



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA
TIERRA

**Ostrácodos y geoquímica como indicadores de
la variabilidad hidrológica y climática en los
últimos 27 mil años calibrados de la parte
central del desierto de Chihuahua (México).**

TESIS

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA
OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
CLAUDIA MAGALI CHÁVEZ LARA

DIRECTOR DE TESIS:
DR. PRIYADARSI DEBAJYOTI ROY

Instituto de Geología



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer a mi asesor, el Dr. Priyadarsi Debajyoti Roy por todas sus enseñanzas, tiempo y dedicación, así como sus sabios consejos tanto como amigo y profesor.

Al Posgrado de Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional Autónoma de México por brindarme la oportunidad de continuar con mis estudios de maestría.

A los doctores José Villanueva Díaz, Laura Beramendi Orosco, Ligia Pérez Cruz y Liseth Pérez Alvarado por toda su ayuda y valiosos comentarios que enriquecieron este trabajo.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por la beca que me otorgó para cursar los estudios de posgrado y al Instituto de Geología por el apoyo económico que recibí para realizar esta tesis de maestría.

A la DGAPA-PAPIIT (UNAM) por financiar el proyecto titulado "Registro espacio-temporal de la variabilidad climática holocénica en la zona árida del norte de México" con número IN100413, al cual el presente trabajo pertenece.

A los químicos Rufino Lozano Santacruz, Victor H. Lemus Neri y Nayeli López Balblaux por la ayuda brindada para los análisis de Fluorescencia de Rayos X y concentración de N.

Finalmente, agradezco a mi familia y amigos por apoyarme siempre y ser parte importante de mi vida.

CONTENIDO

Número de página

Índice de figuras	
Índice de tablas y Lámina	
RESUMEN	
ABSTRACT	
I. INTRODUCCIÓN	1
I.1 Variabilidad climática durante la transición Pleistoceno-Holoceno	1
I.2 Lagos como registros paleoclimáticos	2
I.3 Geoquímica de sedimentos	4
I.3.1 Indicadores Geoquímicos	6
I.4 Ostrácodos de aguas continentales	7
I.4.1 Ecología	9
II. ANTECEDENTES	11
II.1 Estudio de ostrácodos en México	11
II.2 Estudios paleoclimáticos regionales	12
II.3 Trabajos previos en Santiaguillo	17
III. OBJETIVOS	19
III.1 Objetivo General	19
III.2 Objetivos Particulares	19
IV. ÁREA DE ESTUDIO	20
IV.1 Localización	20
IV.2 Marco Geológico	20
IV.2.1 Estratigrafía	22
IV.3 Clima	23
IV.4 Suelos	25
V. MATERIAL Y MÉTODOS	26
V.1 Trabajo de Campo	26
V.2 Trabajo de laboratorio	26
V.2.1 Descripción estratigráfica	26
V.2.2 Análisis de Ostrácodos	27
V.3 Métodos Analíticos	28
V.3.1 Cronología	28
V.3.2 Análisis de carbono orgánico total e inorgánico total	28
V.3.3 Análisis de nitrógeno total	29
V.3.4 Análisis de elementos mayores y trazas	29
VI. RESULTADOS	32
VI.1 Estratigrafía	32
VI.2 Cronología	34
VI.3 Geoquímica	37

VI.3.1 Carbono orgánico total (COT) y carbono inorgánico total (CIT)	37
VI.3.2 Nitrógeno Total (NT) y relación Carbono Orgánico Total y Nitrógeno Total (C/N)	39
VI.3.3 Concentración multi-elemental	41
VI.3.3.1 Elementos mayores en las rocas	41
VI.3.3.2 Elementos traza en las rocas	44
VI.3.3.3 Elementos mayores en sedimento por FRX convencional	45
VI.3.3.4 Elementos mayores en sedimento por FRX portátil	49
VI.3.3.5 Elementos traza en sedimento por FRX convencional	54
VI.3.3.6 Elementos traza en sedimento por FRX portátil	56
VI.3.3.7 Indicadores Geoquímicos	60
VI.4 Ostrácodos	64
VI.4.1 Especies	64
VI.4.2 Abundancia y distribución	64
VII. DISCUSIÓN	68
VII.1 Modelo de edad	68
VII.2 Procedencia de los sedimentos siliciclásticos	69
VII.3 Procedencia de la materia orgánica	70
VII.4 Reconstrucción de las condiciones paleohidrológicas	72
VII.5 Comparación con otros registros regionales	79
VIII. CONCLUSIONES	85
IX. LITERATURA CITADA	87
Lámina I	100
Anexo A	101
Anexo B	102
Anexo C	104

Índice de figuras

Figura 1.1	Morfología básica de un ostrácodo en donde se muestran las partes blandas y caparazón (modificado de De Deckker y Forester, 1988).	8
Figura 2.1	Ubicación de las localidades de los estudios paleoclimáticos previos en el norte de México, donde se observan de color naranja los registros continentales y en azul los registros marinos.	17
Figura 4.1	Imagen satelital de la cuenca del paleolago Santiaguillo (tomada de Google earth 2013).	20
Figura 4.2	Ubicación del paleolago Santiaguillo y otros registros del Norte de México. Mapa Geológico del área de estudio, ubicación de los perfiles en rojo y de las muestras de rocas en negro.	21
Figura 4.3	Localización geográfica de la estación meteorológica no. 10137, Guatimape (DGE) (SMN, 2013).	24
Figura 4.4	Climatograma del área de estudio con base en datos obtenidos de la estación meteorológica no. 10137.	24
Figura 6.1	Estratigrafía de las secuencias sedimentarias y ubicación de las muestras datadas por radiocarbono AMS.	32
Figura 6.2	Modelo de edad generado para el perfil sedimentario S2.	35
Figura 6.3	Modelo de edad generado para el perfil sedimentario S3.	36
Figura 6.4	Concentración de COT y CIT en las diferentes unidades estratigráficas del perfil S2.	38
Figura 6.5	Concentración de COT y CIT en las diferentes unidades estratigráficas del perfil S3.	39
Figura 6.6	Relación C/N en las diferentes unidades estratigráficas del perfil S2.	40
Figura 6.7	Relación C/N en las diferentes unidades estratigráficas del perfil S3.	41
Figura 6.8	Clasificación de las rocas volcánicas expuestas alrededores del paleolago Santiaguillo en el diagrama TAS según Le Maitre <i>et al.</i> (1989).	42

Figura 6.9	Relación entre TiO_2/Al_2O_3 y SiO_2/Al_2O_3 en rocas y sedimento del perfil S2.	44
Figura 6.10	Distribución de los elementos mayores expresados como óxidos e índice de alteración química (IAQ) a lo largo del perfil S2.	47
Figura 6.11	Diagrama ternario A-CN-K y estimación del grado de alteración de los sedimentos y rocas del paleolago Santiaguillo con el índice de alteración química (IAQ).	49
Figura 6.12	Distribución de los elementos mayores (%) obtenidos por medio de la técnica de fluorescencia de rayos X (FRX) con el equipo portátil, a lo largo del perfil S2.	50
Figura 6.13	Correlación entre los resultados de fluorescencia de rayos X (FRX) obtenidos con el equipo convencional y portátil para Ti, Ca, Fe y K del perfil S2 con ecuaciones de ajuste.	52
Figura 6.14	Distribución de los elementos mayores (%) obtenidos por medio de la técnica de fluorescencia de rayos X (FRX) con el equipo portátil, a lo largo del perfil S3.	53
Figura 6.15	Distribución de los elementos traza, obtenidos por medio de la técnica de fluorescencia de rayos X (FRX) con el equipo convencional, así como la relación Zr/Ti a lo largo del perfil S2.	55
Figura 6.16	Distribución de los elementos trazas (ppm), obtenidos por medio de la técnica de fluorescencia de rayos X (FRX) con el equipo portátil, a lo largo del perfil S2.	57
Figura 6.17	Correlación entre los resultados obtenidos de la técnica de fluorescencia de rayos X (FRX) con el equipo portátil y tradicional del Sr, Zn y Zr (%) para el perfil S2.	58
Figura 6.18	Distribución de los elementos traza (ppm), obtenidos por medio de la técnica de fluorescencia de rayos X (FRX) con el equipo portátil, a lo largo del perfil S3.	59
Figura 6.19	Correlación negativa entre el Ti y CIT en los sedimentos de los perfiles S2 y S3.	60
Figura 6.20	Valores de Ti estandarizado en sedimento de los perfiles S2 y S3.	61
Figura 6.21	Correlación positiva entre el CIT y Ca (indicador de evaporación y salinidad) y correlación negativa entre el Ca y Ti (indicador de aporte pluvial) para los perfiles S2 (parte superior) y S3 (parte inferior).	62

Figura 6.22	Valores de Ca estandarizado en sedimento de los perfiles S2 y S3.	62
Figura 6.23	Correlación negativa entre Zr/Ti e índice de alteración química (IAQ) para el perfil S2.	63
Figura 6.24	Abundancia total (adultos y juveniles) y por especie (adultos) de los ostrácodos en las diferentes unidades estratigráficas del perfil S2.	65
Figura 6.25	Abundancia total (adultos y juveniles) y por especie (adultos) de los ostrácodos en las diferentes unidades estratigráficas del perfil S3.	67
Figura 7.1	Relación entre TiO_2/Al_2O_3 y SiO_2/Al_2O_3 en rocas y sedimento del perfil S2, en donde se observa que los sedimentos tienen una composición similar de Ti y Si a las riolitas SG1, SG2 y SG5.	69
Figura 7.2	Diagrama ternario A-CN-K indicando la procedencia de los sedimentos del perfil S2 y su grado de alteración química.	70
Figura 7.3	Variación de origen de materia orgánica a lo largo de los perfiles S2 y S3 con respecto al tiempo.	72
Figura 7.4	Abundancia total de ostrácodos, abundancia de la especie <i>C. vidua</i> e indicadores geoquímicos utilizados para la reconstrucción de las condiciones paleohidrológicas y paleoclimáticas durante los últimos ca. 27 ka cal, incluyendo el Último Máximo Glacial (UMG) y el Younger Dryas (YD). Los resultados se encuentran divididos en 3 zonas.	77
Figura 7.5	Abundancia Total y por especie de ostrácodos a lo largo de los perfiles S2 y S3 durante los últimos ca. 27 ka cal. En la parte inferior de la figura se encuentran ilustradas las especies identificadas y sus afinidades ecológicas de salinidad y temperatura.	78
Figura 7.6	Registros proxies de aporte pluvial a las cuencas de Santiaguillo, Babícora (Roy <i>et al.</i> (2012b) y San Felipe (Roy <i>et al.</i> , 2009). La temperatura superficial del mar del Golfo de California (McClymont <i>et al.</i> , 2012) está reconstruida mediante geoquímica orgánica en sedimentos de Guaymas y la precipitación invernal está registrada mediante un espeleotema en Nuevo México (Asmerom <i>et al.</i> , 2010).	82
Figura 7.7	Ubicación de los paleolagos Santiaguillo, Babícora y San Felipe, cuenca de Guaymas y cueva Fort Stanton. Área de expansión del Monzón Mexicano durante los periodos del UMG (a), 16-14 ka cal AP (b) y 13-11 ka cal AP (c).	84

Índice de tablas y Lámina

Tabla 1	Estudios paleoclimáticos previos en el norte de México, presentados por orden cronológico. Para ubicación, ver Figura 2.1	14
Tabla 2	Edades ¹⁴ C AMS y su calibración en años calendario para el perfil S2.	34
Tabla 3	Edades ¹⁴ C AMS y su calibración en años calendario para el perfil S3.	34
Tabla 4	Concentración de los óxidos de elementos mayores de 8 diferentes muestras de roca recolectadas en los alrededores de la cuenca (ver Figura 4.2 para las ubicaciones).	41
Tabla 5	Concentración de los elementos traza en diferentes muestras de roca recolectadas en los alrededores de la cuenca (ver Figura 4.2 para las ubicaciones).	45
Tabla 6	Concentraciones máxima y mínima, promedio y desviación estándar de los elementos mayores en el perfil S2.	46
Tabla 7	Concentraciones máximas y mínimas, promedio y desviación estándar de los elementos mayores, a mayor resolución del perfil S2.	51
Tabla 8	Concentraciones máximas y mínimas, promedio y desviación estándar de los elementos mayores, a mayor resolución del perfil S3.	52
Tabla 9	Concentraciones máxima y mínima, promedio y desviación estándar de los elementos trazas, a menor resolución en el perfil S2.	54
Tabla 10	Concentraciones máximas y mínimas, promedio y desviación estándar de los elementos traza, a mayor resolución en el perfil S2.	56
Tabla 11	Concentraciones máximas y mínimas con sus respectivas profundidades de los elementos traza, a mayor resolución, en el perfil S3.	58
Tabla Anexo B	Estudios de ostrácodos en México destacados pero no publicados presentados por orden cronológico.	103

Lámina I

- a) *Cypridopsis vidua* (Müller, 1776) Brady, 1868.
Vista lateral externa, valva izquierda, 220X, JSM-5600.
- b) *Eucandona patzcuaro* Tressler, 1954.
Vista lateral externa, valva derecha, macho, 95X, JSM-5600.
- c) *Limnocythere bradburyi* Forester, 1985.
Vista lateral externa, valva derecha, macho, 140X, JSM-5600.
- d) *Limnocythere ceriotuberosa* Delorme, 1967.
Vista lateral externa, valva izquierda, hembra, 160X, JSM-5600.
- e) Especie no identificada. Larva de Candonidae.
Vista lateral externa, valva derecha, 200X, JSM-5600.

