



Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo
Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería
Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra

“Geoquímica de rocas sedimentarias jurásicas en
localidades fosilíferas de la Sierra Madre Oriental
(Tenango de Doria - San Bartolo Tutotepec, Hidalgo):
Implicaciones paleoambientales”

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

presenta:

Catalina Amalia Angeles Cruz.

Asesores:

Dr. Kinardo Flores Castro.
Dr. Carlos Esquivel Macías.



Pachuca de Soto, Hidalgo. 2006.

Contenido:

	Pág.
Índice de tablas, fotografías y figuras	ii
Abreviaturas empleadas en el texto	viii
Objetivos	x
Resumen/Abstract	xi
1. Introducción	1
2. Antecedentes	5
3. Justificación	7
4. Localización y vías de acceso	9
5. Marco geológico	11
5.1. Generalidades	11
5.2. Geología regional	13
5.3. Geología del área de estudio	15
6. Geoquímica inorgánica	25
6.1. Elementos mayoritarios	26
6.2. Elementos traza y tierras raras	33
7. Geoquímica orgánica	41
8. Descripción de muestras y métodos	49
9. Discusión de resultados	63
9.1. Bioestratigrafía y Paleontología	63
9.2. Geoquímica inorgánica	68
9.3. Geoquímica orgánica	111
10. Conclusiones	129
Referencias Bibliográficas	133
Glosario	149
Anexos	xiv

Índice de tablas, fotografías, figuras, diagramas y anexos.

Tablas:

	Pág.
3.1. Composición química promedio de rocas sedimentarias.	7
6.1. Tierras raras.	35
8.1. Localización y descripción litológica de las muestras.	49
8.2. Elementos químicos analizados en la presente investigación y las respectivas técnicas analíticas empleadas para cada uno.	58
8.3. Estándares de calibración certificados internacionalmente utilizados en las técnicas analíticas: XRF, INAA, ICP, ICP-MS para elementos mayoritarios.	59

Fotografías:

1. Cobertura volcánica parcial sobre las rocas del Mesozoico. Vista desde la Barranca de Tenango de Doria hacia la Barranca de Pahuatlán.	12
2. Afloramiento de la Unidad Las Juntas (JiLJ).	17
3. Afloramiento de la Unidad Temazcalapa (JiT).	20
4. Limolita arcillosa del afloramiento “La Hormiga”. Unidad Despi (JiD).	21
5. Lutita con restos vegetales no identificados del afloramiento “Kat 4”. Unidad Capa con Plantas (JiCP).	22
6. Calcarenita de la Formación Tepexic (Jurásico Superior), subyaciendo a calizas cretácicas de la Formación Tamaulipas Superior (KmTs).	23
7. Detalle de un afloramiento con productos volcánicos piroclásticos (Tsvt) y horizontes lávicos.	24
8. Montaje para del equipo para la extracción de materia orgánica.	53
9. Rotavapor.	54

	Pág.
10. Cromatógrafo de gases.	61
11. <i>Ortechioceras incaguasciense</i>	65
12. <i>Paltechioceras rothpletzi</i>	65
13. <i>Paltechioceras mexicanum</i>	66
14. <i>Paltechioceras harbledowense</i>	66
15. <i>Paltechioceras tardecrescens</i>	67
16. <i>Ortechioceras pauper</i>	67
17. <i>Ortechioceras jamesdanae</i>	68
18. Secuencia rítmica: intercalación de arenisca fina y limolita arcillosa en el afloramiento denominado “El Temapá”.	103

Figuras:

4.1. Mapa de localización.	10
5.1. Principales Provincias Geológicas de México.	12
5.2. Plano geológico del área de estudio.	18
5.3. Columna litoestratigráfica de la región Tenango de Doria - San Bartolo Tutotepec, Hidalgo.	19
6.1. Margen continental activo.	27
6.2. Margen continental pasivo.	28
6.3. Esquema morfotectónico de una cuenca tras-arco.	28
6.4. Diagrama de discriminación, Roser y Korsch (1986) para secuencias arenisca-lutita.	30
6.5. Diagrama de funciones discriminantes para procedencia de secuencias arenisca-lutita usando elementos mayores (Roser y Korsch, 1988).	31
6.6. Diagrama de funciones discriminantes para procedencia de secuencias arenisca-lutita usando elementos mayores (Roser y Korsch, 1988).	32

	Pág.
6.7. Grupos principales de elementos traza.	35
7.1. Ciclo del Carbono global contemporáneo. Modificado de Tans (1998).	41
7.2. Ciclo del Carbono. Modificado de Bolin (1970).	42
7.3. Transformaciones de la materia orgánica sedimentaria durante las etapas de diagénesis, catagénesis y metagénesis.	45
8.1. Esquema del análisis por fluorescencia de rayos X.	56
8.2. Esquema de un cromatógrafo de gases.	62
8.3. Cambio de orientación (<i>spín</i>) de los núcleos por influencia de un campo magnético externo y esquema de un equipo de RMN.	62
9.1. Escala de tiempo geológico correspondiente a la era Mesozoica.	64
9.2. Formación de secuencias turbidíticas.	89
9.3. Espectros de RMN ^1H y MS de la muestra "Chipotla" (extracto etanólico), ejemplo de un ácido graso esterificado y ampliación de la zona de compuestos aromáticos.	111
9.4. Espectros de RMN ^1H de las muestras "El Temapá", "Kat-4" y Chipotla" (extractos hexánicos).	112
9.5. Espectros de RMN ^1H de las muestras "El Temapá", "Kat-4" y Chipotla" (extractos obtenidos con acetato de etilo).	113
9.6. Espectro de masa correspondiente a Hexadecano, obtenido del extracto etanólico "El Temapá".	114
9.7. Espectro de masa correspondiente a Heptadecano, obtenido del extracto etanólico "El Temapá".	114
9.8. Espectro de masa correspondiente a Octadecano, obtenido del extracto etanólico de "El Temapá".	115
9.9. Espectro de masa correspondiente a Nonadecano, obtenido del extracto etanólico de "El Temapá".	115
9.10. Espectro de masa correspondiente a heptacosano, extracto obtenido con acetato de etilo de "Chipotla".	116

	Pág.
9.11. Isopreno.	116
9.12. Formación de Pristano (Pr) y Fitano (Ph).	117
9.13. Cromatograma del extracto obtenido de "Kat-4" empleando acetato de etilo.	118
9.14. Espectro de masa: Fitano.	119
9.15. Lycopeno (C ₄₀ H ₅₅).	119
9.16. Productos diagenéticos de carotenoides aromáticos.	120
9.17. Ejemplo de un ion trimetil-aril característico de carotenoides aromáticos.	121
9.18. Espectro de masa del extracto hexánico de "Kat-4".	122
9.19. Espectro de masa del extracto hexánico de "El Temapá".	123
9.20. Espectro de masa del extracto metanólico de "El Temapá".	123
9.21. Espectro de masa del extracto obtenido con acetato de etilo de "Kat-4".	124
9.22. Espectro de masa del extracto obtenido con acetato de etilo de "Chipotla".	124
9.23. Señales de compuestos aromáticos polisustituídos. Ampliación del espectro de RMN ¹ H de "Kat-4", extracto obtenido con acetato de etilo	125
9.24. Esquema propuesto para la estratificación de la columna de agua en la cuenca de depósito.	126

Diagramas:

9.2.1. Discriminación de ambientes tectónicos (Roser y Korsch, 1986).	69
9.2.2. Concentración promedio de elementos mayoritarios en las Unidades bioestratigráficas propuestas por Schmidt-Effing	70
9.2.3. Concentración de elementos mayoritarios en las Unidades Despí y Tenango.	72

	Pág.
9.2.4. Concentración de elementos traza en las Unidades Despí y Tenango. Datos normalizados UCC (Taylor y McLennan, 1995).	73
9.2.5. Concentración promedio de elementos mayoritarios en las unidades litológicas.	74
9.2.6a. Identificación de rocas precursoras (Roser y Korsch, 1988).	75
9.2.6b. Identificación de rocas precursoras (Roser y Korsch, 1988).	76
9.2.7. Concentración promedio de algunos elementos traza en las unidades litológicas.	78
9.2.8. Diagrama CIA.	81
9.2.9. Concentración de elementos mayoritarios en muestras de la Unidad Las Juntas.	84
9.2.10. Concentración de elementos traza en muestras de la Unidad Las Juntas. Datos normalizados UCC (Taylor y McLennan, 1995).	85
9.2.11. Concentración de tierras raras (REE) en la muestra denominada "Las Juntas". Datos normalizados UCC (Taylor y McLennan, 1995).	86
9.2.12. Concentración de elementos mayoritarios en muestras de la Unidad Temazcalapa.	91
9.2.13. Concentración de elementos traza en muestras de la Unidad Temazcalapa. Datos normalizados UCC (Taylor y McLennan, 1995).	92
9.2.14. Concentración de elementos mayoritarios en muestras del afloramiento denominado "El Bopo", perteneciente a la Unidad Despí.	94
9.2.15. Concentración de elementos traza en muestras del afloramiento denominado "El Bopo", perteneciente a la Unidad Despí. Datos normalizados UCC (Taylor y McLennan, 1995).	96
9.2.16. Concentración de elementos mayoritarios en muestras de los afloramientos denominados "Chipotla", "Divisadero", "El Temapá" y "Hormiga", pertenecientes a la Unidad Despí.	98

	Pág.
9.2.17. Concentración de elementos traza en muestras de los afloramientos "Chipotla", "Divisadero", "El Temapá" y "Hormiga", pertenecientes a la Unidad Despí. Datos normalizados UCC (Taylor y McLennan, 1995).	99
9.2.18. Concentración de tierras raras (REE) en muestras de los afloramientos denominados "Chipotla", y "El Temapá" (Flores-Castro, 1993) y pertenecientes a la Unidad Despí. Datos normalizados UCC (Taylor y McLennan, 1995).	100
9.2.19. Concentración de elementos mayoritarios en muestras del afloramiento denominado "Peña Blanca", perteneciente a la Unidad Despí.	105
9.2.20. Concentración de elementos traza en muestras del afloramiento denominado "Peña Blanca", perteneciente a la Unidad Despí. Datos normalizados UCC (Taylor y McLennan, 1995).	106
9.2.21. Concentración de elementos mayoritarios en la muestra denominada "Kat-4", perteneciente a la Unidad "Capa con Plantas".	109
9.2.22. Concentración de elementos traza en la muestra denominada "Kat-4", perteneciente a la Unidad "Capa con Plantas". Datos normalizados UCC (Taylor y McLennan, 1995).	110

Anexos:

1. Resultados geoquímica inorgánica.	xiv
2. Geoquímica orgánica.	xx
3. Escala de tiempo geológico.	xxvi

Abreviaturas y símbolos empleados en el texto.

(?): Este símbolo se emplea en el texto para indicar que la edad de las rocas a las que se hace referencia no está determinada, y que ésta solo se estima por su posición estratigráfica.

CG: Cromatografía de gases.

CIA: Chemical Index Alteration. En español, índice de alteración química.

CVT: Cinturón Volcánico Transmexicano.

HREE: del inglés Heavy Rare Earth Elements, que refiere a las tierras raras de mayor peso atómico (Dy-Lu).

ICP-MS: Inductively Coupled Plasma emission spectrometry. En español, Espectroscopía de Masa con fuente de Plasma acoplado Inducidamente.

INAA: Instrumental Neutron Activation Analysis. En español, Análisis Instrumental por Activación Neutrónica.

LREE: del inglés Light Rare Earth Elements, que refiere a las tierras raras de menor peso atómico (La-Nd).

M: Índice de madurez textural/mineralógica.

Ma: Millones de años.

MO: Materia Orgánica.

MREE: del inglés Middle Rare Earth Elements, que refiere a las tierras raras situadas entre HREE y LREE (Pm-Tb).

NASC: North American Shale Composite. Grupo de datos empleado para normalización.

NO-SE: Noroeste-Sureste.

PAAS: Post Archean average Australian Shale. Grupo de datos empleado para normalización.

PGE: Platinum Group Elements. En español se refiere a los Elementos del Grupo del Platino (Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt, Au).

Ph: Fitano (2,6,10,14-tetrametil-hexadecano).

ppm: partes por millón (mg del elemento/Kg de muestra).

Pr: Pristano (2,4,10,14-tetrametil-pentadecano)

REE: Rare Earth Elements. En español, tierras raras.

RMN: Resonancia Magnética Nuclear.

SMO: Sierra Madre Oriental.

UCC: Upper Continental Crust. Grupo de datos empleado para normalización.

%wt: porcentaje en peso de un elemento respecto al peso total de la muestra.

XRF: X-Ray Fluorescence. En español, Fluorescencia de Rayos X.

Objetivo General.

Realizar la interpretación paleoambiental del sitio de depósito de rocas sedimentarias fosilíferas del Jurásico Inferior, mediante la aplicación de herramientas geoquímicas.

Objetivos Específicos.

1. Interpretar datos geoquímicos de rocas sedimentarias jurásicas con el fin de obtener patrones petrogenéticos de la roca fuente, contexto tectónico y condiciones del ambiente de sedimentación.
2. Construir un modelo de sedimentación que soporte el hábitat de los organismos jurásicos aplicando para ello criterios geológico-sedimentarios, paleontológicos y fisicoquímicos.
3. Apoyar o descartar hipótesis anteriores respecto a las condiciones de deposición del Grupo Huayacocotla.

Resumen.

El presente trabajo está basado en la interpretación de datos geoquímicos de sedimentos liásicos. El objetivo principal de esta investigación es aportar nuevos datos referentes a las condiciones de depósito en paleoambientes del Jurásico temprano en la Sierra Madre Oriental (SMO), mediante la interpretación de los resultados obtenidos del análisis de roca total (geoquímica inorgánica de elementos mayoritarios y traza; en algunos casos se incluye a las tierras raras). Adicionalmente, se realizó un primer intento de extraer materia orgánica directamente de los sedimentos (bitumen) y determinar, por medio de Cromatografía de Gases acoplado a un espectrómetro de Masa (CG-MS) y Resonancia Magnética Nuclear (RMN) de ^1H y ^{13}C , el tipo de moléculas presentes en estos bitúmenes. A la fecha, no se ha publicado la aplicación de esta metodología en sedimentos liásicos de la SMO con la finalidad de realizar una interpretación del ambiente de depósito.

El área de estudio comprende localidades de los municipios de Tenango de Doria y San Bartolo Tutotepec, Hidalgo; además se incluyeron afloramientos del norte de Puebla y noroeste de Veracruz; todos pertenecientes al Grupo Huayacocotla. La edad de los sedimentos ha sido determinada por paleontólogos expertos mediante la identificación de fósiles índice (amonites). El contenido de material fósil, espesor, distribución relativamente amplia y características litológicas de este grupo, lo han hecho objeto de estudios paleontológicos, geológico-cartográficos y de exploración de hidrocarburos.

Dichos estudios han sugerido que el Grupo Huayacocotla representa un ambiente marino poco profundo. En el área de estudio el ambiente corresponde a zonas más alejadas de la costa que los afloramientos del mismo grupo en el área de Molango.

Durante los periodos Jurásico y Cretácico, se reportan eventos transgresivos y regresivos de duración relativamente corta. Esta variación del nivel del mar está claramente evidenciada en los cambios litológicos de las diferentes unidades de este grupo. Durante el Sinemuriano (196.5 ± 1.0 Ma) se depositaron secuencias eminentemente marinas, hasta que en el Pliensbaquiano (189.6 ± 1.5 Ma), ocurre un cambio de ambiente marino a continental. Estos cambios y condiciones paleoambientales se ven reflejados en la composición química de los sedimentos, produciendo cambios en la concentración, solubilidad y/o en el estado de oxidación de algunos elementos. Al detectar e interpretar estas variaciones ha sido posible respaldar o descartar hipótesis que han surgido a lo largo de varios años acerca de las condiciones en las que se depositó el Grupo Huayacocotla en esta región.

Abstract.

This work is focused on interpreting geochemical data of ancient sediments. The main objective of this research is to bring new information about depositional conditions in early Jurassic period of the Sierra Madre Oriental (SMO), by the results obtained from inorganic geochemistry of major and trace elements (also REE included for some samples). In addition this is the first attempt to extract organic matter direct from the sediments (bitumen) and to determine the kind of molecules within those bitumens, by using Gas Chromatography coupled to a Mass Spectrometer (GC-MS) and Nuclear Magnetic Resonance (NMR) of ^1H y ^{13}C . Since now there was no publications used this methodology applied on this study from the SMO by the aim to interpret the environmental conditions.

The study area comprises localities from Tenango de Doria and San Bartolo Tutopec, Hidalgo state (Mexico); however, outcrops from the north of Puebla and from the

northwest of Veracruz states were also included; all of them belong to Huayacocotla Group. The age of these sediments has been determined by palaeontologists based on the identification of index fossils (ammonites). The fossil content, thickness, wide distribution and the lithologic features of this formation have made it target of palaeontologic, geologic and cartographic studies, besides hydrocarbon exploration.

Previous studies have suggested that Huayacocotla Group represents a shallow marine environment. The study area is situated far away from the coast than the outcrops of the same group of the Molango area.

During Jurassic and Cretaceous periods, transgressive and regressive events of relatively short duration have been reported. Those sea level variations are clearly identified on the lithologic variations within the units of the Huayacocotla Group. Through the Sinemurian age eminently marine sequences were deposited; until that in the Pliensbachian, a change to continental environment occurred. Those changes and palaeoenvironmental conditions are reflected also on the chemical composition of sediments, solubility and/or oxidation state of some elements. By the interpretation of those variations, it has been possible to support or to put aside some hypothesis that have risen along many years about Huayacocotla Group's depositional conditions on this region.

1. Introducción

Introducción.

La conjunción de disciplinas como la geología y la química son un arma poderosa para la realización de un estudio profundo de algunas rocas de interés, haciendo posible clasificarlas, determinar su composición química, edad y las condiciones bajo las que éstas fueron formadas y posteriormente alteradas. La geoquímica está involucrada en todos los procesos químicos, físicos y biológicos que conducen a la distribución o redistribución de los elementos a través del tiempo geológico.

De forma muy general, las rocas pueden clasificarse en: ígneas, metamórficas y sedimentarias. El presente trabajo se enfoca en el estudio de éstas últimas.

Las **rocas sedimentarias** son producto de la acumulación y diagénesis de fragmentos de rocas pre - existentes, y pueden dividirse en:

- **Clásticas o detríticas.** (del griego *klastos*, roto en pedazos) están constituidas de materiales derivados de rocas más antiguas y de origen diverso (rocas pre-existentes, minerales, exoesqueletos, etc.); estas partículas se encuentran adheridas entre sí por medio de un material cementante que puede ser calcita, limolita, hematita o cuarzo. Los materiales cementantes se depositan por percolación entre los granos cuando el sedimento es sepultado.
- **No clásticas.** Se forman por precipitación y acumulación de materiales de origen químico y bioquímico.

De acuerdo al origen de los minerales que los componen, los sedimentos pueden ser: **terrígenos**, **biogénicos** y **metalíferos**. La mayoría de los sedimentos son mezclas de estos tres componentes.

- Los **sedimentos terrígenos** resultan de procesos erosivos y de alteración fisicoquímica que actúan sobre rocas de la corteza expuestas en la superficie terrestre.
- La formación, preservación y modificación diagenética de minerales producidos por organismos vivos (plantas y animales) dan origen a la formación de **sedimentos biogénicos**.
- Los **sedimentos metalíferos** resultan de procesos ígneos, sedimentarios y metamórficos.

La naturaleza de las rocas sedimentarias clásticas está determinada por la composición de los protolitos, de las condiciones paleoambientales, los procesos geológicos y biológicos involucrados y que originaron el desprendimiento del material geológico, el transporte, el depósito, compactación, litificación y diagénesis:

1. El sitio donde se produjo el sedimento, interacciones del lecho geológico, levantamiento tectónico y el clima son factores que controlan los procesos de erosión e intemperismo.
2. La ruta de transporte donde el medio, gradiente y distancia hacia la cuenca de depósito pueden modificar la textura y composición del material intemperizado.

3. El sitio de depósito, donde un conjunto procesos físicos, químicos y biológicos controlan la naturaleza de la acumulación y sepultamiento temprano de los sedimentos.
4. Las condiciones de sepultamiento posterior, donde los procesos diagenéticos pueden alterar la textura y composición de los sedimentos.

La mayoría de estos procesos dejan rastros geoquímicos característicos, haciendo de las rocas sedimentarias detríticas uno de los archivos de datos fisicoquímicos más importantes para la interpretación de ambientes antiguos (paleoambientes).

Un **paleoambiente** está conformado por un conjunto de características sedimentológicas, climáticas y oceanográficas que forman parte de un registro geológico preservado en la roca. Los paleoambientes pueden ser estudiados desde una perspectiva geoquímica, debido a que ésta proporciona argumentos discriminativos que permiten reconocer distintas facies sedimentarias: sistemas lacustres, deltáicos, sedimentos de cuenca oceánica, continentales, cuencas evaporíticas y arrecifales, etc.

La presencia de fósiles en los diversos ambientes sedimentarios resulta ser muy útil para interpretar el ambiente antiguo; al encontrar restos de organismos específicos es posible formular ideas más claras de las características del ambiente en cuestión, que conjuntamente con otros parámetros fisicoquímicos permiten formular argumentos sólidos.

La interpretación de ambientes consiste en extrapolar datos obtenidos de ambientes modernos para hacer una aproximación de los cambios registrados en estratos antiguos. La validez de los datos modernos reside en la observación directa de procesos físicos, químicos y biológicos, así como de sus productos.

2. Antecedentes

Antecedentes.

El término Geoquímica fue usado por primera vez en 1838, por el químico suizo C. F. Schönbein. Los primeros estudios formales acerca de la composición química de la Tierra surgieron a mediados del siglo XIX (Bischoff, 1847: *Lehrbuch der Physikalischen und Chemischen Geologie*). Desde entonces, los análisis geoquímicos han sido parte fundamental de estudios sedimentológicos (Twenhofel, 1926 y 1950; Pettijohn, 1949; Trask, 1955; Pettijohn *et al.*, 1987).

La aplicación de métodos geoquímicos, específicamente enfocados en la resolución de problemas geológico - sedimentarios floreció en un periodo inmediatamente posterior a la Segunda Guerra Mundial (Degens, 1965; Garrels y Mackenzie, 1971).

Durante las primeras décadas del siglo XX, la explotación de hidrocarburos se convirtió en un objetivo importante de la Geología. En 1930 V.I. Vernadsky sugirió que existía una relación entre la materia orgánica sedimentaria y el origen del petróleo, fue entonces que el campo de la Geoquímica orgánica cobró importancia. En 1936, Treibs identificó metaloporfirinas (relacionadas con la clorofila) en petróleos crudos. Esta investigación proporcionó la primera evidencia convincente del origen biológico de algunos constituyentes del petróleo. Desde entonces, este campo se ha extendido e incluye diversas disciplinas para explicar el origen, rutas de transporte, reciclaje, transformación y preservación de materia orgánica en ambientes antiguos y recientes (Volkman, 1999).

En México, a mediados de la década de los 50, Manuel Álvarez promueve tales ideas; sin embargo, es hasta 1966 cuando el Instituto Mexicano del Petróleo (IMP) comienza a crear proyectos que integran parámetros químicos con el contexto geológico. A partir de 1984, y hasta la fecha, IMP y PEMEX trabajan en conjunto para realizar

interpretaciones integrales de las cuencas petroleras de México, con el propósito de ser aplicados hacia la exploración y explotación de hidrocarburos (modificado de Fuentes-Pacheco, 2004).

La Geoquímica de rocas y de sedimentos, Geoquímica orgánica, química analítica, Geoquímica isotópica de elementos estables, la Paleontología y Bioestratigrafía, aplicadas a la interpretación de ambientes antiguos surge durante la década de los ochentas. Algunos de estos estudios han permitido identificar parámetros fisicoquímicos característicos de las condiciones paleoambientales (Donner y Nord, 1986; Baumgartner-Mora y Baumgartner, 1994; Mitchell *et al.*, 1994; De Leeuw *et al.*, 1995; Allison *et al.*, 1995; Hisada *et al.*, 1998; De Lange, 1998; Leone *et al.*, 2000; entre muchos otros).

Particularmente, en lo que respecta a las rocas analizadas en el presente estudio, existen trabajos previos de carácter geológico-cartográfico y paleontológicos del Anticlinorio de Huayacocotla, entre los que destacan Díaz-Lozano (1916), Burckhardt (1930), Erben (1956a y b), Carrillo-Bravo (1965), Cantú-Chapa (1971), Aguayo-Camargo (1977), Pedrazzini y Basañez-Loyola (1978), Silva-Pineda (1978), Schmidt-Effing (1980), Suter (1990), Mendoza-Rosales *et al.* (1992), Flores-Castro (1993), Rueda-Gaxiola *et al.* (1993), Ochoa-Camarillo (1996, 1997a, 1997b), Ochoa-Camarillo *et al.* (1997), Arellano-Gil *et al.* (1998) y Esquivel-Macías *et al.* (2005). Sin embargo, ninguno de ellos ha integrado información química, geológica y paleontológica para interpretar las condiciones del ambiente de depósito en el que se formaron dichas rocas.

3. Justificación

Justificación: ¿Por qué análisis geoquímicos?

Algunos procesos físicos y químicos provocan alteraciones en la mineralogía y composición de los sedimentos. La estabilidad de varios minerales está determinada por diversos factores, tales como la energía libre de sus reacciones, el pH, la temperatura y la actividad de varios iones. La Geoquímica de rocas sedimentarias puede complementar datos petrográficos, especialmente cuando estos últimos resultan ser ambiguos.

Existe evidencia de que la composición química de las rocas sedimentarias ha cambiado a través del tiempo, haciéndose progresivamente deficientes en Na, Fe y Mg; así mismo, enriqueciéndose en Si y K. La composición química promedio se muestra en la tabla 3.1.

Tabla 3.1. Composición química promedio de rocas sedimentarias. Modificado de Marshall y Fairbridge (eds.), 1999.

Li	21 (ppm)	Sc	14 (ppm)	Ga	16 (ppm)	La	28.3 (ppm)	Er	2.19 (ppm)
Be	2.2 (ppm)	Ti	0.45 (%wt)	Ge	1.5 (ppm)	Ce	58.9 (ppm)	Tm	0.31 (ppm)
B	75 (ppm)	V	110 (ppm)	Rb	110 (ppm)	Pr	6.52 (ppm)	Yb	2.14 (ppm)
Na	1.25 (%wt)	Cr	74 (ppm)	Sr	385 (ppm)	Nd	24.9 (ppm)	Lu	0.33 (ppm)
Mg	1.85 (%wt)	Mn	680 (ppm)	Y	21 (ppm)	Sm	4.23 (ppm)	Hf	5.5 (ppm)
Al	7.10 (%wt)	Fe	4.00 (%wt)	Zr	210 (ppm)	Eu	0.86 (ppm)	Ta	1.5 (ppm)
Si	30.0 (%wt)	Co	16 (ppm)	Nb	17 (ppm)	Gd	3.61 (ppm)	W	2.1 (ppm)
P	665 (ppm)	Ni	40 (ppm)	Sn	5 (ppm)	Tb	0.60 (ppm)	Pb	17 (ppm)
K	2.35 (%wt)	Cu	40 (ppm)	Cs	4.5 (ppm)	Dy	3.61 (ppm)	Th	10.4 (ppm)
Ca	6.40 (%wt)	Zn	65 (ppm)	Ba	480 (ppm)	Ho	0.76 (ppm)	U	2.3 (ppm)

La cuantificación de diversos elementos químicos en una roca son de gran utilidad, ya que hacen posible obtener información más amplia acerca de la(s) roca(s) que está(n) siendo estudiada(s). Por ejemplo, algunas condiciones fisicoquímicas

prevalecientes durante el tiempo de deposición pueden ser determinadas con la presencia de elementos pertenecientes al grupo de las tierras raras, aunque éstos aparezcan en concentraciones muy bajas (tabla 3.1).

A partir de los datos de la química de roca total y elementos traza pueden construirse diagramas de discriminación (Roser y Korsch, 1986, 1988) y CIA (Nesbitt y Young, 1982), mediante los cuales pueden determinarse el ambiente tectónico en el que se depositaron los sedimentos, el tipo de roca que les dio origen (determinación de protolito) y su grado de alteración química (intemperismo).

En algunos casos es posible extraer moléculas orgánicas de sedimentos y rocas sedimentarias. Estas moléculas son comúnmente denominadas **biomarcadores**, que son compuestos orgánicos sintetizados por organismos presentes al tiempo de la deposición. Los esqueletos de estas moléculas sugieren un vínculo con productos naturales contemporáneos conocidos; pueden encontrarse inalterados o con modificaciones menores producidas por procesos fisicoquímicos de deshidratación, sulfuración, hidrogenación, descarboxilación, isomerización y/o de degradación térmica. El grado de preservación de material orgánico depende de las condiciones biogeoquímicas que soporta durante el transporte, sedimentación y sepultamiento.

Estos compuestos se emplean como indicadores de las fuentes biológicas, condiciones de depósito, variaciones climáticas y de la madurez de la materia orgánica (Farrimond y Eglinton, 1990).

La materia vegetal de origen terrestre puede ser transportada a gran distancia (por ríos y/o por el viento) hacia la costa o hacia algún ambiente deltáico, en el que finalmente se deposita. En muchos ambientes de depósito marinos es posible encontrar restos tanto de la flora local, como de origen terrestre.

4. Localización

y

vías de acceso

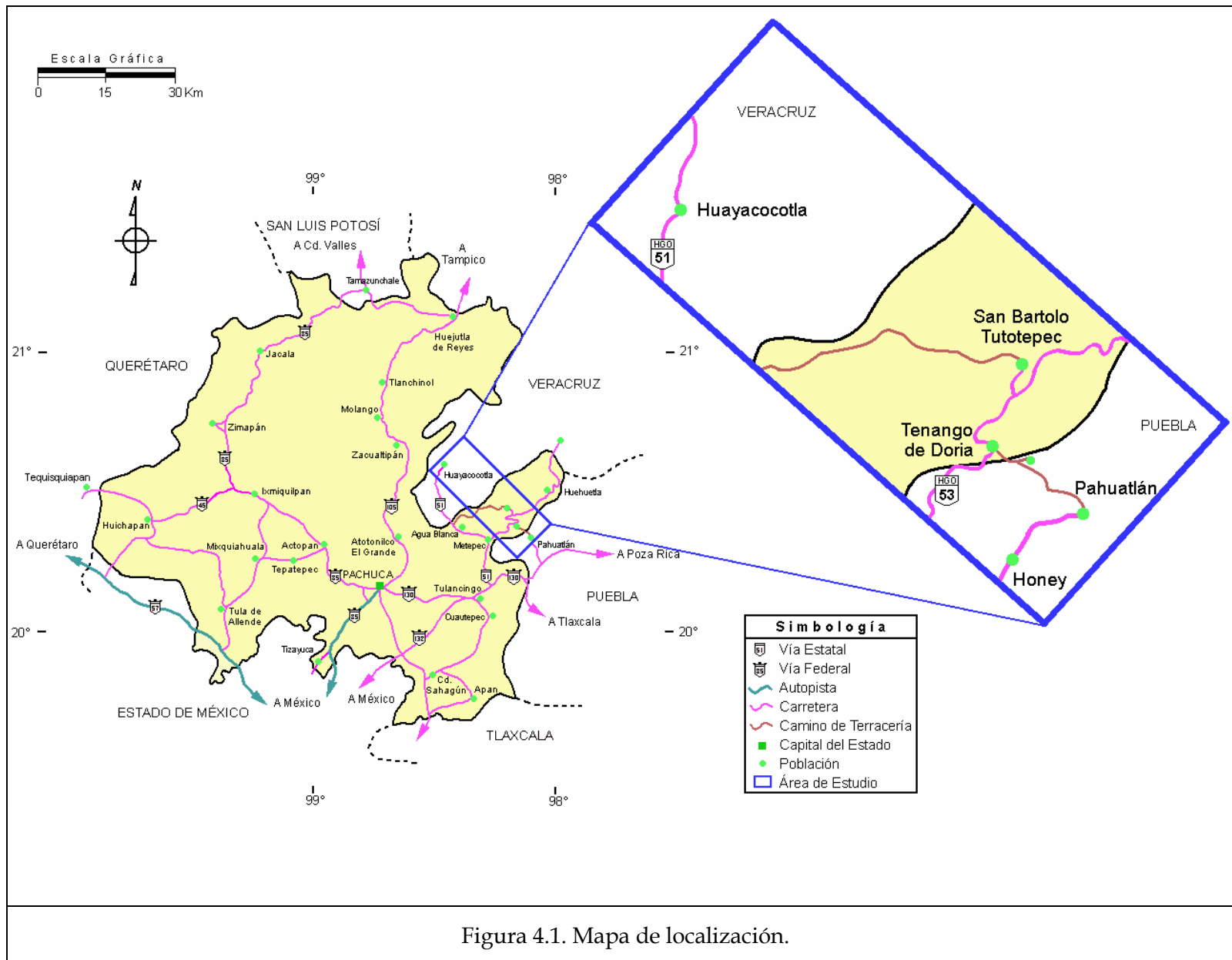
Localización y vías de acceso.

El área de estudio se localiza en el extremo oriental del estado de Hidalgo. Involucra parte de los municipios de Tenango de Doria y San Bartolo Tutotepec. Además contempla la localidad tipo del Grupo Huayacocotla en Huayacocotla, Veracruz y localidades aledañas a Pahuatlán, al norte del estado de Puebla.

El acceso a la zona se puede realizar partiendo desde la capital del estado de Hidalgo, Pachuca, continuando por la carretera federal 130 con rumbo a Tulancingo de Bravo con recorrido de 46 Km. Se sigue por la carretera 130 hasta el entronque denominado "San Alejo" a 12 Km de Tulancingo y que conduce al poblado de Metepec. A continuación, se toma el camino a Tenango de Doria que dista de éste 33 Km. en un trayecto sumamente sinuoso y con posibilidad de niebla casi todo el año. El tiempo normal del trayecto es de 2 horas y 45 minutos.

Otra vía de acceso es desde la Ciudad de México por la autopista a "Pirámides" que conduce a la Ciudad de Tulancingo de Bravo y a continuación se sigue el trayecto anterior.

4.



5. Marco geológico

Marco geológico regional y local.

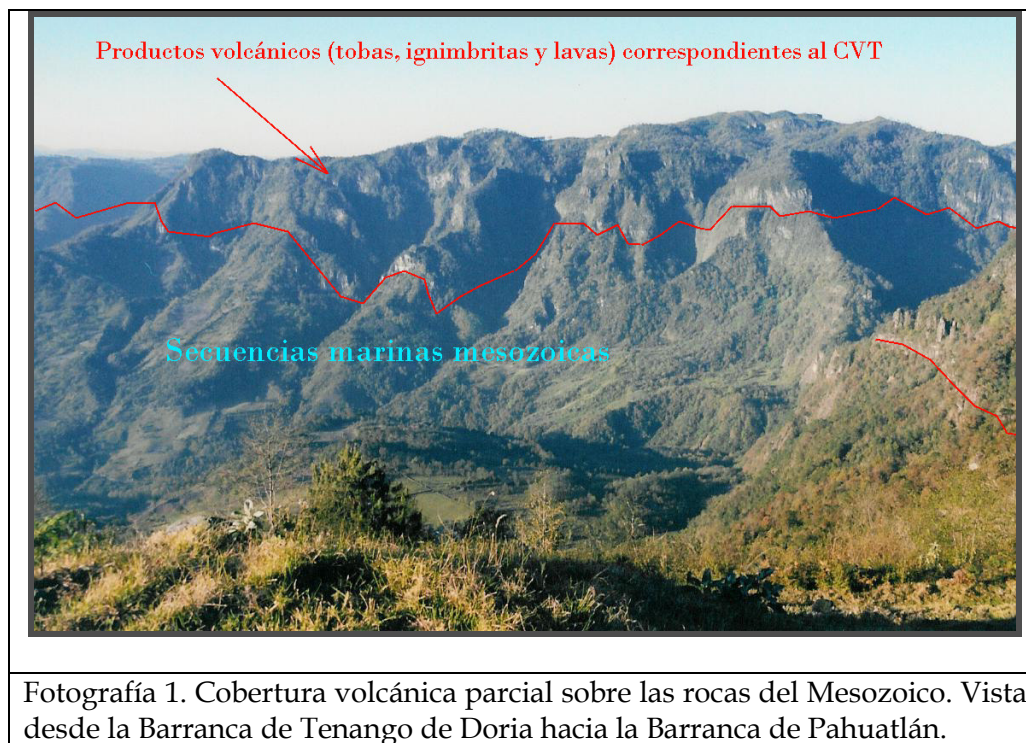
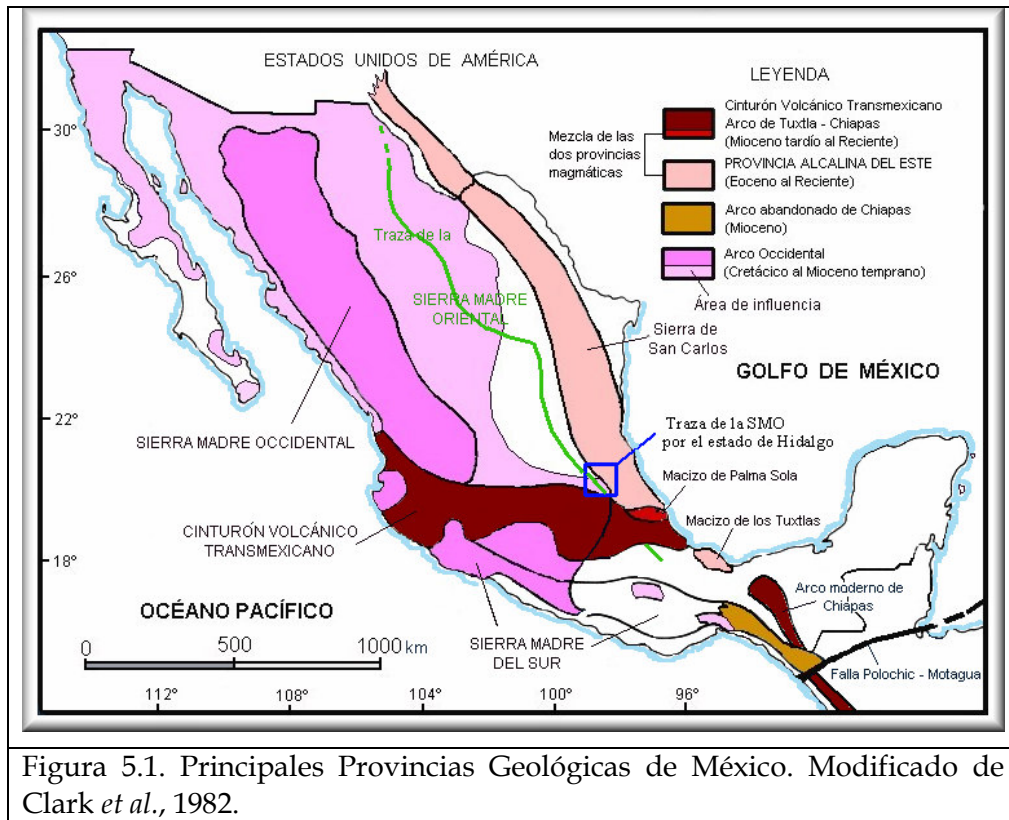
Provincia Fisiográfica de la Sierra Madre Oriental en el Estado de Hidalgo.

5.1. Generalidades.

La Sierra Madre Oriental (SMO) es un cinturón orogénico que se levantó hacia finales del Cretácico Superior y principios del Terciario Inferior (ver anexo 3, escala de tiempo geológico). Es producto de la deformación continental denominada regionalmente como *Orogenia Laramide*. Esta megaestructura tiene más de dos mil kilómetros de extensión y presenta una directriz irregular que se extiende desde la parte centro-sur de México, hasta el norte y noroeste, continuando al suroeste de los Estados Unidos de América (ver figura 5.1).

En la porción que corresponde al Estado de Hidalgo, Puebla y Veracruz, la SMO exhibe una dirección preferencial de las estructuras NO-SE, casi paralelas al Golfo de México y en las que alternan pliegues de tipo sinclinal y anticlinal de morfologías variadas.

La erosión que muestran la mayoría de las estructuras plegadas permite observar en algunas localidades del norte y noreste del Estado de Hidalgo formaciones precámbricas, paleozoicas y mesozoicas; mismas que son parcial o totalmente cubiertas por materiales volcánicos del Terciario pertenecientes al Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT), ver fotografía 1.



5.2. Geología regional.

5.2.1. Precámbrico (P€).

5.2.1.1. Proterozoico Medio – tardío (Grenvilliano). *Gneis Huiznopala*.

En la porción norte y noreste del Estado de Hidalgo afloran rocas precámbricas que fueron reportadas por Kuegelgen (1958) y posteriormente descritas por Martínez-Pérez (1962); sin embargo, son Fries y Rincón-Orta (1965) quienes designan formalmente a este conjunto litológico con el nombre de Formación Huiznopala. Los afloramientos tipo se localizan en la rivera del río Claro, arroyo Agua de Sal y arroyo Acatepec, cercanos al poblado de Huiznopala en el estado de Hidalgo (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Ochoa-Camarillo, 1997).

La litología que describe a la Formación Huiznopala corresponde con rocas metamórficas regionales, principalmente: ortogneis, paragneis, esquisto, charnockita, metagabro y anortosita en facies de anfibolita y granulita (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995 y 1997). La edad de estas rocas fue determinada, en primera instancia, en un ortogneis por Patchett y Ruiz (1987) obteniendo una edad de 904 Ma. Posteriormente, Ortega-Gutiérrez y colaboradores (1995) fueron los primeros en aplicar el método U-Pb a zircones detríticos contenidos en una pegmatita. Los mismos autores realizaron una segunda determinación en zircones de un paragneis y obtuvieron edades de 990 y 986 ± 3.9 Ma, misma que consideran como edad del metamorfismo en facies granulita.

La edad del protolito fue determinada por Patchett y Ruiz (1987), con el método Sm-Nd en una charnockita, la cual proporcionó una edad entre 1212 y 1205 ± 132 Ma (Proterozoico Medio). Las rocas antes mencionadas no afloran en el área de estudio.

5.2.2. Paleozoico.

5.2.2.1. Pre-Pérmico - Pérmico. *Formación Otlamalacatla*

El nombre de Formación Otlamalacatla fue propuesto informalmente por Ochoa - Camarillo (1996) para las rocas cuyo afloramiento está situado en el rancho Otlamalacatla y Tuzancoa. Dichas rocas están constituidas principalmente por alternancias de arenisca y lutita. La edad de la formación se ha establecido recientemente con base en la identificación de braquiópodos (*Krotovia sp.*, *Derbyoides cf.*, *D. dunbari*, *Neospirifer cf. N. amphigyus*, *Neospirifer sp.*, *Spiriferellina tricota* y ?*Holosia sp.*) y un trilobite (*Anisopyge whitei*), descritos para rocas del Pérmico Inferior - Wolfcampiano/Leonardiano. (Sour-Tovar *et al.*, 2005).

5.2.2.2. Pérmico. *Formación Tuzancoa*

El nombre de 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 la región se realiza por el camino a Xochicoatlán y Tuzancoa. En este afloramiento, la Formación Tuzancoa está compuesta principalmente por una secuencia vulcano-sedimentaria (Centeno-García *et al.*, 1995) que comprende brechas volcánicas e intercalaciones de lentes calcáreos con abundantes fusulínidos y crinoides que sugieren una edad pérmica. Además, se presentan conglomerados volcánicos con

exoclastos de caliza e intervalos de arenisca tobácea con lutita, de las cuales no se tienen relaciones estratigráficas ni estructurales. Quizá estas rocas pudieran corresponder con las que Carrillo-Bravo (1965) consideró como Formación Guacamaya, sin embargo la litología no corresponde con sus descripciones.

Ambas formaciones paleozoicas no afloran en el área de estudio. No se desestima que parte de los materiales formen parte de la roca precursora (protolito) de las secuencias mesozoicas que se describen a continuación.

5.3. Geología del área de estudio.

5.3.1. Mesozoico.

5.3.1.1. Triásico. *Formación Huizachal (TRH?)*

La Formación Huizachal originalmente fue descrita por Imlay y colaboradores (1948), quienes erróneamente la situaron en la base del Jurásico Superior. Posteriormente, Carrillo-Bravo (1961) le asignó el nombre de Formación Huizachal. La localidad tipo muestra una secuencia de lutita, arenisca y conglomerado continental con flora del Triásico tardío que descansa sobre secuencias paleozoicas en el anticlinorio de Huizachal - Peregrina, en el Estado de Tamaulipas.

Los afloramientos que conforman el miembro basal de la columna litológica presentada en este trabajo, se correlacionan tentativamente con la Formación Huizachal. La litología en los diversos afloramientos del área de estudio se describen como: conglomerado verdoso polimíctico con fragmentos centimétricos a decimétricos de pizarra, granitoide, basalto, arenisca y ocasionales clastos de roca

metamórfica (esquistos y gneises), cuya edad no ha sido determinada. La edad que se le asigna es tentativa (?), pues sólo se consideró la posición que guarda con respecto a los sedimentos liásicos y por la similitud, en parte, con la litología de la localidad tipo. El espesor en los diversos afloramientos varía de 0.5 a 3.0 m. Es frecuente observar bloques métricos a decamétricos de los conglomerados descritos anteriormente y que son transportados por las aguas de los ríos Pantepec, Camarones y Pahuatlán.

Por otra parte, en la región de Xilepa (ver figura 5.2, plano geológico) se observan varios afloramientos hacia el fondo de la barranca que muestran estratos de espesor variable entre 50 y 120 cm de cuarcita blanca-grisácea, sumamente competente, que subyacen discordantemente con calcarenitas liásicas de la Unidad Las Juntas. La edad no está determinada pero se correlaciona con la Formación Huizachal simplemente por su posición estratigráfica, dejando abierta la posibilidad de ser anterior a ésta.

5.3.1.2. Jurásico Inferior (Sinemuriano). *Grupo Huayacocotla*

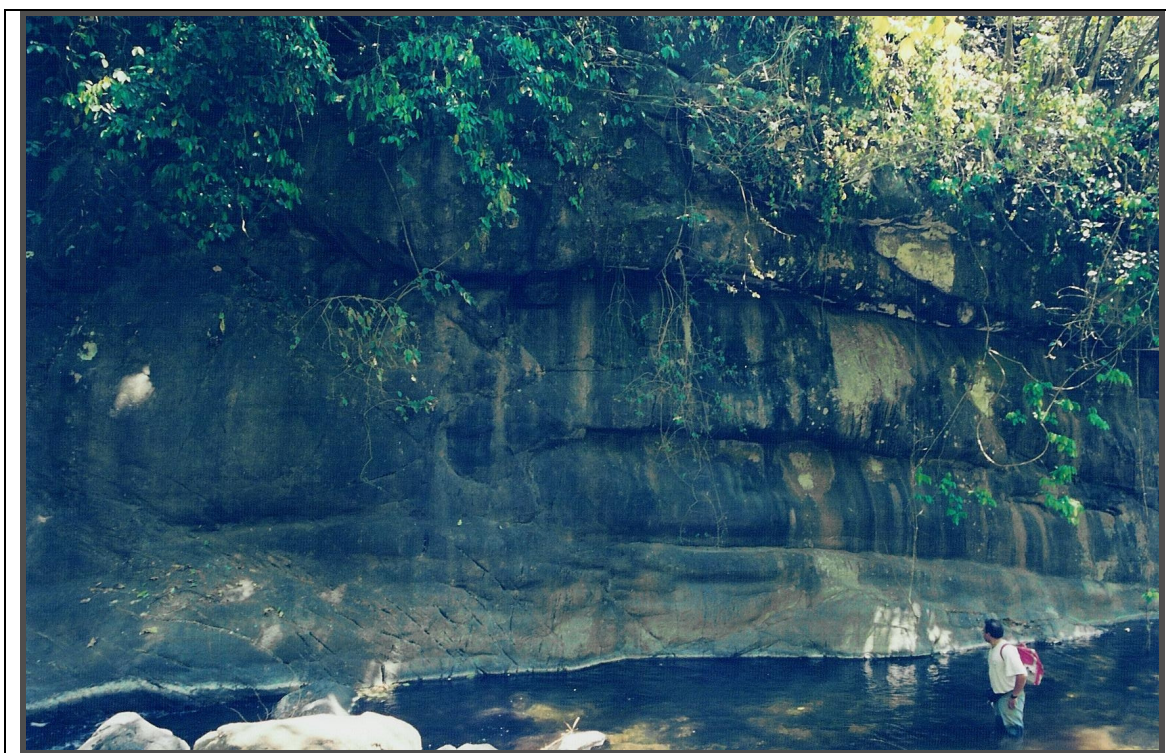
Las primeras observaciones de sedimentos marinos del Jurásico Inferior en el Anticlinorio de Huayacocotla fueron hechas por Burckhardt (1930) en la región de Huayacocotla, Veracruz. Al referirse a estas rocas utilizó el término "Sedimentos Liásicos" (Jurásico temprano), basado en la fauna de amonites encontrados. Posteriormente, Inlay y colaboradores (1948), describieron y nombraron formalmente como Formación Huayacocotla a una secuencia de lutita con intercalaciones de arenisca, conglomerado y escasos lentes de caliza. La localidad tipo se encuentra a lo largo del río Vinazco situado en la región de Huayacocotla, Veracruz.

