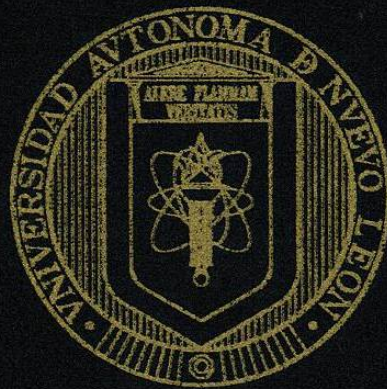


UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



ANÁLISIS DE LA CUENCA LACUSTRE DEL POTOSÍ Y SUS PELIGROS
GEOLÓGICOS ASOCIADOS A LA MATERIA ORGÁNICA
SEDIMENTARIA, NUEVO LEÓN, MEX.

TESIS

COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

PRESENTA:
NATALIA AMEZCUA TORRES

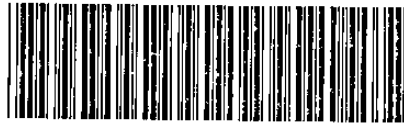
LINARES, NUEVO LEÓN.

JULIO 2003

TM
Z 5 8 1 8
• E 3
F C T
2 0 0 3
• A 5

MAESTRIA TORRES
AMEZCUA TORRES

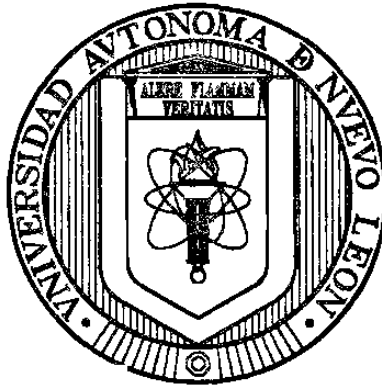
MAESTRIA 20003



1020149146

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



ANÁLISIS DE LA CUENCA LACUSTRE DEL POTOSÍ Y SUS PELIGROS
GEOLÓGICOS ASOCIADOS A LA MATERIA ORGÁNICA
SEDIMENTARIA, NUEVO LEÓN, MEX.

TESIS

COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

PRESENTA:
NATALIA AMEZCUA TORRES

LINARES, NUEVO LEÓN.

JULIO 2003

977837

TH
Z 5818

.E3
FCT
2003
.A5

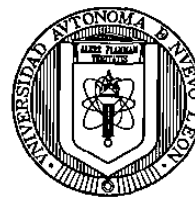


FONDO
TESIS



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

HDA. DE GUADALUPE CARR. A CERRO PRIETO KM. 8, A.P. 104
67700 LINARES, NUEVO LEÓN, MÉXICO
TELS. (821) 2 43 02 Y 2 20 13, FAX (821) 2 43 26



La tesis

**ANÁLISIS DE LA CUENCA LACUSTRE DEL POTOSÍ Y SUS PELIGROS
GEOLÓGICOS ASOCIADOS A LA MATERIA ORGÁNICA
SEDIMENTARIA, NUEVO LEÓN, MX.**

elaborada por

NATALIA AMEZCUA TORRES

ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado académico de

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.
COMISIÓN DE REVISIÓN



DR. FRANCISCO MEDINA BARRERA

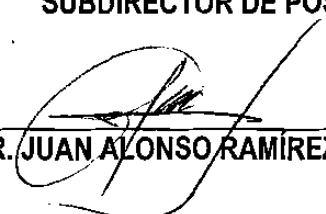


DR. J. GUADALUPE LÓPEZ OLIVA



MC. TOMÁS COSSIO TORRES

Vo. Bo.
SUBDIRECTOR DE POSGRADO



DR. JUAN ALONSO RAMÍREZ FERNÁNDEZ

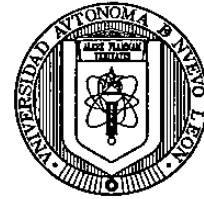
LINARES, N.L.

JULIO 2003



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

HDA. DE GUADALUPE CARR. A CERRO PRIETO KM. 8, A.P. 104
67700 LINARES, NUEVO LEÓN, MÉXICO
TELS. (821) 2 43 02 Y 2 20 13, FAX (821) 2 43 26



La tesis

**ANÁLISIS DE LA CUENCA LACUSTRE DEL POTOSÍ Y SUS PELIGROS
GEOLÓGICOS ASOCIADOS A LA MATERIA ORGÁNICA
SEDIMENTARIA, NUEVO LEÓN, MX**

elaborada por

NATALIA AMEZCUA TORRES

ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado académico de

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

DIRECTOR DE TESIS



DR. FRANCISCO MEDINA BARRERA

LINARES, N.L.

JULIO 2003

Esta tesis está dedicada a mi familia,
especialmente a mi pequeño y
gran hijo Edgar

Esta tesis fue realizada gracias al apoyo del:

Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), Beca Crédito No. 153083

Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

Proyecto PAICYT CT629-01

Departamento Alemán de Intercambio Académico (DAAD), Beca No. A/01/27414

Autoridades del Comisariato Ejidal del Potosí, Galeana, Nuevo León

Dr. Francisco Medina-Barrera, Dr. J. Guadalupe López-Oliva y MC. Tomás Cossio

Y de manera particular agradezco a:

Prof. Dr. Wolfgang Stinnesbeck

Departamento de Geología Universidad de Karlsruhe, Alemania

Dr. Thierry Adatte

Departamento de Geoquímica, Universidad de Neuchâtel, Suiza

Prof. Dr. Doris Stüben

Departamento de Geoquímica, Universidad de Karlsruhe

Ing. Juan Villarreal

Rancho Los Enebras, Galeana, Nuevo León.

Dr. Vsevolod Yutsis

Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

Dr. Uwe Jenchen

Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

Tec. Stephan Unrein

Laboratorio de Sedimentología, Universidad de Karlsruhe

Dr. Juan Alonso Ramírez

Posgrado, FCT, UANL

Prof. Dr. G. H. Eisbacher

Departamento de Geología, Universidad de Karlsruhe

M.C. Sergio Yussim

Facultad de Ingeniería, UNAM

Prof. Dr. Klaus Bandel

Malacología, Universidad de Hamburgo

Comandante Betancourt

Protección Civil Galeana, Nuevo León

Dr. Zsolt Berner

Departamento de Geoquímica, Universidad de Karlsruhe

Juani Montes

Ing. Juan Manuel Quezada

Biol. Rodrigo González

M. C. Veronika Dülmer

Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

Dr. Manuel Palacios-Fest

Terra Nostra Earth Science Research, Arizona

Dr. Adam Hölzer

Laboratorio de Palinología, Museo de Historia Natural, Karlsruhe

Tec. Traute Krebs

Facultad de Física, MEB, Universidad de Karlsruhe

Dr. Fernando Velasco Tapia

Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

Dr. Phyllip Steinman

Departamento de Geoquímica, Universidad de Neuchâtel

Nancy Schmidt

Departamento de Geología, Universidad de Karlsruhe

Dr. José Rosbel Chapa

Dirección, FCT, UANL

Dr. Utz Kramar

Departamento de Geoquímica, Universidad de Karlsruhe

Prof. Dr. Bettina Reichenbacher

Paleontología, Universidad de Munich

Tec. Gesine Preuss

Laboratorio de Geoquímica, Universidad de Karlsruhe

Manuelita M. González

Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

Dr. Jesús Navar

Facultad de Ciencias Forestales, UANL

M.C. Rolando Peterson

Ing. Samuel Equiluz

Biol. Arturo González

Compañeros Becarios CONACYT-FCT

José Juan, Liliana, Angélica, Araceli, Miguel, Ernesto, Manuel y Adalberto

Resumen

Dentro del bolsón del Potosí una serie de depósitos son la evidencia de un antiguo lago, considerado un sistema de playa y denominado Paleolago Potosí. Sus sedimentos consisten en facies lacustres, palustres y fluviales, con depósitos ricos en carbonatos, materia orgánica y evaporitas. Análisis micropaleontológicos, palinológicos, de geoquímica isotópica y orgánica, fueron hechos tanto en fósiles como en los sedimentos, determinando una serie de cambios ambientales ocurridos posiblemente durante el Cuaternario tardío en el Noreste de México. Aparentemente las condiciones climáticas han cambiado de cálido húmedas a cálido templadas, con fuertes periodos de sequías, mostrando una tendencia al calentamiento. La covarianza de isótopos estables de Oxígeno y Carbono, reflejan distintas fases de paleoprecipitación–evaporación y paleoproductividad en la cuenca lacustre. El alto contenido de materia orgánica determinada con pirólisis Rock-Eval, demuestra que ésta se encuentra en estado de diagénesis y fue generada por materia orgánica tipo II, III y IV. Los horizontes más enriquecidos en Carbono Orgánico son las turbas, cuyos Índices de Hidrógeno reflejan estados de preservación de buenos a malos, ligado esto a condiciones de reducción u oxidación. Las alteraciones de estos sedimentos son propiciadas por variaciones del nivel freático, generando la problemática de combustión y subsidencia en el área del Potosí – Los Enebros. La Subsidencia se manifiesta debido a la densificación y pérdida actual de masa de las turbas, afectando las áreas de cultivo y generando inestabilidad en los caminos y otras estructuras.

Abstract

The evidence of an ancient lake considered a playa system is the sedimentary deposits into a bolson basin. This system is named Paleolago Potosí. The sediments consist of lacustrine, palustrine, and fluvial facies with deposits rich in carbonate and organic matter containing also some evaporitic deposits. Micropaleontological, palinological, isotopic and organic geochemical analysis were done from fossils and sediments. Series of environmental changes during Late Quaternary in Northeastern Mexico were recognized. Apparently, the climatic conditions changed from warm-humid to warm-mild with evident dry periods, showing a warming tendency. Stable isotopic Oxygen and Carbon covariance reflect different stages of paleoprecipitation-evaporation and paleoproductivity into the lacustrine basin. High organic matter content obtained through Rock-Eval pyrolysis indicates that sediments are in a diagenetic stage having been generated by organic matter, producing kerogen Type II, III and IV. The higher organic carbon content corresponds to peat layers with a Hydrogen Index varying from good to bad preservation stages, linked to reductive or oxidative conditions. Alterations in those sediments are caused by withdrawing during variations in water table depth, generating the event of organic matter combustion and subsidence in El Potosí – Los Enebras area. Subsidence occurs either from densification or from actual loss of mass in peat deposits, affecting the cropping areas and generating instability of roads and housing.

Contenido

		Página
1	Introducción	1
2	Objetivos	2
3	Metodología General	3
	3.1 Campo	3
	3.2 Laboratorio	3
4	Aspectos Geográficos	4
	4.1 Fisiografía	4
	4.2 Localización	4
	4.3 Clima	4
	4.4 Suelo	7
	4.5 Vegetación Actual	7
5	Geología Regional	9
	5.1 Geología Regional Pre-Cuaternaria	9
	5.2 Cuaternario	12
6	Geología del Área de Estudio	14
	6.1 Estratigrafía del Mesozoico	14
	6.1.1 Formación Tamaulipas Superior	14
	6.1.2 Formación Cuesta del Cura	14
	6.1.3 Formación Agua Nueva	15
	6.2 Estratigrafía del Cuaternario	15
	6.2.1 Aluvión	15
	6.2.2 Abanicos Aluviales	15
	6.2.3 Coluvión	15
	6.3 Geología estructural del área de estudio	16
	6.3.1 Levantamiento estructural	17
	6.3.2 Hipótesis sobre el origen geológico de la Cuenca del Paleolago Potosí	19

Contenido

7 Sedimentos del Cuaternario tardío del Área Potosí-Los Enebros	20
7.1 Introducción	20
7.2 Facies Lacustres	21
7.2.1 Descripción	21
7.2.2 Facies Ricas en Materia Orgánica - Turbas	23
7.3 Facies Palustres	24
7.3.1 Descripción	24
7.3.2 Caliche tabular	25
7.3.3 Caliche nodular	25
7.4 Estructuras Sedimentarias Secundarias	26
7.4.1 Rizolitos	26
7.4.2 Rizocreaciones	26
7.4.3 Marcas de desecación y cristales de yeso	28
7.4 Depósitos Aluviales	29
7.5 Interpretación de los sedimentos y su edad relativa	29
7.7 Conclusiones	31
8 Contenido Fossilífero	32
8.1 Moluscos	32
8.1.1 Bivalvos	32
8.1.2 Gasterópodos	32
8.1.3 Conclusión	33
8.2 Carofitas	39
8.2.1 Discusión y Conclusión	39
8.3 Otolitos	40
8.4 Ostrácodos	41
8.4.1 Ostrácodos de la sección Enebros	43
8.4.2 Ostrácodos de la sección Potosí 2	44
8.4.3 Ostrácodos de la sección Potosí 3	44
8.4.4 Conclusión	44

Contenido

9 Palinología	49
9.1 Introducción	49
9.2 Análisis de Polen para muestras del área de estudio	50
9.3 Palinología de la sección Enebros	51
9.4 Palinología de la sección Potosí 2	52
9.5 Otros Grupos	54
9.6 Discusión sobre la relación con otros datos palinológicos del Norte de México y el Clima	61
8.7 Conclusiones	62
10 Geoquímica isotópica: isótopos estables de ^{18}O Y ^{13}C	64
10.1 Introducción	64
10.2 $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en la sección Potosí 3	66
10.3 $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en la sección Enebros	68
10.4 Discusión y Conclusiones	69
11 Geoquímica Orgánica: Carbono Orgánico Total	71
11.1 Introducción	71
11.2 Metodología Rock-Eval 6	73
11.3 Resultados de las muestras analizadas del Paleolago Potosí	74
11.3.1 Carbono Orgánico Total	74
11.3.2 Tipo de Materia Orgánica el IH vs. IO	77
11.3.3 Temperaturas Máximas	78
11.4 Interpretación de los ambientes de depósito y la materia orgánica	79
11.5 Relaciones de la materia orgánica con la subsidencia y la combustión en el área del Potosí - Los Enebros	80
11.6 Discusión y conclusiones	80

Contenido

12 Peligros Geológicos Asociados a la Materia Orgánica Sedimentaria	82
12.1 Introducción	82
12.2 Zona subsidida	82
12.3 Causas de subsidencia	87
12.3.1 Sobreexplotación del agua subterránea	88
12.3.3 Alto contenido de materia orgánica	89
12.4 Control de la subsidencia	89
13 Conclusiones	90
14 Recomendaciones	93
15 Síntesis	94
16 Bibliografía	95
17 Anexos	107
1 Carta Geológica	108
2 Carta de Ubicación de Secciones Muestreadas	109
3 Metodología del preparado de muestras para el Análisis Palinológico	110
4 Datos de isótopos estables de oxígeno y carbono de las secciones Potosí 3 y Enebros	111
5 Resultados de la Pirólisis Rock-Eval 6 en las secciones Potosí 2 y Potosí 3	113

Índice de Figuras

		Página
Figura 1	Localización del área de estudio	5
Figura 2	Tendencias de la Precipitación y Temperatura mensuales de la Estación Potosí, años 1960 –1987	7
Figura 3	A. Localización del Frente Tectónico. B. Distribución de Sectores del Frente Tectónico Sierra Madre Oriental	10
Figura 4	Divisiones de la Curvatura de Monterrey	13
Figura 5	Imagen LANDSAT, 1990., del Área Sur de la Curvatura de Monterrey	16
Figura 6	Modelo de densidad 2D en el área del Potosí	17
Figura 7	Representación de datos estructurales en diagramas de densidad y círculos máximos de los elementos tectónicos medidos	18
Figura 8	Plegamiento intraformacional en la Fm. Tamaulipas Superior, en la elevación conocida como El Gringo	19
Figura 9	Secciones estratigráficas de El Potosí – Los Enebros	22
Figura 10	Muestra de mano de los limos	23
Figura 11	Horizontes de turbas	23
Figura 12	Caliche	25
Figura 13	Imágenes de Microcopia Electrónica de Barrido de Microrizolitos	26

Índice de Figuras

		Página
Figura 14	Imágenes de Rizocrecciones	26
Figura 15	Descripción litológica, estructuras sedimentarias y componentes de los perfiles Potosí 3, 2 y Enebros	27
Figura 16	Rosetas de Yeso	28
Figura 17	Bloque diagramático de los perfiles Potosí (Pot) 1- 6	30
Figura 18	Litología, Estructuras sedimentarias y Contenido fosilífero de las secciones: Enebros, Potosí 2 y Potosí 3	38
Figura 19	Girogonitos de Carofita	39
Figura 20	Imagen de Microscopía Electrónica de Barrido de Otolito	41
Figura 21	Presencia de ostrácodos no marinos en un lago hipotético de Norte América en respuesta a parámetros físicos y biológicos	42
Figura 22	Porcentaje de la probabilidad de encontrar ostrácodos de agua dulce en lagos , estanques y arroyos	43
Figura 23	Diagrama de polen de la sección Los Enebros, Galeana, Nuevo León	53
Figura 24	Diagrama de polen de la sección Potosí 2, Galeana, Nuevo León.	53
Figura 25	Divisiones del Cuaternario y sus límites	63
Figura 26	Tendencias comparativas de datos sedimentológicos y de isótopos estables de la sección Potosí 3	67
Figura 27	Tendencias comparativas de datos sedimentológicos y de isótopos estables de la sección Enebros	69
Figura 28	Ambientes bentónicos marinos y lacustres	72
Figura 29	Carbono Orgánico Total, Índice de Hidrógeno (IH), Índice de Hidrógeno e Índice de Oxígeno (IO) vs. Profundidad, producto pirolisis Rock-Eval en sedimentos de la sección Enebros	75
Figura 30	Carbono Orgánico Total, Índice de Hidrógeno (IH), Índice de Hidrógeno e Índice de Oxígeno (IO) vs. Profundidad, producto pirolisis Rock-Eval en sedimentos de la sección Potosí 2	75
Figura 31	Carbón (charcoal) en Potosí 2.	76

Índice de Figuras

		Página
Figura 32	Carbono Orgánico Total, Índice de Hidrógeno (IH), Índice de Hidrógeno e Índice de Oxígeno (IO) vs. Profundidad, producto pirolisis Rock-Eval en sedimentos de la sección Potosí 3	76
Figura 33	Diagrama de Van Krevelen Modificado mostrando el Índice de Hidrógeno (IH) vs. Índice de Oxígeno (IO) basado en análisis Rock-Eval de las secciones Enebros, Potosí 2 y Potosí 3	77
Figura 34	Diagrama de Van Krevelen Modificado mostrando el Índice de Hidrógeno (IH) vs. Temperatura Máxima (T_{max}) de los sedimentos de las secciones Enebros, Potosí 2, Potosí 3 y los tipos de kerógeno y su estado de maduración	79
Figura 35	Ampliación de fotografía aérea de escala 1:50,000, 02 Mayo 1998, INEGI, del área de estudio	83
Figura 36	Área subsidida del Potosí	84
Figura 37	Agrietamientos longitudinales	84
Figura 38	Agrietamientos poligonales (P), longitudinales (L) y subsidencia en el Potosí	85
Figura 39	Agrietamiento poligonal en Los Enebros.	85
Figura 40	Área de colapso y escarpes semicirculares escalonados de la localidad Los Enebros	86
Figura 41	Carretera Federal México-Nuevo Laredo, tramo Matehuala –Saltillo, sección El Potosí (Catarino Rodríguez)	87
Figura 42	Gráfica de los Niveles Estáticos vs. Profundidad de los pozos en el área del Potosí – Los Enebros. Graficada con datos de PAICYT, 2002	88
Figura 43	Modelo deposicional propuesto para la Cuenca del Lago Potosí	92

Índice de Tablas

		Página
Tabla I	Imágenes de Microscopía Electrónica de moluscos de los sedimentos lacustres y palustres del Paleolago Potosí, Nuevo León.	34-35
Tabla II	Imágenes de Microscopía Electrónica de moluscos de los sedimentos lacustres y palustres del Paleolago Potosí, Nuevo León	36-37
Tabla III	Imágenes de Microscopía Electrónica de Barrido de conchas de ostrácodo, de los sedimentos lacustres y palustres del Paleolago Potosí, Nuevo León.	45-46
Tabla IV	Imágenes de Microscopía Electrónica de Barrido de conchas de ostrácodo, de los sedimentos lacustres y palustres del Paleolago Potosí, Nuevo León	47-48
Tabla V	Imágenes de granos de Polen Arbóreo presentes en las secuencias estratigráficas de El Potosí 2 y Los Enebros.	55-56
Tabla VI	Imágenes de granos de Polen No Arbóreo (NAP), presentes en las secuencias estratigráficas de El Potosí 2 y Los Enebros.	57-58
Tabla VII	Imágenes de granos de Polen No Arbóreo (NAP), Esporas e Indeterminados, presentes en las secuencias estratigráficas de El Potosí 2 y Los Enebros.	59-60

1 Introducción

En la zona de transición de las cadenas montañosas de la Sierra Madre Oriental y el Altiplano Mexicano, se encuentran cuencas endorreicas conocidas como bolsones, que son rellenados con sedimentos de edad cuaternaria. En localidades del suroeste del Estado de Nuevo León, estos sedimentos se encuentran entre otros en los municipios de Galeana y Aramberri y están representados por secuencias de paleolagos del Cuaternario Tardío. Éstos depósitos contienen indicadores bióticos y abióticos que documentan los cambios ambientales, ocurridos a lo largo del tiempo durante el relleno de los últimos metros de la secuencia sedimentara y que son útiles para comprender los fenómenos naturales de hoy en día.

En algunos sitios (por ejemplo: El Puente-San Juan de Avilés, Sandia el Grande y El Potosí-Los Enebros); los sedimentos cuaternarios han recibido especial atención debido a la repetitiva presencia de incendios subterráneos, exhalaciones de gases y agrietamientos superficiales, así como marcados procesos de subsidencia y colapso. El fenómeno inhabilita el uso agrícola de los terrenos afectados, así como también, a la infraestructura vial, siendo evidente en un tramo (Los Enebros) de la Carretera Federal No. 57 Matehuala – Saltillo, al Oeste del Cerro El Potosí.

Los primeros reportes sobre agrietamientos, incendios subterráneos, calcinación de materia orgánica y exhalaciones de azufre fueron hechos en 1994 por los moradores de La Trinidad, Municipio de Aramberri, y de manera similar en 1999 por los habitantes del Rancho Los Enebros en Galeana, localizado a 100 km. al norte de la localidad anteriormente mencionada. En dichas ocasiones, los fenómenos han sido asociados con pequeños sismos y emanaciones de calor y humo, siendo interpretados por los pobladores de la comunidad con la formación de un volcán. Sin embargo, esta interpretación se ha descartado rápidamente por encontrarse esta región en una zona asísmica desde el punto de vista de sismos profundos (Esteva, 1963) y de categoría A según el Servicio Sismológico Nacional, de la cual no se tienen registros de sismos históricos provocados por subducción. Por otra parte se encuentra alejada de zonas volcánicas activas del Cinturón Volcánico Mexicano.

Localizados de Sur a Norte, los sitios que presentan o presentaron los mismos fenómenos son: El Puente - San Juan de Avilés, Sandia el Grande y El Potosí – Los Enebros. De ellos sólo San Juan de Avilés se encuentra actualmente activo, presentando un área afectada de alrededor de 6 km² con emanaciones de calor y gases, asociados con procesos puntuales de subsidencia de aproximadamente 5 metros. Los demás sitios se encuentran hoy en día inactivos desde el punto de vista de incendios subterráneos. Los fenómenos geológicos relacionados a la combustión, colapso y subsidencia de los sedimentos cuaternarios en la región, se han reportado brevemente por Medina-Barrera y De León-Gómez (2000 y 2001).

2

Objetivos

El presente trabajo abarca dos diferentes temarios y tiene como principales objetivos:

Primero

El registro de los cambios ambientales en secciones estratigráficas de la localidad El Potosí – Los Enebros.

Segundo

La documentación de peligro geológico relacionado al fenómeno de subsidencia y combustión de la materia orgánica en la localidad de El Potosí – Los Enebros.

Objetivos Particulares

- Elaboración de Carta Geológica y ubicación precisa de sitios afectados, documentando su configuración y caracterización de los mismos.
- Levantamiento y muestreo detallado de la secuencia sedimentaria.
- Determinación de los cambios faunísticos y florísticos
- Establecimiento del ambiente de depósito y facies en la secuencia sedimentaria.
- Análisis de isótopos estables de Oxígeno y Carbono.
- Análisis del contenido de Carbono Orgánico Total (COT) de los sedimentos
- Determinación de cambios ambientales en la secuencia
- Análisis de las secuencia sedimentaria y su relación con los procesos de combustión o subsidencia

3 Metodología General

3.1. Campo

- Cartografía Geológica (90km²) escala 1:50,000
- Levantamiento de columnas estratigráficas en norias, escarpes y pozos, con muestreo cada 10 cm.
- Cartografía a detalle de la zona subsidida y colapsada
- Rescate de material macro-paleontológico

3.2. Laboratorio

- Análisis de imágenes digitales y elaboración digital de carta geológico-estructural
- Elaboración de carta de ubicación de perfiles
- Elaboración de secuencias estratigráficas
- Análisis sedimentológico y micropaleontológico.
- Preparación de muestras y obtención de imágenes con Microscopio Electrónico de Barrido LEO 1530 Gemini.
- Bioestratigrafía de las secuencias estratigráficas.
- Análisis palinológico por método de la acetólisis, montaje de muestras, fotografiado, conteo de granos y procesamiento de datos para elaboración de diagramas polínicos.
- Análisis de isótopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en conchas de ostrácodo por espectrometría con un Espectrómetro de Masas tipo VG Prism II.
- Análisis de Carbono Orgánico Total, Índices de Hidrógeno e Índices de Oxígeno y Temperatura Máxima para la determinación del tipo de materia orgánica y su estado, por medio de pirólisis con Rock-Eval 6.