Resumen

El paleolago de Santiaguillo (Estado de Durango, 24°30' y 25°00' latitud Norte y los 104°40' y 105°00' longitud Oeste) se localiza en la parte central del Desierto de Chihuahua (México). La cuenca lacustre cubre un área aproximada de 1,964 km² y se encuentra rodeada por montañas de casi 2,700 msnm. Esta cuenca se formó por procesos tectónicos y el basamento está compuesto por rocas félsicas de edad Terciaria. Se obtuvieron cuatro registros sedimentarios de la parte central y occidental de la cuenca para la reconstrucción hidrológica y climática durante el Pleistoceno y Holoceno. En este trabajo se presenta la paleoecología de ostrácodos y geoquímica de sedimentos de los perfiles sedimentarios S2 y S3 (300 cm y 200 cm de largo) obtenidos del margen occidental de la cuenca. El modelo de edad se construyó con base en 8 edades de radiocarbono AMS y el perfil de mayor longitud representa los últimos 27 ka cal AP. El contenido faunístico de ostrácodos consiste en 4 especies diferentes: *Limnocythere bradburyi*, *Eucandona patzcuaro*, *Cypridopsis vidua* y *Limnocythere ceriotuberosa* (listadas de mayor a menor abundancia) y la abundancia total varía hasta 125 valvas/g. Las condiciones paleoclimáticas se reconstruyeron a partir de datos de Carbono Orgánico Total (COT), Carbono Inorgánico Total (CIT), relación Carbono/Nitrógeno (C/N), índice de alteración química (IAQ) y concentraciones de Ti, Ca, Si y Al. El Ca se utilizó como indicador de evaporación y salinidad. El Ti se utilizó como indicador de aporte pluvial a la cuenca. La relación Zr/Ti se utilizó como indicador de aporte de sedimentos por medio eólico. Los perfiles fueron divididos en tres zonas para la interpretación. La zona 1 abarca el periodo de 27-17 ka cal AP (300-191 cm) y se caracteriza por concentraciones de Ti (1377-2370 ppm) e IAQ mayores del promedio, indicando mayor grado de alteración química. Esto sugiere una mayor interacción entre el agua y el sedimento, menor evaporación y un lago relativamente con mayor nivel durante el último máximo glacial (UMG) (ca. 24-21 ka cal AP). Durante este intervalo de mayor nivel lacustre, la materia orgánica depositada fue autóctona (de origen lacustre) y la presencia de las cuatro especies de ostrácodos encontradas sugiere condiciones diluidas (1000-4000 ppm). Los sedimentos del periodo de 17-3 ka cal AP (191-39 cm) (Zona 2) se caracterizan por interacción agua-sedimento menor que el promedio, mayor precipitación de carbonatos y depositación de materia orgánica alóctona (origen terrestre). Durante este intervalo de menor nivel lacustre, la presencia de las especies *L. bradburyi* y *E. patzcuaro* sugiere un aumento en la salinidad de la columna de agua (4000-5000 ppm). Finalmente, la Zona 3 abarca los últimos 3 ka cal (39-0 cm) y se caracteriza por ausencia de ostrácodos, mayor interacción entre agua y sedimento y disminución de precipitación de carbonatos. La materia orgánica que predomina en general es de origen terrestre y lacustre durante ca. 1 ka cal AP. Comparando con otros registros regionales, la precipitación de verano que se recibe en Santiaguillo ha sido influenciada por la temperatura superficial del Golfo de California. Durante el UMG el Monzón Mexicano tenía influencia en las zonas de menor latitud a los 25° N. Durante el periodo de 16-14 ka cal AP el Monzón Mexicano cambió su trayectoria hacia zonas de mayor latitud (29° N) como Babicora. Finalmente durante el periodo de 13-11 ka cal AP, el área de alcance del Monzón Mexicano se expandió hacia zonas entre los 29° y 31° latitud N. Este proceso de expansión geográfica del Monzón Mexicano está relacionado al incremento de la temperatura superficial de la parte este del Pacífico subtropical.

Abstract

The paleolake Santiaguillo (Durango State, 24°30' and 25°00' North latitude, 104°40' and 105°00' West longitude) is located in the central part of the Chihuahuan Desert (Mexico). The lacustrine basin covers an area of approximately 1,964 km² and is surrounded by mountains up to ca. 2,700 masl. This basin was formed by tectonic processes and the basement is formed by volcanic felsic rocks of Tertiary age. Four sediment cores were obtained from central and western part of the basin to reconstruct hydrologic and climate variability during the late Pleistocene and Holocene. In this work, it is presented paleo-ecology of ostracods and sedimentary geochemistry from S2 and S3 sediment cores (300 cm and 200 cm long) collected from the western basin margin. The age model was constructed from 8 AMS radiocarbon dates and the longest profile represents the last 27 cal ka BP. The ostracode faunal content consists of 4 different species: *Limnocythere bradburyi*, *Eucandona patzcuaro*, *Cypridopsis vidua* and *Limnocythere ceriotuberosa* (listed from highest to lowest abundance) and total abundance varies to 125 valves/g. Paleo-environmental conditions were reconstructed from the Total Organic Carbon (TOC), Total Inorganic Carbon (TIC), Carbon/Nitrogen ratios (C/N), Chemical Index of Alteration (CIA) and concentrations of Ti, Ca, Si and Al. The profiles were divided into three zones for interpretation. Ca was used as indicator of salinity and evaporation. Ti was used as indicator of runoff input to the basin. The Zr/Ti ratio was used as indicator of sediment by aeolian transportation. The profiles were divided into three zones for interpretation. Zone 1 covers ca. 27-17 cal ka BP (300-191 cm) and is characterized by more than average Ti concentrations (1377-2370 ppm) and above average CIA values. This suggests greater interaction between water and sediment, lower evaporation and relatively higher lake level during the last glacial maximum (LGM) (ca. 24-21 cal ka BP). During this interval of higher lakestand, the deposited organic matter was autochthonous (lacustrine origin) and the four ostracods species found suggest presence of a dilute water column (1000-4000 ppm). Sediments of the last 17 cal ka BP (191-39 cm) (Zone 2) are characterized by below average water-sediment interaction, higher carbonate precipitation and deposition of allochthonous organic matter (terrestrial origin). During the shallow lake conditions, *L. bradburyi* y *E. patzcuaro* suggests presence of a saline water column (4000-5000 ppm). Finally, Zone 3 covers the last 3 cal ka (39-0 cm) and is characterized by no presence of ostracods, higher interaction between water and sediment, and lower than the average carbonate precipitation. In general, predominant organic matter is terrestrial, but lacustrine during ca. 1 cal ka BP. Comparing with some regional records, summer precipitation received in Santiaguillo has been influenced by sea surface temperature of Gulf of California. During the LGM, Mexican Monsoon had influence in areas of lower latitude of 25° N. During the period 16-14 cal ka BP, the Mexican Monsoon changed its trajectory towards areas of higher latitude (29° N) like Babícora. Finally, during the period 13-11 cal ka BP, the range of the Mexican Monsoon expanded into areas between 29° and 31° north latitude. This process of geographic expansion of Mexican Monsoon is related to the increase of sea surface temperature from the eastern part of the subtropical Pacific.

I. Introducción

I.1 Variabilidad climática durante la transición Pleistoceno-Holoceno

La inestabilidad climática es una característica recurrente del Pleistoceno tardío (230,000-10,000 años) tanto para periodos interglaciales como glaciales, con fluctuaciones climáticas mayores (variabilidad de escala milenaria), mientras que el Holoceno (últimos 10,000 años) es un periodo con relativamente mayor estabilidad (Dansgaard *et al.*, 1993).

Durante el último periodo glacial (115,000-11,000 años) se han detectado diferentes eventos de variabilidad climática en el registro geológico como el Último Máximo Glacial (UMG) y el Younger Dryas (YD), entre otros. El clima dominante de Norteamérica durante este periodo se vio afectado por la expansión del manto Laurentino y la disminución de insolación. El frente polar, las corrientes de chorro del oeste y las celdas de alta presión se expandieron hacia bajas latitudes e influyeron de manera importante en la distribución de los vientos que traían consigo humedad al norte de México (Zic *et al.*, 2002; Benson *et al.*, 2003; Cheshire, 2005).

El UMG se define como al periodo en el que los glaciares y mantos de hielo alcanzaron su máxima extensión en el planeta. Fechado a los 21.5 ka cal AP, se cree que pudo haber ocurrido entre los 23-19 ka cal AP (Clark y Mix, 2002). ahora se cree que el estudio de este periodo es de gran importancia debido a todas las implicaciones que este fenómeno conlleva. La forma de las costas y cuencas oceánicas era diferente debido a que gran cantidad de agua se encontraba formando las capas de hielo, el nivel del mar se encontraba por debajo de los 120-130 m. El océano se volvió más salino e isotópicamente ($\delta^{18}\text{O}$) más pesado y la circulación atmosférica se encontraba modificada por las grandes capas de hielo.

El YD es conocido como el mejor ejemplo de evento climático abrupto registrado en tierra. Fue un evento frío que ocurrió entre 11.6-12.8 ka cal AP (Gornitz, 2009). La disminución en la producción de las aguas profundas del Atlántico Norte es la hipótesis principal que se tiene como respuesta al enfriamiento del Hemisferio Norte durante este

periodo (Broecker *et al.*, 1985). La introducción de aguas frías provenientes del derretimiento de las capas de hielo, a través del Lago Agassiz, al Atlántico Norte pudo haber desacelerado la circulación termohalina. Estudios recientes sugieren que los tipos de señales del YD en registros marinos, terrestres y de núcleos de hielo, pudieran implicar una compleja oscilación climática recurrente que se intensificó durante el periodo del YD (Bond and Lotti, 1995). El entendimiento de cómo estos mecanismos pudieron haber causado una señal tan intensa como la del YD es sin duda uno de los retos para la comunidad científica.

Al finalizar el Pleistoceno, comenzó una época con condiciones climáticas predominantemente cálidas. A este periodo que comprende los últimos 10,000 años se le conoce como Holoceno, cuyas variaciones se registran en periodos cortos a escala de cientos de años.

I.2 Lagos como registros paleoclimáticos

Los lagos representan registros paleoambientales de gran importancia ya, que en ellos se registran las variaciones climáticas de su entorno, respondiendo de manera relativamente rápida a estas fluctuaciones (Roy *et al.*, 2006). Los sedimentos acumulados en lagos y en sus alrededores, recolectados por medio de núcleos y trincheras, pueden proporcionar información sobre el cambio climático. Los niveles de acumulación en lagos generalmente son altos, por esta razón, los sedimentos lacustres ofrecen un gran potencial de registros de alta resolución del clima pasado, cuando son fechados adecuadamente. Los sedimentos lacustres están constituidos por dos componentes básicos: material alóctono, originado en las afueras de la cuenca del lago y material autóctono, producido dentro del mismo lago (Bradley, 1999).

El material alóctono es transportado a los lagos por ríos y corrientes, flujo por vía terrestre, (en algunas ocasiones) drenaje superficial y actividad eólica, de tal manera que dicho material puede estar constituido por una gran variación de sedimentos clásticos fluviales o eólicos, sales disueltas, microfósiles terrestres y polen. El material autóctono es de origen biogénico (diatomeas, ostrácodos y polen) o el que resulta de la precipitación inorgánica (evaporitas) dentro de la columna de agua. Ambos materiales, alóctono y autóctono, son criterios útiles en la reconstrucción paleoclimática (Bradley, 1999).

Todo conocimiento extraído de los sedimentos lacustres resulta clave en estudios de paleoclimatología. La reconstrucción se base en estudios más detallados y fidedignos de fluctuaciones climáticas pasadas que incrementa la posibilidad de identificar las causas y mecanismos de la variación climática. Así, los datos paleoclimáticos proveen las bases para examinar hipótesis sobre las causas del cambio climático (Bradley y Eddy, 1991).

Las cuencas áridas son más sensibles a los cambios de precipitación y/o temperatura que las cuencas húmedas (Carpenter *et al.*, 1992), lo que las hace especialmente adecuadas para registrar los cambios climáticos regionales e incluso a escala global.

Los cambios pueden quedar registrados en los sedimentos depositados, conservando potencialmente una evidencia de las fluctuaciones a lo largo del tiempo. Para poder conocer y entender esta información, se utilizan indicadores (también llamados “proxies” o fuentes indirectas) que permiten interpretar las fases (áridas y húmedas) pasadas en las condiciones del sistema lacustre (Wetzel, 1981) y su cuenca de captación, incluyendo eventos climáticos, volcánicos (hidrotermalismo, aporte de materiales piroclásticos, Kurenkov, 1966) y tectónicos (fallamientos, subsidencia, etc.) (Israde y Garduño, 1999). Entre los indicadores que se han empleado están los análisis mineralógicos, los constituyentes químicos orgánicos e inorgánicos y los restos de organismos preservados en los sedimentos.

Los datos geoquímicos y mineralógicos ayudan en la interpretación de los ambientes antiguos, al aportar información de las fases de erosión, de evaporación y el estado trófico de un lago (Roy *et al.*, 2012). Este tipo de datos son de gran utilidad en la reconstrucción de las condiciones pasadas y de los cambios ocurridos dentro de los ecosistemas lacustres, así como de la historia de la cuenca de drenaje correspondiente. El fondo de los lagos es el sitio de depositación final de la materia orgánica y mineral que es transportada hacia el lago a partir de la cuenca de drenaje, así como de la materia que se forma *in situ* dentro del cuerpo de agua.

Los sedimentos acumulados en el fondo de los lagos presentan restos de organismos o partes de los mismos, que vivieron en algún momento en él, o que fueron arrastrados a la cuenca, y que poseen estructuras resistentes a la descomposición orgánica y a la disolución en el propio medio.

La información que pueden aportar los microfósiles (polen, esporas, diatomeas, ostrácodos, etc.) y otros indicadores ecológicos (inclusiones piritosas, pigmentos, etc.) es considerable (Gall, 1983; Gray, 1988; Grimm *et al.*, 1998; entre otros).

En este trabajo se hace la reconstrucción paleoclimática y paleohidrológica del paleolago de Santiaguillo durante los últimos 27 ka cal con base en diferentes proxys de evaporación, salinidad, aporte pluvial, actividad eólica, productividad y ecología de ostrácodos.

I.3 Geoquímica de sedimentos

El estudio geoquímico de los sedimentos y rocas sedimentarias, ha sido una herramienta de gran utilidad para entender la evolución de la Tierra a lo largo del tiempo (Nesbitt y Young, 1982; Taylor y McLennan, 1985; Kronberg *et al.*, 1986; Visser y Young, 1990).

El proceso de sedimentación implica la interacción de la atmósfera e hidrósfera en la corteza terrestre. Diferentes aspectos de la sedimentación están relacionados con la meteorización, erosión, depositación y diagénesis, pero ninguno de estos procesos trabaja aisladamente. Los constituyentes originales de la corteza, las rocas ígneas, son los más inestables en condiciones atmosféricas. Las rocas ígneas han sido formadas a altas temperaturas y presiones, por ello no permanecen estables a las muy diferentes condiciones en la superficie terrestre. Entre los minerales comunes de las rocas ígneas, solo el cuarzo es resistente a los procesos de intemperismo. Todos los demás minerales (p.e. feldespatos, olivinos, anfíboles, piroxenos, etc.) son susceptibles a la alteración por acción del oxígeno, ácido carbónico y agua, a los cuales están expuestos constantemente. Los nuevos minerales o minerales secundarias son los alúmino-silicatos (p.e. arcillas), los óxidos e hidróxidos son los productos de alteración y son estables en las condiciones de la superficie de la tierra. Los minerales constituyentes de las rocas primarias (p.e. roca ígnea) y las neo-formaciones son transportados por medio del viento, agua o hielo y depositados en las cuencas sedimentarias (p.e. lago, mar, océano, etc.) (Das, 2008).

Un aspecto principal de la geoquímica sedimentaria es la descomposición química de algunos minerales y la formación de otros. Los silicatos son los más abundantes, ya que constituyen más del 90% de la corteza terrestre (incluye el cuarzo y feldespatos). En la

superficie de un cristal existen valencias insatisfechas, que son las que reaccionan con las moléculas del agua. La hidratación e hidrólisis se efectúa, en donde las bases fuertes; es decir, potasio, calcio y magnesio son removidas y los aniones de oxígeno de la estructura del mineral, son parcialmente remplazados por iones de hidroxilo. El Al y Si atraen fuertemente iones de OH. El Al y Ti agrupan seis OH a su alrededor, para satisfacer su preferencia de seis enlaces de coordinación. Por otro lado, el Si permanece con cuatro enlaces de coordinación. Cuando estos elementos se liberan por primera vez, lo hacen en solución iónica, pero los iones tienden a agregarse y formar grupos de tamaño coloidal. Cuando éstos se forman son probablemente amorfos, pero posteriormente se organizan en estructuras cristalinas definidas como los del grupo de las arcillas. Algunos minerales silicatados pueden no ser sometidos a la descomposición de su estructura durante la meteorización, por ejemplo, la biotita y moscovita las cuales pueden transformarse directamente en minerales arcillosos por sustitución iónica, por lo cual, fragmentos de la estructura laminar pueden incorporarse directamente en nuevos minerales. Es por ello que la estabilidad relativa de los iones de diferentes elementos en agua es importante. Los más estables son los iones metálicos alcalinos, seguidos por las tierras alcalinas y estos son transportados en solución. Por otra parte, el Si, Al, Ti y Fe son generalmente redepositados rápidamente como componentes insolubles formando óxidos e hidróxidos (Das, 2008; Mason y Moore, 1982).

