



# 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

“Interpretación Paleoambiental con Biomarcadores en  
Rocas de las Formaciones Tuzancoa y Huayacocotla en la  
Región de Tianguistengo, Hidalgo”

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

Presenta:

Eimy Nonnie Ramírez Santander

Asesor:  
Dr. Kinardo Flores Castro.

Pachuca de Soto, Hidalgo. Junio, 2008.

# *Dedicatoria*

A mis padres Raquel Santander Ávila y N. Edgar Ramírez Salinas de los cuales me siento muy orgullosa y afortunada de tenerlos a mi lado. Gracias por todo su apoyo, cariño y amor que me han brindado a lo largo de estos años, pero sobretodo por creer en mi ya que sin ustedes, sin sus consejos y regaños no hubiese llegado hasta lo que soy ahora, una persona de la cual se puedan sentir orgullosos.

A mi hermano Edgar Ramírez Santander sin duda el mejor de los hermanos. Gracias por cuidarme, quererme y protegerme. Me siento muy orgullosa de ti por ser lo que eres, por lo que has logrado y por darme un buen ejemplo. Siempre lucha por lo que quieres y nunca tengas miedo a nada, porque sabes que yo siempre voy a estar a tu lado, como tú lo has hecho conmigo.

*Gracias por ser mi inspiración, mi apoyo y mi orgullo*

*Los Amo*

## *Agradecimientos*

A Dios por haberme permitido llegar hasta donde estoy ahora y por poner en mi camino a mi familia y amigos que me quieren y apoyan en todo momento.

A mi asesor Dr. Kinardo Flores Castro, GRACIAS por su apoyo, cariño, pero sobretodo por creer en mí, ya que sin esto no hubiera sido posible la realización de esta tesis, de verdad no tengo las palabras exactas para expresarle lo mucho que lo estimo, porque aparte de ser un excelente asesor es un gran persona, a la cual siempre voy a llevar en mi corazón.

Dr. J. Jesús Martín Torres Valencia, por todo su apoyo y tiempo que nos brindó para la realización de esta tesis, y por ser uno de los profesores que nos impartió clases.

Dra. Myriam Meléndez Rodríguez, por haberme apoyado siempre, desde el salón de clases hasta la realización de esta tesis. La estimo mucho y es una de las personas a las cuales no voy a olvidar.

Dr. José Guadalupe Alvarado Rodríguez, por todas sus enseñanzas, es uno de los profesores que mas me ha gustado como imparte clase. Gracias por apoyarme en esta tesis.

Dr. José Luis Cadena Zamudio, Dr. John S. Armstrong Altrín y Dr. Márius Ramírez Cardona, por sus consejos para que esta tesis mejorara; así como a Q. Claudia Romo Gómez por su apoyo y tiempo.

A mis abuelitos B. Agustín Ramírez Jaen y Ma. del Refugio Salinas Morales, por consentirme, quererme, apoyarme, protegerme y simplemente por ser los mejores abuelitos de este mundo. Abuelito te agradezco de todo corazón el gran sacrificio que siempre has hecho, para hacer de nosotros unas personas de bien. Los Adoro.

A mi abuelita Josefa Ávila Benítez por compartir conmigo cada momento de mi vida. Gracias por quererme, cuidarme, aconsejarme y por brindarme siempre su cariño. La quiero mucho.

A mi abuelito F. Santander Valencia (†) al cual no tuve la oportunidad de conocerlo, pero se que en donde este se siente muy orgulloso de todo lo que hemos logrado.

A mi bisabuelita Ángela C. Jaen (†) por cada momento que compartimos que los llevo muy presentes en mi mente y mi corazón, donde quiera que este gracias.

A Héctor, quiero decirte muchas cosas, primero que nada le doy gracias a diosito por haber puesto en mi camino a una persona tan maravillosa como lo eres tú, la cual me hace muy feliz. Te agradezco tu apoyo, cariño, consejos, confianza y amor que me brindas día con día, ya que todo esto me alienta para salir adelante. TE AMO.

A mi padrino y primo Horacio, por estar siempre a mi lado, por tu incondicional apoyo en todo momento, por siempre mostrarme el gran cariño que me tienes. Sabes que para mí siempre fuiste un ejemplo seguir y ahora se ve reflejado. Te Quiero Mucho.

A mis tíos Ludi y Candido, les agradezco todo su cariño, apoyo que siempre me brindan, en verdad no saben cuanto los quiero y estimo. Gracias por estar en todo momento conmigo y por haber tenido unos excelentes hijos que siempre fueron mi ejemplo a seguir.

A mis primos Hugo, Mary y sobrinos Aaron, Iran y Abril. A pesar de la lejanía, siempre han estado y están presentes conmigo, quizá físicamente no pero en mi corazón todo el tiempo, gracias por sus muestras de cariño y por su apoyo, los quiero mucho.

A mi prima Adriana y sobrinos Emily y Emiliano. Aunque no están aquí, quiero decirles que los quiero muchísimo, y no saben cuanto deseo verlos y abrazarlos y compartir tantos momentos con ustedes, como una vez su mamá y yo los compartimos. Los Extraño Mucho.

A mi primo Mauricio, quiero decirte tantas cosas que no se como empezar, primero que nada gracias por ser mi super primo, por compartir conmigo muchas cosas, tu sabes que te quiero mucho, por lo que eres, una persona con un corazón enorme, capaz de dar y recibir amor. Todos los momentos que he compartido contigo no los cambio por nada. Gracias por estar a mi lado, por quererme, apoyarme y porque siempre que te necesito esta ahí para ayudarme, así como también sabes que cuentas conmigo.

A mis primos José Martín, Berenice y sobrinos Cristian Martín y Lupita por estar a mi lado en cada momento especial de mi vida, ustedes saben que les tengo un gran cariño.

A mis tíos Antonio, Ma. Luisa y mis primos Christian Alan y Luisa Fernanda (Ñoñitos). Tíos antes que nada gracias por su apoyo, cariño y confianza que siempre me han tenido, tienen unos hijos excepcionales. Ñoñitos, de verdad no saben cuanto disfruto cada momento que comparto con ustedes, gracias por sus muestras de cariño que siempre recibo. Luchen por lo que quieren y supérense día con día, quiero verlos realizados como profesionistas y como personas. Los quiere su prima la más hermosa Eimy.

A mis tíos Nicolás, Malena y mi primo Marco Antonio, porque siempre me mostraron su incondicional apoyo y me abrieron las puertas de su casa cuando mas lo necesité; así como su preocupación para que estuviera y me sintiera bien. Muchas Gracias por las clases de cálculo impartidas por Juan Luis. Primo que gusto me da que te estés superando, ya quiero verte hecho todo un médico.

A mi prima Alma Neyda y mi sobrina Sheyna Italia, por darme la alegría de ser su madrina y también por todo su cariño.

A mi tía Agustina y Ricardo por compartir conmigo uno de mis más grandes logros.

A mis tíos Martín y Claudia, porque a pesar de la lejanía se han preocupado por nosotros y siempre hemos recibido muestras de cariño.

A mis tíos Mario, Lupita, mis primos Yoselín, Fernando, Mario Rafael y mis sobrinos Alexis y Emilia. Quiero decirles que les tengo un gran afecto, gracias por todos los momentos que hemos pasado juntos.

A mi tía María Salinas Morales y familia, por apoyarme cuando iba a la universidad. Muchas Gracias.

A mi tía Lourdes Salinas Morales, por todo tu cariño y apoyo que siempre he recibido, y también por ese viaje a Xalapa en la cual me la pase muy bien. La Quiero Mucho

A mi tío Alejandro Salinas Pérez por compartir con nosotros muchos momentos desde mi infancia hasta la fecha, eres una persona muy especial para mí, Te Quiero.

A Caro, por tu incondicional apoyo, sabes que muchas veces tú me alentaste para terminar esta tesis cuando me desesperaba. Gracias por todos los momentos que hemos pasado juntos.

A Luis, gracias por haberme dado la oportunidad de conocerte, ya que eres una excelente persona, que con el tiempo te he tomado un gran aprecio y todos los momentos que hemos compartido los llevo muy presentes en mi mente pero sobretodo en mi corazón, gracias por mostrarme siempre tu cariño. Te deseo de todo corazón que todo lo que te propongas se te cumpla y llegues a ser todo un médico. Te quiere tu prima Eimy.

A mi mejor amiga Myrna, como una vez te dije le doy a gracias a dios por haber puesto en mi camino a una gran amiga como lo eres tu, la cual siempre esta conmigo en todos los momentos, gracias por quererme y aceptarme tal y como soy, gracias porque sin tus consejos, regaños en fin... quizá muchas veces no hubiese podido salir adelante, y como olvidar las veces que nos fuimos a p. vallarta... y así son tantos los momentos que hemos compartido juntas y se que seguiremos compartiendo por que esta amistad es para siempre. Te Quiere tu siempre amiga Eimy.

A mi amiga Ayde, por haberme dado la oportunidad de ser tu amiga, por apoyarme y ayudarme siempre. Jamás voy a olvidar todos los buenos y malos momentos que hemos pasado juntas, porque como te lo dije esos malos momentos ayudaron para fortalecer esta amistad. Aydecita te quiero mucho y algo especial para mí y que nunca voy a olvidar fue el sarape.

A mi amiga Andrea, quien iba a decir que detrás de esa persona dura y solitaria existía una persona con un corazón enorme, que con el paso del tiempo he llegado a querer y estimar, por ser una gran amiga capaz de dar sin esperar recibir nada a cambio. Andri te agradezco de todo corazón todos los momentos que hemos compartido juntas y que de ello se aprende muchas cosas, como valorar una amistad como la tuya que nunca quiero perder.

A mi amiga Elizabeth porque a pesar de que estuviste lejos unos años siempre estuviste conmigo, y a pesar de esa lejanía nunca nos olvidamos la una de la otra. Gracias Eli por tu apoyo y cariño, Te Quiero.

A mi amigo Elvis que detrás de tanta seriedad encontré a un gran amigo, con el que he compartido casi toda mi vida. Eres una persona en el que puedo confiar incondicionalmente, gracias por todos los momentos que hemos pasado juntos y espero que sigamos compartiendo.

A Tere, por todo tu apoyo que me brindaste y por todos los momentos que pasamos mientras estudiamos en esta universidad.

A Victor, por ser un gran amigo, muchas gracias por todos consejos y por estar a mí lado en todo momento.

A Erick Valencia, por dejarme conocer la gran persona que eres, la cual con el paso del tiempo he llegado a estimar. Gracias por todo tu apoyo.

*Gracias a todos por ser parte de mis alegrías y tristezas.*

**Los Quiero Mucho!!!**

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., Ángeles-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.
  
- ☐ Ramírez-Santander E., Flores-Castro K., Hernández-Hernández A., Islas-Romero M., Gibson Richard, Torres-Valencia J. M. (2007). “Identificación de Pristano y Fitano en rocas sedimentarias de la Formación Tuzancoa (Pérmico), estado de Hidalgo (México): Implicaciones paleoambientales utilizando biomarcadores”. Memoria XVII Congreso Nacional de Geoquímica, v. 13, n.1, p. 165.

# Índice

	Pág.
Abreviaturas	x
Objetivos	ii
Resumen/Abstract	I
1. Introducción	1
1.1 Formación de las rocas sedimentarias	2
1.2 Clasificación de las rocas sedimentarias	2
1.3 Ambientes sedimentarios	3
1.4 Diagénesis	4
1.5 Estructura de las rocas sedimentarias	6
1.5.1 Estratificación	6
1.6 Facies sedimentarias	6
1.7 Materia orgánica en rocas sedimentarias	7
2. Antecedentes	9
3. Justificación	12
4. Localización y vías de comunicación	13
5. Geología regional	15
5.1 PRECÁMBRICO	16
5.1.1 Gneis Huiznopala (Precámbrico, P $\epsilon$ H)	16
5.2 PALEOZOICO	17
5.2.1 Formación Tuzancoa (Pérmico Superior, PST)	18

5.3 MESOZOICO	21
5.3.1 Formación Huayacocotla (Jurásico Inferior, Jlh)	21
5.4 CENOZOICO	26
5.4.1 Serie Volcánica Tlanchinol (Terciario, TT)	26
5.5 Geología local	28
6. Descripción de muestras y metodología	32
6.1 Descripción de muestras	32
6.1.1 Morita 1	32
6.1.2 Morita 2	32
6.1.3 Otlamalacatla FG	33
6.1.4 Otlamalacatla FF	33
6.1.5 Otlamalacatla 1	34
6.1.6 Otlamalacatla 2	34
6.1.7 Y	35
6.1.8 Y1	35
6.1.9 Otlamalacatla*	35
6.1.10 HOR	36
6.1.11 HOR 1	36
6.1.12 CHA	37
6.1.13 R CHA	37
6.1.14 R CHA 1	38
6.2 Metodología	40
6.3 Geoquímica orgánica	40
6.4 Cromatografía de gases	44
6.5 Espectrometría de masa	47

7. Geoquímica orgánica	49
7.1 Materia orgánica en el ciclo global del carbono	49
7.2 Producción de la materia orgánica (MO) y su ciclo en los océanos	52
7.3 Destino de la producción principal: degradación y diagénesis	54
7.4 Factores que controlan la acumulación y preservación de la MO	56
7.4.1 Preservación de la MO por absorción	57
7.4.2 Degradación de la MO en ambientes óxicos	59
7.4.3 Alteración diagenética	60
7.5 Composición química de precursores biológicos	63
8. Resultados	64
8.1 HOR	66
8.1.1 HOR (Hexano)	66
8.1.2 HOR (Acetato de etilo)	67
8.1.3 HOR (Metanol)	68
8.2 HOR 1	69
8.2.1 HOR 1 (Hexano)	69
8.2.2 HOR 1 (Acetato de etilo)	70
8.2.3 HOR 1 (Metanol)	71
8.3 Morita 1	71
8.3.1 Morita 1 (Hexano)	71
8.3.2 Morita 1 (Acetato de etilo)	72
8.3.3 Morita 1 (Metanol)	73
8.4 Morita 2	74
8.4.1 Morita 2 (Hexano)	74
8.4.2 Morita 2 (Acetato de etilo)	75
8.4.3 Morita 2 (Metanol)	76

8.5 Otlamalacatla 1	77
8.5.1 Otlamalacatla 1 (Hexano)	77
8.5.2 Otlamalacatla 1 (Acetato de etilo)	78
8.5.3 Otlamalacatla 1 (Metanol)	79
8.6 Otlamalacatla 2	79
8.6.1 Otlamalacatla 2 (Hexano)	79
8.6.2 Otlamalacatla 2 (Acetato de etilo)	80
8.6.3 Otlamalacatla 2 (Metanol)	81
8.7 Otlamalacatla*	81
8.7.1 Otlamalacatla* (Hexano)	81
8.7.2 Otlamalacatla* (Acetato de etilo)	82
8.7.3 Otlamalacatla* (Metanol)	83
8.8 Otlamalacatla FF	84
8.8.1 Otlamalacatla FF (Hexano)	84
8.8.2 Otlamalacatla FF (Acetato de etilo)	85
8.8.3 Otlamalacatla FF (Metanol)	86
8.9 Otlamalacatla FG	87
8.9.1 Otlamalacatla FG (Hexano)	87
8.9.2 Otlamalacatla FG (Acetato de etilo)	88
8.9.3 Otlamalacatla FG (Metanol)	88
8.10 Y	89
8.10.1 Y (Hexano)	89
8.10.2 Y (Acetato de etilo)	90
8.11 Y1	91
8.11.1 Y1 (Hexano)	91
8.11.2 Y1 (Acetato de etilo)	91

8.12 R CHA 1	92
8.12.1 R CHA 1 (Hexano)	92
8.12.2 R CHA 1 (Metanol)	93
8.13 R CHA	94
8.13.1 R CHA (Hexano)	94
8.14 CHA	95
8.14.1 CHA (Hexano)	95
8.14.2 CHA (Acetato de etilo)	95
9. Conclusiones	97
Bibliografía	III
Glosario	xiii
Anexos	Xi

## Figura

4.1 Mapa de localización del área de estudio.	14
5.1 Paleozoico Tardío.	18
5.2 Mapa geológico del área de estudio ( <i>Modificado de Rosales-Lagarde, 2005</i> ).	30
5.3 Columna estratigráfica esquemática de la Formación Tuzancoa ( <i>Modificado Rosales-Lagarde, 2002</i> ).	31
6.1 Cromatógrafo de gases.	47
7.1 Ciclo global de carbono ( <i>Mc Sween et al., 2003</i> ).	52
7.2 Diagrama esquemático que representa la materia orgánica en los océanos ( <i>Mc Sween et al., 2003</i> ).	55
7.3 Materia orgánica en diversos ambientes <i>rédox</i> ( <i>Mc Sween et al., 2003</i> ).	56
8.1 Origen diagenético de pristano (Pr) y fitano (Ph).	65

8.2 Escualeno (Sq).	66
8.3 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra HOR.	67
8.4 Cromatograma de gases del extracto obtenido con acetato de etilo de la muestra HOR.	68
8.5 Cromatograma de gases del extracto obtenido con metanol de la muestra HOR.	68
8.6 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra HOR 1.	69
8.7 Cromatograma de gases del extracto obtenido con acetato de etilo de la muestra HOR 1.	70
8.8 Cromatograma de gases del extracto obtenido con metanol de la muestra HOR 1.	71
8.9 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Morita 1.	72
8.10 Cromatograma de gases del extracto obtenido con acetato de etilo de la muestra Morita 1.	73
8.11 Cromatograma de gases del extracto obtenido con metanol de la muestra Morita 1.	74
8.12 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Morita 2.	75
8.13 Cromatograma de gases del extracto obtenido con acetato de etilo de la muestra Morita 2.	76
8.14 Cromatograma de gases del extracto obtenido con metanol de la muestra Morita 2.	76
8.15 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Otlamalacatla 1.	77
8.16 Cromatograma de gases del extracto obtenido con acetato de etilo de la muestra Otlamalacatla 1.	78

8.17 Cromatograma de gases del extracto obtenido con metanol de la muestra Otlamalacatla 1.	79
8.18 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Otlamalacatla 2.	80
8.19 Cromatograma de gases del extracto obtenido con acetato de etilo de la muestra Otlamalacatla 2.	80
8.20 Cromatograma de gases del extracto obtenido con metanol de la muestra Otlamalacatla 2.	81
8.21 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Otlamalacatla*.	82
8.22 Cromatograma de gases del extracto obtenido con acetato de etilo de la muestra Otlamalacatla*.	83
8.23 Cromatograma de gases del extracto obtenido con metanol de la muestra Otlamalacatla*.	83
8.24 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Otlamalacatla FF.	84
8.25 Cromatograma de gases del extracto obtenido con acetato de etilo de la muestra Otlamalacatla FF.	85
8.26 Cromatograma de gases del extracto obtenido con metanol de la muestra Otlamalacatla FF.	86
8.27 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Otlamalacatla FG.	87
8.28 Cromatograma de gases del extracto obtenido con acetato de etilo de la muestra Otlamalacatla FG.	88
8.29 Cromatograma de gases del extracto obtenido con metanol de la muestra Otlamalacatla FG.	89
8.30 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Y.	90



8.31 Cromatograma de gases del extracto obtenido con acetato de etilo de la muestra Y.	90
8.32 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Y1.	91
8.33 Cromatograma de gases del extracto obtenido con acetato de etilo de la muestra Y1.	92
8.34 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra R CHA 1.	93
8.35 Cromatograma de gases del extracto obtenido con metanol de la muestra R CHA 1.	94
8.36 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra R CHA.	94
8.37 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra CHA.	95
8.38 Cromatograma de gases del extracto obtenido con acetato de etilo de la muestra CHA.	96
9.1 Representación gráfica de los ambientes de depósito posibles en la zona de estudio y la ubicación de cada una de las muestras.	100

## **Fotografía**

5.1 Paleogeografía del Pérmico Superior de la porción correspondiente a Norteamérica (Laurasia).	19
5.2 Afloramiento de la Formación Tuzancoa (Pérmico Superior PST) cercano al poblado La Morita.	20
5.3 Afloramiento de la Formación Huayacocotla (Jurásico Inferior Jlh) de la región Otlamalacatla.	26
6.1 Arenisca del afloramiento “La Morita 1”.	32
6.2 Arenisca del afloramiento “La Morita 2”.	32

6.3 Arenisca alternada con limonitas del afloramiento “Otlamalacatla FG”.	33
6.4 Lutitas de color beige del afloramiento “Otlamalacatla FF”.	33
6.5 Limolita del afloramiento “Otlamalacatla 1”.	34
6.6 Arenisca del afloramiento “Otlamalacatla 2”.	34
6.7 Arenisca del afloramiento “Y”.	35
6.8 Limolita gris oscuro del afloramiento “Otlamalacatla*”.	35
6.9 Arenisca del afloramiento “HOR”.	36
6.10 Arenisca del afloramiento “HOR 1”.	36
6.11 Arenisca del afloramiento “CHA”.	37
6.12 Limolita del afloramiento “R CHA”.	37
6.13 Arenisca del afloramiento “R CHA 1”.	38
6.14 Pulverizador de la marca Fritsch <i>Pulverisette 2</i> .	41
6.15 Sistema de reflujo.	42
6.16 Sistema automatizado.	42
6.17 Rotavapor.	43
6.18 Cromatógrafo de Gases-Masa (CG-Ms) HP-Argilent.	44

## Tabla

6.1 Localización, formación y descripción litológica de las muestras.	39
7.1 Principales reservas de carbono orgánico e inorgánico (Hedges; Keil, 1995).	50
7.2 Estimaciones de la principal producción marina (Mc Sween <i>et al.</i> , 2003).	53
7.3 Preservación de carbono orgánico en varios ambientes marinos (Mc Sween <i>et al.</i> , 2003).	58

## Anexos

1. Espectro de masa del escualeno o 2,6,10,15,19,23-hexametil 2,6,10,14,18,22-tetracosahexaeno de la muestra HOR (hexano).	Xi
2. Espectro de masa del pristano o 2,6,10,14-tetrametilpentadecano de la muestra HOR 1 (acetato de etilo).	Xi
3. Espectro de masa del fitano o 2,6,10,14-tetrametilhexadecano de la muestra Morita 2 (acetato de etilo).	Xii
4. Espectro de masa del octadecano de la muestra Otlamalacatla 1 (acetato de etilo).	Xii
5. Espectro de masa del heptadecano de la muestra Otlamalacatla 1 (hexano).	Xiii
6. Espectro de masa del nonadecano de la muestra Otlamalacatla 2 (metanol).	Xiii
7. Espectro de masa del eicosano de la muestra Otlamalacatla* (hexano).	Xiv
8. Espectro de masa del heneicosano de la muestra HOR (hexano).	Xiv
9. Espectro de masa del docosano de la muestra Otlamalacatla* (acetato de etilo).	Xv
10. Espectro de masa del tricosano de la muestra Y (hexano).	Xv
11. Espectro de masa del tetracosano de la muestra R CHA 1 (hexano).	Xvi
12. Espectro de masa del pentacosano de la muestra Otlamalacatla FG (acetato de etilo).	Xvi
13. Espectro de masa del hexacosano de la muestra Otlamalacatla* (metanol).	Xvii
14. Relación de pristano y fitano (Pr/Ph)	Xvii
15. Cantidad de materia orgánica obtenida de cada una de las muestras con los tres disolventes empleados.	Xvii

## Abreviaturas

AcOEt: Acetato de etilo

CG-Ms: Cromatografía de Gases acoplado a Espectrometría de Masa

CO: Carbono Orgánico

CID: Carbono Inorgánico Disuelto

COD: Carbono Orgánico Disuelto

FF: Fracción fina

FG: Fracción gruesa

Jlh: Jurásico Inferior, formación Huayacocotla

Ma: Millones de años

MeOH: Metanol

MO: Materia Orgánica

P&H: Precámbrico, Formación Huiznopala

Ph: Fitano

Pind: Paleozoico indiferenciado

Pr: Pristano

PST1: Pérmico Superior Tuzancoa 1

PST2: Pérmico Superior Tuzancoa 2

PST3: Pérmico Superior Tuzancoa 3

PST4: Pérmico Superior Tuzancoa 4

PST5: Pérmico Superior Tuzancoa 5

Sq: Escualeno

tb: Brecha tectónica

TT: Terciario, Formación Tlanchinol

Qal: Cuaternario, Aluvión

## **Objetivo general**

Extraer e identificar la fracción soluble (bitumen) de la materia orgánica alojada en rocas sedimentarias del Paleozoico Superior de la región de Tianguistengo, Estado de Hidalgo (México), y obtener de ella información fisicoquímica y biológica prevaeciente.

## **Objetivos particulares**

1. Realizar un muestreo selectivo de cada una de las diferentes unidades del área de estudio (Tianguistengo, Hidalgo) que contenga rocas sedimentarias de interés.
2. Preparar las muestras en el laboratorio por medio de secado-disgregado y llevar a cabo la extracción de moléculas orgánicas mediante reflujo con disolventes de menor a mayor polaridad (hexano, acetato de etilo y metanol).
3. Obtener extractos mediante un rotavapor e identificar las moléculas orgánicas presentes en las rocas sedimentarias mediante cromatografía de gases acoplado a espectrometría de masa (CG-Ms).
4. Extrapolar la presencia del biomarcador con el contexto paleoambiental y obtener información fisicoquímica y biológica.

## Resumen

El presente proyecto de tesis inició con la recolección de catorce muestras de roca sedimentaria en afloramientos paleozoicos y mesozoicos pertenecientes al municipio de Tianguistengo, Estado de Hidalgo, México. Dichos afloramientos se encuentran cercanos a las comunidades de Otlamalacatla, Chapula y El Hormiguero. Tres de ellas corresponden a la Formación Huayacocotla del Jurásico Inferior y las restantes a la Formación Tuzancoa de edad Pérmico Superior.

Una vez trasladadas las muestras al laboratorio, se limpiaron, pulverizaron y fueron sometidas a reflujos sucesivos con disolventes grado HPLC (Hexano, Acetato de Etilo y Metanol), para abarcar un amplio rango de polaridad y lograr, finalmente, la extracción de los compuestos orgánicos que componen el bitumen (fracción soluble de la materia orgánica sedimentaria).

Los extractos obtenidos fueron analizados mediante la técnica de cromatografía de gases acoplado a espectrometría de masa (CG-Ms) y posteriormente identificados mediante el software Ms Engine 61034C y la base de datos Wiley 138.

La interpretación de los compuestos orgánicos presentes en las muestras permitió inferir condiciones de anoxia, hipersalinidad (pristano/fitano  $< 0.8$ , escualeno), protolito carbonatado (pristano/fitano  $< 0.8$ ), presencia de algas ( $n\text{-C}_{15}$ ,  $n\text{-C}_{17}$ ,  $n\text{-C}_{19}$ ) y aporte de plantas superiores de origen continental hacia un ambiente marino-marginal ( $n\text{-C}_{27}$ ,  $n\text{-C}_{29}$ ,  $n\text{-C}_{31}$ ).

## Abstract

Fourteen Paleozoic and Mesozoic sedimentary rock samples have been collected from outcrops of Otlamalacatla, Chapula and El Hormiguero localities, which belong to Tianguistengo municipality (Hidalgo State, Mexico). Among them, three pertain to Huayacocotla Formation (Lower Jurassic), and the remaining samples are associated to the Tuzancoa Formation (Upper Permian).

The experimental stage began on cleaning-up and powdering of samples. After that, they were put in a continuous reflux system with several HPLC grade solvents (Hexane, Ethyl acetate and Methanol) in order to cover a wide range of polarity and, consequently, assures an optimum extraction of the soluble fraction within the sedimentary organic matter (bitumen).

The extracts obtained were analyzed by Gas-Chromatography coupled to Mass Spectrometry (GC-Ms) and then, the organic compounds and specific biomarkers were identified by using Ms Engine 61034C software and Wiley 138 database.

Anoxic and hypersalinity conditions have been inferred by the interpretation of different biomarkers ratios (pristane/phytane  $< 0.8$ ) and the presence of squalene. The pristane/phytane ratio  $< 0.8$  and algae occurrence from  $n\text{-C}_{15}$ ,  $n\text{-C}_{17}$ ,  $n\text{-C}_{19}$  reveals it is of carbonaceous protolith. Finally, the presence of  $n\text{-C}_{27}$ ,  $n\text{-C}_{29}$ ,  $n\text{-C}_{31}$  point to a higher plant input from continent to the marine-marginal environment.



# 1. Introducción

## 1. Introducción

La geoquímica es la especialidad de la geología y de la química que estudia el comportamiento, distribución y movilidad de los elementos químicos en la Tierra y el Cosmos. El análisis de los resultados permite identificar procesos geológicos involucrados, clasifica los materiales producidos (minerales, rocas, agua, petróleo, gas, carbón, etc.) y obtiene sus condiciones fisicoquímicas de formación.

Las rocas son materiales geológicos formados por agregados de minerales, aunque en ocasiones pueden estar formadas por un único mineral. Existen tres tipos principales: las rocas ígneas, formadas por la solidificación de un magma a profundidad, denominadas plutónicas o intrusivas. Si este magma sale a la superficie, entonces se les llama volcánicas o extrusivas. Otro tipo son las rocas sedimentarias, objeto de este estudio, que pueden tener un origen clástico (detritico) y también químico o químico-biológico. Ambas pueden contener materia orgánica de origen animal y/o vegetal (fósil), procedente de ambientes sedimentarios marinos, marino marginales o continentales que se originaron por procesos erosivos, químicos y diagenéticos. Por último, las rocas metamórficas que son producto de la deformación de rocas pre-existentes, y/o por cambios en las condiciones originales de presión y temperatura (P-T) que crean una nueva mineralogía estable y en consecuencia la roca sufre cambios en textura y estructura.

En investigación se dirige particularmente al estudio de la fracción soluble (bitumen) de la materia orgánica alojada en las rocas sedimentarias de Tianguistego, Hidalgo. La información obtenida de ella, permitirá conocer su origen, identificar los protolitos y las condiciones fisicoquímicas y biológicas prevalecientes en el ambiente sedimentario donde se depositaron originalmente los sedimentos antiguos.

## 1.1 Formación de las rocas sedimentarias

La meteorización y erosión producen partículas de diverso tamaño que son transportadas por hielo, agua o aire hasta las zonas de mínima energía donde se acumulan y sedimentan. Una vez en reposo los sedimentos sufren procesos diagenéticos que los transforman en rocas sedimentarias.

## 1.2 Clasificación de rocas sedimentarias

- \* Rocas detríticas o clásticas. Están constituidas por partículas de rocas más antiguas que pueden estar situadas a cientos de kilómetros. Las rocas de este origen se fragmentan debido a la lluvia, la nieve o el hielo, y las partículas resultantes son arrastradas y depositadas como sedimentos en desiertos, en playas o en los lechos de océanos, lagos y ríos. Las rocas detríticas se clasifican de acuerdo con el tamaño de las partículas que contienen. La arenisca, arcosa, conglomerados, brechas, psamitas, grauvaca son ejemplos de este tipo de rocas.
- \* Rocas sedimentarias químicas: Se forman a partir de minerales disueltos en el agua. Cuando el agua se evapora o se enfría, los minerales disueltos pueden precipitar y formar depósitos que pueden acumularse con otros sedimentos o formar rocas por su cuenta. Los carbonatos, caliza masiva, caliza oolítica, estalactitas, estalagmitas, evaporitas son ejemplos de rocas sedimentarias químicas.
- \* Rocas sedimentarias orgánicas: Se componen sobre todo de materia orgánica o de carbón. En general, no contienen los minerales, porque estos son por definición de origen inorgánico. Se forman a partir de restos vegetales o animales. Por lo general contienen fósiles, y algunas están compuestas casi íntegramente de restos de seres vivos. Por ejemplo, los depósitos carbonáceos, la turba y los lignitos.

### 1.3 Ambientes sedimentarios

Reciben el nombre de ambientes o medios sedimentarios, los lugares donde pueden depositarse preferentemente los sedimentos.

Algunos ambientes sedimentarios están situados dentro de los continentes, como ocurre con el medio fluvial, el cual se forma por el depósito de partículas en el lecho y a ambos lados de los ríos, principalmente durante las crecidas, o el medio lagunar, originado por el material sedimentado en el fondo de los lagos. Otros ambientes se localizan en las zonas costeras y sus áreas aledañas. Entre éstos se pueden citar los deltas, formados por los sedimentos que lleva el río al final de su curso, y las playas. Es sin embargo, en el mar, donde suelen encontrarse los máximos espesores de sedimentos de plataforma continental, pero sobre todo los localizados al pie del talud continental y en la desembocadura de los cañones submarinos. En las llanuras abisales, en cambio, el espesor de los sedimentos es muy pequeño, desapareciendo prácticamente al aproximarse a las dorsales.

Otras denominaciones de los depósitos se dan según el agente que los transporta, el lugar donde se depositan o la estructura del depósito. En función del agente, se denominan coluvial (ladera), eólico (aire), aluvial (ríos) y glacial (hielo); según el lugar de depósito, palustre, lacustre, marino y terrígeno, y según la estructura de depósito, clástico y no clástico. Tienen que concurrir varios factores para que un medio sedimentario sea eminentemente deposicional.

Si se deposita material de origen detrítico (partículas sólidas que han sido transportadas mecánicamente por corrientes fluidas, como ríos), el medio de transporte de las partículas tendrá que perder energía para que pueda llevarse a cabo la sedimentación del material.

En cambio, en los lugares en los que se depositan sedimentos de origen químico, será necesario que las condiciones físico-químicas sean adecuadas para que puedan precipitarse sustancias disueltas. En todos los casos es necesario que la zona de depósito sufra un hundimiento progresivo, lo cual posibilitará la formación de grandes espesores de sedimento.

#### 1.4 Diagénesis

La formación de las rocas sedimentarias a partir de los sedimentos, comporta la existencia de una serie de procesos que, en general, tienden a la reducción de la porosidad y al aumento de la compacidad de los materiales. Estos procesos se engloban bajo el nombre de diagénesis.

La **Diagénesis** incluye todos los procesos físicos y químicos que afectan al sedimento después del depósito y hasta antes del metamorfismo de bajo grado. Los procesos diagenéticos no operan con uniformidad y regularidad, por lo que el tiempo y edad geológica de las rocas o sedimentos no son factores cruciales en los productos de la diagénesis. Por lo tanto, si se tiene el mismo grado de litificación no implica la misma historia depositacional para los dos.

Esta ocurre donde la mineralogía de la roca empieza a ser inestable como resultado de cambios en las condiciones o en la química. La inestabilidad ocurre en el contacto entre granos y en los espacios porosos entre los granos. Los cambios en presión o temperatura causan que se formen nuevos minerales o los minerales pre-existentes empiezan a modificarse mientras los sedimentos (rocas) se ajustan a las nuevas condiciones de equilibrio.

Hay 7 procesos diagenéticos principales:

1. Compactación. Es debida al peso de los sedimentos sobreyacentes y el primer resultado es la reducción de la porosidad por las fuerzas que hacen que los granos se junten, por lo que los fluidos que se encuentran en los poros (usualmente agua) son expulsados.

