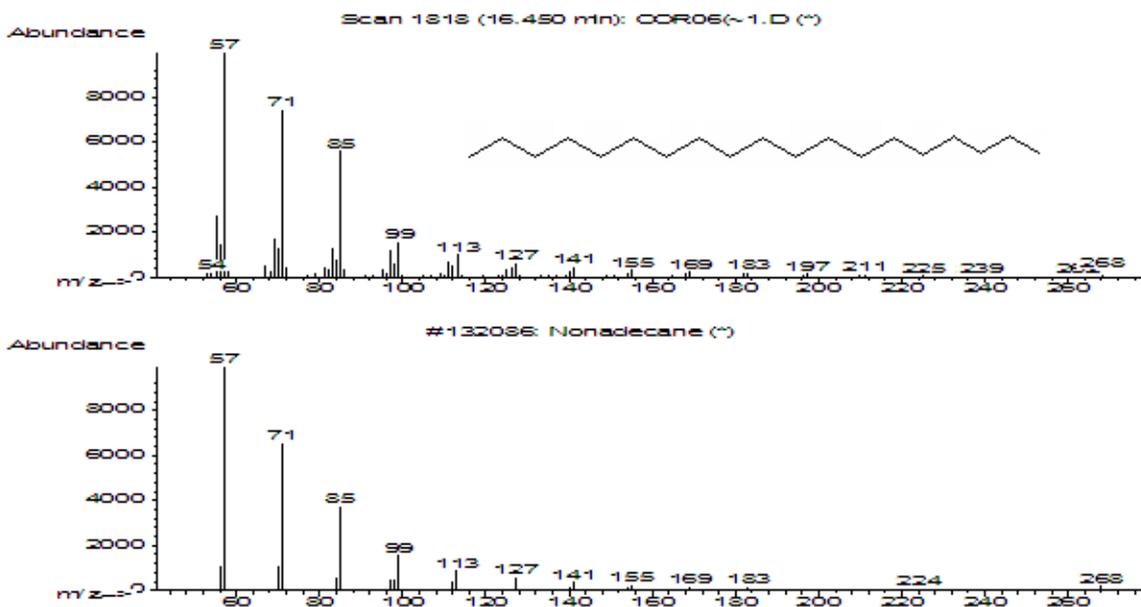
1.3 Espectro de masa heptadecano {Naopa 1 (hexano)}.



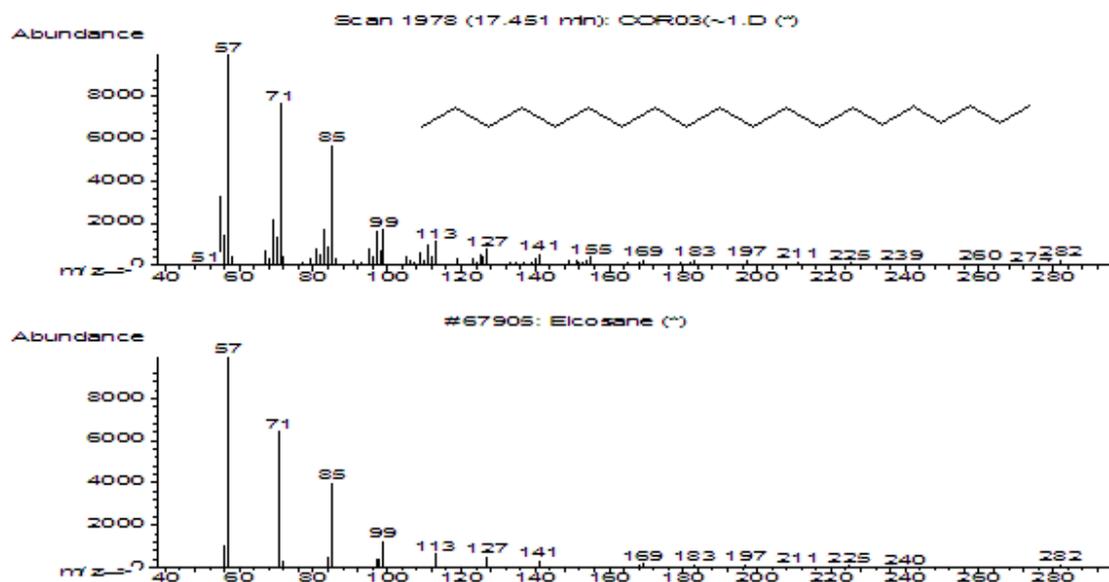
1.4 Espectro de masa octadecano {Autlán (hexano)}.