4 Aspectos Geográficos

4.1. Fisiografía

El área de estudio se encuentra en la provincia geomorfológica de la Sierra Madre Oriental (SMO), entre los límites de las subprovincias Montañas Marginales del Altiplano Mexicano y la sección Este de las Cuencas y Sierras Mexicanas - *Eastern Mexican Basin & Range* -(Sedlock, et al. 1993). El relieve de estas provincias está ligado a una evolución tectónica muy compleja dentro de la Sierra Madre Oriental, cuya tectónica dio como resultado estructuras fuertemente plegadas de las rocas carbonatadas y sulfatadas de edades jurásica y cretácica. En conjunto el relieve se caracteriza por una serie de cadenas montañosas cuya dirección predominante es NW-SE, que albergan bolsones (valles intermontanos) y en ocasiones las depresiones karsticas. La red hidrográfica también presenta una orientación NW-SE. La elevación principal en el área de estudio es El Potosí con 3740 m.snm (SPP, 1981).

4.2. Localización

La localidad de El Potosí (Catarino Rodríguez) se ubica en las coordenadas 24° 50' 25" Latitud Norte y 100° 20' 08" Longitud Oeste. Los Enebras cuyas coordenadas son 24° 52' 72" Latitud Norte y 100° 23' 31" Longitud Oeste, se encuentra a 9 km. en dirección noroeste del Anticlinal Potosí, ambas en el Municipio de Galeana, Nuevo León. (Fig. 1).

Para acceder al área de El Potosí–Los Enebras, se toma la carretera 60 Linares–San Roberto, hasta llegar al entronque con la carretera 57 Matehuala–Saltillo. El área de estudio se ubica aproximadamente a 20 Km al norte de dicho entronque, con rumbo a Saltillo, Coahuila (Fig.1).

4.3. Clima

Por su ubicación en una zona de transición del frente Oriental de la SMO y las subprovincias montañosas marginales del Altiplano Mexicano, el clima está determinado entre otros factores, por el relieve montañoso y la diferencia de altura de los picos más elevados y los fondos de los valles. Lo anterior provoca una retención de humedad en las partes altas de la sierra, por lo cual los vientos pasan secos hacia la vertiente interior de las sierras y llanuras occidentales, desarrollando franjas climáticas orientadas N a S de tipo seco y templado (INEGI, 1986).

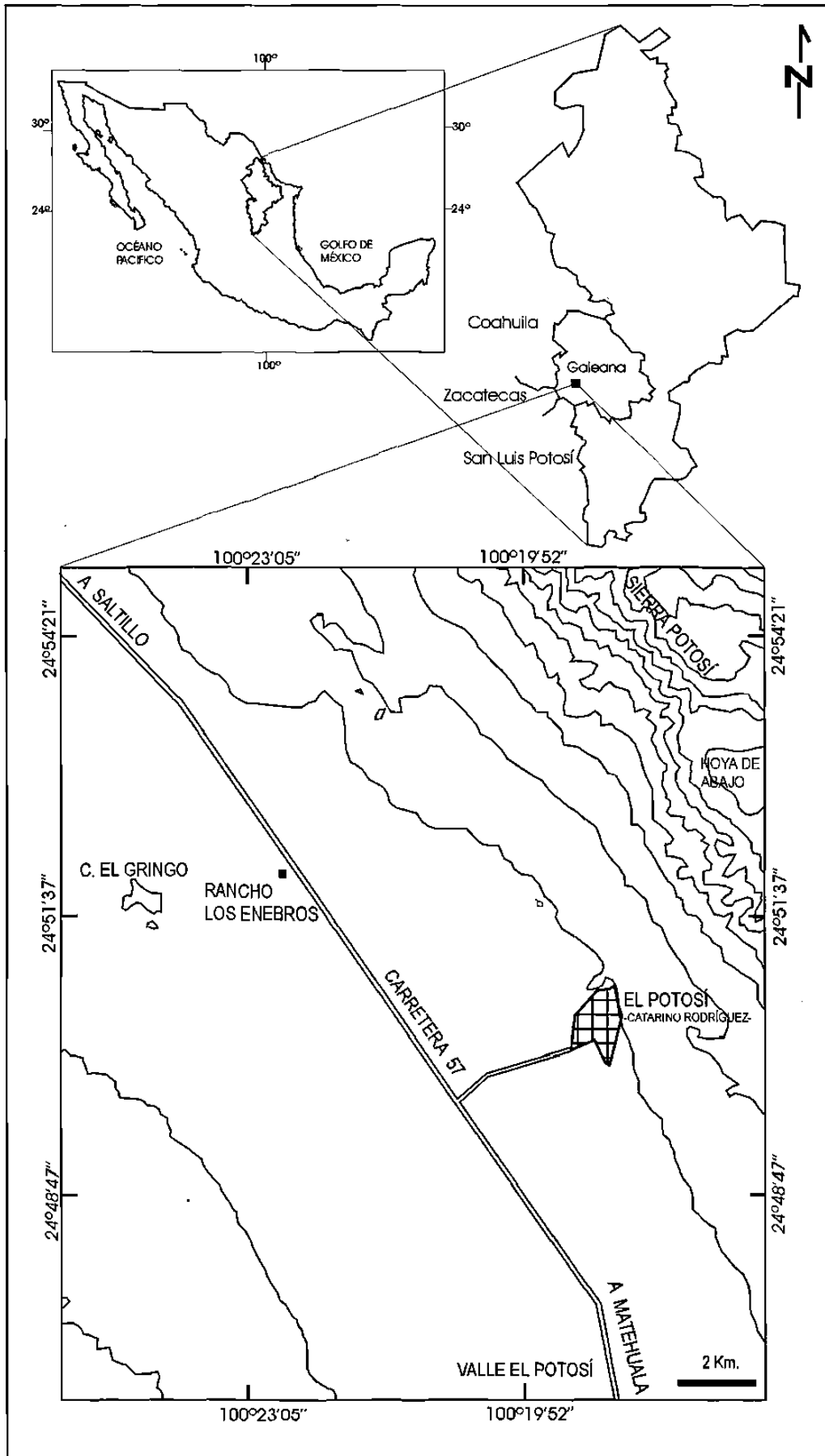


Figura 1. Localización del área de estudio.

INEGI (1986) Reporta para el área de estudio los siguientes tipos de clima:

- Bsokx'** Seco, templado, con lluvias escasas todo el año, mas del 18% de lluvia invernal, precipitación total anual entre 300 y 400 mm y temperatura media anual entre 14-18°C para la zona del valle.
- BS₁kx'** Semiseco templado, con lluvias escasas todo el año, más de 18% de lluvia invernal y precipitación total anual entre 400 y 600 mm. Temperatura media anual entre 12 y 18°C. Se presenta en las márgenes del Potosí, continuando a la franja climática anterior.
- Cx'** Templado, subhúmedo con lluvias escasas durante todo el año, mas del 18% de lluvia invernal y temperatura media anual entre 12 y 18°C; hacia la cima del Anticlinal Potosí.
- C(E)(w₁)x'** Semifrío, subhúmedo con lluvias de verano, más de 10.2% de lluvia invernal, temperatura media anual entre 5 y 12°C. En la cima del Anticlinal Potosí.

La precipitación total anual oscila entre 400 y 600 mm, el rango de temperatura media anual fluctúa entre 12 y 18 °C. La máxima incidencia mensual de lluvia ocurre en mayo y agosto con 35 a 40mm y la mínima en marzo con menos de 10 mm (Fig. 2). La temperatura mínima se registra en el mes de enero con 7 °C, los meses más cálidos son junio y agosto con una temperatura media entre 18 y 20 °C (SPP, 1981). La oscilación térmica anual es de 7.4 °C, y es en la estación invernal cuando se intensifican procesos como el criokarst (Huísar y Oropeza, 1989). Oropeza (1990) reporta durante el mes de enero una temperatura en la cima del Anticlinal Potosí de -1.4 °C. Las heladas tienen un rango de 20 a 60 días en los meses de diciembre, enero y febrero (INEGI, 1986).

En esta región hay mayor humedad en la parte oriental que en la occidental, eso se debe a la sombra pluviométrica, provocada por la Sierra Madre Oriental que interfiere en la circulación de los vientos Alisios, con dirección SE-NW, provenientes del Golfo de México. La temperatura es más alta en el fondo de los valles y en las depresiones. En temporada invernal, los Frentes Canadienses o Nortes influyen sobre el área, teniendo una dirección NW-SE (Navar, *com pers* 2001).

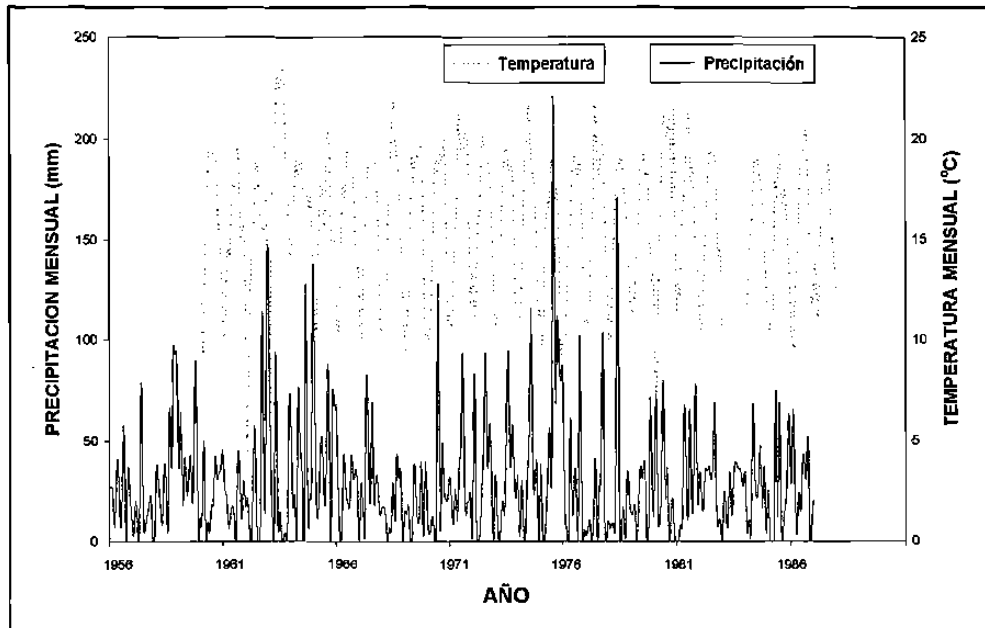


Figura 2.- Tendencias de la Precipitación y Temperatura mensuales de la Estación Potosí, años 1960–1987. Los datos graficados provienen de CNA.

4.4. Suelo

El suelo predominante en la región del Potosí es el litosol combinado con rendzina, seguido por xerosoles y cambisol de textura gruesa, además de castañozem, regosol y feozem (INEGI, 1986). Se presentan suelos delgados y con un alto contenido de materia orgánica en las laderas oeste del Potosí (SPP, 1981). La *terra rossa*, producto de la descalcificación de las rocas calcáreas, con un contenido elevado de arcillas, se acumula con frecuencia en pequeñas dolinas y úvalas, creando condiciones propicias para el desarrollo agrícola (Huisar y Oropeza, 1989).

4.5. Vegetación Actual

El área del Bolsón es utilizada con fines agrícolas; siendo la vegetación natural alterada por dichas actividades. El resto se encuentra poblada por matorral xerófilo y espinoso, así como pastizal halófilo, mismos que se distribuyen irregularmente en las áreas no cultivadas y que albergan comunidades de Enebras o Juniperos (*Juniperus monosperma*), Yuca (*Yuca sp.*), Mezquite (*Prosopis glandulosa*), Gobernadora (*Larrea tridentata*), Nopales (*Opuntia sp.*), Perritos (*Cylindropuntia sp.*), Lechuguilla (*Agave lechuguilla*), Maguey (*Agave sp.*) y Gramíneas (*Oordeas sp.*, *Bouteloa sp.*, *Aristida sp.*) entre otras. En zonas de los depósitos lacustres ricos en materia orgánica destaca la presencia del género *Tulostoma sp.*, también conocido como hongo del desierto.

La presencia y distribución de las especies vegetales anteriormente mencionadas, es controlada por la humedad que proporciona el agua subterránea, así como las variaciones en la salinidad y disponibilidad de espacio. Dentro de la cuenca, los cerros –tales como El Gringo, 1920 m. snm - han funcionado como islas biogeográficas llegando a albergar especies endémicas, como la *Mammillaria sánchez-mejoradae* (González *com. pers.*, 2002).

La vegetación en la zona de montaña de El Potosí, esta compuesta por bosques de Pino, Pino-Encino, Pino-Encino-*Pseudotsuga* y Pino-*Juniperus*. El límite inferior de las coníferas altas se encuentra a los 2, 500 m de altitud. La comunidad de *Pinus culminicola*, única especie de pino arbustivo que se conoce en México y es endémica de la porción Norte de la Sierra Madre Oriental, subsiste en El Potosí a manera de comunidad relictos del Pleistoceno (Sánchez, 1987, citado en Oropeza, 1990). La zona de mayor altitud del Cerro El Potosí es caracterizada por la presencia de *Pinus culminicola* (particularmente a los 3, 600 m.snm). Por arriba de los 3, 690 m, el tipo de vegetación es una pradera alpina intercalada con espacios desprovistos de vegetación, en donde también subsisten numerosas plantas herbáceas endémicas (Oropeza, 1990). El piso superior de la parte Este del Potosí, está conformado por *Pinus hartwegii* y Encinos. En la parte media baja de El Potosí se encuentran bosques de Pino-Encino y Pino-*Juniperus*. La exposición Norte está cubierta por una comunidad de Pino-Encino-*Pseudotsuga*; donde *Pinus* presenta una altura promedio de 15 m, y *Pseudotsuga* 20 m. Los encinos conforman el piso medio con 8 m de altura, combinando con *Arbutus xalapensis* (4.5m de altura) en una relación 1:1. La base de El Potosí esta cubierta por Encinos y Madroños, así como Agaves y Yucas, éstos últimos considerados indicadores de incendios recientes (Navar, *com. pers.*,2002). Variaciones en la vegetación del área de estudio a lo largo del tiempo son presentadas en los diagramas de polen, los cuales se analizan a detalle en este trabajo.

5 Geología Regional

5.1. Geología Regional Pre-Cuaternaria

La Sierra Madre Oriental (SMO), es un relieve morfoestructural curvado de más de 800 km de longitud y de 80 a 100 km de amplitud. Se ubica desde la Faja Volcánica Transmexicana, hasta la proximidad de la Ciudad de Torreón, Coahuila (Lugo-Hubp, 1990 en Eguiluz et al., 2000); y para la cual Eguiluz, et al., (2000) extienden sus extremos noroeste hacia las proximidades de Parral, Chihuahua y sureste hacia el área de Tuxtepec, Oaxaca (Fig. 3A). Forma una cordillera con elevaciones que sobrepasan los 2,500 m.snm y muestra dos flexiones importantes en su estructura: una a las cercanías de Torreón, Coah., y otra hacia Monterrey, N.L. (Padilla y Sánchez, 1985).

La SMO presenta un rumbo NW-SE desde Teziutlán, Puebla hasta Cd. Victoria, Tamaulipas, latitud en la cual se desarrolla la Curvatura de Villagrán, que corresponde a la terminación SE del Sector Saliente de Monterrey, en donde las estructuras toman un cambio de rumbo NE-SW. En las inmediaciones de Monterrey, N.L., los trends de rumbo NW-SE presentan una flexura cóncava que termina a la altura de la Cd. de Saltillo, Coah., y desde la porción oriental de la Sierra de Parras, toman una orientación ESE-WNW hasta llegar a la Cd. de Torreón, Coah.; es en este punto los trends ESE-WNW giran nuevamente a un rumbo NW-SE hasta Parral, Chihuahua, en relación a la estructura principal plegada de la SMO (Eguiluz, et al., 2000; Peterson, 2001).

La SMO está compuesta principalmente por una gruesa secuencia de rocas carbonatadas y terrigenas del Mesozoico, que fueron plegadas y cabalgadas por los esfuerzos máximos de la Orogenia Laramide durante el Paleoceno tardío - Eoceno temprano (Padilla y Sánchez, 1985), la cual implicó un mecanismo de cubierta delgada (thin-skinned) con basamento cristalino involucrado sólo localmente (Eguiluz, et al., 2000). De acuerdo al análisis estratigráfico, paleogeográfico y morfoestructural, la franja plegada del frente de la Sierra Madre Oriental puede dividirse en seis sectores: (1) el Sector San Pedro del Gallo, entre las ciudades de Torreón, Coah. y Parral, Chih., que corresponde al extremo noroeste de la cadena plegada; (2) el Sector Transversal de Parras, situado entre Torreón y Saltillo Coah., (3) el Sector Saliente de Monterrey, que se ubica desde Saltillo, el poniente de Monterrey y Villagrán, Tamps., hasta Aramberi, N.L.; (4) el Sector Valles, localizado entre los límites aproximados de Cd. Victoria, Tamps., y Xilitla, S.L.P.; (5) y el Sector Huayacocotla, extremo SE de la SMO, desde el sur de Xilitla, asta Teziutlán, Pue. Al SE de la Faja Volcánica Transmexicana la región de Zongolica, que puede considerarse una extensión del Sector Huayacocotla (Eguiluz et al., 2000).

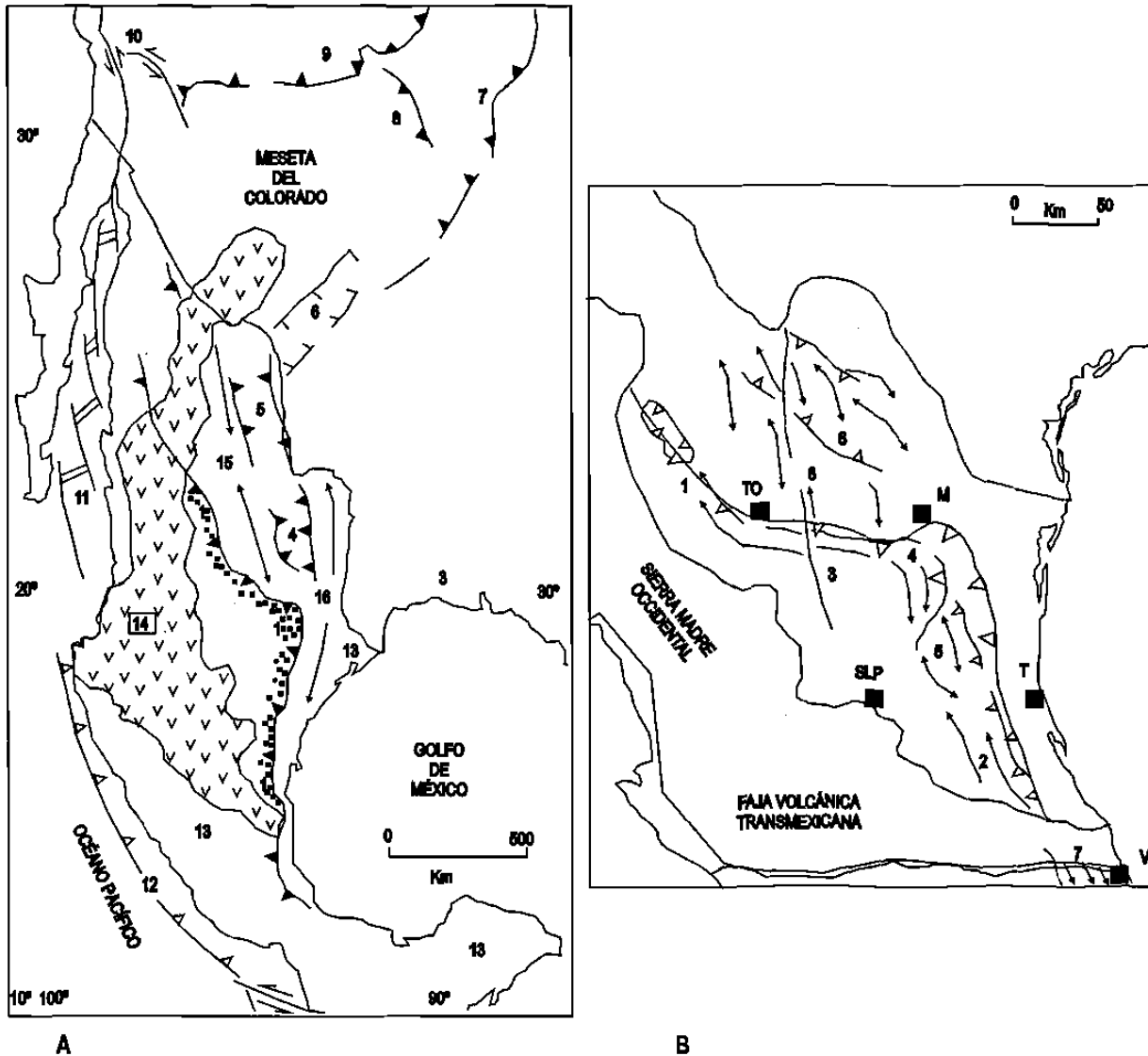


Figura 3. A. Localización del Frente Tectónico. Sierra Madre Oriental (1); Cadena baja de la Sierra Madre Oriental (2); Planicie Costera del Golfo (3); Franja Plegada de Sabinas (4); Franja Plegada de Chihuahua (5); Rift del Río Grande (6); Montañas Rocallosas (7); Montañas Uinta (8); Cinturón Orogénico Cordillerano (9); Sierra Nevada (10); Golfo de California (11); Fosa de Acapulco (12); Sierra Madre del Sur; Complejo Oaxaqueño y Yucatán (13); Sierra Madre Occidental y Faja Volcánica Transmexicana (14); Bloque de Aldama y Coahuila (15); Bloques de Tamaulipas (16). **B. Distribución de Sectores del Frente Tectónico Sierra Madre Oriental:** San Pedro Gallo (1); Huayacocotla (2); Transversal de Parras (3); Saliente de Monterrey (4); Valles (5); Cuenca de Sabinas (6); Región Zongolica (7); y Bloque de Coahuila (8); Monterrey (M); Tampico (T); Torreón (TO); San Luis Potosí (SLP); Veracruz (V). Figuras tomadas de Eguiluz, et al., 2000.

Los Pliegues en el Sector Saliente de Monterrey, dentro del cual se encuentra el área de estudio, son de gran longitud y forman un arco convexo que va desde Saltillo Coahuila hasta el sur de Aramberri, N.L. (Fig. 3B). Son isoclinales apretados doblemente buzantes en sus extremos, con planos axiales verticales o ligeramente inclinados al NNE; estas estructuras se levantan de manera escalonada hacia el SSW, debido a posibles fallas inversas mayores no emergentes ubicadas entre Saltillo y Monterrey, pero espectacularmente visibles y emergentes entre Monterrey y Aramberri (Eguiluz et al., 2000).

Durante el Paleoceno Tardío – Eoceno, el evento compresivo de la Orogenia Laramide dio lugar al plegamiento de la Sierra Madre Oriental, deformando a la secuencia Mesozoica (Jurásico Superior-Cretácico Superior); generando pliegues, fallas inversas y cabalgamientos. Dicho plegamiento fue controlado por la posición de los bloques del basamento, así como, por la distribución y el espesor de las evaporitas de la Formación Minas Viejas de edad Oxfordiano (Jurásico Tardío), la cual es considerada como el presunto horizonte del desprendimiento de la cobertura de la SMO (Padilla y Sánchez, 1985; Götte, 1988). El desprendimiento de la secuencia Mesozoica fue motivado por el movimiento de la placa de Farallón que subdujo con ángulo muy somero en el W, provocando con esto un basculamiento gradual cortical del subsuelo hacia el E y el consecuente despegue de la cubierta sedimentaria.

Eguiluz et al.,(2000) mencionan que el levantamiento del frente de la SMO es impreciso, y que nuevos datos radiométricos documentados por otros autores revelan que el sepultamiento máximo y el levantamiento en ese frente, pudo ocurrir en el Eoceno Superior, con deformación máxima compresiva y levantamiento en el frente de montaña durante el Eoceno tardío–Oligoceno temprano. Estos autores señalan que tanto el levantamiento como el plegamiento inverso, son de edad radiométrica más joven que el Eoceno Medio. Lo anterior sugiere que el frente de montaña pudo continuar el depósito de sedimentos, generando una pila sedimentaria más potente a lo observado actualmente, pero que ha sido removida por erosión. Además de que la deformación migró de SW a NE y de W a E y por lo tanto la deformación del frente de montaña es más reciente a lo considerado tradicionalmente.