2. Recristalización. Se refiere al cambio del tamaño de los cristales sin cambio en la mineralogía. Recristalización es un proceso en el cual condiciones físicas o químicas inducen una reorientación de la estructura de los cristales de granos de mineral. Estos cambios texturales causan que los sedimentos empiecen a mitificarse. Esto ocurre en respuesta a factores como presión, temperatura y cambios en la fase fluida. También ocurre como resultado de la disolución y reprecipitación de fases minerales ya presentes en la roca.

3. Disolución. Proceso en el cual un mineral es disuelto. Como los fluidos pasan a través de los sedimentos, un constituyente inestable será disuelto y es transportado o re-precipitado en los poros cercanos donde las condiciones son diferentes.

4. Cementación. Es el resultado de la formación de nuevos minerales autígenos en los espacios porosos para crear un cemento el cual junta los granos.

5. Autogénesis. Es el proceso por el que las fases minerales nuevas son cristalizadas en sedimentos o rocas durante la diagénesis.

6. Re-emplazamiento. Ocurre cuando el mineral formado nuevamente reemplaza a uno pre-existente en el sitio que este ocupaba.

7. Bioturbación. Se refiere a la actividad física y biológica que ocurre en o cerca de la superficie de sedimentos que provoca que los sedimentos empiecen a mezclarse. La perforación de los organismos puede incrementar la compactación de los sedimentos y usualmente destruyen algo de la laminación o del bandeamiento. Durante la bioturbación algunos organismos precipitan minerales que actúan como cemento.

## **1.5 Estructura de las rocas sedimentarias**

**1.5.1 Estratificación.** Cada capa marca la terminación de un evento. Interesa en una capa su geometría interna en el conjunto, la geometría de las capas, pues dichas estructuras ponen en evidencia el ambiente de formación. Las capas pueden ser horizontales, si el ambiente de formación es tranquilo (lacustre); onduladas, si se trata en el ambiente de las dunas; inclinadas, si el ambiente es detrítico; rizadas, cuando son marcas de ambiente de playa; cruzadas, si el ambiente es pantano; geodas, si son capas esféricas concéntricas generadas por un fenómeno osmótico por diferencia de salinidad.

Las grietas de desecación se producen cuando el barro húmedo se seca al aire y se genera un diseño de grietas de varios lados, típico de lagos poco profundos que se han secado. La estratificación grano-clasificada es una estratificación en la cual las partículas mayores están en el fondo de una unidad y las pequeñas en la parte superior; la estratificación cruzada es una estratificación original en la cual los planos de los estratos están en el ángulo de la superficie principal sobre la cual los sedimentos fueron depositados; la estratificación de corriente es la misma que la estratificación cruzada; la estratificación de médano es una estratificación cruzada de tamaño más bien grande.

En las estructuras sedimentarias las ondulitas son marcas como ondas formadas por el movimiento del agua o del aire sobre la superficie de un sedimento recién depositado, y las dos principales ondulitas son la simétrica y las huellas fósiles de corriente asimétrica.

## **1.6 Facies sedimentaria.**

El término alude a la acumulación de depósitos con características específicas que gradúan lateralmente a otras acumulaciones sedimentarias, formadas simultáneamente, pero que presentan características diferentes.

A veces se subdividen en litofacies o facies litológicas y biofacies o facies marinas. Entre las facies de agua dulce se distinguen la fluvial y la lacustre; entre las marinas, la litoral o costera, la nerítica y la abisal, y entre las terrestres o continentales, muy variadas, la fluvial, la eólica, la glacial, etc.

Averiguar en qué tipo de ambiente se originó una roca sedimentaria tiene gran interés en geología, debido a sus múltiples aplicaciones. Hace posible, por ejemplo, reconstruir la situación de ríos, torrentes y costas hace millones de años (reconstrucciones paleográficas) permite averiguar los avances y retrocesos del mar producidos, en otras épocas y así como localizar trampas estratigráficas, lo cual es de gran interés en prospección de petróleo.

### **1.7 Materia orgánica en rocas sedimentarias**

Las rocas sedimentarias poseen escasa cantidad de materia orgánica (en promedio 1.5%). En las pelitas es de 2.1%, en los carbonatos de 0.29% y en las areniscas de sólo el 0.05%.

Algunas rocas contienen cantidades mayores de materia orgánica. Tal es el caso de las lutitas negras o las fangolitas bituminosas en las que oscila entre 3 y 10 %. En las lutitas petrolíferas (*oil shales*) la materia orgánica puede superar el 25 %, mientras que en los carbones es mayor al 70 %.

Las rocas ricas en materia orgánica son muy escasas, pues constituyen menos del 1 % del volumen total de sedimentos y sedimentitas. No obstante, son de gran importancia como proveedoras de combustibles.

La materia orgánica se compone de C, H, O, N y S. Los depósitos carbonáceos se componen de MO, generalmente vegetal o sus derivados subsecuentemente producidos y a menudo de minerales y componentes volátiles como agregados.



Las sustancias ricas en hidrocarburos producidos por destilación son los kerogenos. En los sedimentos se reconocen tres tipos de acumulaciones de materia orgánica: *humus*, turba y sapropel. La materia orgánica húmica es el principal constituyente del carbón, mientras que la materia orgánica que se encuentra en las lutitas negras y bituminosas es sapropélica.

El humus, constituyente de suelos, es materia orgánica 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.

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 acuíferos como lagos, albuferas y cuencas marinas donde los niveles de oxígeno son bajos.

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

El kerógeno es una sustancia insoluble precursora del petróleo, ya que constituye el 80% al 90% de la MO de las rocas pelíticas carbonáticas organógenas. Parte de la materia orgánica que se encuentra en los sedimentos es una sustancia soluble en solventes orgánicos a la que se denomina bitumen 10%.

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

## 2. Antecedentes

## 2. Antecedentes

Las raíces de la palabra *Geoquímica* provienen de dos ramas importantes, las cuales son Geología y Química. Nicolas Steno y otros geólogos ayudaron a expandir el conocimiento del comportamiento de los elementos y su presencia en la naturaleza, estas observaciones formaron la base para la cual la química moderna y la geología se desarrollaron en el siglo XVIII.

El término de **Geoquímica** fue usado por primera vez por el químico suizo Schönbein en 1838. La geoquímica apareció como una disciplina independiente; sin embargo, a raíz de esto se establecieron laboratorios importantes en los que se desarrollaron algunas de las primeras mediciones sistemáticas de las composiciones de rocas y minerales, y los primeros estudios experimentales, en los cuales se establecieron condiciones termodinámicas aplicadas a estabilidad mineral que fueron investigadas por Clarke (1909).

Durante el siglo XX el curso de la Geoquímica había sido guiado por importantes avances tecnológicos. El primero fue descubierto por Max von Laue (1912) en donde el arreglo interno de átomos en una sustancia cristalina sirvió como rejilla de difracción para dispersar la emisión de rayos-X. Posteriormente, William L. Bragg usó esta técnica para determinar la composición de la halita (NaCl). Goldschmidt (1920), en la Universidad de Oslo, determinaron la estructura de un gran número de minerales comunes.

Percy Bridgeman de la Universidad de Harvard y Norman L. Bowen (1930) del laboratorio de geofísica, conjuntamente con colegas del ejército, construyeron un aparato con el cual podrían formar minerales a temperaturas y presiones elevadas, incluso superiores a las encontradas debajo de la corteza. Con estos avances tecnológicos, los geoquímicos fueron finalmente capaces de investigar la química en lugares inaccesibles de la Tierra.

El crecimiento de la geoquímica moderna ha sido paralelo con el desarrollo de la cosmoquímica y muchos científicos han invertido tiempo en ambas disciplinas. Goldschmidt (1920), por ejemplo, refinó muchas de sus nociones acerca de la afinidad de elementos metálicos, sulfhídricos o sustancias de silicio.

El uso de isótopos radioactivos en geocronología empezó a aplicarse a finales del siglo XIX, siguiendo los descubrimientos de Ernest Rutherford, Henri Becquerel, Marie y Pierre Curie, quienes utilizaron a la química nuclear en geología; sin embargo, un adelanto más importante vino con el desarrollo de la espectrometría de masas de alta precisión (1930). La química isotópica rápidamente se impuso con las medidas espectroscópicas que Nier implantó. Posteriormente, entre 1936 y 1939 él, determinó composiciones isotópicas de 25 elementos. La espectrometría de masa de alta precisión es una tecnología que ha ido creciendo hasta nuestros días.

Las actividades de exploración para la explotación del petróleo se convirtieron en el enfoque más importante para la geología en las primeras décadas del siglo XX, el campo de la geoquímica orgánica lentamente ganó entonces importancia. En 1930 en Rusia V.I. Vernadsky, denominado como el “Padre de la Geoquímica”, especuló sobre las relaciones entre materia orgánica sedimentaria, petróleo y gases de hidrocarburos. Alfred Treibs confirmó el origen biológico del aceite en 1930. Otros, incluyendo Wallace Pratt de la compañía de HUMBLE OIL dedujo correctamente que el aceite se forma por craqueo natural de grandes moléculas orgánicas y notó que las diferencias de donde proviene el material y las condiciones diagenéticas contienen una huella digital química distinta para cada depósito de petróleo. En la última mitad de este siglo, geoquímicos orgánicos fijaron su atención a los contaminantes ambientales, dirigiéndose al petróleo por métodos geoquímicos de traza y control industrial de materia orgánica en suelos, agua subterránea y reconstruyendo ambientes antiguos.

Uno de los primeros acontecimientos significativos de la investigación de biomarcadores fue de Treibs (1936), quién obtuvo un reconocimiento al encontrar materia orgánica en sedimentos. Investigaciones subsecuentes (Eglinton y Calvin, 1967; Eglinton *et al.*, 1964) encontraron que a partir de los biomarcadores se podía obtener información acerca del origen de ciertos fósiles y de éstos, la composición del petróleo (Whitehead, 1973).

Posteriormente, con estos resultados se entendió con detalle la transformación de la materia orgánica en petróleo (Hunt, 1996; Tissot y Welte, 1984). Geoquímicos empezaron a apreciar el valor de los biomarcadores como herramienta para la exploración de los hidrocarburos y para investigaciones del medio ambiente.

En esta tesis se describen los primeros resultados de la aplicación de técnicas de geoquímica orgánica enfocadas hacia la obtención de parámetros fisicoquímicos y biológicos de paleoambientes del Paleozoico Tardío en el Estado de Hidalgo (Formación Tuzancoa). Existen estudios previos publicados sobre estas rocas pero basan su investigación en petrología y paleontología principalmente (Rosales-Lagarde *et al.*, 1997; Rosales-Lagarde, 2002; Rosales-Lagarde, 2005; Sour-Tovar *et al.*, 2005).

Las rocas paleozoicas encontradas al noroeste del Estado de Hidalgo, México, fueron asignadas como la Formación Guacamaya, sin embargo existen diferencias en la estratigrafía de éstas rocas, por lo que se redefinieron como la Formación Tuzancoa. (Rosales-Lagarde *et al.*, 1997). Las rocas que pertenecen a esta formación contienen abundantes fósiles, (Sour-Tovar *et al.*, 2005) describió los braquiópodos *Krotovia* sp., *Dasysaria* sp., *Derbyoides* cf. *D. dunbari*, *Neospirifer* cf. *N. amphigyus*, *Neospirifer* sp., *Spiriferellina tricola* y *Holosia* sp. y el trilobite *Anisopyge whitei* para rocas del Pérmico Inferior (Wolfcampiano-Leonardiano) de la región de Otlamalacatla, en el noroeste del Estado de Hidalgo.

### 3. Justificación

### 3. Justificación

Por medio de las rocas sedimentarias puede demostrarse con toda claridad los principios utilizados para estudiar la historia de la Tierra, ya que algunos de estos contienen restos de organismos fósiles que representan la vida que prevaleció en pasados tiempos geológicos, así como definir la edad de este tipo de rocas y ecosistemas.

Para ello se hace uso de los biomarcadores, marcadores biológicos o también llamados moléculas fósiles, que son compuestos orgánicos que se preservan en muestras geológicas. Estos productos conservan la estructura de sus moléculas precursoras, principalmente de origen biogénico y que se pueden identificar a través del registro geológico. El estudio de los biomarcadores permite, por ejemplo, correlacionar entre aceites crudos y sus rocas generadoras; lo cual a su vez puede relacionarse con procesos de migración del petróleo en medios porosos y su reservorio. El conocimiento de la distribución de los biomarcadores en muestras geológicas se utiliza para inferir las características fisicoquímicas del medio ambiente de depósito de la materia orgánica sedimentaria.

Los biomarcadores se encuentran presentes en las muestras geológicas, formando parte de mezclas complejas con otros compuestos de diversas clases químicas. Para lograr detectarlos es necesario extraer la fracción soluble de la materia orgánica de las rocas (bitumen), y analizarla por Cromatografía de Gases acoplado a Espectrometría de Masa (CG-MS). Los resultados obtenidos se extrapolan con el contexto paleoambiental, y de esta forma se obtiene información fisicoquímica y biológica.

Como anteriormente se mencionó, este es el primer reporte de estudios de geoquímica orgánica aplicados hacia la reconstrucción paleoambiental mediante el aislamiento de biomarcadores de rocas del Pérmico en el Estado de Hidalgo.

## 4. Localización y vías de comunicación



#### 4. Localización y vías de comunicación

El área de estudio se localiza al oriente del Estado de Hidalgo y está encuadrada en el municipio de Tianguistengo que colinda al norte con el municipio de Calnali, al sur con el de Zacualtipán, al oeste con Xochicoatlán y al este con el estado de Veracruz. Se localiza a los 19°43'40" de latitud norte y 98°37'44" de longitud oeste y a una altitud de 1,640 m sobre el nivel del mar.

Para llegar a la zona de investigación comprendida en esta tesis, se toma la carretera federal 105 México-Tampico y a la altura del km 198, justo pasando el poblado de Zacualtipán, se toma el camino a la derecha que conduce a Tianguistengo por vía asfaltada. Posteriormente se continúa por camino de terracería pasando las comunidades de La Morita, La Esperanza, Loma Tepehuizco, Tepehuixco, El Hormiguero, Otlamalacatla y finalmente Chapula, que dista 10 km de Tepehuixco. El tiempo de recorrido desde Pachuca hasta el poblado de Chapula es de aproximadamente 3.5 horas.

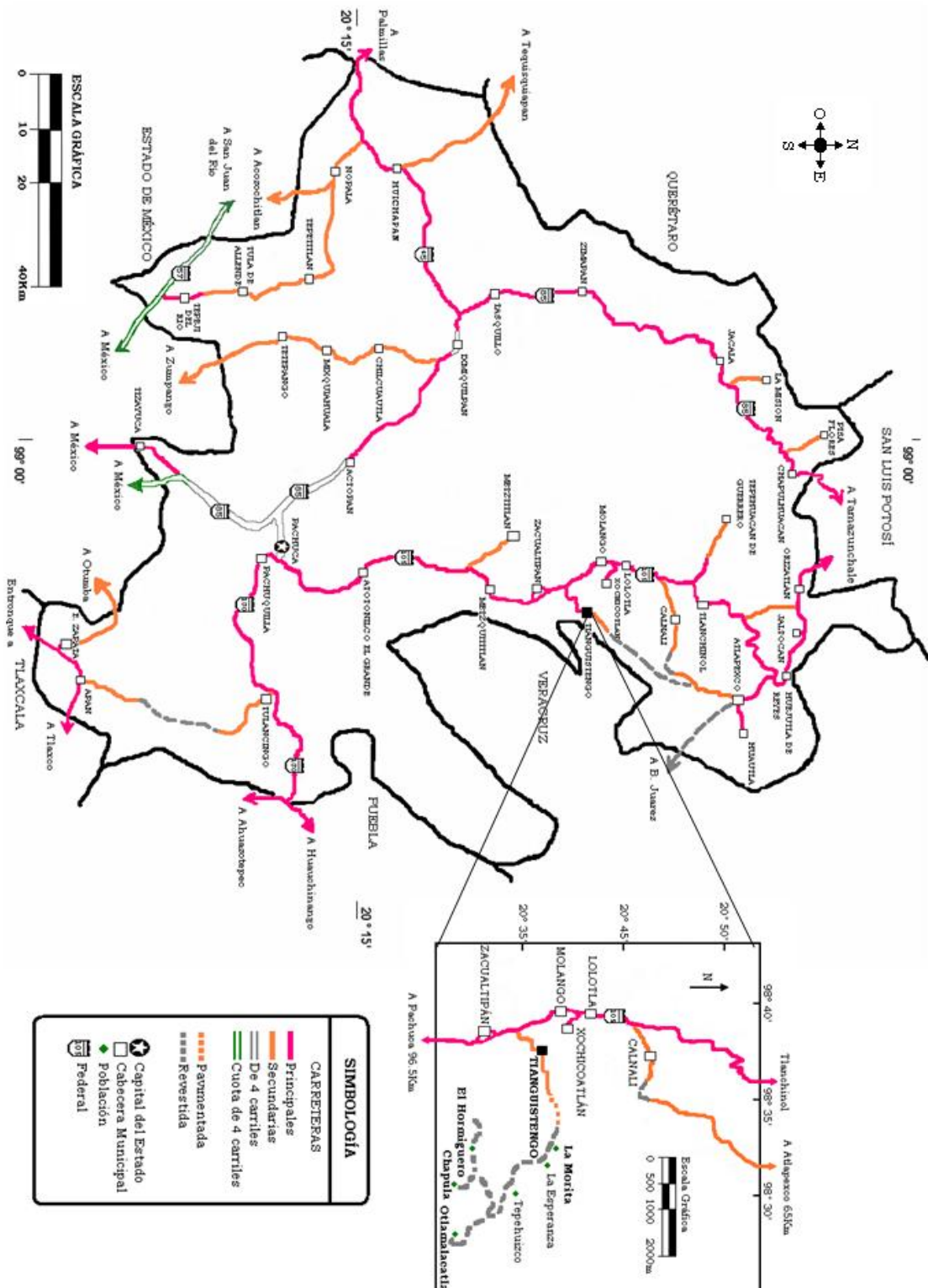


Fig. 4.1 Mapa de localización del área de estudio.

# 5. Geología regional y local

## 5. Geología regional

Las rocas del Paleozoico Superior de la Formación Tuzancoa fueron depositados en una cuenca marina asociada con un arco volcánico. Esta cuenca se encontraba cerca de restos volcánicos debido a los abundantes flujos de lava con intercalaciones en las rocas volcanoclásticas.

Los sedimentos calcáreos, inicialmente se depositan en estrechas plataformas marinas que rodean el volcán, donde se mueven y se vuelven a depositar en las zonas más profundas de la cuenca.

Arellano *et al.* (1998) La Formación Tuzancoa está formada por una secuencia turbidítica con abundantes fósiles que representa un intervalo del Wolfcampiano Superior al Leonardiano Inferior; y se caracteriza por encontrarse desde un flysch caótico (Wildflysch) de facies de pendiente (debritas) hasta un flysch pelítico de facies distales, cuyo depósito ocurrió en una cuenca profunda cerca del talud continental, frente a una plataforma marina somera que aportó, a través de corrientes de turbiedad, bloques de roca calcáreos con crinoides y fusulinidos. También aportó fragmentos de rocas andesíticas asociadas con actividad magmática, provenientes del occidente, donde se interpreta un límite de placas convergente.

López (1997) sugiere que las rocas de la Formación Las Delicias se depositaron en una cuenca antearco, y se colocaron en la zona de subducción entre América del Norte y Oaxaquia (Sierra Madre y Coahuila). Sin embargo, América del Norte se asocia con la Formación Tuzancoa, debido a la presencia de fósiles.

## 5.1 PRECÁMBRICO

### 5.1.1 Gneis Huiznopala (Precámbrico, 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 detalladas del basamento cristalino, dataron dichas rocas diferenciando la edad de los protolitos (~1200Ma) y la del metamorfismo (~960Ma) referidas al Grenvialiano.

Los afloramientos del basamento metamórfico en el arroyo Chipoco y Socavón Coyoles corresponden con un ortogneis (granítico y grabroico); mientras que los afloramientos del arroyo Agua Salada, pertenecen a un paragneis calcáreo, pelítico y psamítico. Los criterios que definieron los litotipos son los siguientes:

- El ortogneis del arroyo Chipoco, en ejemplar de mano se observa: cuarzo, feldespato y granate. Las rocas tienen un aspecto micáceo que se debe a la sericitización de los feldespatos y a la cloritización de los minerales ferromagnesianos, pero no a la presencia de biotita, como a primera vista pudiera asumirse. El ortogneis tiene una coloración verdosa, aunque en el área del Socavón Coyoles es de color rosa debido al predominio de ortoclasa. La foliación se presenta en forma aislada y errática sin manifestar un rumbo preferencial.
- El paragneis en el arroyo Agua Salada presenta una foliación muy clara con rumbo dominante al NO. Incluso, a lo lejos, los gneises parecen rocas sedimentarias estratificadas. Entonces, la característica distintiva entre el ortogneis y el paragneis es la foliación nítida de este último.

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 Totoncapa, de la Formación Tepexic, en el área del Socavón Coyoles, de la Formación Chipoco, en el área del Socavón 800 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, se observa el contacto discordante y existe una brecha tectónica silicificada en la parte superior del basamento. Esto sugiere que es una falla de despegue sobre el basamento.

En el área del Socavón (arroyo Chipoco) aflora la Formación Chipoco, descansando en forma discordante sobre un conglomerado basal de 2 a 4 m de espesor. El conglomerado está constituido por clastos de gneis y debajo del conglomerado se encuentra el basamento (Ortega-Gutiérrez, 1997).

## 5.2 PALEOZOICO

El Paleozoico Tardío fue una época marcada por la colisión continental, la aparición de montañas, fluctuación del nivel del mar y la variación de los climas. Los carbones y las evaporitas son un testimonio de la variedad de condiciones climáticas experimentadas por los distintos continentes del Paleozoico Tardío. (Monroe y Wicander, 2007)-

La parte final del paleozoico fue un periodo de agitación generalizada de la corteza terrestre. Emergieron continentes de debajo de los mares poco profundos del carbonífero precedente. Los depósitos acumulados en fosas geosinclinales fueron sometidos a presión y elevados en forma de sistemas montañosos: los Apalaches del centro y del sur en Norteamérica, y los Urales en Rusia, Europa y Asia se unieron mientras que al oeste una colisión entre placas continentales unía Norteamérica con el continente de Gondwana. De este modo, todas las masas continentales de la tierra se reunieron en una sola, llamada Pangea.



Fig. 5.1 Paleozoico Tardío.

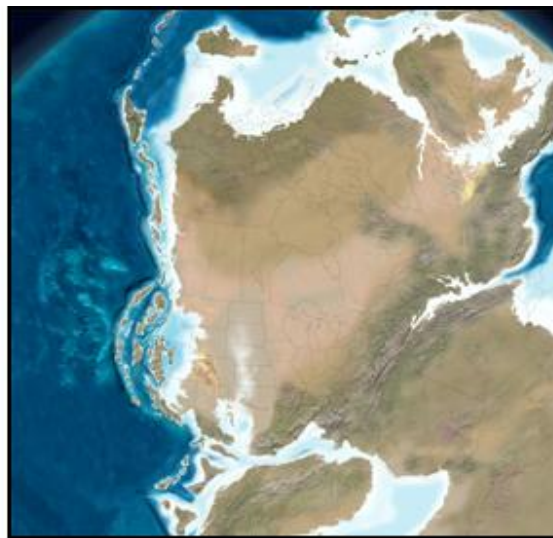
### 5.2.1 Formación Tuzancoa (Pérmico Superior, PST)

Originalmente se correlacionaron las rocas de la Formación Guacamaya a los afloramientos de rocas pérmicas en Hidalgo en los informes geológicos y publicaciones realizados por los autores: Martínez-Pérez, (1962); Carrillo-Bravo, (1965); Moreno-Cano y Patiño-Ruiz, (1981); sin embargo, debido a la diferencia en litología y origen, las rocas Paleozoicas de Hidalgo fueron divididas, redescritas informalmente como Formaciones Tuzancoa y Otlamalacatla (Ochoa-Camarillo, 1996).

Posteriormente, Rosales-Lagarde (2002) observó que ambas formaciones estaban intercaladas y consideró que ambas formaban una sola unidad, definiéndolas simplemente como Formación Tuzancoa, considerando como su sección tipo a la secuencia que aflora sobre el río Tlacolula. De acuerdo a Rosales-Lagarde (2002), la Formación Tuzancoa consiste, hacia la base, de una secuencia de rocas siliciclásticas, que cambia a derrames y brechas andesíticas y basálticas, intercaladas con arenisca y lutita de origen volcánico; estos dos último presentan pliegues sedimentarios, estratificación convoluta, laminaciones, intraclastos y otras estructuras primarias características de ambientes turbidíticos. En las capas epiclásticas se encuentran, además, lentes de flujos de detritos calcáreos y lentes conglomeráticos de relleno de canal.

Los conglomerados están formados por clastos de rocas volcánicas, caliza, granito y gneis. Los flujos calcáreos contienen abundantes tallos de crinoides que en ocasiones forman una coquina y numerosos braquiópodos (Rosales-Lagarde, 2002).

La Formación Tuzancoa sobreyace a rocas metamórficas Precámbricas pertenecientes al Gneis Huiznopala. Rosales-Lagarde (2002) menciona que aunque no se observa el contacto directamente, infiere que se trata de una discordancia por la posición de las capas, e indica que al mismo tiempo estas unidades están en contacto tectónico por falla lateral. Sobre la cima de la Formación Tuzancoa, descansan discordantemente las unidades Mesozoicas.



Fotografía 5.1 Paleogeografía del Pérmico Superior de la porción correspondiente a Norteamérica (Laurasia).

El nombre de la Formación Tuzancoa fue propuesto informalmente por Ochoa-Camarillo (1996) para las rocas que afloran a un kilómetro al sur del pueblo de Tuzancoa, sobre el camino de terracería que comunica a dicho pueblo. El acceso a dicha región se realiza por la terracería que comunica a las comunidades de Xochicoatlán y Tuzancoa.



En tal lugar, la Formación Tuzancoa está compuesta principalmente por una secuencia volcánica-sedimentaria (Centeno-García *et. al.*, 1995) que comprende:

1. Brecha volcánica con intercalaciones de lentes calcáreas con abundantes fusulínidos y crinoides, siendo la mayoría de éstos retrabajados; sin embargo, se observan algunos lentes calcáreas con fusulínidos y crinoides que indican, sin duda, que son autóctonos.
2. Conglomerado volcánico con exoclastos redondeados de caliza, donde es común observar fusulínidos y crinoides.
3. Intervalos de arenisca tobácea con lutitas. Aún no se entiende las relaciones estratigráficas y estructurales. Los fusulínidos observados sugieren una edad pérmica para la Formación Tuzancoa. Quizá estas rocas pudieran corresponder a las que Carrillo-Bravo (1965) consideró como Formación Guacamaya; sin embargo, la litología no corresponde a la de dicha formación (Rosales-Lagarde, 1997;2005).



Fotografía. 5.2 Afloramiento de Formación Tuzancoa (Pérmico Superior PST) cercano al poblado La Morita.

Los braquiópodos *Krotovia* sp., *Dasysaria* sp., *Derbyoides* cf. *D. dunbari*, *Neospirifer* cf. *N. amphigyus*, *Neospirifer* sp., *Spiriferellina tricola* y *Holosia* sp. y el trilobite *Anisopyge whitei* son descritos para rocas del Pérmico Inferior (Wolfcampiano–Leonardiano) de la región de Otlamalacatla, en el noroeste del Estado de Hidalgo. Estos taxa tienen afinidad principalmente con faunas del Pérmico del oeste de Texas y en su mayoría se registran por primera vez para México. La asociación fósil se redepositó dentro de un flujo de detritos derivados de un ambiente marino somero, ligado a un arco magmático submarino, el cual se desarrolló sobre corteza continental en la región oriental de México, durante el Pérmico Temprano (Sour-Tovar *et al.*, 2005).

### 5.3 MESOZOICO

#### 5.3.1 Formación Huayacocotla (Jurásico Inferior, Jlh)

Según Salvador (1991), la Formación Huayacocotla 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 mediante pozos exploratorios de hidrocarburos perforados dentro de la cuenca petrolera 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 término “*Sedimentos Liásicos*”, 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, con crucero, nódulos negros y localmente concreciones negras fosilíferas y lodolita gris café.
2. Unidad con *Amioceras geometricoides*. Lutita negra a gris oscuro, negruzco, con crucero, nódulos negros pequeños y lodolita gris café.
3. Unidad con *Oxinotoceras*. Lutita gris, gris café o verdoso, algo arenosa y arcillosa, con crucero 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 poca lutita.
5. Unidad con *Pleurechioceras subdeciduuum*. Limolita gris café, con crucero, lodolita con poca lutita gris oscuro. Presentan nódulos negros duros.
6. Unidad con *Pleurechioceras ? james-danae ?*. Litología similar al inciso 5, con un conglomerao 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 debris de plantas. Arenisca alternando con lutita.

Por otra parte, Schmidt-Effing (1980) divide la Formación Huayacocotla, en el área de Tenango de Doria, Hidalgo, con base en su 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 amonoides; espesor aproximado de 300-350 m; edad Sinemuriano Superior.
- b) Formación Temazcalapa. Esta formación esta representada por una secuencia alternante de arenisca y lodolita, con características de turbiditas; espesor aproximado 300m; escasos fósiles; edad Sinemuriano Superior.
- c) Formación Despi. Esta constituido por lodolita y limolita; en la parte superior tiene intercalaciones de arenisca; espesor aproximado 300-350 m; edad Sinemuriana.
- d) Formación Tenango. Consiste de lodolita negra, con amonoideos; espesor aproximado de 300-400 m; edad Sinemuriana.
- e) “Capa con Plantas”. Dicha formación esta compuesta principalmente por limolita y arenisca; carece de fósiles marinos; presenta abundantes plantas terrestres. Probablemente representa depósitos deltaicos; espesor aproximado de 200-250 m; edad, posiblemente Pliensbaquiana.

En la región de Molango no es posible diferenciar a la Formación Huayacocotla en la forma indicada por Erben (1956) o Schmidt-Effing (1980). Ello se debe a la dificultad de reconocer las distintas unidades litológicas de la Formación Huayacocotla, 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, sea más próxima a la costa que en las áreas estudiadas por Schmidt-Effing (1980) y Erben (1956).

A continuación se describen las litologías más típicas de la Formación Huayacocotla, de la base a la cima:

1. La unidad de la base 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 re TRABAJADOS. 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 son de 5-80 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 crinoideos. A pesar de que los fusulínidos indican edad pérmica, éstos no son autóctonos sino re TRABAJADOS. 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 estos horizontes 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 distinguirlas, no obstante, los conglomerados de la unidad intermedia no tienen clastos calcáreos. Este puede ser un criterio para identificarlas, 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 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 Cahuascal. El ángulo de la discordancia, generalmente es menor a 20°, pero también hay algunas localidades donde se ha observado en discordancia erosional.

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 éstos espesores sean reales, por la existencia de repeticiones tectónicas intraformacionales. Por lo tanto, el espesor máximo se desconoce; no obstante, en el arroyo Amaxat, 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 alcanza 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). Erben (1956) describió la cima de esta formación y con base en restos de plantas le asignó una edad Pliensbaquiana. 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 5.3 Afloramiento de la Formación Huayacocotla (Jurásico Inferior Jlh) de la región de Otlamalacatla.

## 5.4 CENOZOICO

### 5.4.1 Serie Volcánica Tlanchinol (Terciario TT)

El nombre de Serie Volcánica Tlanchinol fue utilizado por Robin y Bobier (1975) para describir los derrames volcánicos que afloran en la región del pueblo de Tlanchinol en el Estado de Hidalgo.

Robin (1975; 1982) describió esta formación como una secuencia de derrames basálticos que descansan sub-horizontalmente sobre sedimentos Mesozoicos marinos plegados y erosionados.

De acuerdo con Demant y Robin (1975), las rocas de la Serie Volcánica Tlanchinol pertenecen a la provincia magmática alcalina del oriente de México. Cantagrel y Robin (1979) proponen una subdivisión de la provincia magmática 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 porfíricos de olivino y piroxeno; algunos presentan fenocristales de plagioclasa de tres a cuatro milímetros de longitud y son representativos de un magmatismo subsaturado en sílice, con hasta 6% de nefelina, Robin (1975; 1982). Según las descripciones petrográficas de algunas muestras de los basaltos, hechas por Suter (1990), estos 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 Los 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 metros y se observa la litología mencionada. Ochoa-Camarillo (1997) 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 Trans-mexicana.

La Formación Tlanchinol descansa sobre rocas precámbricas (región de Huiznopala) y sobre sedimentos marinos jurásicos y cretácicos, con discordancia angular y erosional muy marcada.



El espesor máximo observado se encuentra entre los pueblos de Tlanchinol y Quetzalongo, donde presenta un espesor de 750 m, pero este debe ser mayor, en vista de que esta formación se encuentra muy erosionada. Cantagrel y Robin (1979) obtuvieron para la Formación Tlanchinol las edades potasio-argón, indicando que las rocas volcánicas de la Formación Tlanchinol se depositaron durante el Mioceno Tardío.

### 5.5 Geología local

Los afloramientos de la Formación Tuzancoa se localizan a los 20° 45' y 20° 49.5' latitud norte y los 98° 35' y 98° 31' longitud oeste. Esta región fue descrita como anticlinorio Huayacocotla (Carrillo-Bravo, 1965). Dentro del llamado Anticlinorio de Huayacocotla se encuentra una secuencia de rocas del Pérmico Inferior (Wolfcampiano-Leonardiano) constituida por una sucesión volcano-sedimentaria de derrames con características de andesíticos a basálticos, intercalados con lutita, arenisca y conglomerado formados por partículas y clastos de origen volcánico, y escasos paquetes de flujos de detritos calcáreos (Centeno-García *et al.*, 1995; Rosales-Lagarde *et al.*, 1997).

En estratos de lutita y arenisca (epiclásticos) y de flujos de detritos calcáreos, se han recolectado fósiles de diversos invertebrados, principalmente braquiópodos, bivalvos, gasterópodos, crinoideos, trilobites, corales rugosos y fusulínidos, que demuestran el origen marino de los depósitos.

Las complejas relaciones de contacto entre las unidades estratigráficas que afloran en la región se ha explicado como producto principalmente de la deformación originada por la Orogenia Laramide, que a lo largo del Cretácico tardío-Eoceno tardío, formó el complejo de pliegues y cabalgaduras del Anticlinorio de Huayacocotla, afectando las rocas paleozoicas con una serie de pliegues y fallas complejas.

Entre éstas, la cabalgadura Pochutla, una falla inversa situada al norte del poblado de Otlamalacatla, pone en contacto tectónico a las rocas paleozoicas con rocas del Jurásico Superior de la Formación Huayacocotla y del Cretácico Inferior de la Formación Pimienta en otros puntos (Ochoa-Camarillo, 1996).