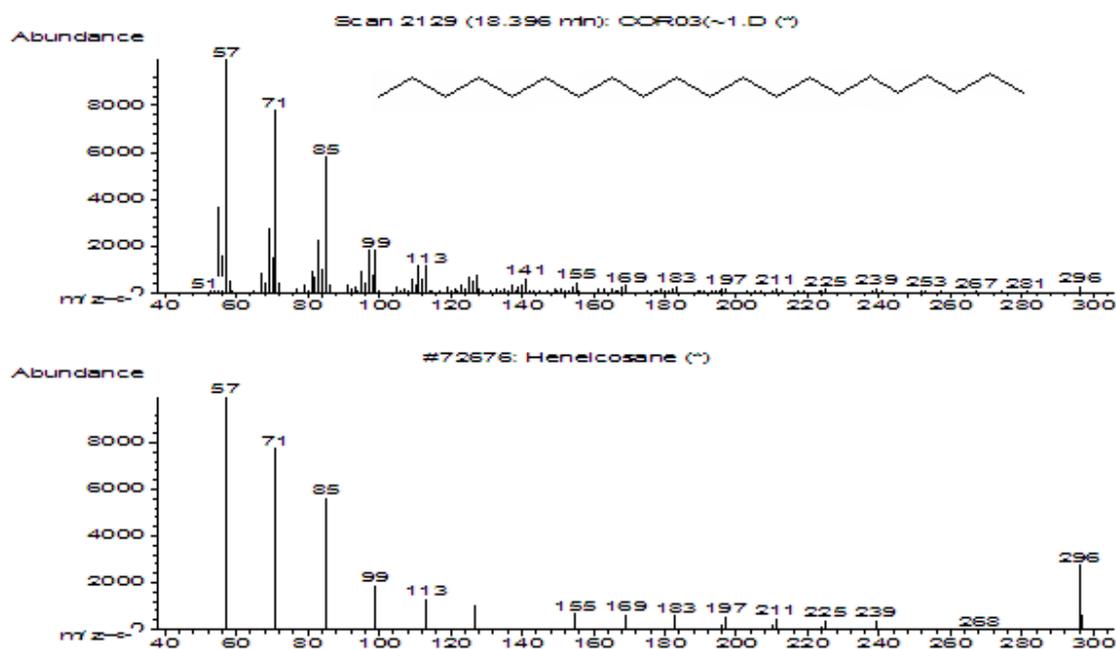
1.5 Espectro de masa nonadecano {Autlán (hexano)}.



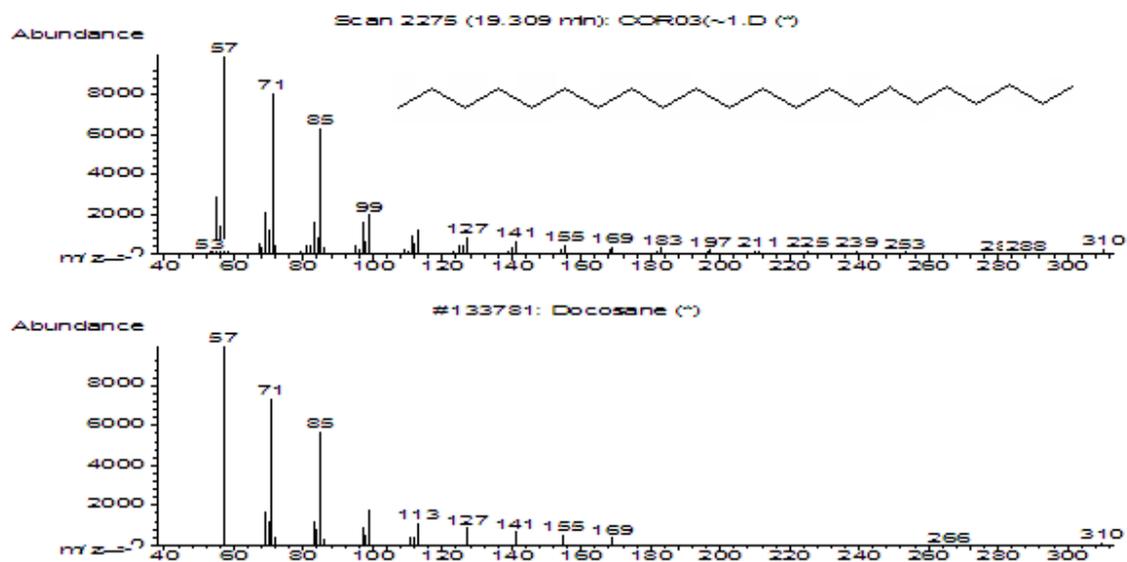
1.6 Espectro de masa eicosano {Naopa 1 (hexano)}.



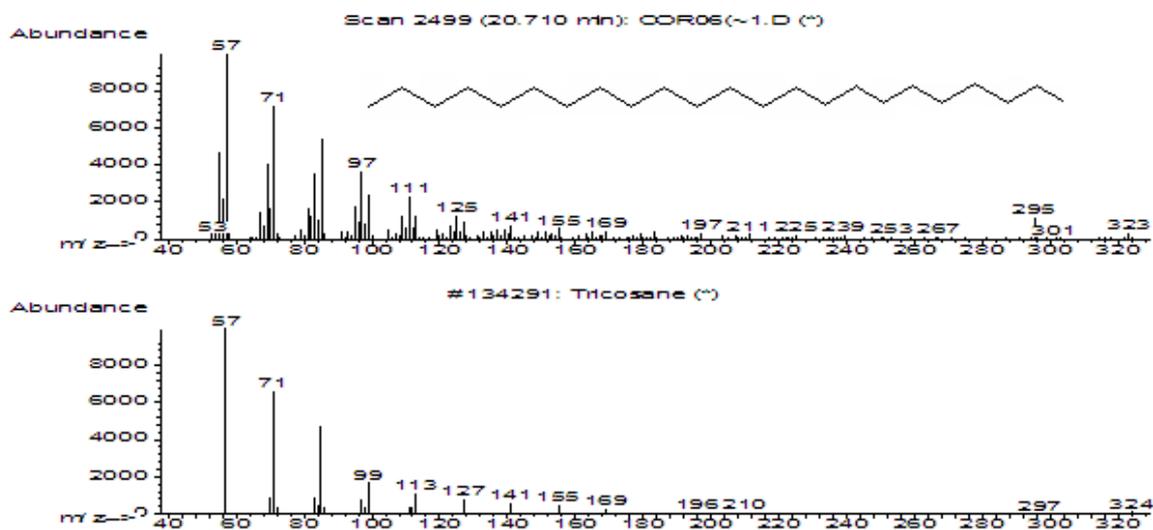
1.7 Espectro de masa eneicosano {Naopa 1 (hexano)}.