El sitio de estudio se encuentra en la sección sur de la Curvatura de Monterrey (Sector Saliente de Monterrey), conocida como Área de Basamento Somero, según las divisiones de estilos de plegamiento de Padilla y Sánchez (1985), Figura. 4. Esta división se distribuye en 5 grandes áreas: (1) Área Norte, con pliegues simétricos de planos axiales casi verticales, de 15 a 60 km de longitud;

(2) Area Sur, con anticlinales y sinclinales apretados recostados, la mayoría simétricos con vergencia al NE, destacan la presencia de fallas inversas y de transcurrencia; (3) Area de Basamento Somero, o Área del Anticlinal Potosí, el cual es la estructura más sobresaliente de la Curvatura de Monterrey debido a su tamaño (50 km long.) y longitud de onda de ~10km y amplitud de mas de 4 km. Es un anticlinal amplio y asimétrico. Su término noroccidental buza 30° al NW, mientras que hacia el sur parece bifurcarse en varios pliegues más pequeños. Su plano axial es casi vertical, pero tiene una inclinación unos cuantos grados hacia el SW. En el desarrollo de los pliegues de ésta área influyó principalmente la poca profundidad del basamento y secundariamente las variaciones litológicas de las formaciones mesozoicas; (4) Área de Vergencia Opuesta, situada al oeste del área de Basamento Somero, donde sus pliegues tienen una orientación aproximada de N 65° W la cual es más o menos paralela al rumbo general de las estructuras que los rodean pero sus planos axiales buzan ~60 NE°, lo cual es completamente opuesto a la vergencia regional de los pliegues de la Curvatura de Monterrey. En esta área no existe evidencia de importantes variaciones litológicas que hubiesen controlado el desarrollo de pliegues, pero es razonable asumir que el basamento bajo el Anticlinal Potosí no solo influyo sino que fue la causa de la vergencia anómala de estas estructuras; (5) Anticlinal La Silla, ubicado "fuera" de los límites arbitrarios establecidos para la Curvatura, tiene un rumbo de N 30 W, longitud de onda de 42 km y una fuerte inclinación de sus flancos y sus extremos en donde su plano axial buza un promedio de 70 SW. La falla inversa presente en su parte media es la responsable de la ausencia por erosión de su flanco NE.

5.2 Cuaternario

A lo largo de la base de los cerros se observan abanicos aluviales, como los se encuentran en las márgenes del cerro El Potosí. Los valles están cubiertos por gravas fluvíáticas, sedimentos lacustres, caliche y residuos blancos de granulometría muy fina que se atribuyen a la disolución de sulfatos de la Formación Minas Viejas. En el área de la Laguna de Labradores, Tuxpan y Jalisco, se encuentran dolinas que son estructuras de hundimiento y de colapso limitadas por acantilados cuyos pisos planos pueden alcanzar el nivel freático (por ejemplo la Laguna de Labradores), y que muestran la disolución subterránea de rocas sulfatadas pertenecientes a la Fm. Minas Viejas (Meiburg *et al.*, 1982 y Götte, 1988).

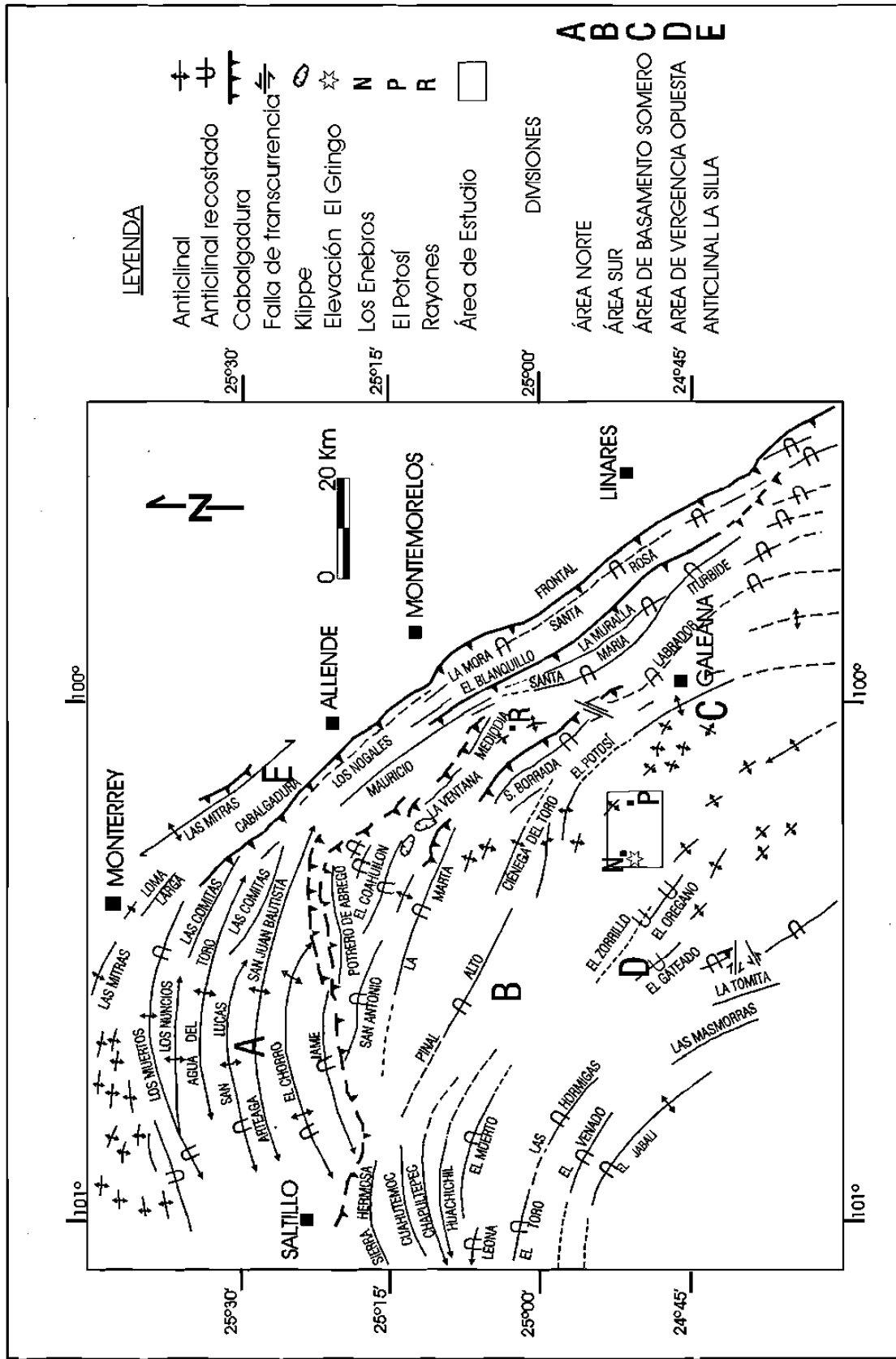


Figura 4.- Divisiones de la Curvatura de Monterrey considerando el mapa de anticlinales, cabalgaduras, fallas de transcurrencia y diferentes estilos de plegamiento en las Áreas: Norte, Sur, Basamento Somero, Vergencia Opuesta y Anticlinal la Silla, Modificado de Padilla y Sánchez (1985).

6 Geología del Área de Estudio

6.1. Estratigrafía Mesozoico

Las unidades precuaternarias que enmarcan el área de estudio, están integradas por secuencias marinas, del Cretácico Inferior y Superior (ver Carta Geológica, Anexo I). Las Formaciones (Fm) reconocidas y cartografiadas son:

6.1.1 Formación Tamaulipas Superior

Calizas del Albiano, compuestas por Micritas (*mudstone*) de color gris claro y textura uniforme (López-Doncel 1990). Estas calizas se presentan en estratos masivos con espesores mayores de 80 cm., en los que se observan estilolitas, así como pequeños nódulos de pedernal negro y estructuras de karren, producto del intemperismo químico en la roca expuesta. Contienen fósiles de pequeños bivalvos, belemnites del género *Neohibolites* y foraminíferos planctónicos del género *Hedbergella*. Cabe aclarar que las calizas descritas en el área no se apegan a la descripción de facies típica de la Fm. Aurora (calizas arrecifales y subarrecifales), que describe Padilla y Sánchez (1978) para el área de estudio. Por lo cual se denominaron como Fm. Tamaulipas Superior. Cabe aclarar que base a su estructura litológica la Fm. Aurora es mejor considerada como Grupo Aurora (Eguiluz, com pers., 2003). La unidad Tamaulipas Superior subyace a la Fm. Cuesta del Cura y aflora en la Loma El Gringo, los cerros Loma Larga, Ojo de Agua, La Noria y Cerritos Galeana (ver Anexo I).

6.1.2 Formación Cuesta del Cura

En el área está constituida por calizas de cuenca biomicriticas oscuras. Poseen textura *mudstone* a *wackestone*, alternancias con lutitas y con bandas de pedernal negro. Presenta microlaminación paralela y contiene amonites. Su edad de acuerdo con Götte (1988) y Stinnesbeck (1992) es del Albiano Tardío-Cenomaniano Temprano. La característica más notable de ésta Formación son estructuras onduladas de tipo "*boudinage*" y su fuerte plegamiento en todos los afloramientos. Los estratos de estas calizas varían entre 20-40 cm de espesor. La Fm. Cuesta del Cura subyace la Fm. Agua Nueva. Aflora en la parte Norte de la Loma El Gringo, así como en la base de los cerros Loma Larga, Ojo de Agua, La Noria, Pelón y Cerritos Galeana.

6.1.3 Formación Agua Nueva

Sobreyace concordante y con transición faunística a la Fm. Cuesta del Cura. Son calizas arcillosas biomicríticas gris oscuros de textura *wackestone*, que alternan rítmicamente con margas y lutitas carbonosas de color gris oscuro (Padilla y Sánchez, 1985). Los estratos de calizas presentan espesores entre 30-40 cm, mientras que los paquetes margosos y lutíticos varían en un rango de 30-60 cm, conteniendo nódulos de pedernal negro y nódulos de hierro color rojizo.

Su ambiente de depósito se considera de plataforma marina abierta (infranerítico) a cuenca con aporte terrígeno rítmico (Schoenherr, 1988; López-Doncel, 1990). La Fm. Agua Nueva sobreyace concordantemente a la Fm. Cuesta del Cura y aflora en los Cerros Ojo de Agua, La Noria y Ceritos Galeana (ver Anexo I). y su edad se considera Cenomaniano Tardío – Turoniano

Parte de esta litología está cubierta por sedimentos cuaternarios.

6.2 Estratigrafía del Cuaternario

6.2.1 Aluvión

Los valles de la región se encuentran cubiertos por una capa de aluvión constituida principalmente por grava, arena y limo carbonatado como matriz.

6.2.2 Abanicos Aluviales

Distribuidos en los flancos montañosos, están constituidos por fragmentos angulosos provenientes de las rocas mesozoicas que afloran en el área. En éstos depósitos se llegan a encontrar clastos de rocas cristalinas, los cuales fueron erosionados de los diques o silts triásicos.

6.2.3 Coluvión

Es una mezcla de arcilla, limo, arena y clastos masivos o pobremente estratificados y con poco sorteo, cuyo cementante incluye material carbonatado. Los depósitos coluviales están constituidos principalmente por fragmentos angulosos de calizas.

Los sedimentos cuaternarios incluyen también depósitos lacustres, palustres y caliche, presentados de manera detallada en el capítulo 7

6.2. Geología Estructural del área de estudio

En base a el análisis de lineamientos tectónicos y de las características estructurales de las Formaciones cretácicas, se identificó la presencia de fallamiento de tipo normal, enmarcando el área del bolsón o cuenca del Lago Potosí. Éstas fallas se encuentran delimitando el flanco Oeste del anticlinal El Potosí cuyos lineamientos con dirección NW-SE se prolongan fuera del área de estudio (Fig. 5).

Las fallas normales se encuentran de manera escalonada y aparentemente desplazan las rocas cretácicas con una rotación antitética, reorientando de los paquetes sedimentarios con un rumbo dirección NW-SE y buzamientos suaves hacia el NE. Hacia la parte alta del Cerro del Potosí se manifiesta un escalonamiento que define la traza del fallamiento existente.

Información complementaria obtenida por análisis gravimétricos del proyecto PAICYT CT629-01 y de Rodríguez-Pimienta en preparación, coinciden con los datos obtenidos previamente e indican que la estructura general de la cuenca del Potosí está limitada por una serie de fallas normales, de rotación antitética donde la falla más grande localizada en la parte oriental de la cuenca sigue el rumbo NW-SE ya identificado y que además tiene un salto aproximado de 30m (Fig. 6).

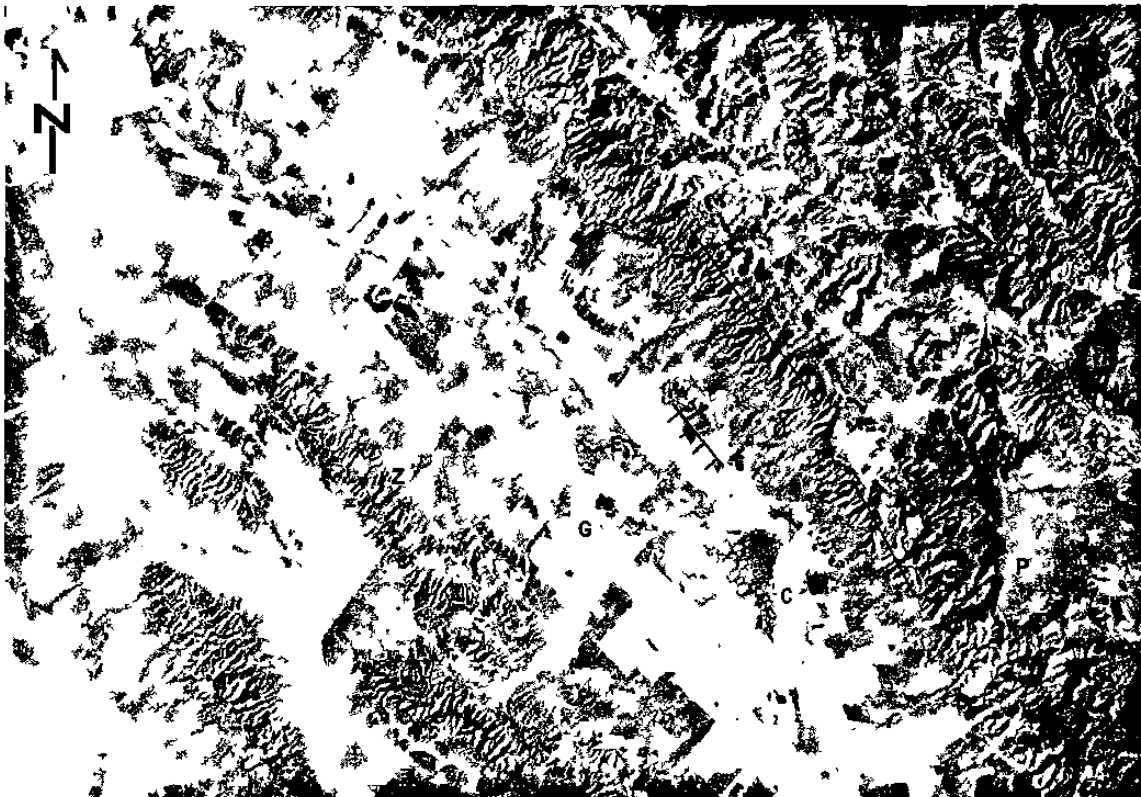



Figura 5.- Imagen LANDSAT,1990., del Área Sur de la Curvatura de Monterrey. Se muestra el Área de Basamento Somero representada por el Anticlinal Potosí (P) y el Área de Vergencia Opuesta con los anticlinales Z- El Zorrillo; O- El Orégano y A - El Gateado. Localidades: C- Catarino Rodríguez – El Potosí; E-Los Enebros y la elevación denominada G- Cerro El Gringo. Se indican lineamientos principales. El {area de estudio se encuentra entre los puntos señalados por las letras C, G y E. descritas anteriormente y ubicadas en el área del Bolsón.  Falla Normal.

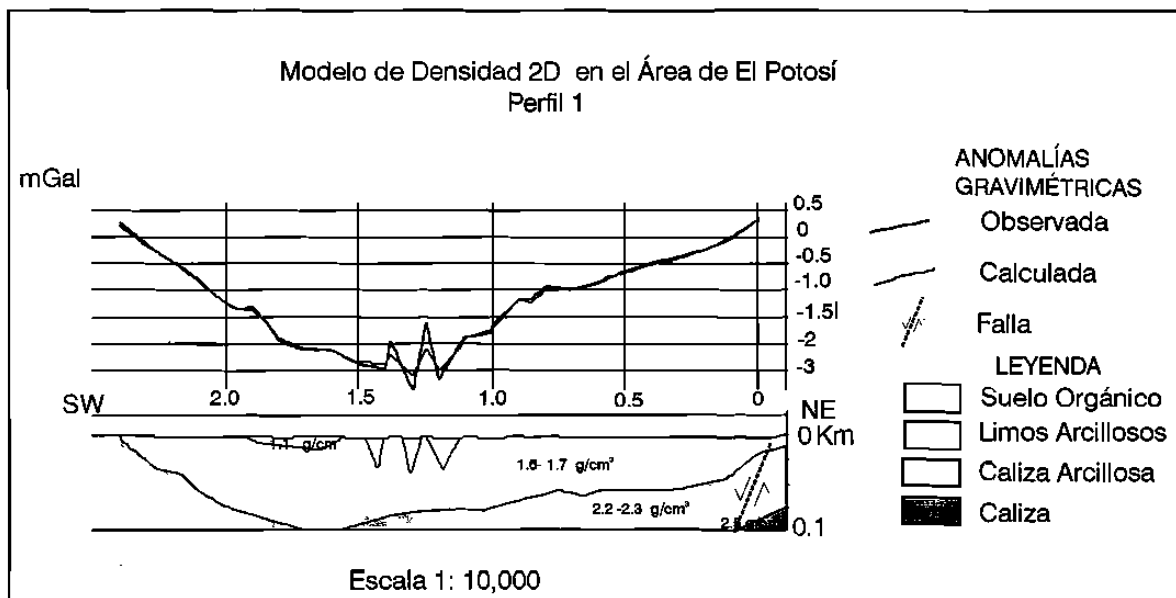


Figura 6. Modelo de densidad 2D en el área del Potosí. Perfil 1. dirección SW-NE, mostrando la tendencia general de las estructuras del valle (PAICYT CT629-01, 2002, modificado de Rodríguez-Pimienta, datos inéditos)

Es posible también asumir la presencia de más fallas y/o agrietamientos, donde uno de ellos probablemente limita la cuenca (o parte de ella) en el Oeste. Los datos geofísicos sugieren que tectónicamente ésta cuenca representa un pequeño graben, localizado dentro de un graben más grande.

6.3.1 Levantamiento estructural

Para el levantamiento estructural se utilizó una brújula tipo Clar, con la cual se realizó la medición de elementos tales como: planos de estratificación, diaclasas y ejes de pliegues.

En los afloramientos medidos, el sistema de diaclasas se asocia genética y geoméricamente al plegamiento. Tomando como base la clasificación de los sistemas de diaclasas para pliegues de Adler et.al.(1965, 1977), y de Meier y Kronberg (1989), se determinaron: 1) diaclasas perpendiculares al eje del pliegue de tipo *ac*, las cuales se presentan en mayor cantidad y 2) las de cizalla conocidas como *hko*, mismas que se presentan con menor incidencia (Fig.7).

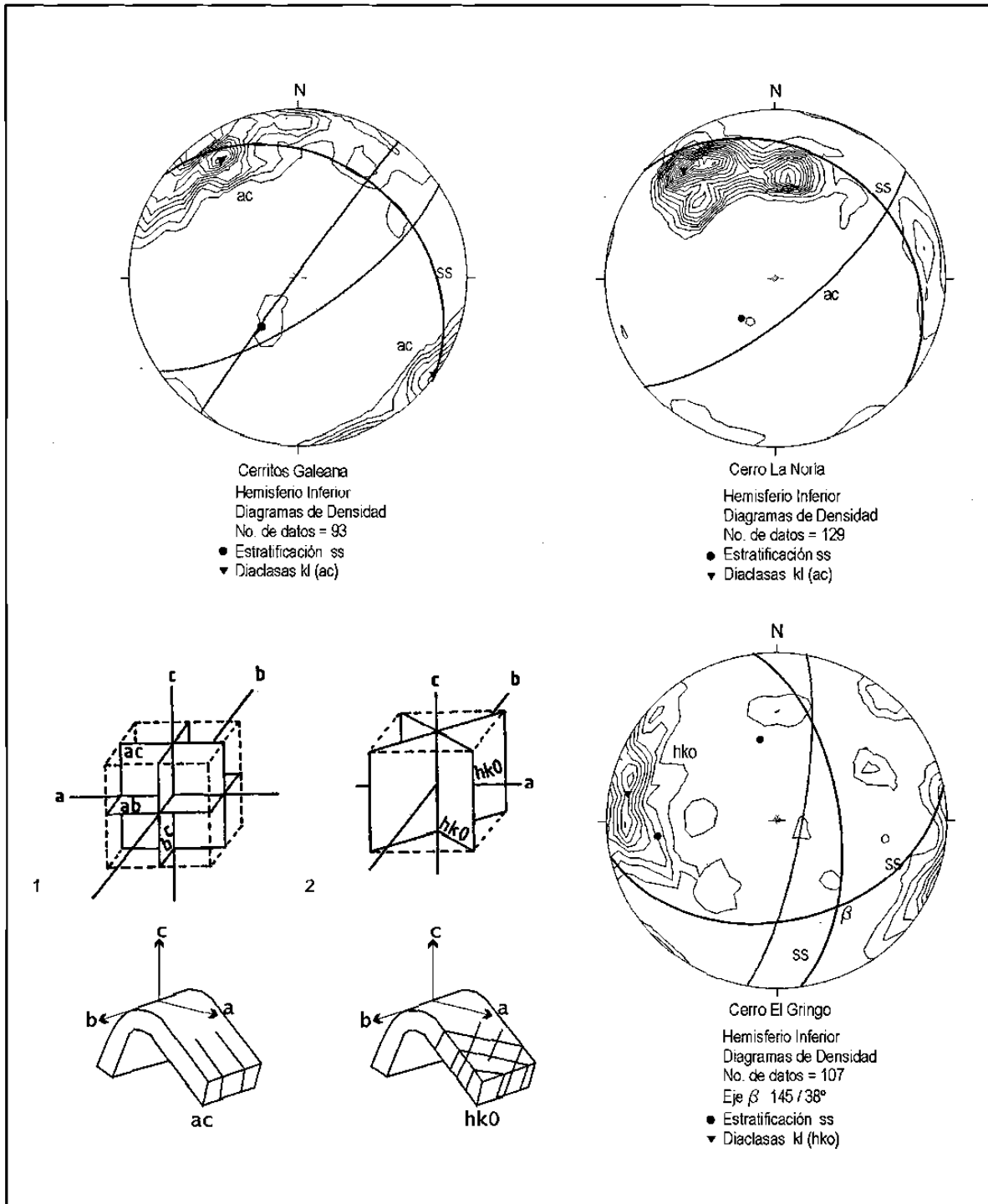


Figura 7.- Representación de datos estructurales en diagramas de densidad y círculos máximos de los elementos tectónicos medidos. Se identifican los tipos de fracturamiento (diaclasas) y buzamiento del plano axial del pliegue intraformacional de la Fm. Tamaulipas Superior (Ver Carta Geológica- Anexo I). Las representaciones de los sistemas de diaclasas para pliegues (1y2) son tomados y modificados de Adler et.al.(1965, 1977), y Meier y Kronberg (1989).

Las calizas del Cretácico Medio (Albiano) de la Fm. Tamaulipas Superior que afloran en el la loma El Gringo ubicado en el área del bolsón, presentan plegamientos intra-formacionales a manera de pequeños anticlinales y sinclinales. La estructura principal tiene un rumbo 145° y un eje con inmersión de 38° de orientación Sureste (Fig. 7 y 8). De ésta manera el plegamiento identificado sigue el patrón estructural típico de los pliegues laramídicos en el área Sur de la Curvatura de Monterrey



Figura 8. Plegamiento intraformacional en la Fm. Tamaulipas Superior, en la elevación conocida como El Gringo.

6.3.2. Hipótesis sobre el origen geológico de la cuenca del Potosí

Las cuencas lacustres tienen una gran variedad de orígenes y de circunstancias geológicas, que a manera general pueden ser agrupadas en: (1) lagos de origen glacial, (2) tectónico y (3) sedimentario (Meybeck, 1995). La cuenca de El Potosí, pertenecería al tipo 2, debido a que tectónicamente se encuentra limitada por fallamientos de tipo normal representando una estructura de graben.

En este trabajo se manejan la siguiente hipótesis sobre el marco tectónico que dio lugar a la formación de la cuenca del Potosí y es que:

El fallamiento normal en particular de tipo antitético está relacionado a la fase de distensión o relajamiento al final de la Orogenia Laramídica.