La Formación Tuzancoa se desarrolló en una cuenca ligada a un arco volcánico generado sobre corteza continental. En este ambiente, las rocas fosilíferas representan flujos de origen turbidítico y flujos de detritos calcáreos intercalados dentro de la secuencia volcánica. Dadas las características sedimentológicas y de la fauna asociada, se puede inferir un ambiente de depósito primario somero en pequeñas plataformas terrígenas que bordeaban los edificios volcánicos, previo al transporte hacia zonas más profundas por las corrientes de turbidez. La fauna pérmica de Otlamalacatla hasta ahora reconocida, señala una posible relación con los mares epicontinentales de Texas y Nuevo México (Rosales-Lagarde, 2002).

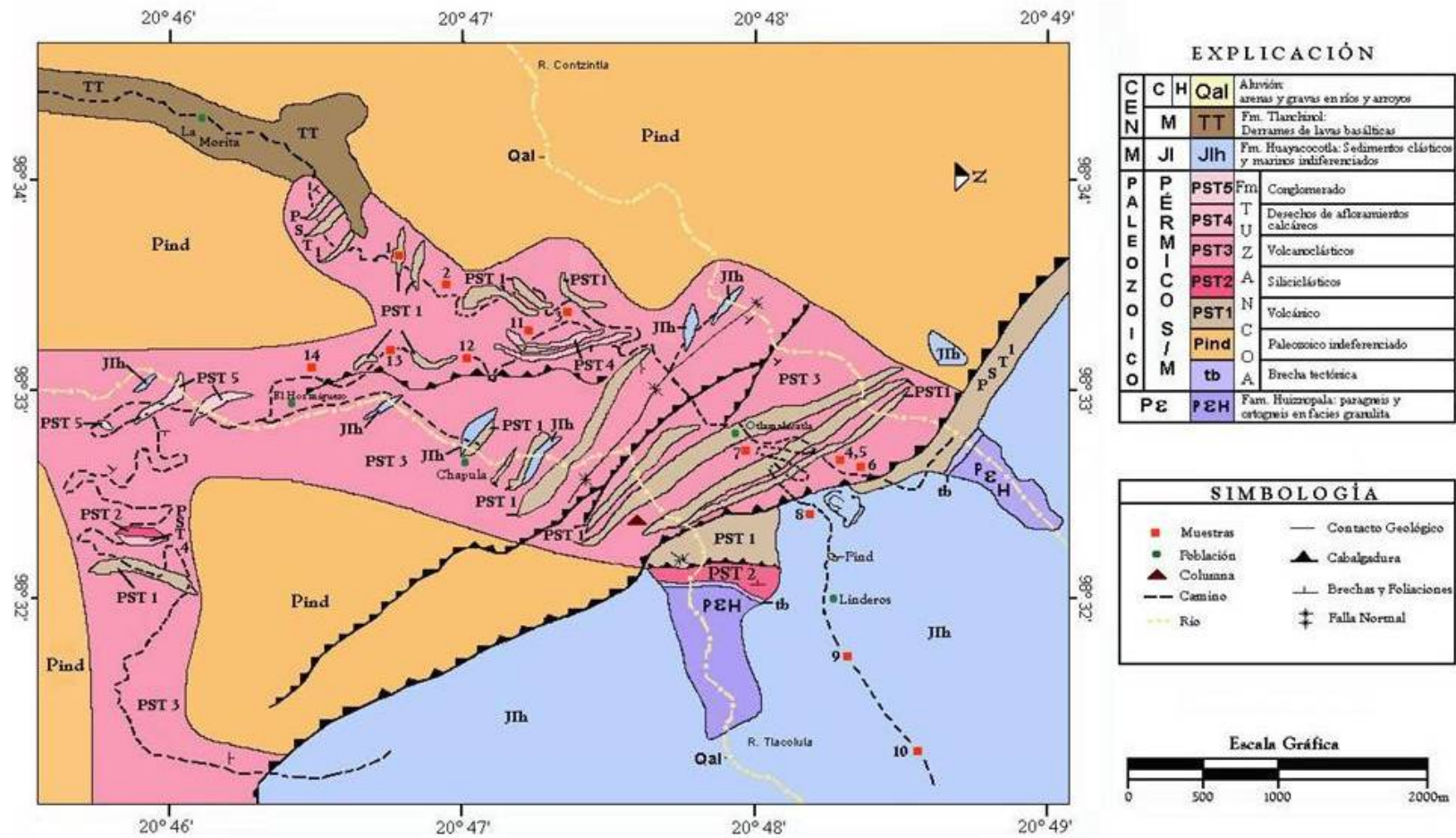


Fig. 5. 2 Mapa geológico del área de estudio (Modificado Rosales-Lagarde, 2005).

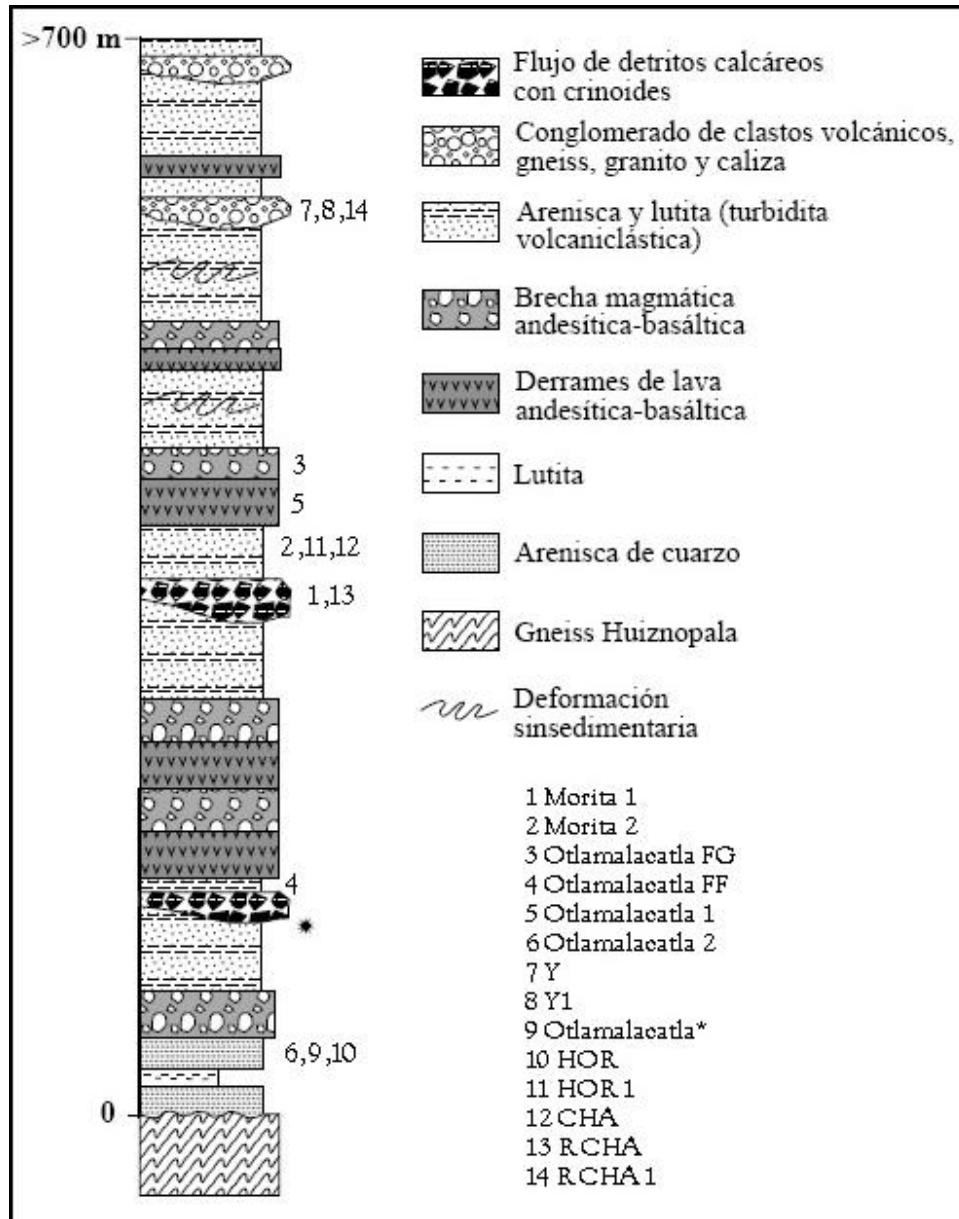


Fig. 5.3 Columna estratigráfica esquemática de la Formación Tuzanco (Modificado de Rosales-Lagarde, 2002).

## 6. Descripción de muestras y metodología

## 6. Descripción de muestras y metodología

### 6.1 Descripción de muestras

#### 6.1.1 Morita 1

Esta roca pertenece a Formación Tuzancoa (Pérmico Superior, PST). Corresponde con una arenisca de grano medio-grueso a conglomerática, de color verdoso, de estratos gruesos, con abundantes bioclastos, principalmente braquiópodos y crinoideos. Tiene un color de intemperismo rojizo a marrón, es poco densa con fractura irregular.



Fotografía 6.1 Arenisca del afloramiento  
"La Morita 1".

#### 6.1.2 Morita 2

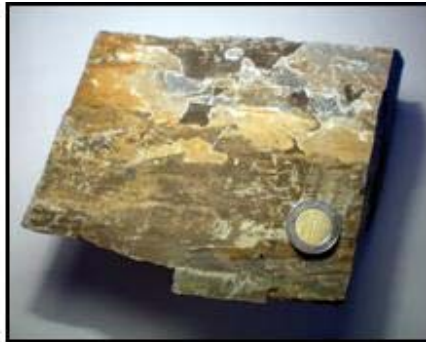
Arenisca de grano medio a gruesa, compacta, poco densa de color gris oscuro al corte y abundantes óxidos de hierro a la superficie. A simple vista se observan restos de algas y material bioclástico retrabajado. Estratificación gruesa (centimétrica a decimétrica). Aspecto terroso y oxidado. Corresponde a la Formación Tuzancoa (Pérmico Superior, PST).



Fotografía 6.2 Arenisca del afloramiento  
"La Morita 2".

### 6.1.3 Otlamalacatla FG

Arenisca de grano medio a grueso, de color grisáceo-verdoso al corte, ligeramente fisil, que exhibe una coloración ocre-rojiza al intemperisarse y pequeñas microvetillas rellenas por óxidos de hierro (hematita) localizadas en los planos de estratificación, así como cortándolos. Roca de Formación Tuzancoa (Pérmico Superior, PST). La muestra es compacta, densa, de estratificación centimétrica, alterna con limonitas de color beige, dominando las areniscas.



Fotografía 6.3 Areniscas alternadas con limonitas del afloramiento "Otlamalacatla FG".

### 6.1.4 Otlamalacatla FF

Lutitas de color beige, estructura laminar compacta, fisiles, que muestran color de intemperismo marrón oscuro, de tacto suave que intercalan limonitas de color amarillento, dominando las primeras. Formación Tuzancoa (Pérmico Superior, PST). No se observa material bioclástico a simple vista.



Fotografía 6.4 Lutitas de color beige del afloramiento "Otlamalacatla FF".

#### 6.1.5 Otlamalacatla 1

Limolita color verdosa, fisil ligeramente, color de intemperismo beige, ocre y marrón oscuro, estratificada, compacta, corresponde a la Formación Tuzancoa (Pérmico Superior, PST).



Fotografía 6.5 Limolita del afloramiento "Otlamalacatla 1".

#### 6.1.6 Otlamalacatla 2

Es una arenisca de grano fino a medio, soportada por carbonatos de estratificación gruesa a masiva, de color gris-claro, que presenta vetillas milimétricas, rellenas por calcita que cortan la estratificación. Pertenece a Formación Huayacocotla (Jurásico Inferior, Jlh). Carente de material bioclástico a simple vista; densa de tacto rugoso, áspero y ligermante fisil y compacta.



Fotografía 6.6 Arenisca del afloramiento "Otlamalacatla 2".



### 6.1.7 Y

Arenisca de grano fino a medio, soportada por carbonatos, estratificación gruesa, de color verdoso al corte y rojizo amarillento de intemperismo. Compacta, poco densa, ligeramente rugosa. Formación Huayacocotla (Jurásico Inferior, Jlh).



Fotografía 6.7 Arenisca del afloramiento "Y".

### 6.1.8 Y1

Esta roca pertenece a la Formación Huayacocotla (Jurásico Inferior, Jlh) y es una caliza micrítica tipo *wackestone* con lentes de pedernal y estilotitas diagenético-compresivas.

### 6.1.9 Otlamalacatla\*

Limolitas gris oscuro que gradúan a areniscas de grano fino, de estratificación delgada, fósiles, compactas de tacto rugoso que muestran color de intemperismo pardo rojizo. Afloramiento de Formación Tuzancoa (Pérmico Superior PST).



Fotografía 6.8 Limolita gris oscuro del afloramiento "Otlamalacatla\*".

### 6.1.10 HOR

Esta roca es una arenisca de grano medio a grueso, soportado con matriz calcárea, de color verdoso, fuertemente cloritizada que le imprime el color verde, con tonalidad de intemperismo marrón-rojizo, roca compacta ligeramente densa, de estratos centimétricos, fractura irregular, presenta escasas vetillas rellenas por óxido e hidróxido de hierro y calcita, la cual corresponde a la Formación Tuzancoa (Pérmico Superior PST).



Fotografía 6.9 Arenisca del afloramiento "HOR".

#### 6.1.11 HOR 1

Intercalación de areniscas de grano medio de color gris claro al corte de intemperismo amarillento-rojizo, esta corresponde a la Formación Tuzancoa (Pérmico Superior PST). Tiene escasas vetillas rellenas por óxidos de hierro de estratos centimétricos, que cambia a limonita gris oscuro con color de intemperismo pardo rojizo con estructura laminar, deleznable y de aspecto pulverulento, tacto suave, a diferencia de las areniscas más compactas y rugosas.



Fotografía 6.10 Arenisca del afloramiento "HOR 1".

#### 6.1.12 CHA

Arenisca de grano medio de color gris oscuro, que corresponde a la Formación Tuzancoa (Pérmico Superior PST). Es densa, compacta de estratificación gruesa a masiva que muestra vetillas milimétricas que cortan la estratificación rellenas por calcita. Presenta un color de intemperismo ocre-rojizo de aspectos pulverulento. La roca fresca es rugosa y áspera con fractura irregular.



Fotografía 6.11 Arenisca del afloramiento "CHA".

#### 6.1.13 R CHA

Limolita gris oscuro, fisil, de tacto suave, ligeramente puntoso, frágil, fractura concoidea a irregular. No se observan a simple vista bioclastos. Afloramiento de Formación Tuzancoa (Pérmico Superior PST).



Fotografía 6.12 Limolita del afloramiento "R CHA".

#### 6.1.14 R CHA 1

Afloramiento de Formación Tuzancoa (Pérmico Superior PST). Es una arenisca soportada por carbonatos (calcarenita), de color gris oscuro, estratificada, poco densa, de grano medio que exhibe microvetillas rellenas por calcita y óxidos de hierro. Tacto rugoso y áspero, compacta. No se observan bioclastos a simple vista.



Fotografía 6.13 Arenisca del afloramiento "R CHA 1".

Muestra	Localización	Formación	Descripción Litológica	
Morita 1	N 20° 47' 14.1"	Tuzancoa	Arenisca conglomerática de bioclastos (principalmente braquiópodos y crinoideos), color verdoso, ligeramente oxidado.	
	O 98° 33' 11.2"			
Morita 2	N 20° 47' 32.2"		Arenisca grano medio a grueso, visiblemente oxidada que alterna a limolitas.	
	O 98° 33' 00.9"			
Otlamalacatla FG y FF	N 20° 47' 59.1"		Fracción Gruesa (FG): Arenisca de grano fino, gris-verdoso, estratificada. Fracción Fina (FF): Lutita y limolita beige.	
	O 98° 32' 31.8"			
Otlamalacatla 1	N 20° 48' 01.9"		Limolitas grisáceo verdosas, compactas, ligeramente fisiles.	
	O 98° 32' 28.0"			
Otlamalacatla 2	N 20° 48' 23.5"		Huayacocotla	Limolitas beige.
	O 98° 31' 34.6"			
Y	N 20° 49' 17.7"	Carbonatada. Calcarenita de grano fino, gris-verdosa, compacta, estratificada (estratos gruesos).		
	O 98° 30' 07.3"			
Y 1	N 20° 48' 53"	Caliza micrítica tipo <i>wackestone</i> con lentes de pedernal y estilolitas diagenético - compresivas.		
	O 98° 30' 29.3"			
Otlamalacatla *	N 20° 47' 38.3"	Limolita gris oscuro.		
	O 98° 32' 53.9"			
HOR	N 20° 46' 51.9"	Calcarenita de grano medio.		
	O 98° 33' 12.6"			
HOR 1	N 20° 46' 38.2"	Calizas arcillosas (margas) que alternan con limolita y arenisca beige, ligeramente oxidadas.		
	O 98° 33' 07.7"			
CHA	N 20° 46' 07.7"	Arenisca de grano medio, ligeramente oxidado, de color gris.		
	O 98° 32' 56.6"			
R CHA	N 20° 46' 57.1"	Arenisca de grano medio gris oscuro.		
	O 98° 32' 43.3"			
R CHA 1	N 20° 47' 11.7"	Calcarenita, de color gris claro a oscuro, estratificada.		
	O 98° 32' 57.8"			

Tabla 6.1 Localización, formación y descripción litológica de las muestras.

## 6.2 Metodología

Con la cartografía geológica y topográfica de base se diseñó un plan de muestreo en el campo con el objeto de obtener el material geológico de interés controlado estratigráficamente y que soporta esta tesis.

Las muestras se colectaron *in-situ* en afloramientos pertenecientes a las Formaciones Tuzancoa y Huayacocotla de lugares tales como La Morita, Otlamalacatla, El Hormiguero y Chapula, cercanos a Tianguistengo, Hidalgo.

Para la toma de muestras se cuidaron estos aspectos: eliminación de restos de plantas y animales actuales, se evitó rotular con tinta directamente en las muestras por los compuestos orgánicos que incluye. Se eliminó también la superficie expuesta a intemperismo de la roca (alteración fisicoquímica) y finalmente se cuidó la manipulación y el transporte de las mismas.

Una vez que se obtuvieron las muestras, fueron llevadas al Laboratorio de Geoquímica del Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra y Materiales de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo (CICT-UAEH), lugar donde se realizó la preparación y extracción de los compuestos orgánicos de interés.

## 6.3 Geoquímica orgánica

Secado. Las 14 muestras fueron sometidas a secado por medio de una estufa termo-regulada a 40°C, para eliminar el exceso de humedad presente y asimismo, evitar que esto intervenga en los análisis.

Reducción de tamaño de partícula para homogenización del material geológico. La pulverización de la roca se realizó con el equipo *Pulverisette 2* de la marca Fritsch con mortero y pistilo de ágata (Fotografía 6.14). Una vez molturadas las muestras se pesaron 300 g y se colocaron en matraces balón de 1000 mL.



Fotografía 6.14 Pulverizador de la marca Fritsch *Pulverisette 2*.

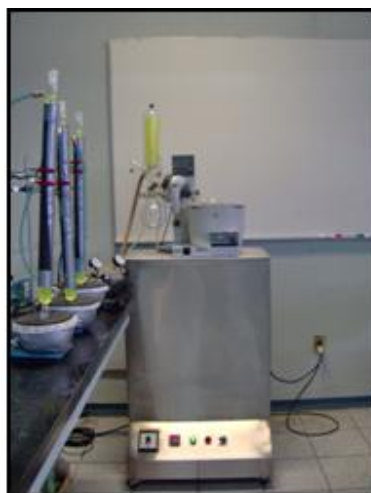
Posteriormente, se adicionaron 500 mL de un disolvente orgánico con lo que se extrajo la materia orgánica sedimentaria. Se utilizaron: hexano, acetato de etilo y metanol, grado HPLC de la marca *Baker* y que abarcan un amplio rango de polaridad.

Para la extracción de las moléculas orgánicas se montó un experimento que consistió en someter a reflujo las muestras utilizando tubos refrigerantes en posición vertical, fijados por soportes universales con pinzas de “tres dedos” con “nuez”. Los matraces balón conteniendo las muestras de roca pulverizada se conectaron a los destiladores mediante juntas cónicas 24/40 y mantillas termoreguladas con reóstato (Fotografía 6.15), y así se mantuvieron por 50 h a la temperatura de ebullición de los disolventes, en cada una de las extracciones.



Fotografía 6.15 Sistema de reflujo.

La condensación se consiguió al hacer pasar líquido refrigerante (etilenglicol) mediante bombeo con el equipo recirculador automatizado en proceso de patente (Fotografía 6.16) con control de temperatura del líquido y de las mantillas que se conectan a él. El equipo monitoriza el experimento en todo momento y la programación del mismo se ajustó a los 9° C, temperatura mínima de encendido de las mantillas. La baja temperatura de condensación se mantuvo en un rango de entre 4.0 y 7.0° C suficiente para mantener un reflujo continuo (Fotografía 6.15).



Fotografía 6.16 Sistema automatizado.



La extracción de materia orgánica sedimentaria (bitumen) de las rocas procedentes de la etapa de muestreo, se inició con hexano (disolvente de baja polaridad) que se sometió a reflujo por un tiempo de 50 h ininterrumpidas.

Al término del reflujo, se procedió a filtrar el sedimento por gravedad, las muestras se dejaron secar a temperatura ambiente para ser sometidas nuevamente al procedimiento anterior pero ahora con acetato de etilo (disolvente de polaridad media). El nuevo filtrado obtenido se concentró en un rotavapor (Fotografía 6.17) y los extractos se colocaron en viales esterilizados de vidrio previamente pesados. Una vez secos se volvieron a pesar y por diferencia de peso se conoció la cantidad de materia orgánica (bitumen) contenida en la muestra. El procedimiento se repitió finalmente con metanol disolvente de mayor polaridad.



Fotografía 6.17 Rotavapor.

Los tres extractos obtenidos de cada muestra (hexánico, de acetato de etilo y metanólico) fueron analizados posteriormente en la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), en el Instituto de Geografía por el Dr. Richard Gibson, investigador de dicha dependencia. La técnica empleada para el análisis de los extractos fue la de Cromatografía de Gases - Masa (CG-Ms) y se utilizó el cromatógrafo de gases Hewlett-Packard - *Agilent* 5973 Network con el sistema de inyección 7683B, acoplado a un espectrómetro de masa Hewlett-Packard 6890N (Fotografía 6.18).



Fotografía 6.18 Cromatógrafo de Gases-Masa (CG-Ms) HP - *Agilent*.

#### 6. 4 Cromatografía de gases

La cromatografía de gases es una técnica de separación y análisis en la que la muestra se disuelve, volatiliza e inyecta en una columna cromatográfica. El proceso cromatográfico inicia cuando los componentes de la mezcla se distribuyen entre la fase estacionaria y la fase móvil; la elusión tiene lugar forzando el paso de un gas inerte a través de la columna. La fase móvil no interacciona con el analito y su única misión es la de transportar la muestra.

La cromatografía gas-sólido tiene una fase estacionaria sólida en la cual se produce la retención de los analitos debido a la adsorción física sobre la superficie del sólido y la cromatografía gas-líquido se basa en la distribución del analito entre una fase móvil gaseosa y una fase estacionaria líquida inmovilizada sobre la superficie de un sólido inerte o en las paredes interiores de la columna si ésta es capilar.

Las partes esenciales de un equipo cromatográfico son (Fig. 6.1):

- Fuente de gas portador (botella a presión)
- Sistema de regulación de caudales (válvula reguladora y manómetro)
- Bloque termostataado de inyección de las muestras.
- Columna termostataada, conteniendo la fase estacionaria.
- Detector termostataado, con amplificador de señal y registro gráfico.
- Caudalímetro de precisión.

El gas portador es un gas inerte, generalmente helio, nitrógeno o argón, de elevado grado de pureza. El caudal del mismo que pasa por la columna, debe ser conocido y controlado.

El bloque de inyección sirve para introducir los solutos en la corriente de gas portador y vaporizar las muestras cuando éstas no son gaseosas. Así, la temperatura del bloque debe ser superior a la del punto de ebullición del componente de la mezcla menos volátil.

Las columnas pueden ser con relleno, en las que la fase estacionaria líquida está retenida sobre un sólido inerte (soporte) y capilares ó semicapilares, en las que la fase estacionaria se fija sobre las paredes interiores del capilar. La temperatura de la columna depende de los puntos de ebullición de los componentes de la mezcla.

El detector mide la variación de alguna propiedad física del gas portador originada por la elución de los compuestos. La temperatura del detector ha de ser mayor o igual que la de la columna para evitar la condensación de algún compuesto eluido.

Registro gráficamente de la medición del detector.

La separación de los compuestos de una mezcla se realiza en las siguientes etapas:

1. Una vez elegida la columna y fase estacionaria, se ajustan las temperaturas de la cámara de inyección, columna y detector, así como el caudal de gas portador. Cuando la señal del detector es constante (sin ruidos en la línea base) se hace la inyección de la muestra.
2. Las muestras se inyectan en cantidades inferiores a 1  $\mu\text{L}$  cuando son líquidas y sobre 1 mL si son gaseosas; se introducen en la cámara de inyección, donde se vaporizan, y son arrastradas hasta la cabeza de la columna.
3. Los componentes se fijan en una pequeña zona de la columna; por equilibrios sucesivos entre fase móvil y estacionaria cada componente se desplaza por la columna a velocidades diferentes.
4. Finalmente, los solutos que salen de la columna, pasan al detector y se obtiene el cromatograma.

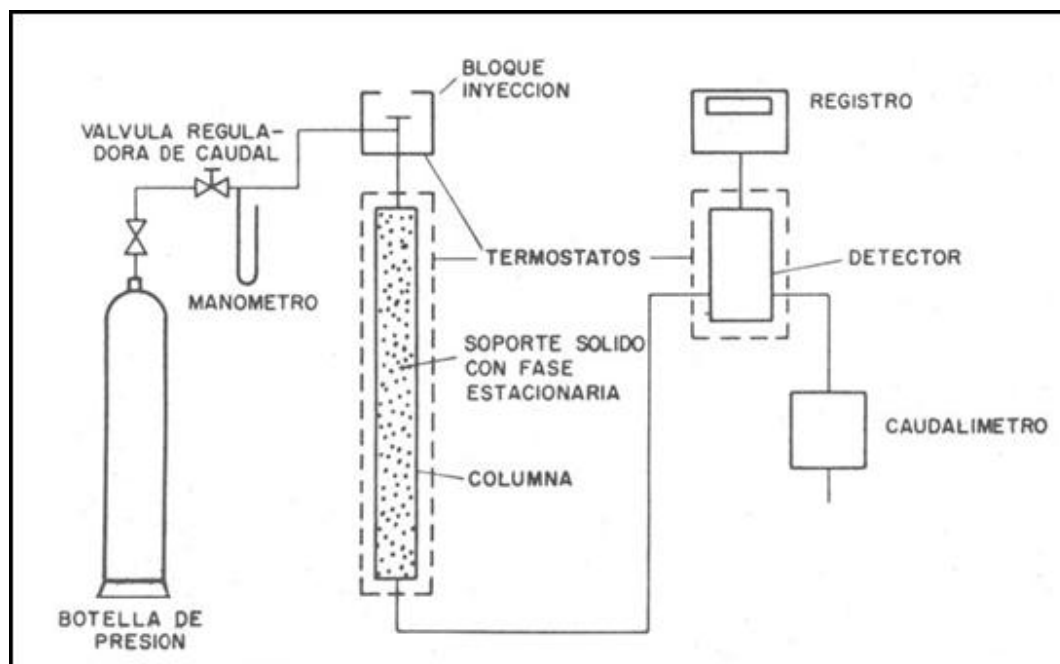


Fig. 6.1 Cromatógrafo de gases.

## 6.5 Espectrometría de masa

La *espectrometría de masa* es una herramienta analítica cuyo objetivo primordial es determinar la masa molecular de la sustancia de interés, así como proporcionar una valiosa información estructural de la misma.

Para determinar la masa molecular es necesario ionizar la molécula mediante diferentes técnicas como Impacto electrónico (EI), Ionización Química (CI), etc. Las combinaciones de cromatógrafo de gases y espectrometría de masa (GC-Ms) permiten además determinaciones cuantitativas de compuestos volátiles en muestras complejas previa separación cromatográfica.

Los iones formados son acelerados y enfocados hacia el analizador que los separa en función de su relación masa a carga ( $m/z$ ) y son recogidos en un colector o detector que registra la señal producida. Estas señales son digitalizadas y enviadas a un sistema informático que permite estudiar las señales recibidas, manipularlas y compararlas con librerías comerciales de espectros ya registrados. El espectro de masa se representa en un sistema de coordenadas indicándose en el eje de las abscisas la relación  $m/z$  y en el eje de las ordenadas la abundancia iónica relativa de cada uno de los iones detectados.

Es una técnica destructiva para la muestra, al ser ésta ionizada y fragmentada.

# 7. Geoquímica orgánica

## 7. Geoquímica orgánica

La geoquímica orgánica emplea aplicaciones de la química orgánica y de técnicas analíticas orientadas a la geología sedimentaria. El carbono, nitrógeno, oxígeno, azufre, hidrógeno, calcio e hierro, son los principales elementos que los organismos vivos contienen en sus tejidos para almacenar energía y reproducirse. La acumulación de materia orgánica en sedimentos, antiguos y recientes, es la conexión más importante entre la biosfera y la geología.

No sólo los materiales orgánicos en las rocas sedimentarias son un recurso económicamente importante (depósitos de carbón y petróleo), sino que también proporcionan un historial de las moléculas orgánicas en los seres vivos que interaccionaron con ellas. El sepultamiento de la materia orgánica es importante también para los ciclos globales de carbono, azufre y oxígeno en el tiempo geológico.

### 7.1 Materia orgánica en el ciclo global del carbono

La geoquímica orgánica surgió, cuando Alfred Treibs (1936) descubrió y describió pigmentos de porfirina aislados de aceite, carbón y pizarra. Éste autor demostró que las porfirinas provinieron de la degradación de clorofila, de tal modo que los bioquímicos los relacionaron con la materia orgánica encontrada en ambientes sedimentarios antiguos (terrestres, marino-marginales y marinos).

Para entender el comportamiento de la materia orgánica en la biosfera y en sedimentos, es útil tener una apreciación de como el carbono es distribuido entre los diferentes ambientes geoquímicos y como, es transferido de un lugar a otro.



La Tierra contiene  $\sim 10^{23}$  g de carbono dispersado entre materiales sedimentarios. La mayoría de este carbono es convertido en rocas carbonatadas ( $6.5 \times 10^{22}$  g C) y materiales orgánicos; por ejemplo, el kerógeno o carbón ( $1.56 \times 10^{22}$  g C) (Schlesinger, 1997).

Los antecedentes indican que en las pizarras y otras rocas sedimentarias, esencialmente muestran que uno de cada cinco átomos de carbono es de origen orgánico (Tabla 7.1),  $\sim 90\%$  de la materia orgánica preservada corresponde a kerógeno amorfo y el 10% restante es bitumen. El kerógeno es insoluble y representa la materia orgánica de alto peso molecular derivado de algas y plantas que pueden generar productos petroleros cuando se calienta. El bitumen es la fracción soluble en disolventes orgánicos, y se forma del kerógeno durante la producción del petróleo.

Tipo de depósito	Cantidad ( $10^{18}$ g C)	Referencia
<b>Rocas Sedimentarias</b>		
<i>Inorgánico</i>		
Carbonatos	60.000	Berner (1989)
<i>Orgánico</i>		
Kerógeno, Carbono, etc	15.000	Berner (1989)
<b>Depósitos activos</b>		
<i>Inorgánico</i>		
CID Marino	38	Olson <i>et al.</i> (1985)
Suelo Carbonatado	1.10	Olson <i>et al.</i> (1985)
CO <sub>2</sub> Atmosférico	0.66	Olson <i>et al.</i> (1985)
<i>Orgánico</i>		
Humus del suelo	1.6	Olson <i>et al.</i> (1985)
Tejido fino de la planta	0.95	Olson <i>et al.</i> (1985)
COD Mar	0.6	Williams y Druffel (1987)
Sedimentos superficiales marinos	0.15	Emerson y Hedges (1988)

Tabla 7.1 Principales reservas de carbono orgánico e inorgánico (Hedges; Keil, 1995).

Sin embargo, una buena parte de la Tierra está constituida por carbono orgánico e inorgánico. Aproximadamente el 0.1% ( $40 \times 10^{18}$  g) del carbono esta en la corteza superior de la Tierra y se cicla a través de reservas de superficie activa (Tabla 7.1). El depósito más grande de carbono inorgánico disuelto (CID) está contenido en los océanos. Otros depósitos inorgánicos; tales como, suelos carbonatados y carbono atmosférico y los depósitos orgánicos [*humus* del suelo, plantas de tejido fino, carbono orgánico disuelto (COD) en agua de mar y carbono preservado en sedimentos marinos], son de uno a dos órdenes de magnitud más pequeños que el reservorio de CID.

El carbono atmosférico existe principalmente como dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), el cual es usado por las plantas y otros organismos fotosintéticos, de tal modo que se relacionan la atmósfera con la biosfera y los océanos (Fig. 7.1). El depósito de CID del océano modera cambios en la concentración atmosférica del  $\text{CO}_2$  y en el equilibrio, los océanos contienen  $\sim 56$  veces el carbono en la atmósfera.

Los depósitos orgánicos constituyen solo  $\sim 8$  % del total de los depósitos superficiales activos y se componen típicamente de una mezcla compleja de sustancias fuertemente degradadas (kerógeno y bitumen), en los cuales hay por lo general, pocos productos bioquímicos fácilmente identificables. El depósito en suelo contiene la concentración más grande de carbono orgánico e inorgánico en el ambiente terrestre. La materia orgánica es casi totalmente reciclada en estos, y por lo tanto, son ricos en esta. Normalmente la MO se confina y pasa a formar parte de turbas en pantanos y deltas. Aunque los depósitos de turba moderna son comparados con sedimentos marinos orgánicamente ricos, la presencia de grandes depósitos de carbono en la historia sedimentaria sugiere que la acumulación de turba puede haber tenido un importante proceso en la geología pasada.

La cantidad de carbono en los tejidos finos de las plantas terrestres, es similar al contenido que tienen las aguas y sedimentos del océano.