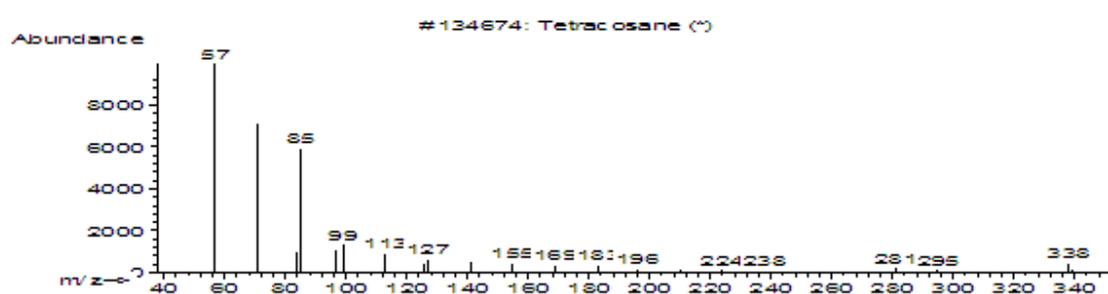
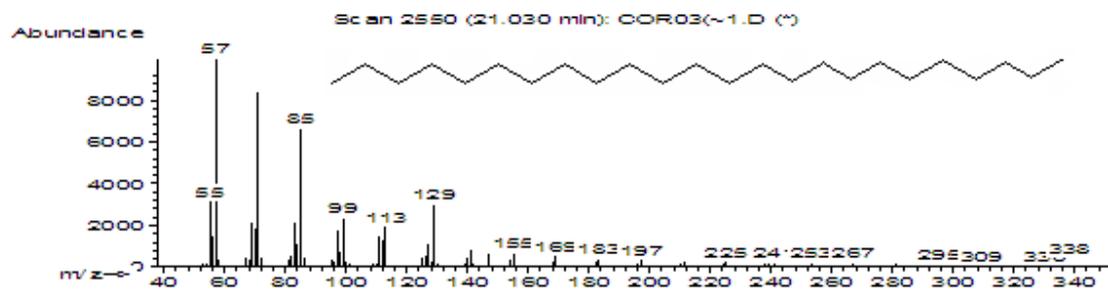
1.8 Espectro de masa docosano {Naopa 1 (hexano)}.



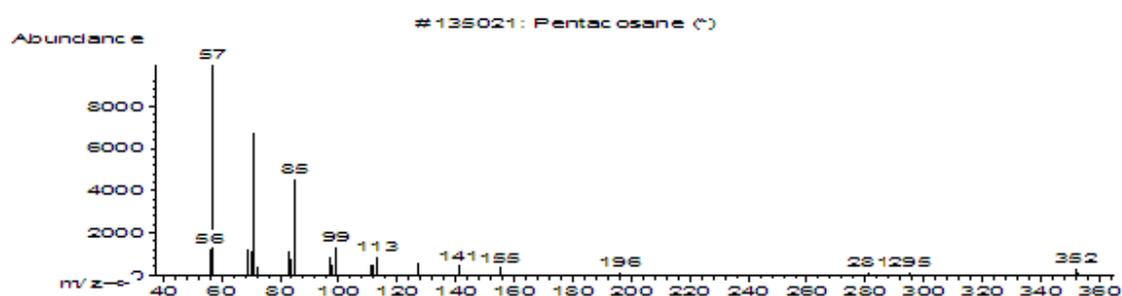
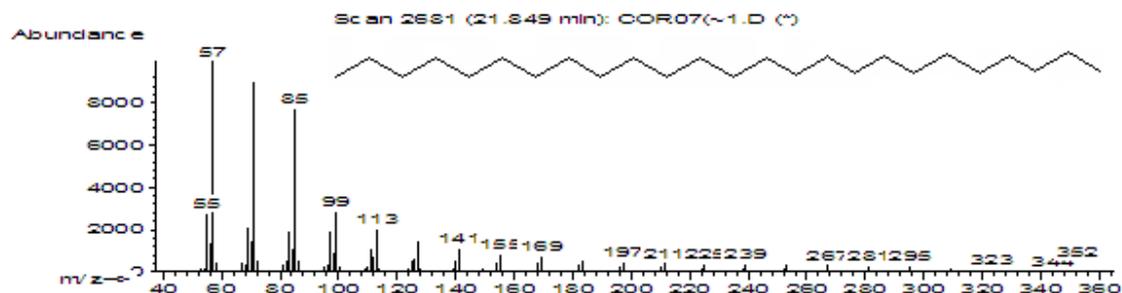
1.9 Espectro de masa tricosano {Xicalango (hexano)}.