A pesar de que al momento no se tiene la certeza de su origen, el fallamiento estudiado en campo estableció las condiciones necesarias para el desarrollo de un Bolsón o *Playa Basin* en el área delimitada por el flanco oeste del Anticlinal Potosí, en donde se formó el paleolago del Potosí (*playa lake*) y cuyos sedimentos son analizados en el siguiente capítulo.

7 Sedimentos del cuaternario tardío del Área Potosí-Los Enebros

7.1. Introducción

Los sistemas lacustres responden física, química y biológicamente a cambios en el clima, estas respuestas son registradas de distintas maneras en los sedimentos lacustres, mismos que contienen una historia de alta resolución de cambios y procesos ambientales importantes (Battarbee, 2000). Dichos cambios son en sí mismos dependientes de factores tales como el clima, la hidrología de la cuenca, la sucesión de la vegetación y recientemente el uso del suelo (Kelts y Talbot, 1988). El estudio y uso de múltiples indicadores climáticos de registros locales ("proxies") son importantes en la reconstrucción del clima del pasado, pero también son útiles para conocer las respuestas de los sistemas lacustres a tales cambios (Battarbee, 2000).

Los estudios paleolimnológicos en lagos Mexicanos iniciaron con los trabajos de Deevey (1944) y Hutchinson *et al.* (1956) en el centro del país, a partir de los cuales ha habido nuevas contribuciones, principalmente en las cuencas cerradas del Cinturón volcánico Mexicano (Metcalf, 1997). En el Noreste de México, Ruiz - Martínez (1990), Ruiz-Martínez y Werner (1997) y De León-Gutiérrez (1999), trabajaron en la región de Iturbide en las terrazas de los paleolagos del Cañón Santa Rosa. Estos depósitos tienen edades que van de 119 Ka en Los Pinos, a 250-350 Ka en Iturbide, y 70, 524 Ka en El Calabozo 1 y 5,964 Ka en el Calabozo 2. Padilla y Sánchez (1978), señala la presencia de depósitos lacustres compuestos principalmente por limos finos y arcillas, en las llanuras de inundación de Llano de la Soledad, ubicado al Norte de la Sierra de las Mazmorras, al Oeste del área de estudio. Depósitos de playa también son mencionados por Padilla y Sánchez (1985), y según éste autor, se localizan en los valles de la Sierra Madre Oriental de manera discordante sobre los depósitos Mesozoicos.

En regiones de clima árido a semiárido –como lo es el noreste de la república- se desarrollan sistemas de cuencas lacustres cerradas o sistemas de playa. En este tipo de sistemas la evaporación de la superficie del lago excede la cantidad de agua que ingresa al mismo (Rosen, 1994; Brie, 2000). Dependiendo del tipo de clima los depósitos evaporíticos pueden ser importantes (Miall, 1996). Según Talbot (1996) el llenado sedimentario de las antiguas cuencas lacustres, puede ser dividido en cuatro tipos principales de sedimentos: (1) clásticos, (2) carbonatados, (3) evaporíticos y (4) de materia orgánica; cada uno de éstos tipos refleja las variaciones en el estado del lago a través del tiempo. La naturaleza inusual y la variedad de sedimentos formados en sistemas lacustres proporcionan información fidedigna acerca del clima y sus cambios en el pasado (Einsele, 2000). Por lo que, a continuación se describen los sedimentos cuaternarios del Paleolago Potosí.

Resultados

La cuenca de El Potosí según datos gravimétricos (PAICYT CT629-0, 2002), tiene un espesor aproximado de 100 m de sedimentos no consolidados (limos, arcillas, materia orgánica y arena), de los cuales al menos los últimos 20m corresponden a sedimentos con alto contenido de materia orgánica.

Se realizaron 7 secciones estratigráficas (Fig. 9), con el fin de analizar la secuencia y obtener indicadores (proxies) de cambios ambientales. De ellas seis fueron levantadas al Oeste y Noroeste del poblado de El Potosí: Potosí 1 a 6, con profundidades de 3.40 m a 8 m., otra más ubicada a 7 Km en dirección Noroeste, en Los Enebras con 4.70 m de espesor (ver Anexo II). Las secciones fueron levantadas dependiendo de la accesibilidad al sitio, utilizando norias o excavaciones (por ejemplo en los Enebras). Como producto del levantamiento y muestreo, se describen los siguientes depósitos.

7.2 Facies Lacustres

Las Facies lacustres predominan en la mayoría de los perfiles llegando a presentar transiciones a facies palustres y de caliche. Estas son el resultado de la sedimentación primaria en el ambiente lacustre.

7.2.1 Descripción

Los limos son de color beige claro en muestra fresca a gris claro en muestra intemperizada (Fig. 10 y 11). Forman unidades de contactos difusos cuyos espesores van de los 10 a 190 cm. Existen también horizontes de limos, limos arcillosos y limos arenosos. Las arcillas son de color café claro a oscuro y gris verdoso. Se presentan por lo general de manera compuesta como arcillas limosas o limo arcillosas. Los espesores van de los 10 hasta 220 cm (Fig. 9). Las arenas son de grano muy fino y de color verde oliva.

El contenido de materia orgánica es variable y alcanza valores que van de <0.1 a 47.42 % de Carbono Orgánico Total (COT) . Abundan fragmentos de conchas y conchas completas de moluscos, ostrácodos y girogonios de carofitas, en excelente estado de preservación. Otolitos y dientes de peces también pueden ser encontrados.

Presentan o no indicadores de exposición subaérea. En las secciones, la densidad de raíces varía de moderada a alta y son predominantemente verticales, mostrando pocas bifurcaciones (Fig.10). Su rango de longitud es de 1 a 7 cm aproximadamente y los diámetros varían de 0.5 a 3 mm. La gran mayoría conserva parte de la materia orgánica original de la raíz, y en algunos casos incluso ésta se conserva a profundidades mayores a los 3 m.

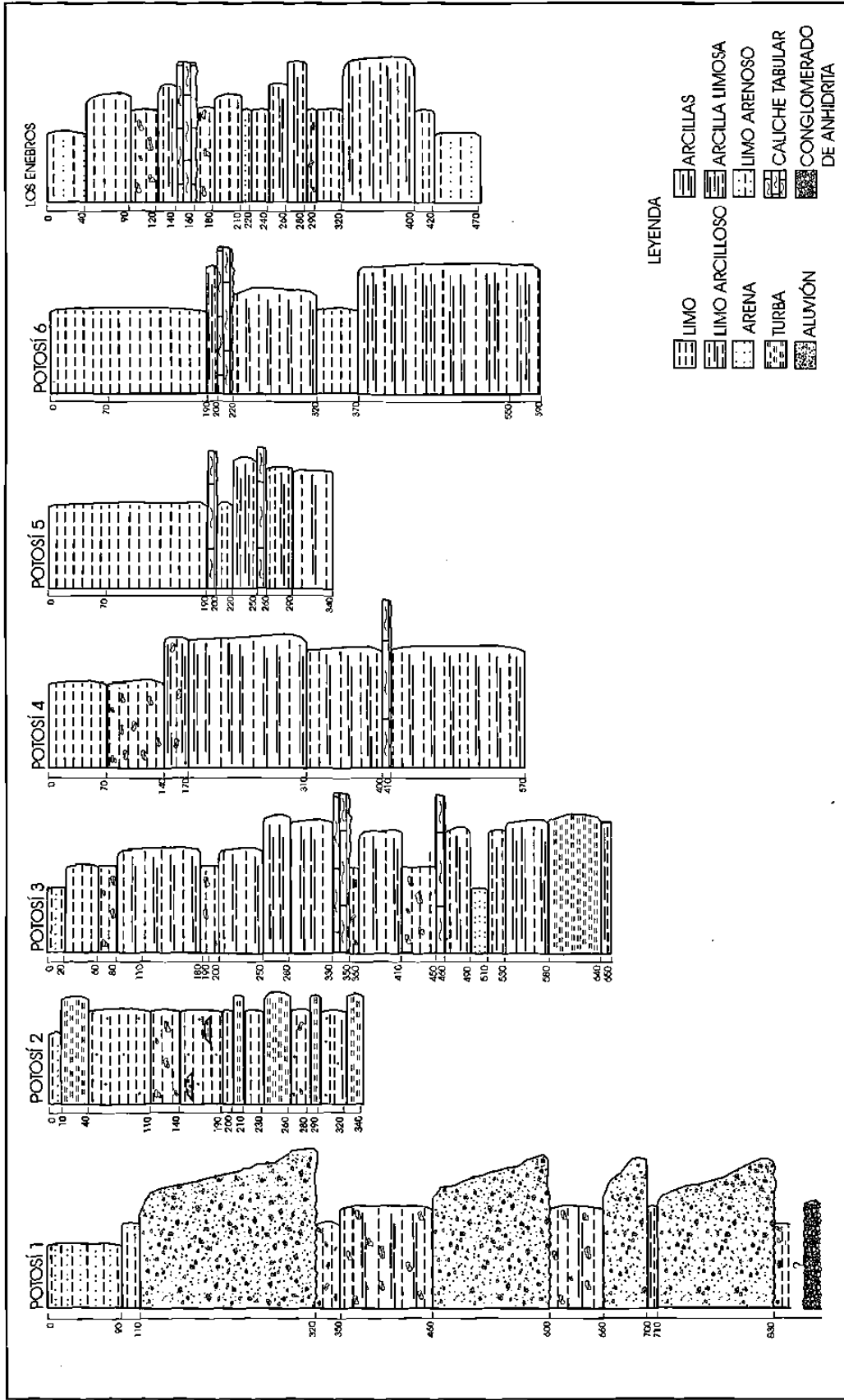


Figura 9. Secciones estratigráficas de El Potosí - Los Enebros. Escala vertical en centímetros. La ubicación de las secciones dentro del área de estudio se muestra en el Anexo II.

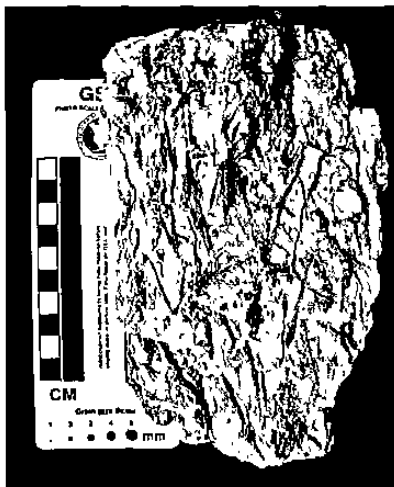


Figura 10. Muestra de mano de los limos (primeros cm. de la Sección Potosí 5).
Donde se muestra la abundancia de raíces.



Figura 11. Horizontes de turbas (color negro) intercalados por limos en la sección Potosí 2 (horizontes -200-250cm prof.).

7.2.2 Facies ricas en materia orgánica – Turbas

Las turbas son depósitos orgánicos compuestos de restos de plantas en proceso de carbonificación (Flotte, 1992). Se encuentran en un ambiente saturado de agua o con un alto contenido de humedad (al menos 75%). Los vegetales que conforman la turba son esencialmente hidrófilos, o sea, capaces de almacenar en sus tejidos cantidades considerables de agua, ó xerófilos, vegetales que comúnmente tienen su tallo dentro del agua (Flotte, 1992).

La sustancia orgánica de las turbas muy jóvenes contiene un 50% de carbono, 45% de oxígeno y 5% de Hidrógeno. En las turbas propiamente dichas, este porcentaje puede variar, el carbono con un 65%, el Hidrógeno hasta en un 6% y el oxígeno 30%. Su contenido de cenizas varía entre 12 y 15% a causa de su gran cantidad de agua. Como combustible tiene un poder calorífico interior comprendido entre 3 400 y 4 000 cal/kg. Su formación se da en condiciones en parte aeróbicas (óxicas) y en parte anaerobias (anáxicas) Fig. 28. Si la oxidación continúa indefinidamente, la acción de los agentes oxidantes sobre la materia orgánica terminará por destruirla sin carbonificarse (Flotte, 1992)

En las secciones Potosí 2 y 3, los horizontes de turba son color café oscuro a negro, con espesores de 10 a 60 cm (Fig. 11). Las capas que se encuentran más cercanas a la superficie, contienen restos de material vegetal distinguible y muestran una textura fibrosa. Conforme se incrementa la profundidad, el material vegetal cambia su textura fibrosa a una materia negra tipo coloidal, en la que no es posible distinguir restos vegetales o fragmentos de conchas de organismos. Es posible que la concha de CaCO_3 fuera lixiviada por los ácidos húmicos de las turbas.

Sin embargo existen algunos horizontes de turbas que contienen conchas de moluscos y semillas de Cyperaceas. Para mayor detalle sobre el grado de evolución y tipo de materia orgánica de las turbas, ver el capítulo 11 de Carbono Orgánico Total.

7.3 Facies Palustres

Los carbonatos palustres son depósitos de agua dulce somera, que muestran evidencia de modificación pedogénica y de exposición subaérea de las facies lacustres (Platt y Wright, 1992). Las facies palustres se asocian a la fluctuación del agua en el margen del lago, y donde los carbonatos lacustres están sujetos a procesos incipientes de formación de suelo (colonización por plantas terrestres, formación de nódulos y grietas de desecación), pero que aún se encuentran saturados con agua del lago, a partir de lo cual se les denominan suelos hidromórficos (Armenteros, et al., 1997).

El origen de los carbonatos palustres fue discutido por Freytet (1973, 1984; en Platt y Wright, 1992), quien sugiere su origen, a partir de la modificación subaérea de limos lacustres carbonatados biogénicamente producidos. Freytet (1973) menciona que largos periodos de exposición de los carbonatos lacustres pueden resultar en un proceso progresivo de pedogénesis, explicando así la convergencia de texturas entre carbonatos palustres y caliche. Debido a éstas semejanzas suele ser difícil el distinguir entre carbonatos palustres y el caliche, pero éste problema aparentemente puede ser resuelto estudiando la secuencia sedimentológica y sus relaciones laterales de facies complementados con análisis geoquímicos (Esteban y Klappa, 1983)

7.3.1 Descripción

Las facies palustres representan a los limos y arcillas y asociaciones de ellos que muestran efectos de exposición subaérea y características de ambientes lacustres marginales y someros (Platt y Wright, 1992). El contenido fósil esta conformado principalmente por gasterópodos pulmonados de agua dulce.

Los depósitos palustres tienen un alto contenido de carbonatos, a manera de caliche, por lo cual las facies de caliche se consideran parte de los carbonatos palustres. El Caliche (*Calcrete*) es común en ambientes semiáridos y su formación depende de la presencia de un clima estacional que alterne entre condiciones húmedas y secas (Rossinsky y Swart, 1993). Es definido como un depósito de carbonatado de calcita baja magnesio ó LMC (compuesta por CaCO_3 que contiene menos de 4% de MgCO_3) de material de grano fino, que va de bien cementado a deleznable, formado en suelos ó sedimentos

preexistentes (Esteban y Klappa, 1983). Por lo anterior, no es de extrañar que los depósitos lacustres en el área de estudio pasen por este tipo de proceso de diagénesis.

En una secuencia vertical y lateral, la posición y el desarrollo del caliche es altamente variable, presentando más de un tipo de caliche. Para el área de trabajo se identificaron los siguientes:

7.3.2 Caliche tabular– *platy caliche, laminar calcrete-*

Se distingue por su “estratificación” horizontal a subhorizontal, ondulada o delgadamente estratificada, su fracturamiento planar, su porosidad y abundancia de texturas alveolares y de rizolitos (Fig.12 A). Los espesores del caliche tabular no rebasan los 20 cm de espesor (Fig. 9). Algunos llegan a presentar grietas de desecación, bioturbación por raíces y restos de conchas de moluscos. Se considera que el caliche laminar puede ser el equivalente al denominado “*Laminar limestones*” de Armenteros *et al.* (1997).

7.3.3 Caliche nodular

En horizontes de limos y algunos de arcillas, existen concentraciones de carbonatos o caliche nodular. Según Esteban y Klappa (1983), es formado por concentraciones de carbonato de calcio embebidas en una matriz menos rica en carbonatos. Tienen un tamaño variable que alcanza desde 0.5 a 7 cm. de diámetro (Fig.12 B). Pueden ser esféricos o subesféricos, cilíndricos a irregulares, presentándose a manera de partículas aisladas o masas agregadas. Los horizontes nodulares muestran límites superiores e inferiores difusos

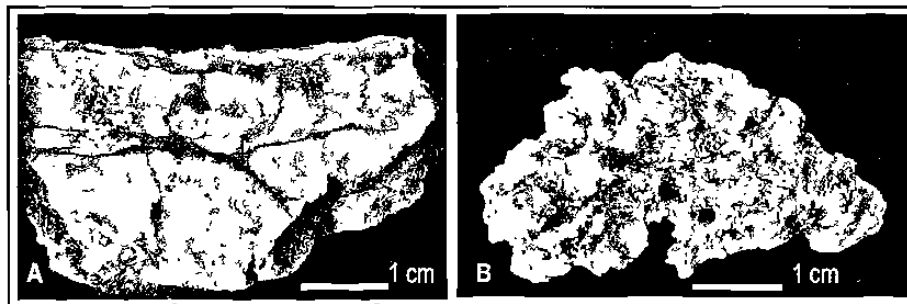


Figura. 12. Caliche. La imagen A. Sección pulida en muestra de mano de Caliche Tabular. B. Concentraciones de carbonato del Caliche Nodular

7.4 Estructuras Sedimentarias Secundarias

Los sedimentos lacustres y palustres contienen estructuras sedimentarias secundarias, tales como:

7.4.1 Rizolitos, los cuales según Esteban y Klappa (1983), están formados por calcita baja en magnesio o LMC y son estructuras biogénicas producidas en las raíces por acumulación, reemplazamiento y / o cementación dentro de ellas de material mineral (Fig. 13 A, B, C y 15). En los sedimentos del Potosí – Los Enebros abundan rizolitos de tamaño milimétrico (microrrizolitos), los cuales se asocian a raíces de plantas muy pequeñas y a filamentos algales (Fig. 13 A y B). En los Enebros existen macrorrizolitos que son especímenes de mayor tamaño alrededor de 7 cm de longitud y 1 cm de diámetro (Fig. 13 C). Éstos últimos sólo fueron observados en los sedimentos de las áreas que sufrieron calcinación de la materia orgánica y colapso en los Enebros.

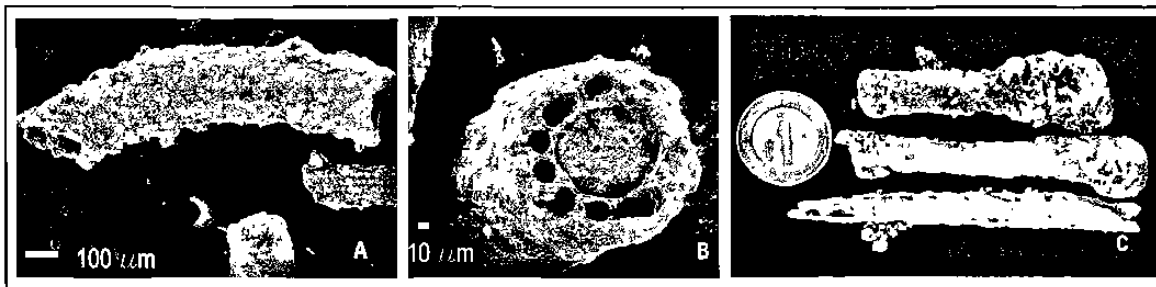


Figura 13. Imágenes de Microscopía Electrónica de Barrido de Microrrizolitos. En A, magnificación :160X, B- magnificación: 505X. Fotografía C Rizolitos, el diámetro de la moneda es 2 cm.

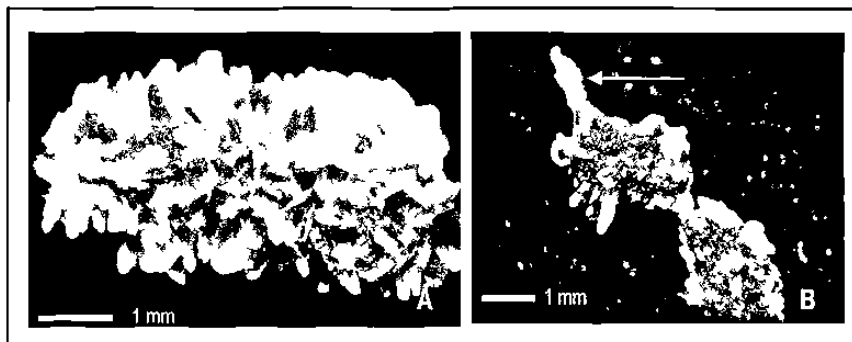


Figura 14. Imágenes de Rizocreciones. En B, aún se pueden observar restos de la materia orgánica de la raíz indicada por la flecha.

7.4.2 Rizocreciones, solo fueron identificadas hacia la base de la sección Potosí 2 (Fig.15). Según Esteban y Klappa (1983), son incrustaciones, impregnaciones o reemplazamientos carbonatados de minerales orgánicos donde las raíces quedaron parcial o totalmente preservadas; se presentan también alrededor de raíces vivas o en descomposición (Fig. 14 A y B).

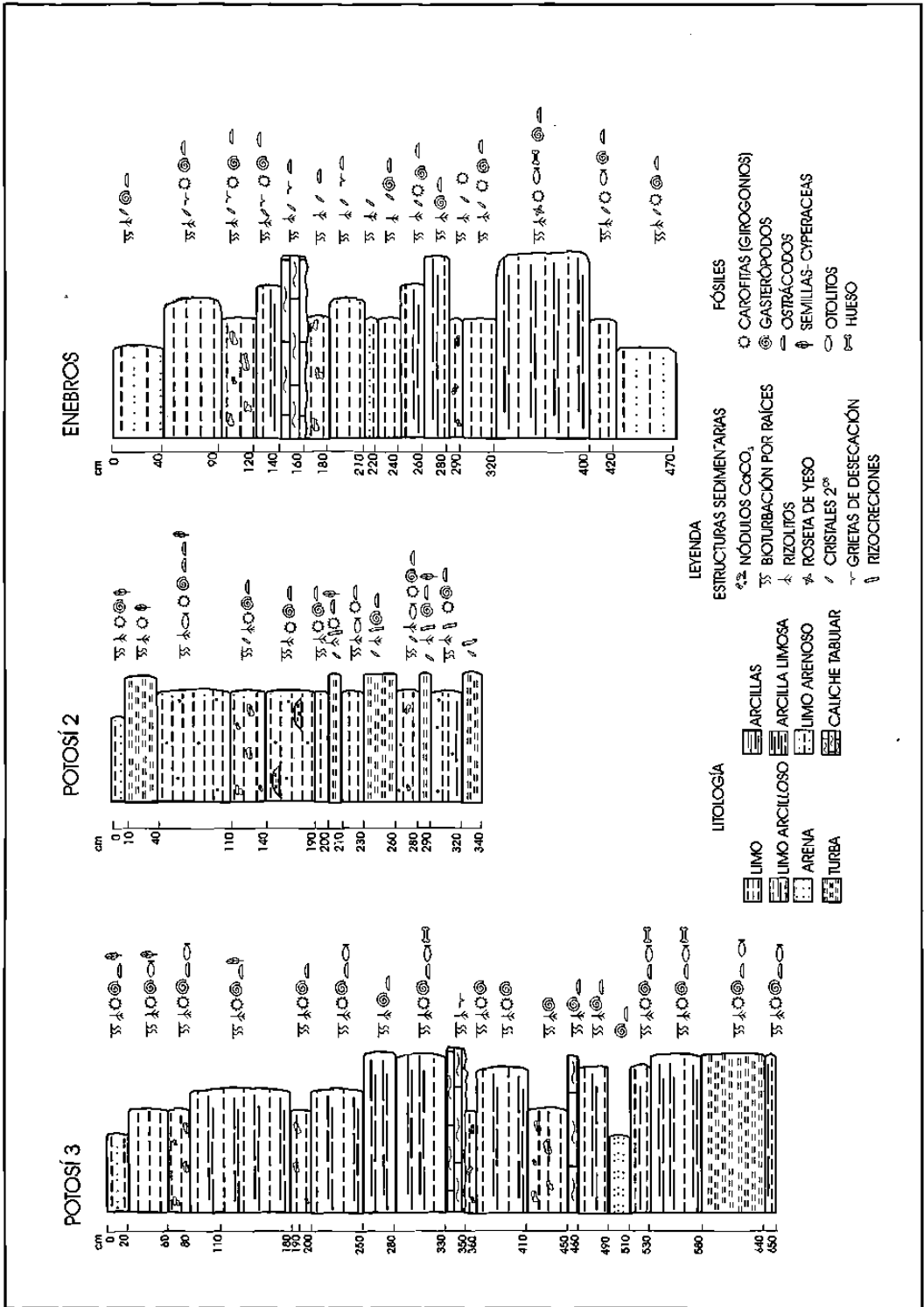


Figura 15. Descripción litológica, estructuras sedimentarias y componentes de Las secciones Potosi 3, 2 y Enebras.

7.4.3 Marcas de desecación y cristales de yeso. Éstos se identificaron particularmente en algunos intervalos de la sección Enebras (Fig. 15). El yeso es comúnmente el segundo mineral que ha precipitado después de los carbonatos (Ca-Mg), pero se precipita sólo si elementos alcalinos se encuentran presentes después de la producción de carbonatos (Talbot y Allen, 1996).