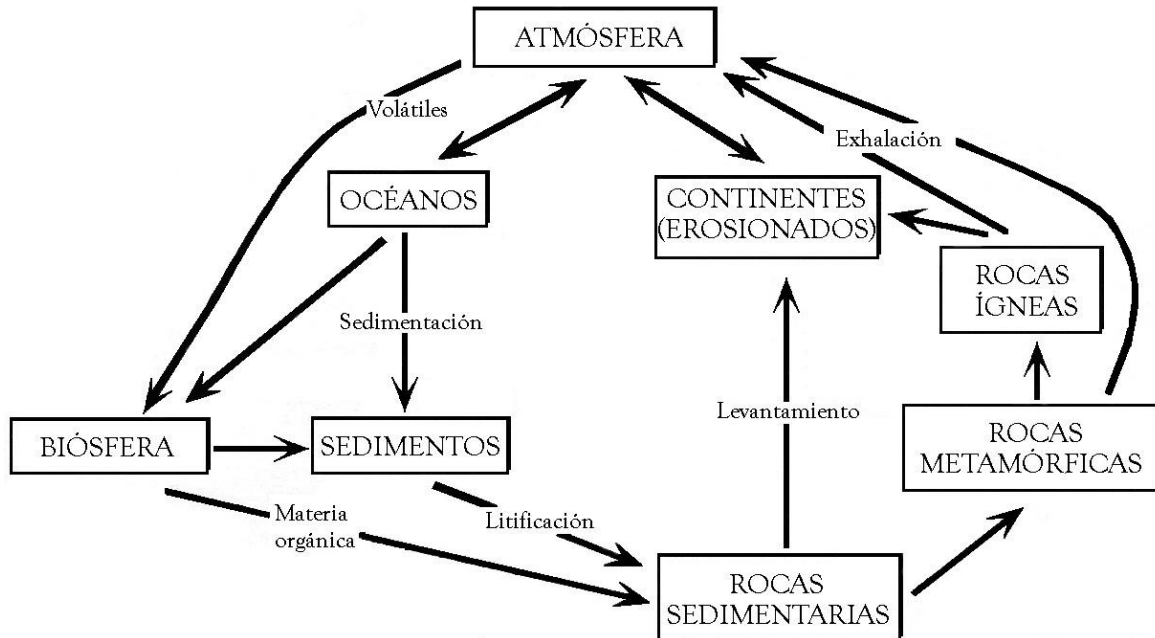


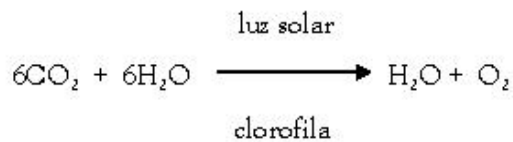
Fig. 7.1 Ciclo global de carbono (Mc Sween *et al.*, 2003).

## 7.2 Producción de materia orgánica [MO] y su ciclo en los océanos

La MO se deriva de los tejidos de organismos vivos. Los organismos fotosintéticos (terrestres y marinos) capturan la energía de la luz del sol y la almacenan y forman compuestos orgánicos, liberando  $O_2$  que utilizan otros organismos. La MO producida por éstos, es completamente utilizada en la biosfera, pero una pequeña porción es preservada. El fitoplancton es el principal productor en los océanos y comparado con los bosques masivos, el fitoplancton marino es fácilmente pasado por alto, debido a su pequeño tamaño y naturaleza efímera.

Sin embargo, estos organismos ocupan casi  $362 \times 10^{12} \text{ m}^2$  (Schlesinger 1997) de la superficie de la Tierra y por lo tanto, su presencia en mar abierto se considera la mitad de la fotosíntesis (Tabla 7.2). Una versión simple del Ciclo de Carbono dentro de los océanos se muestran en la Figura 7.2.

La producción de fitoplancton ocurre a 100m debajo del océano, donde está disponible la luz solar y nutrientes liberados por ríos, que son consumidos por el fitoplancton y que a su vez produce  $\text{CO}_2$  para formar carbohidratos, mientras que partiendo de seis moles de agua y generando un mol de oxígeno:



Las regiones más productivas están en las partes más superficiales de los océanos (Tabla 7.2), donde las aguas frías del fondo, ricas en nutrientes, son llevadas a la superficie; y las aguas templadas son entonces empujadas afuera de la costa por los vientos continentales. Las zonas costeras son también altamente productoras (Tabla 7.2); aunque en el mar abierto tienen baja producción. Consecuentemente, el océano abierto constituye un 42% de la producción total global, mientras que la costa y zonas altas tiene un rango de entre 1% y 9%, respectivamente. Los oceanógrafos refieren que la masa total de los organismos fotosintéticos en la superficie del océano es la producción principal.

Lugar	% de Océano	Área ( $10^{12} \text{ m}^2$ )	Baja producción ( $\text{g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ )	Producción global ( $10^{15} \text{ g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ )
Océano abierto	90	326	130	42
Zona costera	9.9	36	250	9
Área superficial	< 0.1	0.36	420	0.15

Tabla 7.2 Estimaciones de la principal producción marina (Mc Sween *et al.*, 2003).

### 7.3 Destino de la producción principal: degradación y diagénesis

Sin importar donde se ha producido la materia orgánica (grandes bosques terrestres, depósitos de suelo, o ambientes lacustres y/o marinos), la materia orgánica está sujeta a la degradación durante el depósito y a los cambios químicos después del depósito (diagénesis). En la columna de agua del océano, la mayor parte de la producción principal de origen marino, es consumida por el plancton animal (zooplancton) y por las bacterias que flotan libremente. Las bacterias también se descomponen en una larga cadena de carbonos orgánicos disueltos y otros coloides orgánicos producidos por el fitoplancton. Cole y colaboradores (1988), encontraron que la producción bacteriana es dos veces mayor que la del zooplancton y contando el 30% de la desaparición de la producción principal de la zona fótica, y en algunas áreas, es tanto como el 70% de la producción principal que puede ser degradada. Las comunidades bacterianas son importantes en el ciclo biogeoquímico de nutrientes y MO en los océanos. La MO producida por el fitoplancton puede ser consumida por el zooplancton y eventualmente puede ser llevado hasta arriba de la cadena trófica del ecosistema marino, como también a los peces. Alternativamente, el fitoplancton puede ser consumido por bacterias, el cual al regreso puede ser también aprovechado por bacteriovoras. Este proceso mineraliza en última instancia los alimentos y lanza  $\text{CO}_2$  de nuevo a la superficie del agua. Si la abundancia bacteriana es alta, entonces una fracción grande de carbono se fija durante la fotosíntesis y no pasa a altos niveles tróficos. Está confirmado que entre 80% y 90% de la producción principal de la MO es degradada por compuestos inorgánicos ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{NO}_3$ ,  $\text{PO}_4$ , y otros) en la superficie del agua, y el resto se hunde debajo de zona eufótica (la profundidad en la cual la luz penetra y es donde existe mas producción) y en el fondo del océano particularmente MO.

La mayoría de la MO alojada en los sedimentos marinos es en última instancia derivada de MO sintetizada por organismos marinos que habitan las aguas superficiales de los océanos y finalmente transportada al fondo del mar (Fig. 7.2).

Sin embargo, sólo fracción de la MO que se hunde sobrevive cuando se transporta al fondo del mar y es preservada en los sedimentos. La alteración de la MO en la columna de agua puede producir MO sedimentaria, teniendo una composición química definida, diferente a la del material original. A pesar de la alteración, una pequeña fracción de la MO particulada y disuelta alcanza eventualmente la interfase sedimento-agua, donde experimenta la degradación por comunidades microbianas, o bien, se preserva como kerógeno, y posiblemente petróleo, si las condiciones son favorables.

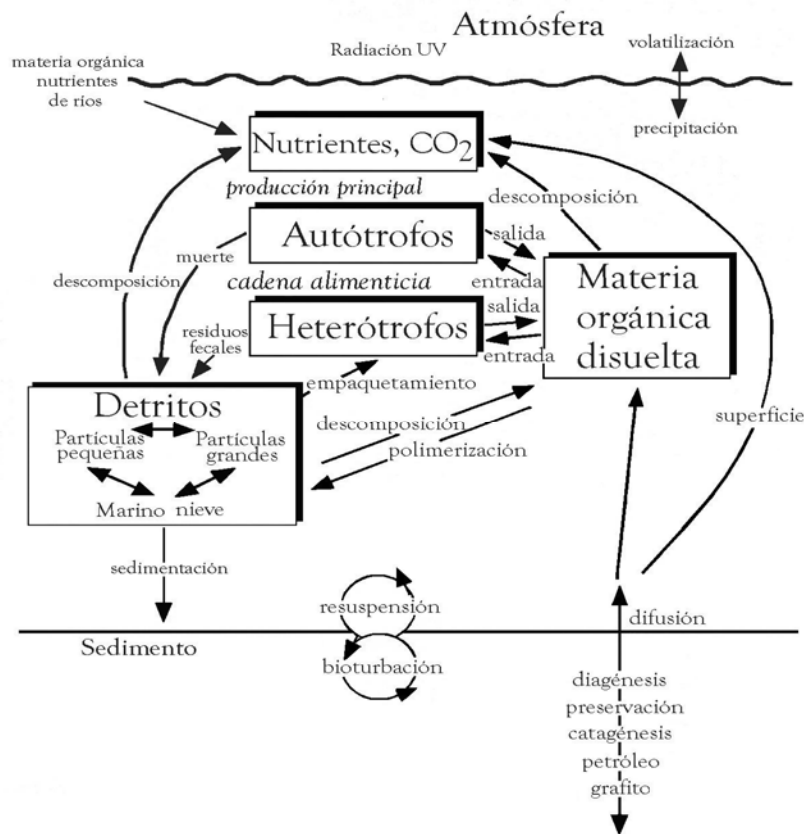


Fig. 7.2 Diagrama esquemático que representa la materia orgánica en los océanos (Mc Sween *et al.*, 2003).

## 7.4 Factores que controlan la acumulación y la preservación de la MO

En general, la preservación de materiales orgánicos depende principalmente de dos factores: de la compleja interacción del oxígeno contenido en un sistema y por el tipo de materia orgánica depositada dentro de él (Fig. 7.3). En presencia de oxígeno, la MO puede ser remineralizada o convertida a  $\text{CO}_2$ . Sin embargo, si este material es protegido de alguna manera, o es depositado en ambientes subóxicos o anóxicos, este puede ser probablemente preservado (Fig. 7.3). La conservación es también realizada en sedimentos subyacentes altamente productivos en la superficie del agua. En estos ambientes, la producción de MO es mucho mayor que su degradación óxica, de modo tal que la mayoría de la MO alcanza el sedimento y es finalmente preservado.

Aunque, se han identificado las diferentes variables que influyen en la preservación de la MO, se debe comprender que los mecanismos que gobiernan este proceso siguen siendo confusos. Algunos de los mecanismos que han sido propuestos para explicar como la MO se preserva en el historial sedimentario son:

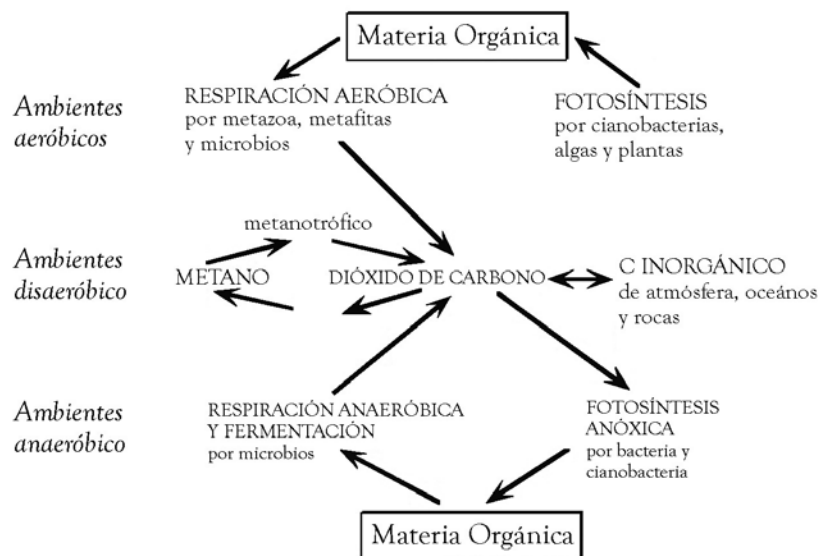


Fig. 7.3 Materia orgánica en diversos ambientes redox (Mc Sween *et al.*, 2003).

#### 7.4.1 Preservación de la MO por absorción

La mayor parte de la MO procedente de ambientes marinos es concentrada en los sedimentos de tipo deltaico y en los continentales; mientras que en menor proporción se concentra el carbono orgánico (CO) asociado con áreas de alta productividad, sobre todo en las cuencas anóxicas (Tabla 7.3). Observando estas diferencias en la concentración de CO y las variables que influyen en la preservación de la MO, un mecanismo común toma el control para la preservación de la MO en estos ambientes. Más del 90% de CO sedimentario para ambientes marinos no puede ser removido físicamente de su matriz mineral (Hedges y Keil, 1995). Consecuentemente, la MO puede ser absorbida por la matriz de los minerales.

La concentración de materia orgánica absorbida en la superficie del mineral, está asociada a los sedimentos que tienen superficies muy irregulares y poros pequeños (Mayer, 1994). La absorción de MO forma capas moleculares gruesas que son protectoras a menudo expresado como una monocapa equivalente  $\sim 0.5$  a  $1.0 \text{ mg CO m}^{-2}$  (Hedges y Keil, 1995).

Estas capas contienen materiales refractarios (no fácilmente degradados) y lábiles (fácilmente degradados) de MO que es preservada en ellas y que generalmente subyacen a sedimentos anóxicos, debido a que este es protegido por mineralización durante el transporte a través de la columna de agua y sedimentos superficiales oxigenados. La formación de la monocapa uniforme de MO en los sedimentos marinos implica que, inicialmente, la MO estaba en fase disuelta, porque, de otra manera es poco probable que estas partículas puedan separarse uniformemente encima de la superficie del mineral.

La superficie del mineral determina principalmente la preservación orgánica dentro de la plataforma continental y de ambientes de la cuenca, a pesar de las diferencias entre estos ajustes en la producción.



La concentración de oxígeno en el fondo del agua, la acumulación de sedimento y agua profunda juega un papel importante en la preservación global de la MO (Keil *et al.*, 1994; Mayer, 1994), porque la pendiente continental y los ambientes de plataforma cuentan con ~45% del contenido de carbono de la Tierra (Tabla 7.3).

Tipo de sedimento	Contenido Orgánico ( $10^{12}$ g C·año <sup>-1</sup> )
Sedimentos deltaicos	70
Pendientes y plataforma superior	68
Plataforma y zona pelágica de alta productividad	10
Estantes de carbonatos de aguas profundas	6
Sedimentos pelágicos de baja productividad	5
Cuenca anóxica	1

Tabla 7.3 Preservación de carbono orgánico en varios ambientes marinos (Mc Sween *et al.*, 2003).

La absorción de MO es también un mecanismo clave en sedimentos deltaicos, los cuales cuentan con otro 45% del carbono total preservado, pero las capas en sedimentos deltaicos son típicamente menos que equivalentes a los monocapa. Una parte del carbono orgánico absorbido en sedimentos de río es removido cuando los sedimentos son depositados en un ambiente marino. El mecanismo exacto que causa esta pérdida de capas es confuso, pero este puede ser relacionado a la ausencia del agua de mar, o de oxidación directa en la superficie mineral durante el transporte del sedimento en los ambientes marinos.

Los sedimentos subyacentes, altamente productivos de O<sub>2</sub>, son típicamente enriquecidos en MO, pero estos ambientes marinos son raros y constituyen solo ~5% de la preservación orgánica global. La absorción de monocapas equivalentes no pueden explicar la alta concentración de MO (>5%) observado en estos sedimentos. Menor que 15% del CO en estos, puede ser separado por matriz mineral, pero esta superficie mineral puede tener capas equivalentes a varias monocapas.

Muchos factores pueden conducir a la formación de capas más gruesas. Entre estas se encuentra el COD en sedimentos con agua intersticial, reacciones de condensación, la presencia de sulfuro, o muy breve tiempo de exposición de O<sub>2</sub>. Elevadas concentraciones DCO pueden incrementar la absorción orgánica de la superficie mineral. DCO puede también formar sulfuros orgánicos que son resistentes a la degradación. Biomoléculas degradadas pueden combinarse y formar sustancias complejas de moléculas de alto peso molecular (reacción de condensación). La capa de estas sustancias producidas son probablemente resistentes a la degradación microbiana y fuertemente ligado a la superficie del mineral. Además, la capa puede promover a futuro reacciones de condensación, de tal modo que protege la MO de la superficie mineral.

#### 7.4.2 Degradación de la MO en ambientes óxicos

La preservación de materia orgánica en sedimentos de mar profundo es típicamente pobre (Tabla 7.3), lo cual sugiere que algunos mecanismos de degradación pueden proteger la superficie. Los sedimentos oceánicos tienen capas de menor masa, equivalentes a los de una sola capa, potencialmente formado por oxidación directa durante el transporte. La baja acumulación y las aguas oxigenadas en ambientes del fondo del mar, dan lugar a largos tiempos de exposición de oxígeno y pueden inhibir la preservación orgánica.

La evidencia directa de esta degradación de oxígeno es vista en “frentes de la oxidación” en turbiditas de la profundidad del mar, donde se expone MO sedimentaria rica en oxígeno. La molécula de O<sub>2</sub> reacciona con carbono orgánico y reduce los minerales a lo largo de frentes *rédox*, los cuales pueden reducir la materia orgánica contenida por encima de 75%. La oxidación continúa hasta que el depósito se cubre por cualquier otro flujo de turbiditas o por la sedimentación pelágica gradual (Hedges y Keil, 1995).

### 7.4.3 Alteración diagenética

Hasta el momento se ha visto como la materia orgánica es producida, y donde es principalmente acumulada y preservada.

Comunidades microbianas y otros agentes biológicos principalmente controlan las transformaciones diagenéticas, sin embargo, algunas transformaciones químicas catalizadas por las superficies del mineral pueden ocurrir.

Durante la diagénesis, los sedimentos que experimentan compactación y consolidación, sufren una simultánea disminución en contenido de agua y un aumento en temperatura. Alteraciones biológicas de CO presenta casos eventuales como incremento de temperatura ( $> 50^{\circ} \text{C}$ ) en el transcurso de las etapas; este proceso es llamado *catagénesis*. El límite entre diagénesis y catagénesis no está bien definido, pero esencialmente coincide con el inicio de la formación de aceite.

Como se ha visto, la degradación de CO comienza en la columna de agua y continúa después de la sedimentación (Fig 7.2). Diversos compuestos en la MO degradan a distinta proporción y sólo unos compuestos sobreviven en forma reconocible. Durante la diagénesis la materia orgánica residual proveniente de la degradación microbiana experimenta condensación para formar macromoléculas del material orgánico insoluble de color marrón. El resultado de la diagénesis es un residuo orgánico condensado, o “geopolímero”, el cual contiene cantidades variables de material refractario orgánico inalterado. En el ambiente edáfico, la diagénesis transforma el *humus* en lignito en los pantanos, mientras que el carbono produce kerógeno en los ambientes marinos y en los sedimentos lacustres profundos.

El *humus* se encuentra en los suelos, sedimentos terrestres y marinos, en los depósitos de carbono y en todos los ambientes acuáticos. Este puede encontrarse en casi todos los ambientes acuáticos, dando el agua un tinte color café o verdoso. El *humus* del suelo es derivado de la descomposición de plantas terrestres, formando carbono orgánico que se condensa durante la diagénesis para formar residuos húmicos insolubles.

Los depósitos de carbono pueden ser formados durante la diagénesis de la MO, y el tipo de carbón formado refleja típicamente el material de las plantas precursoras. Por ejemplo, los carbonos húmicos son formados principalmente por tejidos finos de árboles y restos de plantas vasculares. Estos depósitos son estratificados, tienen un color negro a café oscuro. Los carbonos sapropélicos en los otros lugares no son estratificados y tienen apariencia opaca. Estos se forman lentamente bajo condiciones anóxicas en sedimentos de grano fino y ricos en MO que contienen cantidades variables de restos de algas y plantas degradadas de la turba del pantano. A diferencia de los carbonos húmicos, la formación de los sapropélicos, no se involucran en la etapa de generación de la turba. Estos carbonos siguen una ruta similar al kerógeno.

Generalmente los carbonos son formados como resultado de dos principales procesos: turbinificación, proceso dominado en gran parte por actividad biológica, seguido por carbonificación, en el cual, el calor y la presión son los parámetros más importantes. La turbinificación seguida de la carbonificación, son equivalentes de la diagénesis.

La última etapa de carbonificación, que es esencialmente la catagénesis, corresponde al inicio del metamorfismo. El límite entre la primera y la última etapa de este proceso, no es muy importante, porque la actividad biológica y los agentes fisicoquímicos pueden traslaparse. Las etapas principales de la formación de carbono comienzan con la generación de turba, seguido por la producción de lignito, carbono bituminoso y eventualmente antracita.

El kerógeno es un material orgánico altamente complejo, del cual se producen los hidrocarburos al incrementarse la profundidad y elevarse la temperatura. Es la forma más abundante en que se encuentra el carbono orgánico en la corteza terrestre, principalmente alojado en rocas sedimentarias, como macerales orgánicos y finalmente diseminados.

Hasta hace poco tiempo se pensó que el kerógeno se formaba durante las últimas etapas de la diagénesis por alteración del material húmico. Este material fue supuestamente derivado de la condensación de geopolímeros insolubles, los cuales se forman por degradación microbiana de la MO. Ahora se piensa que el kerógeno es formado durante las primeras etapas de la diagénesis como una mezcla de biomoléculas refractarias parcialmente alteradas (Tregelaar *et al.* 1989).

El kerógeno es modificado finalmente al incrementarse la temperatura, produciendo hidrocarburos del petróleo. La producción del petróleo depende del tipo de kerógeno. Hay cuatro tipos de kerógenos distinguidos por sus grupos macerales: lignito (I), exinita (II), vitrinita (III) e inertinita (IV).

El tipo I (lignito), deriva de algas o de restos de bacterias y son relativamente raros, pero tienen un alto potencial de aceite. Estos materiales se formaron en fangos de grano-fino, ricos en MO y depositados bajo condiciones anóxicas en aguas someras; tales como, lagunas y lagos. El tipo II (exinita), es el más común y es usualmente formado en ambientes marinos con mezclas de fitoplancton, zooplancton y MO microbiana, bajo condiciones reductoras; también, pueden ser formados por restos de plantas. El tipo II tiene una producción más baja de hidrocarburos que el primero, pero éste produce aceite de valor comercial procedente de pizarras y es fuente de un gran número de campos de aceite y gas (Killops y Killops, 1993). El tipo III (vitrinita) procede de plantas vasculares y puede contener restos de plantas de árboles identificables.

La vitrinita usualmente no se degrada por degradación microbiana, la cual puede ser resultado de una rápida sedimentación y por el sepultamiento del material. La vitrinita generalmente se presenta en depósitos de carbono y en lutitas carbonosas; por lo tanto, este es similar en cuanto a su composición y comportamiento al incrementarse la profundidad.

El tipo IV (inertinita) se compone principalmente de restos de plantas muy oxidadas de color negro opaco. Este no es un generador potencial de hidrocarburos, por lo que no es considerado un kerógeno.

### **7.5 Composición química de precursores biológicos**

A pesar de todos los cambios que pueden alterar la materia orgánica a lo largo de varios caminos desde la producción a la preservación, algunos compuestos orgánicos reflejan sus materiales de fuente original, si provienen de plantas marinas o algas lacustres o bacterias. Esto es importante para entender la composición química de estas fuentes, ya que estos compuestos se pueden relacionar con los que se encuentran preservados en el historial sedimentario de la cuenca.

Todos los organismos contienen compuestos derivados de carbohidratos, proteínas y lípidos. En complemento, las cantidades significativas de lignina (tejidos finos estructurales) están presentes en plantas.

## 8. Resultados

## 8. Resultados

El pristano o 2,6,10,14-tetrametilpentadecano (Pr) y el fitano o 2,6,10,14-tetrametilhexadecano (Ph), son derivados principalmente del fitil, el cual a partir de este se obtiene el fitol que proviene de la clorofila. En condiciones óxicas el fitol se oxida a ácido fiténico y al descarboxilarse se produce pristeno que al sufrir reducción se obtiene el pristano (Pr). En condiciones anóxicas el fitol se reduce a dihidrofitol y posteriormente a fitano (Ph) Fig. 8.1.

Didyk *et al.* (1978) interpretó las condiciones redox del ambiente de depósito del cual proviene la roca. De acuerdo con estos autores,  $Pr/Ph < 1$  sugiere condiciones anóxicas de depósito, particularmente cuando se acompañan por un alto contenido de azufre y porfirinas, mientras que  $Pr/Ph > 1$  indican condiciones óxicas. La alta  $Pr/Ph < 3.0$ , indica entrada de materia orgánica de origen terrígeno bajo condiciones óxicas a la cuenca de depósito, mientras que valores bajos  $< 0.8$  se reflejan condiciones de anoxia, hipersalinidad y protolito carbonatado. El cociente  $Pr/Ph$  es comúnmente aplicado porque el Pr y Ph son fácilmente identificados usando cromatografía de gases - masa (CG-Ms).

El escualeno (Sq) (Fig. 8.2) es común en todos los dominios de la vida, este es precursor de terpenoides policíclicos, esteroides y carotenoides. El escualeno o 2,6,10,15,19,23-hexametil-2,6,10,14,18,22-tetracosahexaeno, es un lípido halofílico y termoacidofílico importante producido por metanogénesis. (Tornabene *et al.*, 1978; 1979). Así, la abundancia del Sq en sedimentos indica entrada de la bacteria arquea. Matsumoto, Watanuki (1990) y Colombo *et al.* (1996, 1997), demostraron que el Sq se correlaciona con la preservación selectiva de materia orgánica de origen terrígeno en sedimentos.



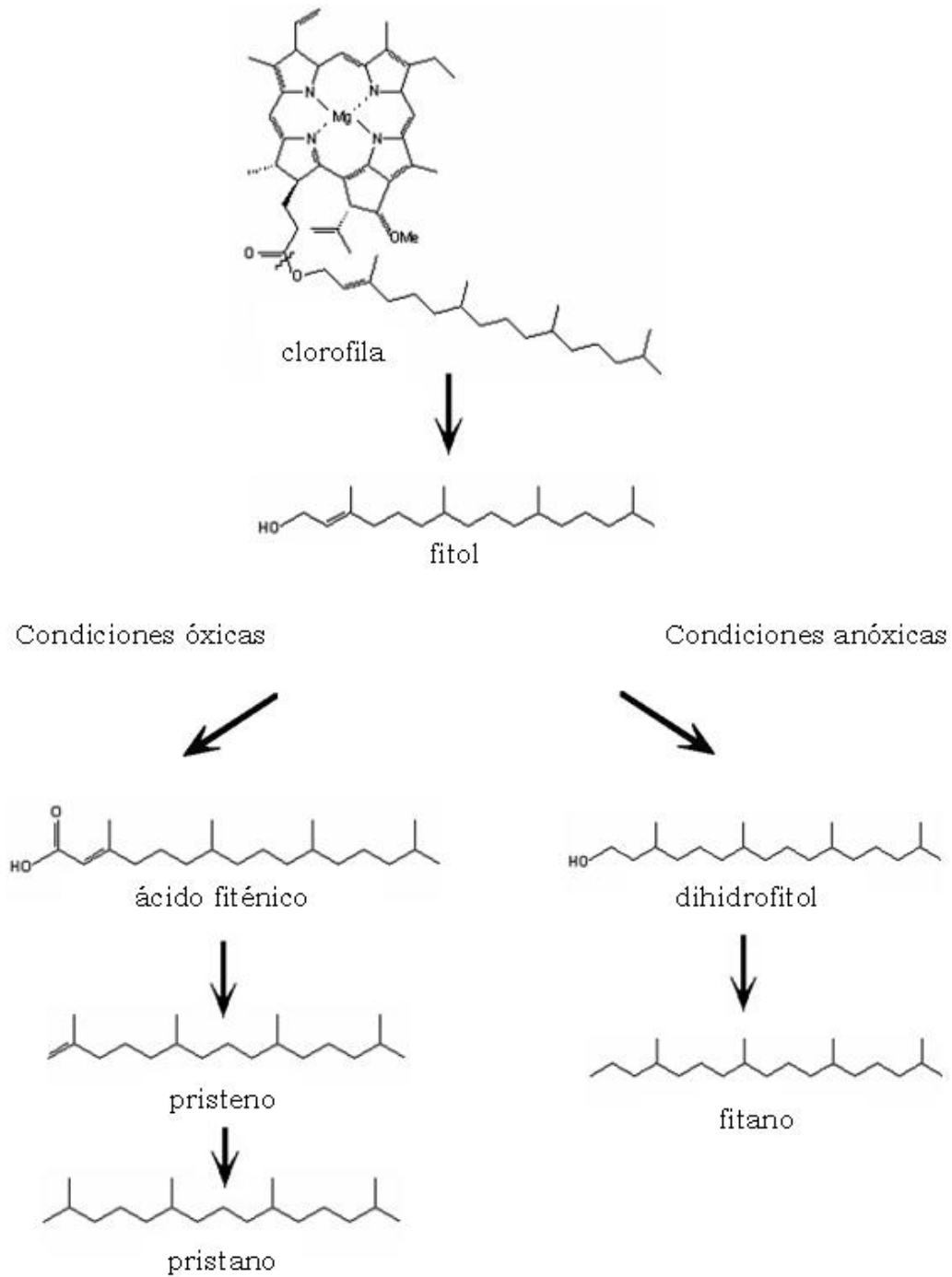


Fig. 8.1 Origen diagenético de pristano (Pr) y fitano (Ph).

El escualeno se ha utilizado como un biomarcador de la bacteria arquea y es representativo de un ambiente de depósito hipersalino (ten Haven *et al.*, 1988).

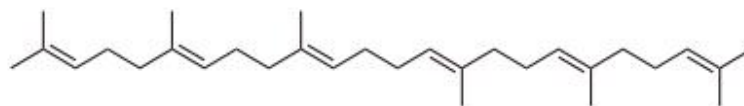


Fig. 8.2 Escualeno (Sq).

## 8.1 HOR

### 8.1.1 HOR (Hexano)

Los compuestos identificados en el extracto hexánico son:  $n\text{-C}_{16}\text{H}_{34}$ ,  $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ ,  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ ,  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ ,  $n\text{-C}_{21}\text{H}_{44}$ ,  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ ,  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ,  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ , Sq, Pr y Ph. Algunos de ellos se muestran en la Fig. 8.3.

Estos alcanos  $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$  y  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$  están relacionados con 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 en cercanía a la costa, posiblemente en un ambiente marino-marginal.

En este caso la relación obtenida entre  $\text{Pr/Ph} = 0.3846$  muestran condiciones anóxicas, hipersalinidad y rocas precursoras de los sedimentos con afinidad carbonatada (Didyk, 1978).

Otro compuesto relevante identificado en este extracto y que refuerza el argumento de hipersalinidad de este ambiente de depósito es el Sq, así como por la relación Pr/Ph resultante, también indicativa de las mismas condiciones de hipersalinidad en el ambiente de depósito (ten Haven *et al.*, 1986).

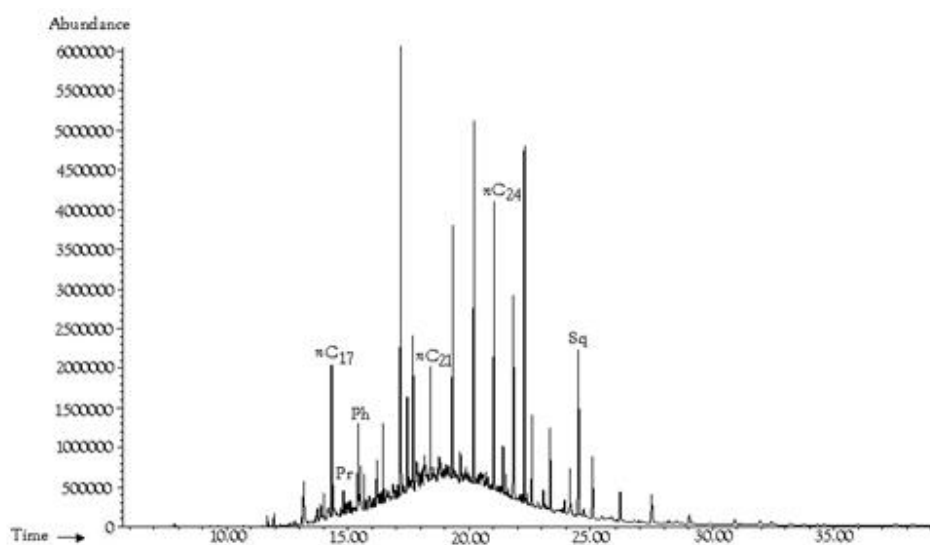


Fig. 8.3 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra HOR.

### 8.1.2 HOR (Acetato de etilo)

En este extracto se identificaron los siguientes compuestos: alcanos ( $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ ,  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ ,  $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$ ,  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ ,  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ,  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ ,  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$ ) y Pr, algunos picos se muestran en la Fig. 8.4.

El  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$  indica la aportación de algas a los sedimentos marinos 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). El alcano  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$  sugiere la presencia de plantas superiores procedentes de un ambiente continental llevadas al ambiente marino (Tissot y Welte, 1984), reflejando la cercanía de la costa.

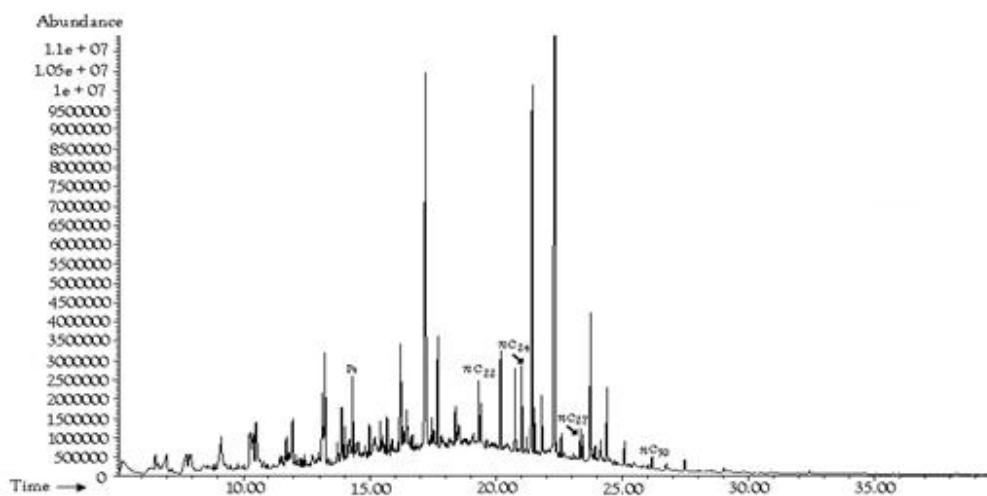


Fig. 8.4 Cromatograma de gases del extracto obtenido con acetato de etilo de la muestra HOR.

### 8.1.3 HOR (Metanol)

Algunos compuestos encontrados en este extracto fueron:  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ ,  $n\text{-C}_{20}\text{H}_{42}$ ,  $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$ ,  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$  (Fig. 8.5). Sin embargo, ninguno con una aportación que defina las condiciones de ambiente de depósito.