Posteriormente, Schmidt-Effing (1980) la redefine como Grupo Huayacocotla al observar y distinguir cinco eventos sedimentológicos con asociaciones faunísticas

(amonites), a los cuales designa como formaciones: “Las Juntas”, “Temazcalapa”, “Despí”, “Tenango” y “Capa con Plantas”. En el presente trabajo se identifican como unidades (ver figura 5.3).

5.3.1.2.1. Sinemuriano Superior. *Unidad Las Juntas (JiLJ)*.

Sobre la arenisca conglomerática triásica descansa un conjunto de estratos centimétricos de arenisca calcárea y calcarenita de color gris oscuro y 80 m de espesor que Schmidt-Effing (1980) denominó “Formación Las Juntas”. Presenta abundantes bivalvos y amonites índice, en los cuales queda algún resto del carbonato de calcio original que conformaba las conchas de éstos moluscos (ver fotografía 2).



Fotografía 2. Afloramiento de la Unidad Las Juntas (JiLJ).

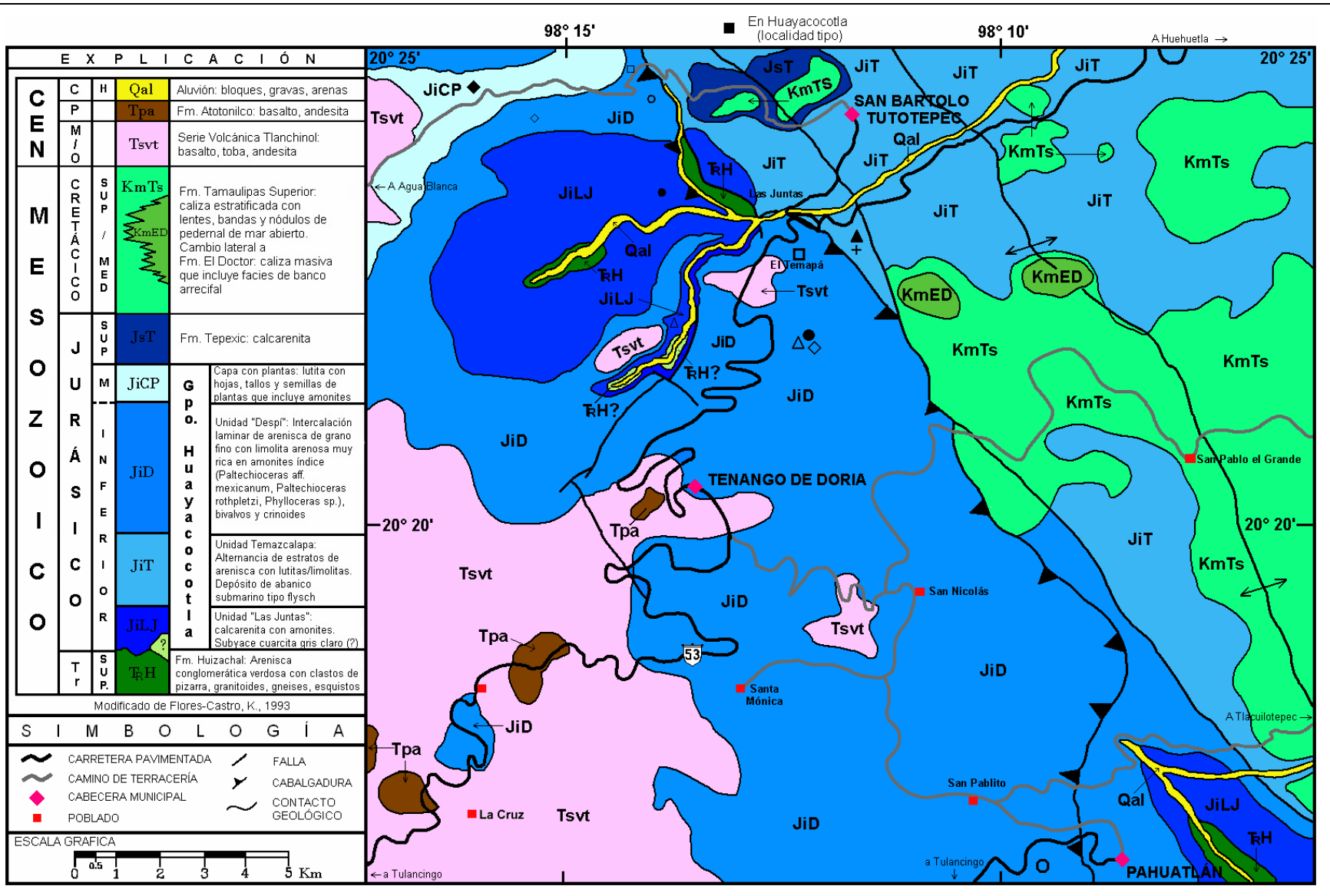


Figura 5.2. Plano Geológico del área de estudio. Porción de la hoja topográfica Pahuatlán F14D73

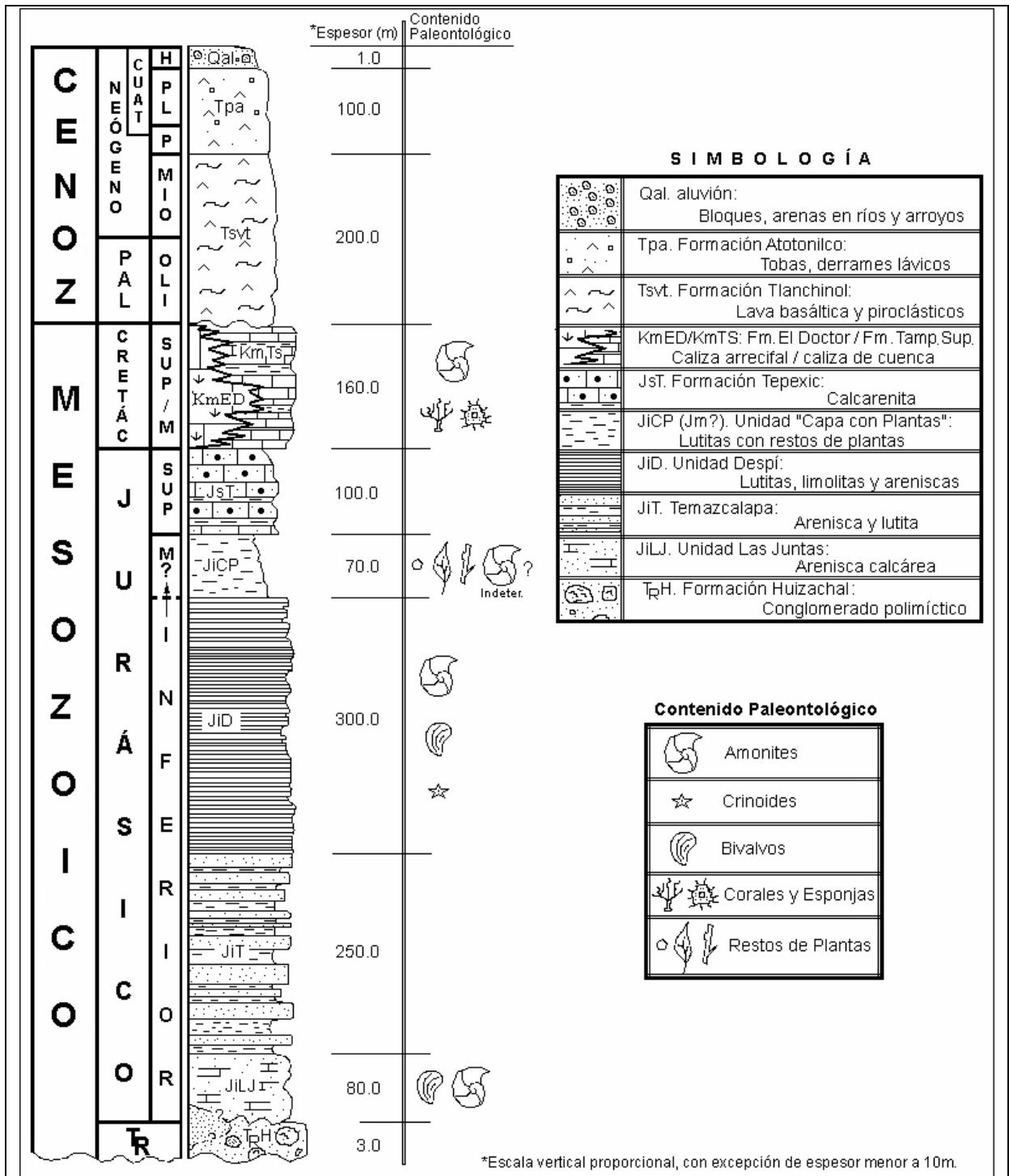


Figura 5.3. Columna litoestratigráfica de la región Tenango de Doria - San Bartolo Tutotepec, Hidalgo.

5.3.1.2.2. Sinemuriano Superior. *Unidad Temazcalapa (JiT)*

Se deposita a continuación, una secuencia de importante espesor (aprox. 250 m) de arenisca gris claro y limolita arcillosa con estratificación de tipo turbidítica, centimétrica y rítmica carente de material fósil. A este conjunto Schmidt-Effing (1980) le denomina “Unidad Temazcalapa” (ver fotografía 3).

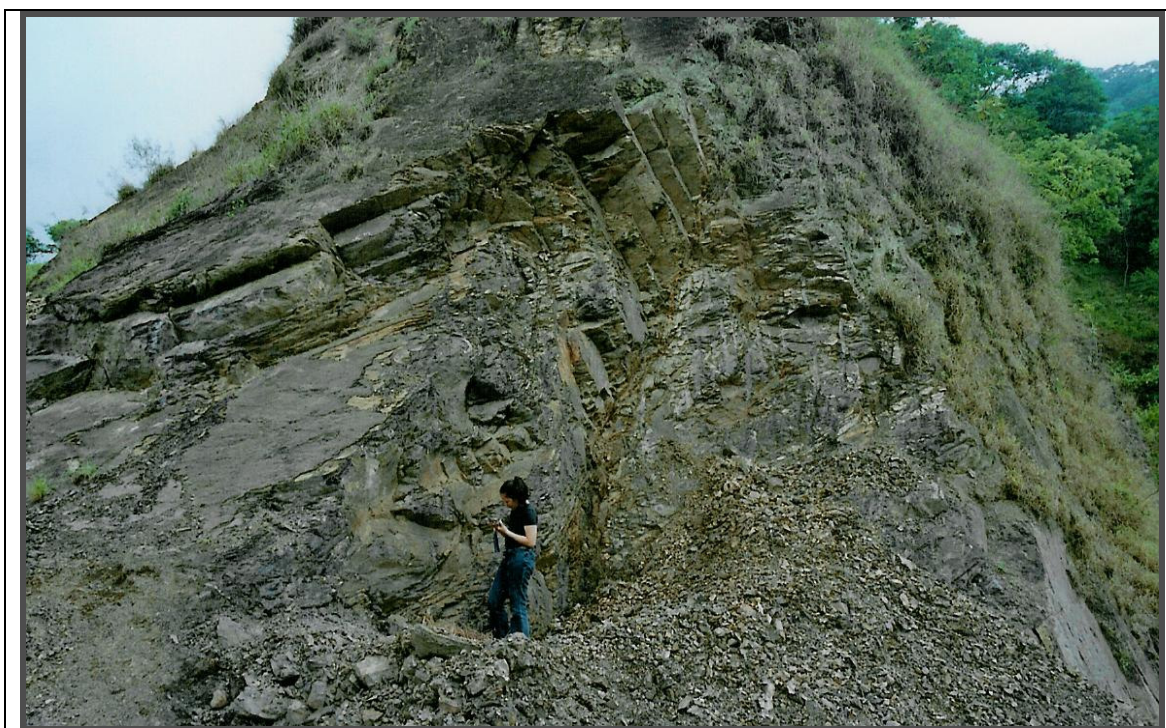


Fotografía 3. Afloramiento de la Unidad Temazcalapa (Jurásico Inferior).

5.3.1.2.3. Sinemuriano Superior. *Unidad Despi – Tenango (JiD)*.

Al la secuencia anterior le sobreyacen 300 m de intercalaciones laminares de arenisca de grano fino con limolita arenosa, que descansa sobre una cuarcita compacta de

color grisáceo claro de la que no se tienen datos sobre su edad (Triásico ? - base del Jurásico Inferior ?). En el afloramiento no se observa cambio lateral que indique relación con la arenisca conglomerática referida anteriormente. Las intercalaciones de clastos finos contienen abundantes amonites índice, además de bivalvos y crinoideos identificados y referidos al Sinemuriano Superior por Esquivel-Macías y colaboradores (2005) y que Schmidt-Effing (1980) denominó “Unidad Despí” (ver fotografía 4), diferenciándola de la “Tenango”.



Fotografía 4. Limolita arcillosa del afloramiento “La Hormiga”. Unidad Despí (JiD).

5.3.1.3. Pliensbaquiano - Jurásico Medio (?). *Unidad Capa con Plantas* (JiCP).

A continuación, y en franca concordancia, se deposita un paquete de lutita y limolita de color amarillento pálido con abundantes restos de plantas (hojas, tallos; ver

5.

fotografía 5) y escasos amonites (no identificados). Se considera este paquete como la cima del Jurásico Inferior en la columna litológica, dejando la posibilidad de alcance al Jurásico Medio-Superior (?). Schmidt-Effing (1980) nombra este conjunto litológico como “Formación Capa con Plantas”. Su espesor es de 70 m aproximadamente

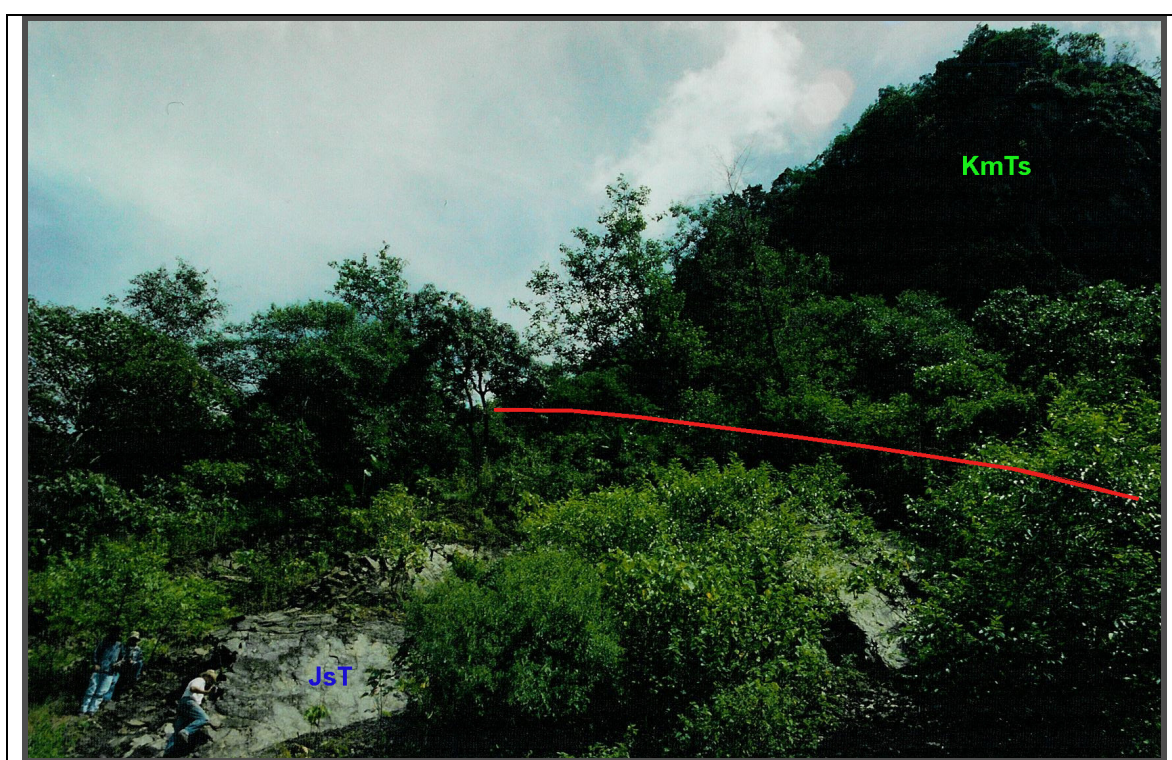


Fotografía 5. Lutita con restos vegetales no identificados del afloramiento “Kat 4”. Unidad Capa con Plantas (JiCP).

Es importante señalar que las muestras provienen de este grupo y forman la parte central del presente trabajo de tesis.

5.3.1.4. Jurásico Superior. *Formación Tepexic (JsT)*.

En aparente concordancia con las rocas del Jurásico Inferior (ver fotografía 6), descansa un paquete de 100 m de espesor de calcarenita de color gris oscuro, con escaso material fósil (no determinado) y con estructura fisil. Regionalmente se correlacionan con la Formación Tepexic del Jurásico Superior, abundantes en la región de Molango.



Fotografía 6. Calcarenita de la Formación Tepexic (Jurásico Superior), subyaciendo a calizas cretácicas de la Formación Tamaulipas Superior (KmTs).

5.3.1.5. Cretácico (Albiano – Cenomaniano). *Formación Tamaulipas Superior – El Doctor (KmTs – KmED)*.

El Cretácico de la zona de estudio está conformado por caliza de mar abierto, masiva y que regionalmente se correlaciona con la Formación Tamaulipas Superior.

Lateralmente se observa de manera localizada, un cambio a la facies de banco arrecifal de la Formación El Doctor. Ambas formaciones son contemporáneas y pertenecen al Cretácico (Albiano – Cenomaniano). Espesor aproximado 160 m.

5.3.2. Cenozoico.

5.3.2.1. Formaciones *Tlanchinol (Tsvt)* y *Atotonilco (Tpa)*.

Coronando las sierras y sepultando parcialmente las formaciones mesozoicas de la SMO, se presentan rocas volcánicas piroclásticas y derrames lávicos de composición intermedia a básica que corresponden a las formaciones Tlanchinol y Atotonilco, del Terciario Medio – Superior (ver fotografía 7).



Fotografía 7. Detalle de un afloramiento con productos volcánicos piroclásticos (Tsvt) y horizontes lávicos. Se observan alternancias de tobas, ignimbritas, lavas andesíticas y basálticas. Localidad "El Molinito", camino de terracería que comunica San Bartolo Tutotepec con Agua Blanca.

6. Geoquímica inorgánica

Geoquímica inorgánica.

La concentración de los elementos químicos en una roca sedimentaria dependerá de su reactividad con respecto a los procesos de formación de la roca: deposición, condiciones fisicoquímicas del ambiente, diagénesis y litificación. La movilidad de los elementos describe los cambios químicos que ocurren en la roca después de su formación. Por lo general, la movilidad ocurrirá durante el intemperismo, diagénesis y metamorfismo, o por la interacción con algún fluido hidrotermal.

El intemperismo es el efecto total de todos los procesos que favorecen el desgaste, alteración y desintegración de las rocas. Los agentes físicos, químicos y biológicos interactúan activamente entre sí. El **intemperismo** puede ser de tres tipos:

1. **Físico o mecánico:** los materiales son desintegrados por cambios en la temperatura, por acción del hielo o por organismos.
2. **Químico:** los minerales se descomponen, disuelven y liberan por agua, oxígeno y CO₂ de la atmósfera y agua edáfica, por organismos y por sus productos de descomposición. Los productos residuales del intemperismo son más estables que los minerales de los que fueron derivados. El Índice de Alteración Química (CIA: Chemical Index Alteration) es un indicador de la producción de minerales arcillosos como resultado del intemperismo sobre los elementos mayoritarios, feldespatos y otros componente lábiles.
3. **Biológico:** producido por la acción de animales y plantas (ejemplo: los animales perforan las rocas al construir madrigueras y las plantas con sus raíces producen el efecto cuña en fracturas de las rocas y además algunas de ellas producen ácidos orgánicos que las disuelven).

6.1. Elementos mayoritarios.

Convencionalmente, se considera elemento mayoritario a aquel que se presenta en una concentración mayor al 1% en peso (>1000 ppm). Cuantificar el contenido de elementos mayoritarios resulta útil para clasificar y nombrar a la roca sedimentaria clástica, determinar ambiente tectónico dominante, procedencia del sedimento (identificación de protolito) y nivel de intemperismo.

Debido a que el movimiento de placas y la actividad tectónica asociada pueden alterar o destruir gran parte de la información acerca de los ambientes de depósito originales, la procedencia de los remanentes puede deducirse de la evidencia química contenida en el registro de la roca.

Los procesos tectónicos confieren a los sedimentos una característica geoquímica distintiva, en dos formas:

1. Diferentes ambientes tectónicos tienen características distintivas de procedencia.
2. Se caracterizan por procesos sedimentarios particulares.

En algunos casos los ambientes tectónicos específicos no necesariamente producen rocas con características geoquímicas únicas, esto ocurre cuando los sedimentos son transportados hacia cuencas sedimentarias de ambiente tectónico diferente a su ambiente de procedencia.

Las **cuencas sedimentarias** pueden asignarse a los siguientes ambientes tectónicos (Bhatia y Crook, 1986) y están representadas en las figuras 6.1, 6.2 y 6.3:

- **Arco de Islas Oceánico.** Secuencia de islas que pueden emerger tras la subducción de la corteza oceánica bajo corteza continental. Cuencas ante o post-arco, adyacentes a un arco volcánico desarrollados sobre una delgada corteza oceánica o continental.
- **Arco de Islas Continental:** Cuencas intra, ante o post-arco, adyacentes a un arco volcánico desarrollados sobre una corteza continental delgada o sobre márgenes continentales delgados.
- **Margen Continental Activo.** Región sumergida del borde de un continente que hace conexión con los fondos oceánicos: la corteza oceánica se hunde por subducción bajo la corteza continental, provocando actividad volcánica y sísmica importante.
- **Margen Continental Pasivo.** Márgenes continentales abiertos desarrollados sobre una corteza continental sólida en los bordes continentales: el paso de la corteza continental a la oceánica se hace dentro de la misma placa litosférica.

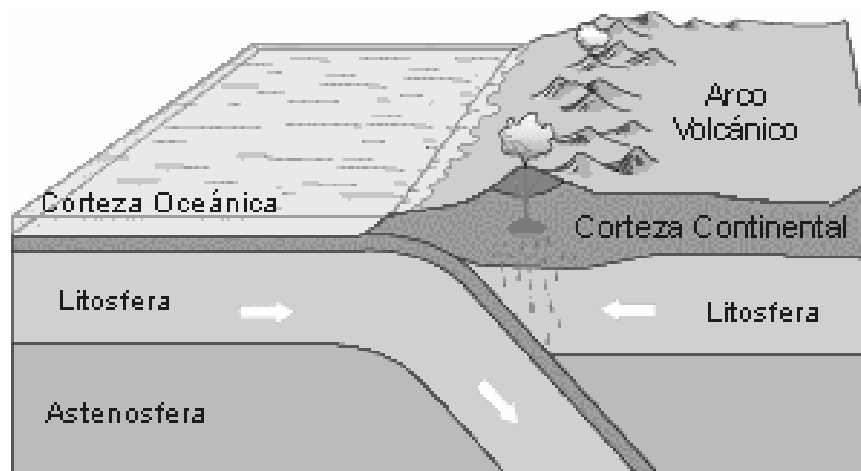


Figura 6.1. Margen continental activo: la corteza oceánica se hunde por subducción bajo la corteza continental.

- **Zona de colisión.** Cuencas sedimentarias desarrolladas sobre una corteza continental sólida.
- **Zona de hundimiento** (*rift setting*). Cuenca intercratónica desarrollada sobre una corteza continental firme.

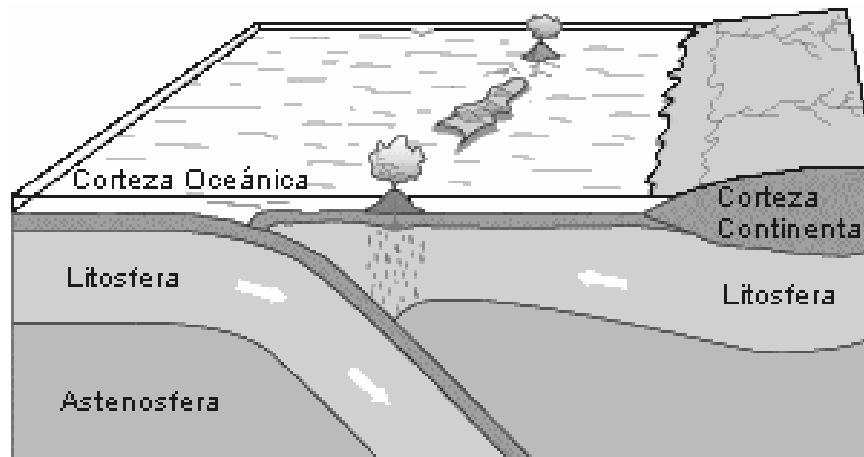


Figura 6.2. Margen continental pasivo: el paso de la corteza continental a la corteza oceánica se hace dentro de la misma placa litosférica.

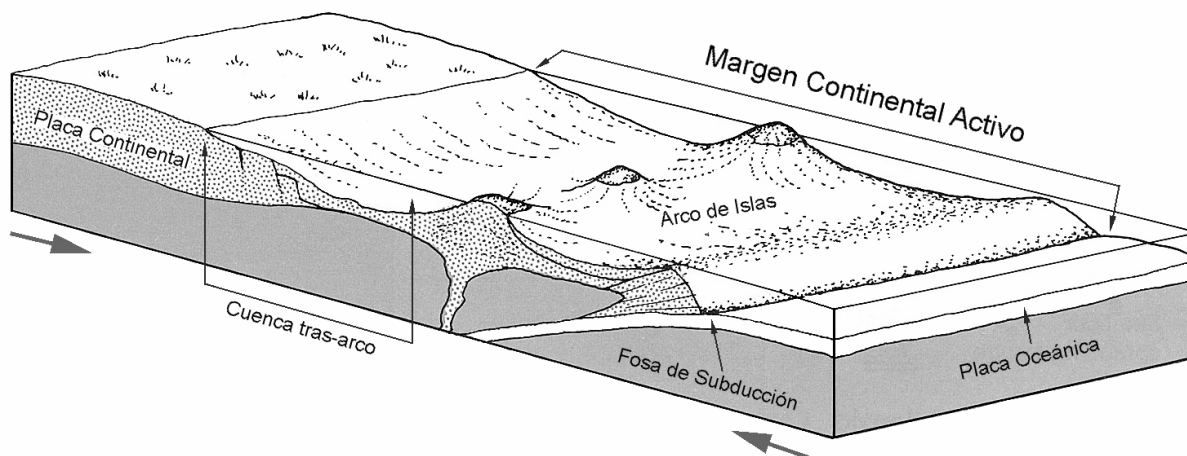


Figura 6.3. Esquema morfoTECTÓNICO de una cuenca tras-arco. Modificado de Duff (1998).

Los diagramas de discriminación se utilizan para clasificar muestras en grupos predeterminados de acuerdo con el contenido de ciertos elementos, o con funciones discriminantes calculadas a partir de concentraciones elementales.

El contenido de elementos mayoritarios en rocas sedimentarias detríticas (Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti y P), es útil para determinar el ambiente tectónico donde se depositaron los sedimentos, así como el tipo de roca que dio origen a los mismos. La concentración de dichos elementos tradicionalmente se reporta como óxidos: SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ (Total), MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂ y P₂O₅,

En el diagrama de discriminación de Roser y Korsch (1986, figura 6.4) se reconocen tres ambientes tectónicos:

1. **Margen Continental Pasivo.** Sedimentos con madurez mineralógica (ricos en cuarzo) depositados en placas interiores de márgenes continentales estables o cuencas intracratónicas. Los sedimentos en esta categoría fueron derivados de áreas continentales estables y depositados en sitios alejados de límites tectónicos activos.
2. **Margen Continental Activo.** Sedimentos derivados de márgenes continentales tectónicamente activos adyacentes o sobre límites activos entre placas. Esta categoría incluye márgenes activos complejos, material derivado de arcos magmáticos de margen continental (y depositados en una variedad de cuencas incluyendo trincheras, ante arco, intra arco y tras arco) y material derivado de el levantamiento de áreas asociadas con fallas de tipo *strike-slip* y depositados en cuencas tipo *pull-apart*.

3. **Arco de Islas Oceánico.** Sedimentos volcanogénicos pobres en cuarzo derivados de arcos de islas oceánicas, depositados en cuencas ante, intra, tras arco y trincheras.

Los análisis químicos de sedimentos antiguos cuyos ambientes tectónicos fueron inferidos se tomaron de la literatura y fueron recalculados para asegurar su correspondencia. Los campos así definidos fueron probados contra sedimentos modernos de un ambiente geológico conocido.

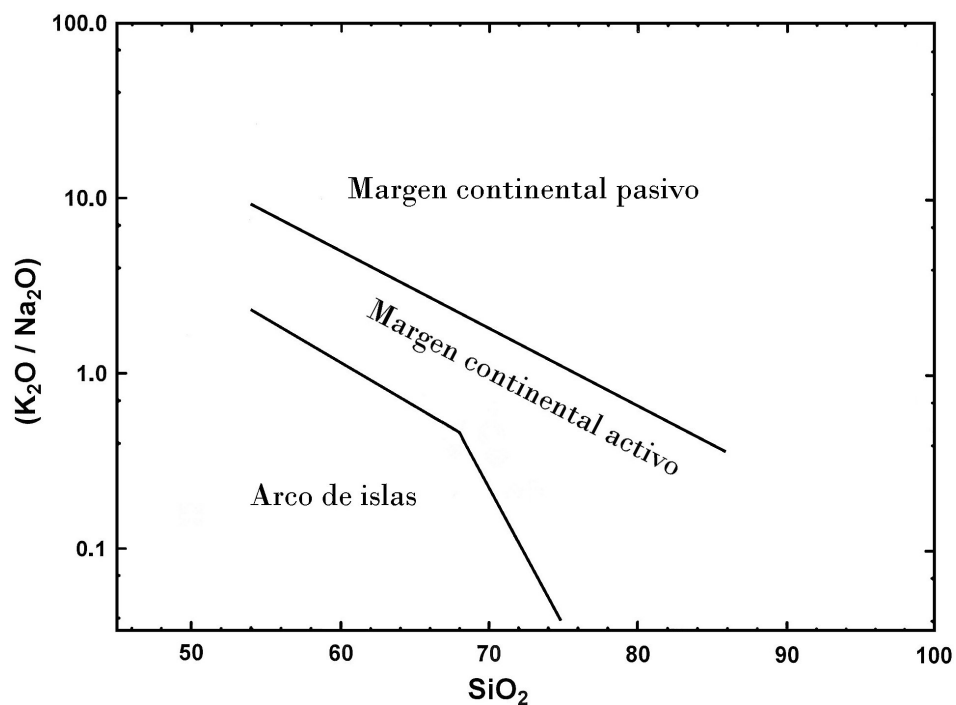


Figura 6.4. Diagrama de discriminación, Roser y Korsch (1986) para secuencias arenisca-lutita.

Roser y Korsch (1988) también propusieron un diagrama para distinguir entre sedimentos de procedencia máfica, ígnea intermedia o félsica y sedimentaria cuarzosa. Su observación se basó en 248 análisis químicos en donde $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$,

K_2O/Na_2O y Fe_2O_3 (total) + MgO proporcionaron las discriminaciones más valiosas. Una gráfica de las dos primeras funciones discriminantes basadas en el contenido de óxidos de Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, y K proporcionan una diferenciación más efectiva entre los cuatro campos (figura 6.5).

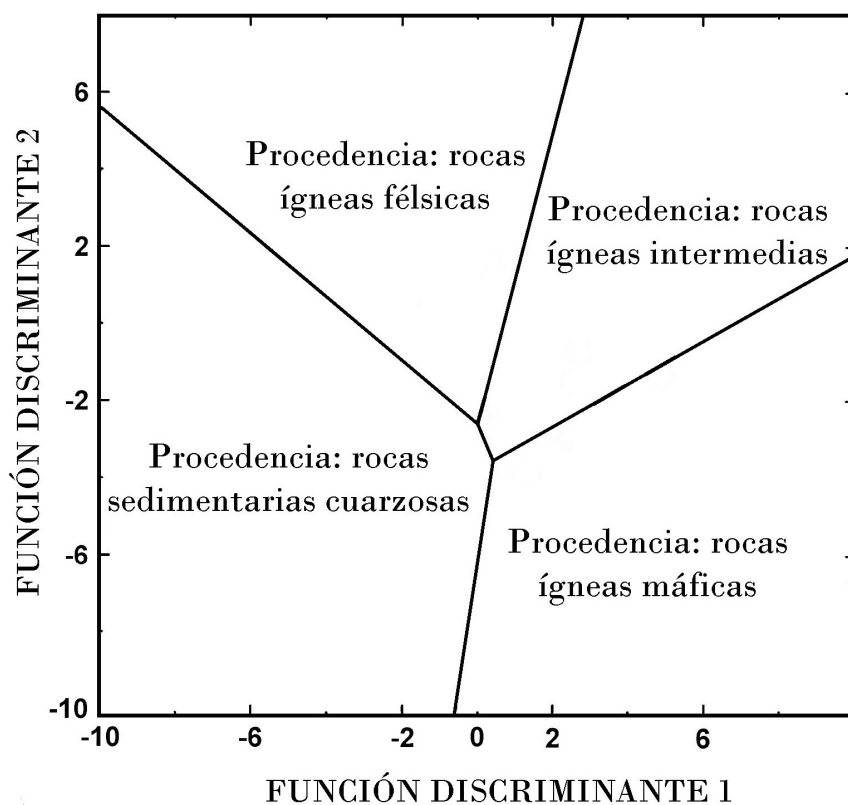


Figura 6.5. Diagrama de funciones discriminantes para procedencia de secuencias arenisca-lutita usando elementos mayores (Roser y Korsch, 1988). Donde :

$$\text{Función discriminante 1} = -1.773 \text{ TiO}_2 + 0.607 \text{ Al}_2\text{O}_2 + 0.76 \text{ Fe}_2\text{O}_3(\text{total}) - 1.5 \text{ MgO} \\ + 0.616 \text{ CaO} + 0.509 \text{ Na}_2\text{O} - 1.224 \text{ K}_2\text{O} - 9.09$$

$$\text{Función discriminante 2} = 0.445 \text{ TiO}_2 + 0.07 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0.25 \text{ Fe}_2\text{O}_3(\text{total}) - 1.142 \text{ MgO} \\ + 0.438 \text{ CaO} + 1.475 \text{ Na}_2\text{O} + 1.426 \text{ K}_2\text{O} - 6.861$$

El problema del CaO biogénico en CaCO₃, así como el SiO₂ biogénico está contemplado al usar los gráficos en donde las funciones discriminantes están basadas en las proporciones de TiO₂, Fe₂O₃ (total), MgO, Na₂O y K₂O, respecto al Al₂O₃ (figura 6.6). Este diagrama de discriminación no es tan efectivo como el que se basa solo en el contenido de óxidos crudos.

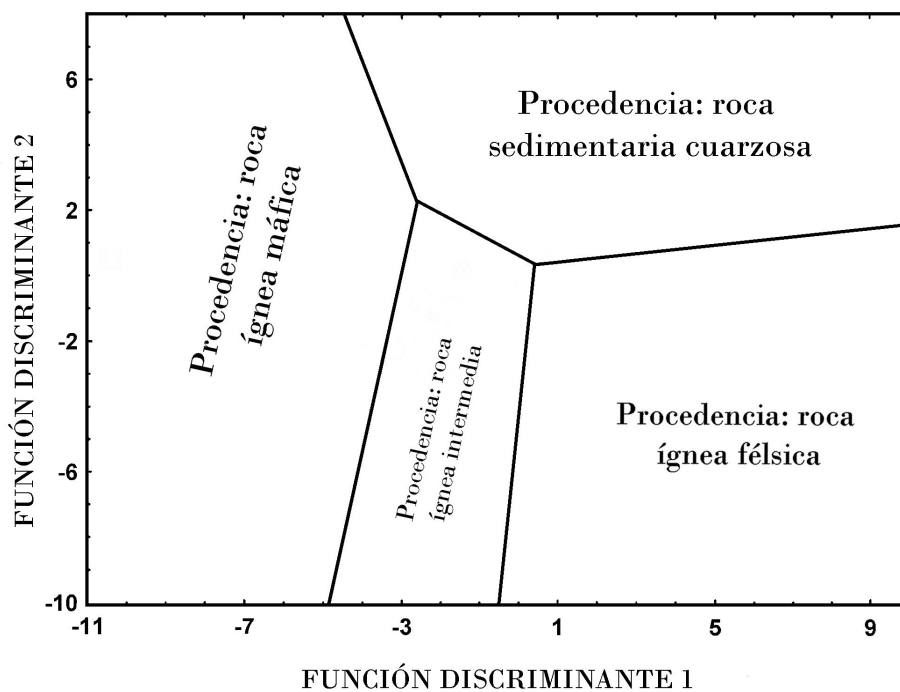


Figura 6.6. Diagrama de funciones discriminantes para procedencia de secuencias arenisca-lutita usando elementos mayores (Roser y Korsch, 1988). Donde :

$$\begin{aligned} \text{Función discriminante 1} = & 30.638 \text{ TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 - 12.541 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \text{ (total)} / \text{Al}_2\text{O}_3 \\ & + 7.329 \text{ MgO} / \text{Al}_2\text{O}_3 + 12.031 \text{ Na}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 \\ & + 35.402 \text{ K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 - 6.382 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Función discriminante 2} = & 56.500 \text{ TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 - 10.879 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \text{ (total)} / \text{Al}_2\text{O}_3 \\ & + 30.875 \text{ MgO} / \text{Al}_2\text{O}_3 - 5.404 \text{ Na}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 \\ & + 11.112 \text{ K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 - 3.89 \end{aligned}$$

La variación del contenido de SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , MgO y Na_2O , también es útil para estimar el grado de madurez textural/mineralógica del sedimento (M), asociada con la clasificación física de acuerdo al tamaño de grano (que depende de la energía del ambiente de depósito).

Conforme se incrementa la fracción arcillosa en el sedimento, aumenta la relación $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}+\text{Na}_2\text{O}$ (índice de madurez M, Björlykke, 1974), mientras que disminuye el contenido de SiO_2 disminuyendo también la fracción arenosa.

La **movilidad de los elementos mayoritarios** está controlada principalmente por tres factores:

1. Estabilidad y composición de los minerales en la roca inalterada.
2. Estabilidad y composición de los minerales en el producto de alteración, y
3. Composición, temperatura y volumen de la fase fluida.

6.2. Elementos traza y tierras raras.

Al igual que los elementos mayoritarios, los elementos traza también proporcionan información valiosa que apoya la interpretación de ambientes antiguos. Un elemento traza puede definirse como aquel que se presenta en concentración menor a 1% en peso (%wt), esto es: menos de 1000 partes por millón (ppm). La concentración de elementos traza en sedimentos resulta de las influencias competitivas de la procedencia, intemperismo, diagénesis, clasificación de sedimentos y la geoquímica acuosa de los elementos individuales en el ambiente de depósito.

Usualmente la concentración de los elementos traza, incluidas las tierras raras, en rocas sedimentarias se normaliza con respecto a un estándar de referencia. Los datos normalizados permiten identificar enriquecimiento o empobrecimiento de ciertos elementos. Para mostrar gráficamente el comportamiento de algunos elementos, comparados con un estándar de referencia, se construyen diagramas multi-elementales tipo *spider*.

Los grupos de datos más comunes para la normalización provienen de la composición promedio de lutitas: **NASC** (North American Shale Composite. Haskin y Frey, 1966; Haskin y Haskin, 1966; Haskin *et al.*, 1968; Gromet *et al.*, 1984), **ES** (average European Shale. Haskin y Haskin, 1966), **PAAS** (Post Archean Australian average Sedimentary rock. McLennan, 1989), **UCC** (average of Upper Continental Crust. Taylor y McLennan, 1981, 1995; Wedepohl, 1995. Condie, 1993).

A menudo, los elementos traza se estudian en grupos (Figura 6.7). Las desviaciones o cambios sistemáticos en el comportamiento de un grupo se usan como indicador de procesos geoquímicos y petrológicos.

Cada uno de estos grupos presenta propiedades químicas similares, y por este motivo se espera que muestren un comportamiento geoquímico similar. Esto no resulta ser siempre el caso, debido a que los procesos geológicos pueden tomar ventaja de diferencias químicas sutiles y fraccionar elementos de uno u otro grupo. Así, una de las tareas de la geoquímica de elementos traza es descubrir qué proceso geológico pudo tener este efecto y cuantificar la magnitud de un proceso particular.

Los elementos de la primera serie de transición (Sc-Zn) tienen estados de valencia variables. Los patrones obtenidos de datos normalizados muestran una disminución progresiva de Ti hacia Zn; aunque debido a que Cu y Zn suelen ser bastante móviles

durante procesos de metamorfismo y alteración, su concentración puede diferir de los patrones esperados.

Sin embargo, su importancia reside en el hecho de que su solubilidad se ve afectada por cambios redox en el ambiente de depósito, por lo que junto con U, Mo y Pb son útiles para identificar estas condiciones. El enriquecimiento de V, Cr, Co, Ni, Cu y Zn en depósitos sedimentarios refleja condiciones reductoras en aguas del fondo (Arthur *et al.*, 1990; Calvert y Pedersen, 1993). Dependiendo de la proporción que guardan estos elementos entre sí, es posible determinar si las condiciones reductoras se deben a la ausencia de oxígeno (condiciones anóxicas), o al predominio de especies de azufre que actúan como donadoras de electrones (condiciones disóxicas sulfurosas o euxínicas).

1																	2									
H																	He									
3	4																	5	6	7	8	9	10			
Li	Be																	B	C	N	O	F	Ne			
11	12	Metales de Transición																13	14	15	16	17	18			
Na	Mg																	Al	Si	P	S	Cl	Ar			
19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36									
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr									
37	38	39	40	41	42	43					47	48	49	50	51	52	53	54								
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc					Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe								
55	56	57	72	73	74	75					80	81	82	83	84	85	86									
Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re					Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn									
87	88	89																								
Fr	Ra	Ac																								
		Tierras Raras																		Elementos del Grupo del Platino						
				58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71									
				Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu									
				90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103									
				Th	Pa	U	Np	Pu	Am	Cm	Bk	Cf	Es	Fm	Md	No	Lw									

Figura 6.7. Grupos principales de elementos traza. Los elementos que están sombreados también son de importancia en geoquímica. Modificado de Rollinson (1996).

En el caso de predominar las condiciones anóxicas, la concentración de Cu, Ni, Cr y Co será mayor comparada con el contenido de Mo, U, V, Zn y Pb. Éstos últimos se enriquecen bajo condiciones euxínicas (Algeo y Maynard, 2004).

Además de las condiciones prevalecientes durante el ambiente de depósito, otros procesos pueden modificar la concentración de algunos elementos traza. Por ejemplo, Mn, Co, Pb y algunas veces Cr son móviles durante la diagénesis. Cs, Rb y Ba son fijados durante el intemperismo, mientras que cationes más pequeños, como Na, Ca y Sr, son lixiviados.

La actividad biológica también puede alterar la concentración de algunos elementos: Ba, Mn, Fe, P, Ni, Co, Cu, Zn y Cd que son incorporados a ciclos biológicos y/o enzimáticos, o son empleados como nutrientes. Los sulfatos, producto de la descomposición de material orgánico, pueden combinarse con Ba disuelto en el agua precipitándose como $BaSO_4$, por lo que generalmente, los sedimentos ricos en Ba subyacen zonas de intensa actividad biológica. Fe (II) y Mn (II) están involucrados en la denitrificación como donadores de electrones.

Por otro lado, Al, P, Sc, Ti, Y, Zr, Nb, Sn, Hf, Th, Ta y REE son elementos considerados comúnmente como inmóviles; es decir, que no son afectados por procesos secundarios (Winchester y Floyd, 1977; Wood *et al.*, 1979; Taylor and McLennan, 1985) y la mayoría de ellos permanecen inalterados aún durante procesos de metamorfismo.

Los elementos traza pueden utilizarse para identificar procesos geoquímicos particulares y para establecer un origen sedimentario. Los elementos más importantes a este respecto son las tierras raras, Th, Sc y Co. Estos elementos se presentan en concentraciones muy bajas en aguas marinas y de ríos. Permanecen durante un tiempo corto en el océano y sus proporciones no son afectadas por la diagénesis

(excepto Co) ni el metamorfismo; son transportados exclusivamente en el componente terrígeno de un sedimento y reflejan la química de su fuente.

El grupo más significativo de los elementos traza está conformado por las tierras raras (REE), las cuales presentan un comportamiento altamente coherente como grupo. Presentan un estado trivalente especialmente estable (con dos notables excepciones: Ce y Eu) y muestran una tendencia de disminución del radio iónico conforme aumenta el número atómico.

Tabla 6.1. Tierras raras. ^aLREE: Light Rare Earth Elements. ^bMREE: Middle Rare Earth Elements. ^cHREE: Heavy Rare Earth Elements. Modificado de Rollinson, 1996.

Número atómico	Nombre	Símbolo	Radio iónico (Angstroms: 10 ⁻¹⁰ m)	
57	^a Lantano	La	La ³⁺	1.160
58	^a Cerio	Ce	Ce ³⁺	1.143
			Ce ⁴⁺	0.970
59	^a Praseodimio	Pr	Pr ³⁺	1.126
60	^a Neodimio	Nd	Nd ³⁺	1.109
61	^b Prometio	Pm	No se presenta naturalmente	
62	^b Samario	Sm	Sm ³⁺	1.079
63	^b Europio	Eu	Eu ²⁺	1.250
			Eu ³⁺	1.066
64	^b Gadolinio	Gd	Gd ³⁺	1.053
65	^b Terbio	Tb	Tb ³⁺	1.040
66	^c Disprosio	Dy	Dy ³⁺	1.027
67	^c Holmio	Ho	Ho ³⁺	1.015
68	^c Erbio	Er	Er ³⁺	1.004
69	^c Tulio	Tm	Tm ³⁺	0.994
70	^c Yterbio	Yb	Yb ³⁺	0.985
71	^c Lutecio	Lu	Lu ³⁺	0.977
39	Itrio	Y	Y ³⁺	1.019

Las tierras raras comprenden las series de metales con números atómicos desde 57 a 71 (La–Lu); algunas veces se incluye al Itrio, que tiene un radio iónico y un comportamiento químico, similar al de Ho o Dy (tabla 6.1).

A las tierras raras se les considera como los elementos traza más insolubles y son relativamente inmóviles durante procesos de metamorfismo de medio y bajo grado, intemperismo y alteración hidrotermal. Michard (1989) mostró que el contenido de REE en soluciones hidrotermales es entre 500 y 600 veces menor que en la roca a través de la cual pasaron dichas soluciones, por lo tanto no se espera que la actividad hidrotermal tenga un efecto mayor sobre la química de la roca, a menos que la relación agua/roca sea muy alta. En comparación, los efectos del intemperismo y la diagénesis son menores. Las tierras raras que son movilizadas por efecto del intemperismo, se precipitan en el mismo sitio. Si se trata de casos extremos, el grado de alteración de la fuente puede reconocerse en la química de las tierras raras del sedimento derivado (Nesbitt *et al.*, 1990). La diagénesis tiene una influencia menor en la redistribución de REE.

El comportamiento geoquímico de las tierras raras está controlado por su tamaño (radio iónico), volatilidad, comportamiento redox y capacidad de complejación.