Según la clasificación de Cody y Cody (1988) para tipos morfológicos de yeso, en los sedimentos del Potosí-Los Enebras se encontraron el:

Tipo-II. Cristales lenticulares, solitarios y de tamaño aproximado de 1 mm.

Tipo-V. Rosetas. Los "pétalos" individuales de estas rosetas son cristales lenticulares del Tipo II, cada uno de los cuales se distribuye en forma de abanico a partir del cristal lenticular parietal (Fig. 16 A). En la mayor parte de los casos los pétalos encierran una pequeña área central en la cual el cristal parietal es visible. Diámetro de 2 – 3.5 mm.

Tipo-VI. Rosetas compactas. Tamaño aproximado 3 mm (Fig. 16 B).

Tipo-VII. Agregados en bloques. Su rango de tamaño varía de 3 a 6 mm.

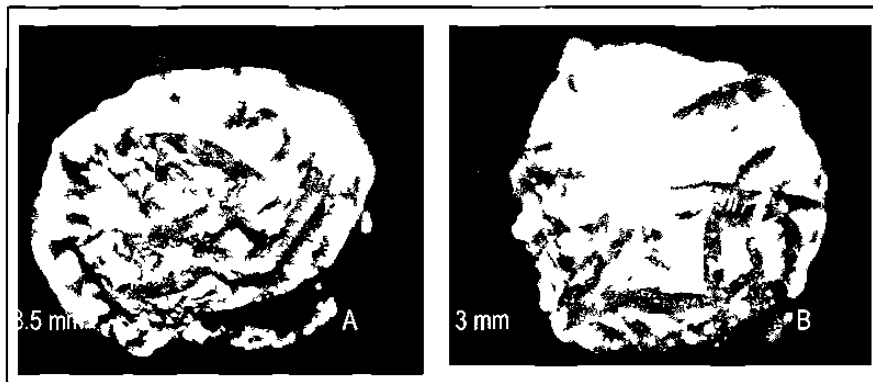


Figura 16. Rosetas de Yeso. Imagen A. Roseta, B. Roseta Compacta. Las unidades en milímetros representan el diámetro de la roseta.

7.5 Depósitos Aluviales

En el área de estudio fueron cartografiados una serie de depósitos de abanicos aluviales, ubicados a las márgenes del flanco Oeste del Anticlinal El Potosí, identificados en la sección Potosí 1. Los componentes de éstos depósitos reflejan en mayor o menor grado la erosión mecánica producto del transporte fluvial pendiente abajo, indicando el frecuente aporte de materiales y agua de las elevaciones hacia la cuenca. Los clastos muestran formas subangulares. Se encuentran embebidos en una matriz rica en carbonato de calcio y otros minerales, presentando poco contacto entre ellos. Los clastos son predominantemente calizas de las formaciones cretácicas. En estos depósitos clásticos, no fue posible distinguir estructuras sedimentarias o una dirección preferencial de los clastos.

En la misma sección se identificó un conglomerado, el cual está compuesto en mayor proporción por clastos de anhidrita, mientras los de caliza se encuentran en menor cantidad. Éstos se presentan bien redondeados y tienen sulfatos como cementante principal. Contiene restos de carbón. Los componentes se encuentran en contactos puntuales y tienen sorteo regular. Debido al asolve de la noria donde se levanto este perfil, no fue posible determinar con exactitud la profundidad de la que proviene, por lo cual se estima una profundidad alrededor de los 8.50 m. Éste conglomerado es producto de la erosión y transporte de rocas evaporíticas de la Fm. Minas Viejas (Oxfordiano), las cuales afloran fuera del área de estudio en la ladera del Cerro el Potosí (Anticlinal Potosí).

7.6 Interpretación de los sedimentos y su edad relativa

El grano fino de los sedimentos y la ausencia de marcas de corriente, indican que la mayor parte de éstos sedimentos han sido depositados en un lago poco profundo y de baja energía. En base al área cubierta por los puntos de muestreo se infiere que el Paleolago Potosí fue un sistema de playa ("Playa Lake") que tuvo una extensión posiblemente mayor a los 28 km², cuya área de inundación se expandía durante periodos de alta precipitación. En las columnas sedimentarias también se observaron intervalos palustres. Estas condiciones de influencia acuática temporal en un ambiente de exposición subaéreo, están indicadas por la modificación pedogénica de los sedimentos lacustres y por el alto contenido de carbonatos (caliche).

Considerando los perfiles Potosí 1- 6 se realizó un bloque diagramático (Fig. 17), para correlacionar las secuencias sedimentarias. En él se observan cambios y/o discordancias laterales de facies bien marcadas. Aparentemente el sistema se encontraba bajo la influencia de variaciones en el aporte de

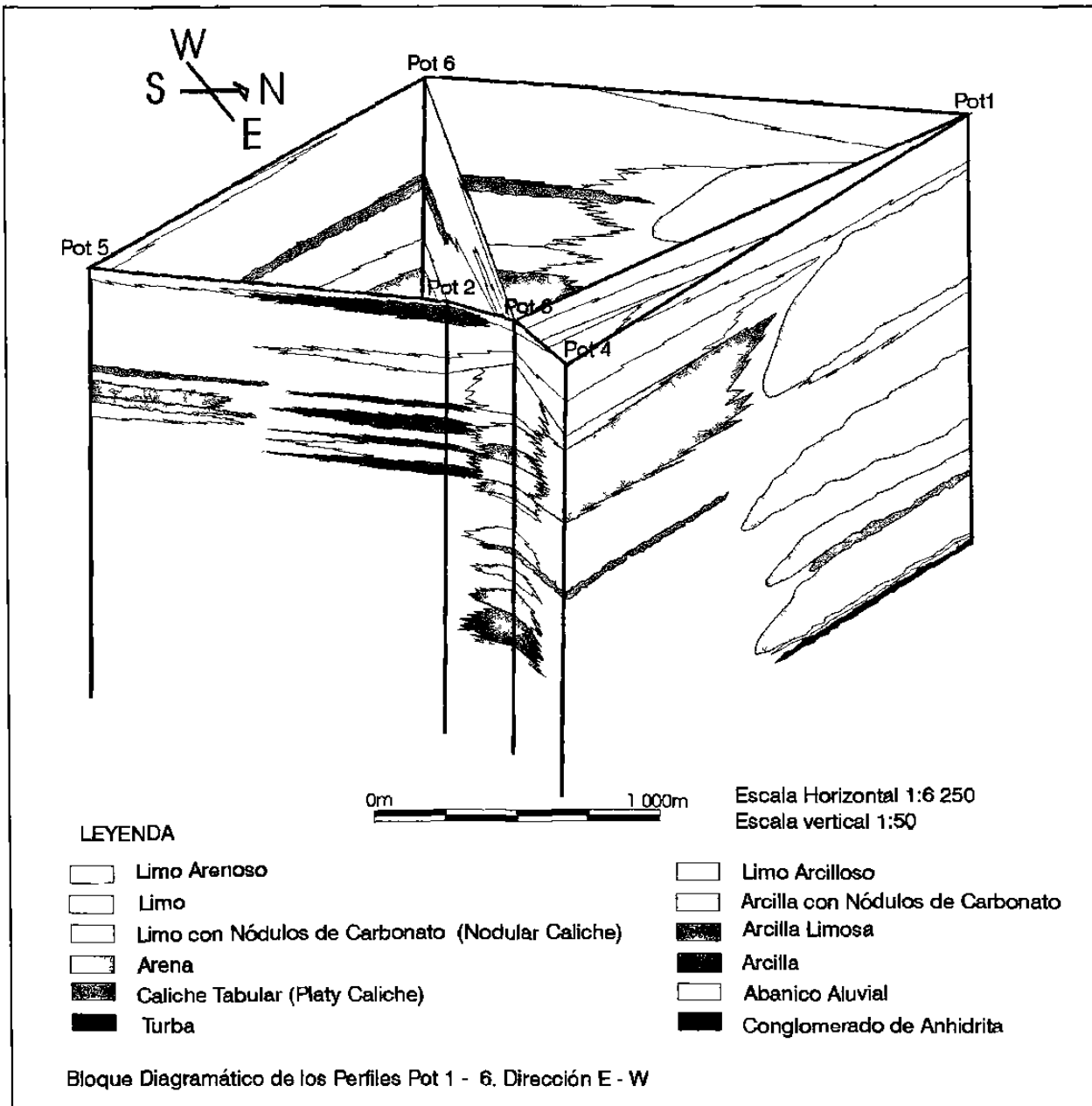


Figura 17. Bloque diagramático de las secciones Potosí (Pot) 1-6. Dirección E-W, considerada así para poder mostrar los detalles de las secuencias del Este en el área de Estudio.

sedimentos y la cantidad de agua disponible, predeterminando las características de los depósitos, la extensión y configuración del lago. Se interpreta que durante periodos de desecación, quedaban cuerpos de agua aislados del cuerpo principal (lago), las capas de arena (en particular el intervalo 490-510 cm de Potosí 3) representan periodos secos en los cuales la dirección del viento era un factor importante para realizar este deposito originado por la deflación de los sedimentos. El patrón de vientos actual tiene dirección SE-NW durante el verano y NW-SE en invierno.

La escasez de material clástico en las secciones del Oeste es un indicador de que el lago se encontraba limitado por pendientes muy suaves que actuaban como filtro al transporte clástico y que servían como planicies de inundación. Se estima que el área Este fue el depocentro principal de la cuenca, ya que contiene una mayor cantidad de depósitos finos y orgánicos de ambiente lacustre (horizontes de turba con espesores de hasta 40 cm). La secuencia de depósitos de abanicos aluviales (Potosí 1), producto del aporte clástico pendiente abajo del flanco Oeste del Anticlinal Potosí, está estrechamente relacionadas con periodos de abundante precipitación pluvial que dieron lugar a esos depósitos. La intercalación de los depósitos con limos y arcillas no consolidados indican varios episodios de sedimentación. Se considera que una fuente permanente de agua hacia el lago fue un manantial que por mucho tiempo estuvo ubicado en la base del Cerro La Noria, y que desde hace 50 años es improductivo.

El hallazgo en los sedimentos de Los Enebras, de fósiles de *Mammutus* sp. por parte de la autora, y de fragmentos de hueso de caballo, identificados por González *com pers.* (2002), permiten inferir una edad relativa del Pleistoceno Tardío – Holoceno para éstos depósitos.

7.7 Conclusiones

En el área de estudio se encuentran sedimentos de carácter carbonatado y de materia orgánica y en menor frecuencia horizontes clásticos y evaporíticos. Estas texturas en su conjunto definen una asociación característica de ambientes lacustres, palustres y fluviales. Los sedimentos indican la presencia de un cuerpo de agua somero y efímero con fluctuaciones en sus márgenes, lo cual generaba cuerpos de agua aislados durante periodos de desecación, ampliando su área de cobertura en periodos de mayor precipitación pluvial. En su conjunto la sedimentología indica que se trataba de un lago cuyo nivel de agua y área de inundación fluctuaba constantemente, por lo que refleja cambios en las condiciones climáticas (Fig. 43).

8

Contenido Fossilífero

Para la preparación de fósiles de concha calcárea se utilizó una combinación de métodos físicos (secado al horno 50°C) y químicos (H_2O_2 al 10% y Ácido Acético 100%). El material fue lavado utilizando tamices de 0.2μ , $.63\mu$, 4μ y 1mm y posteriormente examinado al microscopio estereoscópico, clasificado, fotografiado y catalogado, determinando la siguiente composición fossilífera.

8.1 Moluscos

Los moluscos son los invertebrados fósiles más comunes en los depósitos cuaternarios. Los sedimentos lacustres y palustres del Potosí, contienen moluscos de las Clases *Bivalvia* y *Gastropoda* (Tablas I y II; Fig. 18). Los gasterópodos incluyen formas acuáticas (*Basomatophora*, *Prosobranchia*) y terrestres (*Stylomatophora*). Los *Stylomatophora* están adaptados a las condiciones de humedad de las zonas marginales de cuerpos de agua y pantanos. Generalmente las conchas de los gasterópodos son aragoníticas, mientras que las de bivalvos están compuestas por aragonita y en menor frecuencia de calcita o Mg-Calcita / Dolomita (Kelts y Hsü, 1978). Las conchas calcáreas pueden ser preservadas en sedimentos, siempre que exista suficiente concentración de CaCO_3 . Estas condiciones se presentaron en los depósitos del paleolago Potosí, describiéndose dos grupos:

8.1.1 Bivalvos

Sólo se encuentran dos formas de bivalvos en los sedimentos lacustres de El Potosí. *Pisidium* sp. un típico bivalvo cosmopolita de aguas dulces (Tabla II, Fig. C y D) y *Limax* sp. que es un organismo endobentónico de los márgenes del lago (Fig. 18). Después de la muerte del animal sus conchas son fácilmente transportadas por los escurrimientos superficiales. Los fósiles de *Limax* conservan casi íntegra la estructura lo cual sugiere que no recibieron transporte y se encuentran "in situ", más sin embargo, presentan remineralización total en su concha.

8.1.2 Gasterópodos

Los sedimentos lacustres y palustres de El Potosí muestran una fauna abundante y diversa de gasterópodos acuáticos y terrestres. Se identificaron varios miembros de la Familia Planorbidae (Tabla II Figura F-H y Fig. 18), cuyos géneros al momento son difíciles de determinar. Gasterópodos (*Basomatophora*) se identificaron *Physa* sp. representada por la forma sinestral y *Limnea* sp. El resto de la fauna la componen conchas fósiles del género *Valvata* sp. y del Tipo *Vertigo* del género *Pupilla* sp. (Tabla I y II y Fig. 18). Los gasterópodos representan géneros

terrestres y acuáticos, de sistemas de agua dulce con salinidad normal (Bandel *com. pers.* 2002).

8.1.3 Conclusión

En los sedimentos de El Potosí, se observa que las conchas aragoníticas de bivalvos y gasterópodos quedaron preservadas en su mayoría sin mostrar algún cambio diagenético. La distribución y abundancia relativa de gasterópodos y bivalvos para los perfiles Potosí 2, 3 y Enebras, se muestra en la Figura 18. Los grupos de organismos incluyen tanto terrestres como acuáticos y de transición de aguas dulces y salobres. Los tres perfiles analizados presentan hiatos respecto a fauna de moluscos

Tabla I.- Imágenes de Microscopía Electrónica de moluscos de los sedimentos lacustres y palustres del Paleolago Potosí, Nuevo León.

		Clasificación	Magnificación	Sección de Proveniencia
Figura	A	<i>af. Pupilla sp.</i>	65X	Enebros
	B	Tipo1 <i>Vertigo</i>	120X	Enebros
	C	<i>Physa sp.</i>	65X	Potosí 2
	D	<i>Physa sp.</i>	65X	Potosí 2
	E	<i>Valvata ?</i>	65X	Enebros
	F	<i>Limea sp.</i>	80X	Enebros
	G	<i>Limax sp.</i>	70X	Enebros
	H	<i>Uncancylus sp.</i>	150X	Potosí 3

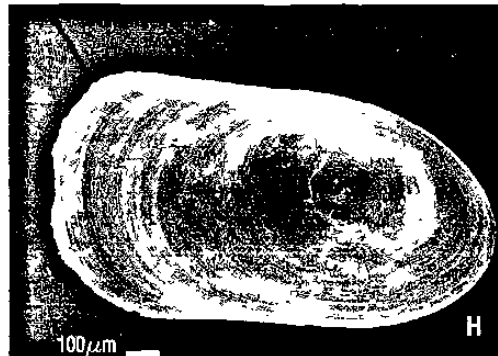
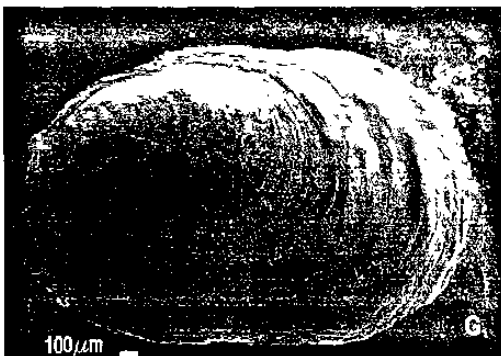
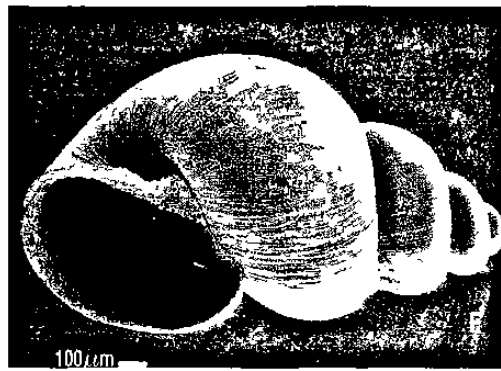
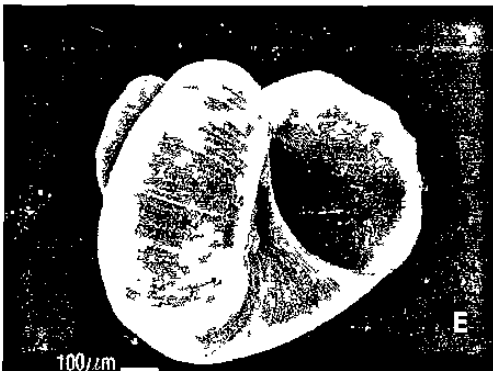
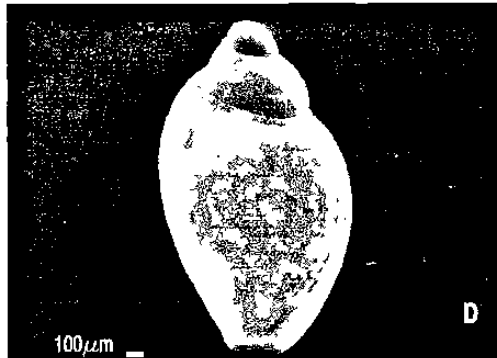
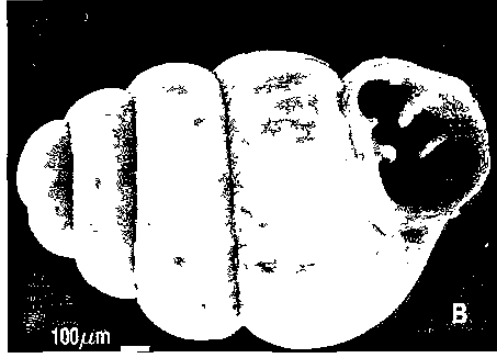
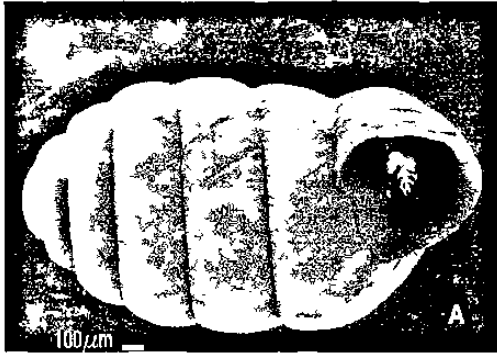
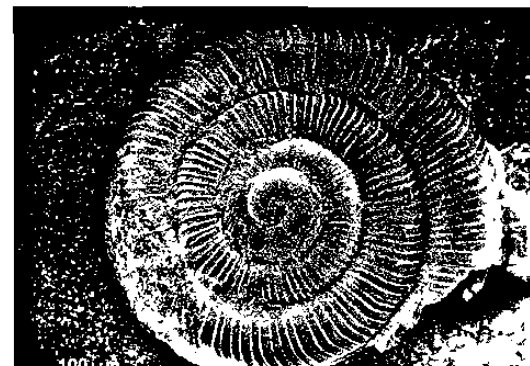
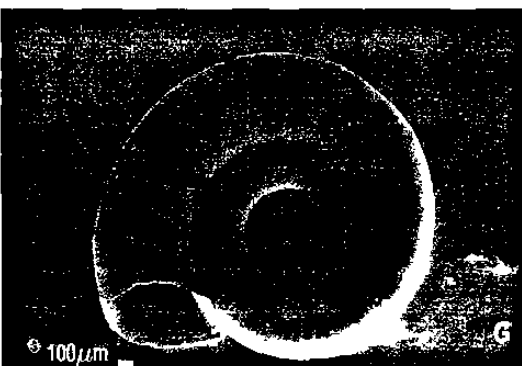
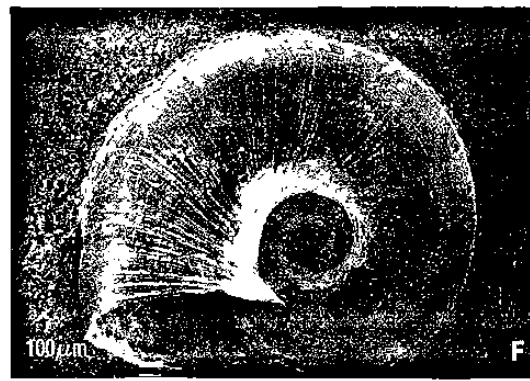
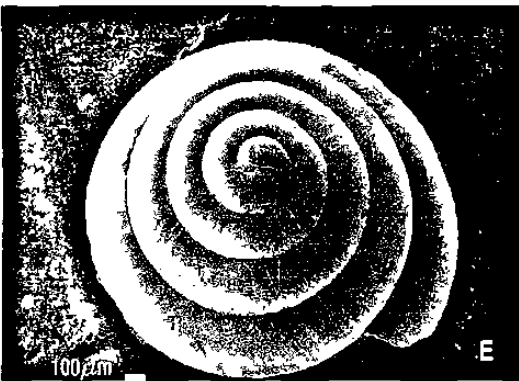
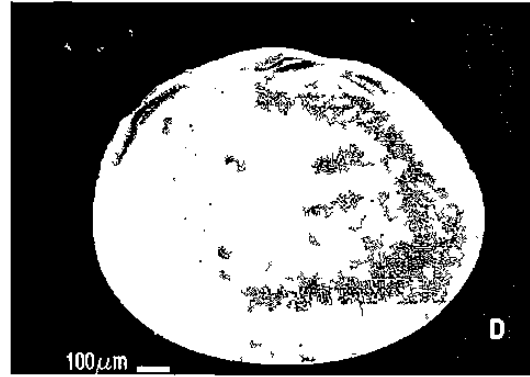
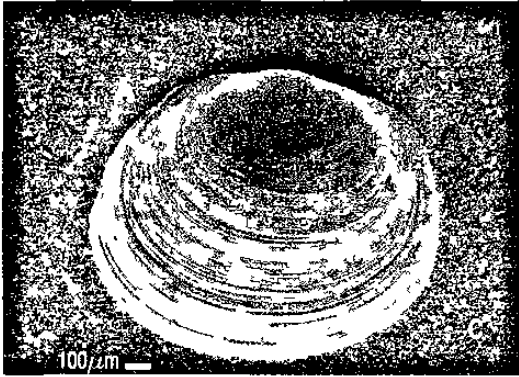
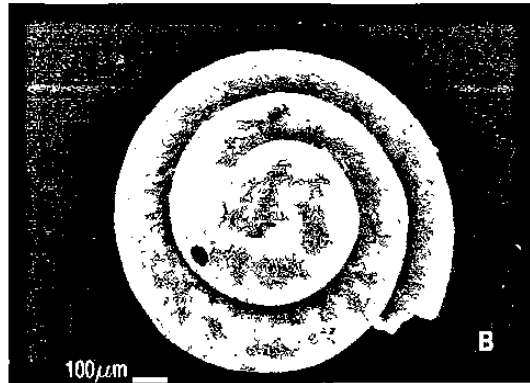
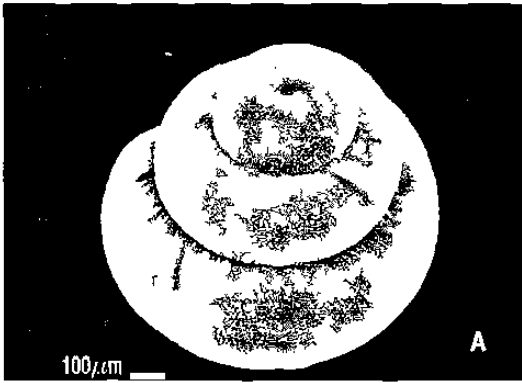
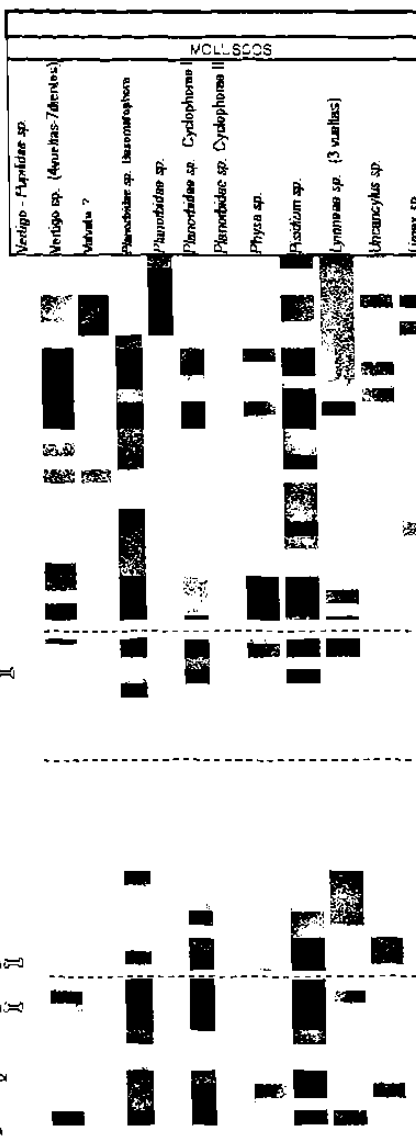
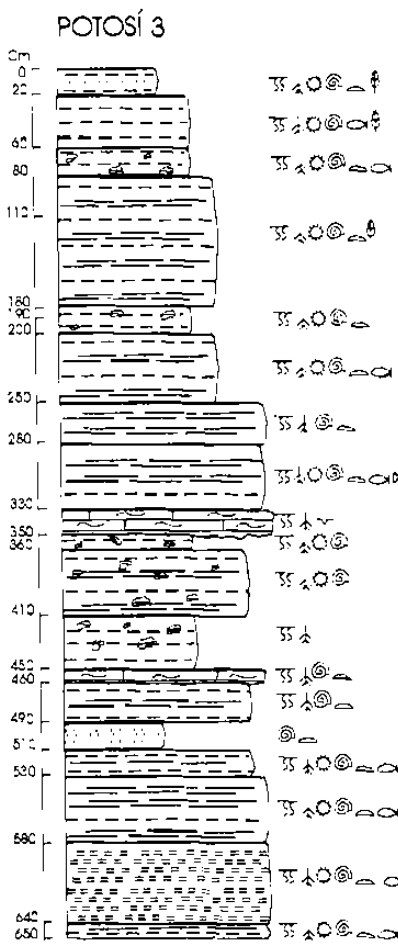
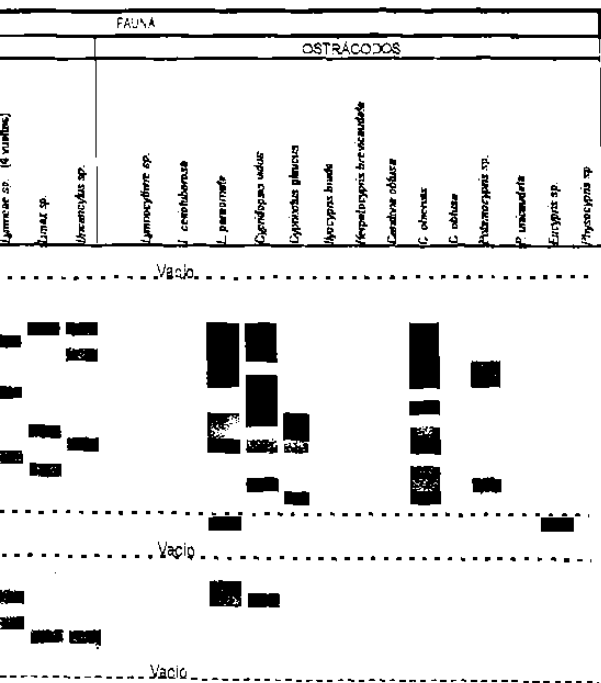
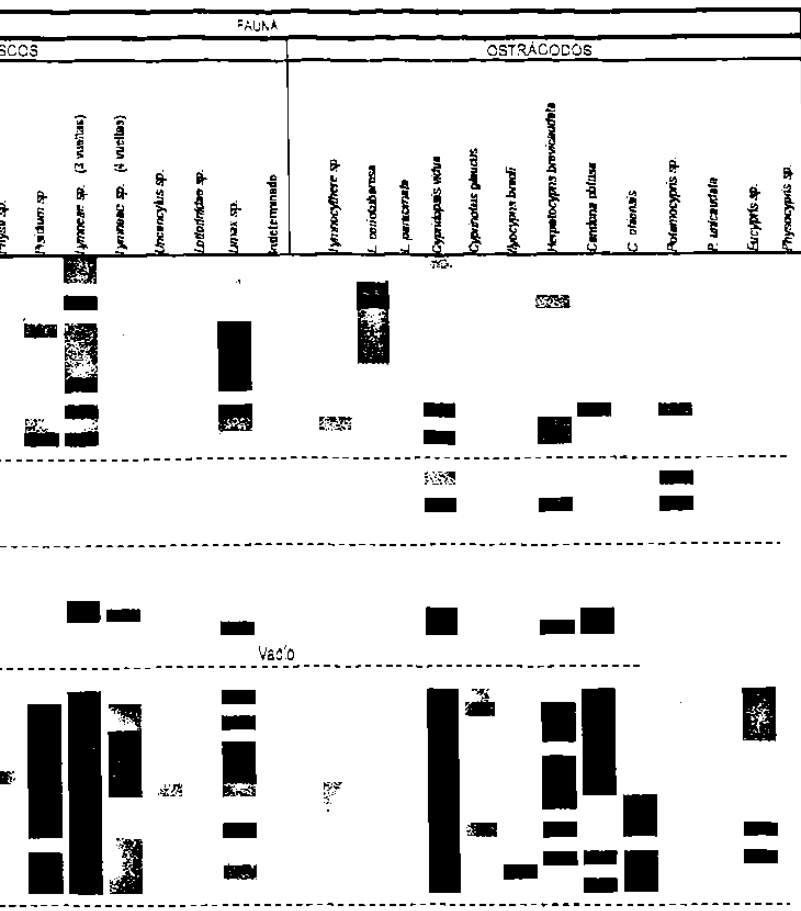