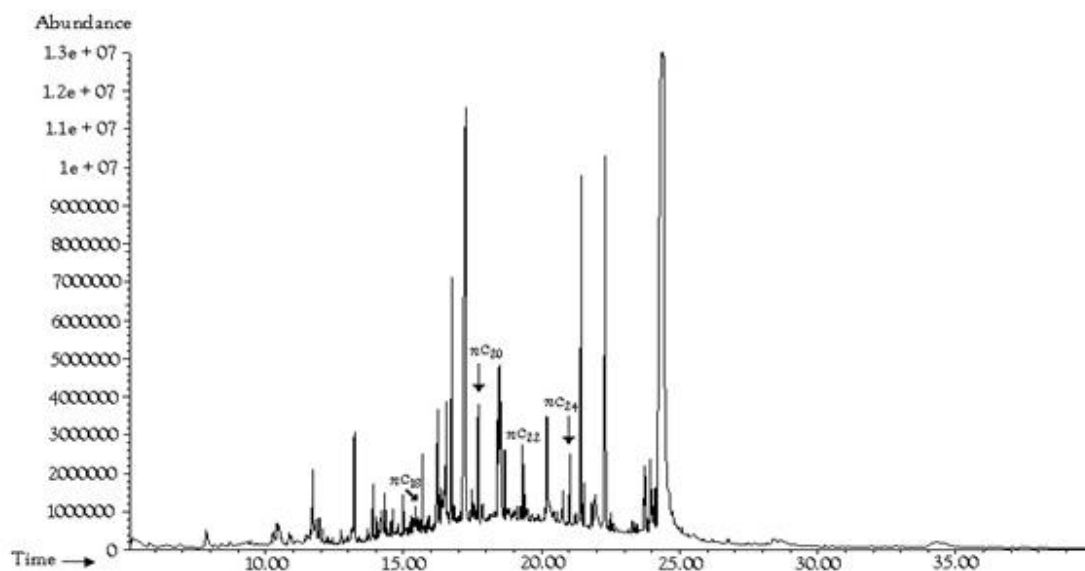


Fig. 8.5 Cromatograma de gases del extracto obtenido con metanol de la muestra HOR.

## 8.2 HOR 1

### 8.2.1 HOR 1 (Hexano)

La presencia de Pr y Ph con una abundancia de 400,000 y 450,000 respectivamente, proporcionan una relación Pr/Ph= 0.88, lo que indica que esta muestra pertenecía a un ambiente de depósito en condiciones anóxicas (Didyk, 1978).

Además se identificaron los siguientes alcanos lineales:  $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ ,  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ ,  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ ,  $n\text{-C}_{20}\text{H}_{42}$ ,  $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$ ,  $n\text{-C}_{23}\text{H}_{48}$ ,  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ ,  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ,  $n\text{-C}_{26}\text{H}_{54}$ ,  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ ,  $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$ ,  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$ , algunos se muestran en la Figura 8.6.

Los alcanos  $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ ,  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ , 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  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$  y  $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$  indican el aporte de plantas superiores continentales (Tissot y Welte, 1984), hacia el ambiente marino, sugiriendo también la cercanía de la costa.

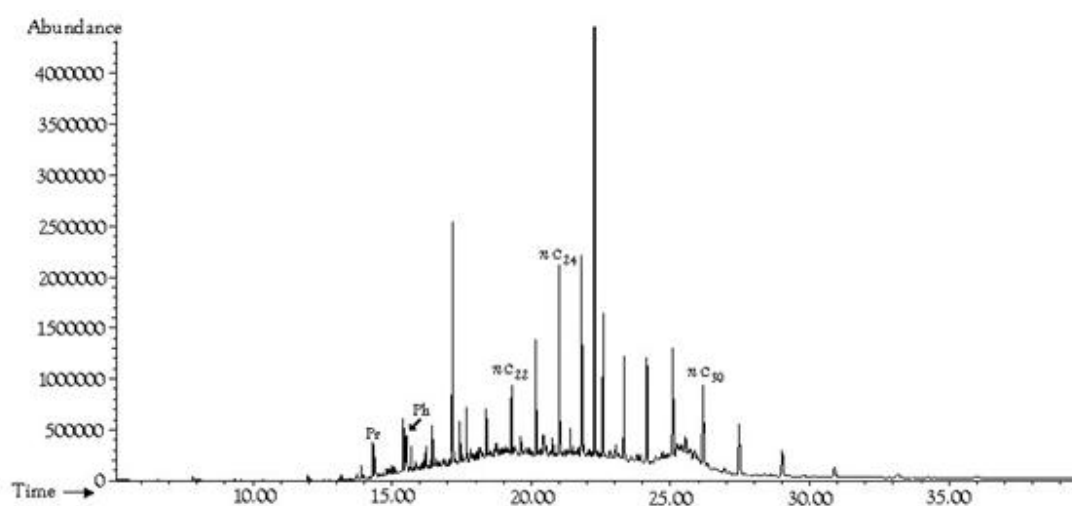


Fig. 8.6 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra HOR 1.

## 8.2.2 HOR 1 (Acetato de etilo)

Al igual que el extracto anterior, la presencia de Pr y Ph es reiterativa y tienen una abundancia de 900,000 y 1,000,000 respectivamente, valores que proporcionan una relación  $Pr/Ph = 0.9$ , confirmando la característica anóxica del ambiente de depósito (Didyk, 1978).

Otros compuestos presentes en la muestra fueron:  $n-C_{17}H_{36}$ ,  $n-C_{18}H_{38}$ ,  $n-C_{19}H_{40}$ ,  $n-C_{20}H_{42}$ ,  $n-C_{22}H_{46}$ ,  $n-C_{23}H_{48}$ ,  $n-C_{25}H_{52}$ ,  $n-C_{26}H_{54}$ ,  $n-C_{27}H_{56}$ ,  $n-C_{30}H_{62}$  (Fig. 8.7), donde  $n-C_{17}H_{36}$  y  $n-C_{19}H_{40}$  reflejan la aportación de algas e indican que el ambiente de depósito era 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.

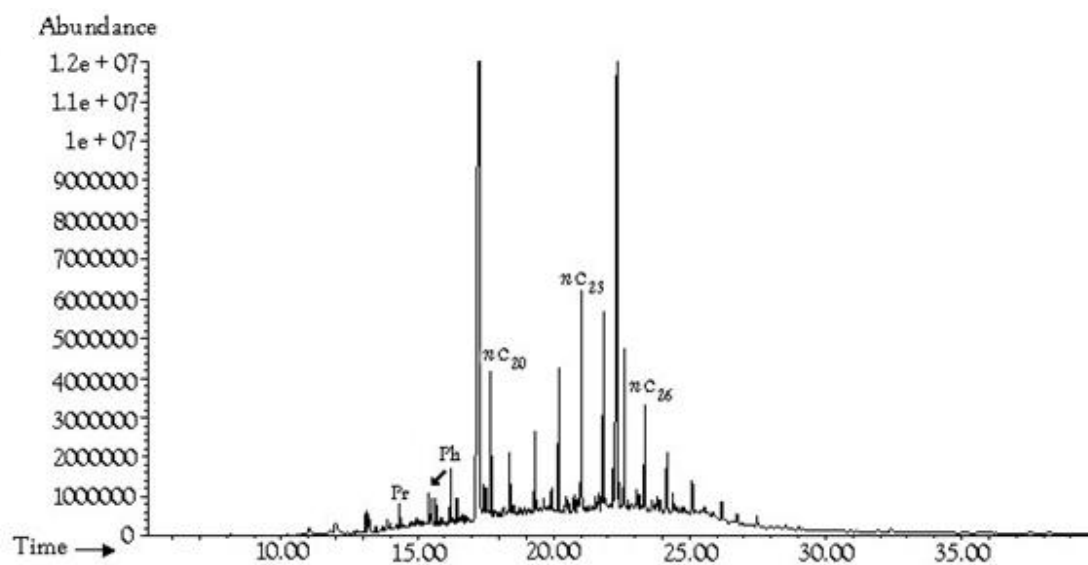


Fig. 8.7 Cromatograma de gases del extracto obtenido con acetato de etilo de la muestra HOR 1.

### 8.2.3 HOR 1 (Metanol)

En este extracto sólo se detectó la presencia de un alcano  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$  (Fig. 8.8), el cual 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).

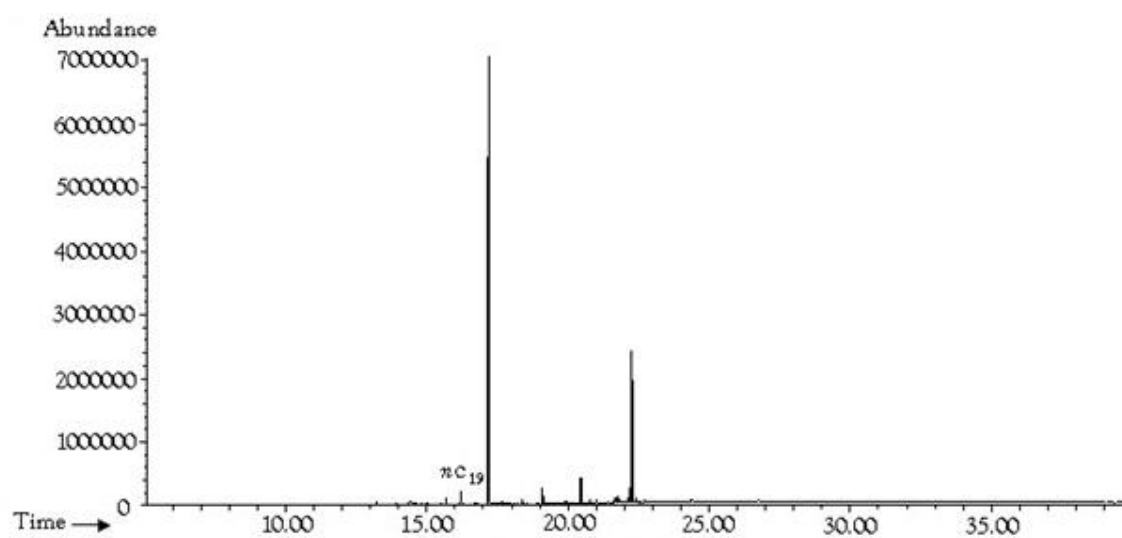


Fig. 8.8 Cromatograma de gases del extracto obtenido con metanol de la muestra HOR 1.

## 8.3 Morita 1

### 8.3.1 Morita 1 (Hexano)

Los alcanos lineales identificados en este extracto son:  $n\text{-C}_{15}\text{H}_{32}$ ,  $n\text{-C}_{16}\text{H}_{34}$ ,  $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ ,  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ ,  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ ,  $n\text{-C}_{20}\text{H}_{42}$ ,  $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$ ,  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ ,  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ,  $n\text{-C}_{26}\text{H}_{54}$ ,  $n\text{-C}_{28}\text{H}_{58}$ ,  $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$ ,  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$ , algunos se muestran en la Figura 8.9. Éstos  $n\text{-C}_{15}\text{H}_{32}$ ,  $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$  y  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$  indican el origen del material orgánico sedimentario, que en este caso proviene de algas.

Además sugieren un ambiente lacustre y/o marino (Gelpi *et al.*, 1970, Tissot y Welte, 1984). El  $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$  indica el aporte de plantas superiores continentales hacia el ambiente marino (Tissot y Welte, 1984), advirtiendo la cercanía de la costa.

La presencia de Pr y Ph con una abundancia de 980,000 y 1,200,000 respectivamente, dan un cociente  $\text{Pr}/\text{Ph} = 0.8166$ , indicando un ambiente de depósito con características de anoxia (Didyk, 1978). Otro compuesto relevante identificado en este extracto es el Sq, que indica condiciones de hipersalinidad en el ambiente de depósito (ten Haven *et al.*, 1986).

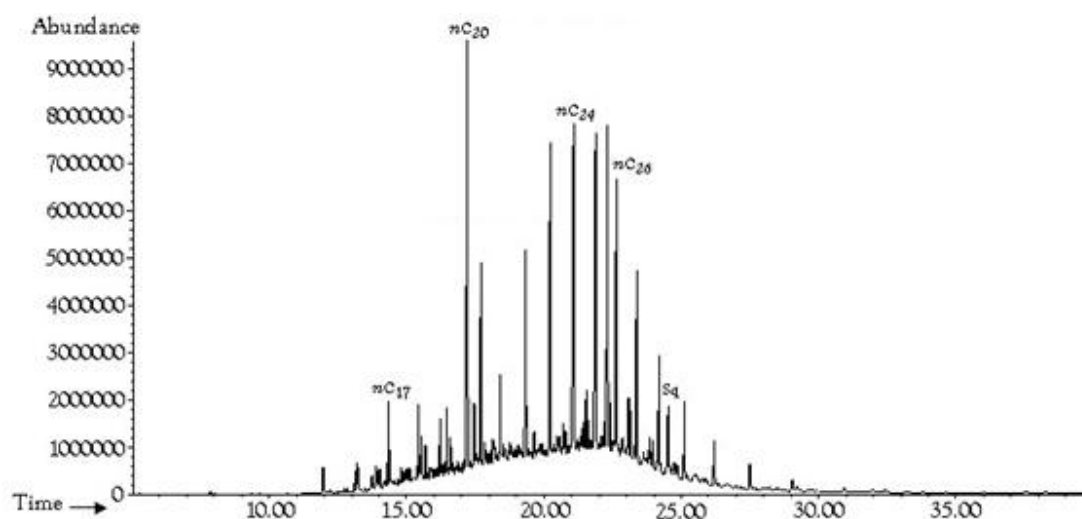


Fig. 8.9 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Morita 1.

### 8.3.2 Morita 1 (Acetato de etilo)

En este extracto sólo se detectó la presencia de alcanos  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$  y  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$  (Fig. 8.10), el cual  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$  indica la aportación de algas y que el ambiente de depósito era lacustre y/o marino (Gelpi *et al.*, 1970, Tissot y Welte, 1984).



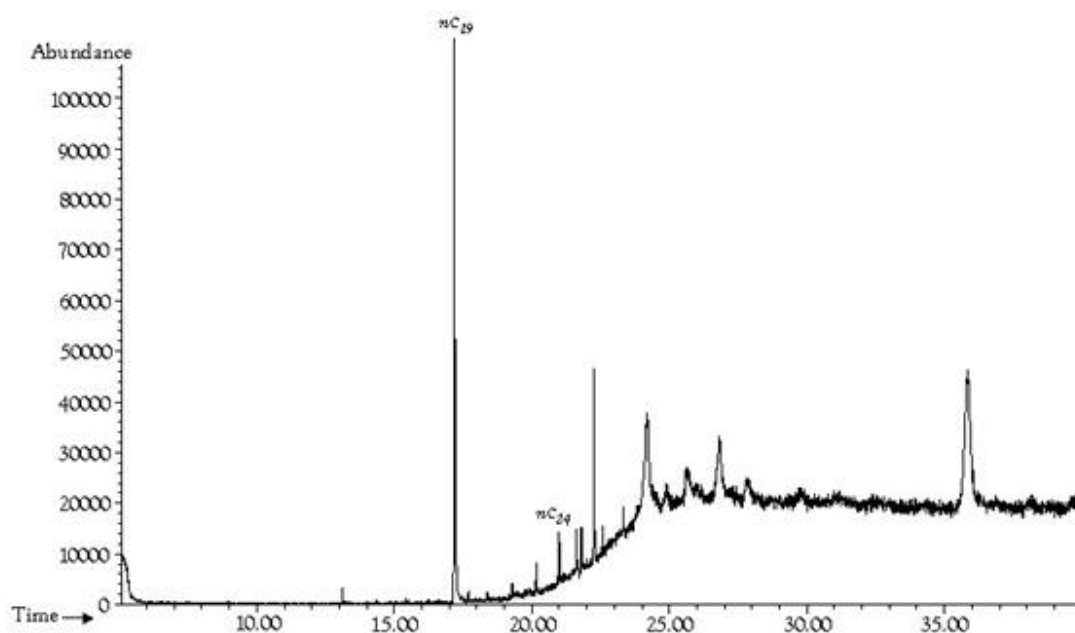


Fig. 8.10 Cromatograma de gases del extracto obtenido con acetato de etilo de la muestra Morita 1.

### 8.3.3 Morita 1 (Metanol)

Los compuestos identificados en este extracto son los siguientes:  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ ,  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ ,  $n\text{-C}_{20}\text{H}_{42}$ ,  $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$ ,  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ ,  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ,  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$  lo que sugiere que para  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$  aportación de algas e indica que el ambiente de depósito era lacustre y/o marino (Gelpi *et al.*, 1970, Tissot y Welte, 1984), mientras que  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$  indica el aporte de plantas superiores continentales (Tissot y Welte, 1984), hacia el ambiente marino, sugiriendo también la cercanía de la costa.

Algunos de los compuestos identificados en este extracto se muestran en la Fig. 8.11.

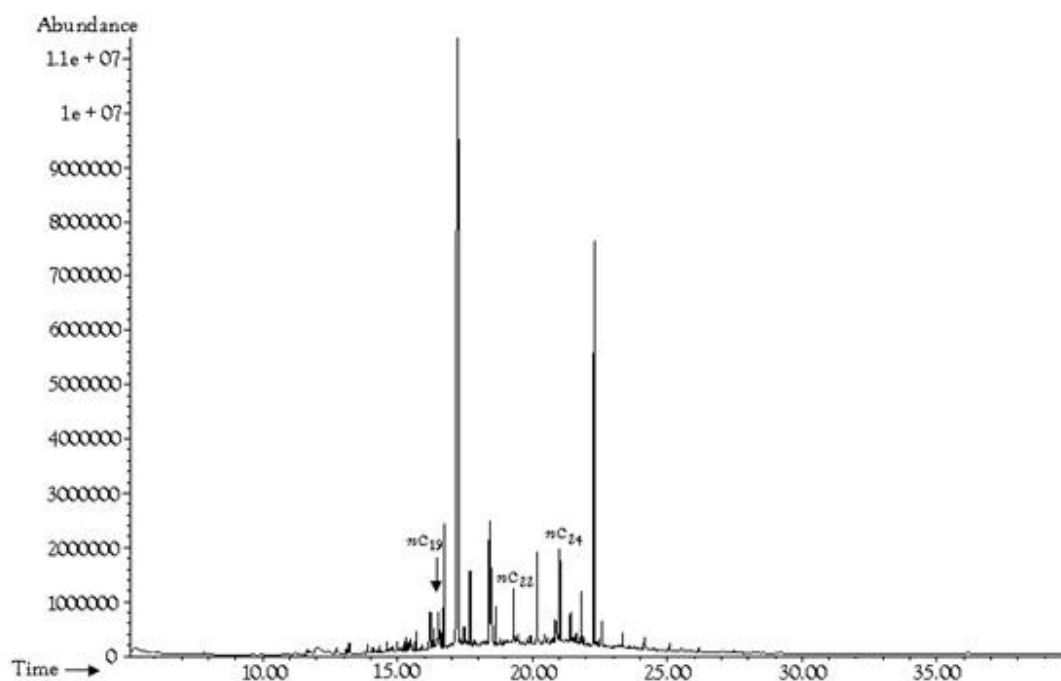


Fig. 8.11 Cromatograma de gases del extracto obtenido con metanol de la muestra Morita 1.

## 8.4 Morita 2

### 8.4.1. Morita 2 (Hexano)

En este extracto se identificaron diversos alcanos lineales como son:  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ ,  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ ,  $n\text{-C}_{20}\text{H}_{42}$ ,  $n\text{-C}_{21}\text{H}_{44}$ ,  $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$ ,  $n\text{-C}_{23}\text{H}_{48}$ ,  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ ,  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ,  $n\text{-C}_{26}\text{H}_{54}$ ,  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ ,  $n\text{-C}_{28}\text{H}_{58}$ ,  $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$ ,  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$  (Fig. 8.12), del cual  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ , establece 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  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$  y  $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$  indican el aporte de plantas superiores continentales (Tissot y Welte, 1984).

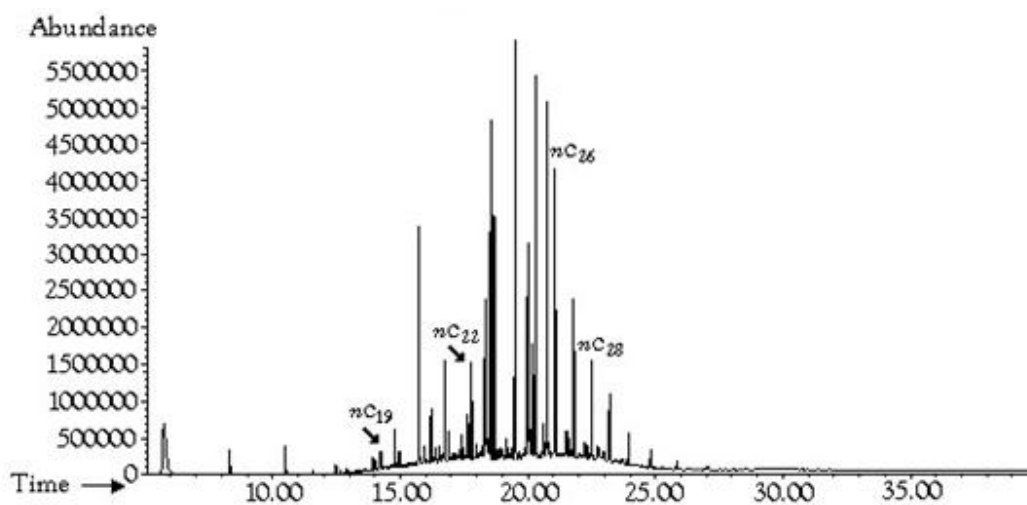


Fig. 8.12 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Morita 2.

#### 8.4.2 Morita 2 (Acetato de etilo)

Los compuestos identificados en este extracto son:  $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ ,  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ ,  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ ,  $n\text{-C}_{20}\text{H}_{42}$ ,  $n\text{-C}_{21}\text{H}_{44}$ ,  $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$ ,  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ,  $n\text{-C}_{26}\text{H}_{54}$ ,  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ ,  $n\text{-C}_{28}\text{H}_{58}$ ,  $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$ , Ph y Sq. Algunos de ellos se muestran en la Figura 8.13.

El  $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$  y  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$  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), mientras que  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$  y  $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$  indican el aporte de plantas superiores continentales (Tissot y Welte, 1984), hacia el ambiente marino, sugiriendo también la cercanía de la costa.

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

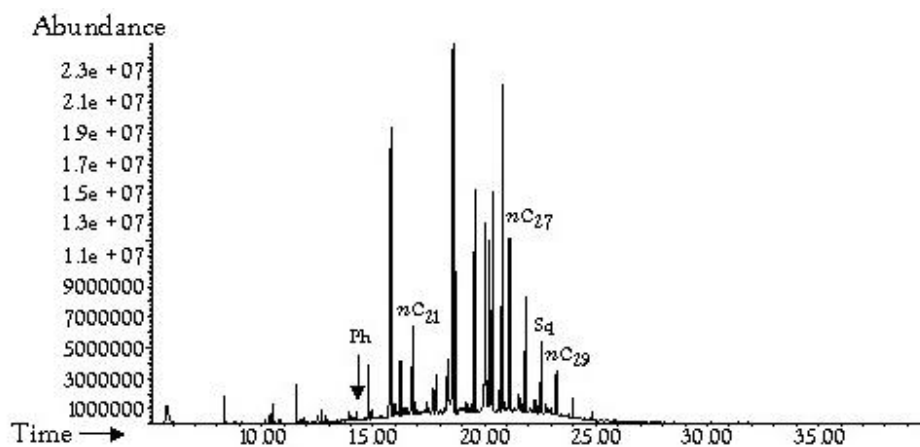


Fig. 8.13 Cromatograma de gases del extracto obtenido con acetato de etilo de la muestra Morita 2.

#### 8.4.3 Morita 2 (Metanol)

En este extracto analizado se detectó la presencia de alcanos  $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ ,  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ ,  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ ,  $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$ ,  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ ,  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ,  $n\text{-C}_{26}\text{H}_{54}$ ,  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ ,  $n\text{-C}_{28}\text{H}_{58}$  (Fig. 8.14). El  $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$  y  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$  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), mientras que  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$  indica el aporte de plantas superiores continentales (Tissot y Welte, 1984).

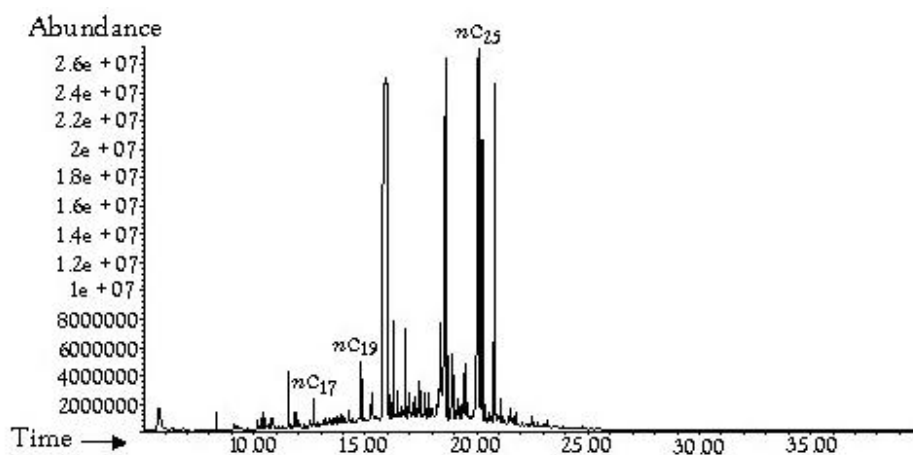


Fig. 8.14 Cromatograma de gases del extracto obtenido con metanol de la muestra Morita 2.

## 8.5 Otlamalacatla 1

### 8.5.1 Otlamalacatla 1 (Hexano)

En los análisis obtenidos de este extracto se obtuvieron los siguientes compuestos: alcanos lineales ( $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ ,  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ ,  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ ,  $n\text{-C}_{21}\text{H}_{44}$ ,  $n\text{-C}_{23}\text{H}_{48}$ ,  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ ,  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ,  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ ,  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$ ), fitano (Ph) y escualeno (Sq). Algunos de ellos se muestran en la Fig. 8.15.

El  $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$  y  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$  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), mientras que  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$  indica el aporte de plantas superiores continentales (Tissot y Welte, 1984), hacia el ambiente marino, sugiriendo también la cercanía de la costa.

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

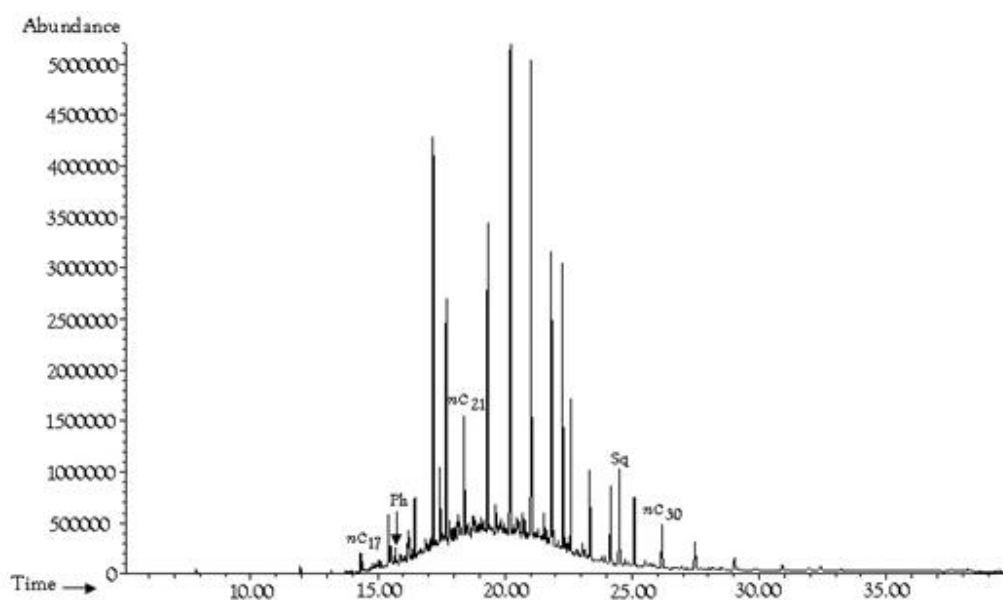


Fig. 8.15 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Otlamalacatla 1.

## 8.5.2 Otlamalacatla 1 (Acetato de etilo)

Los compuestos identificados (Fig. 8.16) en este extracto son: alcanos lineales ( $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ ,  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ ,  $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$ ,  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ ,  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ,  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ ,  $n\text{-C}_{28}\text{H}_{58}$ ,  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$ ) y Pr.

El  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$  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), mientras que  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$  indica el aporte de plantas superiores continentales (Tissot y Welte, 1984).

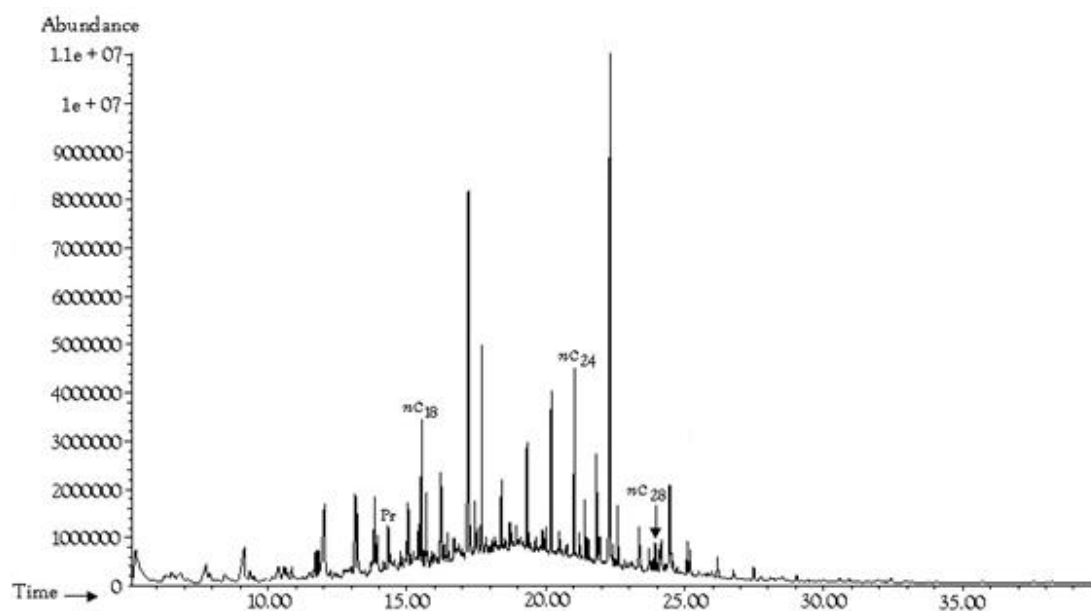


Fig. 8.16 Cromatograma de gases del extracto obtenido con acetato de etilo de la muestra Otlamalacatla 1.

### 8.5.3 Otlamalacatla 1 (Metanol)

Algunos compuestos encontrados en este extracto son:  $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$ ,  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$  (Fig. 8.17). Sin embargo, ninguno con una aportación que defina las condiciones de ambiente de depósito.

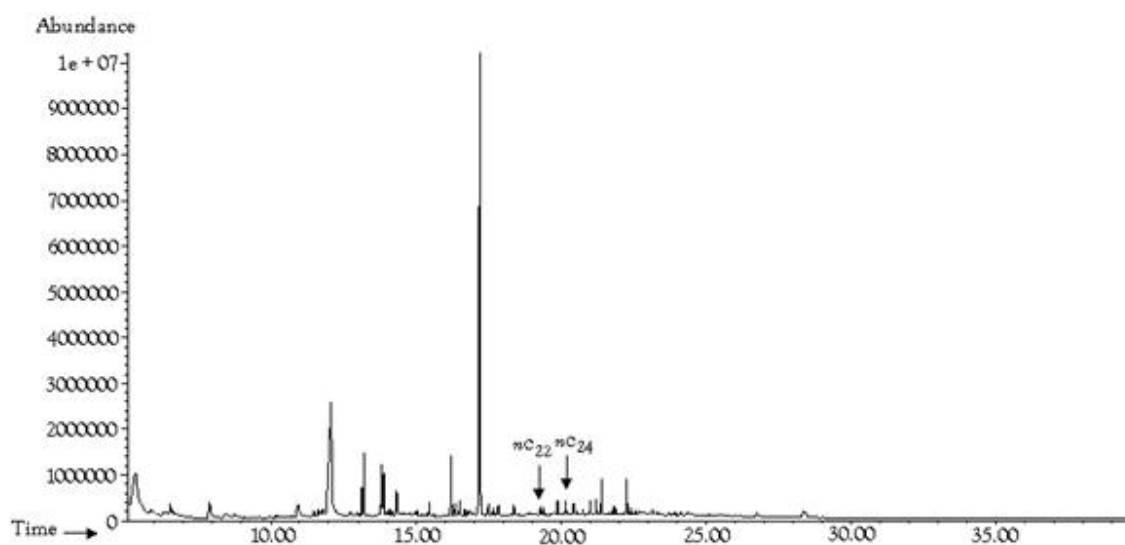


Fig. 8.17 Cromatograma de gases del extracto obtenido con metanol de la muestra Otlamalacatla 1.

## 8.6 Otlamalacatla 2

### 8.6.1 Otlamalacatla 2 (Hexano)

En los resultados de este extracto se obtuvieron alcanos ( $n\text{-C}_{20}\text{H}_{42}$ ,  $n\text{-C}_{21}\text{H}_{44}$ ,  $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$ ,  $n\text{-C}_{23}\text{H}_{48}$ ,  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ,  $n\text{-C}_{28}\text{H}_{58}$ ,  $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$ ,  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$ ). Algunos de ellos se muestran en la Fig. 8.18.

El  $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$  indica el aporte de plantas superiores continentales (Tissot y Welte, 1984), hacia el ambiente marino, sugiriendo también la cercanía de la costa.