La concentración absoluta de elementos lantánidos es altamente variable en rocas y minerales. El factor más importante que contribuye al contenido de tierras raras en un sedimento clástico es su procedencia (Fleet, 1984; McLennan, 1989). La clasificación física (según el tamaño de grano) también influye en la concentración de REE en los sedimentos, Cullers y colaboradores (1987) encontraron que el patrón de REE de la fuente es representada más confiablemente en la fracción del sedimento correspondiente al tamaño de la arcilla. Las rocas arcillosas presentan una concentración total de REE mucho más elevada que otros sedimentos. La presencia de cuarzo y carbonatos tiene un efecto diluyente en la concentración de REE.

Empíricamente se ha observado que las rocas sedimentarias presentan un enriquecimiento gradual en la concentración de LREE (La-Nd) hacia HREE (Dy-Lu). Si al graficar la concentración normalizada de REE algún punto queda por arriba o por debajo del valor calculado asumiendo una línea recta, se presenta una anomalía. Solo Ce y Eu se desvían significativamente de la línea que declina hacia las tierras raras más pesadas (HREE).

La anomalía de Ce ocurre debido a la oxidación de Ce^{3+} a Ce^{4+} y a la precipitación de Ce^{4+} de soluciones de CeO_2 . La anomalía de Eu en agua marina refleja aportes tanto eólicos como hidrotermales. El agua de ríos también muestra una pequeña anomalía negativa de Ce y un aumento de la concentración de REE de ligeras hacia pesadas similar al observado en agua marina (Hoyle *et al.*, 1984).

El uso de la anomalía de Ce como indicador de condiciones redox fue propuesta por Elderfield y Greaves (1982). Esta anomalía se expresa con la relación Ce/Ce^* donde Ce^* es un valor calculado por interpolación basado en la concentración de La y Pr:

$$Ce/Ce^* = Ce_N / (La_N \times Pr_N)^{0.5}$$

Donde N representa valores normalizados (UCC). Cuando existe una relación $Ce/Ce^* > 1$ se considera una anomalía positiva y sugiere deposición bajo condiciones bajas en oxígeno; por el contrario, si la relación $Ce/Ce^* < 1$ se considera como una anomalía negativa que indica un depósito bajo condiciones oxidantes. A partir de $pH = 7.5$, ocurre la reducción de Ce^{4+} a Ce^{3+} . Conforme incrementa el pH , la anomalía de Ce se vuelve más positiva. (Murthy *et al.*, 2004).

En condiciones óxicas, Ce es menos propenso a disolverse en agua, de modo que el agua oceánica se ve disminuida en Ce, mientras que los sedimentos óxicos están enriquecidos (los sedimentos anóxicos están empobrecidos en Ce. Wilde *et al.*, 1996)

Además de proporcionar información acerca de las condiciones redox del ambiente de depósito, la anomalía de Ce es útil para estimar la influencia del aporte terrígeno hacia los sedimentos marinos. El aporte terrígeno típico está caracterizado por anomalías de Ce poco significativas donde $\sim 1.2 < \text{Ce}/\text{Ce}^* > \sim 0.8$ (Murray *et al.*, 1991)

En el comportamiento redox de Eu, Eu^{3+} puede reducirse a Eu^{2+} bajo condiciones extremadamente reductoras. La anomalía de Eu expresa con la relación Eu/Eu^* , que al igual que Ce^* , es un valor calculado por interpolación basado en la concentración de Sm y Gd, utilizando valores normalizados (N , respecto a UCC):

$$\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N / (\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N)^{0.5}$$

Cuando se tiene que $\text{Eu}/\text{Eu}^* > 1$, indica condiciones reductoras donde Eu^{2+} es más abundante que Eu^{3+} (se considera como anomalía positiva. Murthy *et al.*, 2004).

No se ha documentado un ejemplo claro de la reducción del Eu en condiciones superficiales, pero puede estar presente durante la diagénesis en condiciones alcalinas, altamente reductoras y temperaturas elevadas. En contraste, el Ce se oxida casi exclusivamente bajo condiciones superficiales altamente oxidantes.

La relación Th/U también puede usarse como indicador de las condiciones redox en el ambiente de depósito. Cuando $\text{Th}/\text{U} < 3$, se atribuye a la abundancia de U autigénico, que se forma en depósitos marinos y precipita bajo condiciones anóxicas a disóxicas (Myers y Wignall, 1987).

7. Geoquímica orgánica

Geoquímica orgánica.

La Geoquímica orgánica es la ciencia especializada de la Geología que estudia los procesos que controlan la estructura y concentración de sustancias orgánicas en ambientes naturales antiguos y recientes.

La selectividad y eficiencia del Ciclo del Carbono (figuras 7.1 y 7.2) puede ejercer control en la incorporación de compuestos orgánicos a la geósfera, se estima que menos del 0.01% de la biomasa se ha incorporado a los sedimentos por periodos geológicos significantes.



Figura 7.1. Ciclo del Carbono global contemporáneo (Tans, 1998). Los reservorios (marcos) están dados en unidades de 10^{15} mol y los flujos (flechas) están dados en unidades de 10^{15} mol/año.

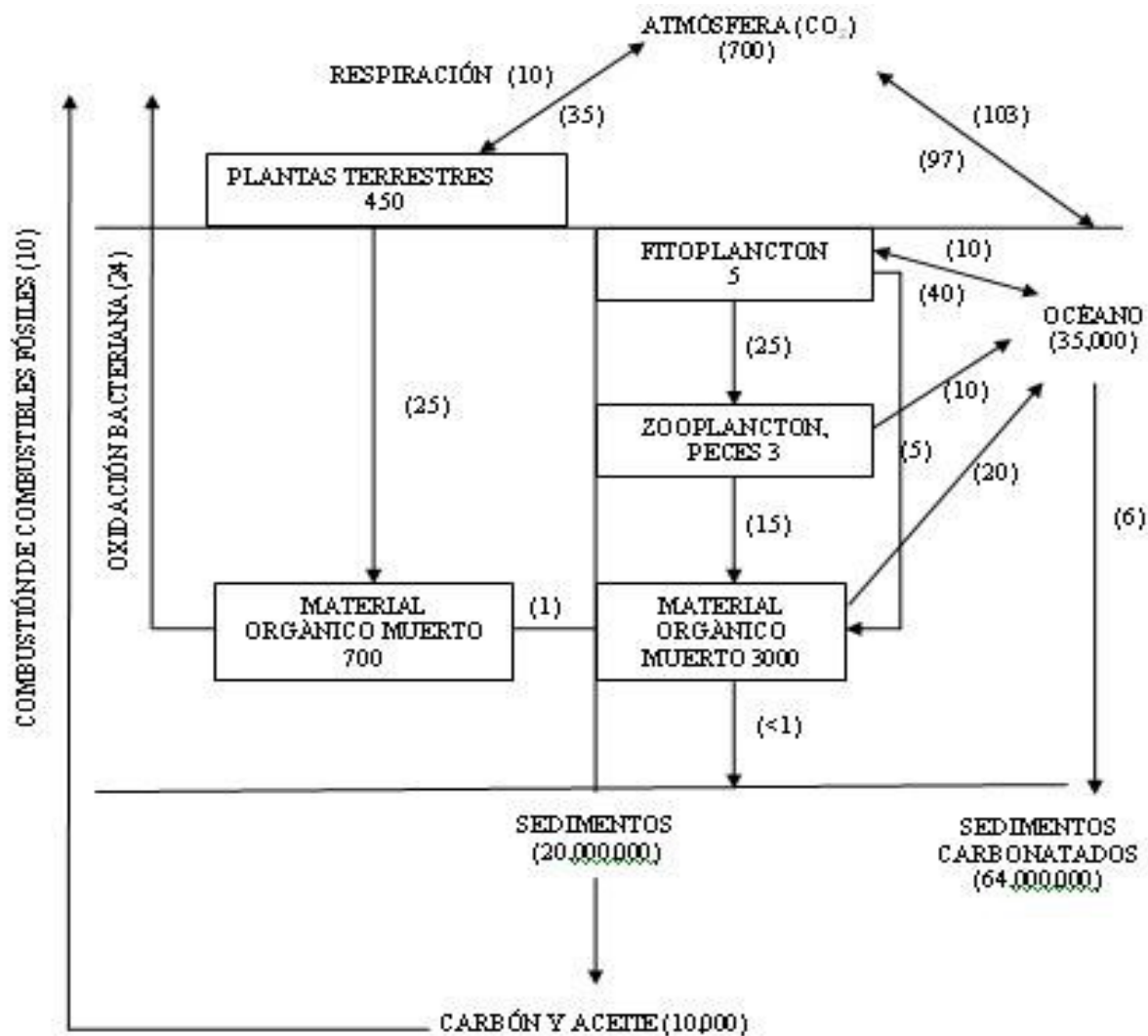


Figura 7.2. Ciclo del Carbono. Los números representan cantidades en miles de millones de toneladas métricas. Los números sin paréntesis representan cantidades almacenadas y los números con paréntesis significan flujos anuales. Modificado de Bolin (1970), *The Carbon Cycle*. ©

La materia orgánica en la geósfera comprende moléculas orgánicas en forma de monómeros o polímeros (macromoléculas) derivadas directa o indirectamente de organismos vivos. La fuente primordial de materia orgánica en ambientes acuáticos y terrestres es la fotosíntesis, durante la cual se fija carbono inorgánico en presencia de

luz y de nutrientes inorgánicos en organismos autótrofos (productores primarios) que originan compuestos orgánicos. Los organismos heterótrofos, o productores secundarios, generan energía a partir de la oxidación de materia orgánica pre-existente.

Muchos factores tales como la tasa de producción primaria, el espesor y la química de la columna de agua afectan la cantidad de materia orgánica que llega a los sedimentos. La degradación continua de materia orgánica particulada (POM) en la columna de agua causa que solo un pequeño porcentaje de ésta alcance la superficie de los sedimentos.

La materia orgánica sedimentaria puede clasificarse de acuerdo a su origen y al ambiente de depósito (Tissot y Welte, 1984):

- **Autóctona:** si se deriva de la columna de agua sobre el sedimento que la contiene. Los compuestos orgánicos derivados de fitoplancton marino, zooplancton y bacterias, así como los productos de descomposición generados por acción química y/o heterotrófica en la columna de agua y en los sedimentos, se consideran autóctonos.
- **Alóctona:** si proviene de un ambiente distinto y ha sido transportada hacia el sitio de depósito. De este modo, la materia orgánica derivada de plantas terrestres y llevada hacia sedimentos marinos, vía fluvial o eólica, se considera alóctona.

La biosíntesis inicial y las características del sitio de deposición final, son parámetros que controlan la composición de la materia orgánica; por ejemplo, la transformación de materia orgánica derivada de plantas superiores depositada en suelos,

generalmente no es tan drástica comparada con la deposición en ambientes acuáticos, donde la mayor parte de la degradación y alteración está controlada por organismos heterotróficos y bacterias.

La preservación de la materia orgánica es un evento poco usual, puesto que la mayor parte del carbono es reciclado inmediatamente. El grado de preservación varía de 0 a 100%, dependiendo de factores físicos y biogeoquímicos.

La oxidación microbiana y no biológica destruye la mayor parte del material orgánico. Cuando la actividad microbiológica se ve reducida de algún modo, es posible la preservación de cantidades significantes de material orgánico.

Durante el transporte hacia el sitio de depósito, y por un tiempo geológico corto, las transformaciones químicas y microbiológicas destruyen parte del material orgánico y alteran la composición química del remanente (ver figura 7.3). Estas reacciones ocurren a temperaturas iguales o cercanas a la temperatura ambiente, y se conocen como *diagénesis*. La materia orgánica que emerge como resultado de procesos diagenéticos consiste de varios tipos de moléculas, cuyo tamaño es muy variable, y su composición difiere a través de la columna sedimentaria.

Durante la diagénesis temprana, la composición de la materia orgánica contenida en los sedimentos cambia considerablemente. Gran parte del material orgánico que se deposita en la interfase sedimento-agua es degradada totalmente hasta producir nutrientes inorgánicos (remineralización), o de forma parcial dando origen a otros productos orgánicos que pueden ser de peso molecular más bajo que el precursor o combinarse y formar macromoléculas.

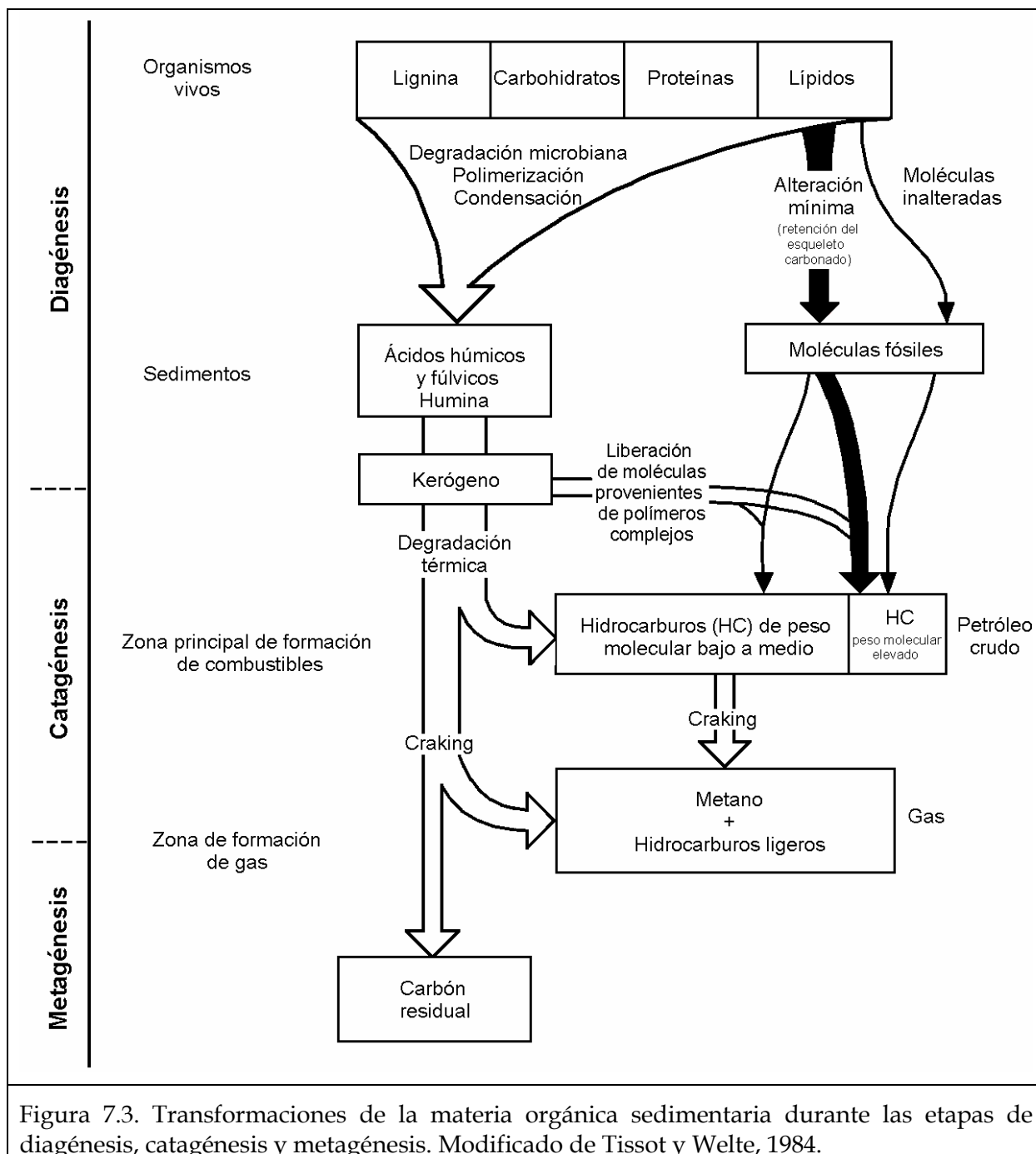


Figura 7.3. Transformaciones de la materia orgánica sedimentaria durante las etapas de diagénesis, catagénesis y metagénesis. Modificado de Tissot y Welte, 1984.

En muchos casos, la degradación de materia orgánica genera productos específicos requeridos para la subsistencia de algunos organismos. Las bacterias son los principales degradadores de materia orgánica en sedimentos, aunque la fauna bentónica también participa activamente en este proceso.

La descomposición de materia orgánica sedimentaria se lleva a cabo tanto en condiciones aerobias como anaerobias. Los procesos aerobios ocurren cuando la concentración de oxígeno en el ambiente de depósito es elevada, y éste actúa como aceptor de electrones durante la oxidación de material orgánico. En condiciones de oxígeno limitadas o nulas, ocurre la degradación anaerobia, en la que algunas especies de azufre, nitrógeno, hierro y/o manganeso actúan como aceptores de electrones. Aunque la descomposición anaerobia solo constituye alrededor del 10% de los procesos degradativos, ésta es importante en ambientes especializados tales como sedimentos costeros y cuencas anóxicas, donde la cantidad de materia orgánica propensa a degradación sobrepasa la disponibilidad de oxígeno.

Las características geoquímicas del sedimento, particularmente las condiciones redox (disponibilidad de aceptores de electrones), ejercen control sobre las reacciones específicas de descomposición que pueden ocurrir y la cantidad de materia orgánica que será degradada. La estructura química del material orgánico determinará en gran medida su reactividad o susceptibilidad a la degradación bacteriana. En el caso más simple, la materia orgánica sedimentaria puede ser de dos tipos (Westrich y Brener, 1984):

- **Reactiva:** es fácilmente degradada (aminoácidos, azúcares, ácidos orgánicos simples).
- **Refractaria:** resiste la degradación y es preservada en los sedimentos.

La materia orgánica derivada del plancton es más fácilmente degradada que el material orgánico derivado de plantas terrestres. La estabilidad relativa del material

proveniente de plantas superiores puede deberse a compuestos bioquímicamente resistentes tales como lignina, celulosa, ceras y resinas.

Conforme aumenta la profundidad a la que los compuestos orgánicos se encuentran sepultados, disminuye la porosidad y la permeabilidad del material que los contiene; del mismo modo aumenta la temperatura de su entorno. Estos cambios detienen gradualmente la actividad microbológica, mientras que las reacciones térmicas se incrementan significativamente. Durante esta fase llamada *catagénesis*, las moléculas de mayor tamaño se descomponen, dando origen a moléculas más pequeñas y con mayor movilidad; que son capaces de migrar fuera de la roca original hacia canales porosos y permeables. A menudo, dichos canales conducen a trampas (estructurales y/o estratigráficas), donde la migración se detiene, y por consiguiente, comienza la acumulación.

La materia orgánica contenida en sedimentos está conformada por una gran variedad de compuestos, que difieren entre sí tanto en estructura como en tamaño, Simoniet (1978) reporta hidrocarburos (alcanos, cicloalcanos, isoprenoides, ramificados y cíclicos), ácidos grasos, alcoholes, cetonas, ésteres, esteroides, triterpenoides, tetraterpenoides, pigmentos (e.g. carotenoides), aminoácidos y péptidos, purinas y pirimidinas, carbohidratos, hidrocarburos aromáticos polinucleares, polímeros (quitina, celulosa, cutina y lignina), kerógeno y humatos.

Las moléculas más pequeñas son usualmente solubles en solventes orgánicos comunes; si se extrae una muestra de roca con algún solvente de este tipo, el material orgánico extraíble, llamado *bitumen*, puede recuperarse (representa entre 5 y 10% del total de la materia orgánica en rocas sedimentarias). El material orgánico insoluble se llama *kerógeno*, que está constituido por polímeros aleatorios formados por una

amplia variedad moléculas orgánicas reactivas y de menor tamaño, presentes en los sedimentos.

Los **compuestos en bitúmenes** pueden clasificarse en cuatro grandes grupos:

1. **Hidrocarburos saturados.**
2. **Hidrocarburos aromáticos.**
3. **Resinas:** moléculas que contienen uno o más heteroátomos, son las moléculas más polares.
4. **Asfaltenos:** Compuestos de elevado peso molecular que contienen un número significativo de heteroátomos y poseen estructura aromática (generalmente presentan anillos condensados).

Las resinas y asfaltenos pueden incluirse en un solo grupo: NSO, porque pueden contener nitrógeno, azufre y/u oxígeno.

La composición del bitumen refleja su procedencia; por ejemplo, el material orgánico que procede de algas está compuesto predominantemente por hidrocarburos saturados, especialmente compuestos cíclicos. Por otro lado, las *n*-parafinas de cadena larga y algunos ácidos grasos parecen ser derivadas de plantas terrestres.

La concentración de hidrocarburos saturados en general, y de *n*-alcanos en particular, se incrementa en el bitumen al aumentar el grado de la catagénesis. Así, los *n*-alcanos probablemente constituyan el 5% de un bitumen diagenético, 10% de un bitumen catagénico y 15% de un reservorio de petróleo.

8. Descripción de muestras y métodos

Descripción de muestras y métodos.

8.1. Descripción de muestras.

Tabla 8.1. Localización y descripción litológica de las muestras. En la tercera columna se indica el nombre de la unidad litoestratigráfica a la que pertenecen.

Muestra	Localización	Unidad	Descripción litológica
"Xilepa"	N 20° 17' 24.0" W 98° 10' 42.7"	Las Juntas	Estratos de espesor irregular de arenisca calcárea gris oscuro con pirita diseminada. Yace por encima de cuarcitas blancas de posible edad triásica. Incluye abundantes amonites índice del Sinemuriano superior.
"Las Juntas"	N 20° 22' 50.3" W 98° 13' 13.8"		Estratos decimétricos a métricos de calcarenitas de color gris oscuro con abundantes bivalvos y amonites del Sinemuriano.
"Temazcalapa FG"	N 20° 22.49' 0" W 98° 12.77' 0"	Temazcalapa	Horizontes rítmicos, centimétricos, de areniscas de grano fino a medio de color gris claro, que alternan con areniscas de grano fino y limolitas arcillosas (Temazcalapa FF), sin material fósil.
"Temazcalapa FF"			Estratos centimétricos de areniscas de grano fino y limolitas arcillosas que alternan con Temazcalapa FG.
"Bopo 2"	N 20° 21' 52.4" W 98° 13' 15.9"	Despí	Secuencias de areniscas limosas de color crema-amarillento con abundantes amonites y crinoideos.
"Bopo 4"	N 20° 21' 46.6" W 98° 13' 15.9"		Secuencias de areniscas de grano medio a fino de color crema-amarillento con abundantes amonites.
"Bopo 6"	N 20° 20' 59.4" W 98° 12' 53.5"		Estratos regulares de areniscas de grano fino de color ocre-amarillento con amonites.

Tabla 8.1. Continuación...

Muestra	Localización	Unidad	Descripción litológica
"Hormiga"	N20° 22' 49.5" W98° 13' 24.8"	Despí	Estratos centimétricos a decimétricos de areniscas de grano medio a fino de color gris oscuro a marrón que incluyen amonites y bivalvos del Sinemuriano superior.
"Divisadero"	N20° 32' 31.8" W98° 29' 30.8"		Paquete de areniscas limosas y arcillosas estratificadas, de color crema-amarillento con abundantes amonites del Sinemuriano.
"Chipotla"	N 20° 16' 21.6" W 98° 09' 23.6"		Arenisca de grano medio a grueso de color gris oscuro con horizontes conglomeráticos de fragmentos de bivalvos y amonites en matriz de arena fina.
"El Temapá"	N 20° 22' 53.2" W 98° 14' 56.0"		Alternancia rítmica de areniscas de grano fino con limolitas de espesor milimétrico a centimétrico. Incluyen abundantes amonites y crinoideos.
"Peña Blanca 1" "Peña Blanca 2"	N 20° 23' 50.3" W 98° 13' 13.8"		Arenisca limosa de color crema-amarillento con abundantes amonites y bivalvos.
"Kat-4"	N 20° 22' 38.8" W 98° 18' 01.6"	Capa con Plantas	Estratos decimétricos de lutitas limosas de color crema claro que conforman la cima de la columna sedimentaria mesozoica. Incorporan abundantes restos de hojas, tallos y semillas de plantas y un amonite no determinado, posiblemente del Jurásico inferior más tardío o Jurásico medio-superior (?).

8.2. Métodos.

Las muestras se colectaron en afloramientos relacionados con las diferentes unidades propuestas por Schmidt-Effing (1980), pertenecientes al Grupo Huayacocotla (Jurásico Inferior), cerca de los poblados de Tenango de Doria - San Bartolo Tutotepec, Hidalgo; Huayacocotla, Veracruz y Pahuatlán, Puebla (Ver figuras 4.1 y 5.2). Para asegurar que los horizontes muestreados correspondieran plenamente con la edad antes mencionada, se consideró la posición estratigráfica así como la presencia de fósiles índice (amonites) en los sedimentos.

De acuerdo a características litológicas y granulométricas, las muestras se clasificaron como areniscas de grano fino y limos arenosos (tabla 8.1).

8.2.1. Preparación de muestras.

Antes de preparar las muestras para análisis, se secaron en estufa termo-regulada, se eliminó el intemperismo superficial (oxidación y alteración mineral debidas a la exposición) que pudiera interferir con los análisis químicos de roca total y se tuvo cuidado de no dejar sobre ellas ningún rastro de materia vegetal ni de la tinta que se utilizó para identificarlas.

8.2.1.1. Geoquímica inorgánica.

Las muestras destinadas a análisis de elementos mayores y traza fueron primeramente reducidas de tamaño de grano mediante el triturado manual. Posteriormente, se pulverizaron en morteros de ágata, de esta manera se evitó la

posible contaminación con metales (Fe, Mo, Cu, Cr, Ni, Co, V, Mg, Mn, W), procedentes de la molienda con equipos de acero.

Una vez pulverizadas, se homogenizaron al hacerlas pasar por el tamiz n. 200. A continuación, se pesaron 10g de muestra y se colocaron en viales de vidrio con tapa hermética que previamente se identificaron. Las muestras finalmente fueron empacadas y enviadas a los laboratorios ActLabs de Toronto, Canadá y al Instituto de Geología Marina y Química de la Universidad Nat. Sun Yat-Sen de Taiwán, para su respectivo análisis.

8.2.1.2. Geoquímica orgánica.

De acuerdo a las características litológicas, se seleccionaron algunas muestras para ser sometidas a la extracción de materia orgánica.

La técnica de extracción y la preparación de muestras se realizaron en el laboratorio del Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo (CICT-UAEH).

EL primer paso fue disgregar las muestras y reducirlas de tamaño hasta ± 0.25 mm, en un mortero de porcelana.

En el anexo 2 (tabla A2.1) se presenta la cantidad exacta de muestra que se empleó para cada extracción. En este proceso se utilizaron solventes orgánicos de grado HPLC: hexano, acetato de etilo y metanol, con el propósito de abarcar un amplio rango de polaridad.

Para la extracción, las muestras se sometieron a reflujos sucesivos, cada uno con duración de treinta horas en promedio, iniciando con 500 mL de hexano.



Fotografía 8. Montaje del equipo para la extracción de materia orgánica.

El sistema de reflujo se armó de la siguiente manera: sobre un soporte universal se colocó una mantilla de calentamiento conectada a un reóstato para regular la temperatura. Dentro de la mantilla se colocó un matraz balón de 500 mL que contenía la muestra. Al matraz se le adaptó un tubo refrigerante con circulación continua de agua a baja temperatura para evitar la pérdida del solvente por evaporación (ver fotografía 8). Una vez armado el equipo, éste se sujetó al soporte universal por medio de pinzas de tres dedos.

Una vez transcurrido el tiempo indicado, se filtraron las muestras, colectando el solvente en un matraz Erlenmeyer. Después de la filtración, las muestras fueron extendidas

sobre una superficie plana para dejarlas secar a temperatura ambiente. Una vez secas, se procedió a la siguiente extracción, esta vez con 500 mL de acetato de etilo. Después del tiempo de reflujo, se repitió el procedimiento de filtrado y secado, procediéndose a la última extracción, con 500 mL de etanol.

Los solventes de cada extracción fueron colectados y filtrados nuevamente para eliminar las pequeñas cantidades de sedimento que pudieran contener.

Cada extracto fue concentrado utilizando un rotavapor (fotografía 9), eliminando el solvente casi en su totalidad. Los extractos fueron transferidos a viales de vidrio (previamente pesados), el solvente restante se dejó evaporar a temperatura ambiente.



Fotografía 9. Rotavapor.

Una vez libres de solvente, los viales fueron tapados y pesados nuevamente. Por diferencia de peso se calculó la cantidad de materia orgánica extraída (bitumen). En el anexo 2 (tabla A2.1), se presentan los resultados.

8.2.2. Métodos de análisis.

8.2.2.1. Geoquímica inorgánica.

Los elementos mayoritarios y los elementos traza se analizaron por medio de Fluorescencia de Rayos X (XRF), Activación Neutrónica (INAA), Espectroscopía de Masa con fuente de Plasma acoplado Inducidamente (ICP e ICP-MS).

Mediante la espectrometría XRF es posible analizar más de 80 elementos con un amplio rango de sensibilidad, detectando concentraciones desde algunas partes por millón (ppm) hasta concentraciones de 100% en peso. Su principal limitación es que los elementos más ligeros que el sodio no pueden ser analizados.

El análisis por XRF consiste en irradiar una muestra con rayos X, en la que un haz primario de rayos X genera otro haz secundario que presenta longitudes de onda características de los elementos presentes en la muestra (ver figura 8. 1). La intensidad del haz secundario se compara con estándares de calibración para determinar la concentración de elementos en la muestra.

El análisis típico de muestras de roca por XRF involucra la preparación de la muestra en dos formas diferentes:

1. Para analizar elementos traza se prepara una “pastilla”, compactando la muestra pulverizada (Leake *et al.*, 1969).
2. Para el análisis de elementos mayoritarios, la muestra pulverizada se funde con metaborato o tetraborato de litio (Norrish and Hutton, 1969; Claisse, 1989)

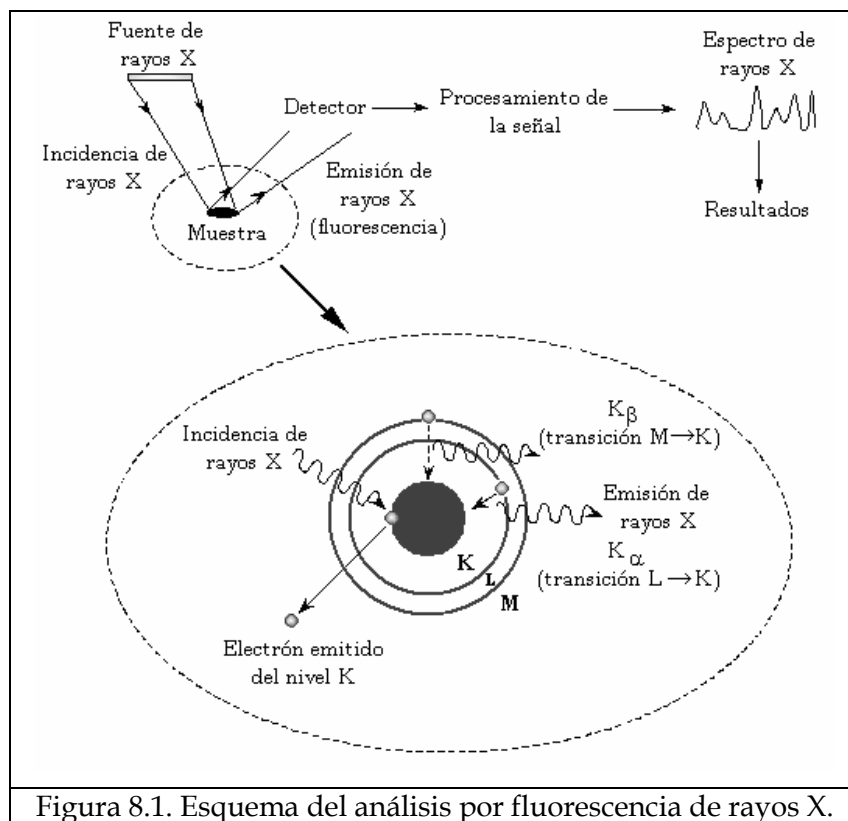


Figura 8.1. Esquema del análisis por fluorescencia de rayos X.

El Análisis Instrumental por Activación Neutrónica (INAA) es un método sensible y versátil para el análisis de rocas y minerales, principalmente aplicable a elementos traza y capaz de determinar simultáneamente un gran número de elementos (técnica multielemental), sin necesidad de destruir la muestra. Para el INAA se requieren 100mg (aprox.) de muestra pulverizada, los minerales o rocas pulverizadas se introducen en un reactor, junto con estándares, y se someten a un flujo de neutrones. La muestra y los estándares son irradiados por más de 30 horas. El flujo de neutrones produce isótopos radiactivos (de vida corta) de los elementos presentes, que emiten radiación gamma. Los isótopos particulares pueden identificarse por la radiación emitida y la intensidad de esa radiación es proporcional a la cantidad de isótopos presentes. En la espectrometría de rayos gamma, el conteo se realiza por intervalos (horas, días y semanas) después de la irradiación para medir isótopos con diferentes valores de vida media. Las correcciones se hacen sobreponiendo líneas en el espectro

y las concentraciones se determinan comparando con los estándares analizados al mismo tiempo. El método es particularmente sensible para REE (Tierras Raras), PGE (Elementos del Grupo del Platino) y para algunos elementos de campo alto.

Cuando la concentración elemental está por debajo de 2 ppm, antes del conteo puede realizarse una separación química, seguida por irradiación (RNAA, mayor sensibilidad).

El método de Espectrometría de Masa con fuente de Plasma acoplado Inducidamente (ICP-MS) es capaz de cuantificar la mayoría de los elementos en la tabla periódica, con límites de detección bajos y una precisión de muchos órdenes de magnitud. Los elementos son medidos simultáneamente y puede realizarse un análisis completo en 2 minutos aproximadamente.

Es una técnica de “flama” cuya temperatura está en el rango de 6000 a 10000° K. La muestra en solución circula en forma de aerosol a través de un nebulizador hacia un plasma de argón.

El plasma de inducción acoplado es una corriente de átomos de argón, calentados por la inducción de una bobina de radiofrecuencia y encendida por una chispa de alta frecuencia (Tesla). La muestra se disocia en el plasma de argón y se excitan un gran número de líneas espectrales atómicas y iónicas. Las líneas espectrales se detectan por un intervalo de fotomultiplicadores, se comparan con líneas de calibración, y sus intensidades se convierten a concentraciones.

En la Espectrometría de Masa (MS) se generan iones cargados del elemento que se analiza tanto por bombardeo de una muestra gaseosa con electrones (fuente gaseosa) o por la volatilización de la muestra sobre un filamento incandescente hecho de algún

metal de punto de fusión alto (fuente sólida). El haz de iones circula a lo largo de un tubo curvado a través de un electroimán muy poderoso que separa los átomos de acuerdo a su masa.

Tabla 8.2. Elementos químicos analizados en la presente investigación y las respectivas técnicas analíticas empleadas para cada uno. Modificado de Rollinson, 1996.

Z	Símbolo	XRF	INAA	ICP	ICP-MS	Z	Símbolo	XRF	INAA	ICP	ICP-MS
11	Na	x		x		41	Nb	x	x	x	x
12	Mg	x		x		42	Mo	x		x	
13	Al	x		x		48	Cd	x			
14	Si	x		x		56	Ba	x	x	x	x
15	P	x		x		57	La	x	x	x	x
19	K	x		x		58	Ce	x	x	x	x
20	Ca	x		x		59	Pr			x	x
22	Ti	x		x		60	Nd	x	x	x	x
23	V	x		x		62	Sm	x	x	x	x
24	Cr	x	x	x	x	63	Eu	x	x	x	x
25	Mn	x		x		64	Gd		x	x	x
26	Fe	x		x		65	Tb		x	x	x
27	Co	x	x	x	x	66	Dy		x	x	x
28	Ni	x	x	x	x	67	Ho			x	x
29	Cu	x		x		68	Er			x	x
30	Zn	x		x		69	Tm		x		x
31	Ga	x		x	x	70	Yb		x	x	x
33	As	x				71	Lu		x	x	x
37	Rb	x	x	x	x	82	Pb	x		x	x
38	Sr	x	x	x	x	90	Th	x	x		x
39	Y	x	x	x	x	92	U	x	x		x
40	Zr	x	x	x	x						

ICP-MS es una herramienta para análisis isotópicos y de elementos traza con límites de detección muy bajos y de alta precisión. Puede usarse para analizar un amplio rango de elementos traza, en la misma solución, usando una muestra pequeña. Los iones se extraen del plasma a través de un sistema de vacío y enfocados con un lente iónico hacia un espectrómetro de masa.

Tabla 8.3. Estándares de calibración certificados internacionalmente utilizados en las técnicas analíticas: XRF, INAA, ICP, ICP-MS para elementos mayoritarios

Estándar	Material de referencia	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
SY3 CERT	Sienita	<u>59.62</u>	<u>11.75</u>	<u>6.49</u>	<u>0.32</u>	<u>2.67</u>	<u>8.26</u>	<u>4.12</u>	<u>4.23</u>	<u>0.15</u>	<u>0.54</u>
SY-3/C		59.60	11.57	6.45	0.322	2.58	8.13	4.10	4.20	0.140	0.52
NIST 694 CERT	Roca fosfática del oeste	<u>11.20</u>	<u>1.80</u>	<u>0.79</u>	<u>0.01</u>	<u>0.33</u>	<u>43.60</u>	<u>0.86</u>	<u>0.51</u>	0.11	<u>30.20</u>
NIST 694/17		11.02	1.84	0.71	0.011	0.31	42.77	0.88	0.55	0.112	28.07
W-2 CERT	Diabasa	<u>52.44</u>	<u>15.35</u>	<u>10.74</u>	<u>0.163</u>	<u>6.37</u>	<u>10.87</u>	<u>2.14</u>	<u>0.627</u>	<u>1.06</u>	<u>0.131</u>
W-2/36		52.41	15.26	10.72	0.164	6.35	10.84	2.23	0.60	1.072	0.14
DNC-1 CERT	Dolerita	<u>47.04</u>	<u>18.30</u>	<u>9.93</u>	<u>0.149</u>	<u>10.05</u>	<u>11.27</u>	<u>1.87</u>	<u>0.229</u>	<u>0.48</u>	0.085
DNC-1/C		47.02	18.27	9.89	0.143	10.12	11.14	1.91	0.22	0.479	0.07
BIR-1 CERT	Basalto	<u>47.77</u>	<u>15.35</u>	<u>11.26</u>	<u>0.171</u>	<u>9.68</u>	<u>13.24</u>	<u>1.75</u>	0.027	0.96	0.05
BIR-1/C		47.22	15.35	11.25	0.168	9.68	13.24	1.81	0.03	0.947	0.04
GBW 07113 CERT	Granito	<u>72.78</u>	<u>12.96</u>	<u>3.21</u>	<u>0.140</u>	<u>0.16</u>	<u>0.59</u>	<u>2.57</u>	<u>5.43</u>	<u>0.30</u>	<u>0.05</u>
GBW 07113/C		72.76	12.86	3.19	0.142	0.14	0.57	2.51	5.43	0.283	0.05
NBS 1633b CERT	Ceniza volcánica	<u>49.24</u>	<u>28.43</u>	<u>11.13</u>	<u>0.020</u>	<u>0.799</u>	<u>2.11</u>	<u>0.271</u>	2.26	<u>1.32</u>	0.53
NBS 1633b/C		49.19	28.41	11.04	0.017	0.77	2.11	0.27	2.34	1.308	0.54
STM-1 CERT	Sienita	<u>59.64</u>	<u>18.39</u>	<u>5.22</u>	<u>0.22</u>	<u>0.101</u>	<u>1.09</u>	<u>8.94</u>	<u>4.28</u>	<u>0.135</u>	<u>0.158</u>
STM-1/C		59.64	18.21	5.25	0.220	0.09	1.12	8.78	4.25	0.135	0.16
IF-G CERT	Muestra de Hierro	<u>41.20</u>	<u>0.15</u>	<u>55.85</u>	<u>0.042</u>	<u>1.89</u>	<u>1.55</u>	<u>0.032</u>	<u>0.012</u>	<u>0.014</u>	<u>0.063</u>
IF-G/C		41.31	0.18	55.29	0.037	1.90	1.54	0.03	0.07	0.012	0.07
FK-N CERT	Feldespato potásico	<u>65.02</u>	<u>18.61</u>	<u>0.09</u>	<u>0.005</u>	<u>0.01</u>	<u>0.11</u>	<u>2.58</u>	<u>12.81</u>	<u>0.02</u>	<u>0.02</u>
FK-N/C		65.04	18.25	0.13	0.003	-0.01	0.10	2.44	12.67	0.008	0.02

Notas: (a) Los datos subrayados son valores certificados internacionalmente que se recomiendan
(b) Los valores de Fe₂O₃ y FeO se reportan como Fe₂O₃ total.

Para la calibración de los equipos se utilizaron estándares de referencia, certificados internacionalmente, acordes al tipo de material analizado para minimizar el efecto

matriz. Los patrones empleados para el análisis de elementos mayoritarios se muestran en la tabla 8.3.

Para el caso de los elementos traza, se utilizaron los estándares: Certified MAG1, Certified BIR1, Certified DNC1, Certified GXR-2, Certified LKSD-3, Certified GXR1, Certified SY3, Certified STM1 y Certified IFG1.

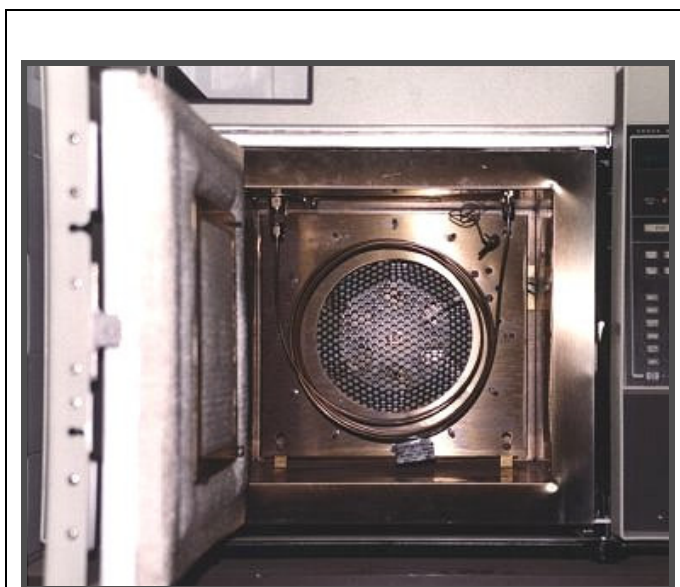
8.2.2.2. Geoquímica orgánica.

Los extractos obtenidos como se describió en la sección 8.2.1.2. se analizaron en el Centro de Investigaciones Químicas de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo (CIQ-UAEH) por medio de CG-MS (Espectrómetro de masa Hewlett-Packard 5989-A acoplado a un cromatógrafo de Gases 5890 Series II, impacto electrónico 70 eV) y RMN de ^1H (Jeol 400, a 400 MHz en CDCl_3 y TMS como señal de referencia).

La CG se lleva a cabo en un cromatógrafo de gases (ver fotografía 10). Éste consta de diversos componentes como el gas portador, el sistema de inyección de muestra, la columna (generalmente dentro de un horno), y el detector (ver figura 8.2).

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, a través del *septum* (ver figura 8.2). La elución se produce por el flujo de una fase móvil de gas inerte. A diferencia de los otros tipos de cromatografía, la fase móvil no interacciona con las moléculas del analito; su única función es la de transportarlo a través de la columna. Existen dos tipos de cromatografía de gases (CG): la cromatografía gas-sólido (CGS) y la cromatografía gas-líquido (CGL), siendo esta última la que se utiliza más

ampliamente, y que se puede llamar simplemente cromatografía de gases (CG). La CGL utiliza como fase estacionaria moléculas de líquido inmovilizadas sobre la



Fotografía 10. Cromatógrafo de gases.

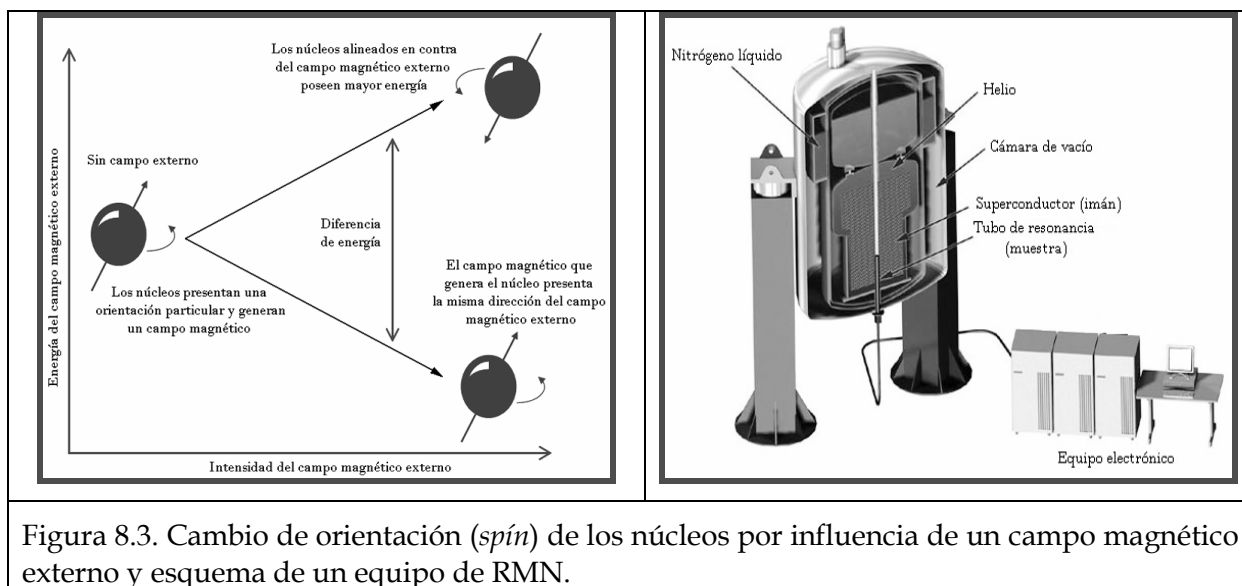
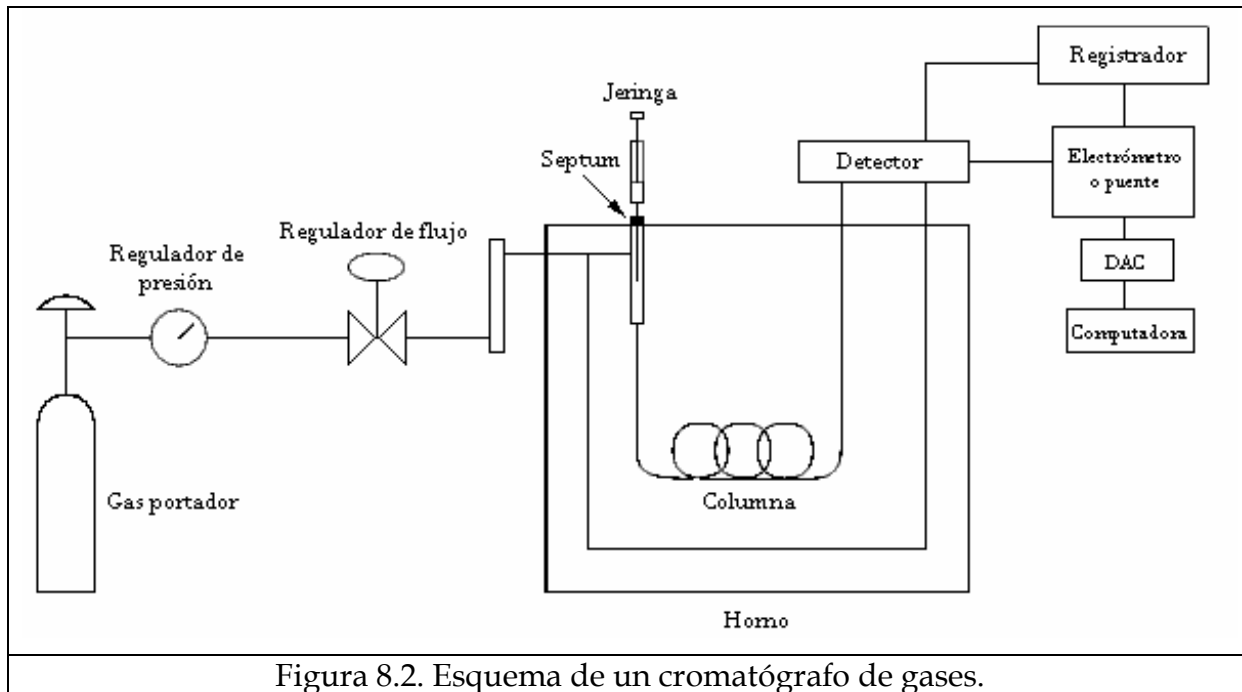
superficie de un sólido inerte.