Tabla II. Imágenes de Microscopía Electrónica de moluscos de los sedimentos lacustres y palustres del Paleolago Potosí, Nuevo León.

		Clasificación	Magnificación	Sección de Proveniencia
Figura	A	<i>Stylomatophora</i> sp.	160X	Enebros
	B	<i>Stylomatophora</i> sp.	130X	Enebros
	C	<i>Pisidium</i> sp.	130X	Potosí 3
	D	<i>Pisiduum</i> sp.	100X	Potosí 3
	E	Indeterminado	70X	Potosí 3
	F	<i>Planorbis</i> sp.	90X	Enebros
	G	<i>Planorbis</i> sp.	50X	Enebros
	H	Planorbidae	92X	Enebros





POTOSÍ 3

- LITOLÓGIA**
- Limo
 - Limo Arcilloso
 - Arena
 - Turba
 - Fragmentos de Carbón
 - Arcillas
 - Arcilla Limosa
 - Limo Arenoso
 - Caliche Tabular

- LEYENDA**
- ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS**
- Nódulos de CaCO₃
 - Batubación por Raíces
 - Rizolitos
 - Roseta de Yeso
 - Cristales de Yeso
 - Grietas de Desecación
 - Rizocreciones

- FÓSILES**
- Carofitas
 - Gasterópodos
 - Ostrácos
 - Semillas
 - Otalitos
 - Huesos

Representación litológica tomada de Breddin, H. 1960. Algunas estructuras sedimentarias y fósiles son modificadas de Rodríguez- Aranda y J.P. Caivo, 1998.

Nota: La ubicación de las secciones en el área de estudio se muestra en el Anexo II.

Litolo

8.2 Carofitas

Son plantas sumergidas de habitat lacustre cuya posición taxonómica es incierta -algas verdes o bryophytas- (Burne *et al.*, 1980). Partes de su estructura se calcifican, como por ejemplo los tallos, siendo mas común la estructura reproductiva femenina, el **oogonio**, que desarrolla una cubierta exterior denominada **girogonito** (Fig. 19 A y B). Tucker y Wright (1990) mencionan que el girogonito es usualmente compuesto de calcita baja en magnesio, pero en los lagos salinos puede estar compuesta de calcita alta en magnesio (su CaCO_3 contiene mas de 4% de MgCO_3).

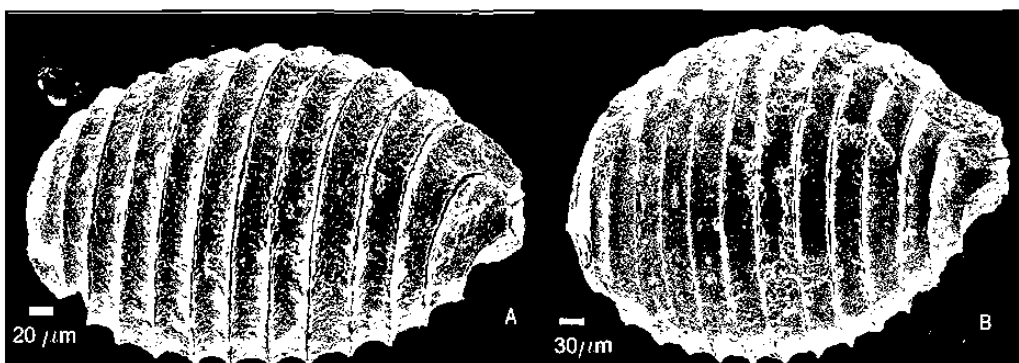


Figura 19. Girogonitos de Carofita. Se muestran algunas de sus formas,. A. Magnificación 500X; B. Magnificación 300X.

Su regeneración y desarrollo se realiza durante el periodo invernal, cuando los niveles de agua se incrementan debido a las bajas tasas de evaporación. La segunda opción es que la descarga de agua subterránea relativamente fresca, cree un cuerpo de agua permanente (Burne, *et al.*, 1980). Los girogonitos son fácilmente transportados, en especial si están desecados ya que pueden flotar. Las carofitas son consideradas indicadores de agua dulce de condiciones oligotróficas (Burne *et al.* 1980), más sin embargo, algunas llegan a tolerar ambientes con salinidades arriba de 70‰. Juegan un papel crucial en la precipitación biogénica de carbonato de calcio en los lagos, pero también contribuyen a la acumulación de materia orgánica, debido a que forman gruesos depósitos ricos en materia orgánica (gyttia) o hasta de turbas.

8.2.1 Discusión y conclusión

En los sedimentos del Lago Potosí se identificaron tallos de carofitas y girogonitos. La presencia de éstas estructuras frágiles sugiere un ambiente de aguas someras y de poca energía (Armenteros *et al.*, 1997). Considerando a las carofitas como indicadores de profundidad, se puede sugerir que el lago de Potosí tuvo profundidades menores a los 10 m, pero otros indicadores (ostrácodos, otolitos) sugieren

quela profundidad no fue mayor a 2 m (Fig. 43). El agua somera también es indicada por las huellas de raíces (probablemente relacionada a plantas sumergidas) y a estructuras diagenéticas de la zona vadosa. Otros argumentos para respaldar la poca profundidad del lago, provienen de la presencia de girogonios de carofitas adyacentes a minerales evaporíticos en los sedimentos, indicando que el ambiente de depósito comprendía sistemas someros. Particularmente asociaciones de girogonios y evaporitas, están presentes a lo largo de los depósitos de la sección Los Enebros (Fig. 18).

Las asociaciones de girogonios de carofita y evaporitas se forman como resultado de la variación estacional en la salinidad dentro de lagos en zonas climáticas semiáridas (Burne *et al.*, 1980). Considerando la morfología del girogonito (forma, ornamentación y tamaño) se infiere que existe más de una especie (Fig. 19 A y B). Burne *et al.*, (1980) proponen que el análisis de la morfología del girogonito puede ser utilizado para establecer zonaciones bioestratigráficas en los sedimentos lacustres.

8.3 Otolitos

Los otolitos son estructuras acelulares compuestas de calcita (Kelts y Hsü, 1978) que funcionan como órganos sensitivos en el cráneo de los peces. Crecen de manera similar a las conchas de moluscos más que por osificación, la cual ocurre en escamas, espinas y partes duras del pez al cual perteneció. Investigaciones sobre el desarrollo y la composición de los otolitos permiten identificar los peces que los poseían, así como sus respuestas a su ambiente físico y biológico. Microestructuras lamelares desarrolladas en los otolitos también registran su crecimiento diario (Secor, *et al.*, 1995).

En los sedimentos lacustres del Potosí, los otolitos son muy escasos y sólo se encontraron 13 ejemplares que proceden de las secciones Enebros, Potosí 2 y 3 (Fig. 18). Los otolitos pertenecen a individuos juveniles de la Familia Cyprinodontidae, Reichenbacher, *com. pers.* (2001), (Figura 20 A y B). Los Cyprinodontidae viven en aguas dulces o salobres, rara vez en zonas de costa. Su distribución actual va desde el sureste de Canadá hasta Sudamérica, África, Madagascar, el Sur de Europa y Asia. Alrededor de 30 especies del Género *Cyprinodon* habitan en lagos en los desiertos del Sureste de los Estados Unidos y el Norte de México (Miller, 1968).

Tres especies del género *Cyprinodon*, habitan en la cuenca de Cuatro Ciénegas, Coahuila (Miller 1981 y Minkley, 1984). La mayoría de los Cyprinodontidae son aparentemente abundantes en sitios cuyas condiciones son severas (Miller, 1981; Minkley, 1984). Particularmente *Cyprinodon atropus* es muy resistente a las altas temperaturas y salinidades en playas de desecación y cuerpos de agua efímeros.

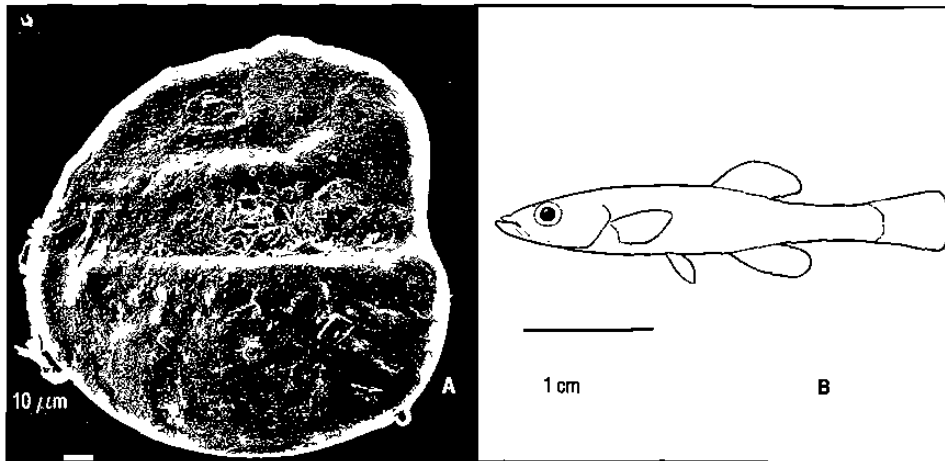


Figura 20. Imagen de Microscopía Electrónica de Barrido de Otolito (A). Magnificación 500X. B. Imagen del tipo del pez al cual perteneció, tomada de Decor, et al, (1995)

Respecto a su distribución inferida por la presencia de otolitos en los sedimentos del Potosí, los Cyprinodontidae parecen haber tenido gran movilidad, logrando migrar a través de remanentes de agua que conectaban cuerpos de agua aislados en proceso de desecación con el cuerpo de agua principal.

8.4 Ostrácodos

Los ostrácodos son crustáceos equipados con valvas de calcita baja en magnesio (compuesta por CaCO_3 que contiene menos de 4% de MgCO_3). Las formas continentales están ampliamente distribuidas en aguas salinas y no salinas, normalmente bajo condiciones de buena oxigenación. Existen especies neotónicas, sin embargo la mayoría son bentónicas (Fig. 21). Los ostrácodos bentónicos viven en el substrato moviéndose entre los intersticios de los granos en los sedimentos o nadando justo sobre la superficie de ellos, así como alrededor de la vegetación subacuática (Palacios - Fest et al., 1994).

La morfología de la concha de los ostrácodos provee información valiosa para la interpretación de paleoambientes lacustres. Delrome (1989) señala que los cambios en el crecimiento del caparazón pueden estar controlados por factores ambientales, tales como la salinidad, la composición de solutos, el pH y la profundidad del agua. Algunas especies euritróficas pueden desarrollar ornamentaciones inusuales en respuesta a la temperatura del agua, su química y posiblemente a la variación estacional.

Los ostrácodos en los sedimentos cuaternarios del Potosí contienen una diversidad relativamente baja. Se identificaron un total de 8 géneros: *Lymnocythere ceriotuberosa*, *L. paraornata*, *Cypridopsis vidua*, *Potamocypris* sp., *Candona obtusa*, *C. ohioensis*, *Herpetocypris brevicaudata*, *Eucypris* sp., *Cyprinotus*

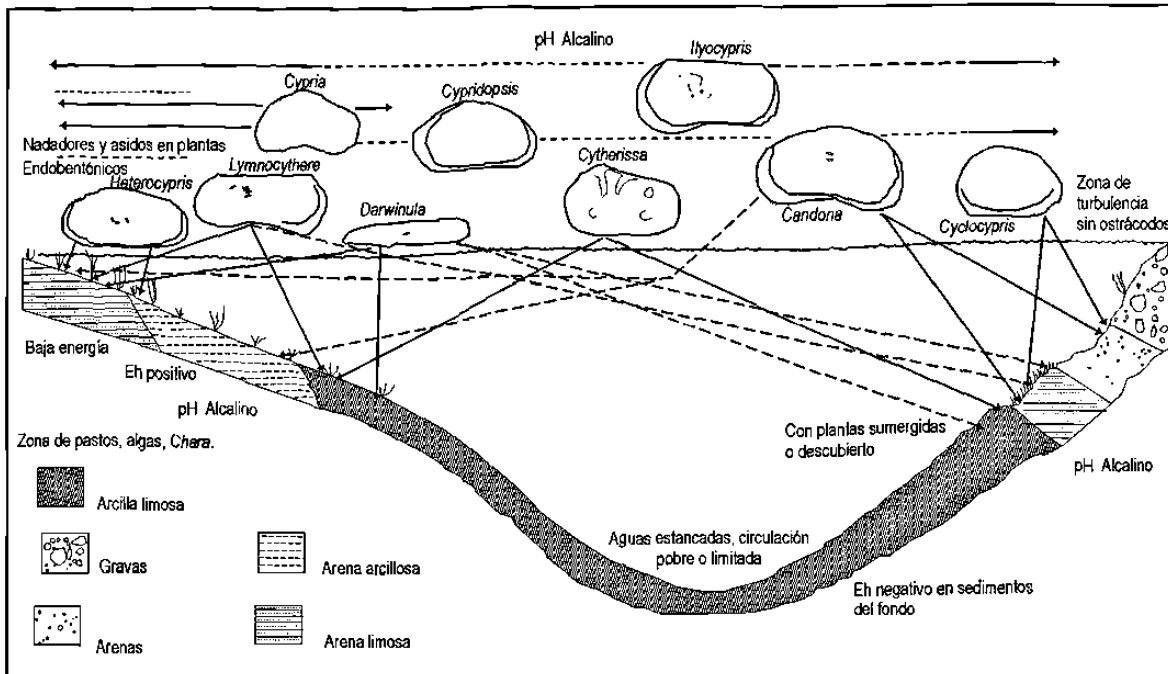


Figura 21. Presencia de ostrácodos no marinos en un lago hipotético de Norte América en respuesta a parámetros físicos y biológicos (tales como sustrato, penetración de luz, profundidad, energía de corrientes, y vegetación). Nótese que los géneros mostrados en el diagrama son ejemplos elegidos para ilustrar las preferencias de los organismos. Líneas sólidas (—) indican el rango de ocurrencia registrado en algunos lagos en Canadá y Norte de los Estados Unidos. Líneas discontinuas (- - -) indican que no necesariamente el grupo vive en esa área, sólo sugiere su presencia en sitios poco profundos (Modificado de Delrome, 1969, 1989; y Delrome y Zoltai, 1984, en Palacios-Fest et al., 1994)

glaucus e *Ilyocypris bradyi* (Tablas III y IV), mismos que corresponden a una variedad de especies Norteamericanas de ambientes lacustres, estanques y arroyos (Fig. 22). Su distribución a lo largo de las secciones analizadas se muestra en la Figura 18.

El género *Potamocypris* indica corrientes agitadas cerca de las fuentes de drenaje, ya sea interno por manantiales, o externo durante periodos de escurrimientos superficiales (Palacios - Fest, et al., 1994). En el Oeste de Norte América el género *Lymnocythere* muestra sensibilidad a variaciones en la salinidad a través de cambios en el grosor, la estructura, la ornamentación y el tamaño del caparazón, desarrollando una gruesa ala ventral ornamentada (esta forma es conocida como *L. platiforma*). *L. ceriotuberosa* hoy en día es euryhalina (amplio intervalo de tolerancia a la salinidad de ~100-10,000

ppm), por lo que puede caracterizar horizontes donde se tenga un incremento en la concentración de sales en los depósitos recientes (por ejemplo Enebros 90-30 cm hacia la superficie).

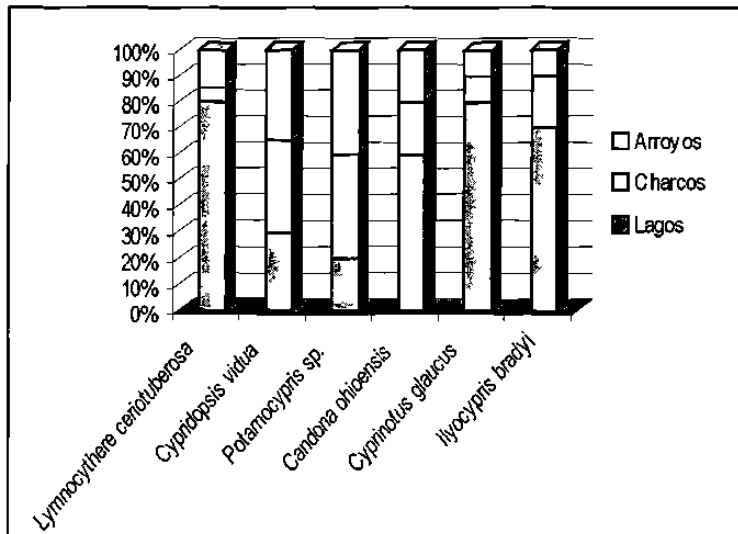


Figura 22.- Porcentaje de la probabilidad de encontrar ostrácodos de agua dulce en lagos , estanques y arroyos. Graficada con datos de Delrome (1989). Se utilizaron solamente algunos de los géneros y especies que encuentran en los sedimentos del Paleolago Potosí.

L. ceriotuberosa podría incluso indicar un carácter evaporativo en los cuerpos de agua o al menos en la zona litoral del lago (ambiente palustre), ya que tolera rangos de 800 a 10,000 ppm de sólidos disueltos (Delrome, 1989). *Cypridopsis vidua*, es un organismo eurytérmico de aguas oligotróficas el cual prefiere vivir en humedales cálidos de 10 a 25 °C (Palacios-Fest, *com pers.*,2002). Tolerancia amplia de variaciones en el pH, oxígeno disuelto, así como concentraciones de Mg^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} y Cl^- (Delrome, 1989, Palacios-Fest y Dettman, 2001). Su ciclo de vida es de 4 a 8 semanas, habitando cuerpos de agua perennes o efímeros y con salinidades de 100 a 4,000 ppm (Palacios-Fest, 1997). *Candona ohioensis* es especie de agua dulce y tolera rangos de sólidos disueltos de 200 a 1,000 ppm, mientras que *Cyprinotus glaucus* especie predominantemente lacustre, cuyo un rango de tolerancia va de 1000 a 10,000 ppm (Palacios-Fest et al., 1994).

Considerando la presencia y distribución de los géneros de ostrácodos se concluye lo siguiente:

8.4.1 Ostrácodos de la sección Enebros

Partiendo de la base del perfil de los 470 cm a los 310 cm, se propone que fue el periodo con mayor cantidad de agua disponible, debido a la presencia y abundancia de especies lacustres como son: *Candona obtusa*, *C. ohioensis*, *Ilyocypris bradyi*, *Cyprinotus glaucus* y *Lymnocythere sp.* (Fig. 18). Considerando el espesor de los sedimentos se infiere que corresponde al periodo de mayor precipitación, en el cual el lago alcanzó una mayor área de cobertura y profundidad hacia ésta zona. El

intervalo 310 a 140 cm contiene tres horizontes estériles o hiatos (310-280 cm, 220-210 cm y 160-410 cm) respecto al contenido de fauna acuática, lo cual puede ser un indicador de periodos de sequía fuertes. Éstos depósitos se encuentran intercalados por horizontes que contienen *Cypridopsis vidua* y *Potamocypris* sp. las cuales indican aguas muy someras, posiblemente cuerpos de agua aislados.

En ellos el aporte del agua vadosa tuvo que ser muy importante para su permanencia, así como para la formación de depósitos carbonatados (caliche). La presencia de *Cyprisopsis vidua*, *Potamocypris* sp. y principalmente *Lymnocythere ceriotuberosa* a partir del intervalo 140 hacia la superficie, sugiere que dicho intervalo corresponde al último período de inundación del lago, en el cual la extensión de un cuerpo de agua efímero se estableció en esta zona para después desecarse y quedar como en la actualidad, dentro de un área de ambiente semiárido.