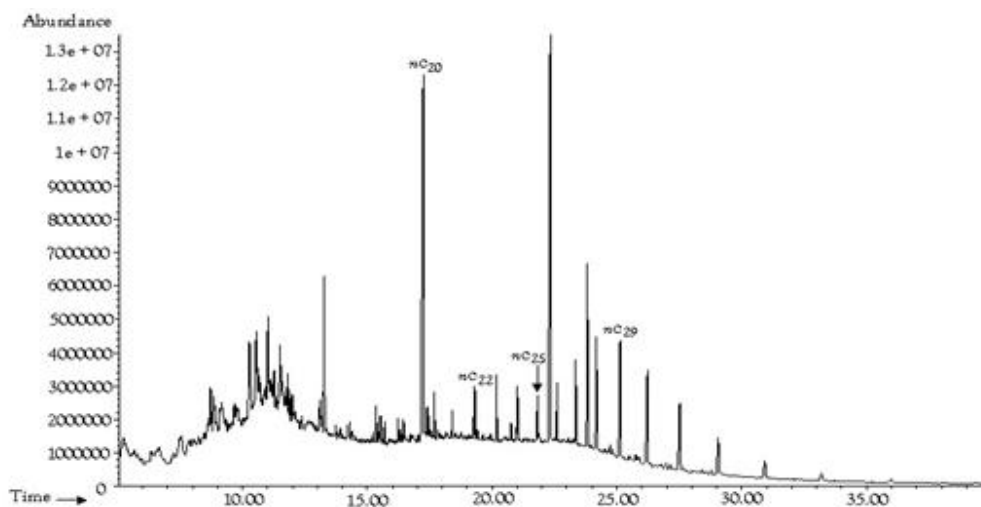


Fig. 8.18 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Otlamalacatla 2.

#### 8.6.2 Otlamalacatla 2 (Acetato de etilo)

Algunos compuestos encontrados en este extracto son:  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ ,  $n\text{-C}_{28}\text{H}_{58}$ ,  $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$ ,  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$ ,  $n\text{-C}_{31}\text{H}_{64}$  (Fig. 8.19).

El  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ ,  $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$  y  $n\text{-C}_{31}\text{H}_{64}$  implican el aporte de plantas superiores de origen continental (Tissot y Welte, 1984), hacia el ambiente marino.

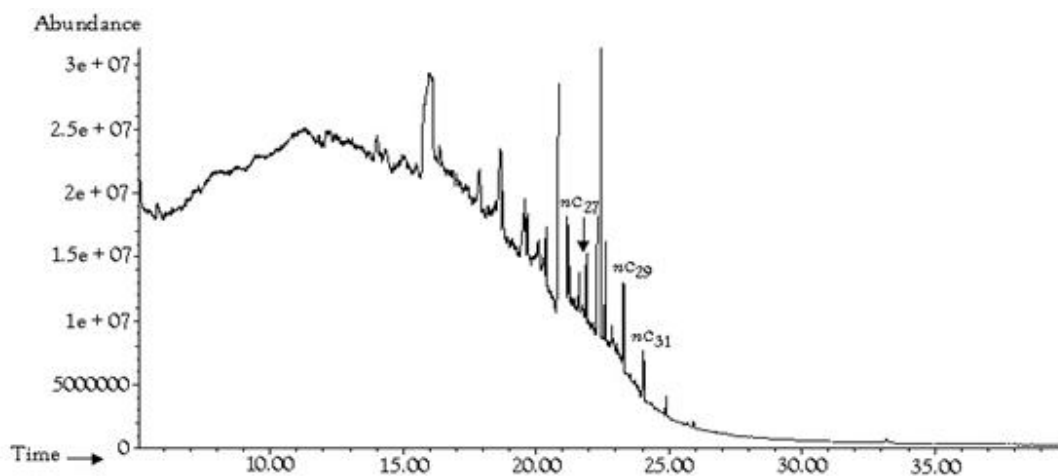


Fig. 8.19 Cromatograma de gases del extracto obtenido con acetato de etilo de la muestra Otlamalacatla 2.



### 8.6.3 Otlamalacatla 2 (Metanol)

En este extracto sólo se detectó la presencia del alcano  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$  (Fig. 8.20), el cual indica 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).

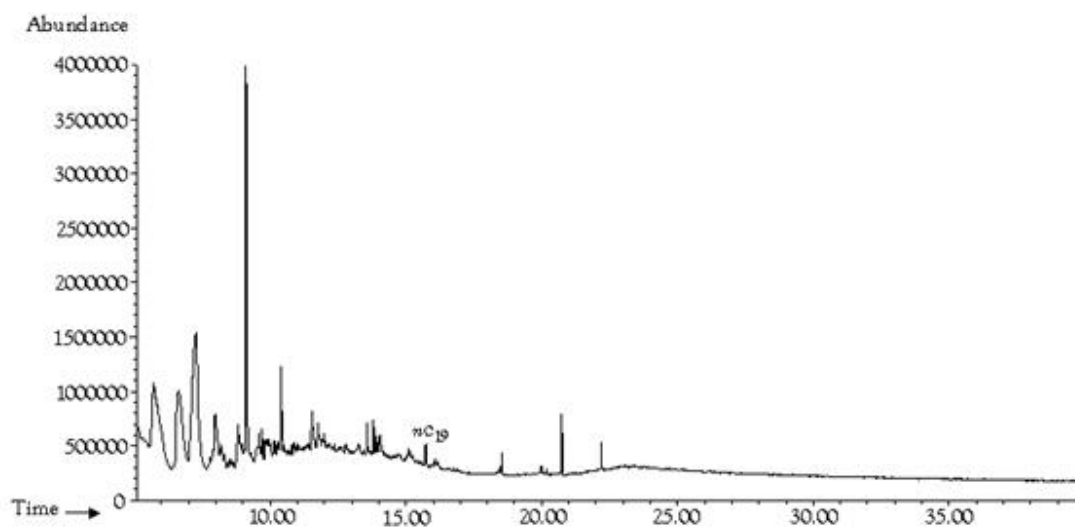


Fig. 8.20 Cromatograma de gases del extracto obtenido con metanol de la muestra Otlamalacatla 2.

## 8.7 Otlamalacatla\*

### 8.7.1 Otlamalacatla\* (Hexano)

La presencia de los siguientes alcanos (Fig. 8.21):  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ ,  $n\text{-C}_{20}\text{H}_{42}$ ,  $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$ ,  $n\text{-C}_{23}\text{H}_{48}$ ,  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ,  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ ,  $n\text{-C}_{28}\text{H}_{58}$ ,  $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$ ,  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$ , de los cuales  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$  y  $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$  sugieren la aportación de plantas superiores provenientes de un ambiente continental (Tissot y Welte, 1984).

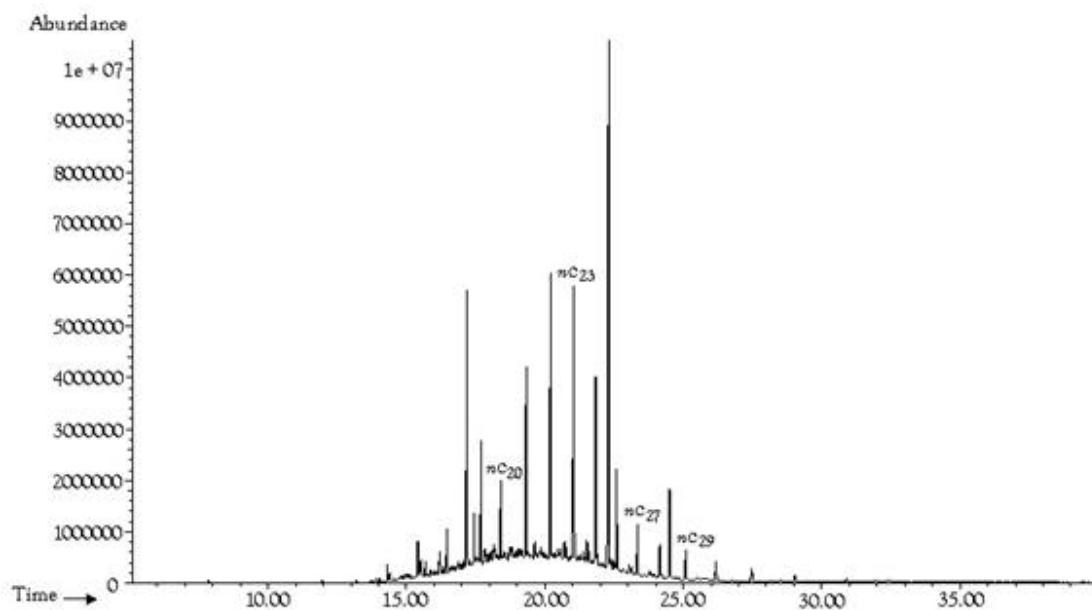


Fig. 8.21 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Otlamalacatla\*.

#### 8.7.2 Otlamalacatla\* (Acetato de etilo)

En este extracto se detectó la presencia de alcanos:  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ ,  $n\text{-C}_{21}\text{H}_{44}$ ,  $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$ ,  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ,  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ ,  $n\text{-C}_{28}\text{H}_{58}$ ,  $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$ . Algunos picos se muestran en la Fig. 8.22.

El  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$  indica 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 los alcanos  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$  y  $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$  sugieren 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).

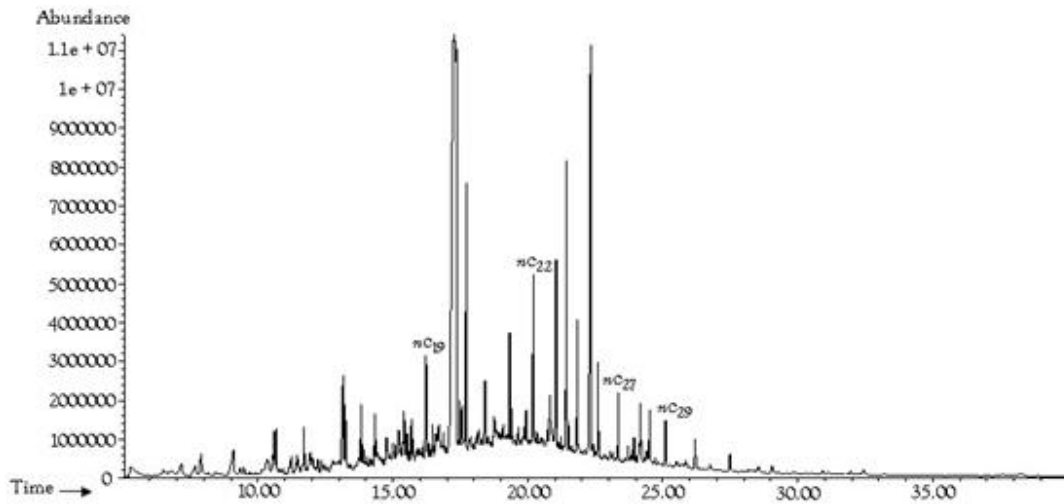


Fig. 8.22 Cromatograma de gases del extracto obtenido con acetato de etilo de la muestra Otlamalacatla\*.

### 8.7.3 Otlamalacatla\* (Metanol)

En este extracto se detectó la presencia de alcanos  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ ,  $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$ ,  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ ,  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ,  $n\text{-C}_{26}\text{H}_{54}$ ,  $n\text{-C}_{28}\text{H}_{58}$ ,  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$  (Fig. 8.23). El  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$  me indica 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).

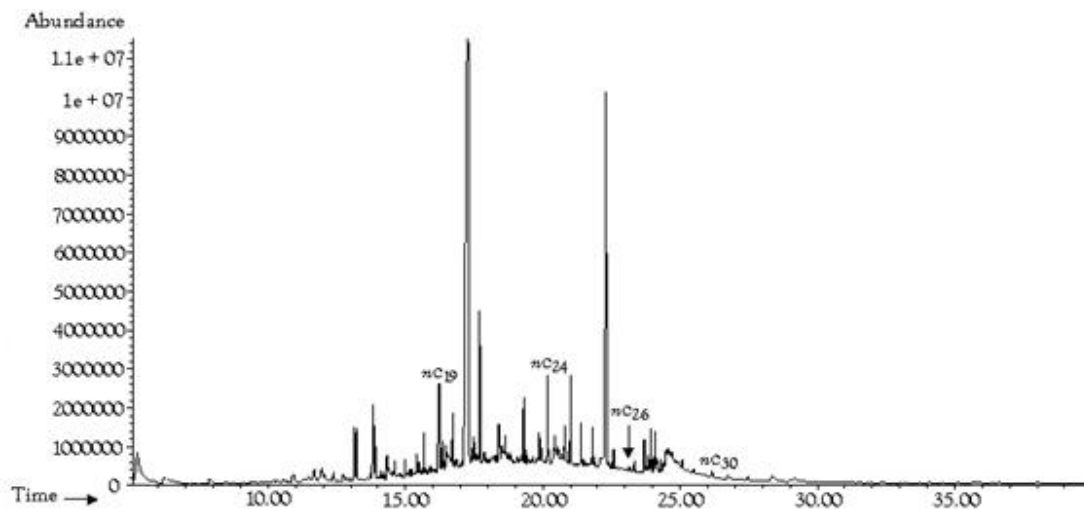


Fig. 8.23 Cromatograma de gases del extracto obtenido con metanol de la muestra Otlamalacatla\*.

## 8.8 Otlamalacatla FF

### 8.8.1 Otlamalacatla FF (Hexano)

En los resultados de este extracto se obtuvieron alcanos lineales ( $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ ,  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ ,  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ ,  $n\text{-C}_{20}\text{H}_{42}$ ,  $n\text{-C}_{21}\text{H}_{44}$ ,  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ ,  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ,  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ ,  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$ ,  $n\text{-C}_{31}\text{H}_{64}$ ), Ph y Sq (Fig. 8.24).

Los alcanos  $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$  y  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$  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), y para  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ ,  $n\text{-C}_{31}\text{H}_{64}$  sugieren 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).

La presencia de Sq indica que el ambiente de depósito tenía condiciones de hipersalinidad (ten Haven *et al.*, 1986).

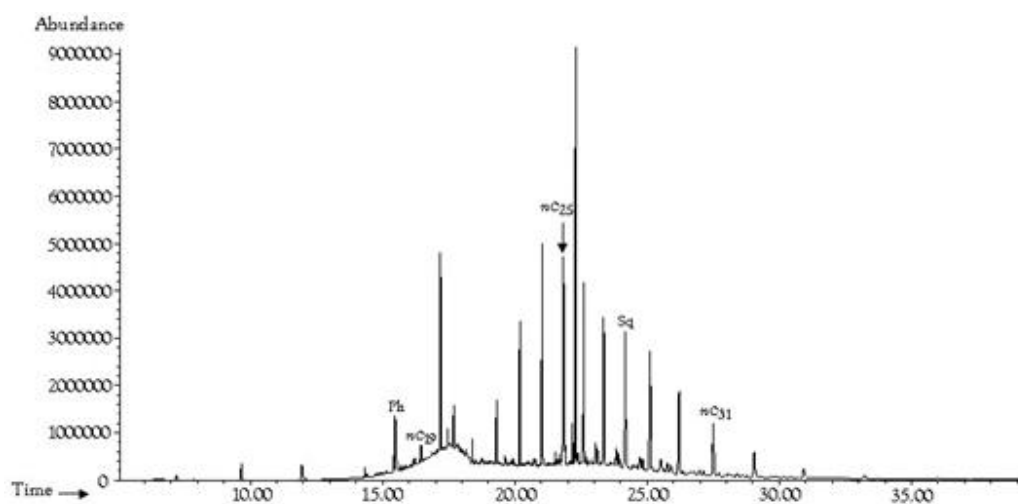


Fig. 8.24 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Otlamalacatla FF.

## 8.8.2 Otlamalacatla FF (Acetato de etilo)

El extracto obtenido reporta la presencia de alcanos ( $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ ,  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ ,  $n\text{-C}_{20}\text{H}_{42}$ ,  $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$ ,  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ ,  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ,  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ ,  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$ ), Ph y Sq. Algunos picos se muestran en la Fig. 8.25

El  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$  demuestra 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).

La presencia de Sq indica que el ambiente de depósito tenía condiciones de hipersalinidad (ten Haven *et al.*, 1986).

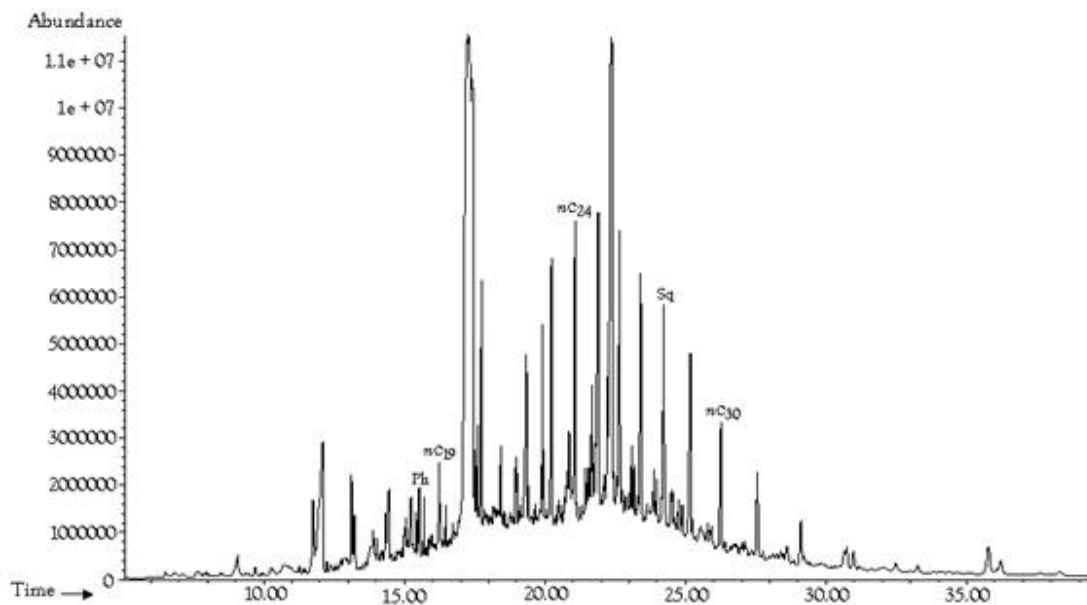


Fig. 8.25 Cromatograma de gases del extracto obtenido con acetato de etilo de la muestra Otlamalacatla FF.

## 8.8.3 Otlamalacatla FF (Metanol)

En los resultados de este extracto se identificaron alcanos lineales ( $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ ,  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ ,  $n\text{-C}_{20}\text{H}_{42}$ ,  $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$ ,  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ ,  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ) y Ph (Figura 8.26).

El  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$  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).

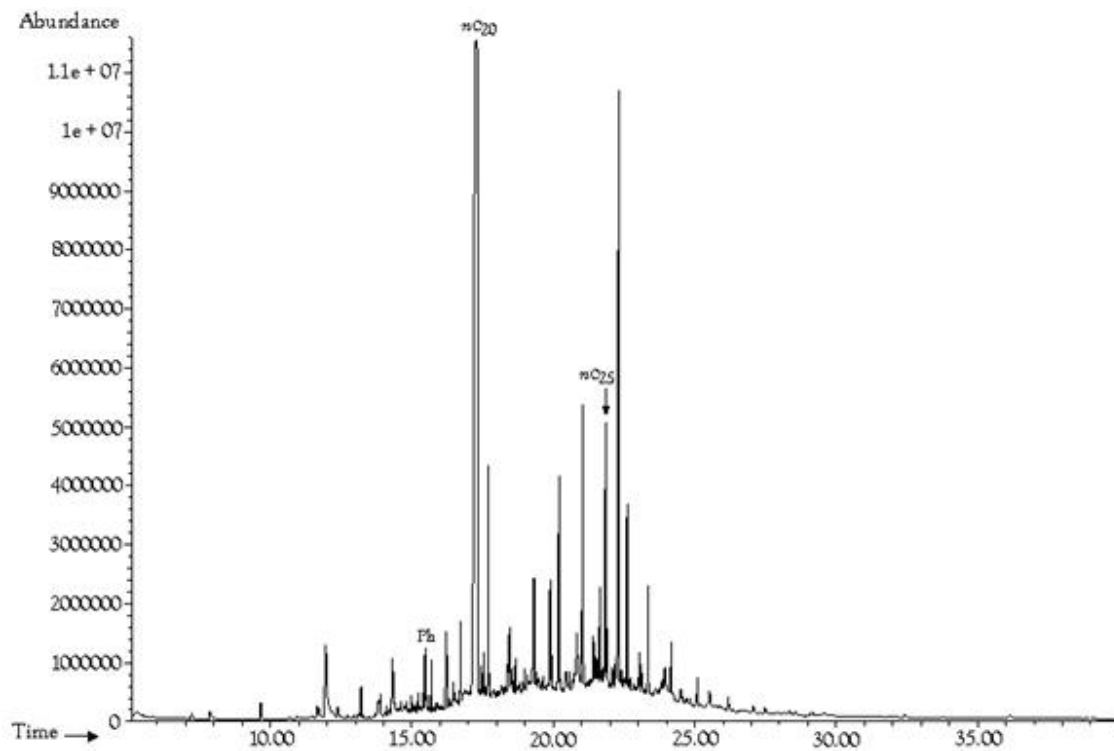


Fig. 8.26 Cromatograma de gases del extracto obtenido con metanol de la muestra Otlamalacatla FF.

## 8.9 Otlamalacatla FG

### 8.9.1 Otlamalacatla FG (Hexano)

La identificación de Pr y Ph con valores de abundancia de 500,000 y 850,000 respectivamente, dan una relación Pr/Ph= 0.5882, valor que indica un ambiente de depósito donde prevalecían condiciones anóxicas, comúnmente de hipersalinidad y con abundancia en carbonatos (Didyk, 1978). Este resultado confirma por la presencia de Sq en este extracto, coherente con las condiciones de hipersalinidad (ten Haven et al., 1986) antes descritas.

Además, en este extracto se identificaron los siguientes alcanos:  $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ ,  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ ,  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ ,  $n\text{-C}_{21}\text{H}_{44}$ ,  $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$ ,  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ ,  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ,  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ ,  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$ , de los cuales  $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$  y  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$  indican 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  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$  indica la aportación de plantas superiores, en un ambiente marino, lo que sugiere cercanía de la costa y aporte terrígeno (Tissot y Welte, 1984). Algunos de los compuestos obtenidos se muestran en la Fig. 8.27.

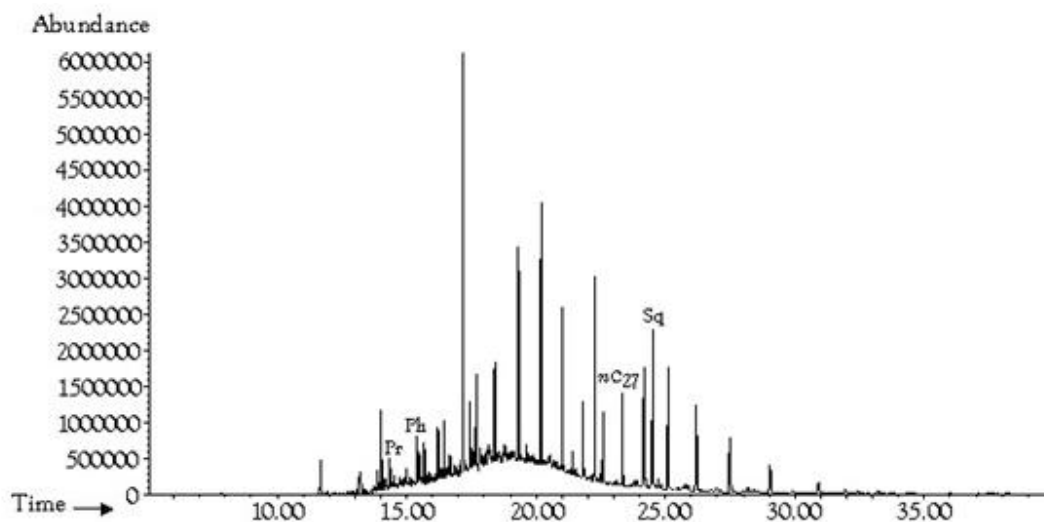


Fig. 8.27 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Otlamalacatla FG.

## 8.9.2 Otlamalacatla FG (Acetato de etilo)

En los análisis obtenidos de este extracto se obtuvieron los siguientes compuestos: alcanos ( $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ ,  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ ,  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ ,  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ ,  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ,  $n\text{-C}_{28}\text{H}_{58}$ ,  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$ ) y Pr, (Figura 8.28).

Los alcanos  $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$  y  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$  indican 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).

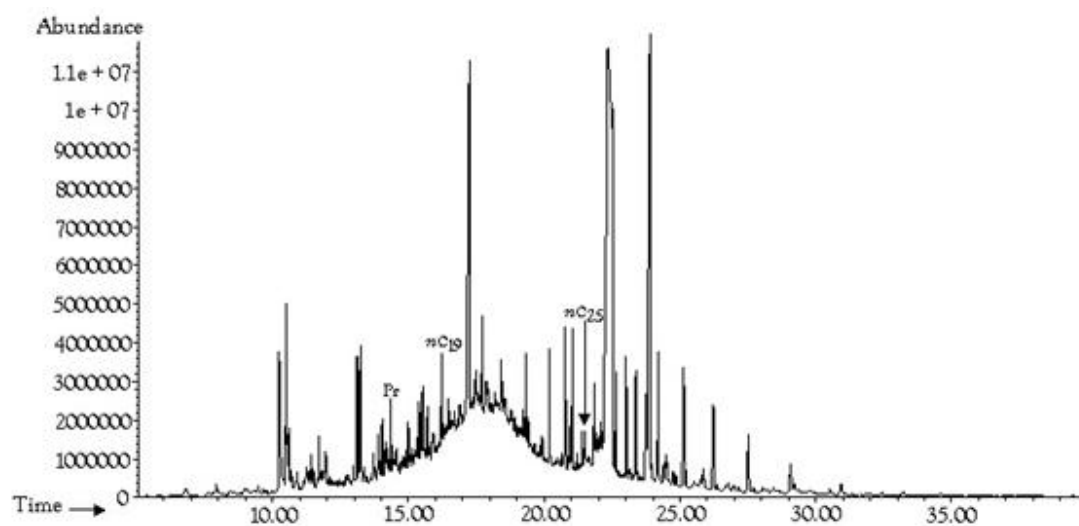


Fig. 8.28 Cromatograma de gases del extracto obtenido con acetato de etilo de la muestra Otlamalacatla FG.

## 8.9.3 Otlamalacatla FG (Metanol)

La identificación de Pr y Ph dan una relación  $\text{Pr/Ph} = 0.833$  indicando que las condiciones del ambiente de depósito eran anóxicas (Didyk, 1978).



Los alcanos presentes en este extracto son:  $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ ,  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ ,  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ ,  $n\text{-C}_{20}\text{H}_{42}$ ,  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ ,  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ,  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ ,  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$  (Fig. 8.29), 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). La presencia de  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$  indica la aportación de plantas superiores, en un ambiente marino, lo que sugiere cercanía de la costa y aporte terrígeno (Tissot y Welte, 1984).

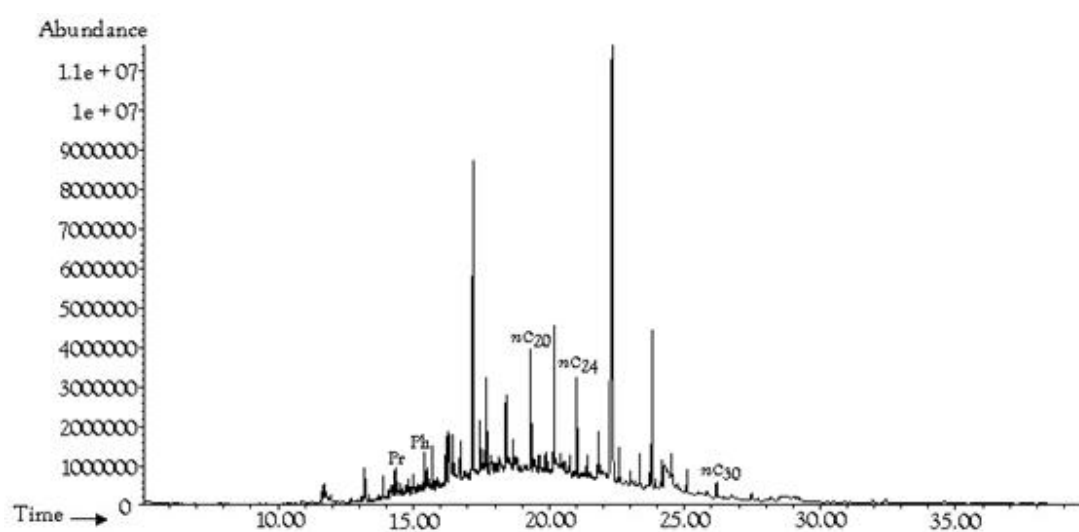


Fig. 8.29 Cromatograma de gases del extracto obtenido con metanol de la muestra Otlamalacatla FG.

## 8.10 Y

### 8.10.1 Y (Hexano)

En este extracto se identificaron alcanos lineales como son:  $n\text{-C}_{23}\text{H}_{48}$  y  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$  Fig. 8.30. 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).

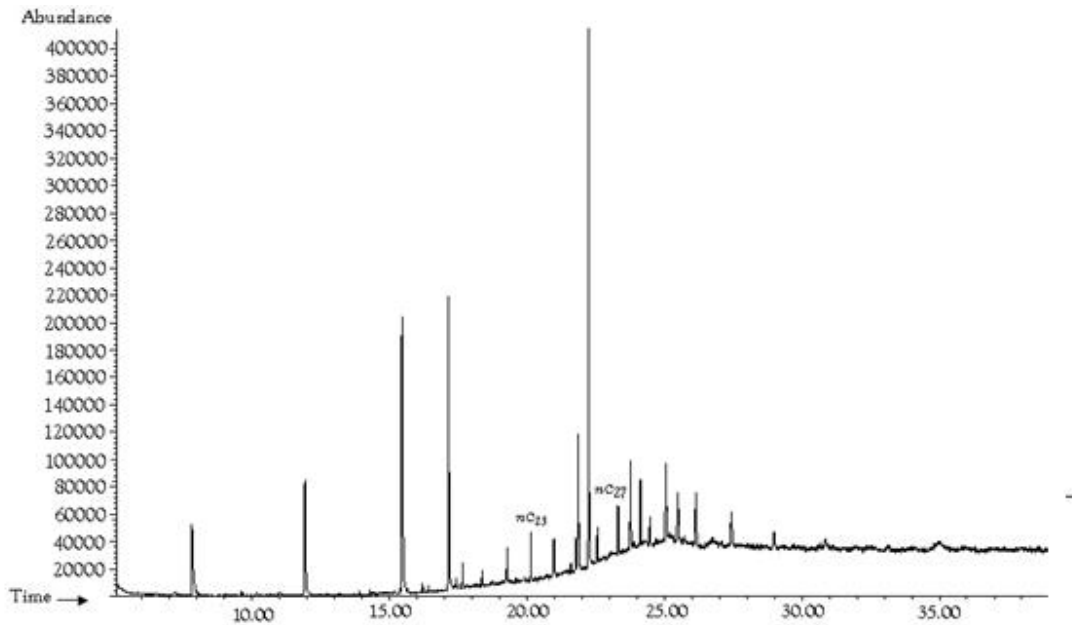


Fig. 8.30 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Y.

#### 8.10.2 Y (Acetato de etilo)

En este extracto se identificó solo la presencia del alcano  $n\text{-C}_{26}\text{H}_{54}$  Fig. 8.31. Sin embargo, con ninguna aportación que defina las condiciones de ambiente de depósito.

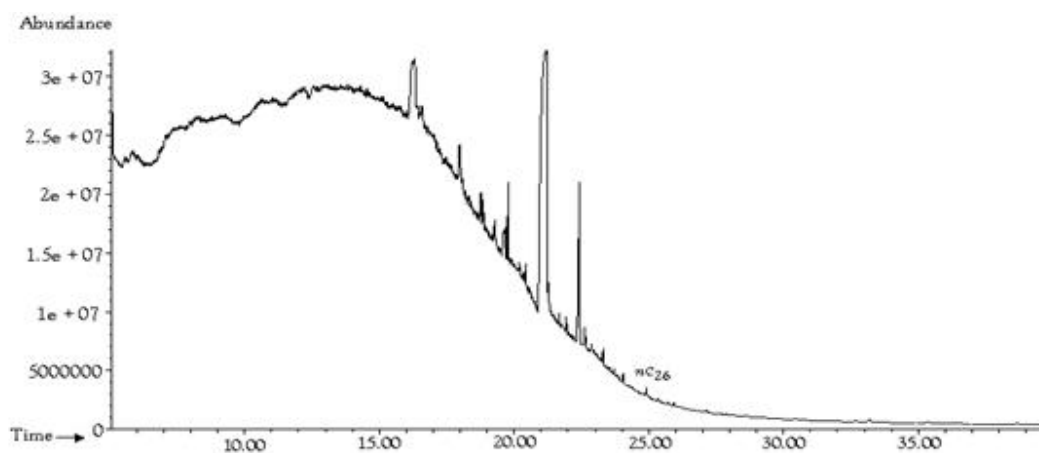


Fig. 8.31 Cromatograma de gases del extracto obtenido con acetato de etilo de la muestra Y.

## 8.11 Y1

## 8.11.1 Y1 (Hexano)

Los compuestos presentes en la muestra fueron:  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ ,  $n\text{-C}_{20}\text{H}_{42}$ ,  $n\text{-C}_{21}\text{H}_{44}$ ,  $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$ ,  $n\text{-C}_{23}\text{H}_{48}$ ,  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ ,  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ,  $n\text{-C}_{26}\text{H}_{54}$ ,  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ ,  $n\text{-C}_{28}\text{H}_{58}$ ,  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$ . De estos,  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$  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), mientras que  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$  indica el aporte de plantas superiores continentales (Tissot y Welte, 1984), hacia el ambiente marino, sugiriendo también la cercanía de la costa. Algunos de los compuestos se muestran en la Figura 8.32.

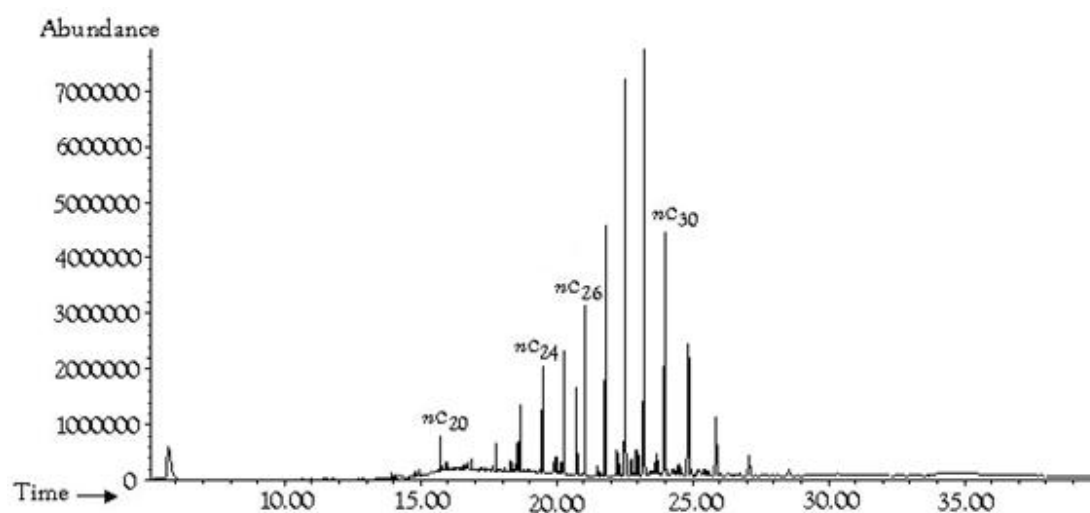


Fig. 8.32 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra Y1.