La CG tiene dos importantes campos de aplicación. Por una parte su capacidad para resolver (separar) mezclas orgánicas complejas, compuestos organometálicos y sistemas bioquímicos. Su otra aplicación es como método para determinar cuantitativa y cualitativamente los componentes de la muestra. Para el análisis cualitativo se suele emplear el

tiempo de retención, que es único para cada compuesto dadas unas determinadas condiciones (mismo gas portador, rampa de temperatura y flujo), o el volumen de retención. En aplicaciones cuantitativas, integrando las áreas de cada compuesto o midiendo su altura, con los calibrados adecuados, se obtiene la concentración o cantidad presente de cada analito.

La espectroscopia de Resonancia Magnética Nuclear (RMN) es una técnica de análisis no destructiva, particularmente útil para determinar la estructura de una molécula así como la naturaleza de los componentes de una muestra. Consiste en someter una muestra a un campo magnético externo de alta frecuencia que confiere energía al núcleo y éste cambia su orientación (*spín*). La transferencia de energía ocurre a la longitud de onda correspondiente a la radio frecuencia y cuando el *spín* regresa a su estado basal, se emite energía a la misma frecuencia. La señal producida por esta transferencia se procesa y se mide para generar un espectro de RMN para

determinados núcleos, la posición y la intensidad de las señales reflejan el entorno químico del núcleo y su posición dentro de una molécula.



9. Discusión de resultados

Discusión de resultados.

9.1. Bioestratigrafía y paleontología.

La edad de las rocas estudiadas (Sinemuriano Superior, ver figura 9.1) ha sido determinada principalmente con base en la identificación de amonites (Esquivel-Macías, comunicación personal). En los diferentes afloramientos se han identificado diversas especies, de las cuales pueden citarse:

- <i>Ortechioceras incaguasiense</i>	- <i>Ortechioceras pauper</i>
- <i>Paltechioceras rothpletzi</i>	- <i>Ortechioceras jamesdanae</i>
- <i>Paltechioceras mexicanum</i>	- <i>Phylloceras sp.</i>
- <i>Paltechioceras harbledowense</i>	- <i>Sulciferites cf. stenohynchus</i>
- <i>Paltechioceras tardecrescens</i>	- <i>Coroniceras aff. conybeari</i>

(ver fotografías 11 a 17).

Es importante mencionar que de los ejemplares fósiles encontrados en los diferentes afloramientos, solo se ha preservado una impresión morfológica; es decir, a simple vista no se aprecian restos de los exoesqueletos. A escala microscópica es posible observar restos del CaCO₃ que formaba parte de las conchas.

El estado de conservación en el que se encontraron los fósiles refleja las condiciones energéticas del ambiente en el que éstos fueron sepultados; el tamaño de los ejemplares ha sido útil para estimar la proximidad del sitio de depósito con respecto a la línea de la costa. Además de los amonites, también se han encontrado impresiones de crinoideos y abundantes bivalvos; la asociación de estos organismos (Esquivel-

Macías y colaboradores, 2005) ha permitido determinar si han sido transportados hacia el sitio de depósito (fósiles alóctonos) o si fueron sepultados *in situ* (autóctonos).

Otros estudios paleontológicos y geológico-cartográficos previos (Burckhardt, 1930; Erben, 1956a; Carrillo-Bravo, 1965; Cantú-Chapa, 1971; Schmidt-Effing, 1980; Sutter, 1990; Ochoa-Camarillo, 1996; entre otros), han sugerido que el Grupo Huayacocotla representa un ambiente de plataforma abierta, con profundidad de entre 240 y 460m.

Era	Periodo	Época	Edad	Ma	
M E S O Z O I C O	Cretácico	Superior		99.6 ± 0.9	
		Inferior		145.5 ± 4.0	
	Jurásico	Superior			161.2 ± 4.0
					175.6 ± 2.0
		Medio			183.0 ± 1.5
		Inferior	Toarciano		189.6 ± 1.5
			Pliensbaquiano		196.5 ± 1.0
			Sinemuriano		199.6 ± 0.6
		Triásico	Inferior	Hetangiano	
					245.0 ± 1.5

Figura 9.1. Escala de tiempo geológico correspondiente a la era Mesozoica. El texto en negritas representa periodo, época y edad de los sedimentos estudiados en el presente trabajo.



Fotografía 11. *Ortechioceras incaguasciense*.



Fotografía 12. *Paltechioceras rothpletzi*.



Fotografía 13. *Paltechioceras mexicanum*.



Fotografía 14. *Paltechioceras harbledowense*.



Fotografía 15. *Paltechioceras tardecrescens*.



Fotografía 16. *Ortechioceras pauper*.



Fotografía 17. *Ortechioceras jamesdanae*.

9.2. Geoquímica inorgánica.

La composición química de las muestras (elementos mayoritarios y trazas) y los datos normalizados respecto a UCC se presentan en el anexo 1.

De acuerdo con el diagrama de discriminación de Roser y Korsch (1986), los sedimentos se depositaron en un margen continental activo con una clara tendencia hacia un arco de islas (ver diagrama 9.2.1), aunque no se descarta la posibilidad de que hayan sido transportados.



Diagrama 9.2.1. Discriminación de ambientes tectónicos (Roser y Korsch, 1986).

9.



Diagrama 9.2.2. Concentración promedio de elementos mayoritarios en las unidades bioestratigráficas propuestas por Schmidt-Effing (1980).

Con base en lo anterior, es posible que el sitio de depósito en el área de estudio se trate de una cuenca tras-arco (*back-arc basin*), en la que arco de islas actúo como una barrera provocando que la circulación de agua hacia el sitio de depósito estuviera restringida (o semi-restringida). Esta restricción pudo favorecer un depósito bajo condiciones reductoras y debido a que la circulación vertical en la columna de agua no se favorecía (ver sección 9.3, figura 9.24), el agua oxigenada de la superficie no se mezclaba con el agua del fondo en contacto con los sedimentos (condiciones euxínicas). Como se describirá más adelante, esta condición se ve reflejada en la concentración de algunos elementos.

Al graficar el contenido de elementos mayoritarios de cada muestra (ver diagrama 9.2.2), se observaron variaciones que se relacionan con la división bioestratigráfica propuesta por Schmidt-Effing (1980), descritas en la sección 5.3.1.2.

Los diagramas 9.2.3 y 9.2.4 muestran una diferencia mínima en la composición química de las unidades Despí y Tenango (los puntos prácticamente se superponen); este hecho respalda la hipótesis de Esquivel-Macías y Flores-Castro (2004, comunicación personal), que se basan en evidencia paleontológica y litológica para referirse a estas unidades como una sola.

A partir de la conclusión anterior, en este estudio sólo se considerarán cuatro divisiones para el Grupo Huayacocotla, por lo que las muestras de la Unidad Tenango, se incluirán en la Unidad Despí, tal y como se muestran en el diagrama 9.2.5.

9.

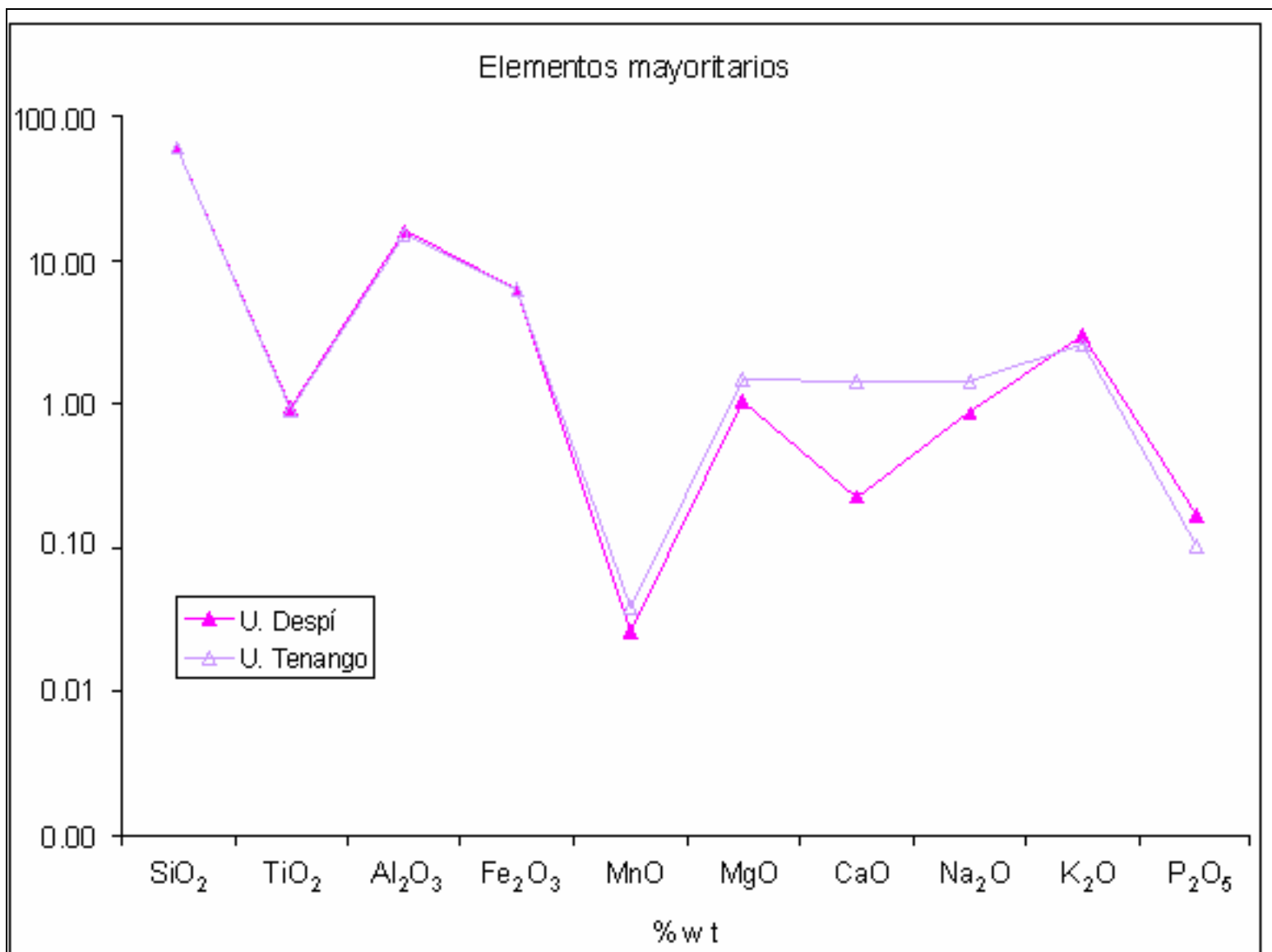


Diagrama 9.2.3. Concentración de elementos mayoritarios en las unidades Despí y Tenango.



Diagrama 9.2.4. Concentración de elementos traza en las unidades Despí y Tenango. Datos normalizados UCC (Taylor y McLennan, 1995).

9.

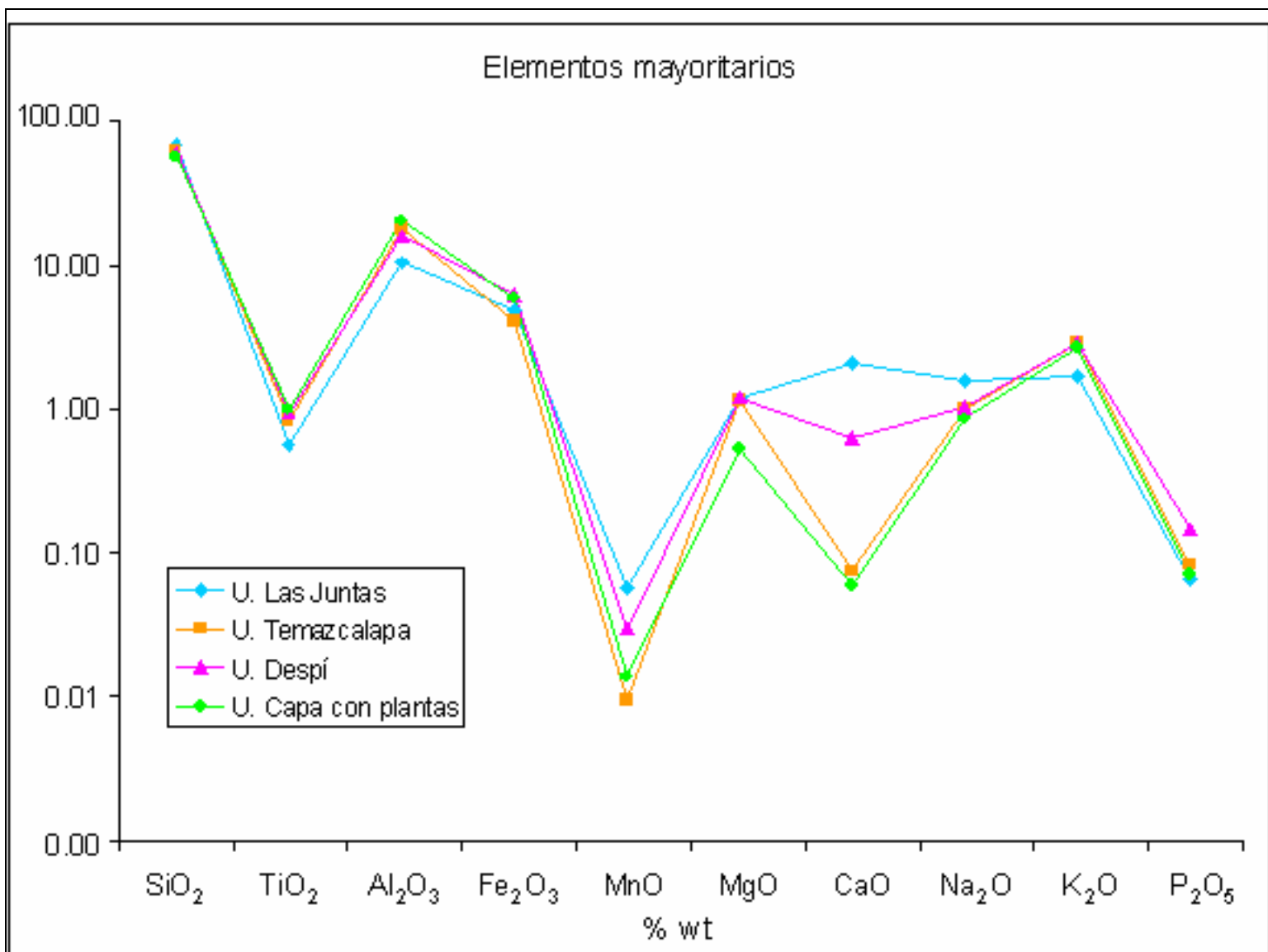


Diagrama 9.2.5. Concentración de elementos mayoritarios en las unidades litológicas.

Diagrama 9.2.6a. Identificación de rocas precursoras (Roser y Korsch, 1988), donde:
FD1= -1.77 TiO₂+ 0.607 Al₂O₃ + 0.76 Fe₂O_{3(total)} -1.5 MgO + 0.616 CaO + 0.509 Na₂O -1.224 K₂O - 9.09
FD2= 0.445 TiO₂+ 0.07 Al₂O₃ - 0.25 Fe₂O_{3(total)} -1.42 MgO + 0.438 CaO + 1.405 Na₂O -1.426 K₂O - 6.861

9.



Diagrama 9.2.6b. Identificación de rocas precursoras (Roser y Korsch, 1988), donde:

$FD1 = 30.638 TiO_2 / Al_2O_3 - 12.541 Fe_2O_{3(total)} / Al_2O_3 + 7.329 MgO / Al_2O_3 + 12.031 Na_2O / Al_2O_3 + 35.402 K_2O / Al_2O_3 - 6.382$

$FD2 = 56.5 TiO_2 / Al_2O_3 - 10.879 Fe_2O_{3(total)} / Al_2O_3 + 30.875 MgO / Al_2O_3 - 5.404 Na_2O / Al_2O_3 + 11.112 K_2O / Al_2O_3 - 3.89$

La similitud que existe en el contenido de elementos mayoritarios se debe a la naturaleza de las rocas precursoras de estos sedimentos y al grado de intemperismo (ver diagrama 9.2.8). De acuerdo a los diagramas de discriminación de Roser y Korsch (1988), los protolitos son de origen ígneo, excepto la muestra "Las Juntas" (ver diagrama 9.2.6a) y "Temazcalapa FF" (ver diagrama 9.2.6b). Esta diferencia puede deberse a que el aporte hacia el sitio de depósito procedía de fuentes de tipo tanto ígneo como sedimentario.

La composición de las rocas precursoras, al aporte terrígeno y/o al aporte biogénico pueden ser responsables de el enriquecimiento de algunos elementos mayoritarios.

La concentración de Al se emplea como indicador de flujo detrítico. Cuando la relación $Al/(Al+Fe+Mn) > 0.2$, el enriquecimiento de estos elementos se atribuye a componentes terrígeno-pelágicos y no al aporte hidrotermal (Boström, 1973); lo mismo ocurre cuando $Y/P_2O_5 > 100$ (Marchig *et al.*, 1982). Teniendo en cuenta esta observación, se concluye que las muestras no han sido considerablemente afectadas por hidrotermalismo (ver anexo 1, tabla A1.7).

El origen de Al_2O_3 se relaciona también con el de SiO_2 , K_2O , TiO_2 y Rb cuando existe correlación entre estos. De acuerdo a lo anterior, las concentraciones elevadas de K_2O ($r = 0.81$), TiO_2 ($r = 0.66$) y Rb ($r = 0.80$) se deben principalmente a aportes de origen terrígeno. Aunque también existe correlación entre Al_2O_3 y SiO_2 , $r = -0.60$, lo que significa que el enriquecimiento de SiO_2 no es solo de origen terrígeno y en la mayoría de los casos podría atribuirse a un aporte de origen biogénico (Rantitsh *et al*, 2003).

9.



Diagrama 9.2.7. Concentración promedio de algunos elementos traza en las unidades litológicas. Datos normalizados UCC (Taylor y McLennan, 1995).

El diagrama 9.2.7 muestra una comparación del contenido promedio de algunos elementos traza en las unidades litológicas, donde puede observarse que la concentración de Rb es superior a UCC (excepto en la Unidad Las Juntas). Al tratarse de una cuenca poco alejada de la costa, es lógico que otros elementos tales como Y y Zr, también asociados a aportes terrígenos, estén enriquecidos. La correlación de Y con Al_2O_3 y Zr con TiO_2 es moderada ($r = 0.55$ y 0.56 , respectivamente). Mientras que el coeficiente de correlación entre TiO_2 e Y es elevada ($r = 0.74$), ésta no existe entre el contenido de Al_2O_3 y Zr ($r = 0.05$).

La baja concentración de MnO (ver anexo 1, tabla A1.1) en todas las muestras puede indicar que los sedimentos se depositaron en condiciones de oxígeno bajas, donde las especies de Mn(IV) se reducen hasta Mn(II), formando cationes solubles (Mn^{2+} o MnCl^+), que se disipan en la columna de agua (Algeo y Maynard, 2004). Otro indicador de estas condiciones es P_2O_5 , que aparece empobrecido en todas las unidades litológicas (ver anexo 1, tabla A1.2). El análisis de sedimentos marinos actuales y antiguos, ha demostrado que la deposición de fósforo, cuando actúa como nutriente, es menos eficiente cuando la disponibilidad de oxígeno es limitada en la base de la columna de agua (Van Cappellen e Ingall, 1996). Además, las relaciones Mn/Al y V/Rb son menores que 0.07 (Lazar, 2003) y mayores que 0.54 (Hallberg, 1976), respectivamente, en todas las muestras (excepto en "Las Juntas"; ver anexo 1, tabla A1.7). Lo anterior también se considera como indicativo de condiciones reductoras en el ambiente de depósito.

Sin embargo, la presencia de fósiles de organismos bentónicos (crinoideos y bivalvos) en las unidades Las Juntas y Despí indica la existencia de cantidades variables de oxígeno en el fondo de la cuenca, ya que son pocas las especies conocidas que se supone pueden adaptarse a condiciones anóxicas (e.g. Oschmann, 1994; Fenchel y Finlay, 1995).

El crecimiento de organismos bentónicos debió ocurrir durante intervalos en los que las condiciones del agua del fondo contenían cierta cantidad de oxígeno (disóxicas-óxicas). Kenig *et al.* (2004) sugieren que es posible una alternancia periódica de condiciones euxínicas y disóxicas-óxicas en el agua del fondo de la cuenca (ver sección 9.3, figura 9.24).

El contenido de Mn también se ve afectada por alternancias de este tipo: cuando se mezclan aguas óxicas y anóxicas disminuye la solubilidad de Mn (Mn^{2+} se oxida a Mn^{4+}), y por lo tanto, aumenta su concentración en sedimentos. Como se observa en el diagrama 9.2.5, las unidades litológicas mencionadas anteriormente presentan una concentración de MnO mayor que las demás.

Los cambios de estado de oxidación de algunos elementos traza afectan su solubilidad, y por lo tanto, su concentración en sedimentos. Las condiciones redox del ambiente de depósito pueden estimarse analizando las variaciones en el contenido de V, Co, Ni, Cr, Cu, Zn, Ga, As y Pb. Bajo condiciones reductoras, el estado de oxidación de Ga, As, Co y Ni no cambia, pero forman sulfuros insolubles (Jacobs y Emerson, 1985; Huerta-Díaz y Morse, 1992). Los sulfuros pueden ser producto de la reducción de SO_4^{2-} a H_2S (1), o de la descomposición anaerobia de materia orgánica (MO), que produce H_2S directamente (2):

$SO_4^{2-} + 8e^- + 10H^+$	$H_2S + 4H_2O$	(1)
SO ₄ ²⁻ disuelto en el agua y/o proveniente de la de descomposición aerobia de MO		
$SO_4^{2-} + [CHO]$	$CO_2 + HS^-$	(2)
[CHO] = Materia Orgánica (MO)		

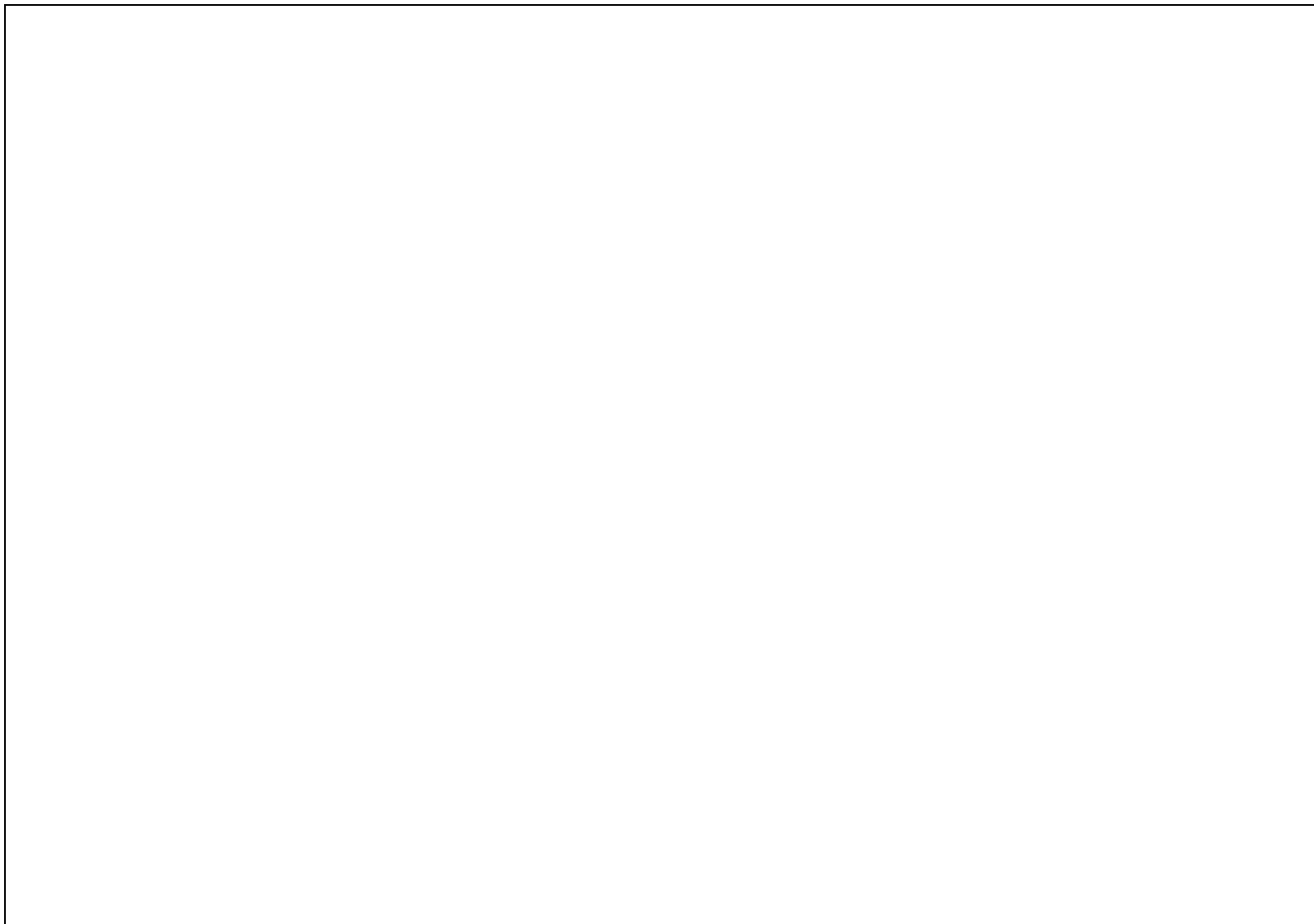


Diagrama 9.2.8. Diagrama CIA (Chemical Index Alteration. Nesbitt y Young, 1982).
CIA = $[A / (A + CN + K)] \times 100$. Donde A = Al_2O_3 , CN = CaO + Na₂O y K = K₂O.

El enriquecimiento de dichos elementos en depósitos sedimentarios indica condiciones reductoras del agua que está en contacto con los sedimentos (Arthur *et al* 1990, Calvert y Pedersen 1993). Con excepción de Co, los demás elementos traza (V, Cr, Cu, Zn, Pb, As y Ni) están enriquecidos en todas las unidades (ver diagrama 9.2.7 y anexo 1). Puesto que el Co es muy móvil durante la etapa diagenética; el hecho de que aparezca empobrecido no es argumento suficiente para contradecir la afirmación anterior. Las condiciones sulfurosas favorecen también el enriquecimiento de Ga en todas las muestras, excepto las pertenecientes a la Unidad Las Juntas.

El diagrama de discriminación CIA, (ver diagrama 9.2.8) muestra que los sedimentos analizados tienen un alto grado de alteración por intemperismo (ver anexo 1, tabla A1.7); sin embargo, las muestras pertenecientes a la misma unidad litológica siguen presentando un comportamiento similar. Las características particulares de cada muestra, agrupadas en unidades litológicas, serán descritas a continuación.

9.2.1. Unidad Las Juntas.

Antes de este estudio los afloramientos denominados “Xilepa” y “Las Juntas”, se consideraban contemporáneos. Anderson y Worden (2004) observaron que la relación TiO_2/Al_2O_3 guarda una proporción inversa con la posición estratigráfica; es decir, que aumenta en estratos más jóvenes. Por lo anterior puede concluirse que la muestra denominada “Las Juntas” se depositó antes que la “Xilepa” (ver anexo 1, tabla A1.7).

En general, el enriquecimiento de elementos mayoritarios y trazas es más evidente en “Xilepa” que en “Las Juntas”. Según las observaciones de Wedepohl (1960), esto podría deberse a que “Xilepa” se trata de un ambiente más profundo que “Las Juntas”. El cálculo del índice M, basado en el trabajo de Björlykke (1974) y el

contenido de SiO₂ en ambas muestras (ver anexo 1, tablas A1.1 y A1.7), concuerdan con la afirmación anterior.

El nivel de intemperismo (ver diagrama 9.2.8) y los valores de M en estas muestras son menores que en las demás unidades; por consecuencia, su contenido de minerales arcillosos también es bajo. Esto último explica el hecho de que solo en esta unidad, Ga no esté enriquecido (ver diagrama 9.2.7).

En ambas muestras predomina la concentración de V, Zn y Pb sobre la de Cr, Co y Cu, esto indica condiciones disódicas sulfurosas en el ambiente de depósito (Algeo y Maynard, 2004). La presencia de pirita diseminada en los sedimentos así como el enriquecimiento de As y Cd (Jacobs y Emerson, 1985; Rosenthal *et al.*, 1995; Huerta-Díaz y Morse, 1992; Calvert y Pedersen, 1993), confirman esta condición.

9.2.1.1. Características geoquímicas distintivas de los afloramientos.

"Xilepa"

El enriquecimiento de Cd y Ni puede atribuirse a la formación y precipitación de sulfuros, debido a la presencia de H₂S, confirmando las condiciones disódicas sulfurosas (Rosenthal *et al.*, 1995).

Además de las condiciones reductoras del ambiente de depósito, el origen ígneo máfico (ver diagramas 9.2.6a y 9.2.6b) de los sedimentos contribuye al enriquecimiento de Cr, Ni, Cu, y Zn. La concentración elevada de Fe₂O₃, MgO y CaO también se debe principalmente a la naturaleza de las rocas precursoras (composición química del protolito).

9.

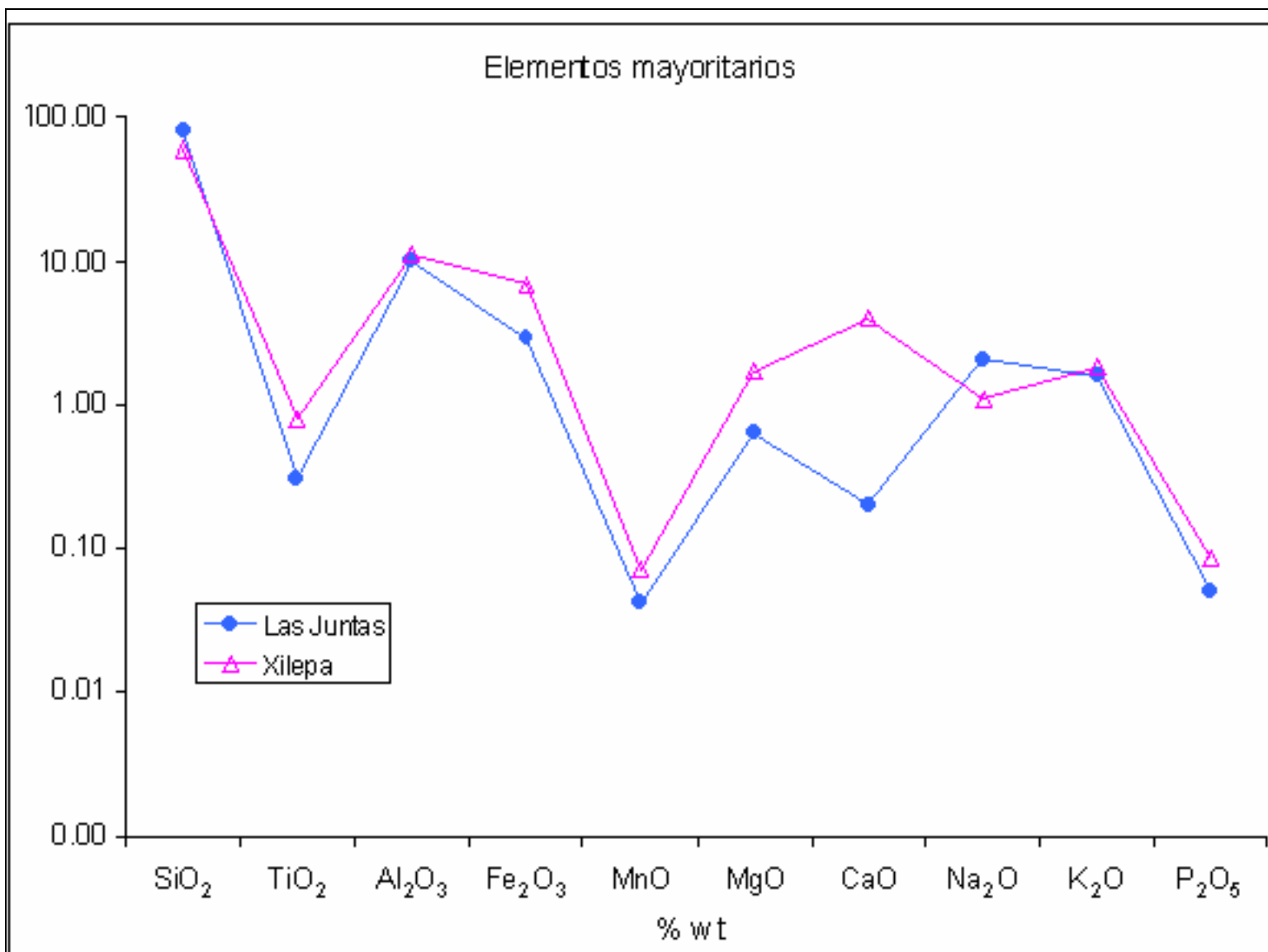


Diagrama 9.2.9. Concentración de elementos mayoritarios en muestras de la Unidad Las Juntas.

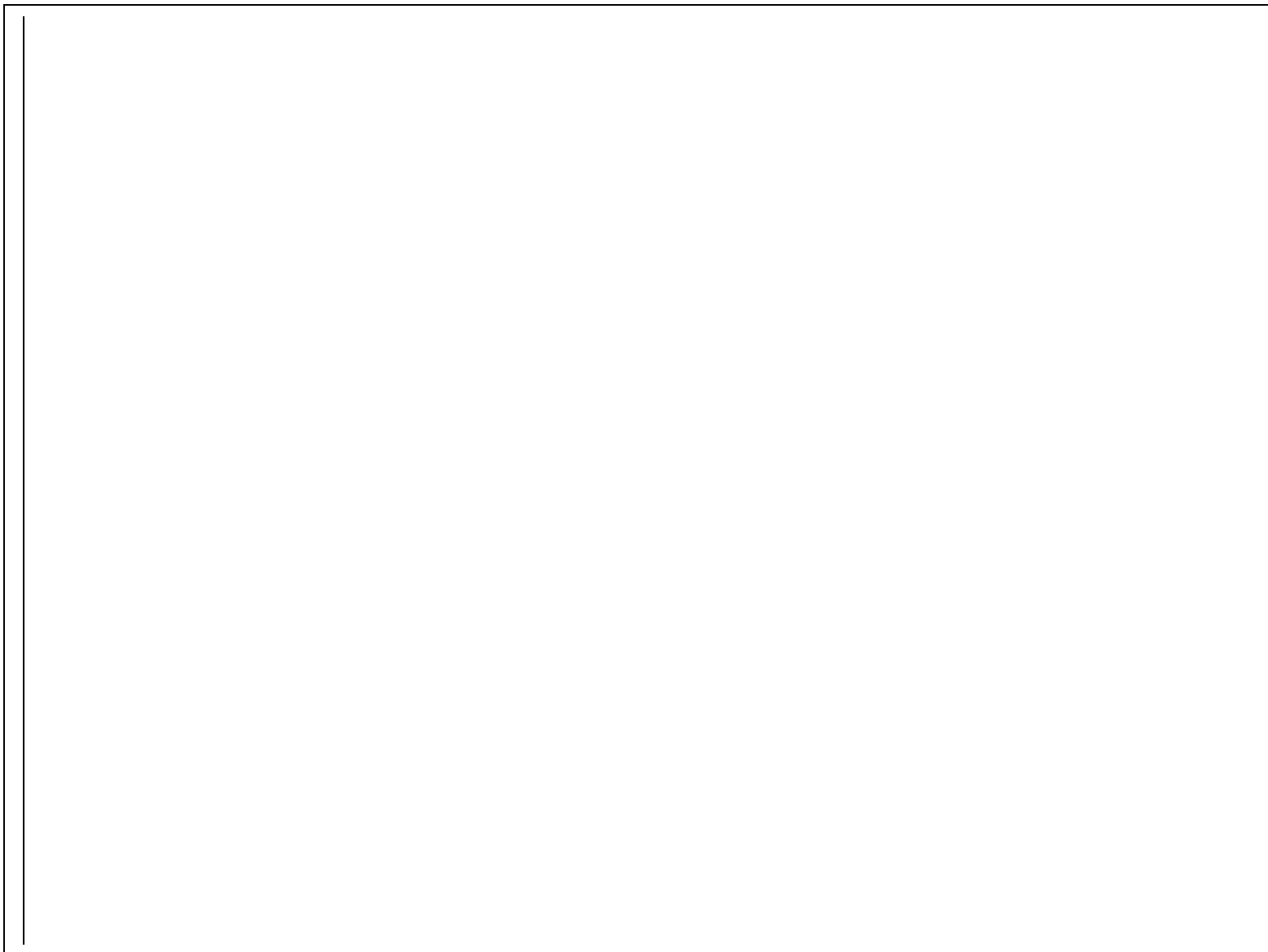


Diagrama 9.2.10. Concentración de elementos traza en muestras de la Unidad Las Juntas. Datos normalizados UCC (Taylor y McLennan, 1995).

9.



Diagrama 9.2.11. Concentración de tierras raras (REE) en la muestra denominada "Las Juntas". Datos normalizados UCC (Taylor y McLennan, 1995).

En apariencia, SiO_2 y Al_2O_3 están enriquecidos (ver diagrama 9.2.9), al comparar su concentración con los valores correspondientes promedio (Condie, 1993), el contenido de estos óxidos en la muestra es ligeramente menor. De acuerdo con los datos reportados por Le Maitre (1976) y Rosales-Lagarde (2002) se estima que del 1 al 4% del total de SiO_2 podría ser de origen biogénico.

“Las Juntas”

El enriquecimiento de Fe_2O_3 y Al_2O_3 en esta muestra solo es relativo (ver diagrama 9.2.9), ya que su concentración está por debajo de los valores promedio (Condie, 1993). Según los diagramas 9.2.6a y 9.2.6b el sitio de depósito tuvo aporte de al menos, dos fuentes diferentes. El alto contenido de SiO_2 y la baja concentración de Cr, Ni, Cu, y Zn (ver diagrama 9.2.10) indican el predominio del aporte sedimentario cuarzoso sobre el aporte de origen ígneo.

Por otro lado, esta muestra presenta otras características químicas importantes tales como la relación $\text{Th}/\text{U} = 1.8$ (Myers y Wignall, 1987) y la anomalía positiva Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.48$) confirman las condiciones reductoras en el ambiente de depósito.

La anomalía positiva de Ce ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1.11$) sugiere un evento regresivo, por lo que las condiciones del fondo de la cuenca se volvieron menos reductoras (Murthy *et al.*, 2004).

En el diagrama 9.2.11 se presenta el contenido de tierras raras (REE) en esta muestra.

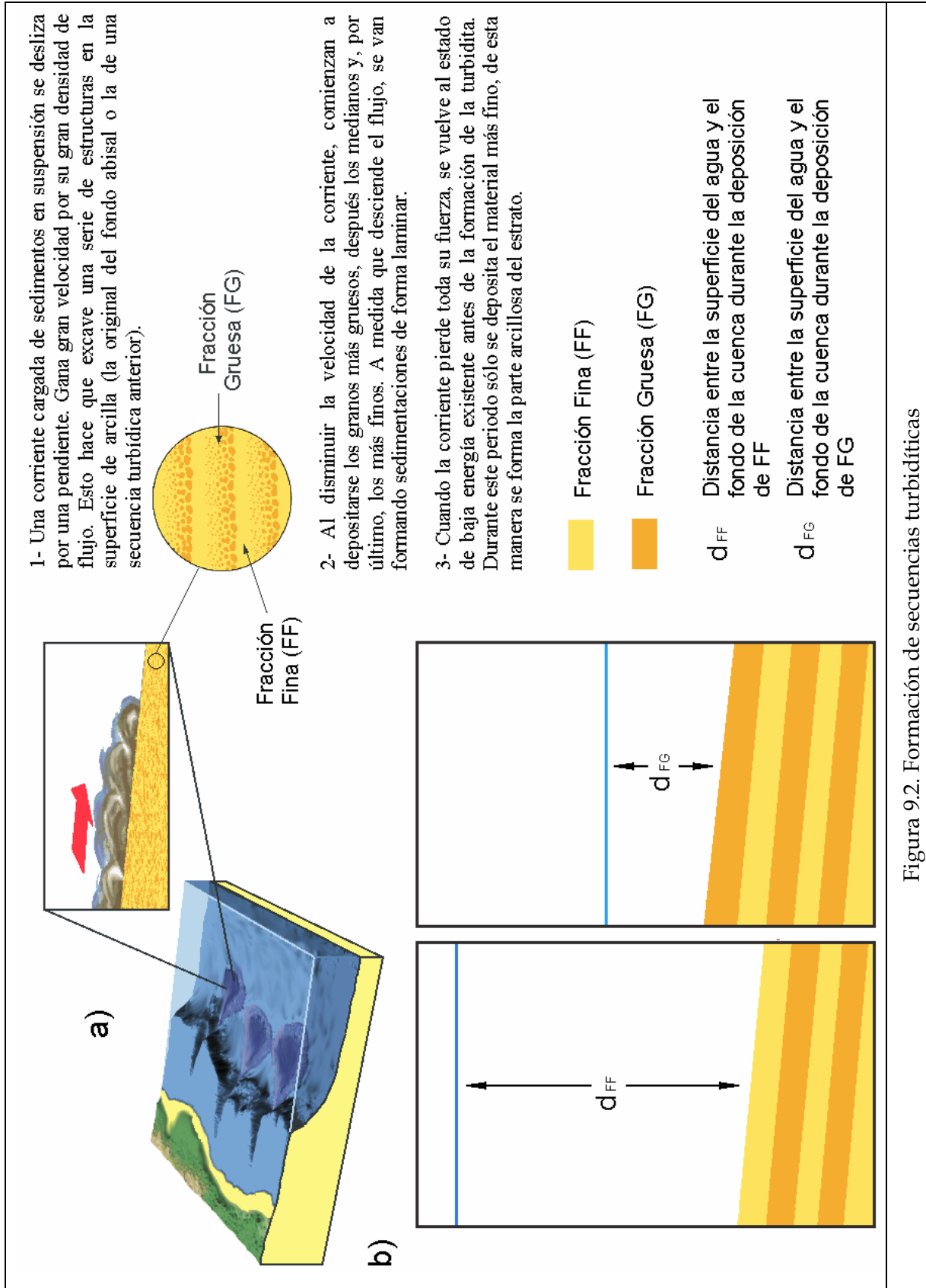
9.2.2. Unidad Temazcalapa.

En la sección V se describe a esta unidad como una secuencia rítmica de intercalaciones de limolita arcillosa y areniscas de grano fino a medio. La muestra denominada “Temazcalapa FF” (FF) se tomó justo por debajo de “Temazcalapa FG” (FG). De acuerdo con el principio de superposición de Steno (1669), se asume que “Temazcalapa FG” se depositó después que “Temazcalapa FF”.

Puesto que la diferencia entre el valor de TiO_2/Al_2O_3 (Anderson y Worden, 2004) en ambas muestras es mínima (ver anexo 1, tabla A1.7) y considerando que durante el presente estudio no se ha encontrado evidencia de microfósiles en esta unidad, es posible que el depósito en este sitio haya ocurrido rápidamente. El cambio de sedimentación puede atribuirse a corrientes turbidíticas (ver figura 9.2).

Comparando ambas muestras, el alto contenido de SiO_2 y el valor bajo de M (Bjørlykke, 1974), indican que FG se depositó en un ambiente de alta energía. El enriquecimiento de Al_2O_3 , el bajo contenido de SiO_2 y el valor elevado de M (ver anexo 1, tablas A1.1 y A1.7) en FF son característicos de un ambiente de baja energía, en el que predomina la fracción arcillosa.

El enriquecimiento de As, Cd y Ni (Jacobs y Emerson, 1985; Rosenthal *et al.*, 1995; Huerta-Díaz y Morse, 1992; Calvert y Pedersen, 1993), así como el predominio de V, Zn y Pb sobre Cr, Co y Cu en ambas muestras, indican condiciones reductoras sulfurosas en el ambiente de depósito (Algeo y Maynard, 2004).



9.2.2.1. Características geoquímicas distintivas de los afloramientos.

“Temazcalapa FG”

El origen ígneo máfico del protolito (diagramas 9.2.6a y 9.2.6b) y las condiciones reductoras del ambiente de depósito favorecen el enriquecimiento de Cr, Ni, Cu, y Zn. La concentración elevada de Fe_2O_3 también se debe principalmente a la naturaleza de las rocas precursoras.

En apariencia, SiO_2 y Al_2O_3 están enriquecidos (ver diagrama 9.2.12.), al comparar su concentración con los valores correspondientes reportados por Condie (1993), el contenido de estos óxidos en la muestra es ligeramente menor. De acuerdo con los datos reportados por Le Maitre (1976) y Rosales-Lagarde (2002) se estima que del 1 al 4% del total de SiO_2 podría ser de origen biogénico.

“Temazcalapa FF”

Según los diagramas 9.2.6a y 9.2.6b, “Temazcalapa FF” procede de rocas ígneas félsicas y de rocas sedimentarias cuarzosas, por lo que debería presentar un enriquecimiento en SiO_2 , sin embargo su contenido es menor que el valor promedio (UCC). Lo anterior puede atribuirse a que se trata de una arena fina, por lo que a medida que disminuye el tamaño de grano, disminuye también el contenido de SiO_2 . De acuerdo a la naturaleza de los protolitos el enriquecimiento de Cr, Ni, Cu y Zn respecto a FG (ver diagrama 9.2.13) podría considerarse anómalo. Sin embargo, en la figura 9.2 (sección b) se propone que FF podría haberse depositado durante un periodo en el que la distancia entre el fondo de la cuenca y la superficie del agua fuera mayor que durante la etapa en la que se depositó FG.



Diagrama 9.2.12. Concentración de elementos mayoritarios en muestras de la Unidad Temazcalapa.

9.

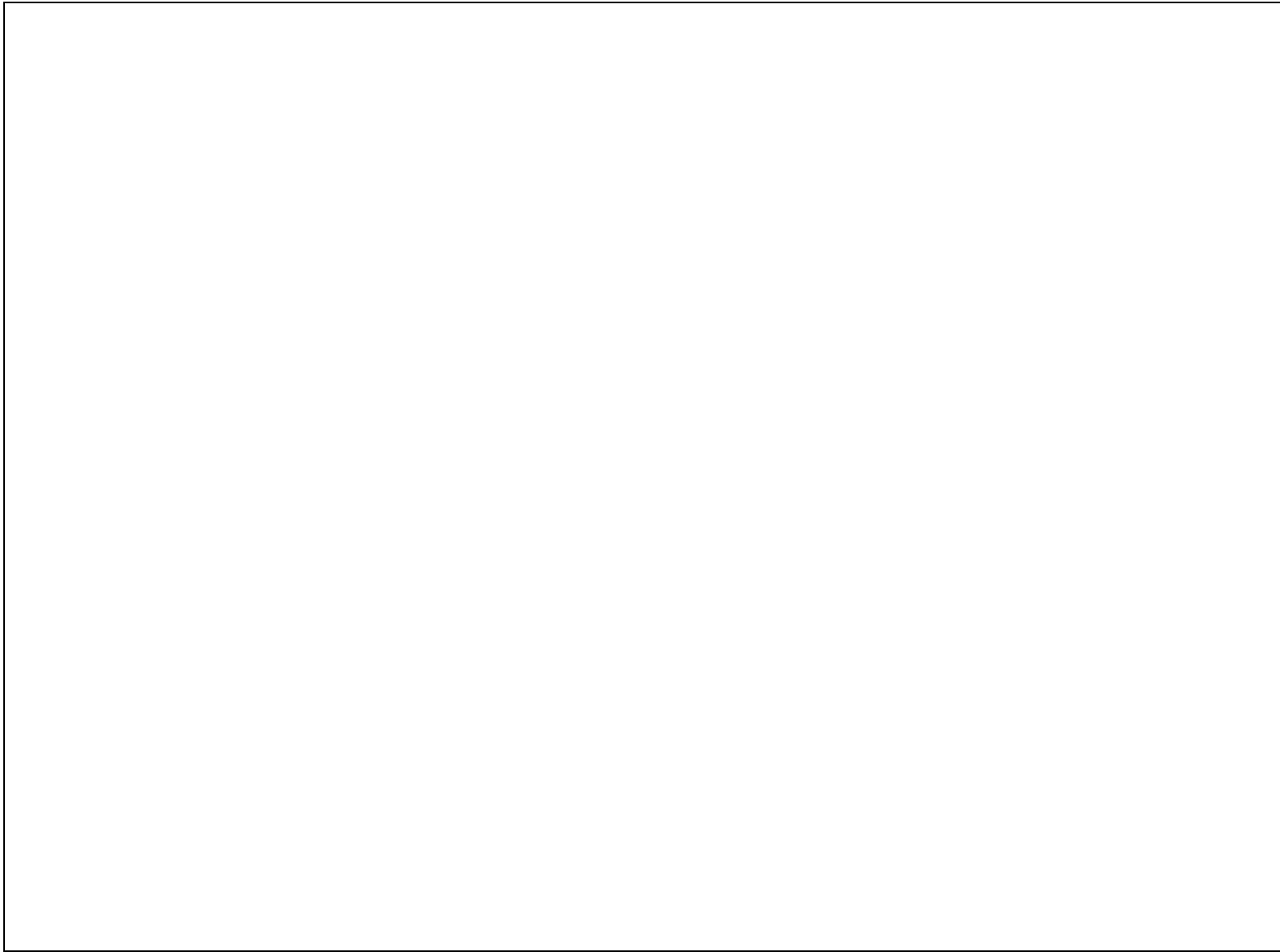


Diagrama 9.2.13. Concentración de elementos traza en muestras de la Unidad Temazcalapa. Datos normalizados UCC (Taylor y McLennan, 1995)

Esta condición implica una disminución considerable en el nivel energético del ambiente favoreciendo la sedimentación de partículas finas, además de que las condiciones durante el depósito serán más reductoras, ocasionando que la concentración de dichos elementos sea más elevada.