8.4.2 Ostrácodos de la sección Potosí 2

Se encuentran cuatro intervalos (340-320 cm, 250- , 210-200 cm y 30- 10 cm) que no contienen restos de fauna, constituidos por turbas (Fig. 18). Para ellos se interpreta que las conchas calcáreas de los organismos fueron "disueltas" por el ácido carbónico producto de la lixiviación de la materia orgánica. El resto de la sección contiene asociaciones de fauna característica de ambiente lacustre por el género *Lymnocythere* sp., y las especies *Candona ohioensis* y *Cyprinotus glaucus*.

8.4.3 Ostrácodos de la sección Potosí 3

Cuenta con depósitos principalmente lacustres, solamente el intervalo 460-300cm es considerado un periodo seco, en el cual hubo un cambio de condiciones lacustres a una charca con posterior desecación (Fig. 18) y que concuerdan con los datos isotópicos del capítulo 10. A partir del intervalo 290-40cm hacia la superficie, vuelven las condiciones lacustres donde se encuentran especies como: *Lymnocythere* sp, *L. paraornata*, *Candona ohioensis* y *Cyprinotus glaucus*. Las transiciones a cuerpos de agua con tendencia a la desecación se caracterizan por la presencia de *Cypridopsis vidua*. En la fase seca los moluscos terrestres (*Planorbidae* sp. y *Vertigo* sp.) son los únicos elementos faunísticos presentes.

8.4.4 Conclusión

Los ostrácodos en las secciones analizadas representan cambios en el balance hídrico del lago, así como de sus condiciones hidroquímicas. Las asociaciones de éstos organismos indican también los cambios de condiciones propiamente lacustres a palustres o bien cuerpos de agua en proceso de desecación (Fig. 43). Los hiatos en la fauna de ostrácodos se asocian a periodos de sequía y / o disolución de conchas por ácidos húmicos en las turbas.

Tabla III.- Imágenes de Microscopía Electrónica de Barrido de conchas de ostrácodo, de los sedimentos lacustres y palustres del Paleolago Potosí, Nuevo León.

	Clasificación	Magnificación	Tipo de Valva	Sección de Proveniencia
Figura A	<i>Cypridopsis vidua</i>	346X	Ambas	Enebros
B	<i>Cypridopsis vidua</i>	450X	Valva Derecha	Potosí 3
C	<i>Cyprinotus glaucus</i>	180X	Valva Izquierda	Potosí 2
D	<i>Eucypris</i> sp.	250X	Valva Derecha	Potosí 2
E	<i>Candona ohioensis</i>	350X	Valva Izquierda	Potosí 2
F	Indeterminado	400X	Valva Derecha	Potosí 3

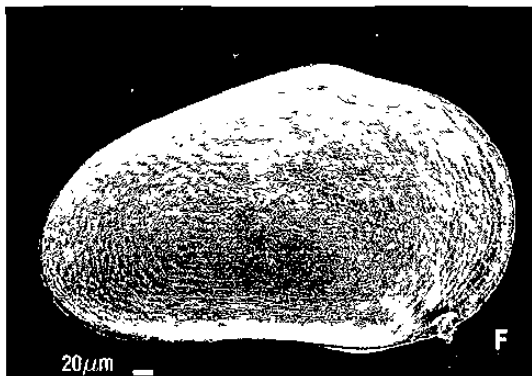
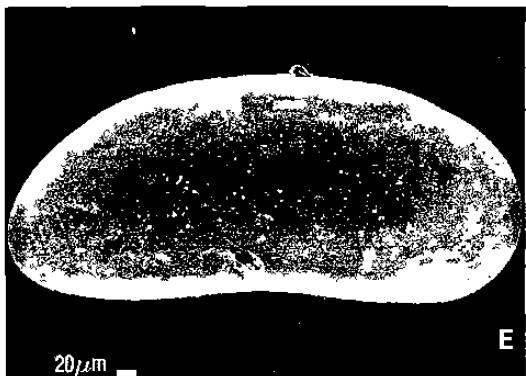
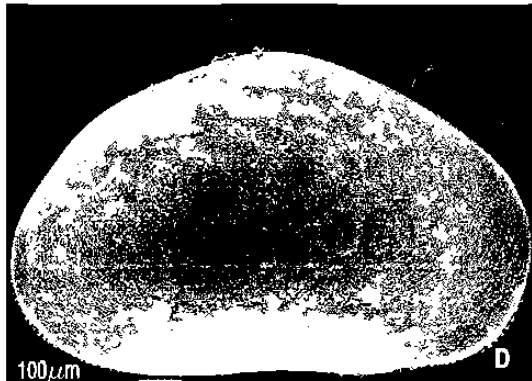
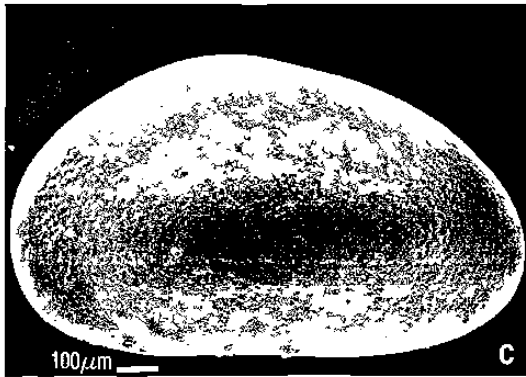
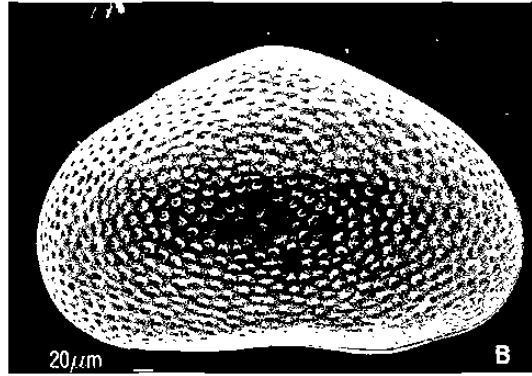
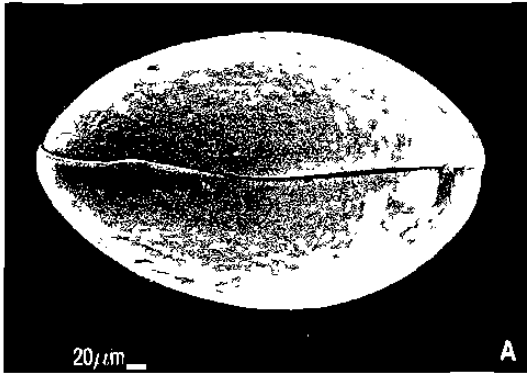
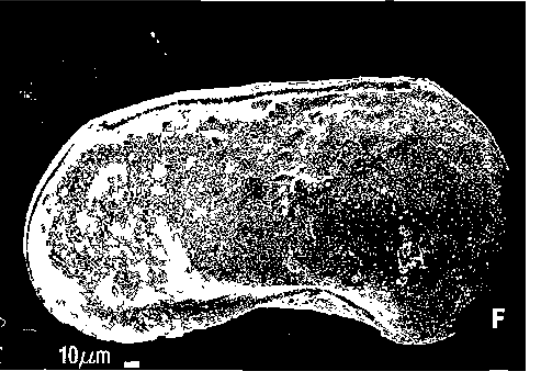
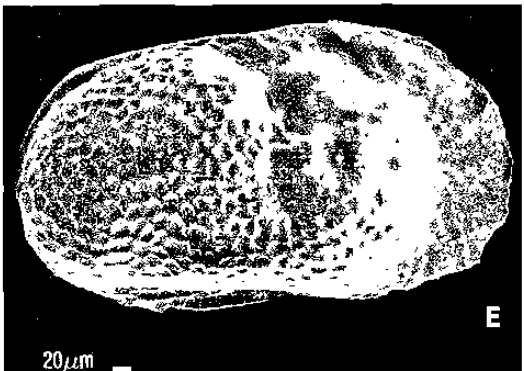
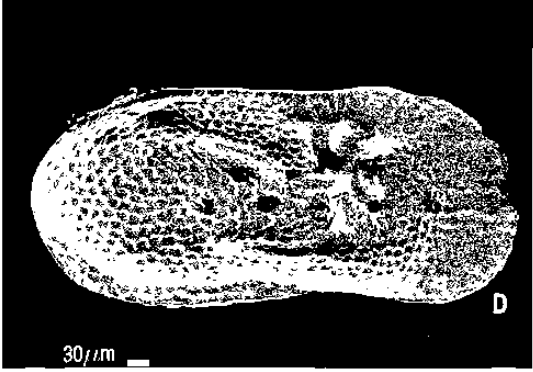
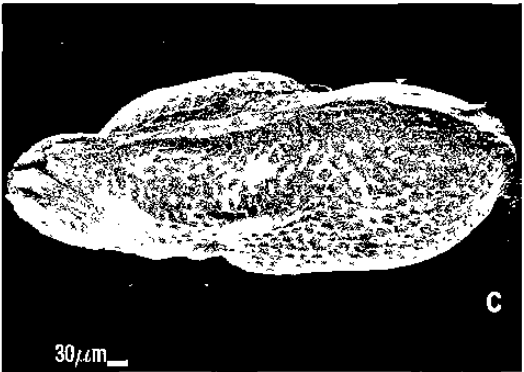
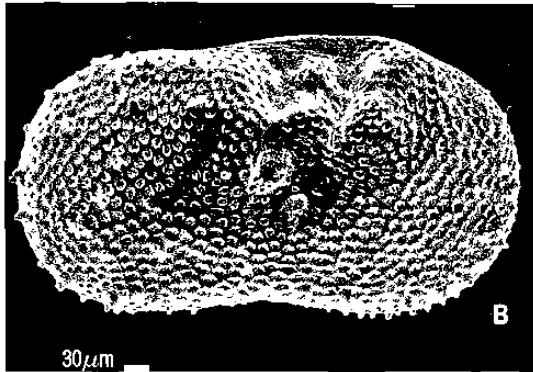
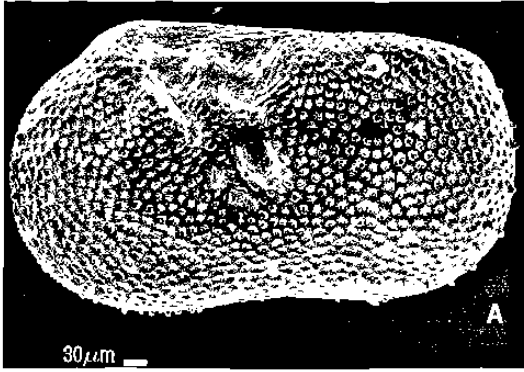


Tabla IV.- Imágenes de Microscopía Electrónica de Barrido de conchas de ostrácodo, de los sedimentos lacustres y palustres del Paleolago Potosí, Nuevo León.

	Clasificación	Magnificación	Tipo de Valva	Sección de Proveniencia
Figura A	<i>Ilyocypris bradyi</i>	300x	Valva Izquierda	Enebros
B	<i>Ilyocypris bradyi</i>	300X	Valva Derecha	Enebros
C	<i>Lymnocythere paraornata</i>	300X	Ambas	Potosí 3
D	<i>Lymnocythere paraornata</i>	270X	Valva Derecha	Potosí 3
E	<i>Lymnocythere</i> sp.	335X	Valva Derecha	Potosí 3
F	<i>Lymnocythere cariotuberosa</i>	500X	Valva Izquierda	Enebros



9 Palinología

9.1 Introducción

La vegetación es el objetivo central de una investigación analítica de polen. Básicamente el análisis de polen es una técnica de reconstrucción de la vegetación, basándose en los granos de polen que ésta produjo (Fægri e Iversen, 1992).

El primer registro de polen del Cuaternario Tardío para el Noreste de México, proviene de dos núcleos de la cuenca de Cuatro Ciénegas, Coahuila; realizados por Meyer en 1973. El siguiente estudio fue hecho por Bryant y Riskind en 1980, quienes analizaron polen de los estados de Nuevo León, Tamaulipas y Coahuila; concluyendo que las áreas del noreste de México tuvieron cambios de vegetación durante el Cuaternario Tardío.

En el resto de la Republica Mexicana, los análisis de polen fósil en depósitos lacustres se han llevado a cabo principalmente en la Cuenca de México, en el Lago de Chalco (Clisby y Sears; 1955, Sears y Clisby, 1955; Lozano y Xelhuantzi, 1997) y el Lago de Texcoco (Lozano y Xelhuantzi, 1997), así como en la Cuenca de Zacapu, Michoacán (Xelhuantzi, 1994a; Lozano y Xelhuantzi, 1997). Las edades de los depósitos van desde el Wisconsin Temprano (33,000-23,000 BP) en el Lago de Chalco, a Pleistoceno (30,000) /Holoceno para el de Texcoco y exclusivamente Holoceno (8,100-6700 BP) en la Cuenca de Zacapu, Michoacán.

En la región del Sur de Texas, Arizona y Nuevo México diversos estudios se han enfocado al análisis de polen, proveniente de cuevas, sedimentos lacustres, coprolitos y restos orgánicos, que en conjunto comprenden edades desde el Pre-Wisconsin, Postglacial (12,000 BP) al Actual (Martin y Mehringer, 1965).

9.2 Análisis de Polen para muestras del área de estudio

Para el análisis de polen se consideraron muestras de 1 cm³ en volumen, fueron tomadas de distintos intervalos considerando cambios en la litología de las secciones Enebros y Potosí 2. Éstas fueron tratadas de acuerdo a la metodología de la Acetólisis propuesta por Fægri e Iversen (1992) complementada con tratamiento de Ácido Fluorhídrico; explicada a detalle en el anexo III. Se realizaron dos conteos con un microscopio Leitz Dialux 22EB (aumento 40X) de cada intervalo, para disminuir el grado de error. Para la identificación morfológica y polínica de cada taxón se siguió la nomenclatura de Fægri e Iversen (1992) describiendo en primer término las aperturas, luego el tipo escultural, seguido por las medidas e índice de tamaño. Debido a que no existe colección de referencia ni descripciones de polen del área de estudio, el análisis de polen fue limitado. La mayoría de los granos de polen fueron referenciados a nivel de género o familia. Algunos tipos de polen fueron registrados durante los conteos más no se incluyeron en la representación gráfica de los resultados.

A partir de la información generada, se construyeron los diagramas de polen (Fig. 23 y 24), en los cuales se encuentran representados los tipos identificables de vegetación para el área de estudio. Los análisis muestran una diversidad de 10 géneros de polen arbóreo (AP por sus siglas en inglés) y 11 tipos distintos entre familias y géneros de no arbóreas (NAP) de los cuales al menos dos (*Potamogeton* y *Thypha*) son estrictamente acuáticos. Imágenes de los granos de polen y sus distintas estructuras son mostrados en las Tablas V, VI y VII. Una exageración en la representación en el diagrama fue necesaria para aquellos granos de polen cuyo porcentaje fue menor al 1%. Ambos perfiles presentaron zonas con mayor o menor cantidad de granos. En base a las fluctuaciones en la representación de polen de arbóreo y no arbóreo, las secuencias de Los Enebros y Potosí 2 fueron divididas en zonas de polen con los respectivos sufijos ZPE y ZPP, que son descritos a continuación.

9.3 Palinología de la sección Enebros

Esta sección ha sido dividida en cuatro zonas (Fig. 23). La primera de ellas o **ZPE-I**, muestra la mayor diversidad de polen arbóreo con 8 géneros: *Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Fagus*, *Quercus*, *Juglans*, *Ephedra* y *Juniperus*. La mayor abundancia de polen arbóreo es de *Juniperus* (30%), con *Pinus* (10%) y *Quercus* (10%) en menor proporción, éste último indicador de condiciones cálidas. *Abies* (1%) que requiere para su desarrollo condiciones de humedad y semifrias, sólo se identificó en las muestras 8, 9 y 10, hacia la base de la zona (ZPE-I). Los principales componentes de la flora son *Chenopodiaceae* (40%), seguida por *Gramineae* y *Cyperaceae*, que debieron conformar el tipo de vegetación alrededor del lago Potosí; mientras que las plantas acuáticas como *Potamogeton* (1%) habitaron dentro de él.

En la zona dos **ZPE-II**, disminuye en gran medida el polen arbóreo y sólo contiene polen de *Pinus* (5%) y *Juniperus* (20%). Bryant (1978) menciona que una disminución bien marcada en el polen de *Juniperus* y un correspondiente incremento en las herbáceas sugieren una tendencia al calentamiento. Lo anterior es reforzado debido al incremento de ciperáceas y gramíneas alrededor del 50%. Particularmente en la muestra 6, las gramíneas y ciperáceas son el único tipo de polen encontrado, donde hay una ausencia de polen arbóreo, que vuelve a aparecer hacia el límite de la zona. Estas condiciones reflejan un cambio en la vegetación más asociado a un pastizal semidesértico

La zona tres **ZPE-III** solamente contenía seis granos de polen de *Juniperus* sp. Intervalos que sólo contienen restos de *Juniperus* sp., fueron descritos por Van Devender (1986) en una muestra de Puerto Ventanillas, Coahuila, cuya edad asignada es ~12,000 años BP. Las posibles razones por las cuales en éste intervalo el polen es escaso o no se llegó a encontrar de otro tipo son: (1) alta tasa de sedimentación, de manera que la lluvia de polen es "diluida" en la matriz sedimentaria; (2) destrucción de los granos de polen durante el proceso de fosilización en depósitos aireados; (3) baja producción de polen de la vegetación adyacente; (4) la frecuencia de especies en una región; (5) la producción absoluta de polen, la cual varía específica e individualmente bajo las condiciones en que se desarrolla la planta productora; (6) los mecanismos de dispersión de los granos (Fægri e Iversen, 1992); y (7) el daño o destrucción durante el proceso de lavado (Hölzer *com. pers.* 2002).

La zona cuatro **ZPE-IV**, presenta una buena diversidad. El polen arbóreo es dominado por *Juniperus* el cual alcanza valores de hasta 60%, para volver disminuir alrededor del 40% al final de la columna. *Pinus* también reaparece (10%) a excepción de *Abies*, *Picea* y *Quercus*; en su lugar se observan géneros como *Buxus* y *Juglans*, éste último es indicador de condiciones cálidas y húmedas, aunque su porcentaje es bajo (1%). En el polen no arbóreo persisten los géneros *Cyperaceae*,

Gramineae, *Chenopodiaceae*, incrementándose la presencia de compuestas. El elemento acuático, *Potamogeton* se encuentra en valores bajos (1%), pero indica la presencia de agua para haberse desarrollado. Según Hölzer, *com. pers* la aparición de *Plantago* se relaciona a la intervención humana.

El diagrama de polen de Los Enebro refleja en su parte basal una vegetación asociada a condiciones cálido templadas con humedad. Posteriormente tiende a un calentamiento con un clima posiblemente mas seco con alta evaporación-debido al incremento de gramíneas y ciperáceas-, que hacia el final de la secuencia parece retornar a condiciones cálido-húmedas.

9.4 Palinología de la sección Potosí 2

El diagrama de polen Potosí 2 muestra porcentajes de polen arbóreo y no arbóreo mas equilibrados, sin embargo el porcentaje de arbóreas está muy influenciado por el genero *Juniperus sp.* (Fig. 24). En la zona uno de polen **ZPP-I**, las no arbóreas del género *Typha* (3%) y *Potamogeton* (1%), exhiben la presencia de un cuerpo de agua, que en este trabajo ya se ha referido como el paleolago Potosí. De la misma manera se desarrolló vegetación lacustre o marginal compuesta de gramíneas (20%), ciperáceas (40%) y chenopodiáceas (10%). En su conjunto *Pinus* (15%), *Juniperus* (20%), *Quercus* (10%) y *Juglans* (2%) representan el polen arbóreo ya que *Picea* y *Ulmus* sólo cuentan con el 1%.

La zona dos **ZPP-II**, indica la dominancia de *Juniperus* (40%) en dos intervalos. Cada intervalo es dividido por un repunte en el porcentaje de ciperáceas (35%), mientras que las gramíneas (20%) se mantienen relativamente constantes. *Pinus* (5%) y *Quercus* (5%) se muestran relativamente estables hacia el final de la secuencia. Reaparece el elemento acuático *Potamogeton* (1%), así como y las quenopodiáceas (5%).

En resumen, el diagrama de Potosí 2 muestra que la vegetación se desarrolló bajo condiciones cálidas y húmedas, indicadas por *Quercus* y *Juglans*. Aparentemente la presencia de agua era constante, aunque con cambios en el área de inundación del lago, lo cual es mostrado por el polen de *Typha* y Ciperáceas desarrolladas en sus márgenes. Se estima por la ubicación del perfil al que pertenece este diagrama que se encontró cerca de una fuente permanente de agua, que puede asociarse con el manantial del Cerro la Noria. Algunos granos de polen en éste perfil muestran indicios de corrosión, la cual se atribuye a espacios aireados en las turbas.

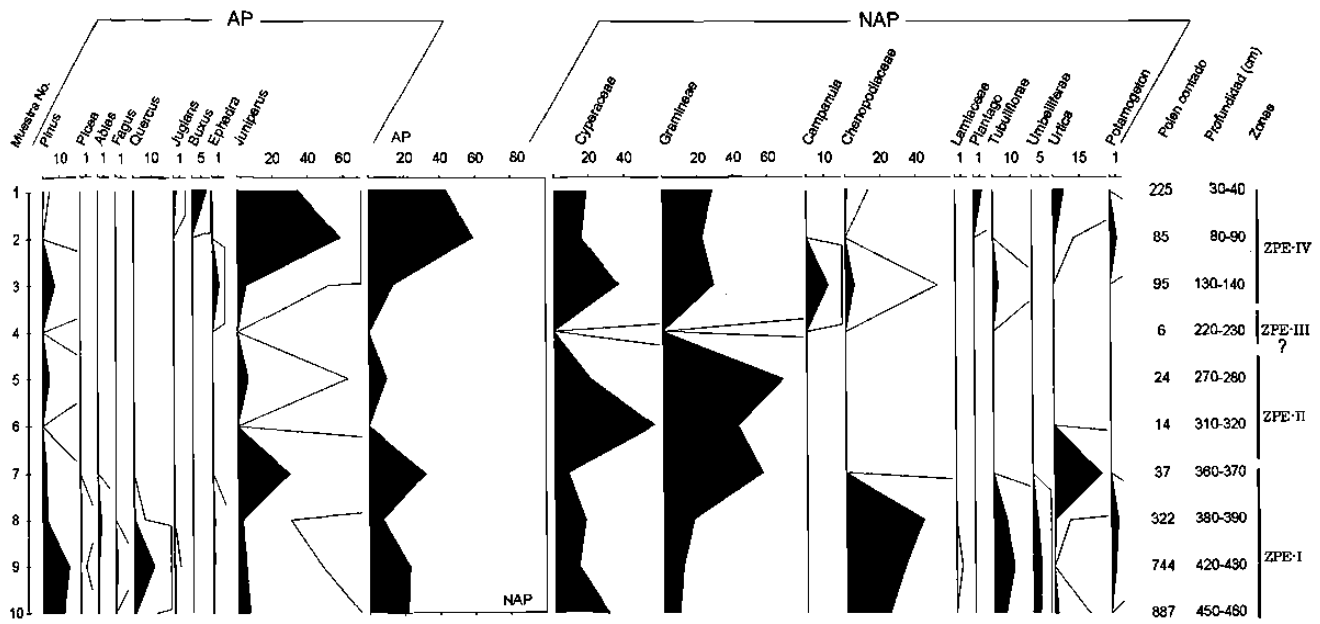


Figura 23. Diagrama de polen de la sección Los Enebros, Galeana, Nuevo León

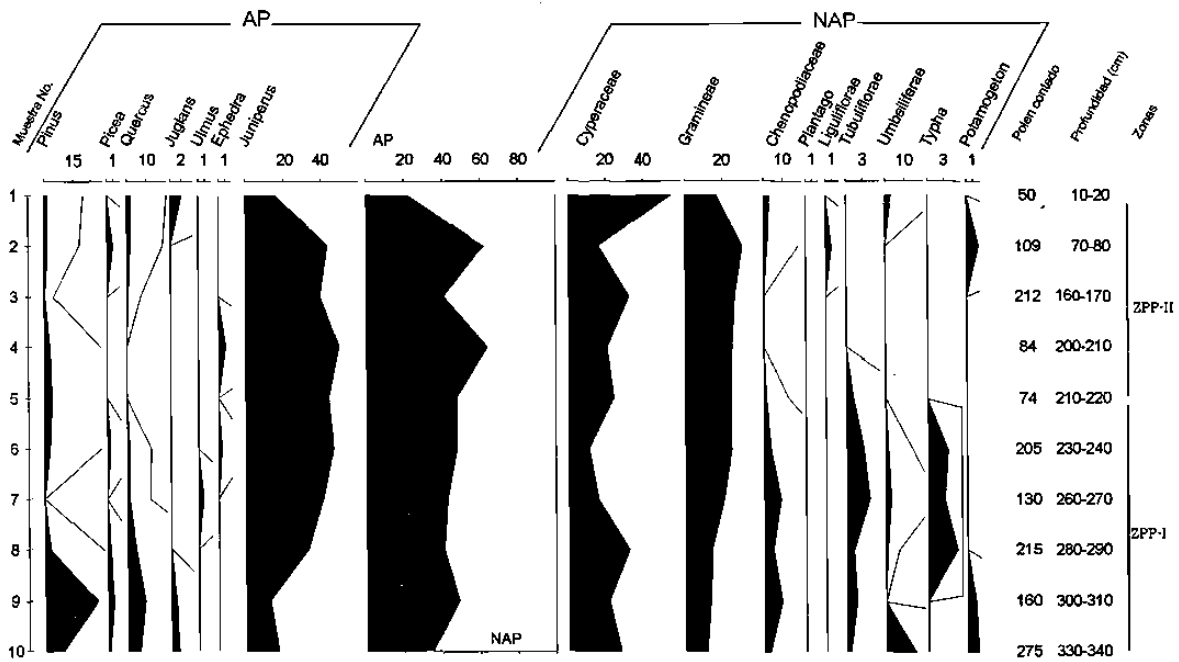


Figura 24. Diagrama de polen de la sección Potosí 2, Galeana, Nuevo León.