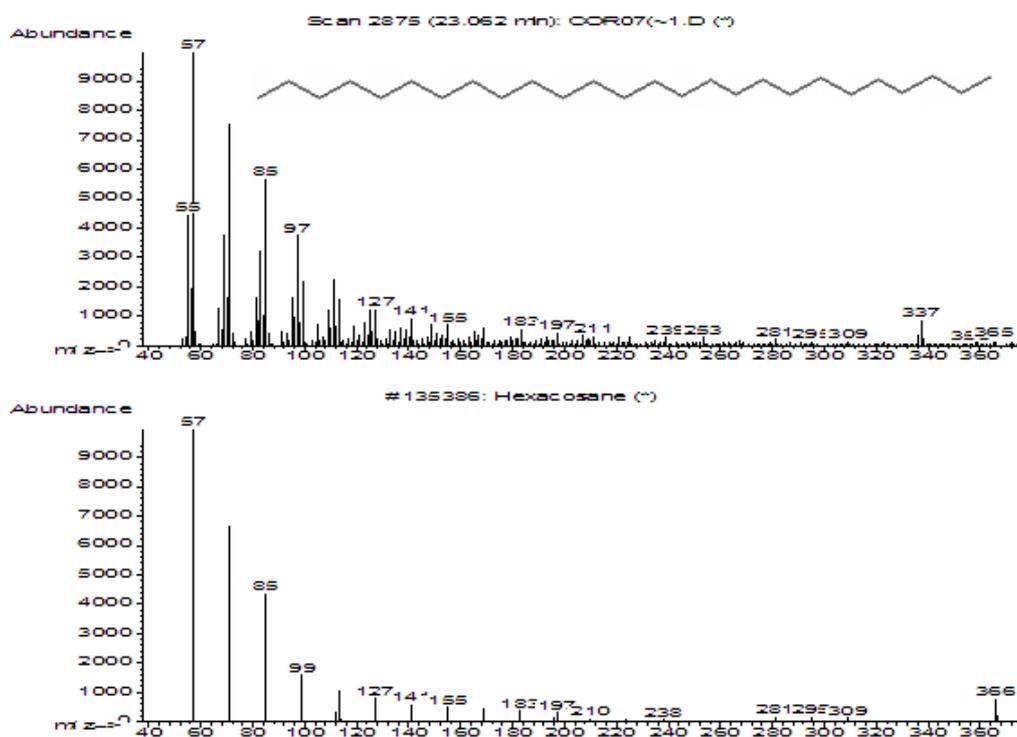
1.10 Espectro de masa tetracosano {Naopa 1 (hexano)}.



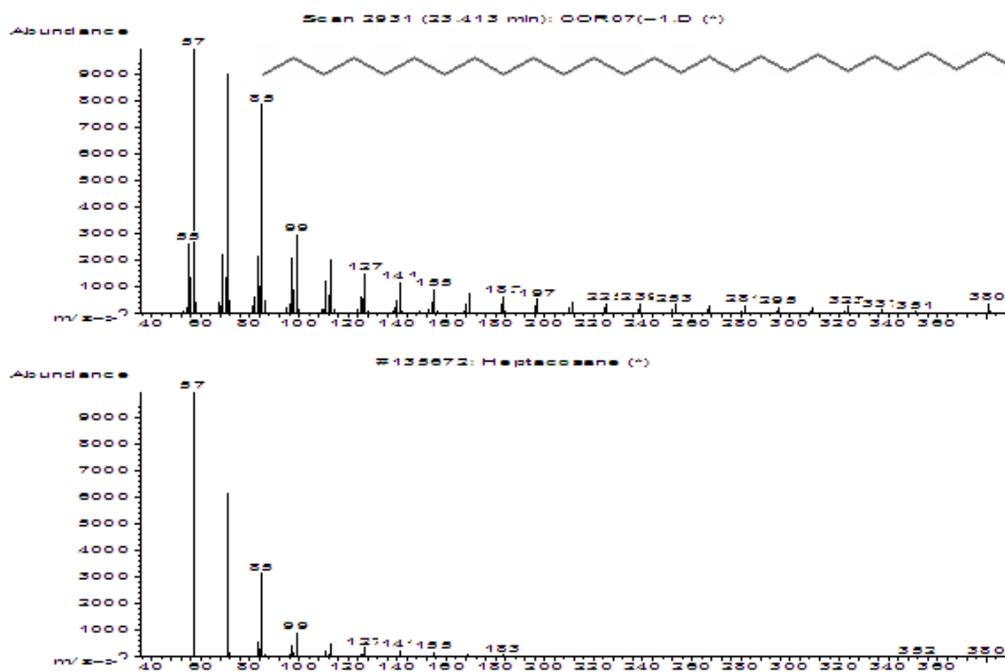
1.11 Espectro de masa pentacosano {Naopa 2 (AcOEt)}.



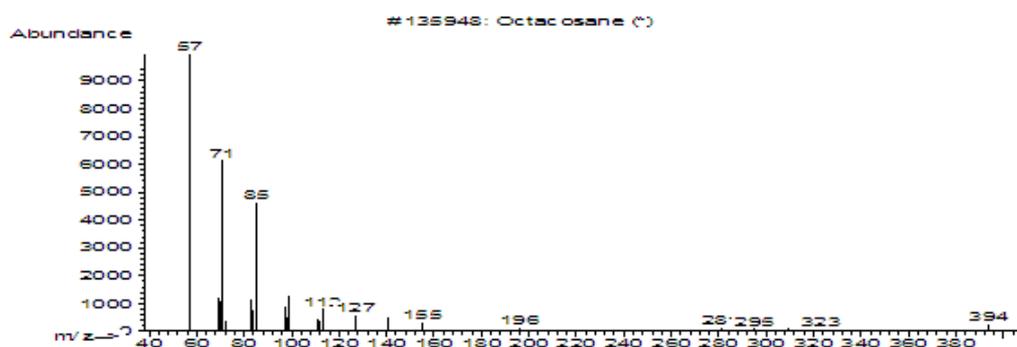
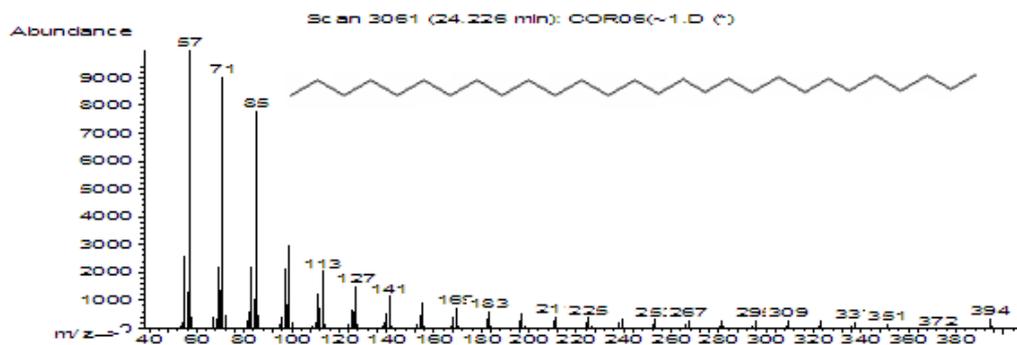
1.12 Espectro de masa hexacosano {Naopa 2 (AcOEt)}.