Los productos resultantes del intemperismo y la erosión de la cuenca son transportados y depositados en los sedimentos lacustres. Estos componentes se pueden estudiar mediante las concentraciones químicas que los conforman. Las concentraciones multielementales permiten crear indicadores de ciertas condiciones ambientales. Algunos ejemplos son: el Índice de Alteración Química (IAQ) que indica el grado de interacción entre el sedimento y agua en la zona de drenaje (Fedo *et al.*, 1995). Las variaciones en las concentraciones de titanio (Ti), Aluminio (Al) y Hierro (Fe) son proxys para estimar la erosión de las rocas en la zona de drenaje, durante el flujo de agua a la cuenca (Roy *et al.*, 2013a; Sosa-Nájera *et al.*, 2010). Así mismo, los índices Zr/Al_2O_3 y SiO_2/Al_2O_3 pueden aportar información sobre variación en el aporte eólico a la cuenca (Roy *et al.*, 2006). El Carbono Inorgánico Total (CIT) indica la salinidad del cuerpo de agua y/o abundancia de ostrácodos y el contenido de Carbono Orgánico Total (COT) es un proxy de la variación en la productividad en la cuenca (Meyers y Teranes, 2001; Chávez-Lara *et al.*, 2012).

I.3.1 Indicadores Geoquímicos

Las condiciones paleohidrológicas y paleoclimáticas de la cuenca de Santiaguillo se inferirán con base en los siguientes proxys:

- Ti = Aporte pluvial.

El Ti es uno de los elementos más inmóviles durante los procesos de intemperismo y es utilizado como indicador de aporte clástico a la cuenca sedimentaria (Roy *et al.*, 2013a). La variación en la concentración de Ti puede estar relacionada a un cambio de procedencia (félsica/máfica) y/o transporte de depositación (eólico y pluvial).

- Correlación entre CIT y Ca = Proxy de salinidad

El Ca está asociado a los carbonatos que precipitan en condiciones de alta salinidad, por ello se utiliza como proxy de salinidad y evaporación (Roy *et al.*, 2013a).

- COT = Productividad

La depositación de material orgánico o biogénico dentro de una secuencia sedimentaria lacustre depende del tipo de cubierta vegetal de los alrededores, la productividad orgánica del lago y las características fisicoquímicas del agua. De esta forma, la preservación de materia orgánica indica condiciones de oxigenación del cuerpo de agua, energía del medio de transporte, productividad, densidad de la cubierta vegetal, estacionalidad, etc. (Katz, 1990; Beuning *et al.*, 1997).

- C/N = Fuente de materia orgánica

La materia orgánica presente puede tener un origen tanto lacustre como terrestre. La concentración del nitrógeno en relación con el contenido de carbono orgánica puede proporcionar información acerca del origen lacustre o terrestre de la materia orgánica. Las plantas vasculares terrestres son ricas en celulosa y pobres en proteína (bajas en N , relación $C/N > 10$). La materia orgánica proveniente del fitoplancton es rica en proteína, por lo tanto tiene altas concentraciones de N (relación $C/N < 10$) (Meyers e Ishiwatari, 1993; Last y Smol, 2001).

- Zr/Ti = Aporte eólico

El Zr/Ti refleja la entrada de minerales que contienen Zr en comparación con los minerales que contienen Ti, estos minerales con contenido de Zr son transportados principalmente por la actividad eólica (Roy *et al.*, 2013a).

I.4 Ostrácodos de aguas continentales

Los ostrácodos son microcrustáceos bivalvos que habitan en todos los ecosistemas acuáticos del planeta. Poseen una de las mayores diversidades específicas dentro del grupo de los crustáceos (Danielopol *et al.*, 1994). Actualmente se estima que a nivel mundial existen descritas cerca de 6,000 especies marinas y 2,000 especies dulceacuícolas (Martens *et al.*, 2008; Karanovic, 2012), aunque su número real podría alcanzar entre 10 000 a 15 000 especies vivas (Meisch, 2000) y 33 000 especies vivas y fósiles (Cohen *et al.*, 1998) entre ambas faunas.

Los ostrácodos son también considerados como uno de los taxa más antiguos en nuestro planeta y existe un gran registro fósil documentado desde el Ordovícico (ca. 500 ma) hasta la actualidad (Karanovic, 2012). Debido a su amplio rango estratigráfico, la mineralización de sus valvas y su tamaño, las valvas de los ostrácodos son frecuentemente encontradas bien preservadas dentro de sedimentos antiguos y modernos de sistemas epicontinentales y aportan información sobre condiciones paleoecológicas y paleolimnológicas (Holmes *et al.*, 2002).

El análisis de estos organismos en los sedimentos ha sido utilizado como herramienta en estudios paleolimnológicos y es importante en la evaluación de las condiciones fisicoquímicas de los lagos durante el Cuaternario. Estos estudios, se encuentran fundamentados en los conocimientos sobre requerimientos ecológicos de las especies y la composición de las comunidades (a partir de ostrácodos contemporáneos), así como su relación con el registro estratigráfico (Carbonel *et al.*, 1988; Danielopol *et al.*, 1986; Delorme, 1990; Holmes, 1992; Kulköylüoglu y Vinyard, 2000).

Un aspecto muy importante y que les confiere la propiedad de ser útiles como indicadores ambientales, es que el carbonato de calcio se forma en equilibrio con el agua donde habitan, por lo tanto, están íntimamente ligados con las características fisicoquímicas del ambiente (Delorme, 1969, 1990; Forester, 1987; Holmes, 1992; Palacios-Fest *et al.*, 1994).

Durante su evolución, los ostrácodos se han podido adaptar a todo tipo de ambientes acuáticos: cuencas oceánicas, estuarios, pantanos, ríos, lagos, aguas encharcadas, manantiales sulfurosos, etc. Son organismos bentónicos, nectobentónicos o plantónicos, y la mayoría son herbívoros y/o detritívoros, con unas pocas especies carnívoras (Bronshstein, 1988; Delorme, 1990; Horne *et al.*, 2002).

La Clase Ostracoda incluye todos los representantes de los crustáceos inferiores (Entomostraca) cuyo cuerpo se encuentra dentro de un caparazón bivalvo (Figura 1.1) comprimido lateralmente e impregnado de carbonato de calcio (calcita con bajo contenido en Mg) (Holmes, 1992; Horne *et al.*, 2002). El tamaño es generalmente pequeño, 0.2 a 7.3 mm en los ostrácodos de agua dulce (hasta 30 mm alcanzan algunos marinos). En Norteamérica el intervalo de tamaño máximo va de 0.4 a 5.0 mm, variando comúnmente entre 0.6 y 2.0 mm (Bronshstein, 1988; Delorme, 1990; Holmes, 1992; Horne *et al.*, 2002; Moore, 1961).

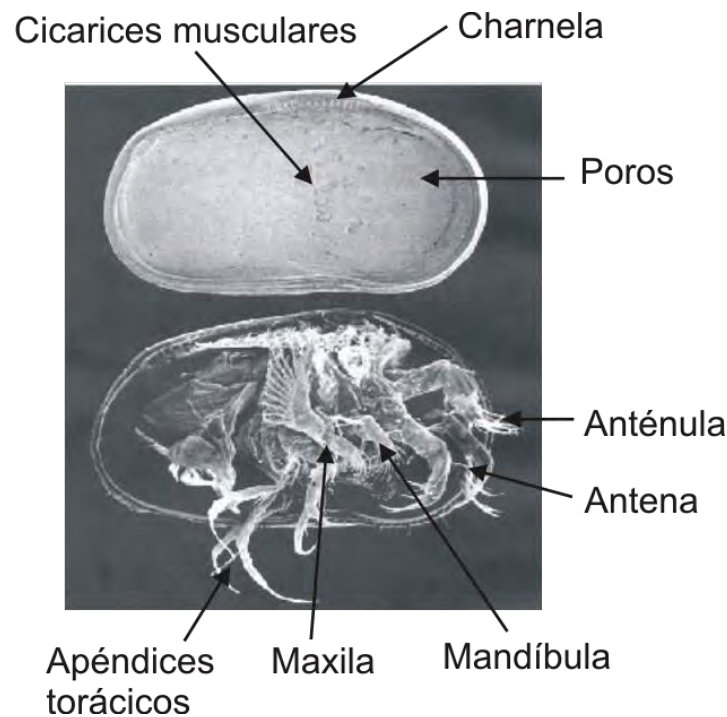


Figura 1.1: Morfología básica de un ostrácodo en donde se muestran las partes blandas y caparazón (modificado de De Deckker y Forester, 1988)

Las valvas secretadas por la epidermis, son ligeramente asimétricas y se unen por una charnela o bisagra dorsal. En las valvas quedan marcadas las impresiones de los músculos abductores (cicatrices musculares), cuyo número y arreglo son importantes para la

diferenciación entre familias y géneros. El cuerpo se divide en región cefálica y torácica, el que termina generalmente en una furca. Presenta siete pares de apéndices (rara vez hasta ocho). El cuerpo y los apéndices están cubiertos por quitina (Barnes, 1989; Bronshtein, 1988; Holmes, 1992; Horne *et al.*, 2002; Meisch, 2000) (Figura 1.1). La Clasificación taxonómica (hasta familia) actual de los ostrácodos se presenta en el **Anexo A**.

La identificación a nivel específico, se basa generalmente en las características del caparazón (tamaño, ornamentación, cicatrices musculares y morfología de la charnela). La observación de los apéndices en los ostrácodos actuales es útil como criterio taxonómico (Holmes, 1992). Sin embargo, diversos factores complican la identificación (Delorme, 1990); entre los que se encuentran:

1. La mayoría de las especies presentan dimorfismo sexual.
2. Algunas especies carecen de machos (partenogénéticas).
3. En algunas especies, la valva izquierda es diferente a la derecha.
4. No es posible identificar los estadios juveniles a nivel de especie, los cuales pueden o no presentar dimorfismo sexual.
5. No es posible examinar apéndices en los ostrácodos fósiles y subfósiles.

I.4.1 Ecología

Los ostrácodos de aguas continentales han sido menos estudiados que los marinos, debido a la dificultad para identificar las especies y porque presentan un caparazón más delgado que puede ser destruido por efectos mecánicos y/o químicos (Delorme, 1990; Lowe y Walker, 1997).

Son muy diversos los factores que controlan la presencia, abundancia, distribución, diversidad y, en algunos casos, el tamaño y/o la morfología de los ostrácodos (Curry, 1999; De Deckker y Forester, 1988; Delorme, 1969, 1982, 1990; Forester, 1983, 1986; Forester y Brouwers, 1985; Holmes, 1992; Löffler, 1986, 1997; Lowe y Walker, 1997; Neale, 1988; Palacios-Fest *et al.*, 1994; Peypouquet *et al.*, 1980, 1981, 1983), siendo algunos de ellos:

- 1) La disponibilidad de alimento (diatomeas, desmidiáceas, detritos, algas filamentosas, protozoos, rotíferos y otros animales pequeños) y la predación a que se ven sometidos, principalmente por peces ramoneadores.

2) La textura del tipo de sustrato.

3) La energía mecánica asociada con el movimiento del agua al afectar la aereación, la turbidez y el suministro de alimento. La mayoría de los ostrácodos prefieren aguas tranquilas, aunque algunas especies, como las del género *Potamocypris* e *Ilyocypris*, se asocian con aguas corrientes o con una alta inversión de energía mecánica.

4) La temperatura y la composición química de las aguas. Estos factores pueden llegar a acoplarse estrechamente con variaciones en el clima regional y por ende, también lo hace la composición de la fauna de ostrácodos.

5) Existe una mejor preservación de las valvas cuando el contenido alcalino del medio es alto.

Los factores mencionados y el hecho de que la depositación y la preservación de los organismos dependen directamente de las condiciones ambientales del momento, hace del análisis de los ostrácodos, una herramienta generalmente útil en la interpretación de paleoambientes, con base en el conocimiento de los requerimientos ecológicos de cada especie. Lo anterior, va a depender de la combinación de los diferentes grupos como resultado de factores tectónicos, climáticos y limnológicos (Bradbury, 1988; Carbonel *et al.*, 1988; Holmes, 1992; Lister, 1988).

II. Antecedentes

II.1 Estudio de ostrácodos en México

Los trabajos taxonómicos sobre los ostrácodos de aguas continentales en México son escasos y la mayoría de ellos se desarrollaron a finales del siglo XIX y principios del siglo XX (**Anexo B**). Existen 18 especies que han sido descritas en México:

- 1) *Chlamydotheca azteca* (Saussure 1858)
- 2) *Chlamydotheca mexicana* (Sharpe 1903)
- 3) *Cypridopsis niagranensis* (Furtos 1936)
- 4) *Cyprinotus inconstans* (Furtos 1936)
- 5) *Cyprideis mexicana* (Sandberg 1964)
- 6) *Cypridopsis rhomboidea* (Furtos 1936)
- 7) *Cyprinotus unispinifera* (Furtos 1936)
- 8) *Cytheridella americana* (Furtos 1936)
- 9) *Diaphanocypris meridana* (Furtos 1936)
- 10) *Eucandona patzcuaro* (Tressler 1954)
- 11) *Eucypris cisternina* (Furtos 1936)
- 12) *Heterocypris putei* (Furtos 1936)
- 13) *Keysercypris xanabanica* (Furtos 1936)
- 14) *Limnocythere bradburyi* (Forester 1985)
- 15) *Neocypridopsis inaudita* (Furtos 1936)
- 16) *Neocypridopsis mexicana* (Furtos 1938)
- 17) *Neocypridopsis yucateensis* (Furtos 1936)
- 18) *Strandesia intrepida* (Furtos 1936)

De acuerdo con Tressler (1947), la diversidad específica del país es de 33 especies, quien las reporta en su recuento de las especies norteamericanas. Posteriormente Rodríguez-Flores (2011) lista 71 especies (excluyendo *Entocytheridae*), con base en los trabajos previos realizados en el país. Únicamente, 14 de estas especies han sido identificadas a nivel de género y otras actualmente son consideradas como sinónimos o con incertidumbre taxonómica (p. ej. *Eucypris serrato-marginata* (Furtos 1936), *Cypridopsis viduella* (Sars 1896)).