## 8.11.2 Y1 (Acetato de etilo)

En este extracto se identificaron los siguientes alcanos:  $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ ,  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ ,  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ ,  $n\text{-C}_{20}\text{H}_{42}$ ,  $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$ ,  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$  (Fig. 8.33).

En donde  $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$  y  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$  reflejan la aportación de algas e indica que el ambiente de depósito era lacustre y/o marino (Gelpi *et al.*, 1970, Tissot y Welte, 1984), mientras que  $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$  indica el aporte de plantas superiores continentales (Tissot y Welte, 1984).

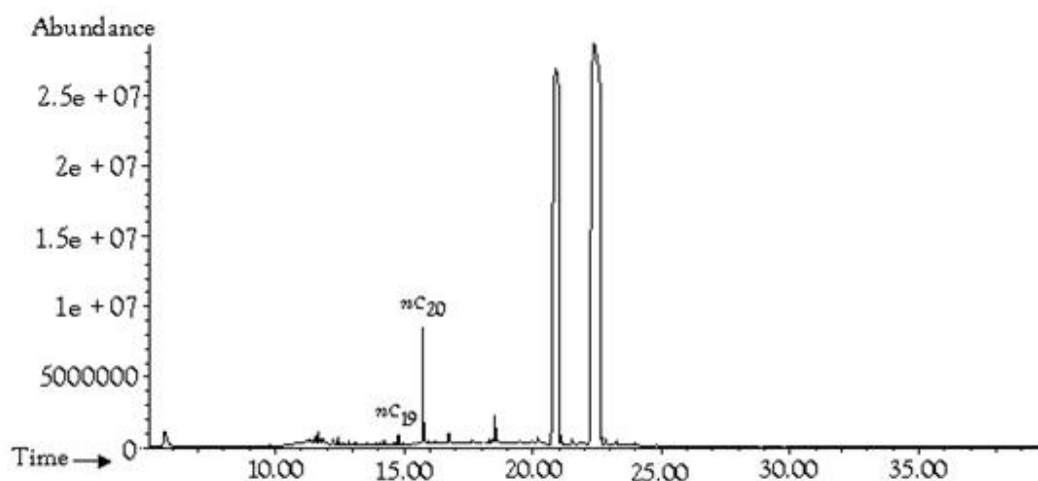


Fig. 8.33 Cromatograma de gases del extracto obtenido con acetato de etilo de la muestra Y1.

## 8.12 R CHA 1

### 8.12.1 R CHA 1 (Hexano)

Los alcanos presentes en este extracto son:  $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$ ,  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ ,  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ ,  $n\text{-C}_{20}\text{H}_{42}$ ,  $n\text{-C}_{21}\text{H}_{44}$ ,  $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$ ,  $n\text{-C}_{23}\text{H}_{48}$ ,  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ ,  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ,  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ ,  $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$ ,  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$  (Fig. 8.34). 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). Los alcanos  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$  y  $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$  indican la aportación de plantas superiores, en un ambiente marino, lo que sugiere cercanía de la costa y aporte terrígeno (Tissot y Welte, 1984).

Otros compuestos identificados en esta muestra son Ph y Sq, donde la presencia de Sq indica que el ambiente de depósito tenía condiciones de hipersalinidad (ten Haven *et al.*, 1986).

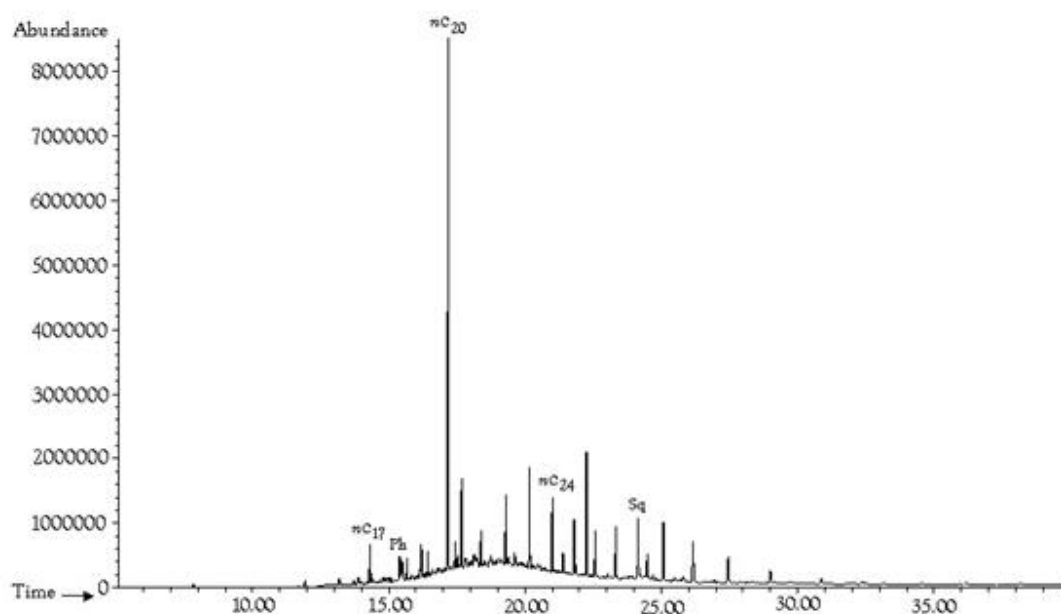


Fig. 8.34 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra R. CHA 1.

#### 8.12.2 R CHA 1 (Metanol)

En este extracto se identificó la presencia de alcanos:  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ ,  $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$ ,  $n\text{-C}_{23}\text{H}_{48}$ ,  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ ,  $n\text{-C}_{26}\text{H}_{54}$ ,  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$  (Fig. 8.35), donde  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$  indica la aportación de plantas superiores, en un ambiente marino, lo que sugiere cercanía de la costa y aporte terrígeno (Tissot y Welte, 1984).

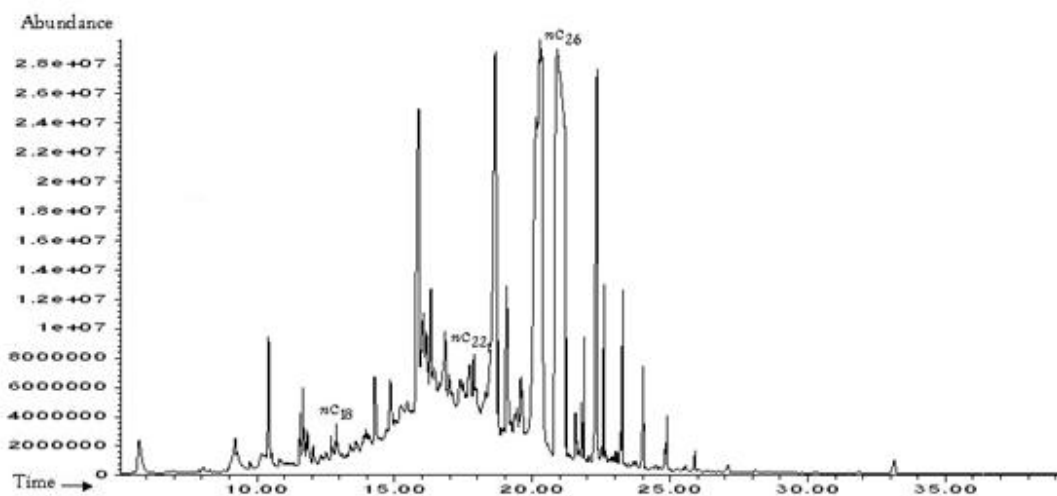


Fig. 8.35 Cromatograma de gases del extracto obtenido con metanol de la muestra R. CHA 1.

## 8.13 R CHA

### 8.13.1 R CHA (Hexano)

El compuesto encontrado en este extracto es:  $n\text{-C}_{23}\text{H}_{48}$  (Fig. 8.36). Sin embargo, con ninguna aportación que defina las condiciones de ambiente de depósito.

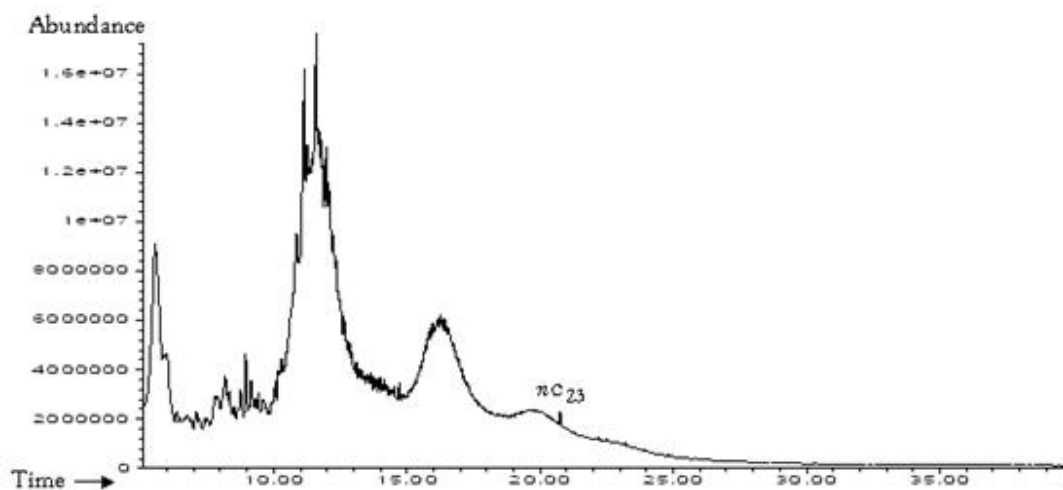


Fig. 8.36 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra R. CHA.

## 8.14 CHA

## 8.14.1 CHA (Hexano)

Los alcanos presentes en este extracto son:  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ ,  $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$ ,  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ ,  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$  (Fig. 8.37). Donde  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$  indica la aportación de plantas superiores, en un ambiente marino, lo que sugiere cercanía de la costa y aporte terrígeno (Tissot y Welte, 1984).

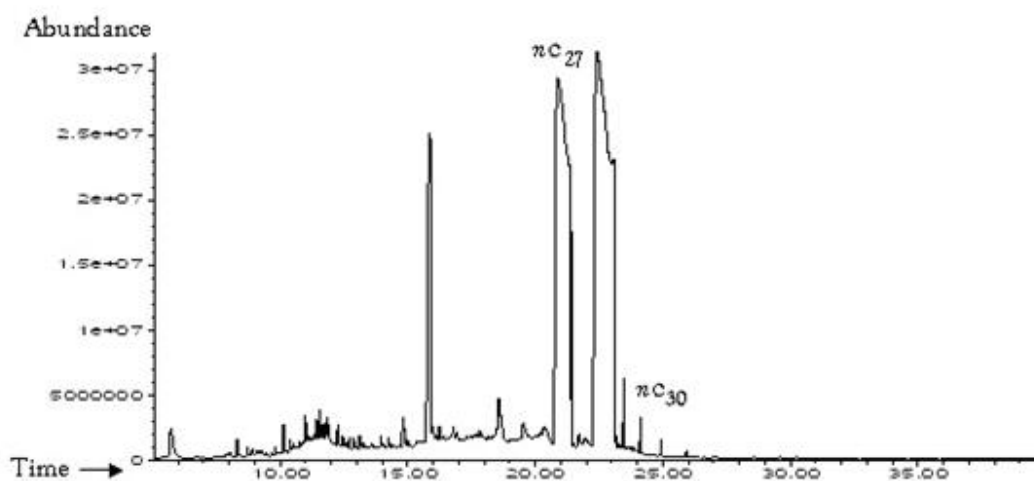


Fig. 8.37 Cromatograma de gases del extracto obtenido con hexano de la muestra CHA.

## 8.14.2 CHA (Acetato de etilo)

En este extracto se identificaron los siguientes compuestos: Ph,  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ ,  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$ ,  $n\text{-C}_{20}\text{H}_{42}$ ,  $n\text{-C}_{21}\text{H}_{44}$ ,  $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$ ,  $n\text{-C}_{23}\text{H}_{48}$ ,  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ ,  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ,  $n\text{-C}_{26}\text{H}_{54}$ ,  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$  (Fig. 8.38). De los cuales  $n\text{-C}_{19}\text{H}_{40}$  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  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$  indica la aportación de plantas superiores al sedimento (Tissot y Welte, 1984).

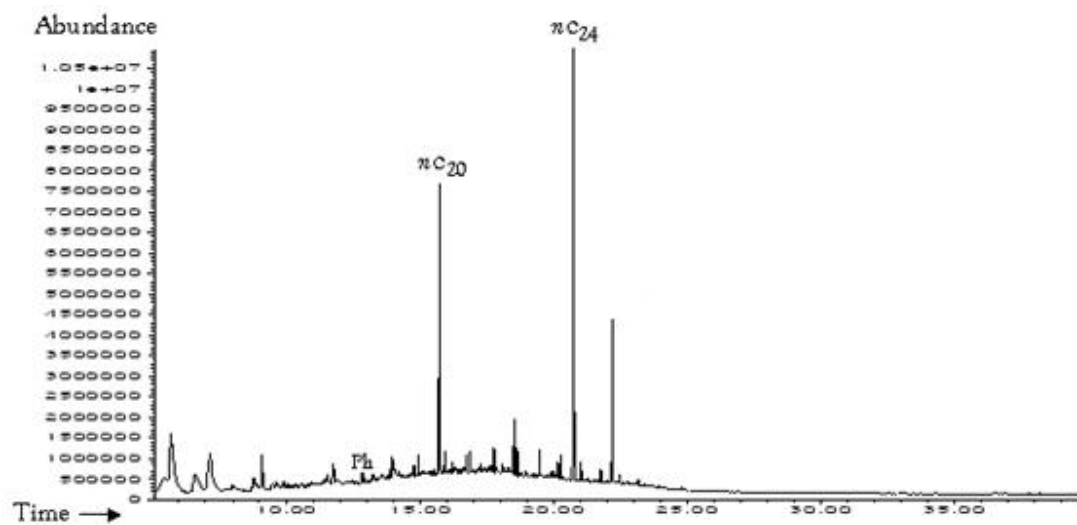


Fig. 8.38 Cromatograma de gases del extracto obtenido con acetato de etilo de la muestra CHA.



## 9. Conclusiones

## 9. Conclusiones

La extracción e identificación de la fracción soluble (bitumen) de la materia orgánica alojada en rocas sedimentarias del Paleozoico Superior de la región de Tianguistengo, Estado de Hidalgo, permitió inferir condiciones de anoxia, hipersalinidad (pristano/fitano < 0.8, escualeno), protolito carbonatado (pristano/fitano < 0.8), presencia de algas ( $n\text{-C}_{15}$ ,  $n\text{-C}_{17}$ ,  $n\text{-C}_{19}$ ) y aporte de plantas superiores de origen continental hacia un ambiente marino-marginal ( $n\text{-C}_{27}$ ,  $n\text{-C}_{29}$ ,  $n\text{-C}_{31}$ ).

A continuación se detalla la información obtenida con los tres extractos de cada una de las muestras, con excepción de R CHA, ya que el compuesto encontrado en esta, no tiene aportación que defina las condiciones de ambiente de depósito:

1. HOR. Arenisca de grano medio a grueso, soportado con matriz calcárea, de color verdoso y pertenece a la Formación Tuzancoa (Pérmico Superior). De acuerdo con los análisis realizados con los tres extractos, ésta indica el aporte de algas, plantas superiores de origen continental, así como un ambiente de depósito con condiciones de anoxia, hipersalinidad y presencia de carbonatos. Estos sugieren que la muestra pertenece a un ambiente de depósito lagunar.

2. HOR 1. Arenisca de grano medio de color gris claro, presenta escasas vetillas. Pertenece a la Formación Tuzancoa (PS). De acuerdo con los resultados obtenidos, esta muestra se depositó en un ambiente anóxico, continental y con una mayor aportación de algas y plantas superiores. Esto demuestra que se encontraba cercana al río.

3. Morita 1. Pertenece a la Formación Tuzancoa (PS) y presenta abundantes bioclóstos principalmente braquiópodos: *Krotovia* sp., *Dasysaria* sp., *Derbyoides* cf. *D. dunbari*, *Neospirifer* cf. *N. amphigyus*, *Neospirifer* sp., *Spiriferellina tricota* (Sour-Tovar et al., 2005).

De acuerdo a los extractos obtenidos esta muestra se depositó en un ambiente hipersalino, cercano a la costa, con una mínima aportación de plantas superiores. La hipersalinidad marcada corresponde a un ambiente costero.

4. Morita 2. Arenisca de grano medio, en la que se observan restos de algas y material bioclástico, que es de la Formación Tuzancoa del Pérmico Superior. De acuerdo con las características antes mencionadas, indican que se encontraba en un ambiente lacustre y/o marino con alta aportación de algas y condiciones hipersalinas, esta última se debe a la presencia de escualeno. Al igual que la muestra antes mencionada esta corresponde a un ambiente costero.

5. Otlamalacatla 1. Se clasifica como limolita estratificada, que pertenece a la Formación Tuzancoa (Pérmico Superior). Presenta información que da argumento e indica un ambiente de depósito lacustre y/o marino; así como condiciones de hipersalinidad y abundantes algas y plantas superiores. Factores que sugieren que esta muestra pertenece a un ambiente de depósito marino.

6. Otlamalacatla 2. Muestra perteneciente a la Formación Huayacocotla (Jlh), que corresponde a una arenisca de grano fino a medio y que se encuentra soportada por carbonatos. Tiene una mayor aportación de plantas superiores y escasa presencia de algas; sugieren un ambiente marino cercanía de la costa.

7. Otlamalacatla\*. Limolita que gradua a areniscas de grano fino. Corresponde a la Formación Tuzancoa (Pérmico Superior). Sugiere un ambiente marino y con mayor aportación de algas y plantas superiores.

8. Otlamalacatla FF. Pertenece a la Formación Tuzancoa (PS) y es una lutita con intercalación de lomilitas. Presenta hipersalinidad y un mayor aporte de algas que de plantas superiores, su ambiente de depósito es marino, lo que indica un depósito lagunar.

9. Otlamalacatla FG. Arenisca alternada con limonitas, que forma parte de la Formación Tuzancoa del Pérmico Superior. Esta muestra un ambiente marino y aportación de algas, condiciones de hipersalinidad, anoxia y abundancia en carbonatos.

10. Y. Muestra que pertenece a la Formación Huayacocotla (Jlh), que corresponde a una arenisca. Sugiere un ambiente continental y aporte de plantas superiores, lo que me indica la cercanía a la costa.

11. Y1. Caliza micrítica con lentes de pedernal. Pertenece a la Formación Huayacocotla (Jlh). Presenta aporte de algas y plantas superiores, así como un ambiente de depósito marino, de acuerdo a estas características sugieren la cercanía de la costa.

12. R CHA 1. Arenisca soportada por carbonatos, corresponde a la Formación Tuzancoa (PS). La información que presenta indica un ambiente de depósito marino.

13. CHA. Arenisca con estratificación rellenas por calcita, pertenece a la Formación Tuzancoa, Pérmico Superior. Indica un aporte de algas y plantas superiores y un ambiente de depósito marino.

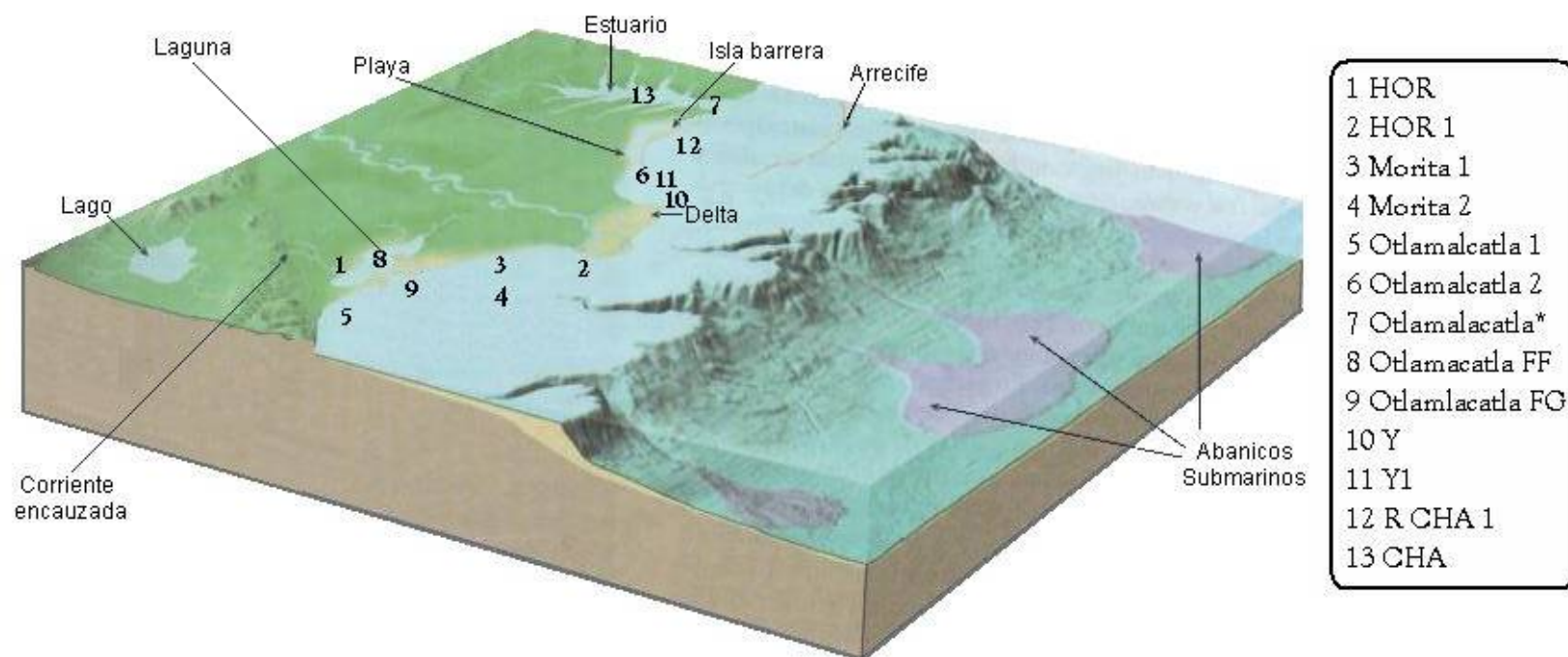


Fig. 9.1 Representación gráfica de los ambientes de depósito posibles en la zona de estudio y la ubicación de cada una de las muestras.

# Referencias bibliográficas

---

## Bibliografía

- 📖 Berner, R.A., (1989). Biochemical cycles of carbon and sulphur and their effect on atmospheric oxygen over Phanerozoic time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology* 73: 97-122.
- 📖 Blatt, H., (1982). *Sedimentary Petrology*. Freeman & Co. N. York, San Francisco.
- 📖 Brassell, S.C., Eglinton, G., Marlowe, I.T., Pflaumann, U., y Sarnthein M., (1986). Molecular stratigraphy: A new tool for climatic assessment. *Nature* v. 320, p. 129-133.
- 📖 Burckhardt, Carr, (1930). Étude synthétique sur le Mésozoïque mexicain: Mémoir de la Société Paléontologique Suisse, v. 49-50, 280 p.
- 📖 Cole, J.J., Findlay, S., y Pace, M.L., (1988). Bacterial production in fresh and saltwater ecosystems: A cross-system overview. *Marine Ecology-Progress Series* v.43, p. 1-10.
- 📖 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.
- 📖 Carrillo-Bravo, J., (1965). Estudio Geologico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 17, p. 73-96.
- 📖 Centeno-García, E., Ochoa-Camarillo, H., y Sour-Tovar, F., (1995). Permian Volcanism in eastern México-preliminary report: *Geological Society of American Abstracts with programs*, v. 27, p. A-73.

- 
- 📖 Colombo, J.C., Silverberg, N. y Gearing, J.N. (1996) Lipid biogeochemistry in the Laurentian Trough. Ifatty acids, sterols and aliphatic hydrocarbons in rapidly settling particles. *Organic Geochemistry*, 25,211-25.
- 📖 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*, 272, 216-22.
- 📖 Dunbar, C.O., Rodgers, J., (1957). Principles of stratigraphy: Nueva York John Wiley and Sons.
- 📖 Eglinton, G., (1964). Organic geochemistry: The organic chemists' approach. In Eglinton G., y Murphy M.T.J., *Organic Geochemistry: Methods and Results*. New York: Springer-Verlag., pp. 20-73.
- 📖 Eglinton, T., y Calvin, M., (1967). Chemical fossils. *Scientific American*, v.261, pp. 23-32.
- 📖 Eglinton, G., y Murphy., M.T., (1969). *Organic Geochemistry: Methods and Results*. New York: Springer-Verlag.
- 📖 Emerson, S., y Hedges, J., (1988). Process controlling the organic carbon content of open ocean sediments. *Palaeoceanography* 3:621-634.



Engel, M. H., y Macko S.A., (1993). *Organic Geochemistry: Principles and Applications*. New York: Plenum.

📖 Erben, H.K., (1956). El Jurásico Inferior de México y sus amonites: México, D.F., Congreso Geológico Internacional, 20, Monografía, 393 p.

📖 Fairbridge, R. W., (1972). *The Encyclopedia of Geochemistry and Environmental Sciences*. New York: Van Nostrand Reinhold.

📖 Foucault, A. y Raoult, J.F., (1985) *Diccionario de Geología*. Barcelona. Masson S.A. 316 p.

📖 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.

📖 García, J.A, Guzman, M.A., Sánchez, J.A. Esteranos y Terpanos como marcadores biológicos en la prospección petrolera: *Journal of the Mexican Chemical Society*, v. 43, p. 1-6.

📖 Gelpi, E., Schneider, H., Mann, J., y Oro, J. (1970). Hydrocarbons of geochemical significance in microscopic algae. *Phytochemistry*, v. 9, p. 603-612.

📖 Goldshmidt, V.M., (1954). *Geochemistry*. Oxford: Clarendon Press.

📖 Grob, R. L., (1985). *"Modern Practice of Chromatography"* Ed. John Wiley & Sons, New York.

- 
- 📖 Hatch, F.H., Rastall R.H., (1938). The petrology of the sedimentary rocks, 3a. ed. revisada por Maurice Black: London, Allen and Unwin.
- 📖 Hedges, J.L., y Keil, R.G., (1995). Sedimentary organic-matter preservation -an assessment and speculative synthesis. *Marine Chemistry* 492-493:81-115.
- 📖 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.
- 📖 Keil, R.G., Tsamakis E., Fuh, C.B., Giddings, C., y Hedges, J.I., (1994). Mineralogical and textural controls on the organic composition of coastal marine sediments -hydrodynamic separation using SPLITT-fractionation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 582:879-893.
- 📖 Killops, S.D., y Killops, V.J., (1993). *An Introduction to Organic Geochemistry*. New York: Wiley.
- 📖 Krumbein, W.C., Sloss L.L., (1951). Stratigraphy and sedimentation: San Francisco, W.H. Freeman and Co.
- 📖 Kuegelgen, Harald von, (1958). Der Aufbau der zentralen Sierra Madre Oriental, México: Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, v. 110, p. 117-142.
- 📖 Martínez-Pérez, J., (1962). Estudio geológico de una porción de la Sierra Madre Oriental al oriente de Zacualtipán y Tianguistengo, Hidalgo: México D. F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis profesional, 47 p.

- 
- 📖 Mason, B., y Moore, C., (1982). *Principles of Geochemistry*. New York: Wiley.
- 📖 Matsumoto, G.I. and Watanuki, K., (1990). Geochemical features of hydrocarbons and fatty acids in sediments of the inland hydrothermal environments of Japan. *Organic Geochemistry*, 15, 199-208.
- 📖 Mayer, L.M., (1994). Surface area control of organic carbon accumulation in continental shelf sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 114:347-363.
- 📖 McCoy, W.D., (1987). The precision of amino acid geochronology and paleothermometry. *Quantitative Science Review* 6: 43-54.
- 📖 McSween, H.Y., Jr., Richardson, S.M., y Uhle, M.E., (2003). *Geochemistry Pathways and Processes*, 2<sup>nd</sup> edition, New York, p. 1-3, p.94-103.
- 📖 Montana, A.R., y Liborio, G., (1978). *Minerales y Rocas, Guías de la naturaleza*. Barcelona. Editorial Grijalbo, 605 p.
- 📖 Moreno-Cano, L.A., Patiño-Ruiz, J., (1981). Estudio del Paleozoico en la región de Calnali, Hidalgo (en la Sierra Madre Oriental), México: México D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis profesional, 30 p.
- 📖 Oches, E.A., McCoy, W.D., y Clark, P.U., (1996). Amino acid estimates of latitudinal temperature gradients and geochronology of loess deposition during the last glaciation, Mississippi Valley, United States. *Geological Society of America Bulletin* 1087: 897-903.

- 
- 📖 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, 91p.
- 📖 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., (1997). 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.
- 📖 Oslen, J.S., Garrels, R.M., et al. (1985). *The Natural Carbon Cycle. Atmospheric Carbon Dioxide and the Global Carbon Cycle*. J.R. Trabalka, ed. Washington, D.C.: U.S. Department of Energy, pp. 175-213.
- 📖 Peters, K. E., Moldowan, J. M., (1993). *The Biomarker Guide*, ed. Prentice-Hall, New Jersey, pp. 141,142,149,150, 154.
- 📖 Peters, K.E., Walters, C.C., Moldowan, J.M., (2005). *The biomarker Guide*, v.2, 2<sup>nd</sup>. edition, Cambridge University, p. 484-486, 493,499,511,512.
- 📖 Pettijohn, F.J., (1957). *Sedimentary rocks: Nueva Cork*, Harper and Bros, 2d. ed.

- 
- 📖 Prael, F.G., Muehlhausen, L.A., y Zahnle, D.L., (1988). Further evaluation of long-chain alkenones as indicators of paleoceanographic conditions. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 52:2303-2310.
- 📖 Roberts, L.W., Campbell, T.J., and Robert Jr., G. (1990) *Encyclopedia of Minerals*. 2<sup>nd</sup>. ed. Van Nostrand Reinhold. 979 p.
- 📖 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.
- 📖 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.
- 📖 Rosales-Lagarde, L., (2002). Estratigrafía y Geoquímica de la secuencia volcano-sedimentaria paleozoica del noreste del Estado de Hidalgo: México, D. F., Universidad nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría (geología), 89 p.
- 📖 Rosales-Lagarde, L., Centeno-García, E., Suor-Tovar, F., Ochoa-Camarillo, H. y Quiroz-Barroso, S., (2005). The Tuzancoa Formation: Evidence of a Early Permian Submarine Continental Arc in East-Central Mexico. *International Geology Review*, v. 47, p. 901-919.

- 
- 📖 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: Academic.
- 📖 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.
- 📖 Shrock, R.R., (1948). Sequence in layered rocks: Nueva York, Mc Graw-Hill Book Co.
- 📖 Sour-Tovar, F., Pérez-Huerta, A., Quiroz-Barroso, S.A., Centeno-García, E., (2005). Braquiópodos y trilobite del Pérmico Inferior del noroeste del Estado de Hidalgo, México, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 22, núm. 1, p. 24-35.
- 📖 Suter, M., (1990). Hoja Tamazunchale 14Q-e (5), con Geología de la Hoja Tamazunchale, Estado de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, serie de 1:100,000, 56 p.
- 📖 Ten Haven, H.L., de Leeuw, J.W., Peakman, T.M., y Maxwell, J.R., (1986). Anomalies in steroid and hopanoid maturity indices. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, Vol. 50, p. 853-855.

- 
- 📖 Ten Haven, H.L., de Leeuw, J.W., Sinninghe Damsté, J.S., Schenck, P.A., Palmer, S.E., and Zumberge, J.E., (1988). Application of biological markers in the recognition of palaeohypersaline environments. In: Lacustrine Petroleum Source Rocks (A.J. Fleet, K. Kelts, and M. R. Talbot, eds.) Geological Society Special Publication No. 40, p. 123-130.
- 📖 Tissot, B. P. y Welte, D.H., (1984). *Petroleum formation and occurrence*. Springer-Verlag. Berlin. 699 p.
- 📖 Tornabene, T.G., (1978). Non-aerated cultivation of *Halobacterium cutirubrum* and its effects on cellular squalenes. *Journal of Molecular Evolution*, 11, 253-7.
- 📖 Tornabene, T.G., Wolfe, R.S., Balch, W.E., et al. (1978) Phytanyl-glycerol ethers and squalenes in the archaebacterium *Methanobacterium thermoautotrophicum*. *Journal of Molecular Evolution*, 11, 259-66.
- 📖 Tornabene, T.G., Langworth, T.A., Holzer, G. nad Oró, J., (1979). Squalenes, phytanes, and other isoprenoids as major neutral lipids of methanogenic and thermoacidophilic “archaebacteria”. *Journal of Molecular Evolution*, 13, 73-83.
- 📖 Tregelaar, E.W., J. de Leeuw, S. Derenne, and C. Largeau., (1989). A reappraisal of kerogen formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53:3103-3106.
- 📖 Williams, P.M., y Druffel, E.R., (1987). Radiocarbon in dissolved organic matter in the central North Pacific Ocean. *Nature* 330(6145): 246-248.

# Glosario



## Glosario

**Afloramiento:** Lugar donde asoma a la superficie terrestre un filón, masa rocosa o capa mineral consolidados en el subsuelo.

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

**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.

**Biofacie:** Es un conjunto de condiciones biológicas; del ambiente de un depósito sedimentario, reuniendo dentro de estas condiciones aspectos paleontológicos y a las condiciones biológicas que existían.

**Biósfera:** 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.

**Bitumen:** Porción de materia orgánica que es posible extraer directamente de algunos sedimentos por medio de solventes orgánicos.

**Brecha:** Rotura o abertura en una cresta, en una pared rocosa, o en el frontón de una costa.

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

**Clastos:** Fragmento de roca que aparece en sedimentos de menor antigüedad.

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

**Detritos:** Son residuos, generalmente sólidos, que provienen de la descomposición de fuentes orgánicas y minerales.

**Diagénesis:** Es el proceso de formación de una roca a partir de sedimentos sueltos que sufren un proceso de consolidación.

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

**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 cuándo se formó la roca.

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

**Fitoplancton:** Conjunto de los organismos acuáticos autótrofos, que tienen capacidad fotosintética y que viven dispersos en el agua.

**Fusulínidos:** Grupo de Foraminíferos pluriloculares, fusiformes o esféricos, cuyo tamaño oscila entre 1 y 70 mm, compuestos de una lámina calcárea enrollada en espiral y dividida en cámaras por tabiques meridianos, los cuales pueden estar a su vez divididos en camarillas por tabiques transversales.

**Gneis:** Roca metamórfica compuesta por los mismos minerales que el granito, pero con orientación definida en bandas. A veces presenta concreciones feldespáticas distribuidas con regularidad.