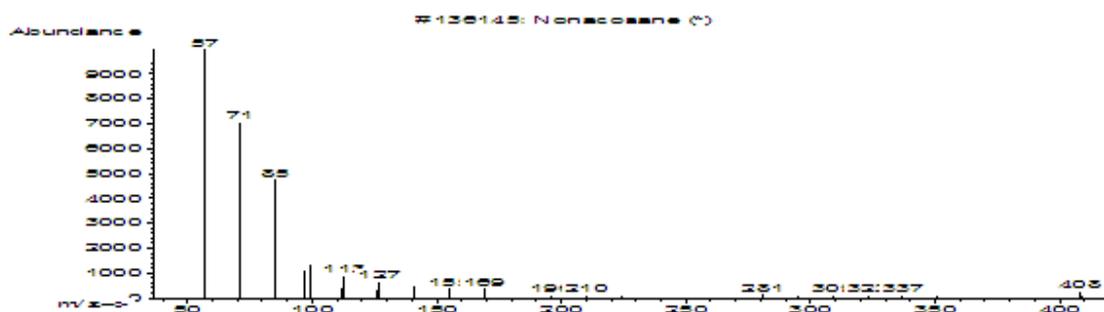
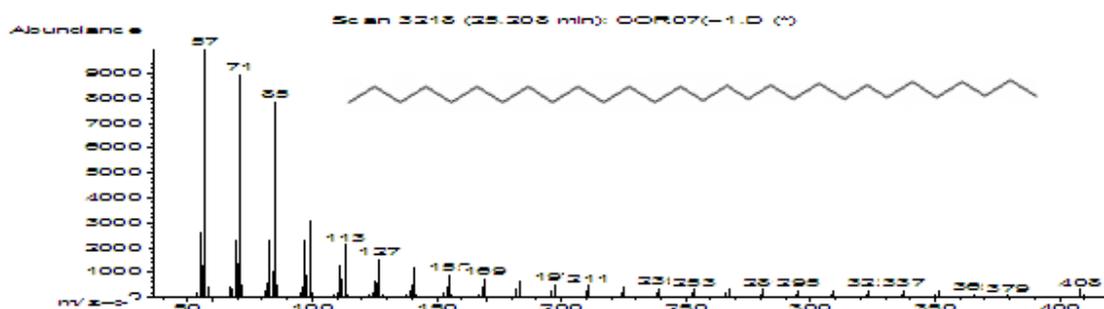
1.13 Espectro de masa heptacosano {Autlán (AcOEt)}.



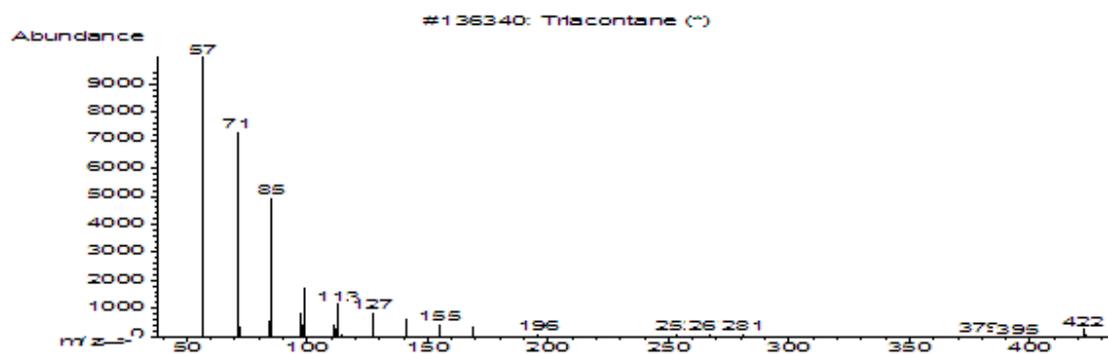
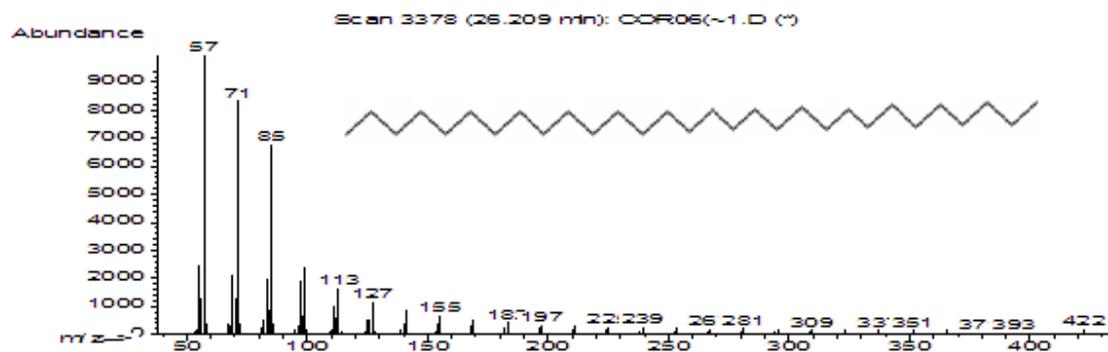
1.14 Espectro de masa octacosano {Autlán 1 (hexano)}.