Otro tipo de estudios que se han realizado con los ostrácodos son paleoambientales. En el norte de México existen dos registros: Palacios-Fest *et al.* (2002) y Chávez-Lara *et al.* (2012). Ellos realizan la reconstrucción paleoclimática del paleolago Babícora en Chihuahua con base en siete y cinco especies de ostrácodos respectivamente, entre las que mencionan: *Candona patzcuaro*, *C. caudata*, *Cypridopsis vidua*, *Limnocythere bradburyi*, *L. platyforma*, *L. sappansensis* y

L. ceriotuberosa; determinando las condiciones de temperatura y salinidad durante la transición Pleistoceno-Holoceno.

II.2 Estudios paleoclimáticos regionales

Los estudios paleoambientales que se han realizado en la zona de los grandes desiertos de Mojave, Chihuahua y Sonora para determinar las condiciones climáticas durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno, provienen principalmente de estudios de vegetación en paleomadrigueras de roedores (Van Devender, 1977; Van Devender y Burgess, 1985; Spaulding, 1991; McAuliffe y Van Devender, 1998; Holmgren, 2003), estudios isotópicos en espeleotemas (Asmerom *et al.*, 2007 y Asmerom *et al.*, 2010), susceptibilidad magnética, diatomeas, polen, ostrácodos, concentración multielemental y contenido de materia orgánica e inorgánica en sedimentos lacustres (Metcalf *et al.*, 1997; Ortega Ramírez *et al.*, 1998; Ortega Guerrero *et al.*, 1999; Lozano García *et al.*, 2002; Chávez-Lara *et al.*, 2012; Roy *et al.*, 2010, 2012a, 2012b, 2013a, 2013b).

Los cambios en la insolación y en el volumen del manto de hielo Laurentino influyeron en la circulación atmosférica general durante el periodo de transición del Pleistoceno-Holoceno (Ortega Ramírez *et al.*, 1998). El crecimiento de este glaciar continental, que cubría la parte norte de Norteamérica y que alcanzó su mayor extensión durante el Último Máximo Glacial, definido a nivel planetario como de 26.5 a 20-19 ka cal AP de acuerdo con Clark *et al.*, (2009) provocó un desplazamiento hacia el sur de la corriente polar jet stream y de la trayectoria de las tormentas de invierno, causando altos niveles lacustres e incremento de zonas boscosas en esta región del planeta.

Durante el último periodo glacial, las regiones de los desiertos de Mojave, Sonora y Chihuahua se encontraban ocupadas por zonas boscosas que contenían pino piñonero, junípero y chaparral (McAuliffe y Van Devender, 1998). Harrison y Metcalfe (1985) reportan altos niveles lacustres de los lagos situados en la región occidental de Norteamérica (entre los *ca.* 23.5°- 50°N) durante el Último Máximo Glacial (UMG) y el glacial tardío, así como también condiciones relativamente secas (aunque más húmedas que en la actualidad) durante el Holoceno temprano (13-10 ka cal AP). Por otra parte, Roy *et al.* (2012b) hacen un análisis multi-proxy de carácter geoquímico del paleolago Babícora (29°N) en el que reportan que el área no presenta influencia significativa de la precipitación de invierno durante los últimos 80 ka cal, así como condiciones secas durante el UMG (24-21 ka cal AP).

Existe la teoría de que un cambio en la circulación general atmosférica, relacionado con el derretimiento de las capas de hielo continentales, ocasionó un desplazamiento hacia el norte de las trayectorias de las tormentas de invierno a finales del Pleistoceno tardío. Esto dio como resultado una disminución en la precipitación de invierno en los desiertos de Sonora, Chihuahua y Mojave (Van Devender, 1977; COHMAP, 1988). Roy *et al.* (2010) reportan condiciones de poca precipitación de verano en el área del paleolago San Felipe (31 °N, parte occidental del desierto de Sonora) durante el periodo de 48-14 ka cal AP.

Posteriormente, durante el Holoceno temprano existieron condiciones húmedas (más que las actuales), cuya causa parece haber sido diferente a la que originó el periodo húmedo del Pleistoceno tardío (Thompson y Anderson, 1997). Kirby *et al.* (2006) sugieren que el periodo húmedo del Holoceno temprano está relacionado con un periodo de máxima insolación de verano en el hemisferio norte. El incremento en la insolación fortaleció el contraste térmico entre la tierra y el océano, produciéndose con ello fuertes monzones de verano (COHAMP, 1988).

Las condiciones climáticas en el suroeste de los Estados Unidos estuvieron caracterizadas por un régimen de lluvias principalmente en invierno durante el UMG y en verano durante el Holoceno (Ortega-Ramírez, 1995).

Con base en registros de paleomadrigueros de roedores en el desierto de Sonora, Van Devender (1998) propone para el Holoceno medio (10-4.4 ka cal AP) condiciones muy húmedas, principalmente en verano, debido a un incremento en la temperatura que llevó a una intensificación del monzón. Así mismo, Spaulding (1991) utilizando los mismos proxies para el desierto de Mojave, reporta condiciones más áridas que las actuales en el intervalo de ca. 8.5-5.7 ka cal AP. En diversas secciones estratigráficas que datan de este periodo en el suroeste de E.U.A., se ha reportado la presencia de hiatos, lo que sugiere aridez (Haynes, 1968; Holliday, 1989), mientras que en la parte noroeste de México, diversos autores reportan condiciones de mayor precipitación de verano durante el periodo de 12-3 ka cal AP, con la existencia de dos eventos secos durante los periodos de 12-11 ka cal AP y 7-6 ka cal AP (Ortega-Guerrero *et al.*, 1999; Roy *et al.*, 2010; Roy *et al.*, 2012).

Mientras tanto, en la zona sur del desierto de Chihuahua (ca. 22.5 °N), Roy *et al.* (2013a) reportan que la variación en la precipitación de verano se debe principalmente a los cambios de radiación solar, variación latitudinal de la posición de la Zona Intertropical de Convergencia (ZITC) y actividad del Niño Oscilación del Sur (ENOS), encontrando mayor precipitación de verano cuando la ZITC se encontraba desplazada hacia el norte y el fenómeno ENOS era muy débil (ca. 8.4-5 ka cal AP) y menor precipitación de verano en condiciones contrarias (últimos 5 ka cal AP).

Finalmente, diversos autores (Holmgren, 2003; Van Devender, 1977; Metcalfe *et al.*, 2000; entre otros) sugieren que las condiciones actuales de clima y vegetación se establecieron entre los 4 y 3 ka ¹⁴C AP (4.4 y 3.3 ka cal AP).

En la Tabla 1 se presentan por orden cronológico de publicación, las investigaciones paleoclimáticas principales que se han realizado en la zona norte del país. En la Figura 2.1 se presenta la ubicación de las localidades de dichos estudios.

Tabla 1: Estudios paleoclimáticos previos en el norte de México, presentados por orden cronológico. Para ubicación, ver Figura 2.1

Localidad	Ubicación	Proxy	Periodo (ka ca AP)	Observaciones	Referencia
Cuatro Ciénegas	Coahuila	Polen	30-0	No registra cambios en los ambientes terrestres y acuáticos de la región. Reporta condiciones de lago somero durante el Pleistoceno. El clima regional fue de húmedo (frío) a seco (cálido) durante el Pleistoceno y las condiciones actuales se establecieron en el Holoceno.	Meyer (1973)
Babícora	Chihuahua	Magnetismo	16-0	Los minerales magnéticos en los sedimentos de Babícora son de origen alogénico. Durante la transición Pleistoceno-Holoceno, reportan condiciones húmedas, mientras que para el Holoceno medio las condiciones son áridas, alcanzando su máximo ca. 6 ka cal AP, exponiendo la parte occidental de la cuenca a procesos erosivos. Finalmente registran un periodo húmedo y uno seco ca. 3-2 ka cal AP.	Urrutia-Fucugauchi <i>et al.</i> (1997)
Babícora	Chihuahua	Geoquímica Magnetismo Sedimentología	16.3-2.8	Reconocen dos periodos de mayor humedad durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno temprano. El primero (durante el Pleistoceno tardío) está relacionado con la migración hacia el sur del jet stream. El segundo evento (11-10 ka) lo interpretan como resultado de la anomalía climática Younger Dryas (YD) caracterizada por el decremento de la temperatura y condiciones paleoclimáticas frías. Posteriormente registran un incremento gradual de sequía que alcanza su máximo alrededor de los 6 ka.	Ortega-Ramírez <i>et al.</i> (1998)
Purísima-Iray Magdalena	Baja California Sur	Sedimentología	14-0	Durante el Holoceno la dirección principal del viento fue NW-SE y en menor proporción W-E. Los vientos de mayor intensidad se registraron durante el Holoceno temprano debido al término del último glacial, posteriormente se registraron condiciones cálidas y secas.	Murillo de Nava <i>et al.</i> (1999)
San Felipe	Baja California	Magnetismo	70-0	Se infieren condiciones secas durante el periodo de 70-45 ka AP, posteriormente se registra alto aporte pluvial y alta tasa de evaporación. Durante el periodo de 34-19 ka AP las condiciones establecidas son húmedas y a partir de los 12 ka AP el incremento del aporte pluvial es considerable. Condiciones secas se registran entre 7-6 ka AP y las condiciones actuales se establecen a partir de los 4 ka AP.	Ortega Guerrero <i>et al.</i> (1999)
San Felipe	Baja California	Polen	44-13	Después de un periodo seco, la humedad se incrementó durante 44-34 ka AP, posteriormente durante el periodo de 34-21 ka AP la presencia de taxa acuático sugiere condiciones de mayor humedad. Finalmente, la presencia de poco polen sugiere condiciones secas durante 21-14 ka AP.	Lozano-García <i>et al.</i> (2002)
Babícora	Chihuahua	Polen Diatomeas Magnetismo Geoquímica	65-0	Condiciones de un lago profundo y de agua dulce con bosques de pino y encino en los alrededores (65-57 ka AP) son precedidas por las de un lago más somero y salino durante el periodo de 57-38 ka AP. Posteriormente reportan de nuevo condiciones de un lago profundo durante el periodo de 38-29 ka AP. Durante el periodo de 29-9.5 ka AP reportan condiciones de un lago somero y turbio. El UMG lo detectan con condiciones inestables en la cuenca, posteriormente durante la transición Pleistoceno-Holoceno reportan condiciones húmedas y con pequeñas variaciones en la susceptibilidad magnética.	Metcalfe <i>et al.</i> (2002)

Tabla 1: Estudios paleoclimáticos previos en el norte de México, presentados por orden cronológico. Para ubicación, ver Figura 2.1

Babícora	Chihuahua	Ostrácodos	28.5-1.3	Registran condiciones frías y secas con presencia de un lago permanente durante el periodo previo al UMG. Posteriormente sugieren un incremento en la humedad, registrando las condiciones más frías y húmedas durante los 16-12 ka AP. A finales del Pleistoceno e inicios del Holoceno, reportan una reducción considerable del lago. Durante el Holoceno medio (ca. 8.9-4 ka AP) la humedad efectiva disminuyó considerablemente y la temperatura fluctuó. Finalmente, entre 4.3-1.3 ka AP se registra una marcada disminución en la temperatura y un incremento en la humedad efectiva	Palacios-Fest <i>et al.</i> (2002)
Laguna El Fresnal Laguna Santa María	Desierto de Chihuahua	Pelecípodos Geomorfología	9-0	Durante el Holoceno, las condiciones húmedas fueron las suficientes para mantener niveles lacustres altos en el área, registrando en el Holoceno temprano el de mayor extensión. Las condiciones húmedas son atribuidas al incremento en la precipitación, temperaturas frías y baja tasa de evaporación ligadas a la migración hacia el sur de las tormentas invernales y al fenómeno de ENOS.	Castiglia <i>et al.</i> (2006)
Talud de Baja California	Baja California	Geoquímica Magnetismo	120-0	Registran que la variación del aporte detrítico está relacionada a los ciclos de precesión, a mayor insolación, menor aporte detrítico y viceversa (ca. 23 °C), mientras que el aporte pluvial está relacionado a las variaciones de temperatura en zonas de altas latitudes (posiblemente por la influencia del casquete polar). Los Estadíos Isotópicos Marinos MIS 1 y MIS 5 registran bajo aporte detrítico y los MIS 2, MIS 3 y MIS 4 mayor aporte.	Blanchet <i>et al.</i> (2007)
Sierra Madre Occidental	NW de México	Polen	12.8	El evento (YD) es registrado con condiciones frías y secas (3-6 °C menos que la temperatura actual y ca. 250 mm menos en precipitación). Durante el Holoceno medio se registra una tendencia cálida (2 °C más que en la actualidad) y a partir de los 9.2 ka cal AP las condiciones similares a las de monzón se fortalecen. Para los últimos 4 ka las condiciones actuales se establecen y durante los últimos 3 ka registran variaciones similares a ENOS.	Ortega-Rosas <i>et al.</i> (2008)
San Felipe	Baja California	Geoquímica	44-0	Los autores reportan que el lago San Felipe recibió mayor aporte pluvial durante el Holoceno que en el Pleistoceno. Estas variaciones de humedad son resultado de la migración de los sistemas de tormentas invernales. Su posicionamiento a latitudes bajas implicó mayor humedad en la cuenca y viceversa. Así mismo, las fluctuaciones de humedad se debieron al fortalecimiento o debilitamiento del Monzón Norte Americano (MNA) ligado al nivel de radiación solar.	Roy <i>et al.</i> (2010)
San Felipe	Baja California	Geoquímica	50-3	Durante el periodo de 50-45 ka reportan condiciones secas, posteriormente la humedad aumentó para el periodo de 45-35 ka (0.009 cm/año), mientras que para el periodo de 35-12 ka registran una disminución de la misma (0.006 cm/año). La poca humedad recibida a la cuenca durante estos periodos la asocian a un régimen de lluvias en invierno. Finalmente, para los últimos 12 ka las lluvias de verano son las que predominan, distinguiendo dos periodos de sequía en 12-11 ka y 7-6 ka AP.	Roy <i>et al.</i> (2012)
Babícora	Chihuahua	Geoquímica	27-0	Durante el periodo del UMG registran condiciones frías con baja tasa de evaporación y precipitación. Durante los 24 ka cal AP se registra un aumento significativo en la precipitación de verano, el cual siguieren está ligado al evento	Roy <i>et al.</i> (2012a)

Tabla 1: Estudios paleoclimáticos previos en el norte de México, presentados por orden cronológico. Para ubicación, ver Figura 2.1