De todas las muestras analizadas, "Temazcalapa FF" presenta el contenido más alto Al_2O_3 y de V; el coeficiente de correlación entre ambos es $r=0.73$, por lo que el enriquecimiento de V, además de atribuirse a las condiciones reductoras del medio de depósito (Algeo y Maynard, 2004), también puede deberse a su incorporación en minerales arcillosos (Kuypers *et al.*, 2002).

En secuencias turbidíticas, los componentes terrígenos (incluyendo MO) están asociados a la fracción fina del sedimento, en los diagramas 9.2.12 y 9.2.13 se observa que el contenido de Y, Zr y TiO_2 en FF es mayor que en FG. El contenido de MO en esta muestra, así como el de Y y TiO_2 es superior al de las demás muestras (ver anexos 1 y 2).

9.2.3. Unidad Despí.

En este estudio se incorporan seis afloramientos pertenecientes a la Unidad Despí:

- a) "Bopo"
- b) "Chipotla"
- c) "Divisadero"
- d) "El Temapá"
- e) "Hormiga"
- f) "Peña Blanca"

9.

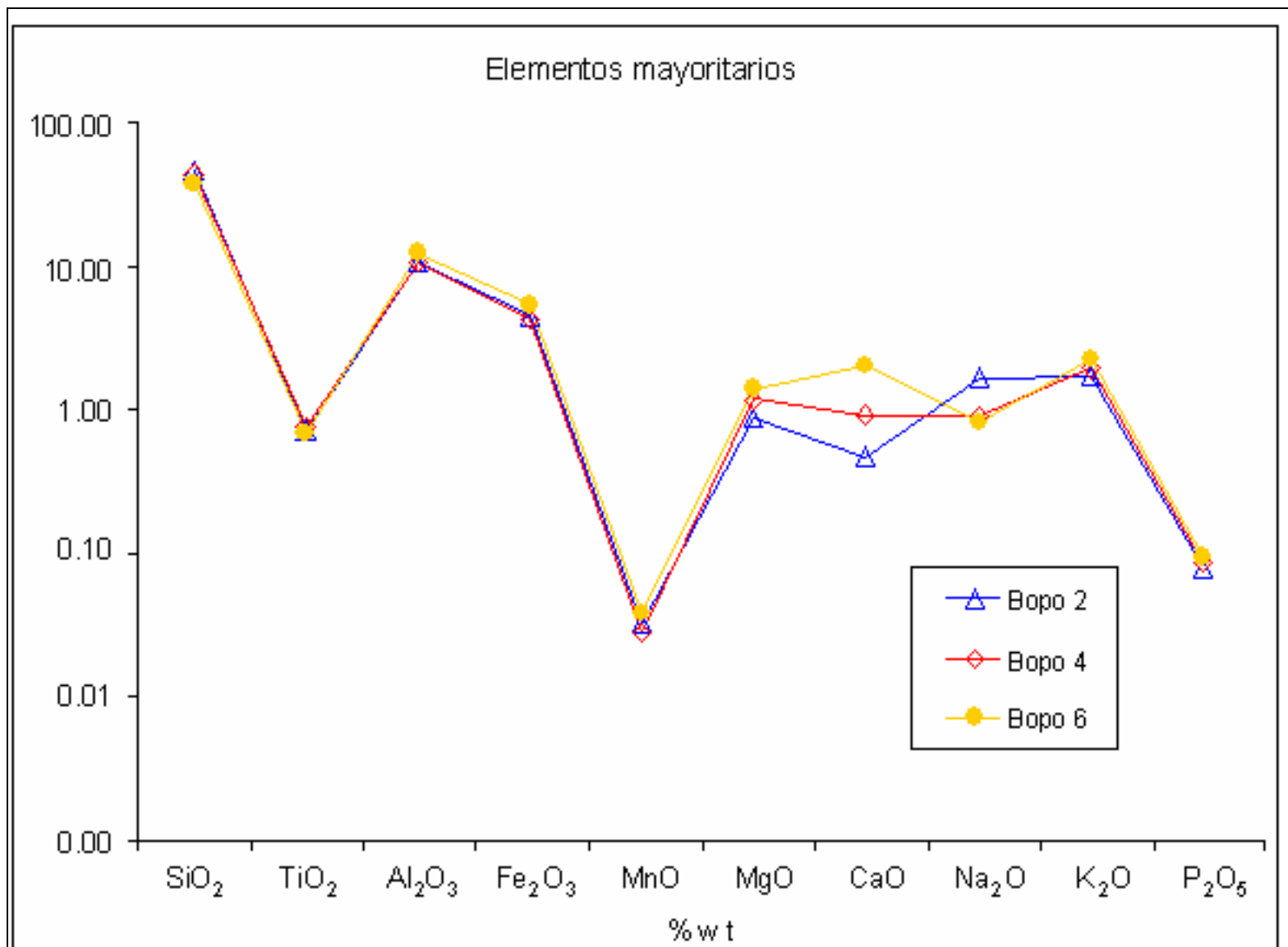


Diagrama 9.2.14. Concentración de elementos mayoritarios en muestras del afloramiento denominado “El Bopo”, perteneciente a la Unidad Despí.

9.2.3.1. Características geoquímicas distintivas de los afloramientos.

a) “Bopo”

Con base en características litológicas y al material fósil contenido en los sedimentos, este afloramiento se dividió en varias secciones, de las cuales solo Bopo 2 (B2), Bopo 4 (B4) y Bopo 6 (B6) se analizaron químicamente en este estudio.

La composición química en estas secciones es muy similar, esto puede deberse en gran medida a la naturaleza de las rocas precursoras de estos sedimentos, que según los diagramas 9.2.6a y 9.2.6b, son rocas ígneas intermedias. En los mismos diagramas se aprecia una ligera tendencia hacia las máficas, que pudo favorecer el enriquecimiento de Fe_2O_3 en las muestras (ver diagrama 9.2.14).

Debido al nivel de intemperismo en las muestras (ver diagrama 9.2.8), estas presentan elevadas concentraciones de TiO_2 , K_2O y Al_2O_3 (ver diagrama 9.2.14), solo en B6 Al_2O_3 está enriquecido respecto a UCC (Condie, 1993)

De acuerdo al contenido de SiO_2 , el índice M (Bjørlikke, 1974), el contenido de Zr y la concentración relativa de elementos traza (Wedepohl, 1960) puede decirse que el sitio de depósito de B2 es el más próximo a la línea de la costa, le sigue B4 y el más alejado es B6. Los datos petrográficos proporcionados por Gayosso-Morales y Esquivel-Macías (2006, comunicación personal) coinciden con que el sitio de depósito de B6 está más alejado de la costa que las otras dos secciones. Sin embargo, manifiestan algunas dudas respecto a la ubicación de B2 y B4, debido a que en la lámina correspondiente a B4 observan una mezcla de partículas de diferentes tamaños.

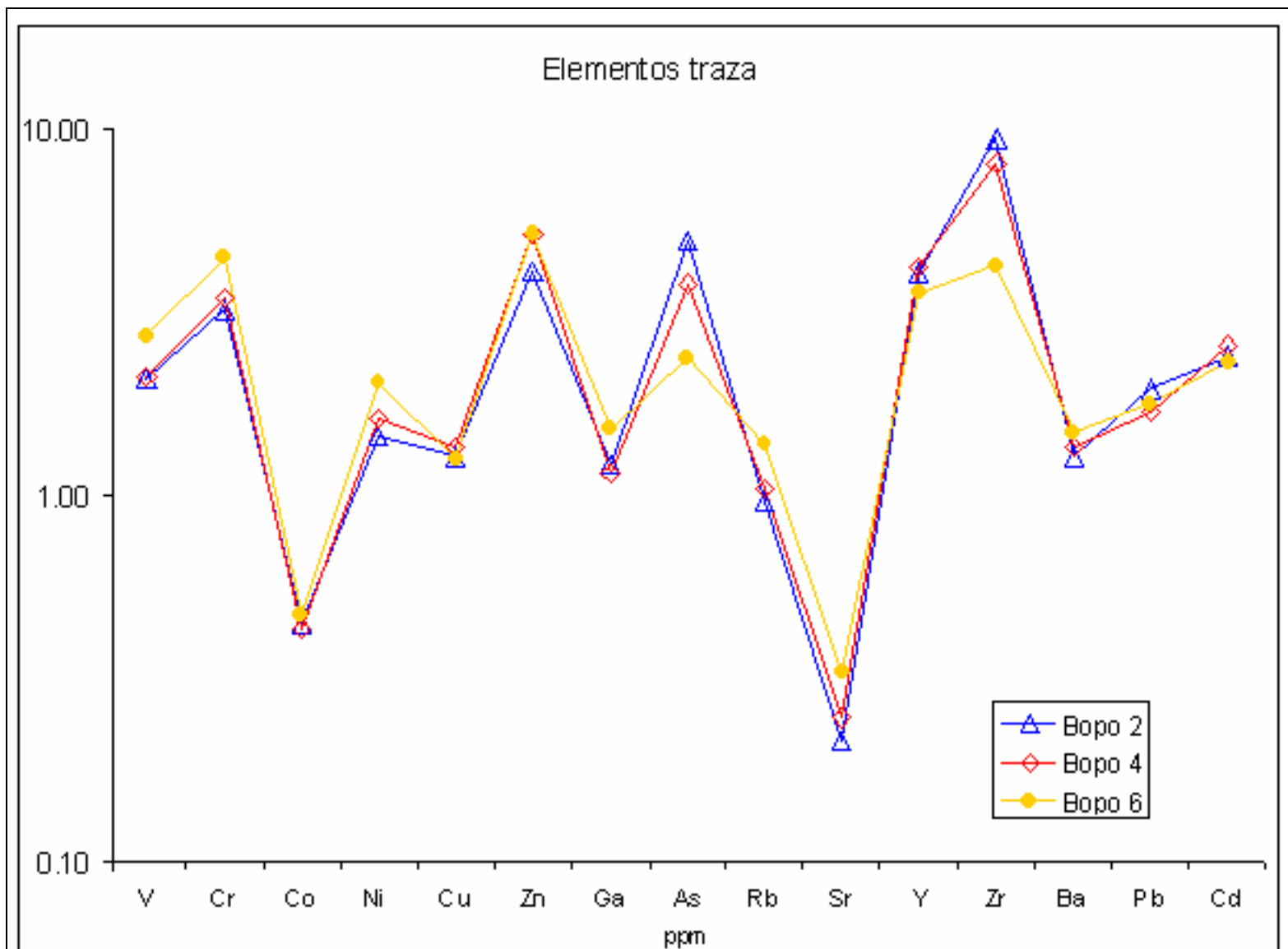


Diagrama 9.2.15. Concentración de elementos traza en muestras del afloramiento denominado “El Bopo”, perteneciente a la Unidad Despi. Datos normalizados UCC (Taylor y McLennan, 1995).

Existe una pequeña diferencia en la relación $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Anderson y Worden, 1994) de B6 respecto a B2 y B4, lo que sugiere que B6 se depositó un poco antes (ver anexo 1, tabla A1.7). Entre B2 y B4 no existe una diferencia considerable en dicha relación, por lo que estas secciones pueden considerarse contemporáneas. Los diferentes tamaños de partícula encontrados en B4 podrían deberse a que esta sección, al igual que B2, se depositó durante un periodo transgresivo.

El enriquecimiento de Ga, As y Pb (ver diagrama 9.2.15), así como el predominio de V y Zn sobre Cr, Ni y Cu, indican condiciones reductoras sulfurosas en el ambiente de depósito (Arthur *et al*, 1990. Rantitsh *et al*, 2003).

b) “Chipotla”

El contenido de SiO_2 en esta muestra está por debajo del valor promedio (Taylor y McLennan, 1995), comparando con datos reportados por LeMaitre (1976) y Rosales-Lagarde (2002) es posible estimar que entre 1.11 y 1.15% del contenido de SiO_2 pudo ser de origen biogénico.

Según los diagramas 9.2.6a y 9.2.6b, los sedimentos que componen a esta muestra proceden de rocas ígneas intermedias, por lo que el enriquecimiento de Fe_2O_3 , V, Cr, Ni, Zn y Rb puede atribuirse al origen de los sedimentos, (ver diagramas 9.2.16 y 9.2.17). El alto grado de intemperismo también pudo contribuir con el enriquecimiento de Al_2O_3 y K_2O (ver diagrama 9.2.8).

Además de la naturaleza del protolito, las condiciones redox del ambiente de depósito también pudieron ser responsables del enriquecimiento de V, Cr, Ni y Zn.

9.

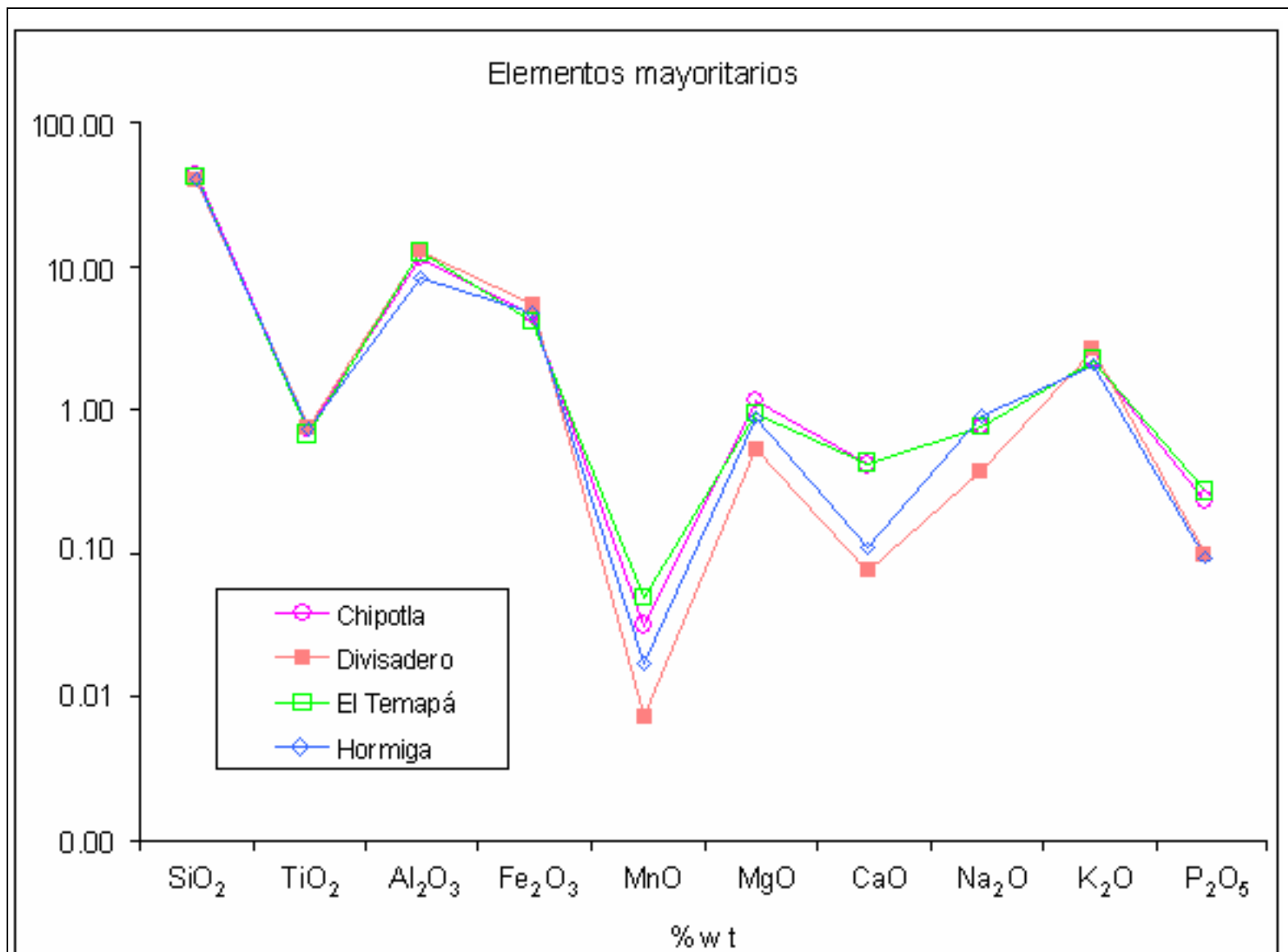
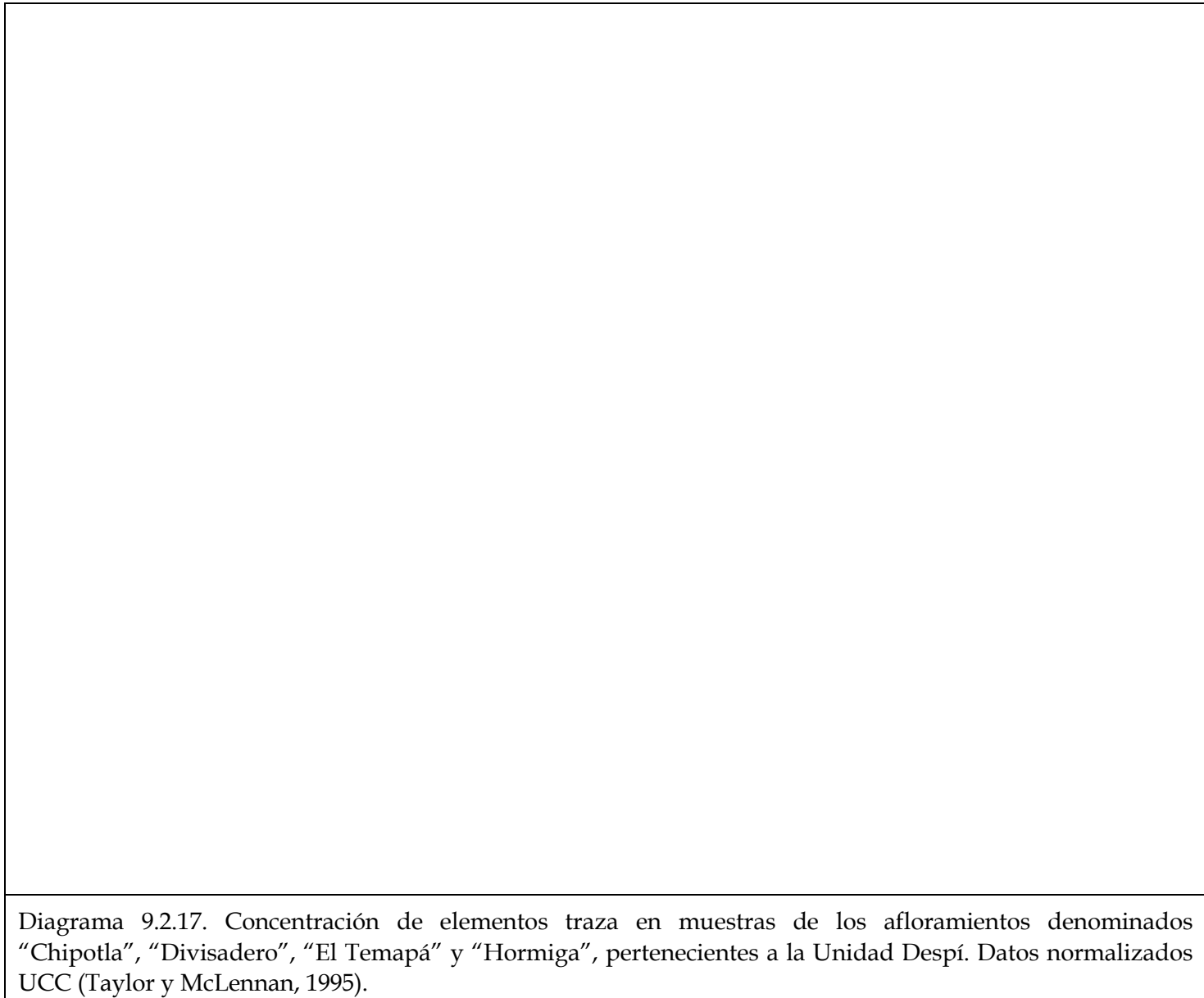


Diagrama 9.2.16. Concentración de elementos mayoritarios en muestras de los afloramientos denominados "Chipotla", "Divisadero", "El Temapá" y "Hormiga", pertenecientes a la Unidad Despí.



9.

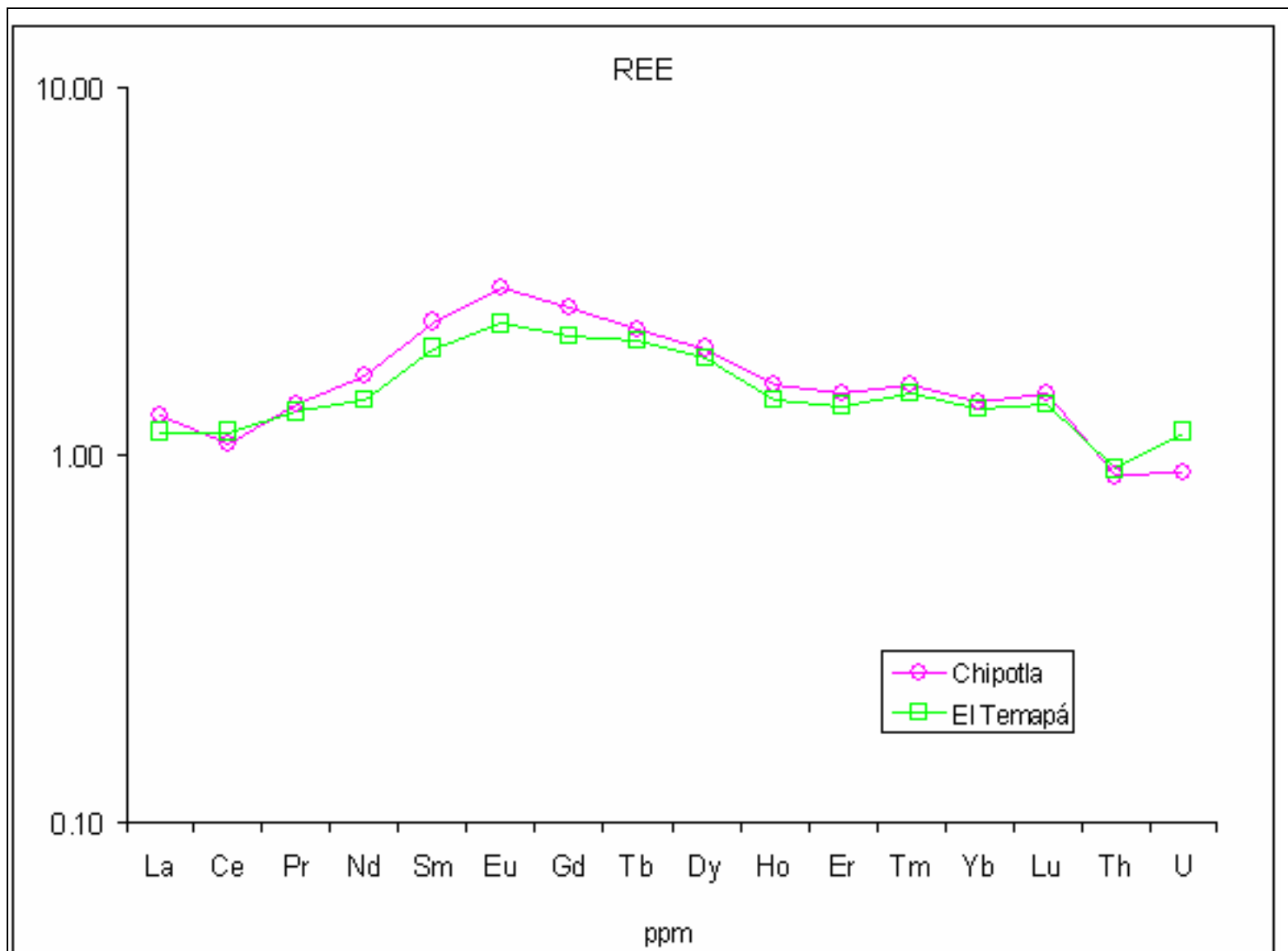


Diagrama 9.2.18. Concentración de tierras raras (REE) en muestras de los afloramientos denominados “Chipotla” y “El Temapá”, pertenecientes a la unidad Despi. Datos normalizados UCC (Taylor y McLennan, 1995).

La concentración elevada de Ga y As (ver diagrama 9.2.17), así como el predominio de V y Zn sobre Cr, Co y Cu indican condiciones disódicas sulfurosas (Jacobs y Emerson, 1985; Rosenthal *et al.*, 1995; Huerta-Díaz y Morse, 1992; Calvert y Pedersen, 1993; Algeo y Maynard, 2004).

La relación $\text{Th/U} = 0.98$ (Myers y Wignall, 1987) y la anomalía positiva de Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 1.19$), confirman las condiciones reductoras en el ambiente al tiempo de la deposición. La anomalía negativa de Ce ($\text{Ce/Ce}^* = 0.69$) indica que esta condición permaneció constante, al menos, durante algún tiempo después de la deposición (Murthy *et al.*, 2004).

En el diagrama 9.2.18 se presenta el contenido de REE en esta muestra.

c) “Divisadero”

(Localidad tipo. Erben, 1956a).

Según los valores reportados por LeMaitre (1976), solo el 2% del total de SiO_2 contenido en esta muestra, podría ser de origen biogénico.

El enriquecimiento de algunos elementos pueden deberse a las condiciones redox en el ambiente de depósito (V, Cr, Ni, Cu y Zn), al grado de intemperismo (TiO_2 , Al_2O_3 y K_2O . Ver diagrama 9.2.8) y/o a la naturaleza del protolito; que según los diagramas 9.2.6a y 9.2.6b, este es de carácter ígneo intermedio, favoreciendo las concentraciones elevadas de V, Cr, Ni, Cu, Zn, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O y TiO_2 (ver diagramas 9.2.16 y 9.2.17).

En esta muestra, la concentración de V y Zn predomina sobre la de Cr, Ni y Cu, lo que sugiere que las condiciones del ambiente de depósito eran reductoras sulfurosas. El enriquecimiento de Ga y As (ver diagrama 9.2.16) concuerda con la afirmación anterior (Algeo y Maynard, 2004; Jacobs y Emerson, 1995; Rosenthal *et al.*, 1995; Huerta-Díaz y Morse, 1992; Calvert y Pedersen, 1993).

d) “El Temapá”

La concentración de SiO₂ en esta muestra es un poco menor que la concentración promedio (Taylor y McLennan, 1995). De acuerdo con los datos reportados por LeMaitre (1976) y Rosales-Lagarde (2002), del 6 al 10% del contenido total de SiO₂ podría corresponder a un aporte de origen biogénico.

Según los diagramas 9.2.6a 9.2.6b, las rocas precursoras de estos sedimentos son de origen ígneo intermedio, lo que pudo contribuir con el enriquecimiento de Fe₂O₃, Cr, Ni, Zn y Rb. Por otro lado, el nivel de intemperismo (ver diagrama 9.2.8) pudo favorecer la concentración elevada de Al₂O₃ y K₂O (ver diagramas 9.2.16).

El enriquecimiento de Ga y As, así como el predominio de V y Zn sobre las concentraciones de Cr y Ni, sugieren condiciones reductoras sulfurosas en el ambiente de depósito (Algeo y Maynard, 2004; Jacobs y Emerson, 1995; Rosenthal *et al.*, 1995; Huerta-Díaz y Morse, 1992; Calvert y Pedersen, 1993).

Las anomalías de Eu y Ce (ver diagrama 9.2.18) también indican condiciones reductoras en el ambiente de depósito (Eu/Eu* = 1.13). Particularmente, la anomalía negativa de Ce (Ce/Ce* = 0.93) sugiere que esta condición permaneció constante después de la deposición (Murthy *et al.*, 2004).

En todo el afloramiento se observan intercalaciones de arenisca fina y limolita arcillosa; que aparecen en láminas finas, paralelas, de espesor milimétrico (ver fotografía 18), lo que sugiere ausencia de bioturbación como consecuencia de las condiciones disóxicas-anóxicas del ambiente depósito. La presencia de *Posidontis cf. semiplicata* (Aberhan y Palfy, 1996), reportada por Esquivel-Macías y colaboradores (2005), así como la existencia de pirita diseminada en los sedimentos, coinciden con las condiciones del ambiente de depósito sugeridas por la interpretación de datos geoquímicos.



Fotografía 18. Secuencia rítmica: intercalación de arenisca fina y limolita arcillosa en el afloramiento denominado "El Temapá" (Flores-Castro, 1993).

e) “Hormiga”

Los diagramas 9.2.6a y 9.2.6b, muestran que estos sedimentos provienen de rocas ígneas intermedias, con una ligera tendencia hacia las máficas, por lo que Fe_2O_3 , Cu, Ni, Rb y Zn están enriquecidos (ver diagramas 9.2.16 y 9.2.17).

El contenido de SiO_2 en esta muestra no es tan bajo respecto a UCC (Taylor y McLennan, 1995), comparando con datos reportados por LeMaitre (1976) y Rosales-Lagarde (2002) es posible estimar que del 1 al 4% del total de SiO_2 en esta muestra podría ser de origen biogénico.

En el diagrama 9.2.8 se observa que esta muestra presenta un nivel de intemperismo alto, por lo que el predominio de minerales arcillosos pudo favorecer la concentración elevada de TiO_2 y V (ver anexo 1, tablas A1.2 y A1.4).

Las condiciones reductoras del ambiente de depósito pudieron contribuir al enriquecimiento de V, Cr, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Pb y Cd. La concentración elevada de los cuatro últimos elementos, sugiere deposición bajo condiciones sulfurosas, que se confirman con el predominio de V y Zn sobre Cr, Ni y Cu (Algeo y Maynard, 2004; Jacobs y Emerson, 1995; Rosenthal *et al.*, 1995; Huerta-Díaz y Morse, 1992; Calvert y Pedersen, 1993).

f) “Peña Blanca”

En este afloramiento se observan dos segmentos, se especula que se trata del mismo ambiente de depósito y que los bloques solo están divididos por una falla. Las secciones del afloramiento se denominaron “Peña Blanca 1” (PB1) y “Peña Blanca 2” (PB2).

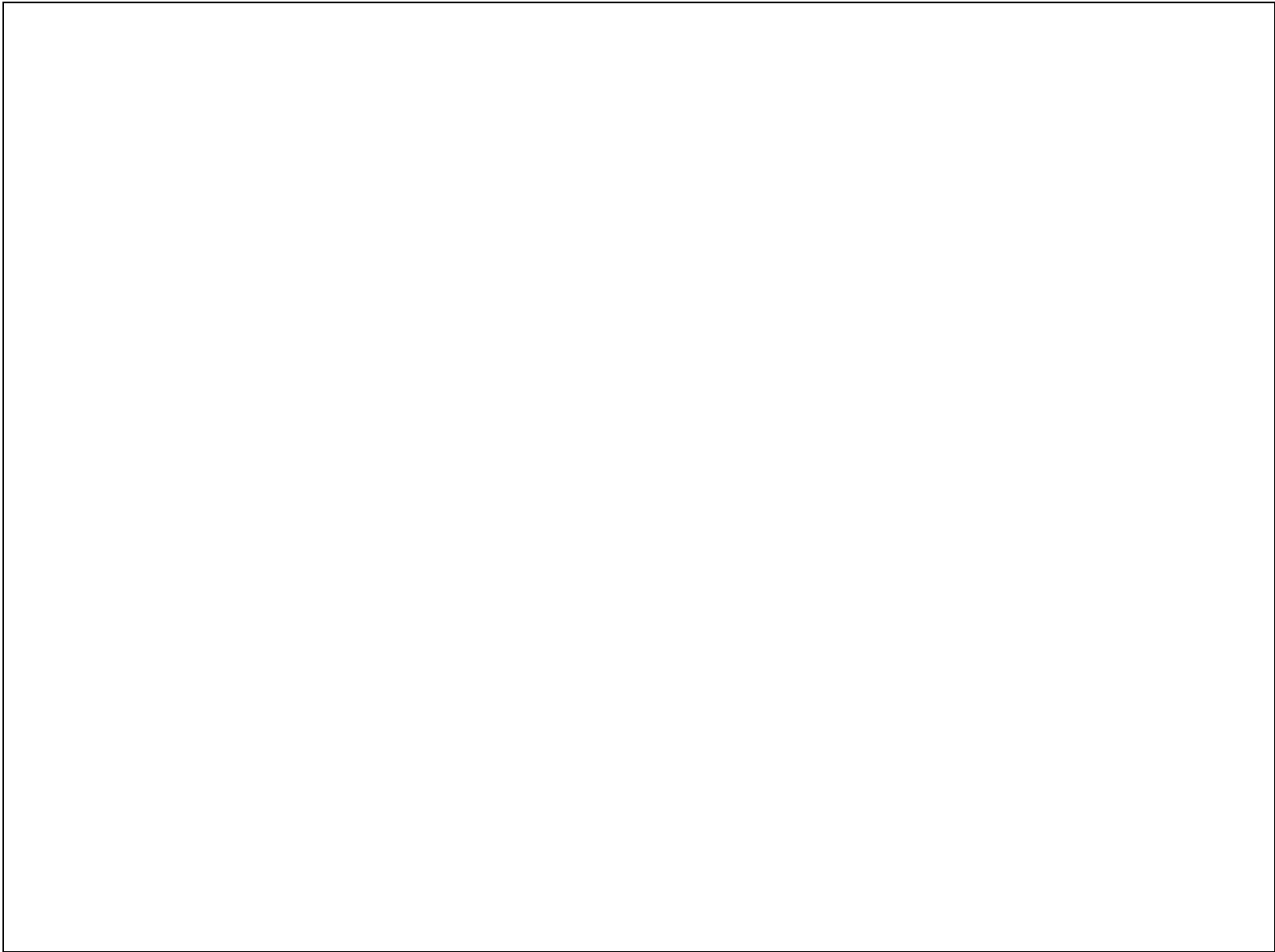


Diagrama 9.2.19. Concentración de elementos mayoritarios en muestras del afloramiento denominado "Peña Blanca", perteneciente a la unidad Despí. .

9.

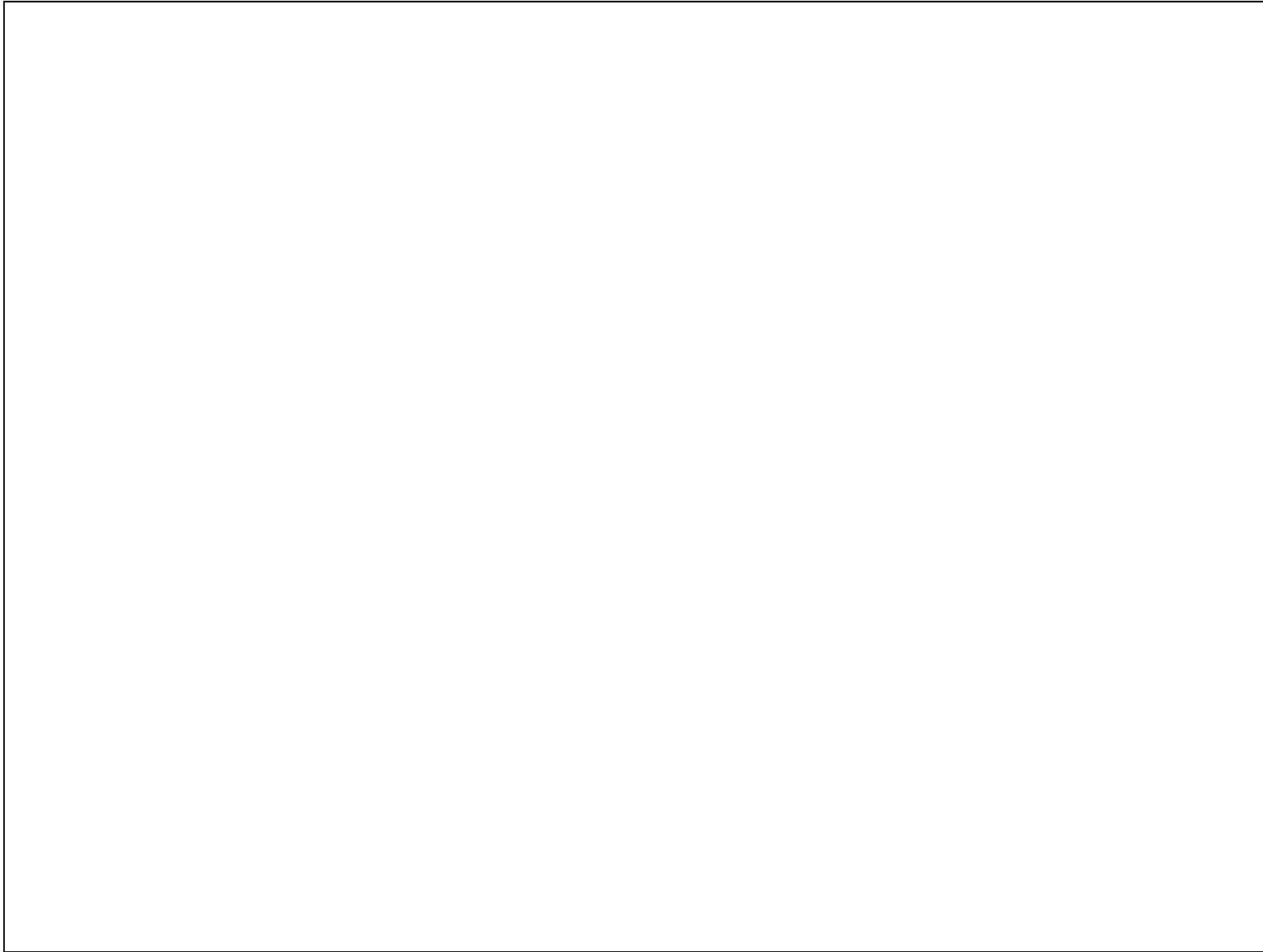


Diagrama 9.2.20. Concentración de elementos traza en muestras del afloramiento denominado "Peña Blanca", perteneciente a la Unidad Despí. Datos normalizados UCC (Taylor y McLennan, 1995).

Al graficar el contenido de elementos mayoritarios y elementos traza, los patrones obtenidos de PB1 y PB2 son muy similares (ver diagramas 9.2.19 y 9.2.20), se observa que PB2 presenta un enriquecimiento elemental más notable respecto a PB1. Adicionalmente, si se considera que el valor de M para PB1 es menor que para PB2, puede afirmarse que PB2 se depositó a una profundidad mayor que PB1.

Entre PB1 y PB2 existe una diferencia mínima en la relación TiO_2/Al_2O_3 (ver anexo 1, tabla a1.7), esto indica que ambas secciones son contemporáneas (Anderson y Worden, 2004). Los resultados obtenidos de estudios petrográficos y paleontológicos realizados por Granados-León y Esquivel-Macías (2006, comunicación personal) en el mismo afloramiento, concuerdan con las afirmaciones anteriores.

PB1 y PB2 presentan un enriquecimiento de Cd (diagrama 9.2.20), que puede deberse a la precipitación de este elemento como sulfuro, indicando condiciones reductoras en el ambiente de depósito (Jacobs y Emerson, 1995; Rosenthal *et al.*, 1995; Huerta-Díaz y Morse, 1992; Calvert y Pedersen, 1993). En ambas muestras predomina la concentración de V, Zn y Pb sobre la de Cr, Co y Cu, esto también se debe a las condiciones sulfurosas al tiempo de la deposición (Algeo y Maynard, 2004). La concentración de Cd más elevada en PB2 que en PB1, confirma que PB2 se trata de un sitio más profundo que PB1.

“Peña Blanca 1”

La concentración elevada de Fe_2O_3 se debe al origen ígneo máfico de los sedimentos (diagramas 9.2.6a y 9.2.6b). La naturaleza del protolito, junto con las condiciones reductoras del ambiente de depósito, contribuyeron al enriquecimiento de Cr, Ni, Cu, y Zn en esta muestra.

Las ligeras variaciones de energía en el ambiente de depósito relacionadas con mareas, reportadas por Granados-León (2006, comunicación personal), así como el grado de intemperismo en esta muestra (ver diagrama 9.2.8) pueden ser responsables del enriquecimiento de Al_2O_3 (respecto a UCC).

Según el diagrama 9.2.19, podría interpretarse que SiO_2 también está enriquecido; sin embargo, comparando con los valores reportados por Condie (1993), el contenido de SiO_2 en PB1 es ligeramente menor al promedio. De acuerdo con los datos reportados por Le Maitre (1976) y Rosales-Lagarde (2002) se estima que del 1 al 5% del total de SiO_2 en esta muestra, podría ser de origen biogénico.

“Peña Blanca 2”

Los sedimentos de PB2 pudieron proceder de fuentes ígneas intermedias e ígneas félsicas, como lo indican los diagramas 9.2.6b y 9.2.6b. El bajo contenido de SiO_2 y la elevada concentración Zn (casi 6 veces el valor promedio), indican el predominio del aporte de origen ígneo intermedio sobre el félsico.

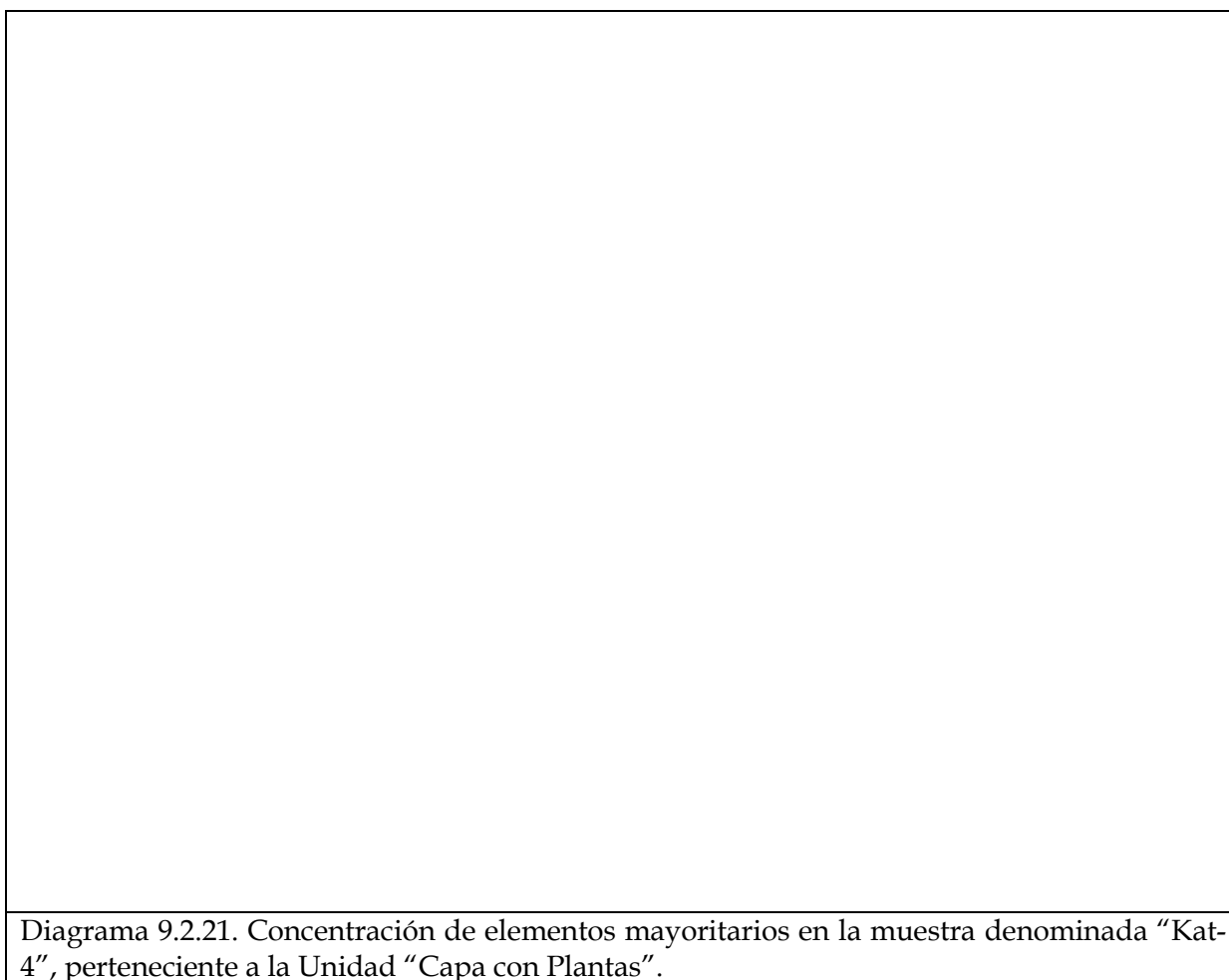
El enriquecimiento de Al_2O_3 y TiO_2 (ver diagrama 9.2.19) se debe a la incorporación de estos óxidos a minerales arcillosos.

La concentración de SiO_2 en esta muestra es un poco menor que UCC (Taylor y McLennan, 1995). Al comparar con los datos reportados por LeMaitre (1976) y Rosales-Lagarde (2002), puede estimarse que entre 6 y 9% del total de SiO_2 en PB2 es de origen biogénico.

9.2.4. Unidad "Capa con Plantas".

En los mismos sedimentos que contienen los restos vegetales (muestra "Kat-4", ver fotografía 5), se encontró un amonite, el cual hasta la fecha no ha sido identificado; por lo tanto, la edad de este afloramiento no ha podido determinarse.

Durante el presente trabajo, se consideró a esta localidad como la cima de la columna litológica para el Jurásico temprano en el área de estudio, por la posición estratigráfica que guarda respecto a las demás unidades. Aunque posiblemente podría corresponder a una edad posterior (Jurásico Medio-Superior?).



Sin embargo, las características geoquímicas de la muestra denominada "Kat-4" son similares a las de unidades descritas anteriormente: contenido de elementos mayoritarios y trazas (ver diagramas 9.2.5, 9.2.7, 9.2.21 y 9.2.22), naturaleza del protolito (carácter ígneo intermedio, ver diagramas 9.2.6a y 9.2.6b) y nivel de intemperismo (ver diagrama 9.2.8).