**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:** Es la sustancia compuesta por productos orgánicos, de naturaleza coloidal, que proviene de la descomposición de los restos orgánicos. Se caracteriza por su color negrozco debido a la gran cantidad de carbono que contiene. Se encuentra principalmente en las partes altas de los suelos con actividad orgánica.

**Lacustre:** Hábitat que se desarrolla en un lago o en sus cercanías.

**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 la hulla.

**Litificación:** El proceso, generalmente de cementación y/o compactación, de conversión de los sedimentos en rocas.

**Litofacies:** Determinará las características litológicas, petrológicas, mineralógicas y las condiciones físico-químicas dadas durante el depósito de una roca.

**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.

**Ortogneis:** Es el gneis generado por metamorfismo dinámico de rocas eruptivas de silicio.

**Palustre:** Son los formados por la acumulación de materia orgánica, de origen vegetal.

**Paragneis:** Este prefijo indica que la roca original o protolito era sedimentaria. Gneis que proviene de una arenisca arcósica.

**Pedernal:** Roca sedimentaria constituida por sílice amorfo ( $\text{SiO}_2$ ) 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.

**Pelítica:** Roca fina, arcillosa.

**Piroclastos:** Fragmentos de rocas magmáticas.

**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.

**Sericitización:** Procesos hidrotermal metamórficos que comprenden la introducción o reemplazo de sericita.

**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.

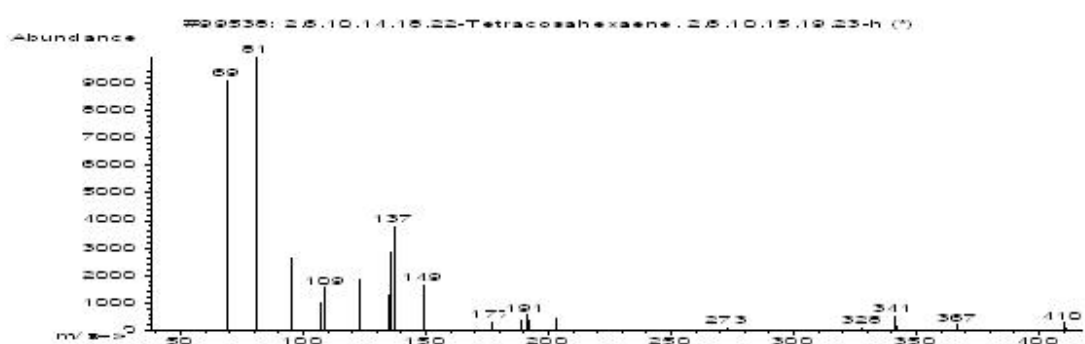
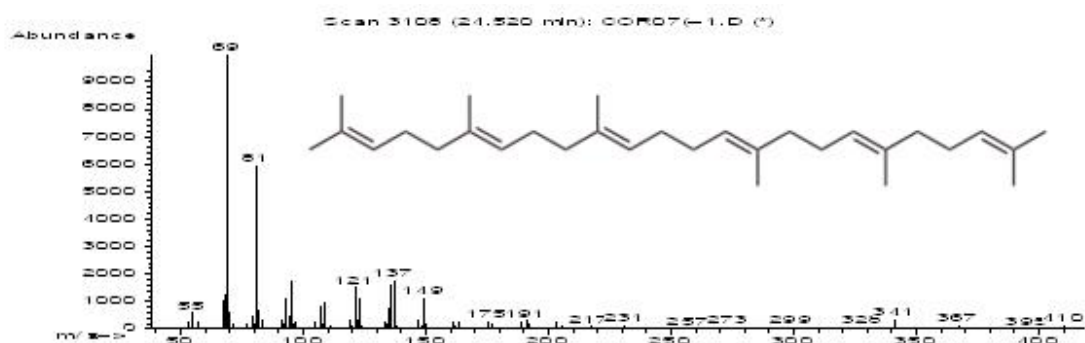
**Zooplankton:** Está formado por diminutos seres vivos que habitan en los océanos. Son el enlace vital entre los animales marinos de mayor tamaño y las algas que forman la base de la cadena alimenticia.

**Zona eufótica:** Corresponde a la región en la que penetra la luz y en la que por consiguiente es posible la fotosíntesis.

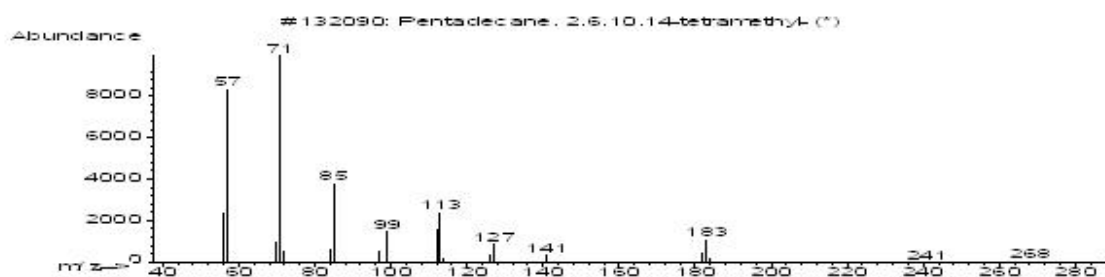
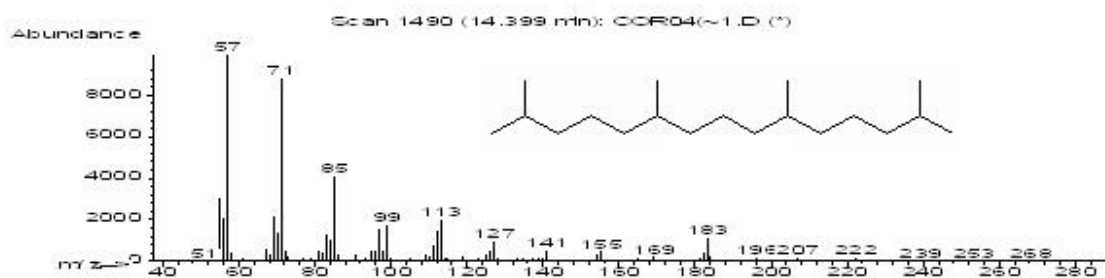
**Zona fótica:** En los ecosistemas marinos y lacustres es aquella en la que penetra la luz del sol.

# Anexos

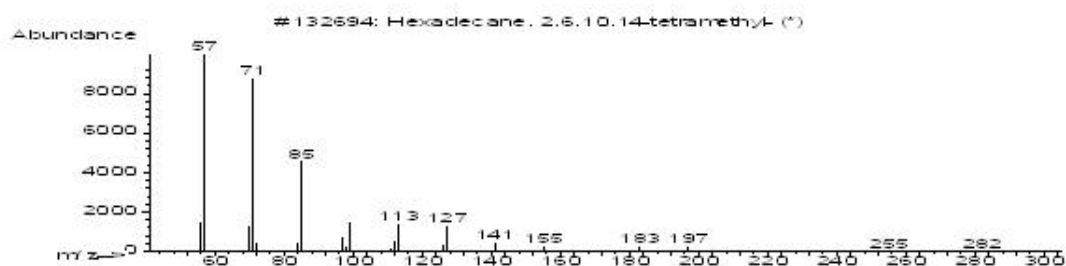
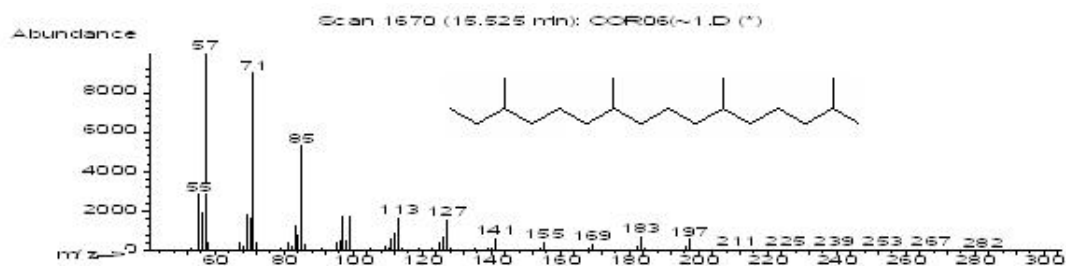
## Anexos



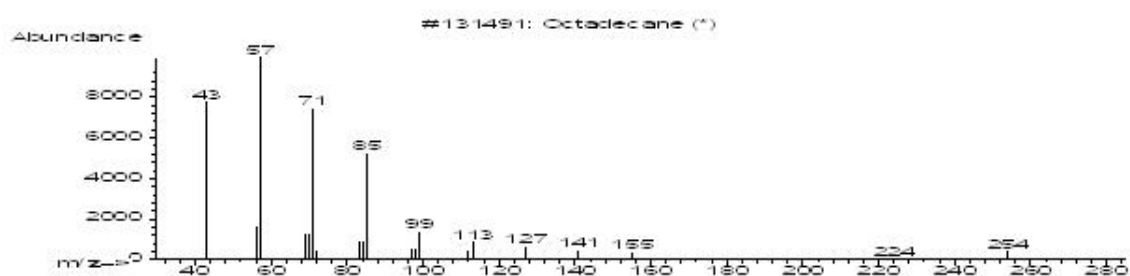
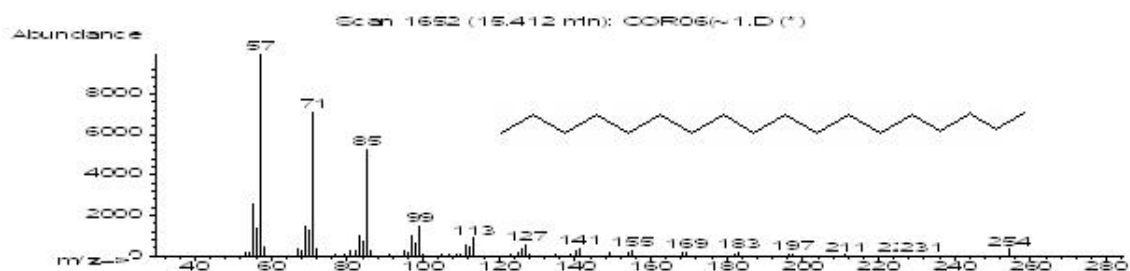
1. Espectro de masa del escualeno o 2,6,10,15,19,23-hexametil-2,6,10,14,18,22-tetracosahexaeno de la muestra HOR (hexano).



2. Espectro de masa del pristano o 2,6,10,14-tetrametilpentadecano de la muestra HOR 1 (acetato de etilo).

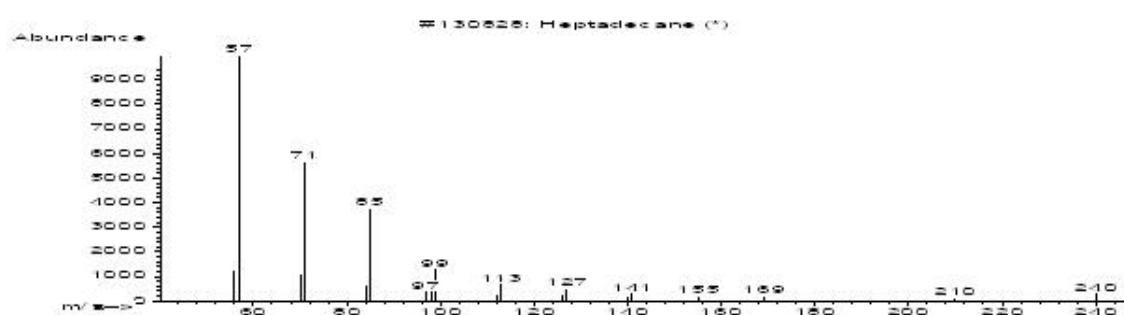
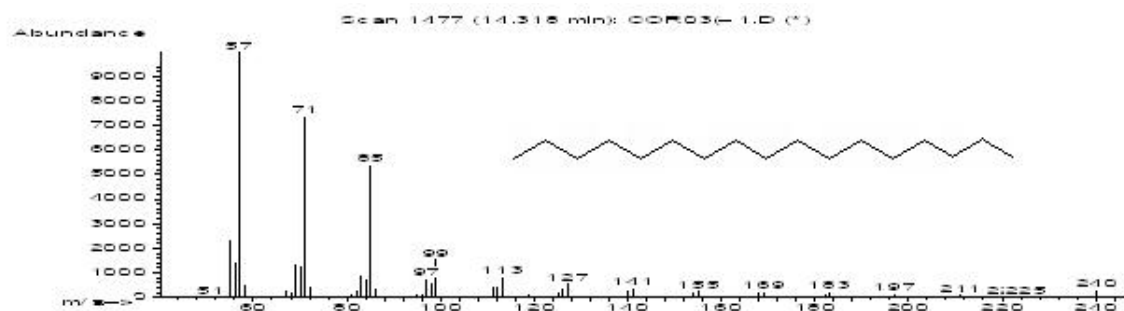


3. Espectro de masa del fitano o 2,6,10,14-tetrametilhexadecano de la muestra Morita 2 (acetato de etilo).

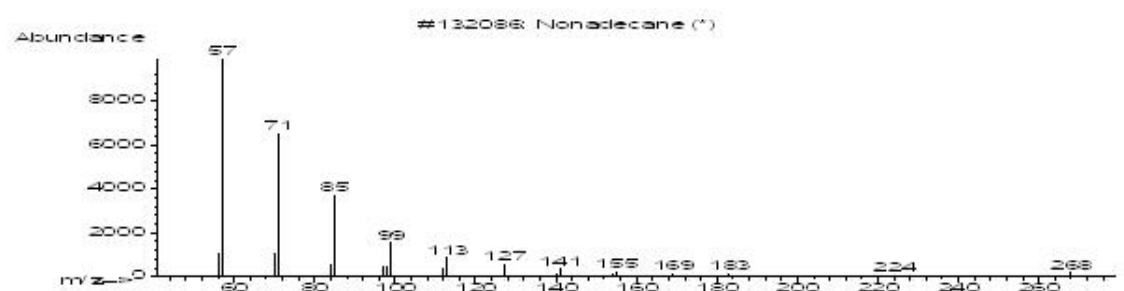
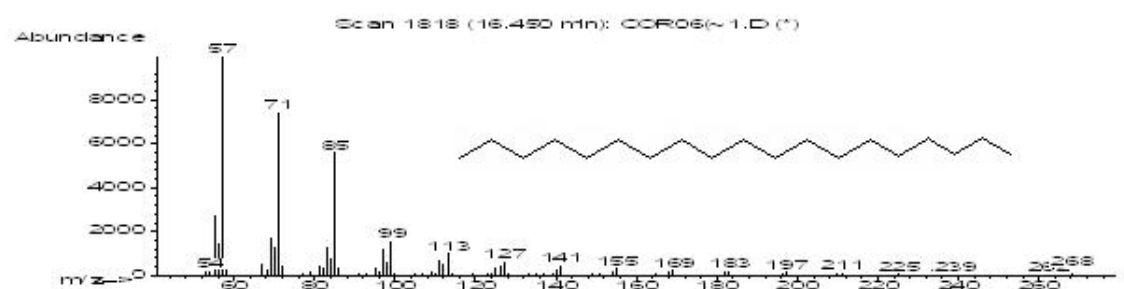


4. Espectro de masa del octadecano de la muestra Otlamalacatla 1 (acetato de etilo).

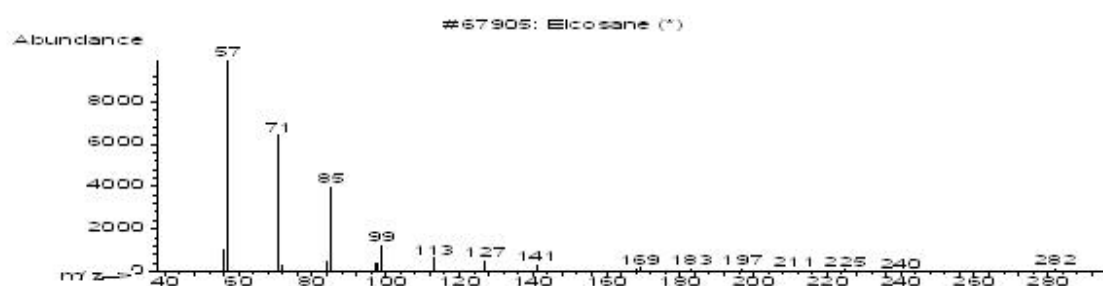
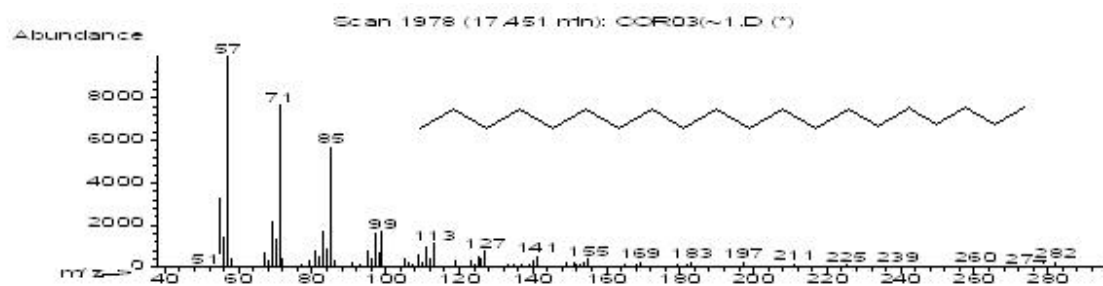




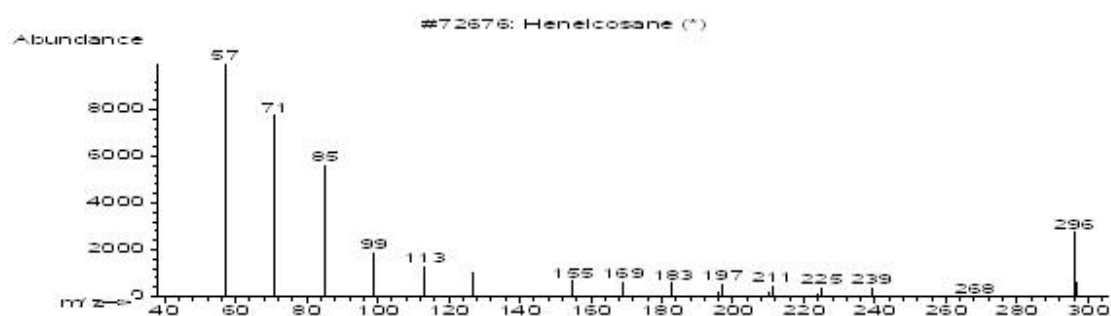
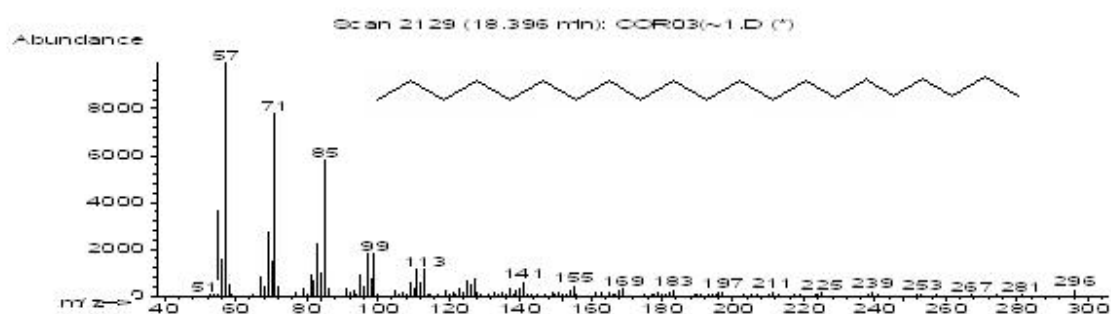
5. Espectro de masa del heptadecano de la muestra  
Otlamalacatla 1 (hexano).



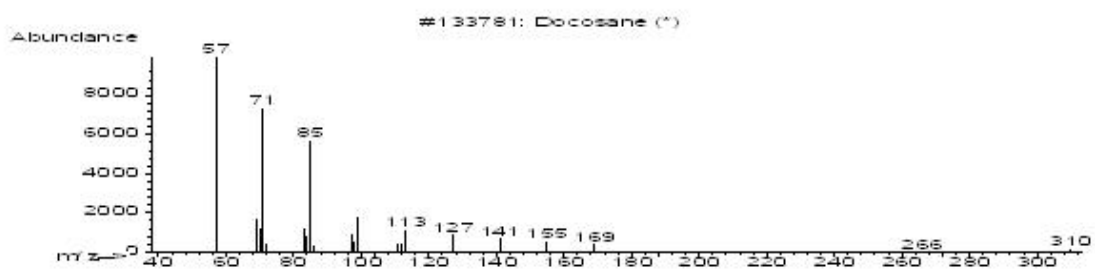
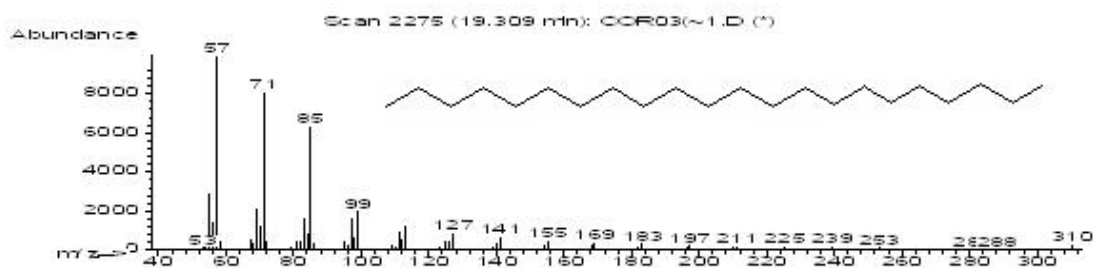
6. Espectro de masa del nonadecano de la muestra  
Otlamalacatla 2 (metanol).



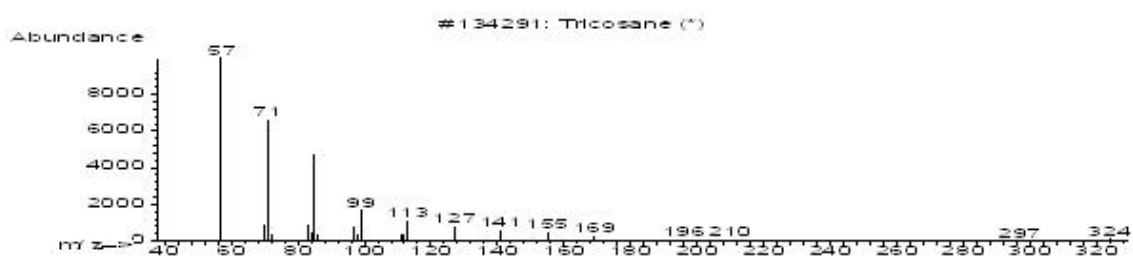
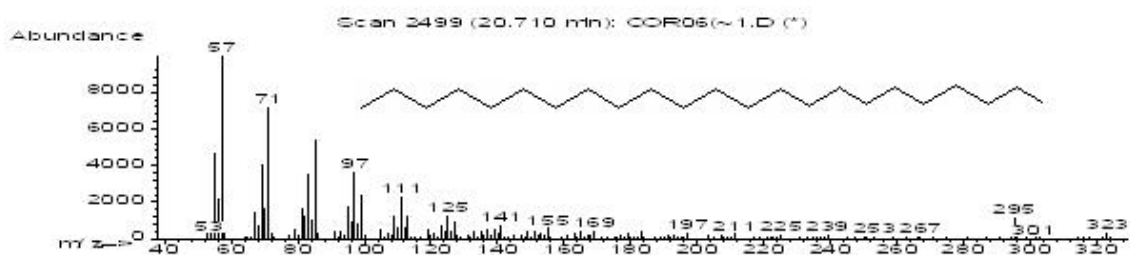
7. Espectro de masa del eicosano de la muestra  
Otlamalacatla\* (hexano).



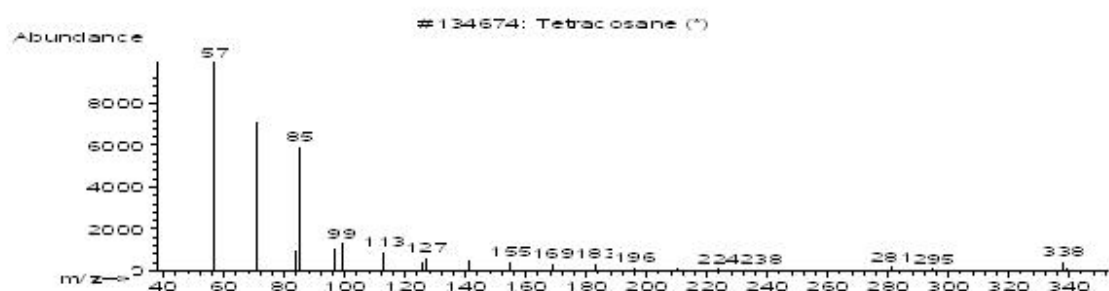
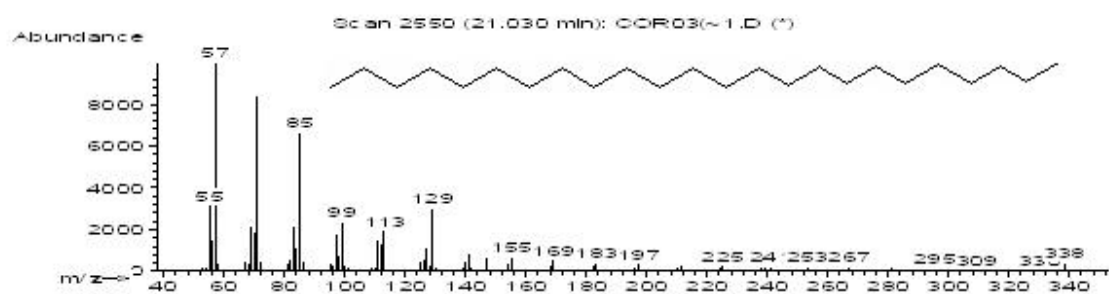
8. Espectro de masa del heneicosano de la muestra  
HOR (hexano).



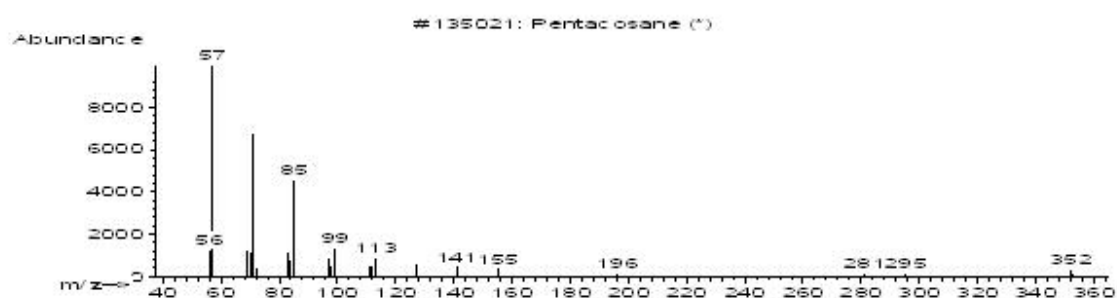
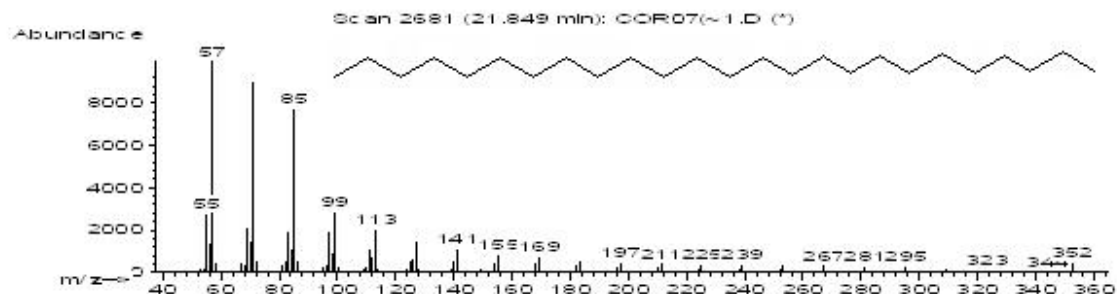
9. Espectro de masa del docosano de la muestra  
Otlamalacatla\* (acetato de etilo).



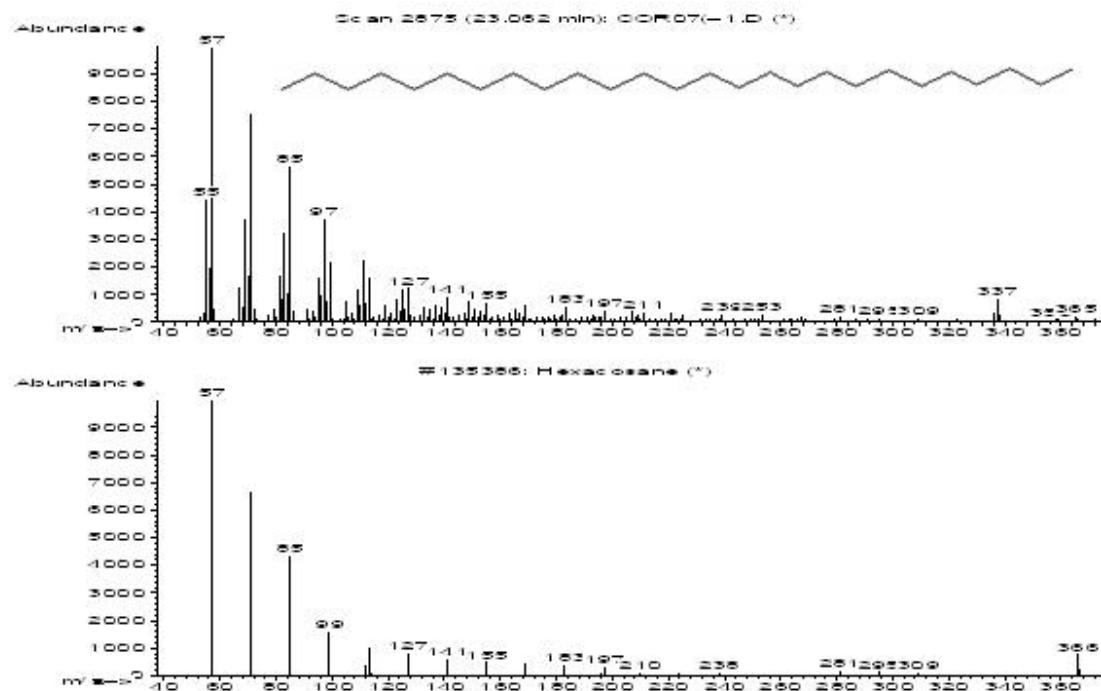
10. Espectro de masa del tricosano de la muestra  
Y (hexano).



11. Espectro de masa del tetracosano de la muestra  
RCHA 1 (hexano).



12. Espectro de masa del pentacosano de la muestra  
Otlamalcatla FG (acetato de etilo).



13. Espectro de masa del hexacosano de la muestra Otlamalacatla\* (metanol).

Anteriormente se mostraron algunos espectros de masa de los compuestos que se identificaron en las muestras analizadas. 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.

Muestra	Disolvente	Abundancia			Pr/Ph	Condiciones
		Pristano	Fitano			
HOR	Hex	500000	1300000	0.3846	Anóxicas, hipersalinidad y carbonatados	
HOR 1	Hex	400000	450000	0.88	Anóxicas	
	AcOEt	900000	1000000	0.9	Anóxicas	
	MeOH	980000	1200000	0.8166	Anóxicas	
Otlamalacatla FG	Hex	500000	850000	0.5882	Anóxicas, hipersalinidad y carbonatados	
	MeOH	1000000	1200000	0.833	Anóxicas	

14. Relación de pristano y fitano (Pr/Ph)

Muestra	Solvente	Peso de vial (g)	Peso de vial con muestra (g)	Contenido de materia Orgánica (g)	Identificación
HOR	Hexano	25,2939	25,2945	0,0006	L <sub>1</sub>
	AcOEt	25,2723	25,2759	0,0036	O <sub>1</sub>
	MeOH	25,1706	25,2055	0,0349	R <sub>1</sub>
HOR 1	Hexano	7,9483	7,9497	0,0014	b
	AcOEt	18,1522	18,1558	0,0036	f
	MeOH	18,2154	18,2539	0,0385	i
Morita 1	Hexano	18,1412	18,1416	0,0004	R
	AcOEt	18,1947	18,1973	0,0026	U
	MeOH	18,2544	18,3724	0,1180	Y
Morita 2	Hexano	18,2122	18,2137	0,0015	J
	AcOEt	18,1342	18,1372	0,0030	N
	MeOH	18,2588	18,2984	0,0396	P
Otlamalacatla 1	Hexano	18,2476	18,2491	0,0015	C <sub>1</sub>
	AcOEt	18,0444	18,0473	0,0029	F <sub>1</sub>
	MeOH	26,2643	26,3225	0,0582	I <sub>1</sub>
Otlamalcatla 2	Hexano	25,3074	25,3157	0,0083	D2
	AcOEt	18,7368	18,8669	0,1301	3
	MeOH	18,7398	18,7498	0,0100	6
Otlamalacatla *	Hexano	18,1385	18,1404	0,0019	L
	AcOEt	18,1889	18,1939	0,0050	Ñ
	MeOH	18,2089	18,2927	0,0838	Q
Otlamalacatla FF	Hexano	18,2747	18,2760	0,0013	B <sub>1</sub>
	AcOEt	18,2540	18,2566	0,0026	E <sub>1</sub>
	MeOH	26,3031	26,3309	0,0278	H <sub>1</sub>
Otlamalacatla FG	Hexano	26,1219	26,1235	0,0016	U <sub>1</sub>
	AcOEt	25,4454	25,4497	0,0043	V <sub>1</sub>
	MeOH	25,2515	25,2935	0,0420	A <sub>2</sub>
Y	Hexano	25,3892	25,3902	0,0010	E2
	AcOEt	18,9094	19,0539	0,1445	1
	MeOH	18,678	18,689	0,0110	4
Y1	Hexano	8,0424	8,0445	0,0021	7
	AcOEt	8,1272	8,1981	0,0709	10
	MeOH	7,1509	7,2352	0,0843	13
R CHA 1	Hexano	25,4032	25,4045	0,0013	F2
	AcOEt	18,7454	18,7528	0,0074	2
	MeOH	18,7679	18,7779	0,0100	5
RCHA	Hexano	8,3045	8,4349	0,1304	8
	AcOEt	7,9214	8,1131	0,1917	11
	MeOH	7,219	10,6898	3,4708	14
CHA	Hexano	7,9161	7,9193	0,0032	9
	AcOEt	8,2375	8,2623	0,0248	12
	MeOH	7,0808	7,1226	0,0418	15

15. Cantidad de materia orgánica obtenida de cada una de las muestras con los tres disolventes empleados.