				H2, así mismo durante el periodo de 17-16 ka cal AP y 12 ka cal AP reportan condiciones similares. Para el periodo de transición del Pleistoceno-Holoceno, registran condiciones áridas alrededor de la cuenca. Posteriormente reportan un evento de mayor precipitación en 6 ka cal AP y un evento de sequía para los 3 ka cal AP. Finalmente, para los últimos 2 ka cal reportan un incremento en la productividad de materia orgánica.	
Babícora	Chihuahua	Geoquímica	80-0	Establecen que el área (29 °N) tiene una mínima influencia de los vientos del oeste durante el periodo del último glacial. Durante los periodos fríos, registran un mínimo aporte sedimentario con poca alteración química transportado por los vientos del oeste, mientras que en los periodos cálidos recibió un gran aporte pluvial como resultado del MNA. Durante el periodo de 58 ka cal AP registran el mayor aporte pluvial, siendo la vegetación de origen terrestre la mayor contribución de materia orgánica a la cuenca durante el periodo de 71-53 ka cal AP. Finalmente, durante los últimos 40 ka cal, el aporte pluvial con variaciones de mayor amplitud y la salinidad del lago reflejan un régimen inestable de lluvias de verano.	Roy <i>et al.</i> (2012b)
Babícora	Chihuahua	Ostrácodos	72-0	Durante el periodo de 72-49 ka cal AP establecen condiciones de un lago estable con baja salinidad y alto aporte pluvial. Posteriormente, un ligero aumento en la salinidad favoreció a la productividad de ostrácodos durante el periodo de 49-29 ka cal AP. Registran un aumento en la temperatura (>13 °C) del lago durante el periodo de 29-12 ka cal AP y finalmente para los últimos 12 ka cal AP registran condiciones secas y ausencia de ostrácodos.	Chávez-Lara <i>et al.</i> (2012)
Las Cruces	San Luis Potosí	Geoquímica	8.4-0	Durante el periodo de 8.4-5 ka cal AP registran condiciones de mayor precipitación de verano en el área de estudio (22.5 °N), debido a la posición más hacia el norte de la ZITC y ausencia de ENOS. Durante los últimos 5 ka cal AP registran menor precipitación de verano debido al desplazamiento hacia el sur de la ZITC e incremento de ENOS. Finalmente detectan un periodo de mayor precipitación de verano con actividad moderada o sin existencia de ENOS durante 2.2-2 ka cal AP, evento que se detecta sólo en registros continentales de la región y no en marinos.	Roy <i>et al.</i> (2013)
Santiaguillo	Durango	Geoquímica	14-0	Establecen un periodo de aumento en la precipitación de verano durante 12.5-9 ka cal AP, el cual está ligado a condiciones cálidas en el Golfo de California. Por otra parte, los intervalos áridos están caracterizados por actividad eólica durante >12.5 ka cal AP, 5.5-4-5 ka cal AP y los últimos mil años calibrados. Los autores sugieren que las áreas con mayor influencia de la ZITC se encuentran por debajo de los 24 °N, siendo la temperatura superficial del Golfo de California el principal forzamiento para el área durante 14-8 ka cal AP. Durante los últimos 3.2 ka cal AP, la variabilidad hidrológica muestra similitud con la actividad de ENOS.	Roy <i>et al.</i> (2014)

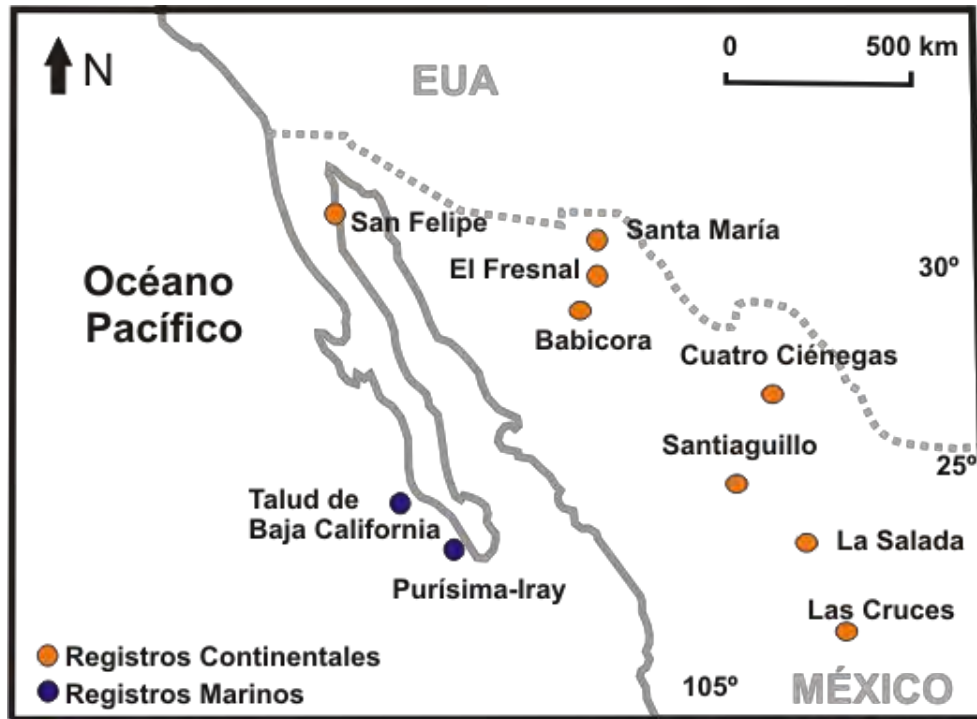


Figura 2.1: Ubicación de las localidades de los estudios paleoclimáticos previos en el norte de México, donde se observan de color naranja los registros continentales y en azul los registros marinos.

II.3 Trabajos previos en Santiagoullo

El área del paleolago de Santiagoullo ha sido poco estudiada. Chacón-Cruz (2004) describió el ambiente sedimentario para la región realizando un análisis granulométrico, en donde determinó un ambiente inestable con influencia del transporte eólico de tipo “Loess”. Los perfiles estudiados muestran cierto grado de retrabajo por las gradaciones del sedimento.

Nieto-Samaniego *et al.* (2012) realizaron el estudio estructural de la zona y propusieron ocho unidades litoestratigráficas desde el Eoceno hasta el Cuaternario. La base de esta secuencia estratigráfica está compuesta por andesitas porfídicas, seguida por una secuencia de ignimbritas, depósitos de caída, lavas riolíticas, lavas basálticas, sedimentos aluviales, lagunares y eólicos. Así mismo, propone seis fases de deformación para el sistema fosa de Santiagoullo ocurridas durante el Cenozoico. Este sistema está constituido por cuatro zonas con diferentes características estructurales, una zona con fallamiento normal asimétrico que originó una semifosa en la parte sureste del área, una zona con fallamiento normal de mayor simetría que originó un sistema de pilares y fosas en la parte noroeste del área y dos zonas de relevo de fallas, tanto izquierda como derecha, que unen las dos zonas anteriores. La orientación preferente de las fallas mayores es NW-SE, con un grupo menor de fallas de orientación E-NE. Así mismo, los autores reportan que el sistema de fallas se encuentra activo y que el total

de sismos localizados en el área fue de 150, los cuales tuvieron una magnitud de coda entre 0.7 y 4.2.

Los estudios paleoclimáticos con los que se cuentan son menos. Roy *et al.* (2014) presentan un registro multi-proxy de la variabilidad hidrológica durante los últimos 14 mil años reconstruyendo la variación de precipitación de verano, salinidad del lago y la depositación de sedimentos por medio de actividad eólica. Con base en sus resultados obtenidos, concluyen que la precipitación de verano durante el periodo de c. 12.5-9 ka cal AP influyó a una mayor contribución de aporte pluvial a la cuenca, contemporáneo a una ZITC desplazada hacia el sur y un Golfo de California cálido. Condiciones secas con mayor actividad eólica durante 14-12.5 ka cal AP, c. 5.5-4.5 ka cal AP y durante los últimos mil años calibrados. Finalmente reportan que las variaciones en aporte pluvial durante los últimos 3.2 ka calibrados están ligadas al fenómeno ENOS, a mayor frecuencia de éste, la precipitación se reduce y viceversa.

III. Objetivos

III.1 Objetivo General

Reconstruir las condiciones hidrológicas y climáticas de la parte central (25° N) del desierto de Chihuahua durante el Pleistoceno tardío y Holoceno, mediante el uso de ostrácodos como bioindicadores acuáticos y el estudio geoquímico de sedimentos lacustres del paleolago Santiaguillo, ubicado en el estado de Durango.

III.2 Objetivos Particulares

- Reconstruir la variabilidad del aporte pluvial a la cuenca, salinidad en la columna de agua, evaporación y actividad eólica en los alrededores de la cuenca, con los datos de concentraciones multi-elementales de los sedimentos.
- Reconstruir la productividad de la cuenca con los datos de carbono orgánico total.
- Identificar la procedencia de materia orgánica y sedimentos detríticos depositados en la cuenca. a partir de las relaciones entre carbono orgánico y nitrógeno total (C/N), así como la distribución de las concentraciones de Al_2O_3 , CaO, Na_2O y K_2O en el diagrama ternario A-CN-K.
- Estimar el grado de intemperismo químico de los sedimentos, mediante el cálculo del Índice de Alteración Química, para determinar la interacción entre agua y sedimentos.
- Reconstruir la salinidad y temperatura de la columna de agua con base en las fluctuaciones en la abundancia total de ostrácodos y por especie identificada en la secuencia sedimentaria.
- Documentar la variabilidad hidroclimática de la región durante el Pleistoceno Tardío-Holoceno y compararla con otros registros paleoclimáticos desarrollados en la zona.

IV. Área de estudio

IV.1 Localización

El presente estudio se llevó a cabo en la cuenca del paleolago Santiaguillo. La cuenca está localizada en la parte central del estado de Durango y a los pies de la Sierra Madre Occidental (Figura 4.1). Se encuentra entre las coordenadas geográficas 24°30' y 25°00' latitud Norte y los 104°40' y 105°00' longitud Oeste, dentro de la Provincia Fisiográfica “Sierra Madre Occidental”, subprovincia “Mesetas y Cuencas” de la parte oriental de la provincia. La superficie de la cuenca tiene un área aproximada de 1,964 km² y una elevación de 1,940 msnm.



Figura 4.1: Imagen satelital que muestra la localización de la cuenca del paleolago Santiaguillo (tomada de Google Earth 2013).

IV.2 Marco Geológico

La geología de la región está compuesta por rocas de origen ígneo, sedimentario y metamórfico (Figura 4.2). Las rocas ígneas predominan y son en general andesitas y riolitas del Paleógeno y Neógeno, cubiertas por tobas y brechas respectivas o por basaltos más jóvenes. Éstos afloran principalmente formando las sierras.

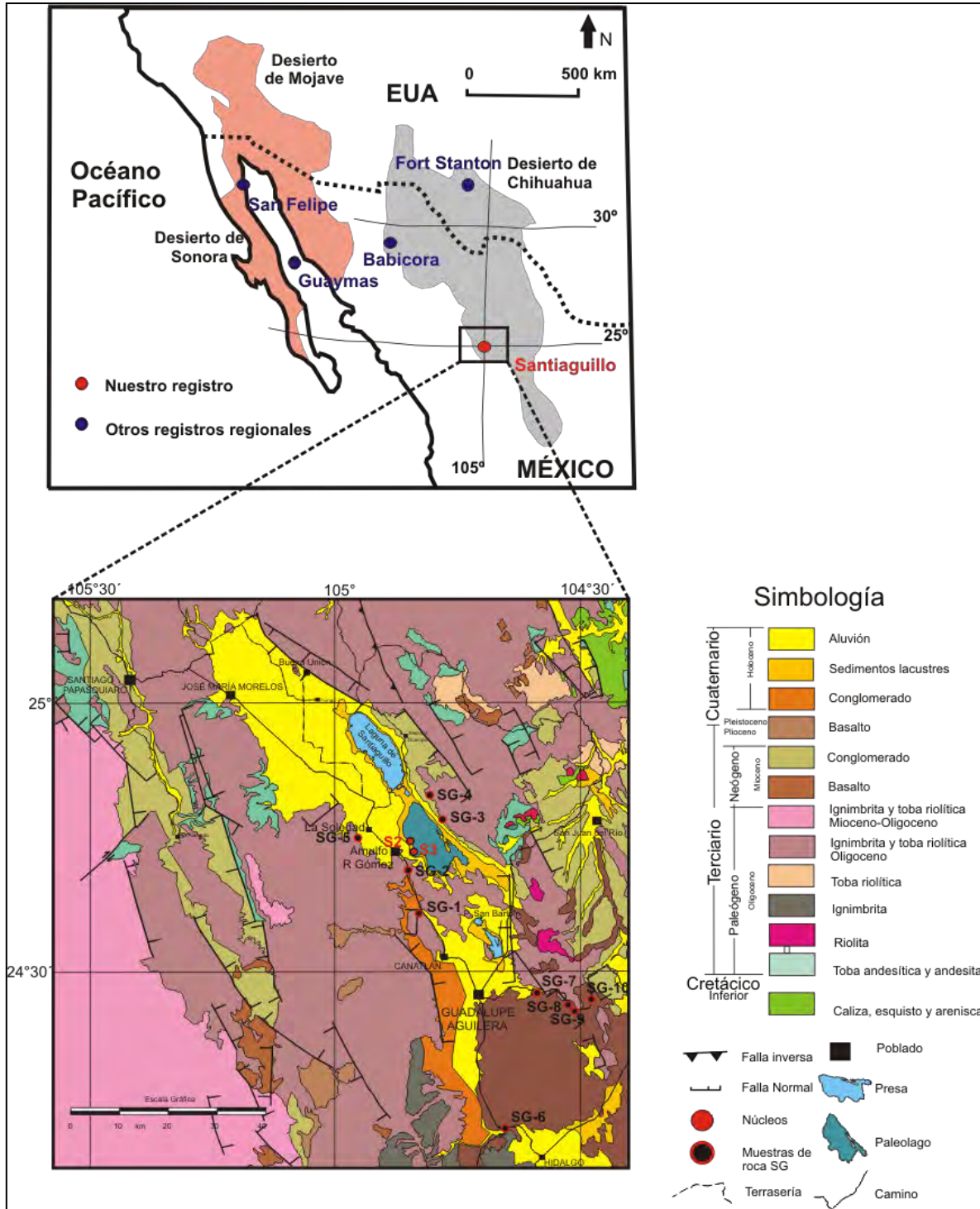


Figura 4.2: Ubicación del paleolago Santiaguillo y otros registros del Norte de México. Mapa Geológico del área de estudio, ubicación de los perfiles en rojo y de las muestras de rocas en negro.

Las rocas sedimentarias son segundas en abundancia y son de origen marino o continental. Las rocas de origen marino están constituidas por calizas, limolitas, areniscas y conglomerados del Cretácico. Las rocas de origen continental pertenecen al Cuaternario, y están constituidas por depósitos de acarreo (arcillas, gravas, arena, etc.) que rellenan los valles.

Finalmente, las rocas de origen metamórfico están representadas por esquistos, ocupan una superficie muy reducida hacia el este del paleolago Santiaguillo (Córdoba, 1988).

IV.2.1 Estratigrafía

El graben de Santiaguillo se encuentra localizado en la parte noroccidental del sistema regional de fallas San Luis-Tepehuanes (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005) y está constituido por ocho unidades litoestratigráficas de origen volcánico, que abarcan un rango temporal desde el Eoceno hasta el Cuaternario (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012). Las unidades litoestratigráficas se describen a continuación:

Eoceno

Andesita Coneto

Es la unidad más antigua del área y está formada principalmente por coladas de lavas de composición máfica con una edad estimada de $40.15 \pm 0.35 / -0.95$ Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012).

Ignimbrita Altamira

Se denomina ignimbrita Altamira a dos depósitos de ignimbrita de alto grado de soldamiento que afloran en el poblado de Altamira. Ambas constituyen la unidad ignimbrítica más antigua dentro del área (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012).

Formación los Castillos

Unidad litoestratigráfica compuesta por una secuencia de ignimbritas de bajo grado de soldamiento (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012).