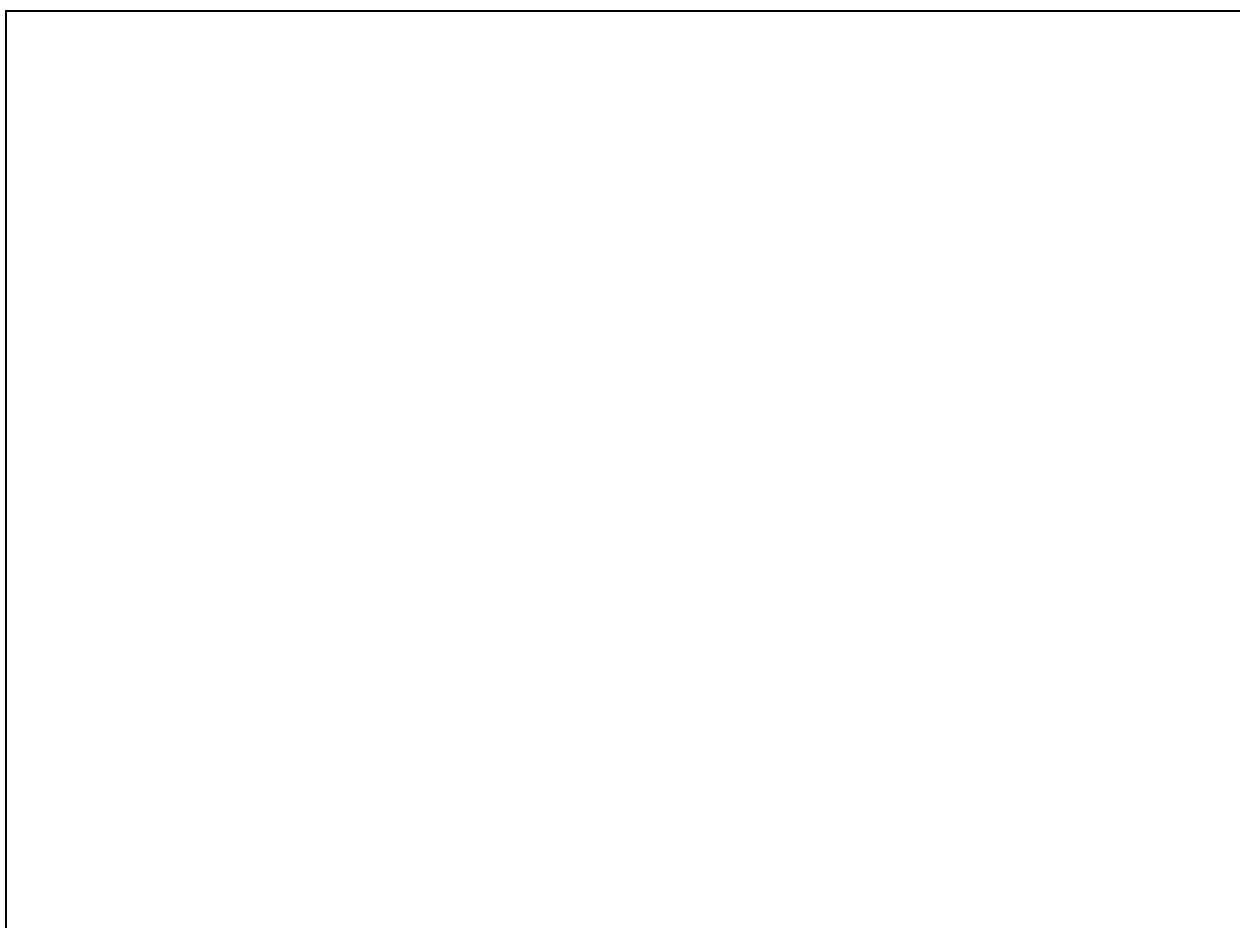


Diagrama 9.2.22. Concentración de elementos traza en la muestra denominada "Kat-4", perteneciente a la Unidad "Capa con Plantas". Datos normalizados UCC (Taylor y McLennan, 1995).

9.3. Geoquímica orgánica.

La cantidad MO extraída (ver anexo 2, tabla A2.1) varía entre 0.2 y 2.51 mg/g (mg de MO por gramo de muestra); considerando lo anterior, se estima que el contenido total de materia orgánica (bitumen + kerógeno) podría oscilar entre 1.11 y 50.24 mg/g (correspondientes al 0.02 y 5.02 %wt, respectivamente). Su composición corresponde a una mezcla de alcanos alifáticos (C_{16} - C_{27} , lineales y ramificados), ésteres de ácidos grasos y trazas de compuestos aromáticos (ver figura 9.3).

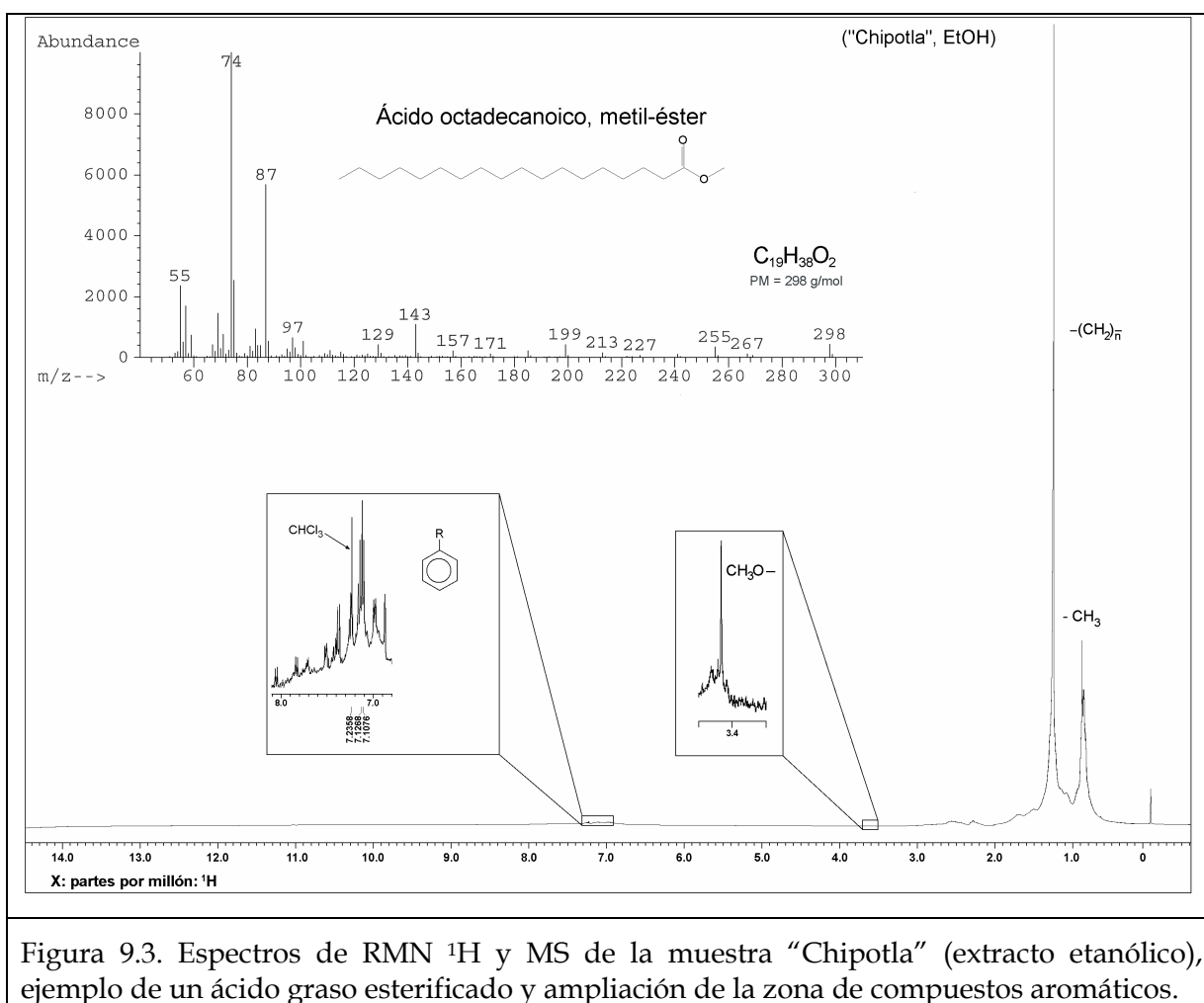
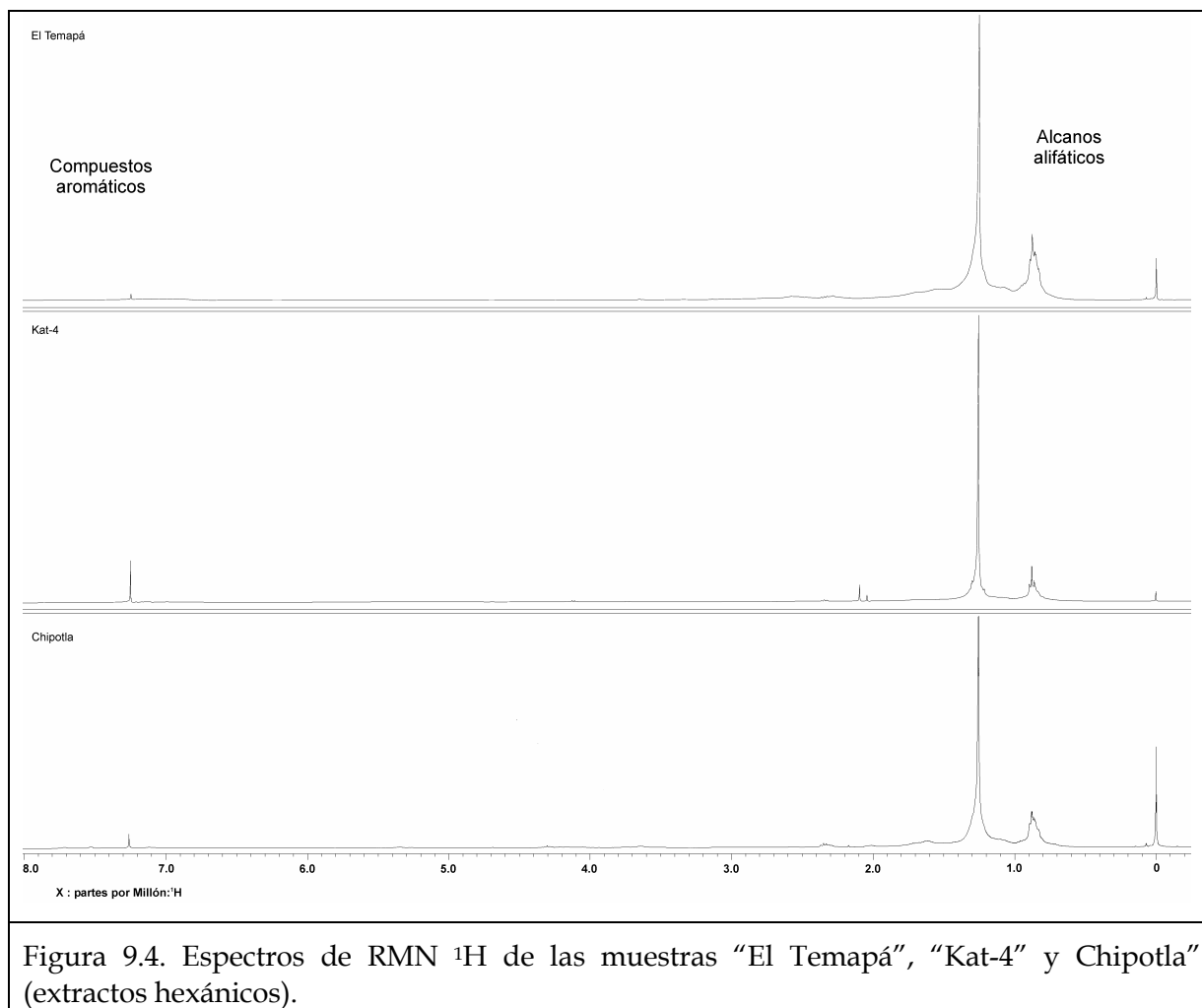
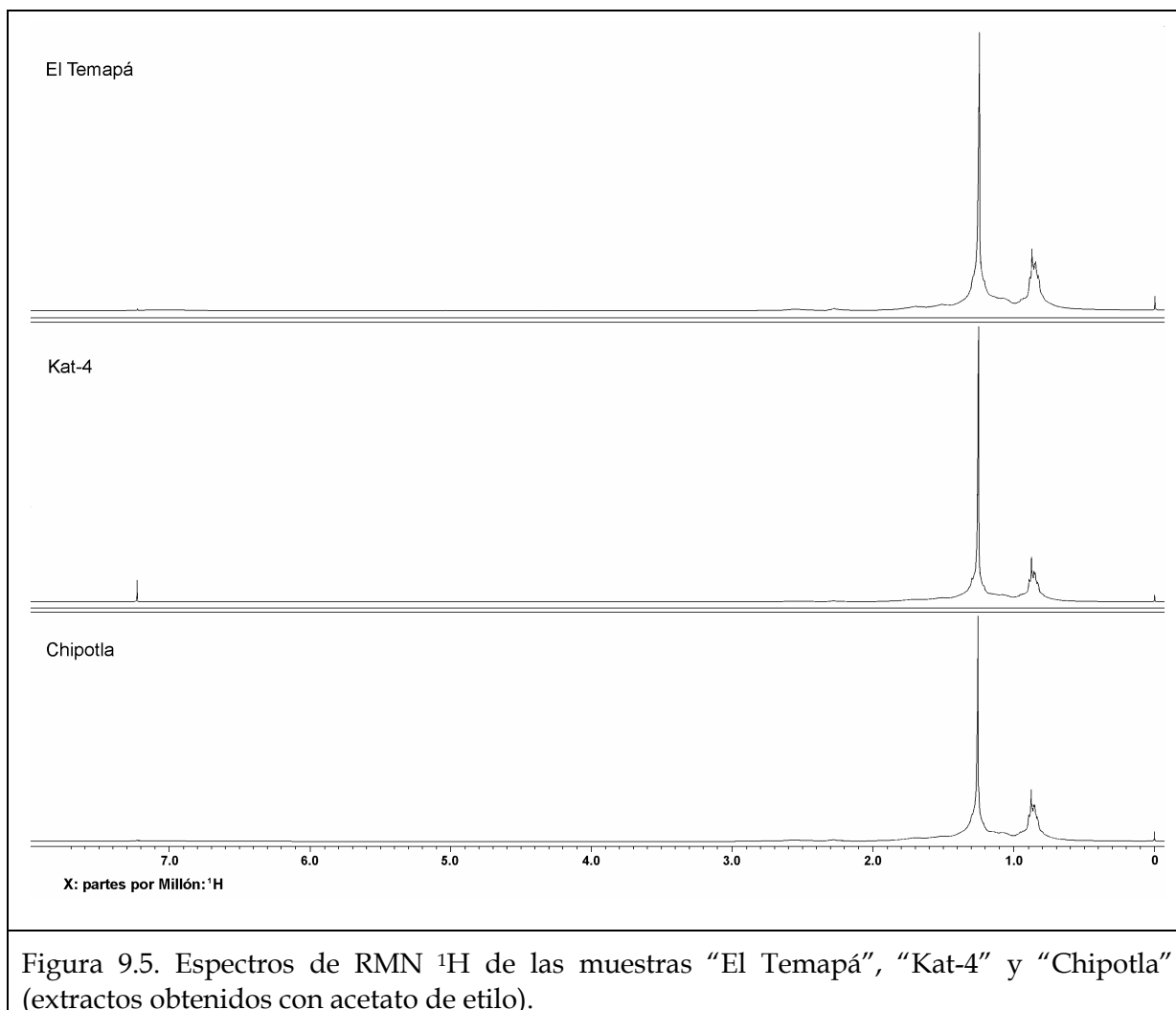


Figura 9.3. Espectros de RMN ¹H y MS de la muestra “Chipotla” (extracto etanólico), ejemplo de un ácido graso esterificado y ampliación de la zona de compuestos aromáticos.



En las figuras 9.4 y 9.5 se muestra una comparación entre los espectros de RMN ^1H de extractos obtenidos con hexano y acetato de etilo, donde puede apreciarse que la composición de MO de las muestras "Chipotla", "Kat-4" y "El Temapá" es similar, además del predominio de alcanos sobre otros componentes de la mezcla.

Al igual que los datos de geoquímica inorgánica, tampoco existen diferencias significativas en el tipo de MO extraída, por lo que solo se muestran los espectros de RMN ^1H más representativos.



Por el motivo especificado anteriormente, solo se analizaron los extractos de tres muestras por medio de CG-MS ("Chipotla", "Kat-4" y "El Temapá"). Los espectros incluidos en el Anexo 2 corresponden a alcanos alifáticos predominantes en las muestras.

Los *n*-alcanos son derivados de componentes estructurales (membranas) tales como fosfolípidos y esfingolípidos (producidos por algas y bacterias) o biopolímeros polimetilénicos (biosintetizados por microalgas. Tegelaar *et al.*, 1989), y ceras provenientes de restos de plantas vasculares (Hedberg, 1968). Además de las fuentes biológicas mencionadas anteriormente, también son productos catagénicos

derivados de compuestos de cadena larga como ácidos grasos y alcoholes Algunos *n*-alcanos pueden emplearse como indicadores paleoambientales y/o taxonómicos. Por ejemplo, la concentración elevada de *n*-alcanos entre nC_{15} y nC_{19} (figuras 9.6 a 9.9) indican la presencia de algas o cianobacterias marinas (e.g. Fowler, 1992; Hoffmann *et al.*, 1987).

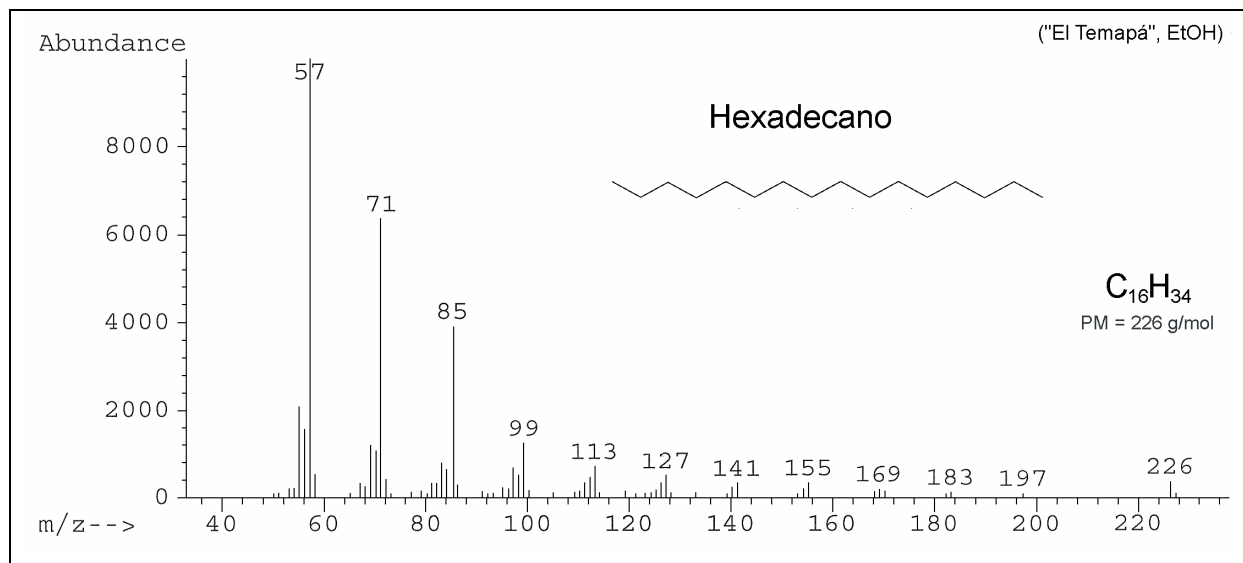


Figura 9.6. Espectro de masa correspondiente a Hexadecano, obtenido del extracto etanólico “El Temapá”.

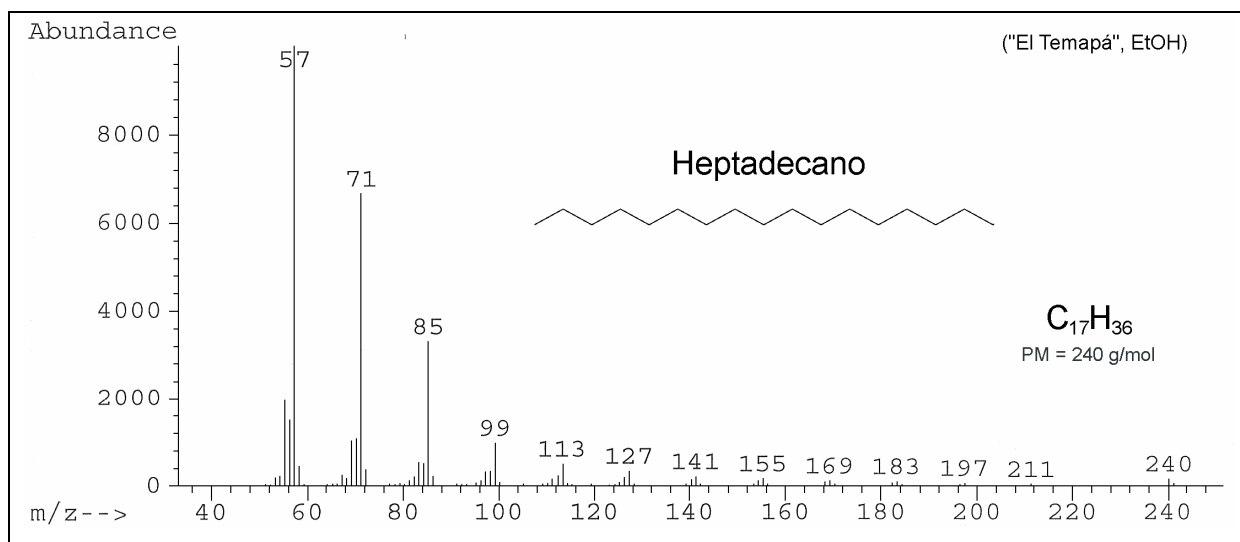


Figura 9.7. Espectro de masa correspondiente a Heptadecano, obtenido del extracto etanólico “El Temapá”.

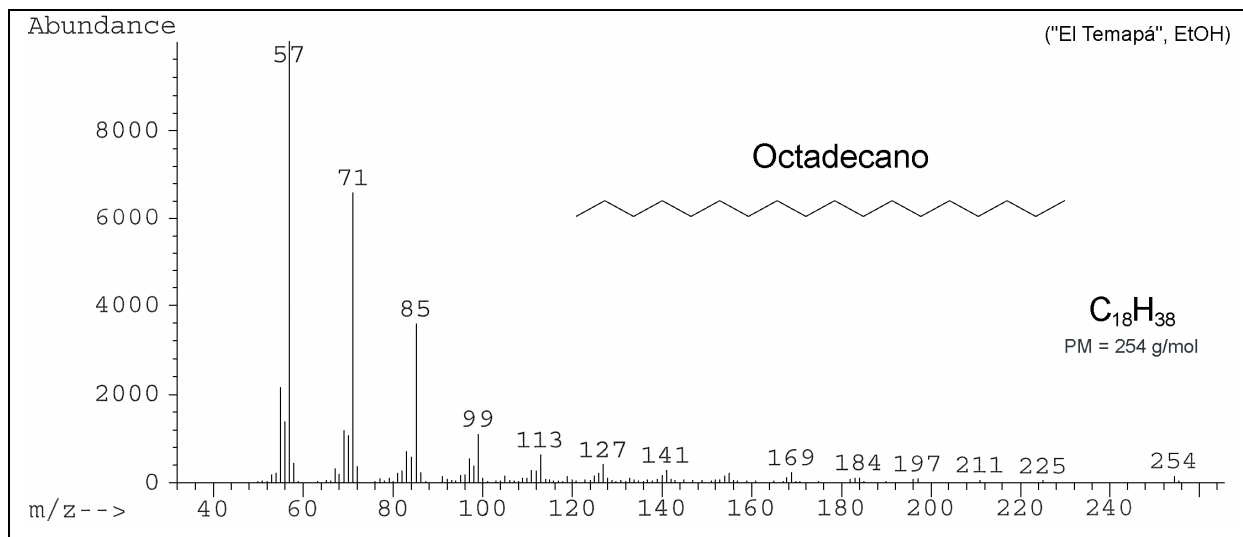


Figura 9.8. Espectro de masa correspondiente a Octadecano, obtenido del extracto etanólico de “El Temapá”.

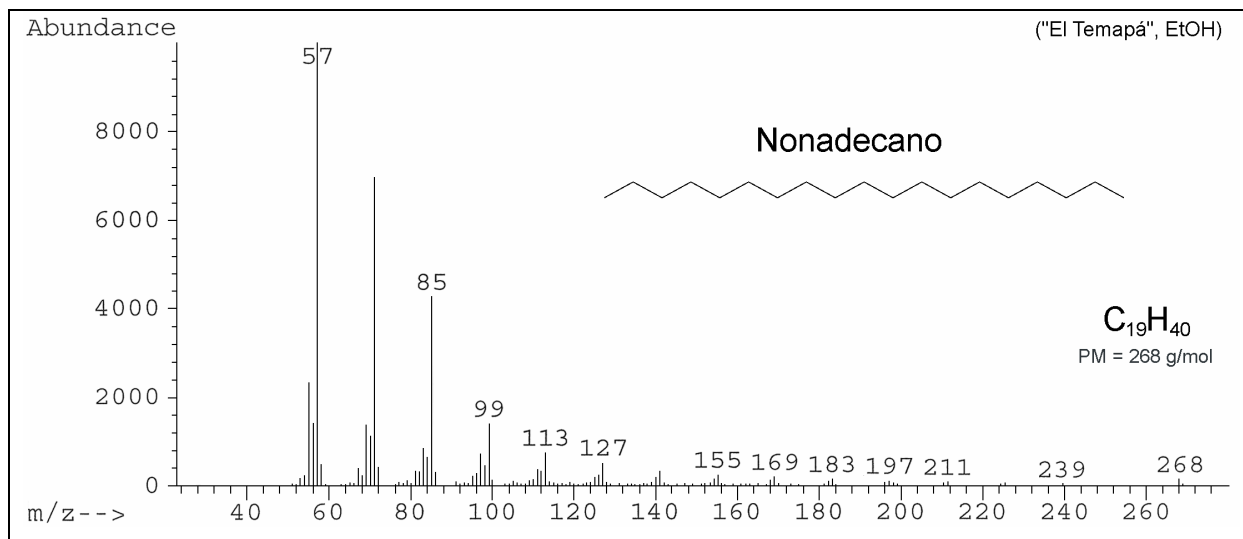
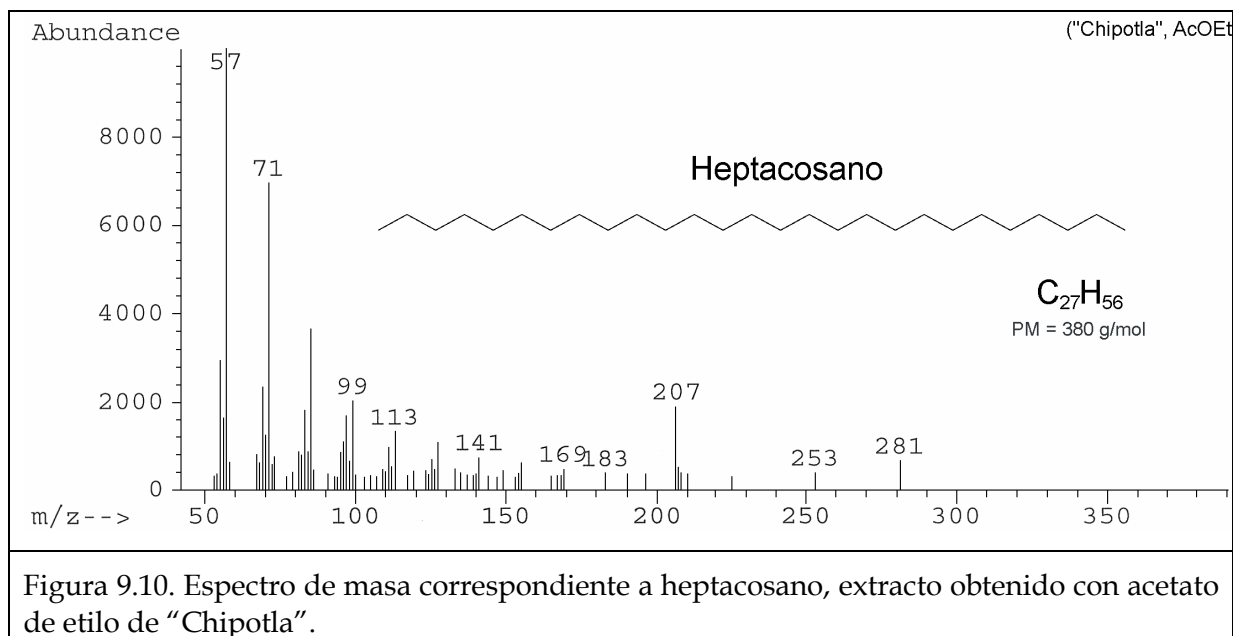
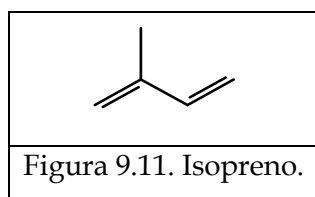


Figura 9.9. Espectro de masa correspondiente a Nonadecano, obtenido del extracto etanólico de “El Temapá”.



Los alcanos de cadena larga con más de 27 átomos de carbono frecuentemente son derivados de ceras de plantas e indican aporte de materia orgánica de origen continental (Hedberg, 1968; Tissot y Welte, 1984), solo de "Chipotla" se obtuvo un espectro de masa que podría corresponder con compuestos de este tipo (figura 9.10, 90% correspondencia con base de datos)



Otra clase de hidrocarburos comunes en sedimentos son los isoprenoides, que están formados por unidades de isopreno (figura 9.11). De estos compuestos, los más estudiados son Pristano (Pr, *i*-C₁₉) y Fitano (Ph, *i*-C₂₀).

Bajo condiciones anóxicas, la ruptura de la cadena lateral de la clorofila produce fitol, que es reducido a dihidrofitol y por último, a fitano. En condiciones óxicas, el fitol se oxida a ácido fiténico, que al descarboxilarse produce pristeno; de la reducción de éste último se produce pristano (ver figura 9.12).

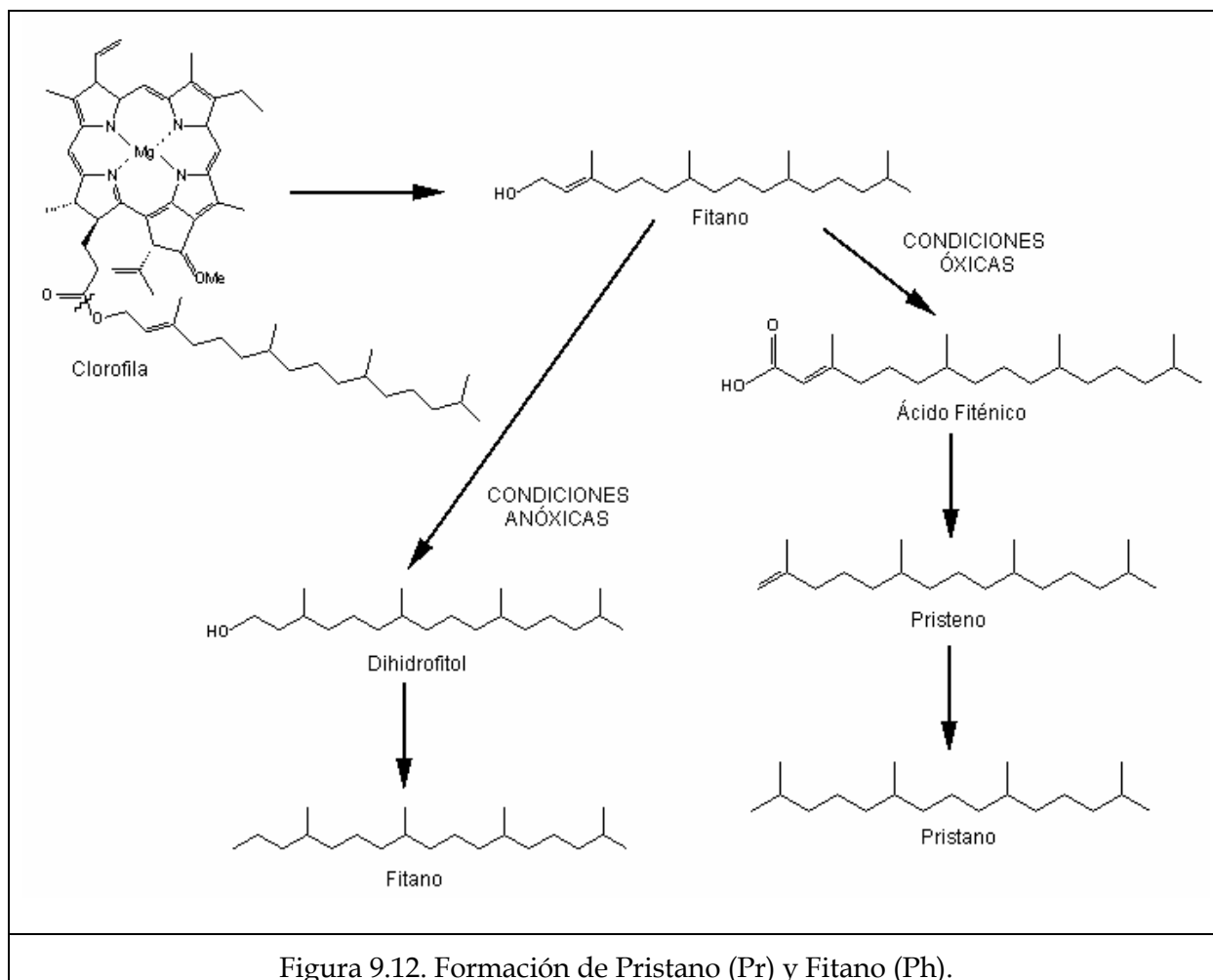


Figura 9.12. Formación de Pristano (Pr) y Fitano (Ph).

La identificación de estos compuestos en mezclas puede llevarse a cabo por medio de CG, las señales correspondientes a Pr y Ph aparecen a la derecha de nC_{17} y nC_{18} respectivamente (ver figura 9.13).

En la figura 9.14 se presenta un espectro de masa que confirma la presencia de Fitano en "Kat-4". La relación Pr/Ph en esta muestra es igual a 0.49, que indica condiciones anóxicas (Didyk *et al.*, 1978) y posiblemente, hipersalinidad (Haven *et al.*, 1987) en el ambiente de depósito.

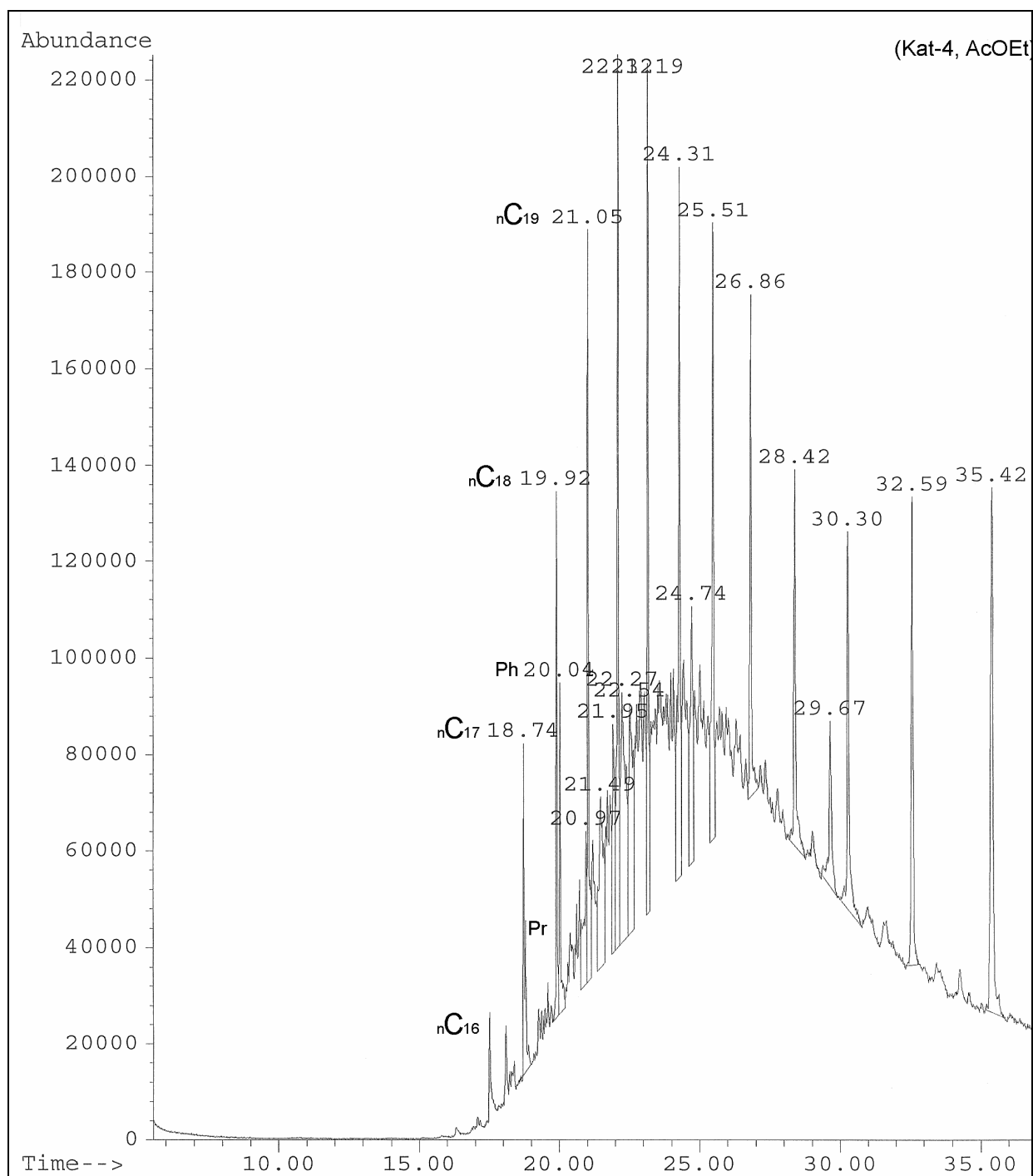
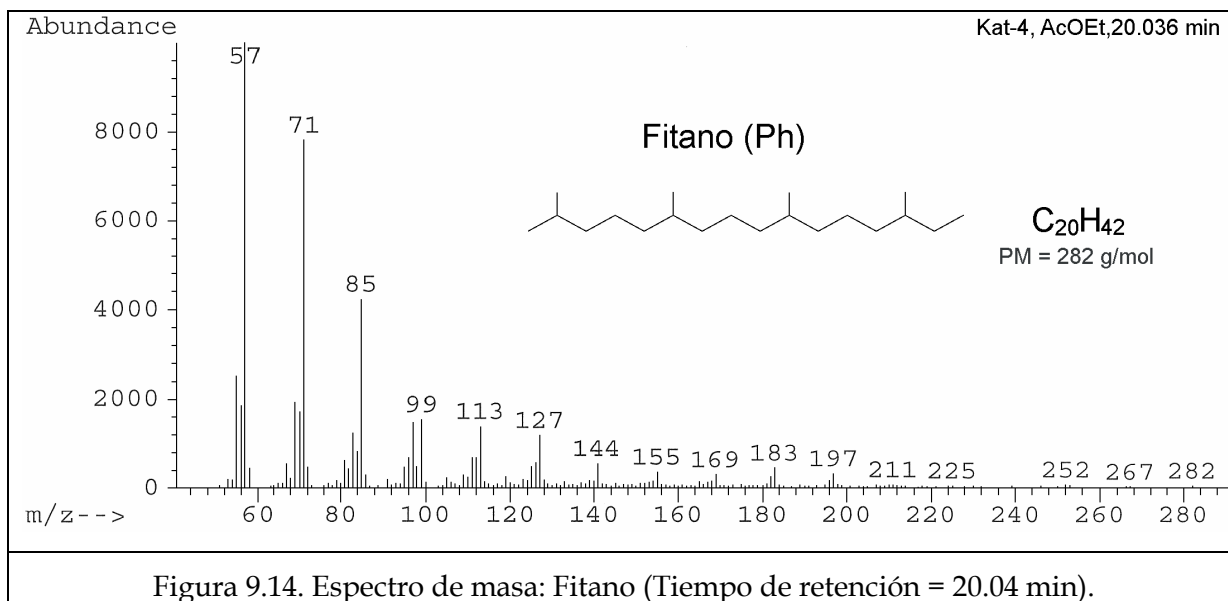
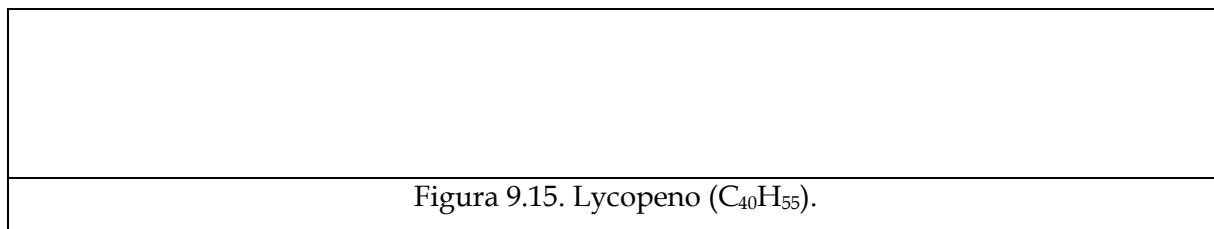


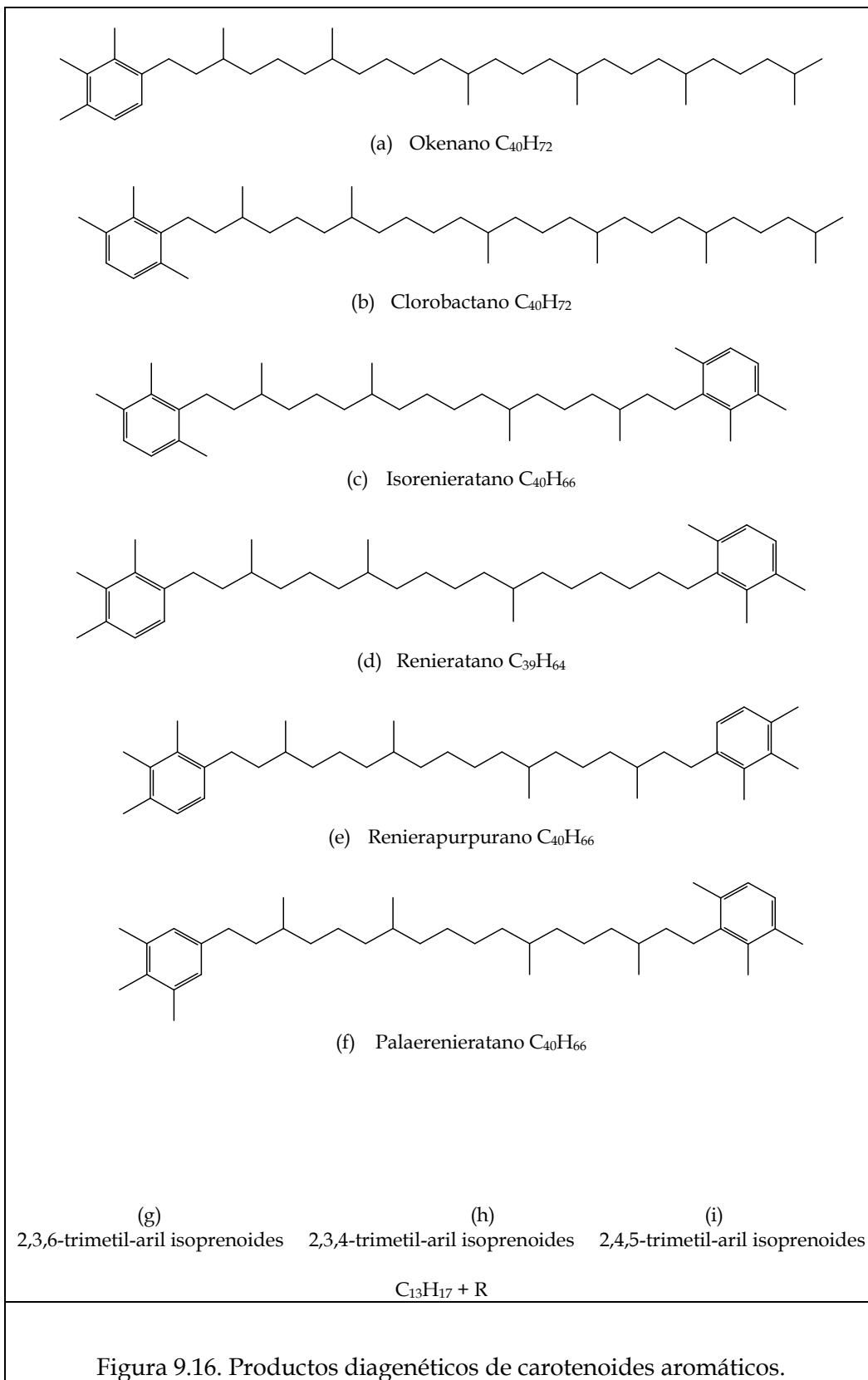
Figura 9.13. Cromatograma del extracto obtenido de "Kat-4" empleando acetato de etilo. Las señales que aparecen a la derecha de nC_{17} y nC_{18} corresponden a Pristano y Fityl respectivamente (Tiempo de retención = 20.04 min: Fityl). Abundancia relativa: Pr=45945.94, nC_{17} =81081.08, Ph=94054.05 y nC_{18} =133513.51.

El resultado anterior también sugiere que estos compuestos son de origen marino (algas y/o cianobacterias) principalmente (Hughes *et al.*, 1985). El predominio de Ph sobre Pr en esta muestra se debe a que la materia orgánica de la que provienen no fue biodegradada después de depositarse ni alterada térmicamente durante la diagénesis (Tissot y Welte, 1984; Peters y Moldowan, 1993).



Las relaciones $Pr/nC_{17} = 0.57$, $Ph/nC_{18} = 0.70$ y $(Pr+nC_{17})/(Ph+nC_{18}) = 0.56$ en "Kat-4" sugieren una alternancia entre fases lacustres y marinas (Alexander *et al.*, 1981; Volkman y Maxwell, 1986).





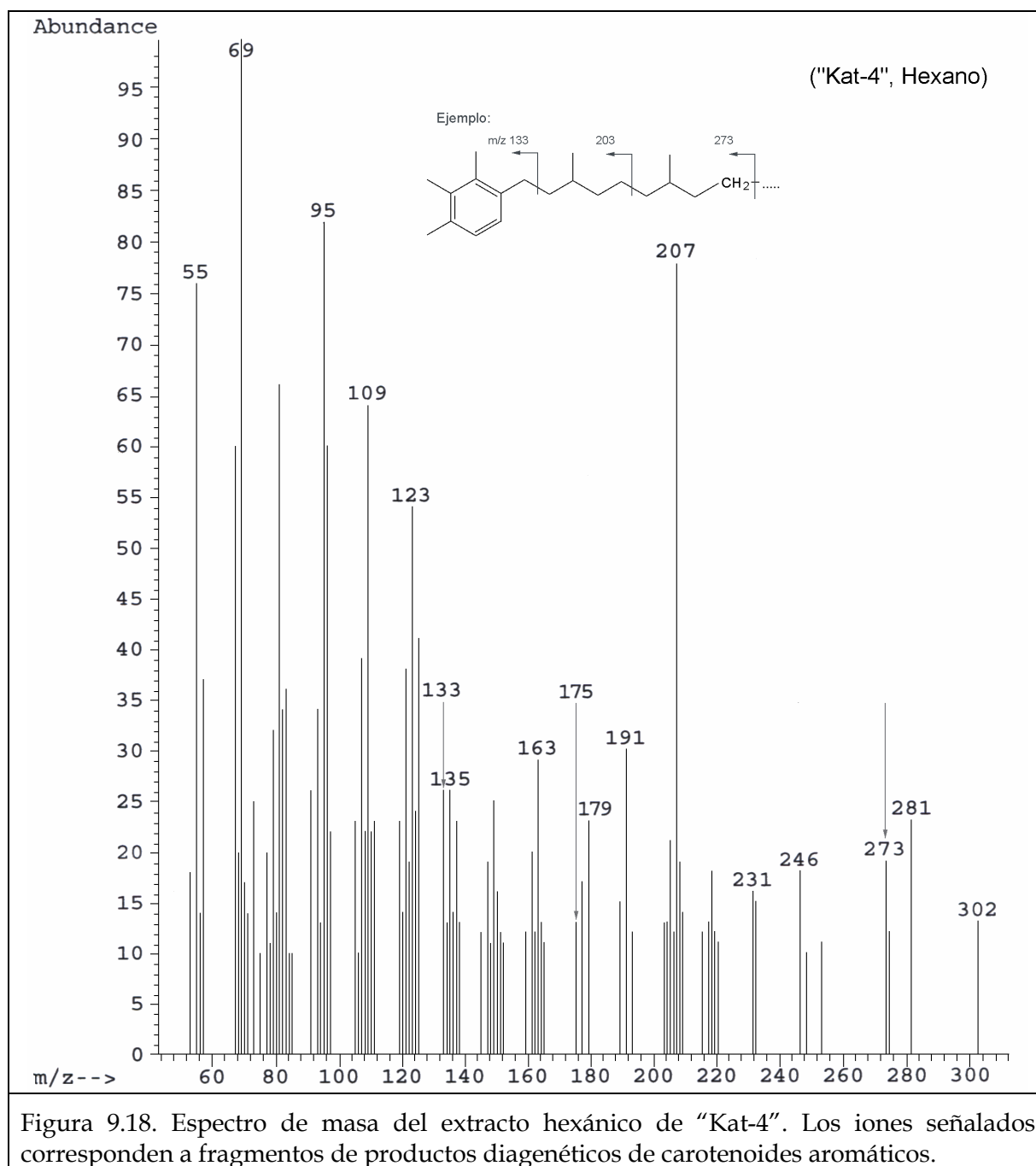
Otro grupo importante de biomarcadores son los Carotenoides, pigmentos lipídicos derivados del lycopeno (figura 9.15) como producto de diversas reacciones tales como hidrogenación, dehidrogenación, ciclización y oxidación. Estos compuestos provienen de bacterias fotosintéticas, eucarióticas y halofílicas (*archaea*), aunque también son producidos por algunos organismos no fotosintéticos (Liaaen-Jensen, 1979).