9.5 Otros grupos

La palabra tipo en éste texto se utiliza para representar especies no formalmente denominadas, debido a que su identificación plantea algún cuestionamiento. Dentro de las muestras de polen analizados se tiene como ejemplos:

Tipo *Tilletia sphagni*

No fueron consideradas en los conteos, ya que a ésta y otras esporas observadas, no fue posible clasificarlas debido a la falta de especímenes en una colección de referencia. Cabe destacar que *Tilletia* es una espora comúnmente encontrada parasitando a *Sphagnum* (Hölzer *com. pers.* 2002). *Sphagnum* es uno de los principales generadores de turbas, sin embargo esporas de *Sphagnum* no fueron encontradas, más la abundancia de esporas del tipo *Tilletia* podría ser una evidencia indirecta de su presencia. El tipo *Tilletia* tuvo su mayor abundancia en el perfil de Los Enebros, encontrándose casi en toda la secuencia. Para el del Potosí 2, también se reporta, específicamente en el intervalo 2 (160-170cm)..

Tipo *Zygnema*

Grupo heterogéneo de zygoesporas hialinas, esferoidales o aplanadas, con concavidades en la superficie. Este tipo de esporas no es raro en los análisis de polen, pero usualmente son descartadas por los palinólogos (Van Geel *et al.* 1981). Aunque existen diferencias en la preferencia de su hábitat, la mayoría de las zignemantaceas necesitan una temperatura relativamente alta en el agua para esporular (Van Geel, 1981). Lo anterior es un indicador de condiciones cálidas en el sitio. En base a ello se infiere que los intervalos Enebros 10, 9 y 2 presentan condiciones cálidas que determinaron la presencia del Tipo *Zygnema* en esta sección. Esporas de *Zygnema* en sedimentos lacustres está asociada con zonas acuáticas abiertas y someras, de condiciones mesotróficas a eutróficas del Yungger Dryas en Los Países Bajos, (Van Geel *et al.* 1981)

Tipo *Spirogira*

Zygosporas elipsoidales (o posiblemente aplanosporas). Esporas de *Spirogira* generalmente indican zonas acuáticas abiertas, de aguas relativamente eutróficas durante el Yungger Dryas y Preboreal Temprano (Van Geel, *et. al.* 1981). La presencia de estos dos tipos de esporas refuerza la hipótesis de que este lago fue somero y abierto ("Open Water").

Tabla V.- Imágenes de granos de Polen Arbóreo presentes en las secciones estratigráficas de El Potosí - Los Enebros. Las micras indican el tamaño del grano.

	AP	Secciones de Proveniencia
Figura A	<i>Abies</i> sp.	Enebros
B	<i>Abies</i> sp	Enebros
C	<i>Pinus</i> sp.	Enebros
D	<i>Pinus</i> sp	Enebros
E	<i>Juniperus</i> sp.	Enebros
F	<i>Juniperus</i> sp.	Enebros
G	<i>Juniperus</i> sp.	Enebros
H	<i>Quercus</i> sp.	Potosí 2
I	<i>Buxus</i> ?	Enebros
J	<i>Juglandaceae</i>	Potosí 2

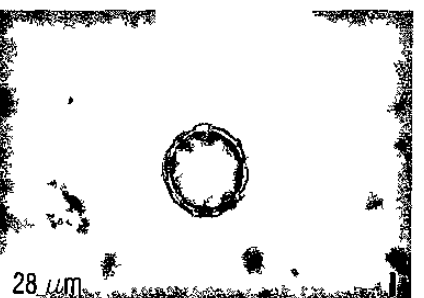
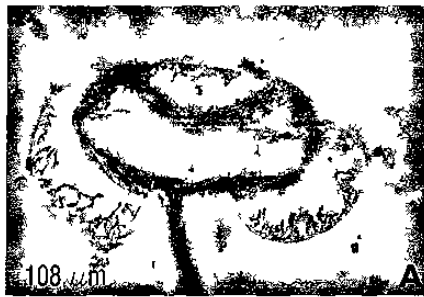


Tabla. VI.- Imágenes de granos de Polen No Arbóreo (NAP), presentes en las secciones estratigráficas de El Potosí - Los Enebros. Las micras indican el tamaño del grano.

Figura	NAP	Sección de Proveniencia
A	Cyperaceae	Enebros
B	Cyperaceae	Enebros
C	Poaceae (Gramineae)	Enebros
D	Poaceae (Gramineae)	Enebros
E	Chenopodiaceae	Enebros
F	Chenopodiaceae	Potosí 2
G	Compositae (Asteraceae)	Enebros
H	<i>Campanula</i> sp.	Enebros
I	Compositae (Asteraceae)	Enebros
J	Lamiaceae (Labiatae)	Enebros

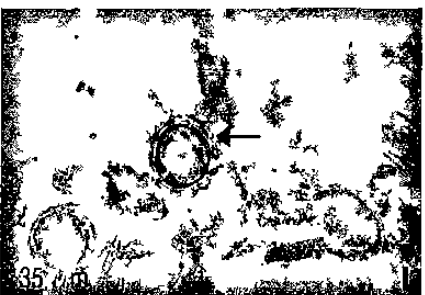
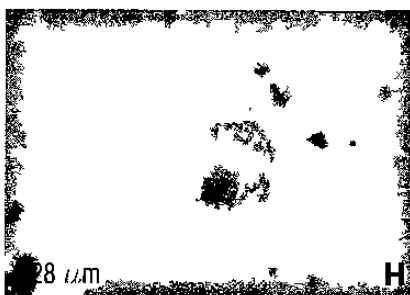
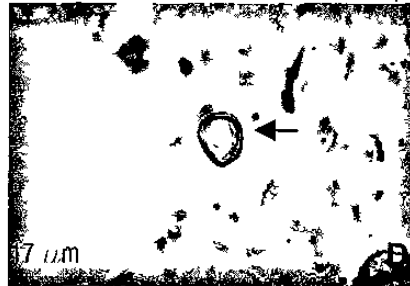
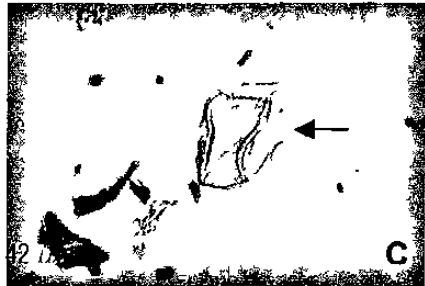
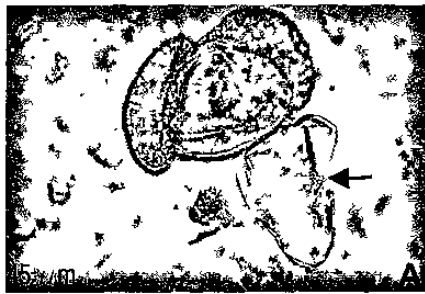
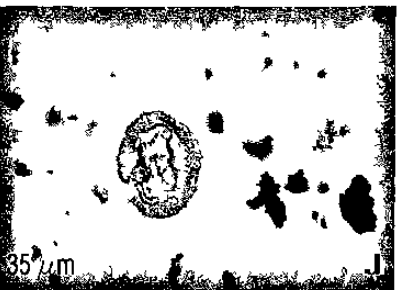
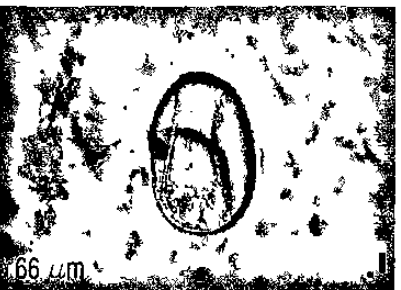
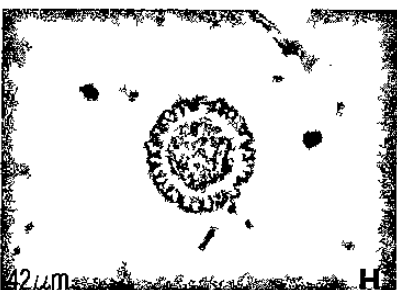
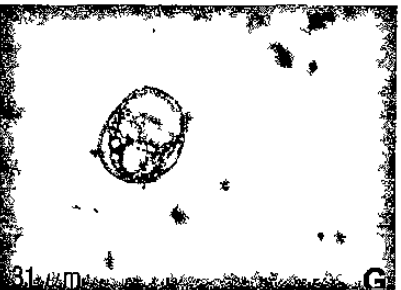
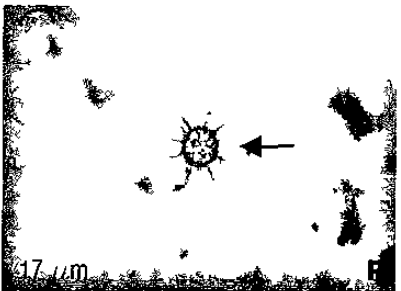
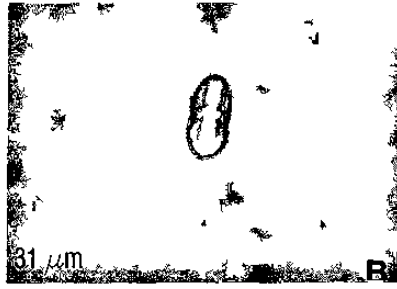
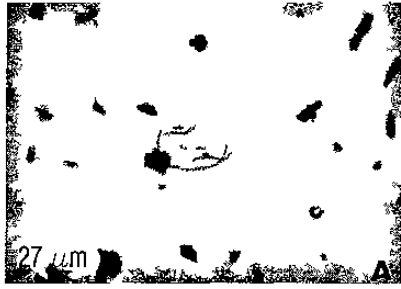


Tabla VII.- Imágenes de granos de Polen No Arbóreo (NAP), Esporas e Indeterminados, presentes en las secciones estratigráficas de El Potosí - Los Enebros. Las micras indican el tamaño del grano.

	NAP	Sección de Proveniencia
Figura	A	<i>Potamogeton</i> sp. Potosí 2
	B	<i>Umbelliferae</i> Enebros
	C	<i>Typha</i> sp. Potosí 2
	D	<i>Typha</i> sp. Potosí 2
ESPORAS		
	E	<i>Tilletia sphagni?</i> Enebros
	F	Indeterminado 1 Enebros
	G	Indeterminado 2 Potosí 2
	H	Indeterminado 3 Enebros
	I	Indeterminado 4 Enebros
	J	Indeterminado 5 ¿ <i>Tsuga</i> ? Potosí 2



9.6 Discusión sobre la relación con otros datos palinológicos del Norte de México y el Clima

Comparando los datos generados sobre la flora del Potosí con los de otros registros en el norte de México, puede mencionarse que la base de ambos perfiles zonas ZPE-I y ZPP-I muestran una abundancia importante en la composición de polen arbóreo de *Juniperus*, *Pinus* y *Quercus*. Éste tipo de vegetación también ha sido descrita por Van Devender y Burges (1985) para el Desierto de Chihuahua en el Bolsón de Mapimí (hacia el noroeste del área de estudio) y se asocia al Wisconsin Tardío (Fig. 25). Para la mayoría de las áreas del Norte de México (del Desierto de Chihuahua), el final del Wisconsin Tardío está marcado por una reducción de vegetación tipo méxico de plantas que incluyen a los Pinos y Juniperos alrededor de los 11,000 años, con un cambio a condiciones xéricas de los últimos 4000 años en el Holoceno (Van Devender, 1986). En ambas secciones existe una amplia variedad morfológica de granos de *Pinus*, lo que implicó serias dificultades en su clasificación, optando por clasificarlas sólo a nivel de género. Es posible que alguno de ellos represente a *Pinus culminicola*, especie considerada relicto del Pleistoceno en el Cerro Potosí (Sánchez, 1987; citado en Oropeza, 1990). Cambios de este tipo se observan en los diagramas de polen de Potosí 2 y Enebras, más se requieren fechamientos para determinar exactamente la relación de las variaciones en la vegetación con los cambios en el clima. Hay que considerar que ciertas áreas de Norte América, contienen registros Cuaternarios de polen fósil que aparentemente no muestran análogos actuales, lo que implica la existencia de arreglos vegetacionales sin equivalentes hoy en día (Meyer, 1973). Los tipos de polen dominantes durante el Pleistoceno del suroeste de los Estados Unidos, incluyen los siguientes grupos: (1) Chen-Ams (*Chenopodiaceae* – *Amaranthaceae*), (2) Compuestas (*Compositae*, separable en *Artemisia* y otros tipos con espinas cortas o largas), (3) Pastos (*Gramineae*), (4) Árboles anemófilos, particularmente *Pinus*, seguido por *Quercus* y/o *Juniperus*, dependiendo de la ubicación e historia del depósito (Martín y Mehninger 1965). Como se mostró en los diagramas, asociaciones de éstos géneros de plantas fueron encontradas en los sedimentos de las secciones El Potosí 2 y Los Enebras.

Meyer (1973) determinó la evolución del clima en la región Noreste de México, por medio de un estudio polínico en el área de Cuatro Ciénegas Coahuila y donde menciona que el clima regional de hace aproximadamente 12,480 años aparentemente era más húmedo y frío, presentando periodos de mayor precipitación y veranos fríos, repercutiendo en cambios de vegetación en zonas altas. El Holoceno Temprano en el norte de México parece haber sido más húmedo y frío que hoy en día (Metcalfe et al. 2000). Para el Holoceno Medio (8000- 4500 años atrás), el clima era cálido con un fuerte desarrollo de monzones en verano y una consecuente máxima expansión de pastizales.

Aparentemente los desiertos “verdaderos” aparecieron hace 4000 años atrás, por lo que el desarrollo de las comunidades modernas es un evento holocénico (Van Devender, 1986). Hoy en día los desiertos se encuentran en su máxima expansión, relacionados a los climas más severos del presente interglaciar (Van Devender, 1986). La información sobre la palinoflora obtenida en este estudio y sus condiciones ambientales asociadas, concuerda con la publicada por autores como Meyer (1973); Van Devender (1986); Metcalfe; (2000), en que las condiciones de los desiertos del Norte de México parecen haber sido más húmedas y frías en el Pleistoceno – Holoceno Temprano que las actuales. Las condiciones ambientales que favorecieron la precipitación y por ende el establecimiento de lagos, son confirmadas por la presencia de plantas acuáticas lacustres (*Typha* y *Potamogeton*) en los depósitos del paleolago Potosí, indicando la presencia de antiguos lagos en el Norte del país, como aquellos que existieron durante el Pleistoceno tardío en el *Basin & Range* al sur de los Estados Unidos.

9.7 Conclusiones

La lluvia de polen sobre la cuenca, estuvo dominada por granos de plantas anemófilas terrestres y algunas plantas acuáticas. Se observaron algunos granos de polen y esporas cuya clasificación no fue posible, quedando como indeterminados y fuera del conteo. La ausencia de polen o la cantidad del mismo pudo deberse a que el tamaño de muestra no fue suficiente.

En relación a los depósitos de carbonatos y las plantas, cabe señalar, que tanto las carofitas como el *Potamogeton* pueden ser fuentes prolíficas de calcita, y que su presencia dentro de los sedimentos lacustres y palustres del área de estudio contribuyó al aporte de carbonatos en el lago. La porosidad en los sedimentos creada por las raíces de las plantas se asocia con vegetación acuática (*Potamogeton*), ciperáceas y pastos que limitaban el cuerpo de agua, que debió presentar condiciones de agua somera para su establecimiento (Fig. 43).

Las proporciones de los tipos de polen fluctúan considerablemente en ambos perfiles, y es debido a esto que no es posible su correlación estratigráfica a través del polen. Los cambios en la composición del polen no arbóreo, indican que el tipo de vegetación crecía adyacente a los sitios muestreados y que cambió repetidamente en respuesta a cambios en los factores edáficos de humedad de suelo y salinidad.

En general las asociaciones de polen en los sedimentos del Potosí, reflejan cambios ambientales y climáticos de condiciones cálido húmedas – cálido templadas- secas, mostrando una tendencia hacia el calentamiento.

		Presente
Holoceno		10 a 12 ka
(Estado 1 Isótopos de Oxígeno)		
Pleistoceno Tardío	Wisconsin Tardío	~28 ka
	(Estado 2 Isótopos de Oxígeno)	
	Wisconsin Medio	~71 ka
	de Richmond y Fullerton (1986) (Estados 3 y 4 Isótopos de Oxígeno)	
Pleistoceno Medio	Sangamohian Tardío	~115 ka
	(Wisconsin Temprano y Eowisconsin de Richmond y Fullerton, 1986, Estados 5a y 5b Isótopos de Oxígeno)	
	Sangamohian	~128 ka*
	de Richmond y Fullerton (1986) (Estado 5e Isótopos de Oxígeno)	
Pleistoceno Medio	Pleistoceno Tardío-Medio	~300 ka
	(Illinoian de Richmond y Fullerton, 1986; (Estados 6-8 Isótopos de Oxígeno)	
	Pleistoceno Medio -Medio	~620 ka**
	de Richmond y Fullerton (1986) (Estados 9-15 Isótopos de Oxígeno)	
Pleistoceno Medio-Temprano	Pleistoceno Medio-Temprano	~750-775 ka**
	(Richmond y Fullerton (1986) (Estados 16-19 Isótopos de Oxígeno)	
Matuyama - Brunnes Cronozona Limite		
Pleistoceno Temprano		
Limite Superior Subcron Olduvai		1.65 Ma
o Limite Cron Gauss - Matuyama		2.48 Ma
Plioceno		5.0 - 5.5 Ma+
Mioceno		

Figura 25. Divisiones del Cuaternario y sus límites. Tomada de Morrison, 1991.

* Corales de el ultimo interglaciario en Barbados y Curacao dan edades promedio de 125 a 126 ka por fechamientos con Uranio – Torio (Bard et al., 1989).

** Richmond y Fullerton (1986) usaron el horizonte de Tefra B de Lava Creek, datado 620 ka por K-Ar y Fisión de trazas para identificar los límites en el oeste de los Estados Unidos. Esta es la edad apropiada del límite entre los estados isotópicos de Oxígeno 15 y 16.

*** INQUA Subcomisión sobre Subdivisiones del Pleistoceno en 1987 recomendó que la Cronozona paleomagnética Matuyama-Brunhes sea adoptada internacionalmente como el límite entre el Pleistoceno Inferior y Medio. Tomada de Morrison, 1986.

10 Geoquímica Isotópica: Isótopos estables de ^{18}O y ^{13}C

10.1 Introducción

Las variaciones en los isótopos estables resultan del proceso de fraccionamiento isotópico, el cual ocurre durante reacciones químicas y procesos físicos, por ejemplo, temperatura, altura, efecto continental y estacionalidad (Pearson y Coplen, 1978; Werner, 1986; Hoefs, 1997). El uso de isótopos de oxígeno en estudios paleoclimáticos continentales se basa en la observación de que las relaciones $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en la precipitación meteórica depende del clima, especialmente del factor temperatura. Por tal motivo éste parámetro varía estacionalmente, mostrando valores bajos en el invierno y altos en el verano (Pearson y Coplen, 1978).

Amundson et. al.,(1996) mencionan que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y la precipitación actual en Norte América muestran una marcada correlación con los patrones de circulación de vientos. El cambio en los patrones de circulación atmosférica altera los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua al verse afectada la importancia relativa de las fuentes de humedad y por consiguiente la composición isotópica de la precipitación local (Yu et. al., 1997). Según Amundson et. al., (1996) la disminución en el valor del $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas meteóricas desde los océanos al interior del continente, tanto para el Océano Pacífico como el Golfo de México, corresponde predominantemente a los patrones de circulación del verano. Las variaciones isotópicas del $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación meteórica son transferidas al agua de los lagos y posteriormente a los carbonatos que precipitan en ellos. Por ende la evaporación y el enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ se incrementan cuando aumenta la temperatura (Siegenthaler y Eicher, 1986).

Por otro lado Pearson y Coplen (1978) mencionan que las proporciones de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ en carbonatos lacustres, son influenciadas por la vegetación y el clima, y dependen de otros factores tales como: (1) el $\delta^{13}\text{C}$ en el agua alimentadora del lago con el CO_2 atmosférico; (2) la productividad biológica (debido a que las plantas asimilan $^{12}\text{CO}_2$ en preferencia al $^{13}\text{CO}_2$, enriqueciendo el carbonato en ^{13}C); y (3) los cambios en la abundancia relativa de grupos de plantas que siguen vías fotosintéticas C3 y C4 durante la fijación del CO_2 . Las plantas C4 son típicamente pastos de estaciones cálidas y algunas hierbas encontradas en pastizales tropicales y templados; las plantas C3 son principalmente árboles, arbustos y pastos de estaciones frías. Firmas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ son buenos indicadores del dominio de plantas C3 vs. C4 a través del tiempo y por lo cual están indirectamente ligados a la temperatura y la precipitación (Baker et. al., 1998). Plantas modernas utilizan la C3 como vía fotosintética más común y

tienen valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -21‰ a -34‰ , mientras que las plantas vía C4 tienen valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -8‰ y -15‰ (DeNiro y Hastorf, 1985).

Las variaciones en el clima regional llegan a producir consecuentes cambios en el agua de los lagos y su fauna de ostrácodos (Palacios-Fest, et al., 1994). Al ser susceptibles a perturbaciones ambientales, éstos organismos han sido utilizados para realizar interpretaciones paleohidroquímicas o paleoclimáticas (Palacios-Fest et al., 1993). Durante su crecimiento, los ostrácodos mudan nueve veces antes de alcanzar la madurez. La calcificación de un nuevo caparazón (de dos valvas calcíticas) de iones en solución, ocurre en equilibrio químico y térmico con el agua hospedera. Las relaciones de isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ medidas en la concha de los ostrácodos depende de los cambios en la temperatura del agua, la salinidad y bioproduktividad en los paleolagos (Chivas et al., 1983; Palacios-Fest et al., 1993).

En México, los primeros estudios de isótopos estables de ^{18}O y ^{13}C en conchas de ostrácodos y moluscos fueron realizados por Covich y Stuiver (1974) y posteriormente por Hodell et. al., (1995), ambos en la Laguna Chichancanab, Yucatán. Éstos autores atribuyen las variaciones del ^{18}O a cambios en los patrones de precipitación y evaporación, deduciendo que las conchas más enriquecidas en ^{18}O corresponden a periodos de alta evaporación debido a que las aguas del lago fueron enriquecidas en ^{18}O . Su trabajo muestra una tendencia a un clima más seco con distintos intervalos de condiciones secas durante el Holoceno Temprano. Tendencias similares fueron reportadas por Curtis et. al., (1996) para el Lago Punta Laguna, también en Yucatán, a partir de las cuales discuten sobre las relaciones entre el colapso de la civilización Maya y las condiciones de sequía.

Durante el presente estudio se llevaron a cabo análisis de isótopos estables de ^{18}O y ^{13}C en valvas de ostrácodo del género *Lymnocythere* y de *Cypridopsis vidua* (Tablas III y IV), de las secciones Potosí 3 y Enebras; los cuales fueron realizados en el Laboratorio de Espectrometría, Departamento de Geoquímica, Universidad de Karlsruhe, Alemania. Se utilizó un espectrómetro de masas VG Priesm II con una fuente de gas sobre las muestras, para liberar CO_2 por disolución de carbonatos en H_3PO_4 (100%). Los isótopos separados por su masa fueron medidos contra el estándar PDB (*Belleminitella americana* de la Formación Peedee, Carolina del Sur) para el Oxígeno y Carbono en carbonatos de las valvas de ostrácodos. Los resultados del análisis isotópico (Anexo IV) son reportados utilizando la notación convencional $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en partes por mil (‰) del enriquecimiento o reducción (si es negativo) relativo al estándar PDB, a través de la ecuación:

Donde:

$R = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ o $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ STD= v-PDB

(PDB referido con respecto a NBS-19 de la IREA)

$\delta^{18}\text{O}_{\text{v-PDB}} = -2.20\text{‰}$

$\delta^{13}\text{C}_{\text{v-PDB}} = +1.95\text{‰}$

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{R_{\text{muestra}}}{R_{\text{estándar}}} - 1 \right) 1000(\text{‰})$$

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{R_{\text{muestra}}}{R_{\text{estándar}}} - 1 \right) 1000(\text{‰})$$