Oligoceno-Mioceno

Ignimbrita El Molino

Unidad litoestratigráfica formada por un depósito ignimbrítico masivo, soldado y con fracturas columnares bien desarrolladas (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012).

Riolita Morelos

Serie de domos y flujos riolíticos que sobreyace la ignimbrita Los Castillos (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012).

Ignimbrita Canatlán

Secuencia de depósitos piroclásticos y de caída que corresponden a la última etapa de volcanismo explosivo registrada en el área de estudio (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012).

Riolita Coneto

Unidad litoestratigráfica compuesta por derrames y domos de riolita que afloran sobre las secuencias ignimbríticas. Esta unidad representa el último evento de magmatismo riolítico en la región (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012).

Plioceno-Holoceno

Basalto Santa Teresa

Unidad litoestratigráfica formada por derrames de lavas máficas y de textura afanítica que sobreyacen la secuencia volcánica (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012).

Aluvión y depósitos lacustres

Finalmente se encuentran depósitos sedimentarios superficiales que rellenan las depresiones topográficas dentro del área de estudio (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012).

IV.3 Clima

Con base en la estación meteorológica ubicada en Guatimape (casi 5 km este del paleolago) (Figura 4.3) y los datos obtenidos durante 1951-2010 AD (SMN), se realizó el climatograma de la Figura 4.4. Más del 80 % (ca.350 mm) de la precipitación ocurre durante los meses de verano (junio-septiembre) debido al MNA, mientras que la precipitación de invierno (noviembre-marzo) constituye menos del 10 % del total (ca.30 mm). La temperatura media anual es de 18°C, mientras que la temperatura promedio más alta alcanza los 34°C y se presenta en los meses de mayo y junio. La temperatura promedio mínima es -0.4 °C y se presenta durante los meses de invierno (diciembre a febrero). Así mismo se estimó el tipo de clima que se presenta en la región, según la clasificación de Köpen, como seco estepario (semiárido) con lluvias en verano (BSk).



Figura 4.3: Localización geográfica de la estación meteorológica no. 10137, Guatimape (DGE) (SMN, 2013)

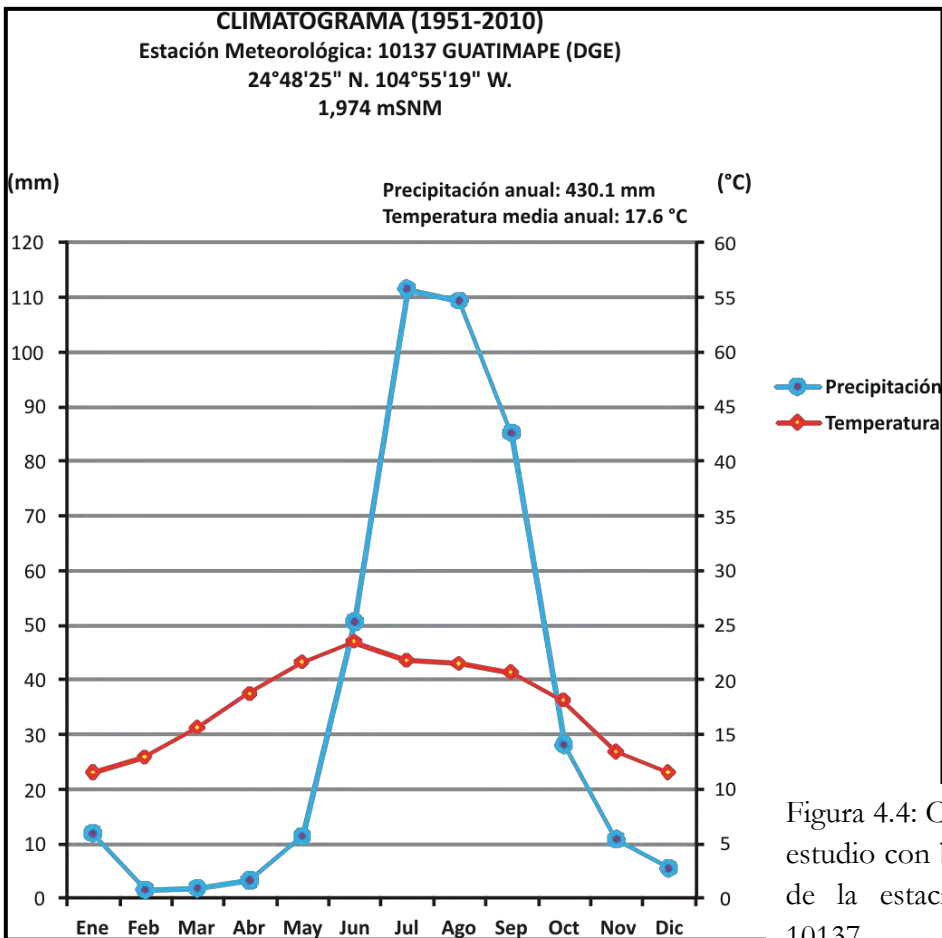


Figura 4.4: Climatograma del área de estudio con base en datos obtenidos de la estación meteorológica no. 10137.

IV.4 Suelos

El tipo de suelo en la región es regosoles, típico de zonas áridas y semiáridas. Los regosoles tienen una textura arenosa con fragmentos de roca y son caracterizados por espesores pequeños, aproximadamente 10 cm sobre la roca. Este tipo de suelo no es apto para el cultivo y solo puede destinarse al pastoreo.

En los cauces se encuentran suelos de origen aluvial, ocasionalmente cubiertos por una capa superficial de color claro, su textura es arenosa-limosa y contiene también fragmentos de roca; su fertilidad es muy variable. También se encuentran suelos compuestos por una capa superficial de color oscuro, cuyo contenido de nutrientes es moderado, pero con agua son capaces de generar una elevada producción agrícola (Aguilar, 1969).

V. Material y Métodos

V.1 Trabajo de Campo

En febrero del 2011, se recolectaron 4 perfiles sedimentarios en diferentes partes de la cuenca del paleolago Santiaguillo. En este trabajo de investigación, se estudiaron dos secuencias sedimentarias denominadas S2 ($24^{\circ}44'41.7''$ N, $104^{\circ}50'45.84''$ O) y S3 ($24^{\circ}43'34.15''$ N, $104^{\circ}50'32.44''$ O) (Figura 4.2) con 3m y 2m de longitud, respectivamente. Éstas secuencias sedimentarias se colectaron mediante un nucleador de gravedad tipo Eijelkamp y guardaron en tubos transparentes de policarbonato de 4.5 cm de diámetro.

Así mismo se recolectaron 5 muestras de rocas cuyos afloramientos se encontraba en las partes oriente y occidente de la cuenca (Figura 4.2). Posteriormente, durante el mes de diciembre del 2012, se acudió de nuevo al área de estudio y se recolectaron 5 muestras más, en la parte sur oriental de la cuenca, cerca del poblado Guadalupe Aguilera (Figura 4.2).

V.2 Trabajo de laboratorio

Los perfiles se dividieron longitudinalmente en dos partes, de las cuales, una fue subdividida en secciones de 2 cm, tanto para el perfil S2 como para el S3. Cada sección se empaquetó en bolsas de plástico y fue rotulada individualmente para evitar su contaminación. Estas muestras fueron destinadas para los análisis geoquímicos y biológicos, siendo el perfil S2 el principal para este estudio (mayor resolución) y el perfil S3 de modo comparativo (menor resolución). La segunda parte se utilizó como testigo y se utilizó para la descripción estratigráfica. Las muestras se almacenaron en un refrigerador a 4°C en el laboratorio de Paleoambientes del Instituto de Geología de la UNAM.

V.2.1 Descripción estratigráfica

La descripción de las secuencias sedimentarias S2 y S3 se realizó considerando las características texturales, sedimentológicas, composición, color de sedimentos y presencia de elementos estructurales.

V.2.2 Análisis de Ostrácodos

Para el análisis de ostrácodos se seleccionaron muestras a intervalos de 5 cm, por ejemplo, profundidades en los intervalos de 0 a 2 cm, 4 a 6 cm, 10 a 12 cm, 14 a 16 cm, y así sucesivamente hasta la muestra 298 a 300 cm, totalizando 61 muestras para el perfil S2. Para el caso del perfil “S3”, las muestras seleccionadas fueron 20, a un intervalo de 10 cm con profundidades de 4 a 6 cm, 14 a 16 cm, y así sucesivamente hasta la muestra 194 a 196 cm.

Procesamiento de las muestras

Se tomaron aproximadamente 5 g de las 81 muestras seleccionadas para el análisis de ostrácodos, las cuales fueron secadas en un horno por 24 horas a 50° C y posteriormente se registró el peso seco de cada muestra (Romero-Mayen, 2005).

Se dejaron remojando en crisoles pequeños durante un periodo de 2 a 3 días para disgregar el sedimento. El sedimento se lavó sobre dos tamices de 8 cm de diámetro, con una abertura de malla de 74 µm (malla No. 200) y 177 µm (malla No. 80) para eliminar el sedimento fino y recuperar la mayoría de estadios larvarios. Los residuos, se colocaron en crisoles y posteriormente en un horno a 50° C con el fin de eliminar el agua.

Conteo e identificación

Bajo un microscopio estereoscópico marca Leica, se revisó el sedimento y se realizó el conteo total de valvas adultas y juveniles. La identificación de las especies, se realizó con valvas adultas en función a las descripciones de Van Morkhoven (1963), Delorme (1971 a, b y e), Forester (1985) y Carreño (1990). Cabe mencionar que las formas juveniles, no se incluyeron por la dificultad de identificarlas a nivel de especie. Se separaron las valvas o caparazones de los individuos adultos de cada muestra y se colocaron en frascos viales de 2 ml (boca ancha).

V.3 Métodos Analíticos

V.3.1 Cronología

El modelo de edad se construyó con base en 8 edades de radiocarbono en sedimento total por Espectrometría de Masas con Acelerador (AMS, por sus siglas en inglés). De estas edades, 6 se realizaron en el perfil S2 y 2 en el perfil S3. Las dataciones se llevaron a cabo en el laboratorio BETA ANALYTIC INC, en Miami, Florida.

La calibración de las edades a años calendario, se realizó mediante el programa Calib 6.0 (Stuiver y Reimer, 1993) con la base de datos IntCal09 (Reimer *et al.*, 2009), en donde se tomó el punto de mayor probabilidad de la curva de calibración dentro de un rango de 2σ .

V.3.2 Análisis de carbono orgánico total e inorgánico total

Se seleccionaron en total 81 muestras para el análisis de carbono total (CT) y carbono inorgánico total (CIT). La concentración de carbono orgánico total (COT) fue calculado por la diferencia entre CT y CIT. Se analizó un total de 61 muestras del perfil S2 a intervalos de 5 cm; mientras que para el perfil S3 se analizaron 20 muestras a intervalos de 10 cm. Con este propósito, las muestras se secaron en un horno a 50 °C y posteriormente molidas con un mortero de ágata hasta alcanzar un tamaño menor de 75 μm . El análisis de CT y CIT se realizó por medio de un equipo HiperTOC solid analyzer de marca Thermo Scientific en el Laboratorio de Paleoambientes en el Instituto de Geología, UNAM, que requiere entre 20 y 40 mg de cada muestra.

La cantidad de carbono total fue analizada por mediante la combustión de la muestra en un porta muestra de cuarzo a 980 °C. El CO_2 liberado se midió en un detector de sensores infrarrojos. La cantidad de carbono inorgánico se determinó por medio de la acidificación de la muestra al 10% de ácido fosfórico (H_3PO_4), lo cual provocó la emisión del CO_2 con la reacción del ácido y los carbonatos presentes.

El contenido de carbono orgánico se obtuvo mediante la diferencia de carbono total y carbono inorgánico. Los valores de CIT y COT se expresan en porcentaje del peso.

V.3.3 Análisis de nitrógeno total

Para el análisis de nitrógeno total (expresado en porcentaje de peso) del perfil sedimentario S2, se analizaron ca. 2 mg de 30 muestras seleccionadas a intervalos regulares de 10 cm. Así mismo, se analizaron 20 muestras para el perfil S3, siendo un total de 50 muestras entre ambos perfiles.

El equipo utilizado fue un analizador elemental CHNS/O 2400 Serie II Perkin Elmer, perteneciente a la Unidad de Servicios de Apoyo a la Investigación de la Facultad de Química, UNAM, en el cual se utilizó la cistina marca Perkin Elmer como material de referencia.

El análisis elemental es una técnica que proporciona el contenido total de carbono, hidrógeno, nitrógeno y oxígeno presentes en muestras sólidas o líquidas (sustancias orgánicas, órgano metálicas, farmacéuticas, plásticos, polímeros, suelos y materiales agrícolas, explosivos, esteroides, sedimentos, aceites, fertilizantes, pesticidas, etc.).

El método analítico que se utilizó fue el de Dumas (1831), que se basa en la oxidación completa por combustión instantánea de la muestra, transforma todos los compuestos en productos de combustión, por ejemplo, nitrógeno en óxido de nitrógeno. Los gases resultantes de la combustión son transportados mediante el gas portador (He) a través de un tubo de reducción y después selectivamente separados en columnas cromatográficas específicas. Finalmente, los gases pasan por un detector de conductividad térmica dando una señal proporcional a la concentración de cada uno de los componentes (Musts y Wines, 2002).

V.3.4 Análisis de elementos mayores y trazas

Este análisis se realizó por medio del método analítico Fluorescencia de Rayos X (FRX), método no destructivo, en el que se bombardea una muestra con rayos X y se analiza el espectro de rayos X emitido por la muestra, conocido como fluorescencia.

Cuando un rayo X incide sobre una muestra, afecta a los electrones más cercanos al perfil, dado que son los de menor energía. Este aumento de energía súbita en ellos los obliga a cambiar de orbital por uno más alejado del perfil, o incluso abandonar el átomo. Posteriormente, un electrón que está en un nivel de energía mayor salta hacia el interior pues

hay una vacante. Dicho electrón pierde energía y lo hace mediante la emisión de un rayo X característico (Verma, 2007).

El espectro generado puede ser estudiado y reconocer en él, la composición de la muestra, tanto en los elementos que la conforman, como en la proporción en la que se encuentran. Esto se debe a que cada elemento de la tabla periódica genera una radiación característica correspondiente a cada salto posible. Normalmente ocurre que se produce un efecto cascada, puesto que el electrón que baja de estado energético para ocupar el lugar vacante, también deja espacio para que otro de mayor energía lo reemplace. El sistema de detección y procesamiento identifica la energía de la señal emitida por la muestra, y cuenta el número de señales que ocurren a una energía determinada, lo que determina los elementos que existen y sus concentraciones (Verma, 2007).

En este trabajo se llevó a cabo la cuantificación química elemental a partir del método de FRX utilizando equipos diferentes, el portátil y el convencional. La técnica de FRX se realizó en dos equipos diferentes debido a que con el equipo convencional se obtienen resultados con mayor precisión y exactitud, mientras que el equipo portátil carece de precisión, pero es mucho más rápido, permitiéndonos tener mejor resolución en los resultados.