Las bacterias fotosintéticas (*Chlorobiaceae*) y sulfofílicas (*Chromatiaceae*) son una fuente biológica significativa de carotenoides aromáticos en ambientes sedimentarios acuáticos. El crecimiento de la mayoría de estos organismos requiere la presencia de luz, especies reducidas de azufre y ausencia de oxígeno; por lo que estas moléculas son empleadas como indicadores de euxinia en la zona fótica (Summons y Powell, 1986; Requejo *et al.*, 1992; Sinninghe-Damsté, *et al.*, 1993; Koopmans *et al.*, 1996a; Brocks, *et al.*, 2005).

m/z 133
Figura 9.17. Ejemplo de un ion trimetil-aril característico de carotenoides aromáticos.

En un espectro de masa la señal m/z 133 corresponde al ion característico de los compuestos mostrados en la figura 9.16 (Koopmans *et al.*, 1996). Otros iones que permiten identificar a estos compuestos son m/z 203,273, 343 y 413; además de 483 para Okenano y Clorobactano, 399 para Renieratano y 175+R para trimetil-aril isoprenoides (figura 9.17). Los isómeros solo pueden ser diferenciados entre sí por su composición isotópica de ^{13}C (Kohnen *et al.*, 1992; Hartgers *et al.*, 1993).

En las figuras 9.18 a 9.20 se muestran algunos espectros de masa de “Kat-4” y “El Temapá”, en los que aparecen algunos los iones mencionados anteriormente.



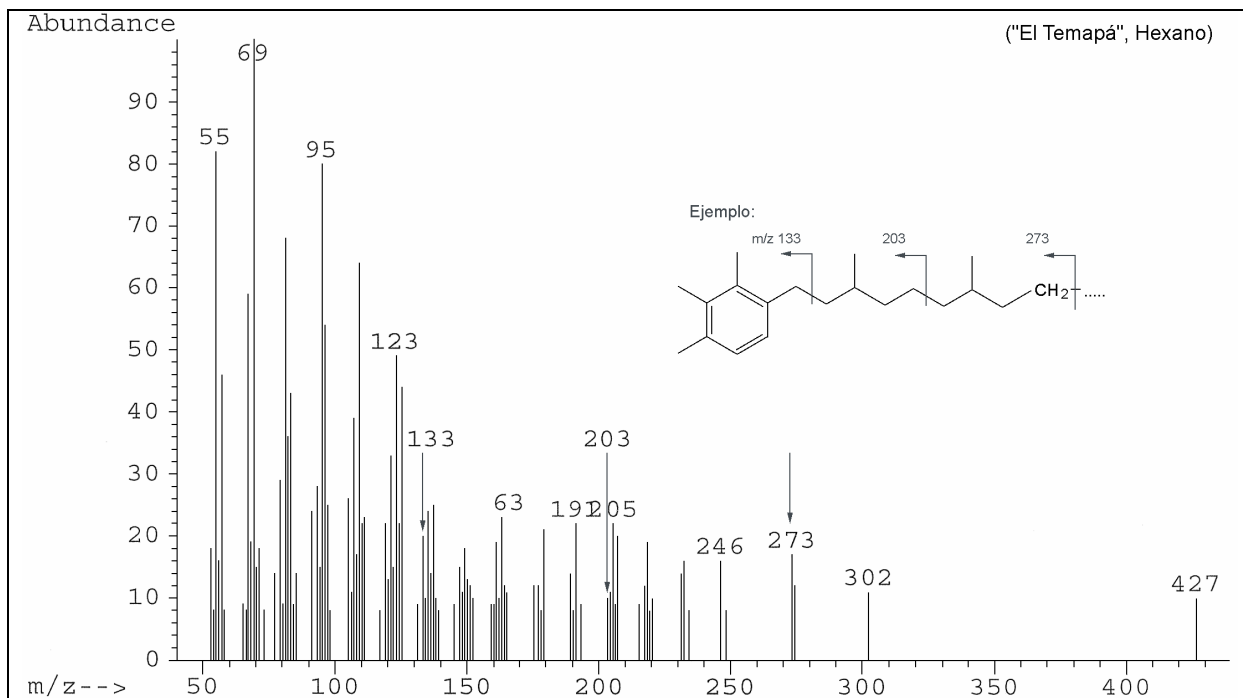


Figura 9.19. Espectro de masa del extracto hexánico de “El Temapá”. Los iones señalados corresponden a fragmentos de productos diagenéticos de carotenoides aromáticos.

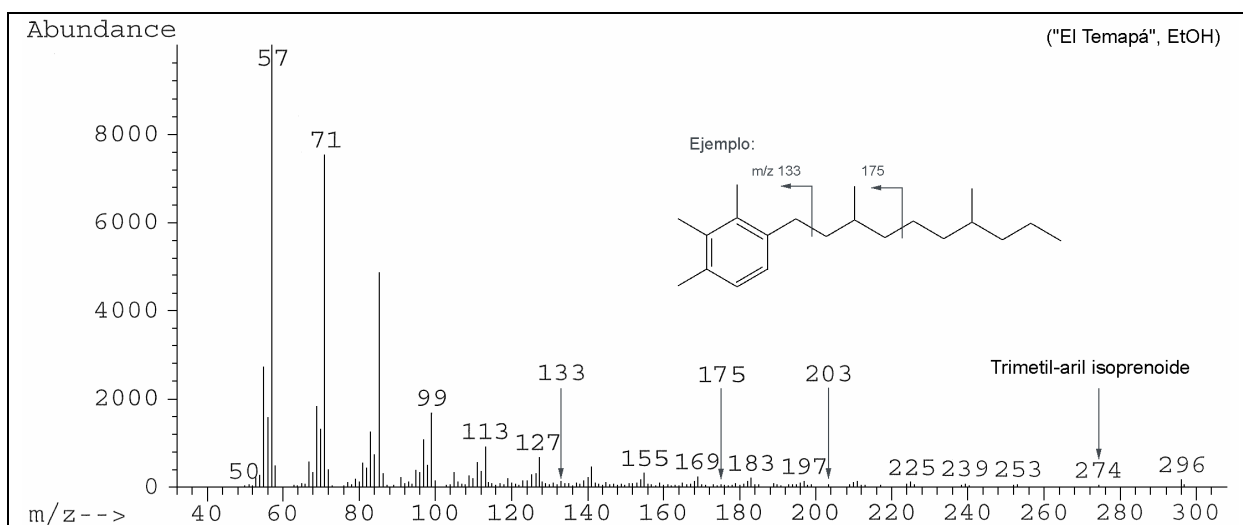


Figura 9.20. Espectro de masa del extracto etanólico de “El Temapá”. Los iones señalados corresponden a fragmentos de algún aril isoprenoides tri-metilado.

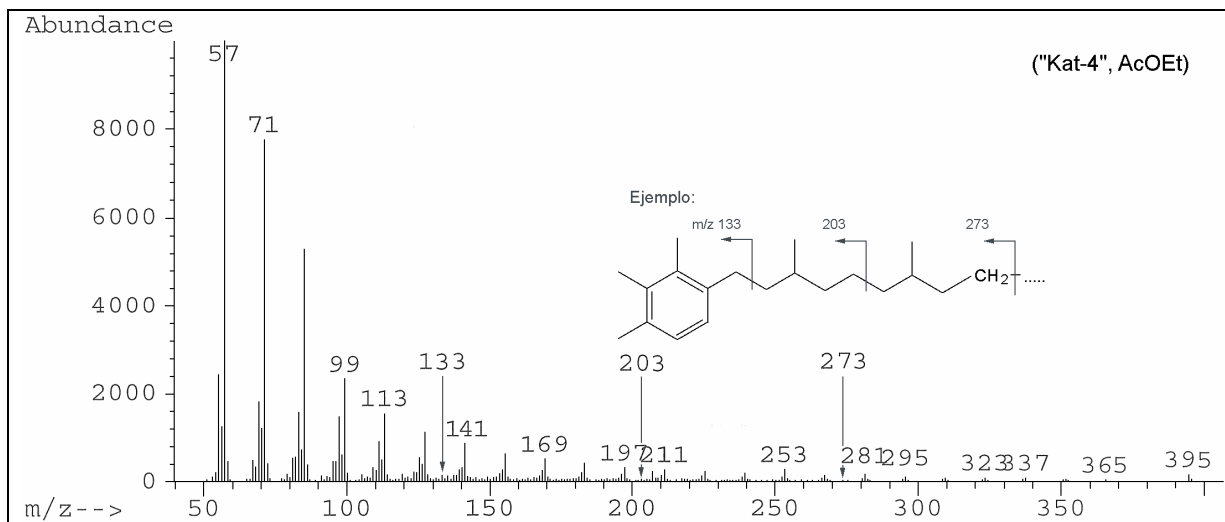


Figura 9.21. Espectro de masa del extracto obtenido con acetato de etilo de “Kat-4”. Los iones señalados podrían corresponder a fragmentos de productos diagenéticos de carotenoides aromáticos

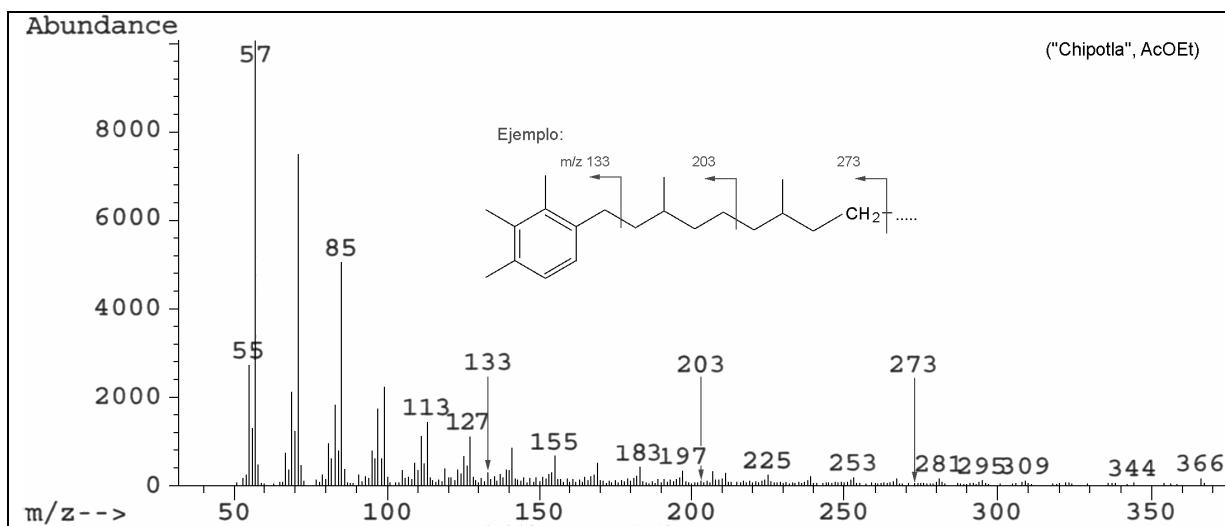
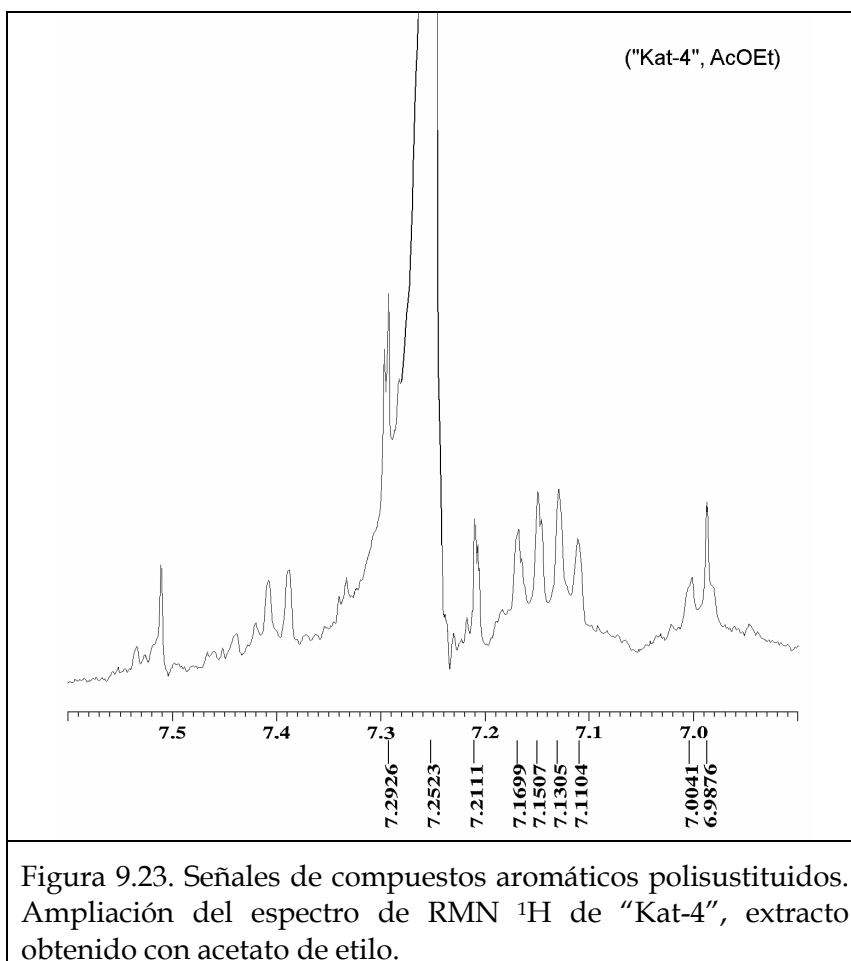
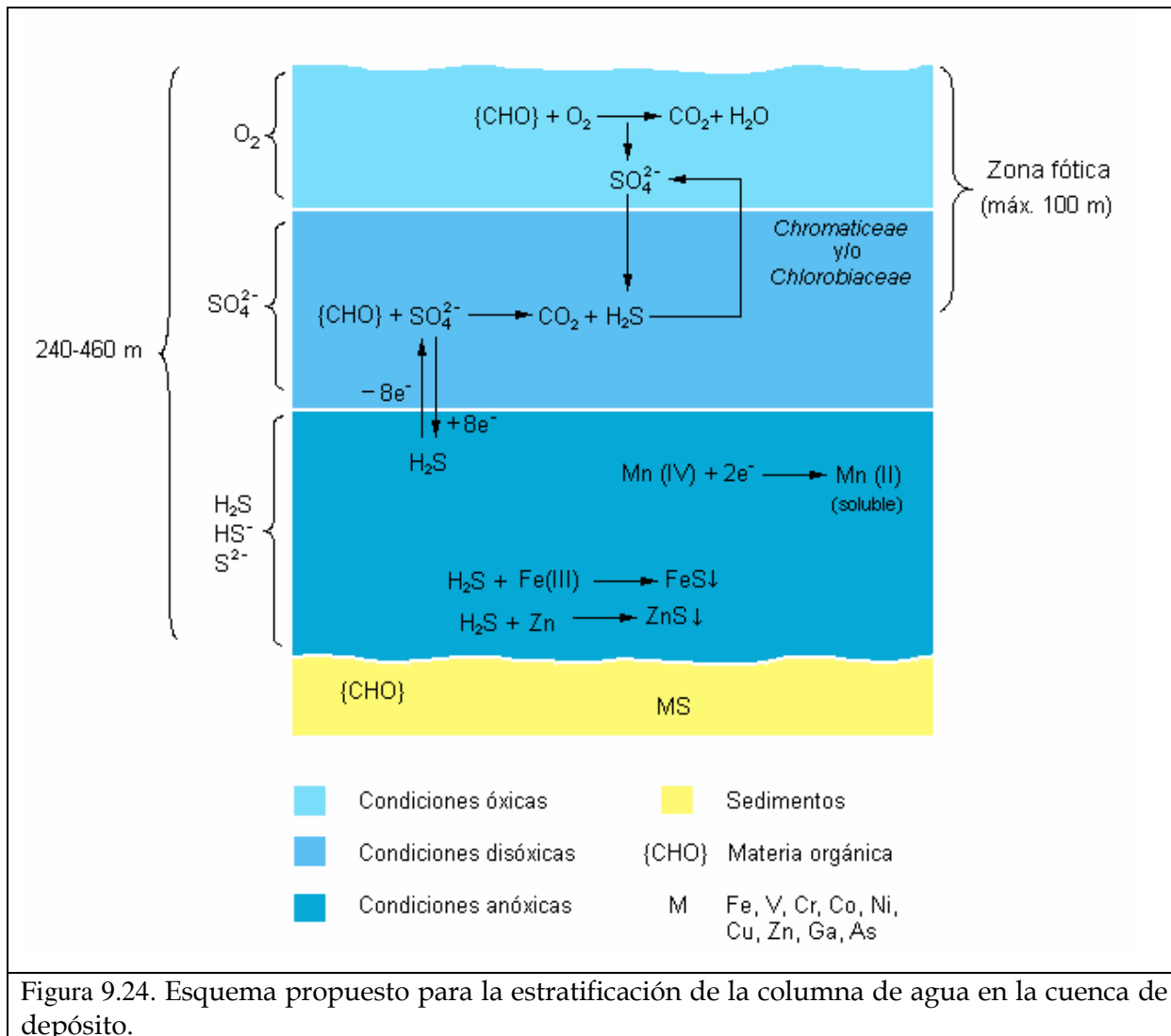


Figura 9.22. Espectro de masa del extracto obtenido con acetato de etilo de “Chipotle”. Los iones señalados podrían corresponder a fragmentos de productos diagenéticos de carotenoides aromáticos

En los extractos obtenidos con acetato de etilo de “Kat-4” y “Chipotle” (figuras 9.21 y 9.22) aparecen algunas señales poco intensas que también podrían corresponder con derivados de carotenoides aromáticos.



La figura 9.23 muestra una ampliación del espectro de RMN ^1H para el extracto de “Kat-4” obtenido con acetato de etilo, las señales corresponden a compuestos aromáticos polisustituidos, que complementan la información proporcionada por los espectros de masa.



El bajo contenido de MO en las muestras puede deberse principalmente a tres factores:

1. Intensa actividad biológica (biodegradación antes del depósito).
2. Oxidación no biológica (condiciones óxicas) antes de alcanzar la zona anóxica.

3. Procesos diagenéticos oxidativos. En este caso, los compuestos reducidos de azufre contenidos en los sedimentos (sección 9.2) pudieron haber generado cantidades considerables de ácido y sulfato (De Lange, 1998), provocando así la disolución del CaCO_3 que constituía el exoesqueleto de los amonites y bivalvos encontrados en algunos afloramientos (sección 9.1).

La figura 9.24 muestra un esquema propuesto, con base en los resultados descritos en las secciones 9.2 y 9.3, para la estratificación de la columna de agua durante los periodos en que las condiciones euxínicas alcanzaban la zona fótica.

10. Conclusiones

Conclusiones.

La interpretación de datos geoquímicos sugiere que posiblemente, antes de la deposición de los sedimentos del Grupo Huayacocotla, haya ocurrido una subducción de la placa oceánica bajo la continental, originando un arco de islas. De la erosión este último pudieron proceder parte de los sedimentos que dieron origen a las diferentes unidades litológicas que conforman al Grupo Huayacocotla.

Según los resultados obtenidos, los sedimentos del área de estudio se depositaron en la cuenca tras-arco (*back-arc basin*) formada después de la subducción. Estos datos también indican el aporte de un margen activo, probablemente desde una cuenca adyacente (ante-arco).

El arco de islas pudo actuar como una barrera, restringiendo parcialmente la circulación hacia la cuenca de depósito, por lo que ésta no se favorecía verticalmente en la columna de agua. Como consecuencia de esta restricción, el agua en contacto con los sedimentos presentaba condiciones reductoras, mismas que se ven reflejadas en la concentración de algunos elementos traza.

Sin embargo, los fósiles de organismos bentónicos (crinoideos y bivalvos) encontrados en afloramientos de las unidades Las Juntas y Despí indica la existencia de cantidades variables de oxígeno en el fondo de la cuenca; por lo que el crecimiento de estos organismos debió ocurrir durante intervalos en los que las condiciones del agua del fondo contenían cierta cantidad de oxígeno (disóxicas-óxicas), sugiriendo una alternancia periódica de condiciones euxínicas y disóxicas-óxicas en la cuenca. La presencia de derivados carotenoides de origen bacteriano (*Chlorobiaceae* y *Chromatiaceae*) indican que las condiciones euxínicas durante estos intervalos alcanzaban la zona fótica.

Según los cálculos realizados a partir del contenido de bitumen en las muestras, la cantidad de materia orgánica total en éstos es baja, posiblemente como producto de la degradación microbológica (antes de la deposición) y/o como consecuencia de un proceso de diagénesis oxidativa. Éste último podría ser responsable de la disolución casi total del CaCO_3 de los exoesqueletos de amonites y bivalvos encontrados en algunos afloramientos.

La descomposición de materia orgánica pudo generar elevadas concentraciones de especies de azufre (SO_4^{2-} en condiciones disóxicas y/o H_2S en condiciones anóxicas). Estas actuaron como donadores de electrones, confiriéndole el carácter reductor al ambiente de depósito. El enriquecimiento de Fe, Ga, As, Pb y Cd en la mayoría de las muestras, puede deberse principalmente a su precipitación como sulfuros.

Los datos proporcionados por el contenido de REE en algunas muestras (particularmente Eu), así como la baja concentración de MnO en todas ellas, también indican que condiciones reductoras en el ambiente de depósito.

La anomalía de Ce (Ce/Ce^*) en una de las muestras de la Unidad Las Juntas, sugiere una fase regresiva a principios del Sinemuriano Superior. Mientras que a mediados de la edad antes mencionada, el nivel del mar permaneció sin variaciones significativas, como lo indica la anomalía de Ce en muestras de la Unidad Despí. Las características particulares del afloramiento denominado "El Bopo", sugieren la posibilidad de que haya ocurrido un evento transgresivo a finales del Sinemuriano. Estas variaciones en el nivel del mar podrían estar directamente relacionadas con la alternancia entre condiciones euxínicas y óxicas en el fondo de la cuenca.

Además de las condiciones reductoras del ambiente de depósito, el origen ígneo máfico de los sedimentos (de la mayoría de las muestras) contribuye al enriquecimiento de Cr, Ni, Cu, y Zn. La concentración elevada de Fe_2O_3 , MgO y CaO también se debe principalmente a la naturaleza de las rocas precursoras (composición química del protolito).

Con base en algunas características químicas y granulométricas, se infiere que el sitio de depósito de los afloramientos situados en los estados de Hidalgo y Puebla, es más próximo a la línea de la costa que los afloramientos de la localidad tipo (Huayacocotla, Veracruz). Ochoa-Camarillo (1996) menciona que los sedimentos del mismo Grupo que afloran en el área de Molango-Tianguistengo son más costeros que los reportados en el presente trabajo. En el mismo estudio dicho autor especula, que quizá la fosa Huayacocotla estaba conectada hacia el poniente (Océano Pacífico) porque en el flanco oriental del Anticlinorio de Huayacocotla, las formaciones jurásicas se acuñan o están ausentes (región Molango-Tianguistengo); asumiendo que hacia el oriente había un alto topográfico.

Tomando en cuenta lo anterior, puede suponerse que el alto topográfico al que se refiere Ochoa-Camarillo, se trata del arco de islas al que se hace mención en el presente estudio; por lo tanto, se especula que los sedimentos del área de Molango-Tianguistengo se depositaron del otro lado (cuenca adyacente). Para confirmar o descartar esta hipótesis, será necesario realizar el mismo tipo de estudios geoquímicos en dicha área.

Referencias bibliográficas

Referencias Bibliográficas.

- Aberhan, M. and Palfy, J. 1996. A low oxygen tolerant east pacific flat clam (*Posidontis semiplicata*) from lower Jurassic of the Canadian cordillera. Canadian Journal of Earth Sciences. v. 33. p. 993-1006.
- Aguayo-Camargo, J. E. 1977. Sedimentación y diagénesis de la Formación "Chipoco" (Jurásico Superior) en afloramientos de los estados de Hidalgo y San Luis Potosí. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo. v. 9, n. 2. p. 11-37.
- Alexander, R., Kaki, R. and Woodouse, G. W. 1981. Geochemical correlation of Windalia oil and stracts of Winning Group (Cretaceous) potential source rocks, Barrow sub-basin, Western Australia. American Asociation of Petroleum Geologists Bulletin. v. 65. p. 235-250.
- Algeo, T. J. and Maynard, J. B. 2004. Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. Chemical Geology. v. 206, n. 3-4. p. 289-318.
- Allison, P.A., Wingall, P.B. y Brett, C.E. 1995. Palaeo-oxygenation: effects and recognition. Geological Society Special Publication, n. 83. p. 97-112.
- Anderson, P. and Worden, R. 2004. Mudstones of the Tanqua Basin, South Africa: an analysis of lateral and stratigraphic variations within mudstones, and a comparison of mudstones within and between turbidite fans. Sedimentology. v. 51. p. 479-502.
- Arellano-Gil, J., Vachard, D., Yussim, S. y Flores de Dios-González, A. 1998. Aspectos estratigráficos, estructurales y paleogeográficos del Pérmico Inferior al Jurásico Inferior en Pemuxco, estado de Hidalgo, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. v. 15, n. 1. p. 9-13.
- Armstrong-Altrin, J. S., Lee, Y. I., Verma, S. P. and Ramasamy, S. 2004. Geochemistry of sandstones from the Upper Miocene Kudankulam Formation, southern

- India: Implications for provenance, weathering and tectonic setting. *Journal of Sedimentary Research*. v. 74, n. 2. p. 285-297.
- Armstrong-Altrin, J. S. and Verma, S. P. 2005. Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic settings. *Sedimentary Geology*. v. 177. p. 115-129.
- Arthur, M., Jenkyns, H., Brumsack, H. and Sclanger, S. 1990. Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich cretaceous sequences. *Cretaceous Resources, Events and Rythms*. p. 75-119.
- Bathia, M. R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*. v. 91. p 611-627.
- Bathia, M. R. and Crook, K. A. W. 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol*. v. 92. p. 181-193.
- Baumgartner-Mora, C. y Baumgartner, P.O. 1994. Shell structure of fossil foraminifera studied by cathodolumniscence. *Microscopy and Analysis*. No. 28, p. 29-32.
- Björlykke, K. 1974. Geochemical and mineralogical influence of Ordovician Island Arcs on epicontinental clastic sedimentation. A study of Lower Paleozoic sedimentation in the Oslo Region, Norway. *Sedimentology*. v. 21. p. 251-272.
- Bolin, B. 1970. The carbon cycle: *Scientific American*. v. 233, n. 3. p. 125-132.
- Boström, K. 1973. The origin and fate of ferromangan on active ridge sediments. *Stokholm Contrib Geol*. v. 27. p. 149-243.
- Brocks, J. J., Love, G. D., Summons R. E., Knoll., A. H., Logan G. A and Bowden, S. A. 2005. Biomarker evidence for green and purple sulphur bacteria in a stratified Palaeoproterozoic sea. *Nature*. v. 437, n. 6. p. 866-870.
- Burckhardt, C. 1930. Etudes syntétiques sur le Mesozoique mexicain. *Memoir Societé Paleontologiqué Siusse*. v. 49-50. p. 1-280.

- Calvert, S. and Pedersen, T. 1993. Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: Implications for the geological record. *Marine Geology*, n. 113. p. 67-88.
- Cantú-Chapa, A. 1971. La serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del centro este de México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*. v. 3, n. 2. p. 17-40.
- Carrillo-Bravo, J. 1961. Geología del Anticlinorio Huizachal - Peregrina al N-W de Cd. Victoria, Tamps. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. v. 13, n. 1-2. p. 1-98.
- Carrillo-Bravo, J. 1965. Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. v. 17, n. 5-6. p. 73-96.
- Centeno-García, E., Ochoa-Camarillo, H., and Sour-Tovar, F. 1995. Permian volcanism in eastern Mexico - Preliminary report. *Geological Society of America, Abstract with Programs*. v. 27, p. A-73.
- Claisse, F. 1989. Automated sample preparation for analysis of geological materials. In Ahmedali, S. T. (ed) *X ray fluorescence analysis in the geological sciences: advances in methodology*. Geol. Assn. Canada: short course. v. 7. p. 39-54.
- Clark, K. F., Foster, C. T. and Damon, P. E. 1982. Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico. *Geological Society of America Bulletin*. v. 93. p. 533-544.
- Condie, K.C. 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*. v.104. p.1-37.
- Cullers, R. L., Barret, T., Carlson, R. y Robinson B. 1987. Rare-earth element and mineralogic changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the Wet Mountains, Colorado, U. S. A. *Chem. Geol.* v. 63. p. 275-297.
- Degens, E. T. 1965. *Geochemistry of Sediments: a Brief Survey*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ, 342p.

- Díaz-Lozano, E. 1916. Descripción de unas plantas liásicas de Huayacocotla, Veracruz. Algunas plantas de la flora liásica de Huauchinango, Puebla. Boletín del Instituto Geológico de México. v. 34. p. 1-18.
- De Lange, G.J. 1998. Oxic vs. anoxic diagenetic alteration of turbiditic sediments in the Madeira Abyssal Plain, eastern North Atlantic. In: Proc. ODP, Sci. Results, 157. Weaver, P.P.E., Schmincke, H.-U., Firth, J.V. and Duffield, W. (Eds.). College Station, TX (Ocean Drilling Program). p. 573-580.
- De Leeuw, J.W., Frewin, N.L., Van Bergen, P.F., Sinninghe-Damsté, J.S. y Collinson, M.E. 1995. Organic carbon as a palaeoenvironmental indicator in marine realm. Geol. Soc. Spec. Publ. Bosence and Allison (eds). Geological Society of London. v. 83. p. 43-71.
- Didyk, B. M., Simoneit, B. R. T., Brassell, S. C. and Eglinton, G. 1978. Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation. Nature. v. 272. p. 216-222.
- Donner, J. y Nord, A. 1986. Carbon and oxygen stable isotope values in shells of *Mytilus Edulis* and *Modiolus Modiolus* from Holocene raised beaches at the outer coast of the Varanger. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. v. 56. p. 35-50.
- Duff, P. D. 1998. Holme's Principles of Physical Geology. 4th edition. Stanley Thornes Publishers. 791 p.
- Elderfield, H. and Greaves, M.J., 1982. The rare earth elements in seawater. Nature. v. 296. p. 214-219.
- Erben, H. K. 1956a. El Jurásico Medio y el Calloviano de México. En memoria del XX Congreso Geológico Internacional: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. 140 p.
- Erben, H. K. 1956b. El Jurásico Inferior de México y sus amonitas. En memoria del XX Congreso Geológico Internacional. México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. 393 p.

- Esquivel-Macías, C., Flores-Castro, K. y León-Olvera, R. 2003. Temapá Hidalgo: a new fossiliferous outcrop from Lower Jurassic with crinoids and ammonoids on east central Mexico. Palaeoenvironmental interpretation. The Geological Society of America Abstracts with Programs. v. 35, n. 4, p. 30.
- Esquivel-Macías, C., León-Olvera, R. y Flores-Castro, K. 2005. Caracterización de una nueva localidad fosilífera del Jurásico Inferior con crinoides y amonites en el centro-oriente de México (Temapá, Hidalgo). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. v. 22, n. 1. p. 97-114.
- Farrimond, P. y Eglinton, G. 1990. The record of organic components and the nature of source rocks. En: *Palaeobiology: a synthesis*. Briggs D. y Crowther, P (eds). Blackwells. p. 217-222.
- Fenchel, t. and Finaly, B. J. 1995. *Ecology and evolution of in anoxic worlds*. Oxford University Press. 288 p.
- Fleet, A. J. 1984. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. in: Henderson, P. (ed), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, p. 343-373.
- Flores-Castro, K. 1993. Bosquejo estratigráfico de la porción oriental del Estado de Hidalgo. Universidad Autónoma de Chihuahua, tesis profesional de Ingeniero Geólogo. 60 p. inédita.
- Focault, R. y Raoult, J. F. 1985. *Diccionario de Geología*. Versión castellana de la segunda edición francesa. Masson editores. México. 316 p.
- Force, E. R and Cannon, W. F. 1988. Depositional model for shallow-marine manganese deposits around black shale deposits. *Economic Geology*. v. 83. p. 93-117.
- Fowler, M. G. 1992. The influence of *Gloeocapsomorpha prisca* on the organic geochemistry of oils and organic-rich rocks of Late Ordovician age from Canada. In *Early Organic Evolution: Implications for Mineral and Energy Resources*. Schidlowski, M., Golubic, S., Kimberly, M. M. and Trudinger, P. A. (eds.). Springer, Berlin. p. 336-356.

- Fries, C. y Rincón-Orta, C. 1965. Contribuciones del laboratorio de geocronometría - parte 2. Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronometría. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. Boletín 73, p. 57 - 133.
- Fuentes-Pacheco, F. 2004. Cursos cortos para estudiantes. 9º Congreso Latinoamericano de Geoquímica Orgánica. Mérida, Yucatán, México.
- Garrels, R. M. y Mackenzie, F. T. 1971. *Evolution of Sedimentary Rocks*. W. W. Norton and Company, New York, 397 p.
- Gromet, L. P., Dymek, R. F., Haskin, L.A. and Korotev, R. L. 1984. The "North American Shale Composite": its compilation, major and trace element characteristics. *Geochim. Cosmochim. Acta*. v. 48. p. 2469-2482.
- Hallberg, R. 1976. A geochemical method for investigation of paleoredox conditions in sediments. *Ambio Spec report*. v. 4. p. 139-147.
- Hartgers, W. A., Sinninghe-Damsté, J. S., Requejo, A. G., Allan, J., Hayes, J. M., Ling, Y., Tiang-Min, X., Primack, J. and de Leeuw, J. W. 1993. A molecular and carbon isotopic study towards the origin and diagenetic fate of diaromatic carotenoids. *Organic Geochemistry*. v. 22. p. 703-725.
- Haskin, M. A. and Frey, F. A. 1966. Dispersed and not-so-rare earths. *Science*. v. 152. p. 299-314.
- Haskin, M. A. y Haskin, L. A. 1966. Rare earths in European shales: a redetermination. *Science*. v. 154. p. 507-509.
- Haskin, L. A., Haskin, M. A., Frey, F. A. and Wildman, T. R. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. in Ahrens, L. H. (ed). *Origin and distribution of the elements*. v. 1. Pergamon, Oxford. p. 889-911.
- Haven, H. L., de Leeuw, J. W., Rullkötter, J. and Sinninghe-Damsté, J. S. 1987. Restricted utility of the pristane/phytane ratio as palaeoenvironmental indicator. *Nature*. v. 330. p. 641-643.

- Hedberg, H. D. 1968. Significance of high-wax oils with respect to genesis of petroleum. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*. v. 52. p. 736-750.
- Hisada, K. I., Kajiwara, Y. y Yamaguchi, T. 1998. Sulfur-isotope studies of upper albian sediments at the Côte D'Ivoire-Ghana transform margin. *Proceedings of the Ocean Drilling Program*. v. 159, p. 125-131.
- Hoffmann C. F., Foster C. B., Powell T. G., and Summons R. E. 1987. Hydrocarbon biomarkers from ordovician sediments and the fossil alga *Gloeocapsomorpha prisca* Zalesky 1917. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. v. 51. p. 2681-2697.
- Holland, H. y Turekian, K. (eds) 2004. *Treatise on Geochemistry*. Elsevier. v. 10.
- Hoyle, J., Elderfield, H., Gledhill, A. y Greaves, M. J. 1984. The behavior of the rare earth elements during the mixing of river and sea waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*. v. 48, p. 143-149.
- Huerta-Diaz, M.A., and Morse, J.W., 1992. Pyritization of trace metals in anoxic marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* v. 56. p. 2681-2702.
- Hughes, W. B., holba, A. G., Miller, D. E. and Richardson, J. S. 1985. Geochemistry of grater Ekofisk crude oils. In: *Geochemistry in exploration of the Norwegian Shelf*. Thomas, B. M. (ed.) Graham and Trotman. P. 75-92.
- Imlay, R.W., Cepeda, E., Álvarez, M. and Díaz, T. 1948. Stratigraphic relation of certain Jurassic formations in eastern Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. v. 32. p. 1750 - 1761.
- Jacobs, L., and Emerson, S., 1985. Partitioning and transport of metals across the O₂-H₂S interface in a permanently anoxic basin: Framvaren Fjord, Norway. *Geochim. Cosmochim. Acta*. v. 49. p. 1433-1444.
- Kenig, F., Hudson, J. D., Sinninghe-Damsté, J. S. and Popp, B. N. 2004. Intermittent euxinia: Reconciliation of a Jurassic black shale with its biofacies. *Geological Society of America*. v. 32, n. 5. p. 421-424.

- Kohnen, M. E. L., Schouten, S., Sinninghe-Damsté, J. S., de Leeuw, J. W., Merritt, D. A. and Hayes J. M. 1992. Recognition of paleobiochemicals by a combined molecular sulphur and isotope geochemical approach. *Science*. v. 256. p. 358-362.
- Koopmans, M. P., Köster, J., van Kaam-Peters, H. M. E., Kenig, F., Schouten, S., Hartgers, W. A., de Leeuw, J. W. and Sinninghe-Damsté J. S. 1996a. Diagenetic and catagenetic products of isorenieratene: molecular indicators for photic zone anoxia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. v. 60. p. 4467-4496.
- Kuegelgen, H. V. 1958. Der Aufbau der zentralen Sierra Madre Oriental, Mexico. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, v. 110, p. 117 - 142.
- Kuypers, M., Pancost, R., Nijenhuis, I. and Sinninghé-Damsté, J. 2002. Enhanced productivity led to increased organic carbon burial in the euxinic North Atlantic basin during the late Cenomanian anoxic event (?). *Paleoceanography*. v. 17, n. 4. p. 1-13.
- Lazar, O. R. 2003. The influence of sedimentary processes on element distribution in the Devonian New Albano Shale of the Illinois Basin. *GSA Abstracts with programs*. v. 35. n. 6, p. 83.
- Leake, B. E., Hendry, G. L., Kemp, A., Plant, A. G., Harvey, P. K., Wilson, J. R., Coats, J. S., Aucott, J. W., Lunel, T. and Howarth, R. J. 1969. The chemical analysis of rock powders by automated X-ray fluorescence. *Chemical Geology*. v. 5. p. 7-86.
- Le Maitre, R.W. 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology*. v. 17. p. 589-637.
- Leone, G., Bonadonna, F. y Zanchetta, G. 2000. Stable isotope record in mollusca and pedogenic carbonate from Late Pliocene soils of central Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. v. 163, p. 115-131.
- Liaaen-Jensen, S., Renstrøm, B., Ramdahl, T., Hallenstvet, M. and Bergquist, P. 1982. Carotenoids of marine sponges. *Biochem. Sys. Ecol.* v. 10. p. 167-174.

- Marchig, V., Gundlach, H., Möller, P. and Scheley, F. 1982. Some geochemical indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments. *Marine Geol.* v. 50. p. 242-256.
- Marshall, C. and Fairbridge, R. (eds). 1999. *Encyclopedia of Geochemistry*. Kluwer Academic Publishers. 712 p.
- Martínez-Pérez, J. 1962. Estudio geológico de una porción de la Sierra Madre Oriental al oriente de Zacualtipán y Tianguistengo, Hgo. Tesis profesional. Instituto Politécnico Nacional. ESIA. 48. (Inédita).
- McLennan, S. M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. in: Lipi, B. R. y McKay, G. A. (eds). *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements: Reviews in Mineralogy*. v. 21. p. 169-200.
- Michard, A. 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*. v. 53. p. 745-750.
- Milner, C. W. D., Rogers, M. A. and Evans, C. R. 1977. Petroleum transformations in reservoirs. *Journal of Geochemical Exploration*. v. 7. p. 481-486.
- Mitchell, L., Fallick, A. E., Curry, G. B. 1994. Stable carbon and oxygen isotope compositions of mollusc shells from Britain and New Zealand. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. v. 111. p. 207-216.
- Meinschein, W. G (ed). 1983. Biological markers and n-alkanes as geological indicators. En: *Organic geochemistry of contemporaneous and ancient sediments*.
- Mendoza-Rosales, C., Arellano-Gil, J. y Silva-Romo, G. 1992. Nuevas localidades del contacto transicional de las formaciones Huizachal y Huayacocotla. Memoria de la XI Convención Geológica Nacional. Sociedad Geológica Mexicana. p. 121.
- Muir, J.M. 1936. Geology of the Tampico region, México. American Association of Petroleum Geologists. Special publication.
- Murray, R., Buchholtz Ten Brink, M., Gerlach, Price Russ III, G. and Jones, D. 1991. Rare earth, major, and trace elements in chert from the Franciscan Complex

- and Moterrey Group, California: assessing REE sources to fine-grained marine sediments. *Geochim Cosmochim Acta* 55: p. 1875-1895.
- Murthy, R., Kidder, D., Mapes, R. y Hannigan, R. 2004. Rare-earth element chemistry of Mississippian-age phosphate nodules in the Fayetteville Shale of Oklahoma and Arkansas. *Environmental Geosciences*. v. 11, n. 2. p. 99-111.
- Myers, K. y Wignall, P. 1987. Understanding Jurassic organic-rich-mudrocks, new concepts using gamma ray spectrometry and palaeoecology: examples from the Kimmeridge Clay of Dorset and the Yet Rock of Yorkshire. Leget, J. y Zufa, G. (eds). *Marine Clastic environments: concepts and case studies*. London, Graham & Trotman. p. 175-192.
- Nesbitt, H.W., and Young, G.M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*. v. 299. p. 715 - 717.
- Nesbitt, H. W., MacRae, N. D. y Kronberg, B. I. 1990. Amazon deep-sea fan muds: light REE enriched products of extreme chemical weathering. *Earth Planet. Sci. Lett.* v. 100. p. 118-123.
- Norrish, K. and Hutton, J. T. 1969. An accurate X-ray spectrographic method for the analysis of a wide range of geological samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. v. 33. p. 431-453.
- Ochoa-Camarillo, H. R. 1996. Geología del Anticlinorio de Huayacocotla en la región de Molango, Estado de Hidalgo. Tesis de Maestro en Ciencias. Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ciencias. 91 p. (Inédita).
- Ochoa-Camarillo, H. R. 1997a. Geología del Anticlinorio de Huayacocotla en la región de Molango, Hidalgo, México. En memoria de la II Convención sobre la Evolución Geológica de México y recursos asociados - Libro guía de las excursiones geológicas. Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo e Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México. Excursión 1. p. 1 - 17.

- Ochoa-Camarillo, H. R. 1997b. Aspectos bioestratigráficos, paleoecológicos y tectónicos del Jurásico (Anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo. En memoria de Simposia y Coloquio de la II Convención sobre la Evolución Geológica de México y recursos asociados. Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo e Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México. Sin paginación.
- Ochoa-Camarillo, H. R., Buitrón, B. E. y Silva-Pineda, A. 1997. Red Beds of the Huayacocotla Anticlinorium, state of Hidalgo, east-central Mexico. Geological Society of America, Abstracts with programs. v. 29, n. 2. p. 1-42.
- Ortega-Gutiérrez, F., López, F., Cameron, K.L., and Sanchez-Zavala, J.L. 1995. Grenvillian Huiznopala Gneiss and its correlation with other Granville-age high grade terranes in eastern Mexico. Geological Society of America, Abstract with Programs. v. 27, p. A-398.
- Ortega-Gutiérrez, F., Lawlor, P., Cameron, K.L., and Ochoa - Camarillo, H., 1997. New studies of the Granvillean Huiznopala Gneiss, Molango area, State of Hidalgo, Mexico - preliminary results. Memoria II Convención sobre la evolución geológica de México y recursos asociados - Libro guía de las excursiones geológicas. Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo e Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México. Excursión 1. p. 19 - 25.
- Oschmann, W. 1994. Adaptative pathway of benthic organisms in marine oxygen-controlled environments. Neues Jahrbuch für Geologie and Paläontologie-Abhandlugen. v. 191. p. 173-194.
- Patchett, P.J. y Ruiz, J. 1987. Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. Contributions to Mineralogy and Petrology. v. 96, p. 523 - 528.

- Pedrazzini, C. y Basañez-Loyola, M. A. 1978. Sedimentación del Jurásico medio-superior en el Anticlinorio de Huayacocotla-Cuenca de Chicontepec, estados de Hidalgo y Veracruz, México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*. v. 10, n. 3. p. 6-25.
- Peters, K. E. and Moldowan, J. M. 1993. *The Biomarker Guide*.v. 1. Prentice Hall. New Jersey. 363 p.
- Pettijohn, F. J. 1949. *Sedimentary rocks*. Harpers Inc., New York, 526p.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., Siever, R. 1987. *Sand and sandstone* (2nd edition). N. Y. Springer-Verlag. 553 p.
- Rantitsh, G., Melcher, F., Meisel, T. and Rainer, T. 2003. Rare earth, major and trace elements in Jurassic manganese shales of the Northern Calcareous Alps: hydrothermal versus hydrogenous origin of stratiform manganese deposits. *Mineralogy and Petrology*. v. 77. p. 109-127.
- Requejo, A. G., Creaney, S., Allan, J., Gray, N. R. and Cole, K. S. 1992. Aryl isoprenoids and diaromatic carotenoids in Paleozoic source rocks and oils from the western Canada and Williston Basins. *Organic Geochemistry*. v. 19. p. 245-264.
- Rollinson, H. 1996. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Group UK limited. 352 p.
- Rosales-Lagarde, L. 2002. *Estratigrafía y Geoquímica de la secuencia volcanosedimentaria pérmica del noreste de Estado de Hidalgo, México*. Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de Maestro en Ciencias. 89 p. Inédita.
- Rosenthal, Y., Boyle, E., Labeyrie, L. and Oppo, D. 1995 Glacial enrichments of authigenic Cd and U in sub Antarctic sediments: a climatic control on the elements oceanic budget? *Paleoceanography*. v. 10. p. 395-413.

- Roser, B. P. y Korsch, R. J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*. v. 94. p. 635-650.
- Roser, B. P. y Korsch, R. J. 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*. v. 67. p. 119-139.
- Rubinstein, I., Strausz, O. P., Spyckerelle, C., Crawford, R. J. and Westlake, D. W. S. 1977. The origin of oil sand bitumens of Alberta. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. v. 41, p. 1341-1353.
- Rueda-Gaxiola, J., Dueñas, M. A., Rodríguez, J. L., Minero, M. y Uribe, G. 1993. Los anticlinorios de Huizachal-Peregrina y de Huayacocotla; dos partes de la fosa de Huayacocotla. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. v. 43, n. 2. p. 1-29.
- 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 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.
- Seifert, W.K. y Moldowan, J. M. 1983. Use of biological markers in petroleum exploration. *En: Organic geochemistry of contemporaneous and ancient sediments*. Warren G. Meinschein (ed).
- Silva-Pineda, A. 1978. Paleobotánica del Jurásico de México -contribuciones a la paleobotánica del Jurásico de México. *Paleontología Mexicana*. v. 44, n.1. p. 1-16.
- Simoneit, B. R. T. 1978. The organic chemistry of marine sediments. *Chem. Oceanogr*. V. 7. p. 233-311.