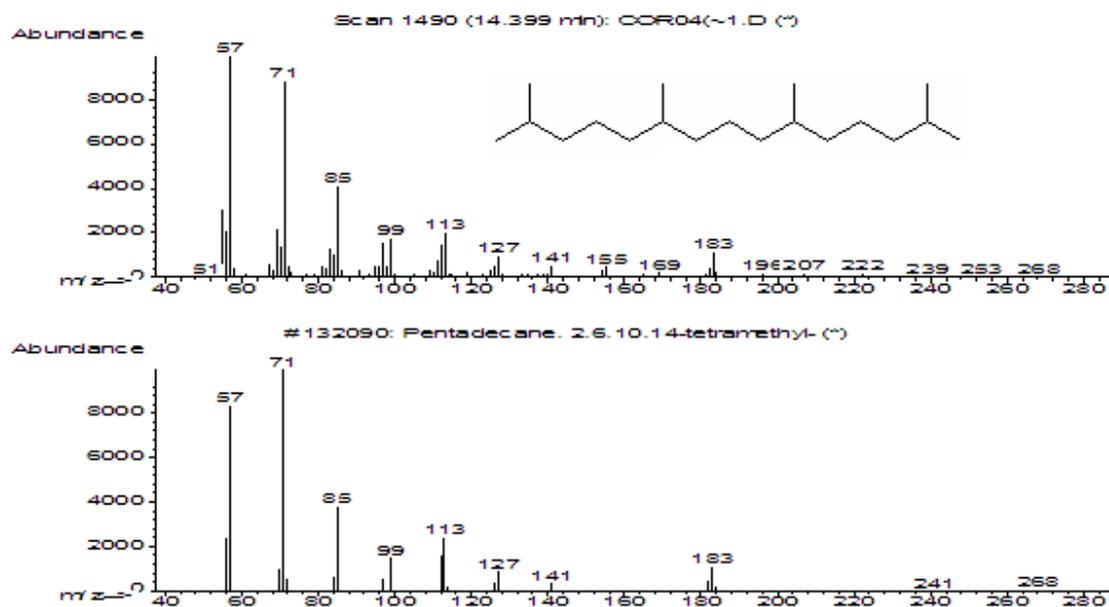
1.15 Espectro de masa nonacosano {Autlán (AcOEt)}.



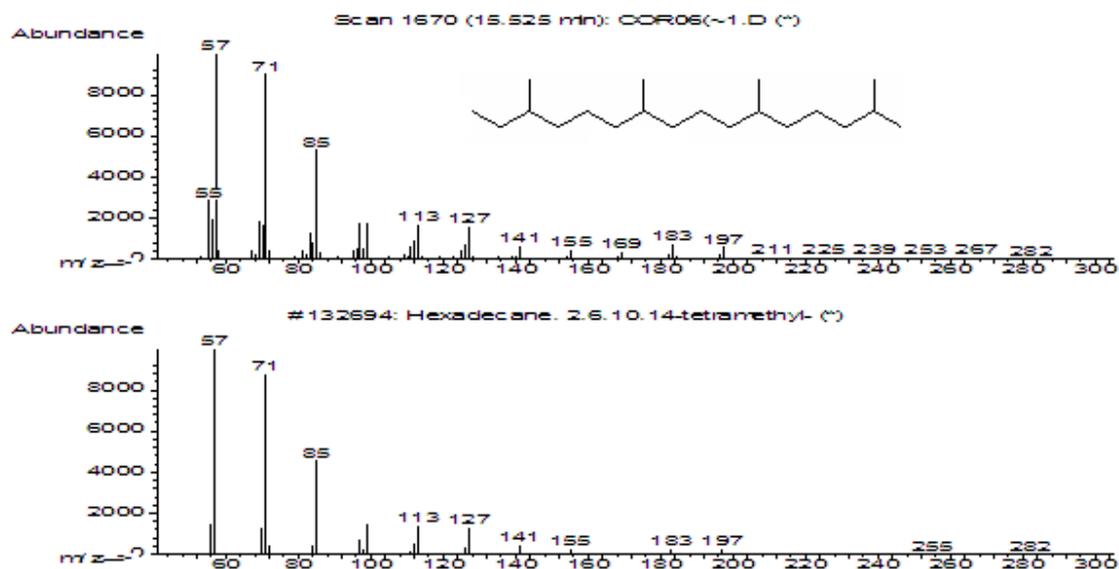
1.16 Espectro de masa tricontano {Autlán 1 (hexano)}.