Con el equipo portátil se analizó un total de 250 muestras, de las cuales 150 muestras procedieron del perfil S2 y 100 del perfil de S3, las cuales habían sido previamente molidas y empaquetadas en bolsas tipo ziploc. Las muestras fueron recolectadas en un intervalo de cada 2 cm.

El equipo portátil utilizado fue el NITON XL3t de la marca Thermo Scientific. Este equipo contiene un microtubo de oro emisor de rayos X a 50 kV y un detector semiconductor de alto rendimiento. Mide los elementos comprendidos entre el S y el U, mediante tres filtros (Principal, Bajo y Alto) con los cuales se pueden medir un total de 31 elementos de manera rápida, sin preparación previa y sin destrucción de la muestra.

Las muestras fueron sometidas a un haz emisor y detector de Fluorescencia de rayos X en modalidad de suelo con el filtro principal (Mo, Zr, Sr, U, Rb, Th, Pb, Se, As, Hg, Zn, W, Cu, Ni, Co, Fe, y Mn) y el filtro bajo (Cr, V, Ti, Sc, Ca, K y S). Las mediciones en cada filtro comprendieron un lapso de 30 segundos y el análisis total fue de 1 minuto por muestra. El

Control de calidad (precisión y exactitud) se verificó analizando estándares certificados en el campo geológico (TILL-4, PACS2 Y MESS-3) y la medición de muestras en repetición.

El método convencional se realizó para un total 69 muestras previamente molidas, tomando aproximadamente 8 g de cada una. 61 muestras fueron tomadas a intervalos de 5 cm del perfil S2 y 8 fueron muestras de roca (SG1, SG2, SG3, SG4, SG5, SG6, SG7 y SG10).

Esta técnica se llevó a cabo en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología de la UNAM, mediante un espectrómetro secuencial de rayos X modelo Siemens SRS 3000, equipado con un tubo de Rh como fuente de radiación y ventana de Be de 125 micras. La medición de los óxidos de elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5) se realizó en muestra fundida utilizando el programa FULLMDIL.QAN, mientras que la medición de los elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb) se realizó en muestra prensada utilizando el programa TRAZA09.QAN.

VI. Resultados

VI.1 Estratigrafía

El registro sedimentológico S2 tiene una longitud de 300 cm y fue dividido en 4 unidades estratigráficas. Por otra parte el perfil sedimentario S3, con una longitud de 200 cm, está dividido en 3 unidades estratigráficas (Figura 6.1). Se consideraron las edades de radiocarbono para dividir las columnas sedimentarias en unidades estratigráficas con la intención de que las unidades abarcaran el mismo intervalo de tiempo. Por ejemplo, la unidad I en ambos perfiles representa la historia sedimentaria de casi el mismo intervalo.

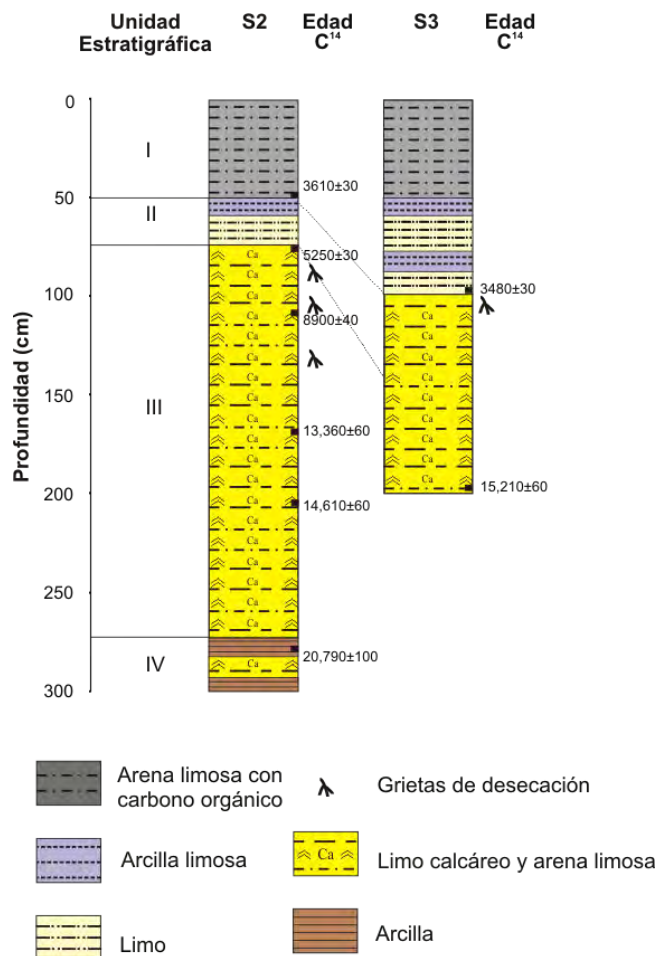


Figura 6.1: Estratigrafía de las secuencias sedimentarias y ubicación de las muestras datadas por radiocarbono AMS.

Perfil S2

La Unidad IV (300-278 cm) consiste en intercalaciones de láminas milimétricas de arcilla gris clara y limo masivo calcáreo amarillento con nódulos calcáreos.

La Unidad III (278-75 cm) contiene limo y arena limosa, ambos de carácter masivo, calcáreo y tonalidad amarillenta. Con base en la presencia de nódulos calcáreos y marcas de desecación, esta unidad fue dividida en tres sub-unidades. En la sub-unidad IIIa (165-75 cm) se presentan grietas de desecación de más de 65 cm (longitud vertical) entre las profundidades de 140 y 75 cm y nódulos calcáreos orientados angularmente de manera aleatoria de casi 1 cm de diámetro. Estas marcas de desecación tienen un espesor máximo de 2 cm y están rellenas de arcilla limosa oscura (comparables con los de la Unidad II). Las sub-unidades IIIb (175-165 cm) y IIIc (278-175 cm) no presentan grietas de desecación. Los nódulos calcáreos se encuentran ausentes en la sub-unidad IIIb pero reaparecen en la IIIc.

La Unidad II (75-50 cm) se compone de arcilla limosa masiva de tonalidad gris oscura y limos calcáreos de tonalidad amarilla. La abundancia de este limo calcáreo se incrementa hacia la base.

Finalmente, la Unidad I (50-0 cm) consiste de arena limosa masiva con tonalidad gris oscuro y un alto contenido de materia orgánica (restos de raíces).

Perfil S3

La Unidad III (200-100 cm) está conformada por limo y arena limosa. Los sedimentos son de carácter masivos, calcáreos y amarillentos. Con base en la presencia de nódulos calcáreos y marcas de desecación, esta unidad fue dividida en tres sub-unidades. En la sub-unidad IIIa (140-100 cm) se presentan grietas de desecación de más de ca. 10 cm (longitud vertical) entre las profundidades de 110 y 100 cm y algunos nódulos calcáreos orientados angularmente al azar. Los nódulos calcáreos tienen un diámetro de casi 1 cm y las marcas de desecación tienen un espesor entre ca. 1.5 y 2 cm. La sub-unidad IIIb (175-140 cm) contiene abundantes nódulos calcáreos tanto perpendiculares como paralelos a la laminación, también presenta grietas de desecación de ca. 10 cm de longitud entre las profundidades de 150-140 cm. Los nódulos calcáreos tienen un diámetro de ca. 2-3 cm y las grietas de desecación presentan

un espesor de ca. 0.5 cm. Los sedimentos de IIIc (200-175 cm) carecen de las grietas de disecación y de los nódulos.

La Unidad II (100-50 cm) se compone de arcilla limosa masiva de tonalidad gris oscura y limos calcáreos de tonalidad amarilla.

La Unidad I (50-0 cm) consiste de arena limosa masiva con tonalidad gris oscuro y un alto contenido de materia orgánica (incluyendo restos de raíces).

VI.2 Cronología

En la Tabla 2 se presentan los resultados del análisis de radiocarbono en 6 muestras de sedimento total por Espectrometría de Masas con Acelerador (AMS, por sus siglas en inglés), correspondientes al perfil S2, así como sus respectivas calibraciones a años calendario (cal AP). Los datos de radiocarbono de las 2 muestras del perfil S3 se muestran en la Tabla 3.

Tabla 2: Edades ^{14}C AMS y su calibración en años calendario para el perfil S2.

Muestra	Código del Laboratorio	Prof. (cm)	Edad AMS (AP \pm 1 σ)	Intervalo 2 σ	Probabilidad (%)	Edad de mayor prob. (cal AP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
S2 48-50	Beta-299072	49	3,610 \pm 30	3838-3984	99.47	3,905	-18.0
S2 72-74	Beta-299073	73	5,250 \pm 30	5925-6030	65.91	5,992	-19.3
S2 110-112	Beta-321663	111	8,900 \pm 40	9896-10190	100	10,044	-20.2
S2 166-168	Beta-299074	167	13,360 \pm 60	15892-16845	100	16,570	-20.8
S2 204-206	Beta-299075	205	14,610 \pm 60	17473-18034	100	17,831	-20.7
S2 278-280	Beta-299076	279	20,790 \pm 100	24452-25075	100	24,859	-20.9

Tabla 3: Edades ^{14}C AMS y su calibración en años calendario para el perfil S3.

Muestra	Código del Laboratorio	Prof. (cm)	Edad AMS (AP \pm 1 σ)	Intervalo 2 σ	Probabilidad (%)	Edad de mayor prob. (cal AP)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)
S398-100	Beta-299077	99	3,480 \pm 30	3686-3837	97.46	3,722	-18.5
S3198-200	Beta-299078	199	15,210 \pm 60	18457-18662	58.78	18,555	-20.9

Con el fin de asignar una edad a los sedimentos de diferentes profundidades, se elaboró un modelo de edad para cada perfil sedimentario con base en las edades calibradas. Se muestran los modelos de edad para los perfiles S2 y S3 en las Figuras 6.2 y 6.3, respectivamente y sus debidas incertidumbres.

Modelo de edad del perfil S2

El modelo de edad para el perfil S2 fue estimado a partir de las tasas de sedimentación calculadas entre dos diferentes edades consecutivas. Se asignaron edades a las muestras intermedias asumiendo una tasa de sedimentación de 0.011 cm/año entre las profundidades de 49 y 73 cm, 0.009 cm/año entre 73 y 111 cm, 0.008 cm/año entre 111 y 167 cm, 0.030 cm/año entre 167 y 205 cm y 0.010 cm/año entre 205 y 279 cm. La asignación de edades para las muestras con profundidades superiores a 279 cm (entre 279 y 300 cm) se efectuó extrapolando la tasa de sedimentación calculada entre 205 y 279cm (0.010cm/año), mientras que en profundidades inferiores a 49 cm se calculó tomando en cuenta la superficie del núcleo como el año cero. Como resultado de este ejercicio, la parte basal del perfil S2 (300 cm) se depositó hace ca. 27 ka cal AP y se estima una tasa de sedimentación de 0.012 cm/año para los sedimentos con profundidad de 49-0 cm.

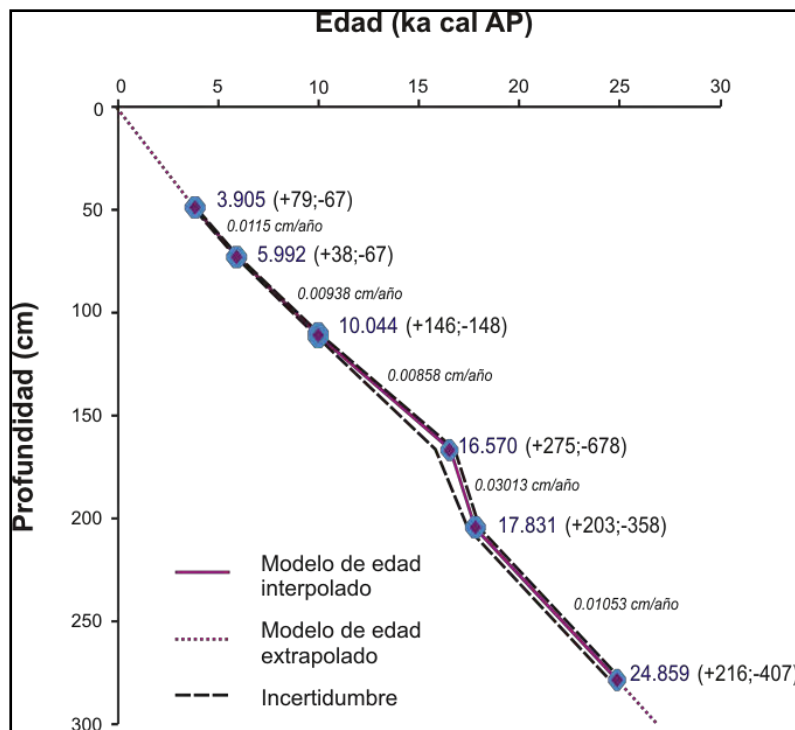


Figura 6.2: Modelo de edad generado para el perfil sedimentario S2.

Modelo de edad del perfil S3

Se construyó un modelo de edad para el perfil S3, obteniendo una tasa de sedimentación de 0.007 cm/año entre las profundidades 99 y 199 cm. La asignación de edades para muestras con profundidades superiores a 199 cm se efectuó extrapolando la tasa de sedimentación calculada entre 99 y 199cm (0.007cm/año), mientras que en profundidades inferiores a 99 cm se calculó tomando en cuenta la superficie del núcleo como el año cero. Como resultado de este ejercicio, se estima que la parte basal del perfil S3 (200 cm) se depositó hace ca.19 ka cal AP y se estima una tasa de sedimentación de 0.026 cm/año para los sedimentos con profundidad de 99-0 cm.

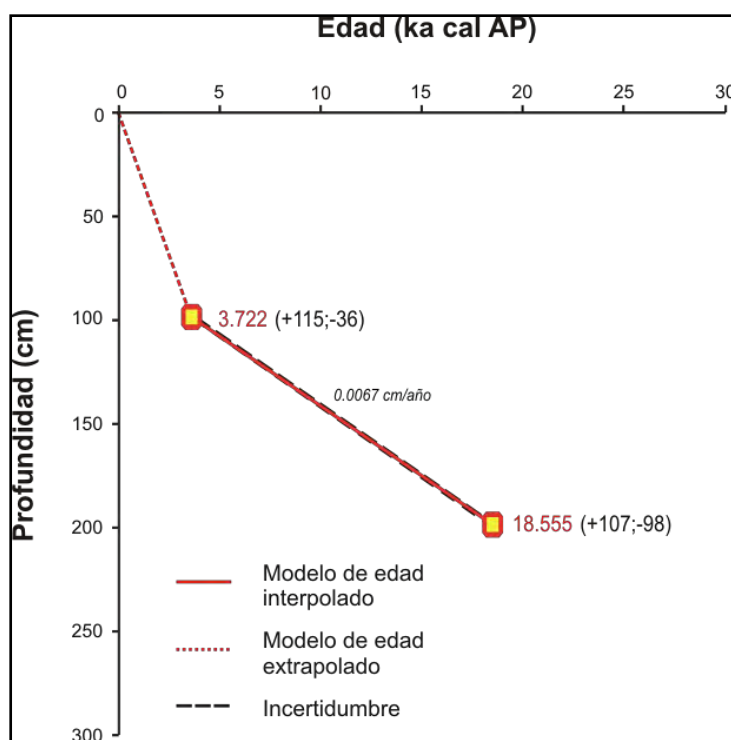


Figura 6.3: Modelo de edad generado para el perfil sedimentario S3.