- Sinninghe-Damsté, J.S., Wakeham, S.G., Kohnen, M.E.L., Hayes, J.M., and de Leeuw, J.W. 1993. A 6,000-year sedimentary molecular record of chemocline excursions in the Black Sea. *Nature.*, v. 362. p.827-829.
- Sour-Tovar, F., Pérez-Huerta, A., Quiroz-Barroso, S. A. y Centeno-García, E. 2005. Braquiópodos y trilobite del Pérmico Inferior del noroeste del Estado de Hidalgo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas.* v. 22, n. 1. p. 24-35.
- Steno, N. 1669. *De solido intra solidum naturaliter contento dissertationis prodromus.*
- Summons, R. E. and Powell, T. G. 1986. Chlorobiaceae in Paleozoic seas revealed by biological markers, isotopes and geology. *Nature.* v. 319, n. 6056. p. 763-765.
- Suter, M. 1990. Hoja Tamazunchale, 14-Q-e (5) Con geología de la hoja Tamazunchale, estados de Hidalgo, Querétaro, San Luis Potosí: México. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología. Carta Geológica de México, Serie 1:100000. Mapa con texto. 55 p.
- Tans, P. P. 1998. Why carbon dioxide from fossil fuel burning won't go away. In: *Perspectives in Environmental Chemistry.* Macalady, D. (ed). New York. Oxford University Press. p. 271-291.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M. 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. R. Soc.* v. A 301. p. 381 - 399.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution.* Blackwell, Oxford.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews in Geophysics.* v. 33. p. 241-265.
- Tegelaar, E. W., de Leeuw, J. W., Derenne, S. and Largeau, C. 1989. A reappraisal of kerogen formation. *Geochimica et Cosmochimica. Acta.* v. 53. p. 3103-3106.
- Tissot, B. P. and Welte, D. H. 1984. *Petroleum formation and occurrence.* Springer-Verlag. Berlín. 699 p.

- Trask P. D. (ed). 1955. *Recent Marine Sediments*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Tulsa, OK, 736p.
- Treibs, A. 1936. Chlorophyll and hemin derivatives in organic materials. *Angew. Chem.* v. 49. p. 682-686.
- Twenhofel, W. H. 1926. *Treatise on sedimentation*. Williams and Wilkins, Baltimore, 661p.
- Twenhofel, W. H. 1950. *Principles of sedimentation* 2nd edn. McGraw Hill, New York, 673p.
- Van Cappellen, P. and Ingall, E. 1996. Redox stabilization of the atmosphere and oceans by phosphorus-limited marine productivity. *Science*. V. 271. p. 493 - 496.
- Volkman, J. K. 1999. Organic geochemistry. In *Enciclopedia of Geochemistry*. Marshal, C. P. and Fairbridge, R. W. (eds). Kluwer academic publishers. 712 p.
- Volkman, J. K. and Maxwell, J. R. 1986. Acyclic isoprenoids as biological markers. In: *Biological Markers in the Sedimentary Record*. Johns, R. B. (ed.). Elsevier, New York. p. 1-42.
- Wakeham, S. G. 1999. Organics: contemporary degradation and preservation. In *Enciclopedia of Geochemistry*. Marshal, C. P. and Fairbridge, R. W. (eds). Kluwer academic publishers. 712 p.
- Waples, D. 1981. Organic geochemistry for exploration geologists. Burgess Publishing Company, p. 14, 19-20, 23-25.
- Wedepohl, K. H. 1960: Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefseetonen aus dem Atlantik. Ein Beitrag zur Deutung der geochemischen Sonderstellung von pelagischen Tonen. *Geochim. Cosmochim. Acta*. v. 18. p. 200-231.
- Wedepohl, K.H. 1995. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. v. 59. p. 1217-1239.

- Westrich, J. T. and Brener, R. A. 1984. The role of sedimentary organic matter in bacterial sulfate reduction: the G model tested. *Limnol Oceanogr.* v. 29. p. 236-249.
- Wilde, P., Quinby-Hunt, M. y Erdtmann, B. 1996. The whole rock cerium anomaly: a potential indicator of eustatic sea level changes in shales of the anoxic facies. *Sedimentary Geology.* v. 101. p. 43-53.
- Wilson, B. W., Hernández-M, J. P. y Meave-T, E. 1955. Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del Estado de Querétaro. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.* v. 18. p. 1-10.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A. 1977: Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* v. 20. p. 325-343.
- Wood, D.A., Joron, J.L., and Treuil, M. 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Letts.* v. 45. p. 326-336.

Glosario

Glosario.

Afloramiento: parte de un terreno que se encuentra en la superficie de la tierra.

Anfibolita: roca con anfíboles (silicatos hidroxilados que contienen Fe y Mg) y plagioclasas (feldespatos sódico-cálcicos).

Anortosita: roca magmática plutónica, blanquecina a gris, relacionada con los gabros.

Anticlinal: pliegue convexo hacia arriba, en el centro del cual se observan las capas más antiguas.

Arco de islas: secuencia de islas que pueden emerger tras la subducción de la corteza oceánica bajo corteza continental.

Arenisca: roca sedimentaria detrítica compuesta de por lo menos 85% de granos de cuarzo más o menos redondeados de 1/16 mm (62.5 μ m) a 2 mm de diámetro.

Basalto: roca magmática efusiva (que se extiende al alcanzar la superficie).

Bentónico: denominación para aquellos organismos que viven (fijados o no) en el fondo de las cuencas oceánicas.

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

Braquiópodos: grupo zoológico que comprende individuos encerrados en una concha bivalva de simetría bilateral, generalmente fijados por un pedúnculo.

Brecha: cualquier roca formada por, al menos, 50% de fragmentos angulosos con diámetro > 2 mm.

Brecha volcánica: brecha con cemento de ceniza y lapillis (fragmentos de lava proyectados por volcanes, de superficie entre 2 y 64 mm) y de fragmentos de rocas magmáticas.

Caliza: roca sedimentaria carbonatada que contiene al menos 50% de CaCO_3 , bajo la acción ácido diluido produce efervescencia.

Cemento: toda materia que liga entre sí a los componentes presentes y determina la formación de rocas sedimentarias compactas.

Charnockita: granitoide que incluye feldespatos, cuarzo, minerales ferro magnesianos y granate (piropo-almandino).

Clasto: proviene del griego *glastos* que significa roto en pedazos. Se refiere a cualquier fragmento de roca, fósil o cristal incluido en una roca.

Conglomerado: roca sedimentaria detrítica formada al menos en un 50% por elementos de diámetro superior a 2 mm, unidos por un cemento.

Crinoides: grupo de equinodermos compuestos típicamente de un cáliz regular, con simetría axial de orden 5, y de un tallo que permite la fijación del animal.

Cuarcita: roca silíceas compacta, constituida por cristales de cuarzo íntimamente soldados entre sí.

Diagénesis: Cambios físicos, químicos y biológicos que afectan al sedimento después de su depósito, durante y después de la litificación.

Elementos mayoritarios: Convencionalmente, se considera elemento mayoritario a aquel que se encuentra en concentraciones mayores al 1% en peso (>1000 ppm).

Elementos traza: Un elemento traza puede definirse como aquel que se presenta en concentraciones menores a 1% en peso (%wt), esto es: menos de 1000 partes por millón (ppm).

Esquisto: roca que bajo la influencia de esfuerzos tectónicos, es susceptible de dividirse en hojas.

Facies: categoría en la que puede clasificarse una roca o un terreno y que está determinada por uno o varios caracteres litológicos o paleontológicos. Este término se usa igualmente para designar una categoría correspondiente a un medio o dominio sedimentario.

Feldespato: sílice-aluminato potásico, sódico o cálcico.

Fusil: término que se aplica a las rocas que se parten con facilidad en placas delgadas.

Formación: conjunto de terrenos que poseen características comunes y constituyen un conjunto que se juzga útil diferenciar. Conjunto de estratos que forman una unidad litológica a la que se asocia generalmente el nombre de un lugar.

Fósiles índice/guía: fósiles de organismos que han sufrido cambios evolutivos rápidos e irreversibles, que son abundantes y que poseen características particulares.

Fusulínidos: grupo de foraminíferos (microfósiles), cuyo tamaño oscila entre 1 y 70 Mm., compuestos de una lámina calcárea enrollada en espiral y dividida en cámaras.

Gabro: roca magmática plutónica de coloración Verdi-negra más o menos moteada de blanco.

Gneis: roca metamórfica de grano medio a grueso, con foliación caracterizada por franjas generalmente de tinte oscuro, ricas en minerales ferro magnesianos alternando con franjas claras de cuarzo y feldespatos.

Granitoide: término que designa al conjunto de los granitos.

Granitos: tipo de rocas magmáticas plutónicas granudas (que muestran asociación de cristales, todos ellos detectables a simple vista).

Granulita: roca metamórfica con cuarzo y feldespatos dominantes.

Grupo: conjunto de formaciones o unidades litológicas con características comunes.

Intemperismo: efecto total de todos los procesos que cooperan en el desgaste, alteración y desintegración de las rocas.

Kerógeno: material orgánico presente en los sedimentos, insoluble en solventes orgánicos, constituido por polímeros aleatorios formados por una amplia variedad moléculas orgánicas.

Litificación: proceso de transformación de un sedimento en una roca sedimentaria consolidada por compactación y sedimentación.

Litológico: relativo a la naturaleza de las rocas.

Lutita: roca sedimentaria detrítica cuyos componentes tienen un diámetro inferior a 1/16mm (62.5µm).

Margen continental: región sumergida del borde de un continente que hace conexión con los fondos oceánicos.

Metamorfismo: alteración de una roca en estado sólido debida a la elevación de temperatura y/o de presión, con cristalización de nuevos minerales.

Orogenia: proceso que conduce a la formación de relieves.

Ortogneis: gneis derivado de rocas magmáticas.

Paragneis: gneis derivado de rocas sedimentarias.

Pegmatita: roca magmática silicatada cuyos cristales son de gran tamaño. Está ligada por lo general a granitoides o a migmatitas.

Piroclástico: término que se aplica a los fragmentos de rocas magmáticas.

Pizarra: roca metamórfica arcillosa.

Polimíctico: tipo de conglomerado o brecha constituido por clastos provenientes de diferentes tipos de roca, cementados por una matriz fina.

Protolito: roca que por erosión mecánica, dio origen a los componentes detríticos de un sedimento.

Rocas ígneas: se forman cuando la roca derretida se enfría y se solidifica.

Rocas ígneas félsicas: aquellas donde predominan los minerales de feldespato potásico y cuarzo. Son de color claro.

Rocas ígneas máficas: contienen feldespato cálcico y bajo contenido en sílice. Tienen un alto porcentaje de minerales ferromagnesianos, por lo que son normalmente más oscuras y densas que otras rocas ígneas que se encuentran en la superficie de la Tierra.

Rocas metamórficas: formadas sin fusión a partir de rocas preexistentes, esencialmente debidas a un aumento de temperatura y presión.

Sinclinal: pliegue cóncavo hacia arriba, en el centro del cual se observan las capas más recientes.

Solución hidrotermal: circulación de agua caliente (100 a 400° C) ligada a erupciones volcánicas o a la cristalización de un magma.

Toba: depósito piroclástico soldado.

Unidad litológica: conjunto de materiales que pueden individualizarse por razones bioestratigráficas y/o litológicas. Presentan características litológicas importantes en común.

Vulcanosedimentario: se dice de secuencias compuestas en parte de material volcánico y en parte de sedimentos lacustres o marinos.

Anexos

Tabla A1.1. Elementos mayoritarios en las muestras. Datos crudos.

Muestra	% wt											
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
Kat-4	56.52	1.00	20.22	5.97	0.01	0.53	0.06	0.86	2.68	0.07	7.08	95.01
Bopo 2	66.22	0.91	14.59	5.96	0.04	1.11	0.58	2.17	2.22	0.09	6.02	99.91
Bopo 4	63.87	0.96	14.74	5.73	0.03	1.51	1.17	1.13	2.54	0.10	3.60	95.38
Bopo 6	54.69	0.85	16.90	7.16	0.04	1.82	2.65	1.03	2.93	0.11	5.85	94.04
Chipotla	65.48	0.95	16.02	6.23	0.04	1.55	0.52	0.99	2.88	0.29	5.25	100.19
Divisadero	58.24	0.97	18.28	7.55	0.01	0.67	0.09	0.47	3.58	0.12	5.72	95.70
El Temapá	62.89	0.88	17.77	5.66	0.06	1.23	0.54	0.99	3.01	0.34	6.41	99.78
Hormiga	59.45	0.95	11.57	6.64	0.02	1.16	0.13	1.17	2.74	0.11	15.60	99.54
Peña Blanca 1	59.75	0.93	15.26	7.58	0.03	0.99	0.04	0.81	2.58	0.10	11.39	99.46
Peña Blanca 2	62.42	1.00	17.07	4.00	0.01	0.71	0.05	0.72	3.14	0.05	6.15	95.32
Temazcalapa FF	56.75	1.05	21.66	2.46	0.01	0.92	0.08	0.94	3.95	0.08	6.05	93.94
Temazcalapa FG	66.64	0.63	14.13	5.67	0.01	1.35	0.07	1.08	1.77	0.09	8.16	99.60
Xilepa	59.57	0.80	11.11	6.88	0.07	1.69	3.98	1.10	1.83	0.08	12.19	99.31
Las Juntas	79.15	0.31	9.90	2.89	0.04	0.64	0.20	2.06	1.58	0.05	2.18	99.00

Tabla A1.2. Elementos mayoritarios en las muestras. Normalizados UCC (Condie, 1993).

Muestra	%wt								
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Kat-4	0.85	1.85	1.36	1.28	0.22	0.02	0.25	0.96	0.59
Bopo 2	1.00	1.69	0.98	1.27	0.46	0.16	0.63	0.80	0.78
Bopo 4	0.96	1.78	0.99	1.22	0.62	0.33	0.33	0.91	0.83
Bopo 6	0.83	1.57	1.13	1.53	0.75	0.74	0.30	1.05	0.93
Chipotla	0.99	1.75	1.07	1.33	0.64	0.15	0.29	1.03	2.42
Divisadero	0.88	1.80	1.23	1.61	0.28	0.03	0.14	1.28	0.99
El Tempá	0.95	1.63	1.19	1.21	0.51	0.15	0.29	1.08	2.83
Hormiga	0.90	1.76	0.78	1.42	0.48	0.04	0.34	0.98	0.94
Peña Blanca 1	0.90	1.72	1.02	1.62	0.41	0.01	0.23	0.92	0.86
Peña Blanca 2	0.94	1.85	1.14	0.85	0.29	0.01	0.21	1.13	0.42
Temazcalapa FG	1.01	1.17	0.95	1.21	0.56	0.02	0.31	0.63	0.73
Temazcalapa FF	0.86	1.94	1.45	0.53	0.38	0.02	0.27	1.42	0.64
Xilepa	0.90	1.48	0.74	1.47	0.70	1.11	0.32	0.66	0.70
Las Juntas	1.19	0.57	0.66	0.62	0.26	0.06	0.59	0.57	0.42

Valores promedio reportados por Condie, 1993.									
% wt	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
UCC	66.27	0.54	14.92	4.68	2.42	3.58	3.47	2.79	0.12

Tabla A1.3. Elementos traza en las muestras. Los números con signo negativo indican que el valor está por debajo del límite de detección.

Muestra	ppm							
	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As
Kat-4	141.80	89.20	11.02	29.70	60.20	45.00	29.00	8.20
Bopo 2	114.80	102.40	11.55	37.80	34.70	111.00	19.40	6.72
Bopo 4	117.00	110.20	11.30	42.30	36.50	139.40	18.20	5.15
Bopo 6	150.00	141.70	12.24	52.40	34.10	139.60	24.10	3.27
Chipotla	136.96	132.89	16.04	56.40	15.00	138.94	19.05	9.40
Divisadero	162.70	129.10	12.22	37.10	34.90	128.50	23.30	6.13
El Temapá	136.76	111.18	13.29	52.27	16.73	122.07	21.73	-5.00
Hormiga	150.50	130.50	12.03	45.30	46.00	141.20	23.20	6.35
Peña Blanca 1	122.50	106.60	13.09	46.70	39.60	138.00	21.60	4.17
Peña Blanca 2	138.30	113.30	9.57	37.70	29.20	175.60	29.60	6.01
Temazcalapa FG	159.20	113.30	8.06	30.40	40.30	56.60	37.10	8.56
Temazcalapa FF	81.70	64.80	10.84	33.60	29.90	60.50	19.50	1.20
Xilepa	88.20	101.70	12.42	41.40	29.20	94.00	16.40	9.77
Las Juntas	28.73	-20.00	5.96	-20.00	-10.00	41.69	10.08	-5.00

Muestra	ppm						
	Rb	Sr	Y	Zr	Cd	Ba	Pb
Kat-4	128.40	99.10	84.40	188.50	0.24	1252.00	39.00
Bopo 2	101.00	73.40	80.50	333.60	0.22	656.00	36.10
Bopo 4	109.50	84.70	84.10	287.30	0.23	691.00	31.40
Bopo 6	143.80	110.80	71.10	153.60	0.21	759.00	32.80
Chipotla	128.33	77.97	44.41	298.29	-----	511.89	11.19
Divisadero	176.90	61.60	82.60	185.30	0.24	1033.00	32.30
El Temapá	146.99	79.62	36.85	183.60	-----	629.24	8.25
Hormiga	139.10	68.10	72.50	200.70	0.20	757.00	42.60
Peña Blanca 1	120.90	66.30	79.60	206.00	0.21	1080.00	28.90
Peña Blanca 2	179.20	97.20	89.80	218.10	0.22	827.00	50.70
Temazcalapa FG	227.70	138.90	107.40	221.30	0.23	1017.00	47.70
Temazcalapa FF	81.20	73.20	75.30	155.00	0.20	513.00	20.90
Xilepa	72.10	66.60	64.80	262.90	0.23	449.00	68.90
Las Juntas	58.06	85.41	8.79	97.49	-----	432.49	17.00

Tabla A1.4. Elementos traza en las muestras. Datos normalizados UCC (Taylor y McLennan, 1995).

Muestra	ppm														
	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Sr	Y	Zr	Cd	Ba	Pb
Kat-4	2.36	2.55	0.41	1.06	2.08	1.50	1.71	5.47	1.15	0.28	3.84	4.71	2.48	2.28	1.95
Bopo 2	1.91	2.93	0.43	1.35	1.20	3.70	1.14	4.48	0.90	0.21	3.66	8.34	2.19	1.19	1.81
Bopo 4	1.95	3.15	0.42	1.51	1.26	4.65	1.07	3.43	0.98	0.24	3.82	7.18	2.35	1.26	1.57
Bopo 6	2.50	4.05	0.45	1.87	1.18	4.65	1.42	2.18	1.28	0.32	3.23	3.84	2.12	1.38	1.64
Chipotla	2.28	3.80	0.59	2.01	0.52	4.63	1.12	6.27	1.15	0.22	2.02	7.46	-----	0.93	0.56
Divisadero	2.71	3.69	0.45	1.33	1.20	4.28	1.37	4.09	1.58	0.18	3.75	4.63	2.41	1.88	1.62
El Temapá	2.28	3.18	0.49	1.87	0.58	4.07	1.28	2.67	1.31	0.23	1.68	4.59	-----	1.14	0.41
Hormiga	2.51	3.73	0.45	1.62	1.59	4.71	1.36	4.23	1.24	0.19	3.30	5.02	2.05	1.38	2.13
Peña Blanca 1	2.04	3.05	0.48	1.67	1.37	4.60	1.27	2.78	1.08	0.19	3.62	5.15	2.17	1.96	1.45
Peña Blanca 2	2.31	3.24	0.35	1.35	1.01	5.85	1.74	4.01	1.60	0.28	4.08	5.45	2.24	1.50	2.54
Temazcalapa FF	2.65	3.24	0.30	1.09	1.39	1.89	2.18	5.71	2.03	0.40	4.88	5.53	2.35	1.85	2.39
Temazcalapa FG	1.36	1.85	0.40	1.20	1.03	2.02	1.15	0.80	0.73	0.21	3.42	3.88	2.07	0.93	1.05
Xilepa	1.47	2.91	0.46	1.48	1.01	3.13	0.96	6.51	0.64	0.19	2.95	6.57	2.33	0.82	3.45
Las Juntas	0.48	0.54	0.22	0.68	0.31	1.39	0.59	2.67	0.52	0.24	0.40	2.44	-----	0.79	0.85

Geoquímica inorgánica.

Valores promedio reportados por Taylor y McLennan (1995), utilizados para normalización.								
ppm	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As
UCC	60.00	35.00	27.00	28.00	29.00	30.00	17.00	1.50
ppm	Rb	Sr	Y	Zr	Cd (ppb)	Ba	Pb	
UCC	112.00	350.00	22.00	40.00	98.00	550.00	20.00	

Tabla A1.5. Tierras raras (REE) en algunas muestras.

Muestra	ppm							
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
Chipotla	1.42	1.17	1.54	1.84	2.62	3.26	2.87	2.48
El Temapá	1.28	1.27	1.45	1.58	2.20	2.59	2.38	2.30
Las Juntas	0.36	0.41	0.38	0.39	0.45	0.65	0.42	0.46
Muestra	ppm							
	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th	U
Chipotla	2.21	1.75	1.64	1.73	1.54	1.64	1.00	0.87
El Temapá	2.07	1.58	1.52	1.64	1.48	1.53	1.05	1.13
Las Juntas	0.46	0.40	0.43	0.52	0.50	0.56	0.35	0.68

Tabla A1.6. Tierras raras (REE) en algunas muestras. Datos normalizados UCC (Taylor y McLennan. 1995).

Muestra	ppm							
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
Chipotla	1.42	1.17	1.54	1.84	2.62	3.26	2.87	2.48
El Temapá	1.28	1.27	1.45	1.58	2.20	2.59	2.38	2.30
Las Juntas	0.36	0.41	0.38	0.39	0.45	0.65	0.42	0.46
Muestra	ppm							
	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th	U
Chipotla	2.21	1.75	1.64	1.73	1.54	1.64	1.00	0.87
El Temapá	2.07	1.58	1.52	1.64	1.48	1.53	1.05	1.13
Las Juntas	0.46	0.40	0.43	0.52	0.50	0.56	0.35	0.68

Geoquímica inorgánica.

Valores promedio reportados por Taylor y McLennan (1995), utilizados para normalización.								
ppm	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
UCC	30.00	64.00	7.10	26.00	4.50	0.88	3.80	0.64
ppm	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th	U
UCC	3.50	0.80	2.30	0.33	2.20	0.32	10.00	2.80

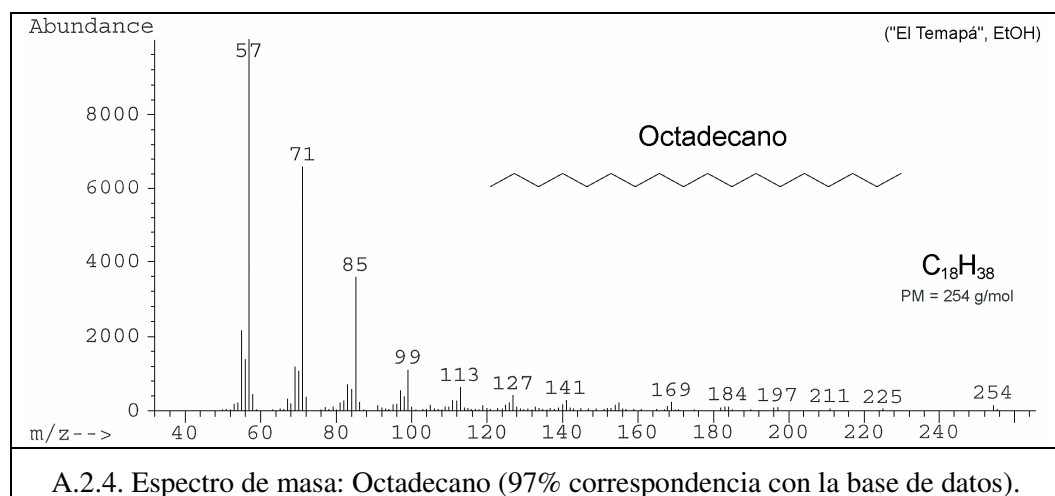
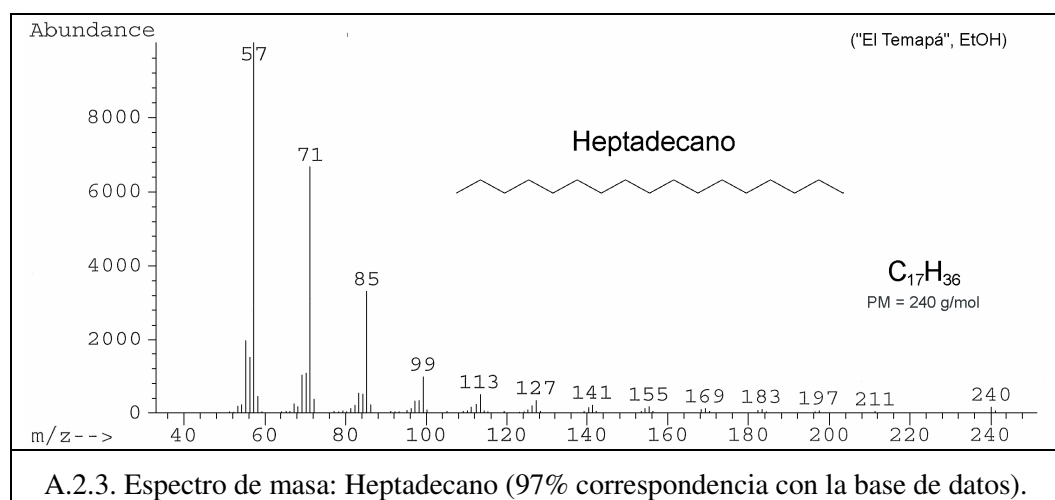
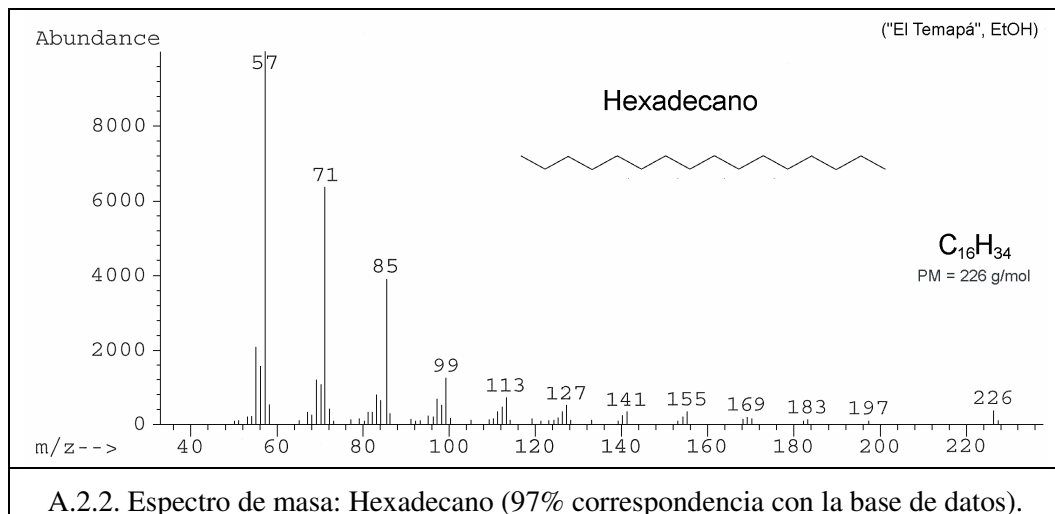
Tabla A1.7. Algunos parámetros geoquímicos.

Muestra	Anderson y Worden, 2004.	Bjørlykke, 1974.	Boström, 1973.	Hallberg, 1986.
	TiO ₂ /Al ₂ O ₃	M	Al/(Al+Fe+Mn)	V/Rb
Kat-4	0.0495	16.4748	0.7192	1.1044
Bopo 2	0.0624	5.1250	0.6477	1.1366
Bopo 4	0.0651	6.5455	0.6591	1.0685
Bopo 6	0.0503	6.9579	0.6396	1.0431
Chipotla	0.0591	7.4409	0.6591	1.0673
Divisadero	0.0531	19.1754	0.6468	0.9197
El Temapá	0.0496	9.3604	0.7014	0.9304
Hormiga	0.0821	6.1416	0.6390	1.0820
Peña Blanca 1	0.0609	9.9111	0.6029	1.0132
Peña Blanca 2	0.0586	14.1329	0.7631	0.7718
Temazcalapa FG	0.0446	6.5432	0.6533	1.0062
Temazcalapa FF	0.0485	13.7688	0.8692	0.6992
Xilepa	0.0720	4.2519	0.5472	1.2233
Las Juntas	0.0309	4.6380	0.7184	0.4948
Muestra	Marchig, 1982.	Myers y Wignall, 1987.	Nesbbit y Young, 1982.	
	Y/P ₂ O ₅	Mn/Al	CIA	
Kat-4	1188.7324	0.0010	88.2584	
Bopo 2	865.5914	0.0037	73.3903	
Bopo 4	841.0000	0.0032	73.8107	
Bopo 6	634.8214	0.0038	76.2635	
Chipotla	153.1470	0.0033	77.9942	
Divisadero	694.1176	0.0006	84.1621	
El Temapá	108.3914	0.0047	82.5743	
Hormiga	641.5929	0.0018	70.3343	
Peña Blanca 1	772.8155	0.0028	79.2735	
Peña Blanca 2	1796.0000	0.0007	82.9446	
Temazcalapa FG	855.6818	0.0013	73.4789	
Temazcalapa FF	1394.8052	0.0004	85.7482	
Xilepa	771.4286	0.0094	68.6226	
Las Juntas	175.8529	0.0062	70.7648	

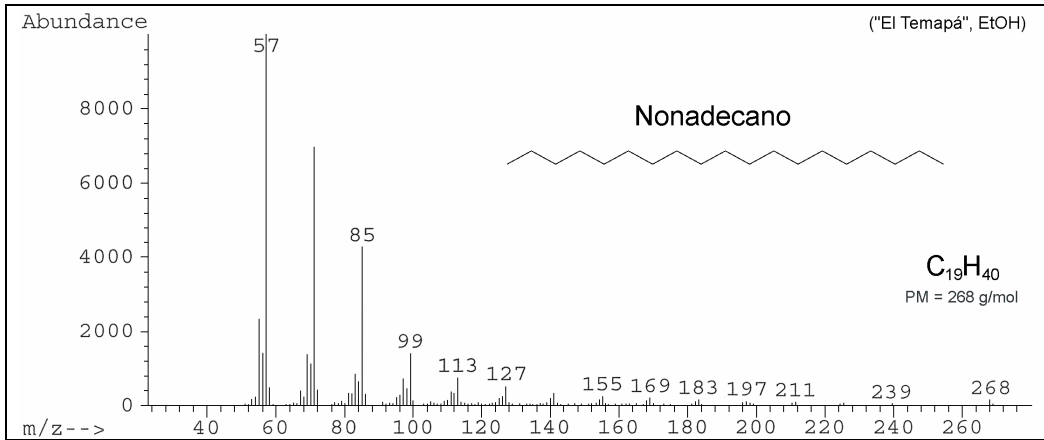
Tabla A2. 1. Materia orgánica extraída de algunas muestras. C₆H₈: Hexano. AcOEt: Acetato de Etilo. CH₃OH: Metanol. MO: Materia Orgánica Extraíble (Bitumen). mg/g : mg MO por gramo de muestra.

Muestra	Cantidad de Muestra empleada para la extracción	Solvente			Total MO extraída		Total MO (bitumen + kerógeno)
		C ₆ H ₈	AcOEt	CH ₃ OH	mg	mg/g	%wt (calculado)
KAT-4	279.40 g	347.80	97.70	44.80	490.30	1.76	0.58 – 1.17
Chipotla	364.20 g	144.00	55.90	13.00	212.90	0.58	1.75 – 3.51
Divisadero	459.80 g	1.90	2.60	14.00	18.50	0.04	0.86 – 1.71
Hormiga	450.00 g	6.90	1.50	41.60	50.00	0.11	0.52 – 1.04
Peña Blanca 1	450.00 g	33.10	10.00	21.00	64.10	0.14	0.14 – 0.28
Peña Blanca 2	450.00 g	8.00	16.80	43.10	67.90	0.15	0.15 – 0.30
El Temapá	362.60 g	99.00	73.20	138.70	310.90	0.86	0.02 – 0.04
Temascalapa FF	450.00 g	100.40	51.90	978.00	1130.30	2.51	0.11 - 0.22
Xilepa	450.00 g	46.10	122.60	64.60	233.30	0.52	2.51 – 5.02

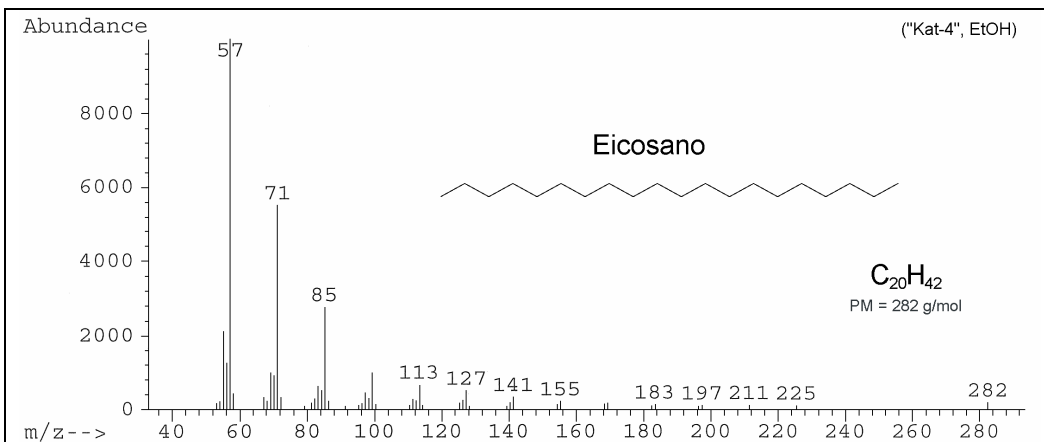
Geoquímica inorgánica.



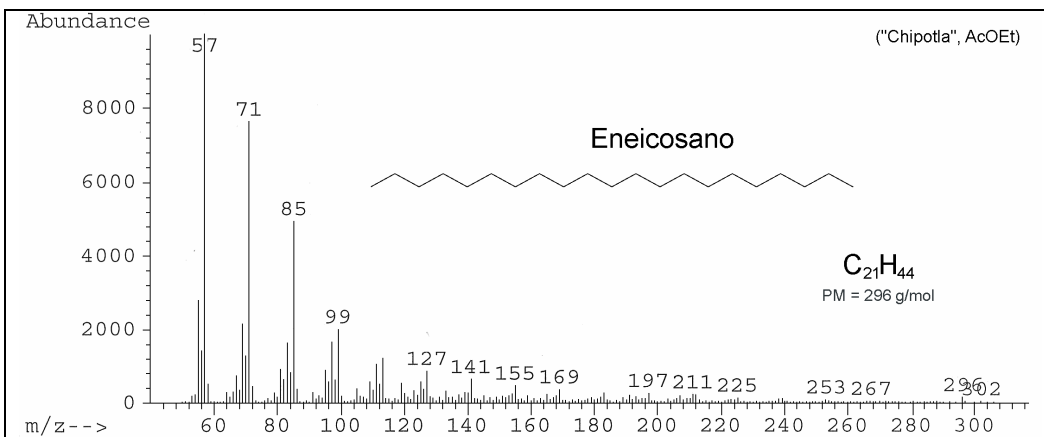
Geoquímica inorgánica.



A.2.5. Espectro de masa: Nonadecano (97% correspondencia con la base de datos).

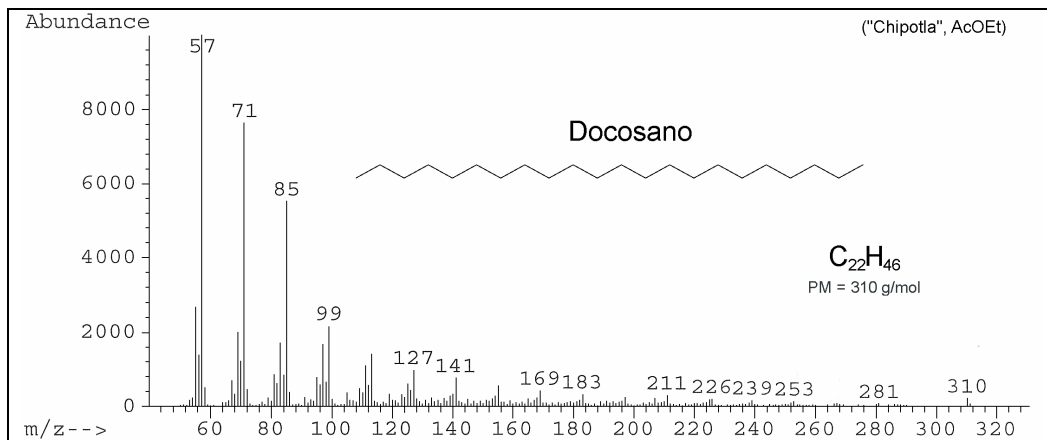


A.2.6. Espectro de masa: Eicosano (98% correspondencia con la base de datos).

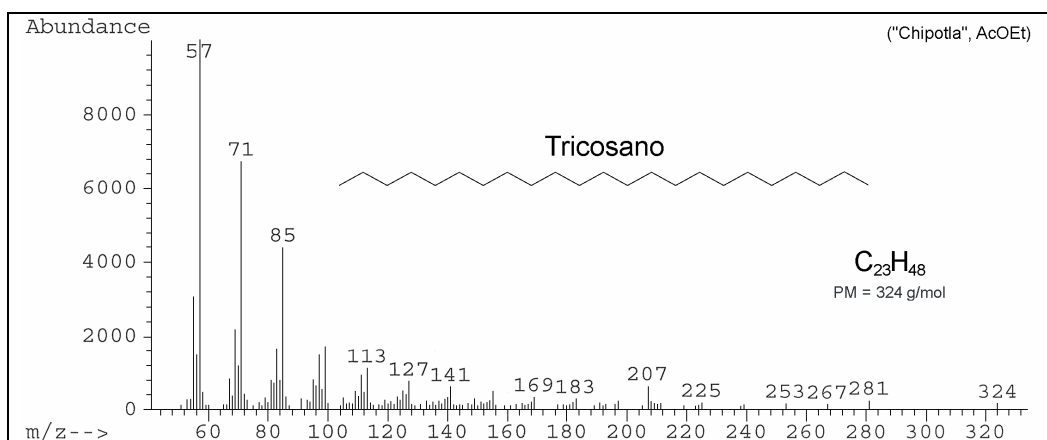


A.2.7. Espectro de masa: Eneicosano (97% correspondencia con la base de datos).

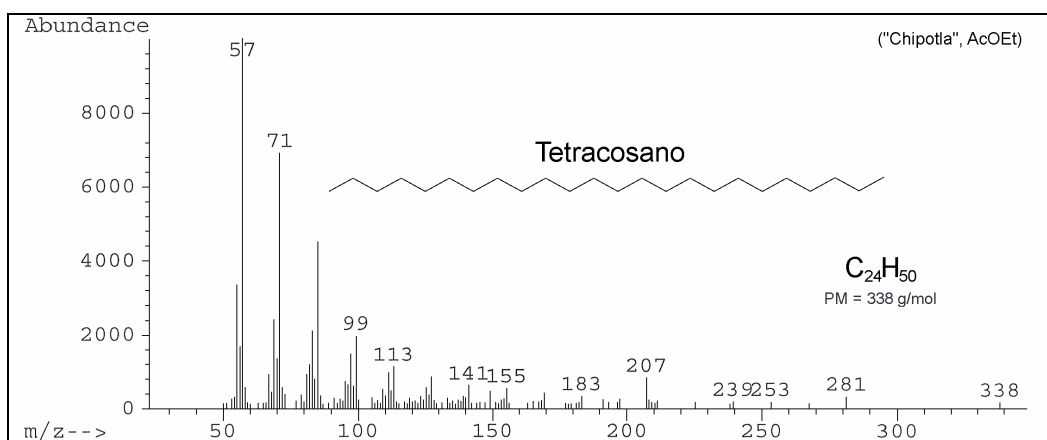
Geoquímica inorgánica.



A.2.8. Espectro de masa: Docosano (98% correspondencia con la base de datos).

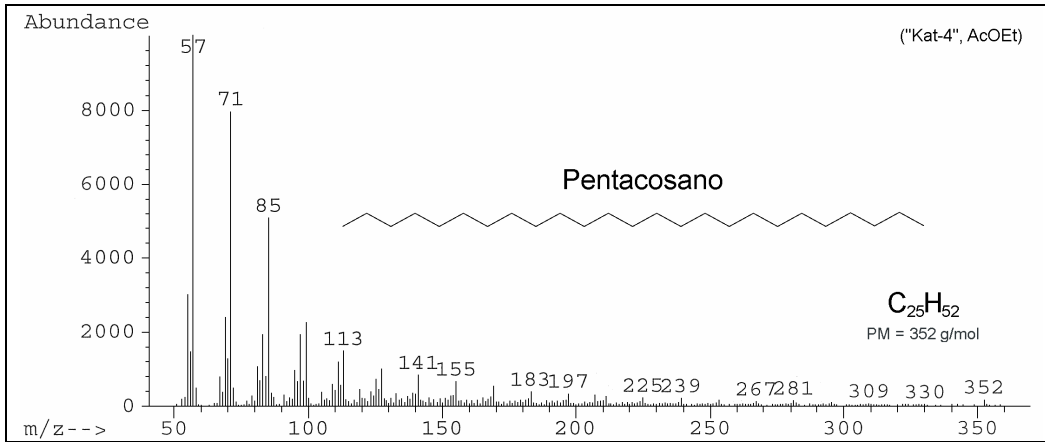


A.2.9. Espectro de masa: Tricosano (99% correspondencia con la base de datos).

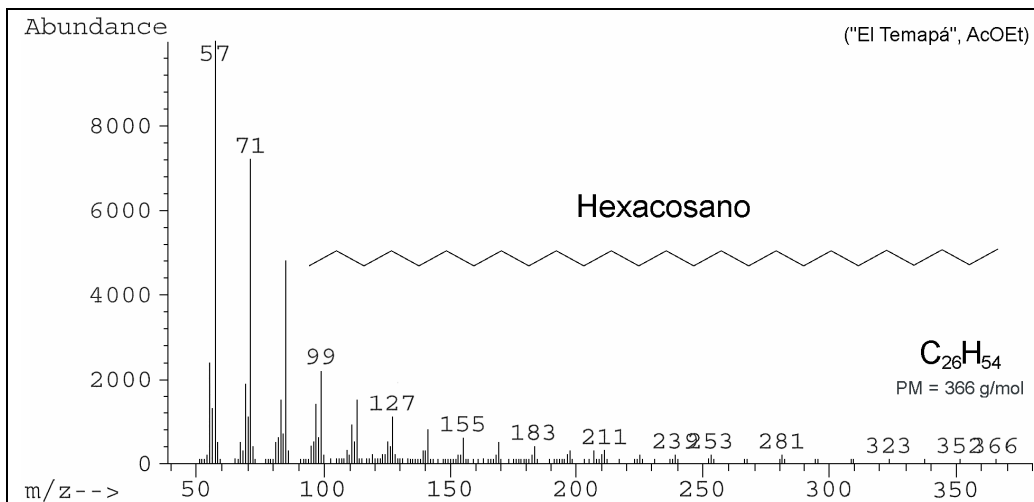


A.2.10 Espectro de masa: Tetracosano (96% correspondencia con la base de datos).

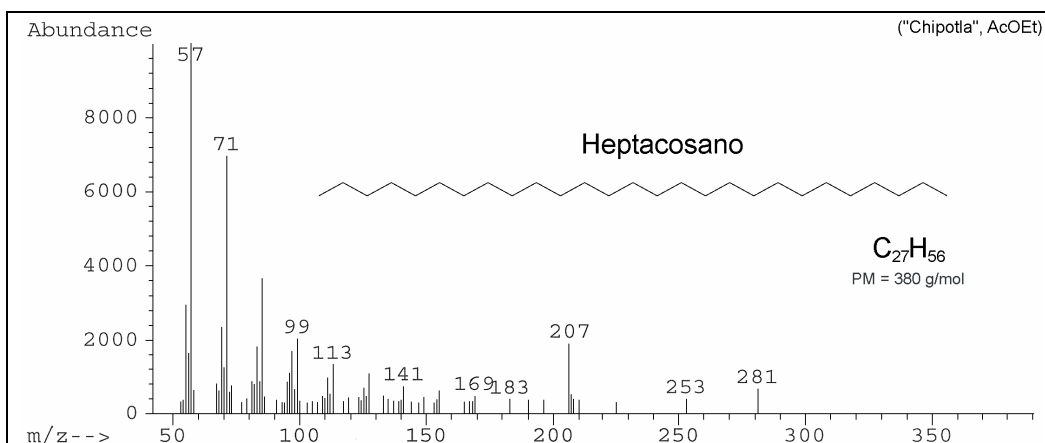
Geoquímica inorgánica.



A.2.11. Espectro de masa: Pentacosano (99% correspondencia con la base de datos).



A.2.12. Espectro de masa: Hexacosano (97% correspondencia con la base de datos).



A.2.13. Espectro de masa: Heptacosano (90% correspondencia con la base de datos).

Era	Periodo	Época	Edad	Ma	Era	Periodo	Época	Edad	Ma	Era	Periodo	Época	Edad	Ma			
CENOZOICO	Neógeno	Cuat.	Holoce.		MESOZOICO	Jurásico	Superior	Titon.	145.5 ± 4.0	PALEOZOICO	Devónico	Superior	Famenn.	359.2 ± 2.5			
			Superior					Kimmer.					Frasnian	385.3 ± 2.6			
			Pleistoc.	Medio				1.806	Oxford.					Medio	Givetian.		
		Pliocenc.	Inferior				Triásico	Medio	Calov.			161.2 ± 4.0	Inferior	Eifelian.	397.5 ± 2.7		
			Gelasian						Bathon.					Emsiano			
			Piacen.						Bajoc.					Pragian			
			Mioceno	Zanclea				5.332	Triásico			Inferior	Aalenian	175.6 ± 2.0	Silúrico	Lochkov.	416.0 ± 2.8
				Messin.									Toarcian			Prodoli	
				Torton.									Pliensb.			Ludlow	Ludford.
				Serrav.								Sinemur.		Gorst.			
	Langh.			Hettang.		Wenlock	Homer.	422.9 ± 2.5									
	Burdig.			Rhaet.			Sheinw.	428.2 ± 2.3									
	Aquitán.	23.03		Norian.			Telych.										
	Paleógeno	Oligoc.	Chattian	Triásico	Superior	Carnian.	228.0 ± 2.0	Ordov.	Llandov.		Aeron.	443.7 ± 1.5					
			Rupel.			33.9 ± 0.1	Medio		Ladinian								
		Eoceno	Priabon.		Triásico	Inferior			Anisiano		245.0 ± 1.5	Superior					
			Bartonia						Olenek.								
			Lutetia.			55.8 ± 0.2			Induan.		251.0 ± 0.4		Medio				
		Ypresian			Permiano	Loping.	Changh.		260.4 ± 0.7		Inferior						
	Thanet.	Triásico	Guadalup.	Wuchiap.													
	Seland.					Wordian											
	Daniano		65.5 ± 0.3	Cisurat.		Roadian	270.6 ± 0.7	Cámbr.	Furong.		Paibiano	501.0 ± 2.0					
	Cretácico		Superior			Maastric.	Triásico		Cisurat.		Kunguria	299.0 ± 0.8	Medio				
Campan.						Artinsk.											
Santonian				Triásico	Sup.	Gzhelia.			Inferior								
Coniacia						Kasimov.											
Turonian		Triásico			Med.	Moscov.				Neo-proterozoico	Ediacárico						
Cenoman			Inf. Bashkir.				Cryogeniano										
Inferior	Albiano		Triásico		Sup.	Serpuk.	318.1 ± 1.3	Meso-proterozoico	Toniano		1000						
	Aptiano					Med. Viséano			Steniano								
	Barrem.			Mios.	Inf.	Tournais.	359.2 ± 2.5		Ectasiano								
	Hauteriv.							Calymmiano	1600								
	Valang.																
Berriac.	145.5 ± 0.4																

Escala de tiempo geológico. Modificado de Internacional Stratigraphic Chart (2004).