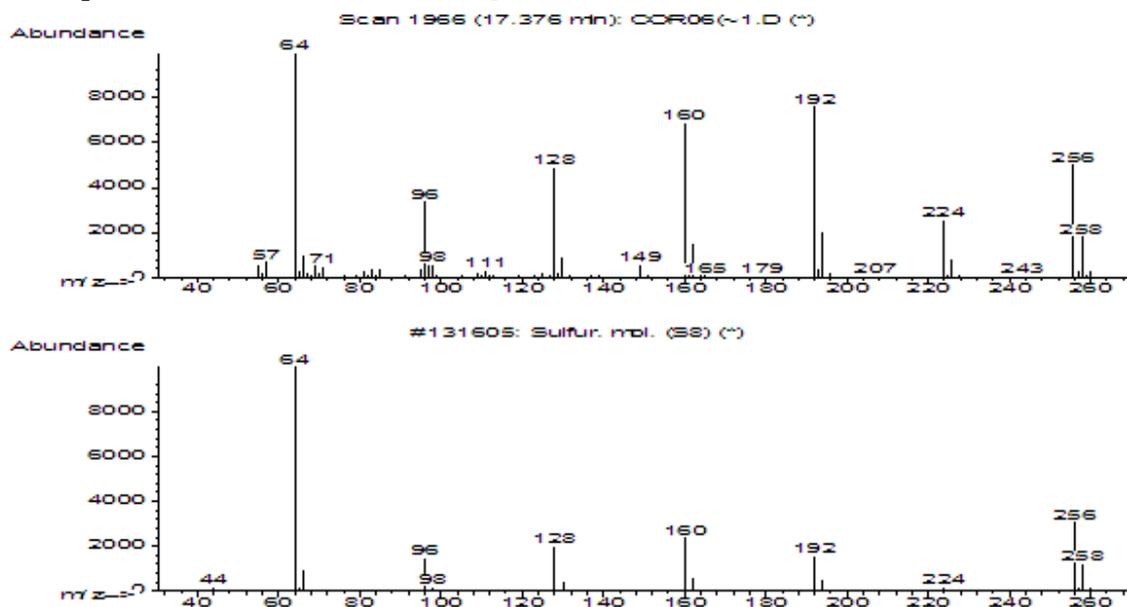


1.17 Espectro de masa pristano o 2,6,10,14-tetrametilpentadecano {Tetipanchalco (hexano)}.

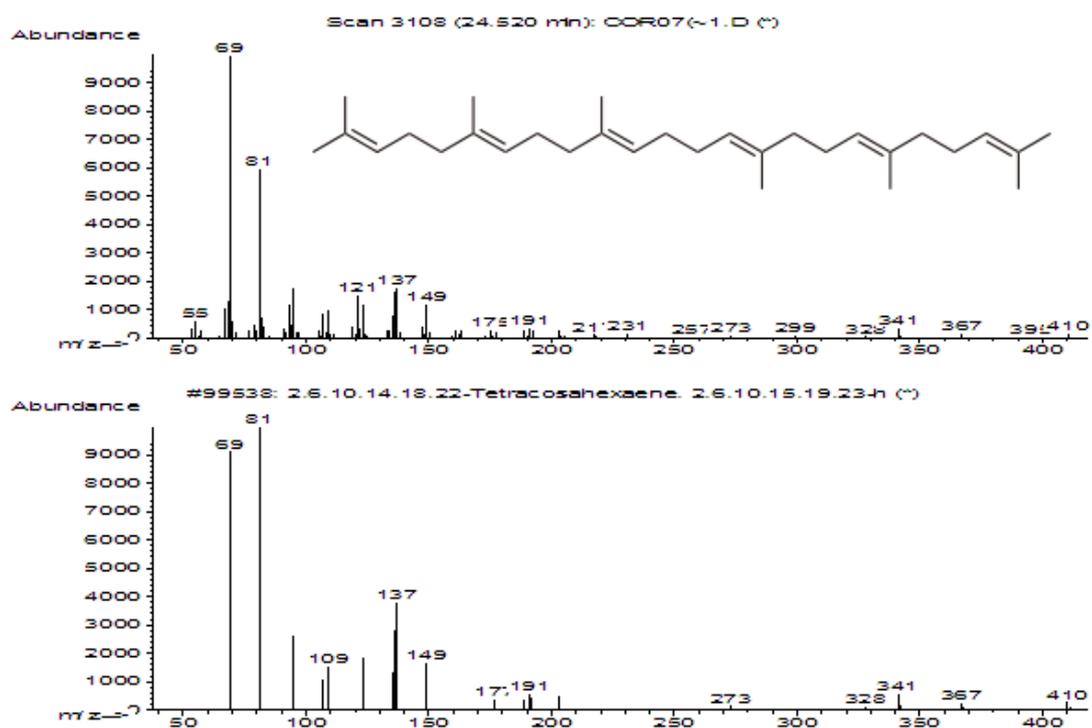


1.18 Espectro de masa Fitano o 2,6,10,14-tetrametilhexadecano {Tetipanchalco (hexano)}.



1.19 Espectro de masa azufre S₈ {Naopa (AcOEt)}.

1.20 Espectro de masa escualeno o 2,6,10,15,19,23-hexametil-2,6,10,14,18,22-tetracosahexaeno {Naopa (hexano)}.



2.- Cantidad de Materia Orgánica obtenida.

Muestra	Solvente	Identificación del vial	Peso del vial (g)	Peso del vial con muestra (g)	Cantidad de materia orgánica obtenida (g)
Naopa 1	Hex.	a	8.0744	8.0758	0.0014
	AcOEt	d	8.1379	8.1416	0.0037
	MeOH	g	18.3303	18.3425	0.0122
Naopa 2	Hex.	c	7.7611	7.7627	0.0016
	AcOEt	e	18.3034	18.3095	0.0061
	MeOH	h	18.3152	18.3154	0.0002
Autlan	Hex.	K	18.2381	18.2388	0.0007
	AcOEt	M	18.1585	18.1688	0.0103
	MeOH	O	18.2438	18.2616	0.0178
Xicalango	Hex.	S	18.2137	18.2144	0.0007
	AcOEt	V	18.1681	18.1711	0.003
	MeOH	Z	18.1276	18.1411	0.0135
Tetipanchalco R2	Hex.	T	17.9735	17.9755	0.002
	AcOEt	W	18.1833	18.1854	0.0021
	MeOH	X	18.2229	18.2428	0.0199
Naopa	Hex.	A1	18.2423	18.2439	0.0016
	AcOEt	D1	18.1114	18.1175	0.0061
	MeOH	G1	18.1816	18.2116	0.03
Autlan 1	Hex.	J1	25.2328	25.2359	0.0031
	AcOEt	M1	25.6575	25.6615	0.004
	MeOH	P1	26.3099	26.3397	0.0298
Ocotlan	Hex.	K1	25.3042	25.3051	0.0009
	AcOEt	N1	25.2591	25.2637	0.0046
	MeOH	Q1	26.2892	26.3474	0.0582
Tetipanchalco	Hex.	T1	25.2362	25.2365	0.0003
	AcOEt	X1	25.4286	25.4311	0.0025
	MeOH	B2	25.3261	25.3535	0.0274

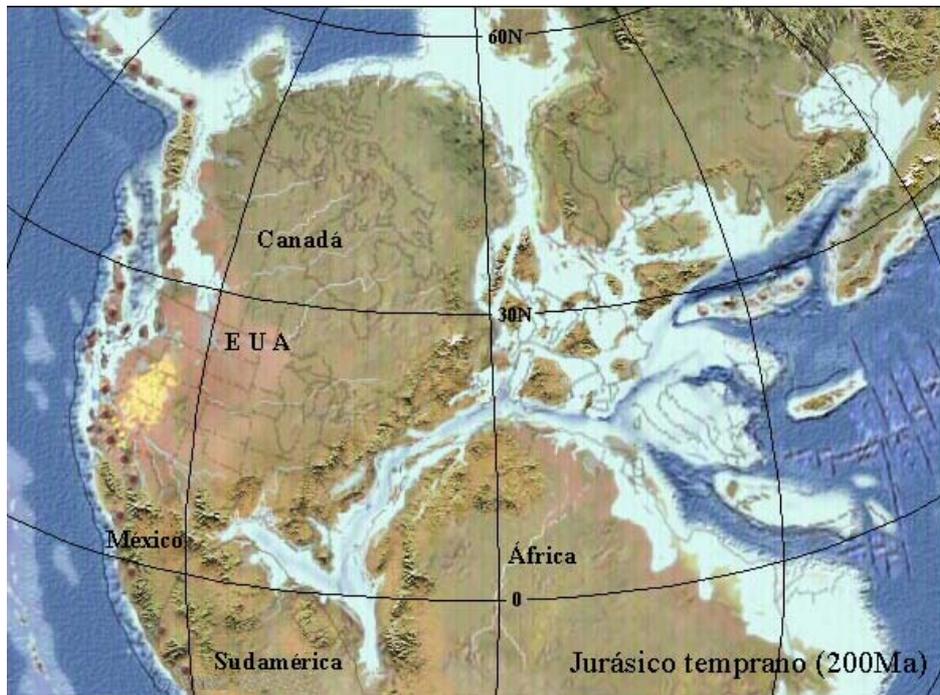
3.- Relación Pr/Ph en los extractos obtenidos.

No.	Muestra	Solvente	Abundancia		Pr/Ph	Condiciones
			Pristano	Fitano		
1	Ocotlán	Hex	1320000	1780000	0.7416	Anóxicas, hipersalinos y carbonatados
		AcOEt	1130000	1495000	0.7559	Anóxicas, hipersalinos y carbonatados
		MeOH	980000	1420000	0.6901	Anóxicas, hipersalinos y carbonatados
2	Autlán	/	/	/	/	/
3	Autlán 1	Hex	920000	1520000	0.6053	Anóxicas, hipersalinos y carbonatados
		AcOEt	1300000	1650000	0.7879	Anóxicas, hipersalinos y carbonatados
4	Naopa	Hex	/	400000	/	/
5	Naopa 1	Hex	520000	940000	0.5532	Anóxicas, hipersalinos y carbonatados
		AcOEt	920000	/	/	/
6	Naopa 2	Hex	960000	1200000	0.8000	Anóxicas
7	Xicalango	Hex	370000	610000	0.6066	Anóxicas, hipersalinos y carbonatados
		AcOEt	800000	/	/	/
8	Tetipanchalco	Hex	540000	800000	0.6750	Anóxicas, hipersalinos y carbonatados
		AcOEt	780000	960000	0.8125	Anóxicas
		MeOH	/	2000000	/	/
9	Tetipanchalco R2	Hex	620000	/	/	/
		AcOEt	500000	780000	0.6410	Anóxicas, hipersalinos y carbonatados

4.- Relación Pr/n-C₁₇ en los extractos obtenidos.

No.	Muestra	Solvente	Abundancia		Pr/n-C ₁₇	Ambiente
			Pristano	C ₁₇		
1	Ocotlán	Hex	1320000	/	/	/
		AcOEt	1130000	1720000	0.6570	lagunar y/o marino-marginal
		MeOH	980000	1460000	0.6712	lagunar y/o marino-marginal
2	Autlán	/	/	/	/	/
3	Autlán 1	Hex	920000	1160000	0.7931	marino-marginal
4	Naopa	/	/	/	/	/
5	Naopa 1	Hex	520000	680000	0.7647	marino-marginal
		AcOEt	920000	1400000	0.6571	lagunar y/o marino-marginal
6	Naopa 2	Hex	960000	1900000	0.5053	marino-marginal
7	Xicalango	Hex	370000	740000	0.5000	mar abierto.
		AcOEt	800000	2100000	0.3810	mar abierto.
8	Tetipanchalco	Hex	540000	680000	0.7941	marino marginal
		AcOEt	780000	1240000	0.6290	lagunar y/o marino-marginal
9	Tetipanchalco R2	Hex	620000	1060000	0.5849	marino-marginal
		AcOEt	500000	800000	0.6250	marino marginal

5.- Imágenes del Jurásico Inferior (Temprano), Medio y Superior (Tardío).





Imágenes tomadas de: <http://jan.ucc.nau.edu/>