VI.3 Geoquímica

VI.3.1 Carbono orgánico total (COT) y carbono inorgánico total (CIT)

Las concentraciones de COT y CIT en los sedimentos de los perfiles S2 y S3 se presentan en las Figuras 6.6 y 6.7, respectivamente. El COT representa el contenido de la materia orgánica preservada en los sedimentos, mientras que la concentración de CIT estima el contenido de carbonato precipitado y carbonato biogénico.

Perfil S2

El contenido de COT en los sedimentos del perfil S2 varía entre 0.2 y 1.2 %; mientras que el contenido de CIT indicó un rango de 0.9 a 4.7 % (Figura 6.4).

En la unidad IV (300-278 cm), el contenido de COT se encuentra en el rango de 0.3-0.7 %, mientras que el CIT varía entre 0.9-3.6 %.

La unidad III (278-75 cm), las concentraciones de COT y CIT tienen mayores variaciones. Los sedimentos de esta unidad presentan entre 0.2-1.2 % de COT, mientras que el CIT varía entre 0.9-4.7 %. Los sedimentos en las profundidades de 181 cm (1.0 %), 145 cm (1.2 %) y 115 cm (0.9 %) registran el mayor contenido de COT. A diferencia, sedimentos a las profundidades 245 cm (0.2 %) y 225 cm (0.3 %) registran el menor contenido. En cuanto al CIT, los sedimentos en las profundidades de 175 cm (4.7 %) y 91 cm (3.9 %) presentan la mayor abundancia y los sedimentos de las profundidades 201 cm (0.9 %) y 171 cm (1.1 %) tienen el menor contenido.

En la unidad II (75-50 cm), tanto el COT y CIT son relativamente uniformes. La concentración de COT es 0.7- 0.9 % y el contenido de CIT es 1.4-2.4 %. Los sedimentos de la unidad I (50-0 cm) muestran un aumento de COT (de 0.2 % a 1.2 %) y una disminución de CIT (de 2.6 % a 1.1 %) a medida que la profundidad decrece (de mayor a menor profundidad).

Perfil S3

El contenido de COT en los sedimentos del perfil S3 varía entre 0 y 1.0 %. Así mismo, el contenido de CIT varía entre 0.6 y 2.6 % (Figura 6.5). A rasgos generales se observa una tendencia de aumento de CIT conforme la profundidad va aumentando.

La unidad III (200-100 cm), los sedimentos registran una mayor variación en las concentraciones de COT y CIT. Los sedimentos de esta unidad presentan entre 0.0-1.0 % de COT, mientras que el CIT varía entre 1.7-2.3 %. Los sedimentos en las profundidades de 195 cm (1.0 %) y 105 cm (0.9 %) tienen el mayor contenido de COT.

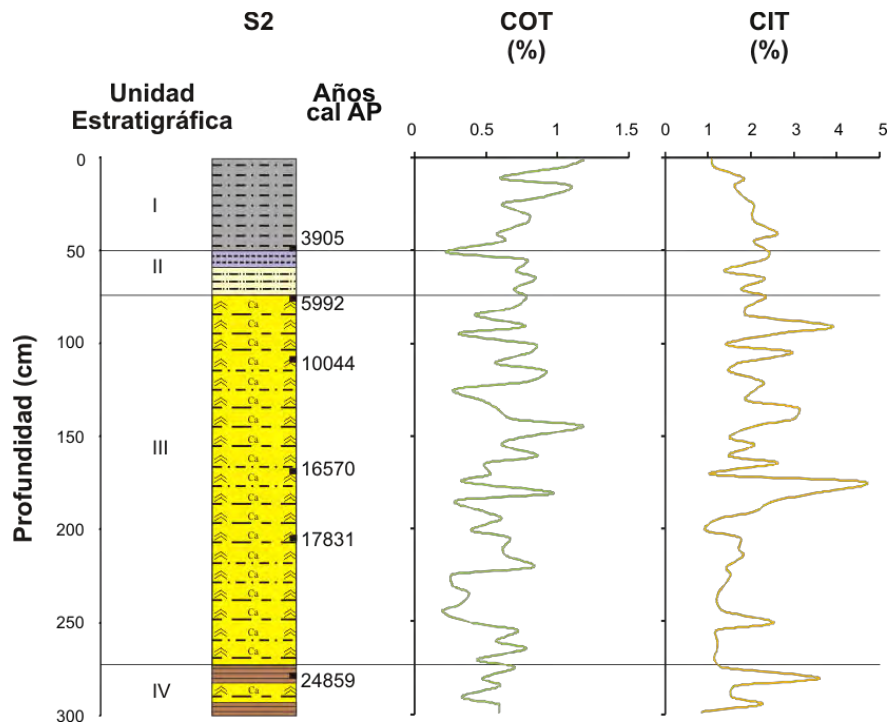


Figura 6.4: Concentración de COT y CIT en las diferentes unidades estratigráficas del perfil S2.

A diferencia, los sedimentos en las profundidades de 155 cm (0 %) y 115 cm (0.2 %) registran el menor contenido. En cuanto al CIT, los sedimentos en las profundidades de 185 cm (2.6 %) y 115 cm (2.3 %) presentan la mayor abundancia y los sedimentos de la profundidad 105 cm (1.5 %) tienen el menor contenido.

En la unidad II (100-50 cm), se presenta el mayor contenido de materia orgánica de todo el perfil sedimentario en el intervalo de 95-75 cm (1.0 %), mientras que el contenido de carbono inorgánico presenta una tendencia de disminución (de 1.6 % a 0.9 %) conforme la profundidad decrece (de mayor a menor profundidad).

Finalmente en la unidad I (50-0 cm) se presenta una relación inversa entre las curvas de COT y CIT. El COT es relativamente bajo con el mínimo en la profundidad 5 cm (0.1 %) y un máximo en la profundidad 45 cm (0.6 %). Los contenidos mínima del CIT se observa en los sedimentos de la profundidad de 45 cm (0.6%).

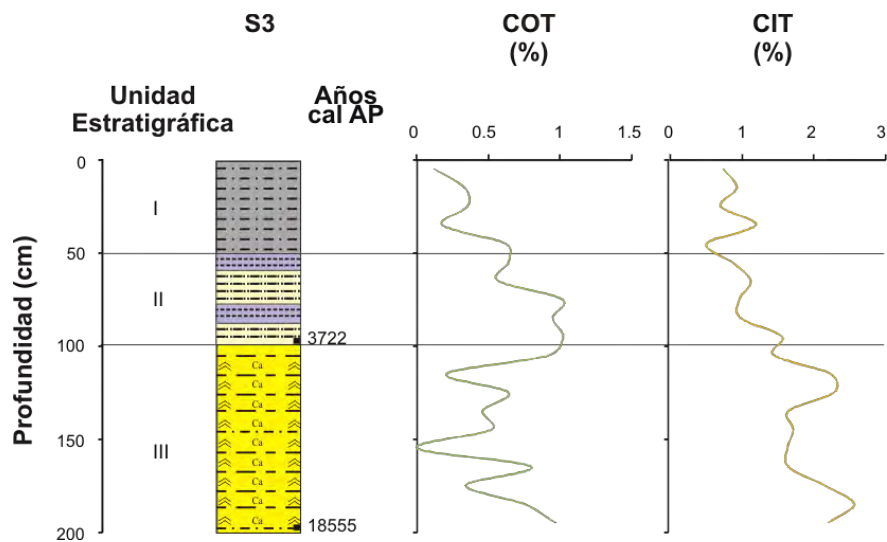


Figura 6.5: Concentración de COT y CIT en las diferentes unidades estratigráficas del perfil S3.

VI.3.2 Nitrógeno Total (NT) y relación Carbono Orgánico Total y Nitrógeno Total (C/N)

Perfil S2

Los sedimentos del perfil S2 contiene entre 0.1 % (299 cm y 271 cm) y 0.0 % (91 cm) de NT. La relación C/N varía entre 4 y 34 (Figura 6.6).

Los sedimentos de la unidad IV (300-278 cm) muestran valores uniformes de C/N entre 4 (291 cm) y 7 (281 cm). La unidad III (278-75 cm) es la que registra mayor variación de la relación C/N y muestran variaciones entre 4 (231 cm) y 34 (91 cm). Los sedimentos de la parte inferior de esta unidad (278-201 cm) tienen valores ≤ 10 , mientras que los de la parte superior de la unidad (201-75 cm) son mayores que 10.

En la unidad II (75-50 cm), los valores de la relación C/N oscilan entre 8 (51 cm) y 18 (71 cm). Finalmente, los sedimentos de la unidad I (50-0 cm) presentan valores entre 8 (11 cm) y 16 (41 cm).

S2

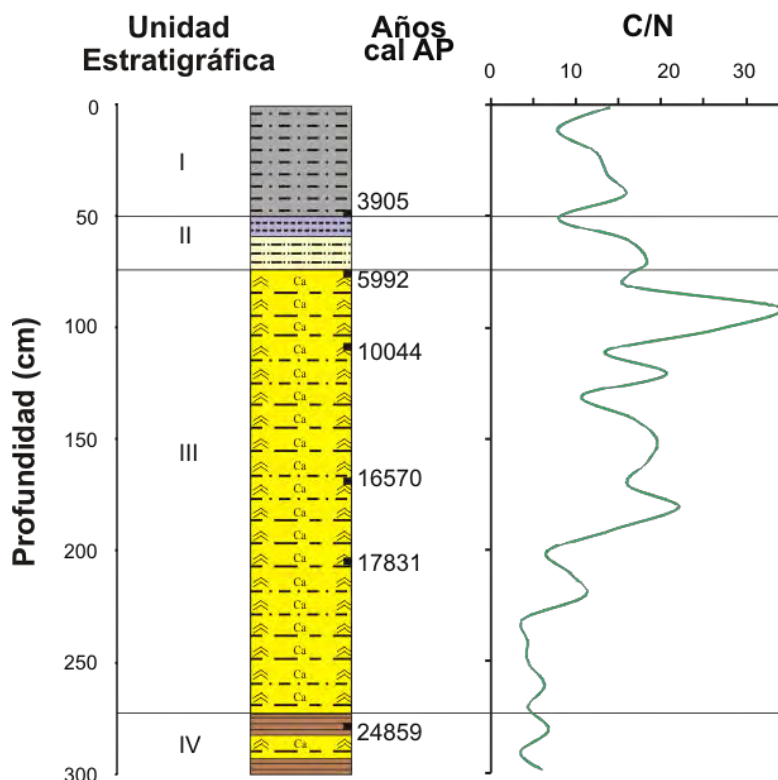


Figura 6.6: Relación C/N en las diferentes unidades estratigráficas del perfil S2.

Perfil S3

Los sedimentos del perfil S3 contiene entre 0.1 % (155cm) y 0.2 % (45 cm) de NT. La relación C/N varía entre 0 y 10 (Figura 6.7).

Los sedimentos de la unidad III (200-100 cm) registran la mayor variación de C/N y muestra valores entre 0 (155 cm) y 10 (155 cm).

En la unidad II (100-50 cm) los valores de la relación C/N oscilan entre 6 (55 cm) y 9 (95 cm). Finalmente, los sedimentos de la unidad I (50-0 cm) presentan valores bajos y uniformes entre 1 (32 cm) y 3 (25 cm).

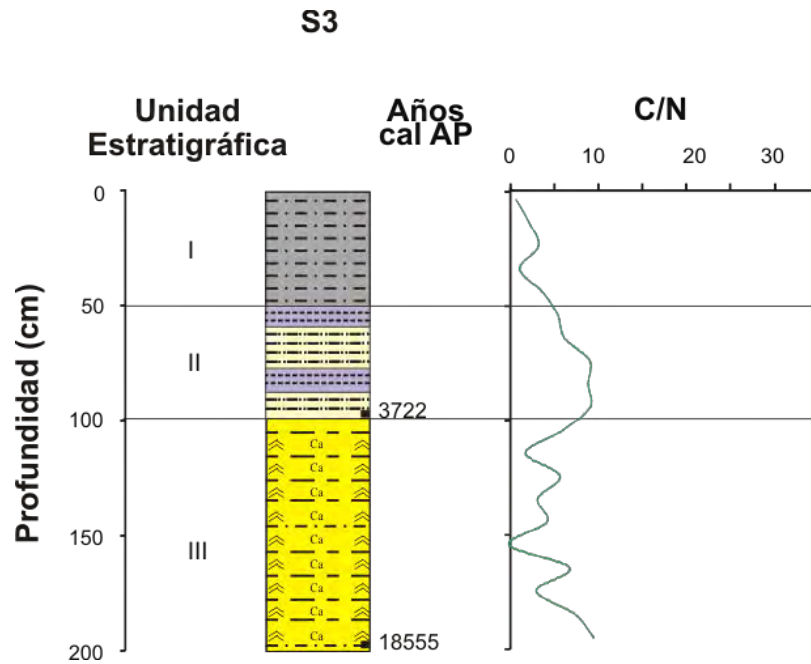


Figura 6.7: Relación de C/N en las diferentes unidades estratigráficas del perfil S3.

VI.3.3 Concentración multi-elemental

VI.3.3.1 Elementos mayores en las rocas

La concentración de los elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P) de las 8 diferentes muestras de roca recolectadas alrededor de la cuenca se presenta en la Tabla 4. Los valores son expresados como porcentaje en peso (%) de sus respectivos óxidos.

Tabla 4: Concentración de los óxidos de elementos mayores de 8 diferentes muestras de roca recolectadas en los alrededores de la cuenca de Santiaguillo (ver Figura 4.2 para ubicaciones).

Muestra	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MgO (%)	CaO (%)	K ₂ O (%)	Na ₂ O (%)	TiO ₂ (%)	P ₂ O ₅ (%)	MnO (%)
SG1	73.39	14.23	1.94	0.07	1.29	5.51	3.27	0.18	0.05	0.07
SG2	76.39	13.21	1.76	0.33	1.19	4.22	2.51	0.25	0.07	0.08
SG3	80.28	9.98	1.20	0.00	0.48	6.20	1.70	0.07	0.02	0.07
SG4	79.66	11.18	1.18	0.00	0.29	5.04	2.48	0.06	0.04	0.08
SG5	73.99	13.90	2.00	0.66	1.41	4.03	3.62	0.26	0.08	0.06
SG6	48.52	14.95	13.33	9.76	8.02	0.58	2.59	1.84	0.24	0.17
SG7	49.56	16.53	11.76	6.66	8.49	0.94	3.46	2.06	0.38	0.15
SG10	47.85	15.67	12.31	8.22	7.90	1.55	3.47	2.29	0.58	0.16

Las ocho muestras de rocas ígneas fueron clasificadas utilizando el diagrama TAS (Figura 6.8) (Le Maitre *et al.*, 1989). Este diagrama clasifica químicamente las rocas volcánicas de acuerdo con su contenido de álcalis totales y sílice. Para la elaboración del diagrama de clasificación, se suma el contenido de Na₂O y K₂O (álcalis totales, TA, por sus siglas en inglés), y se grafican en contra del contenido de SiO₂(S) (Rollinson, 1993).

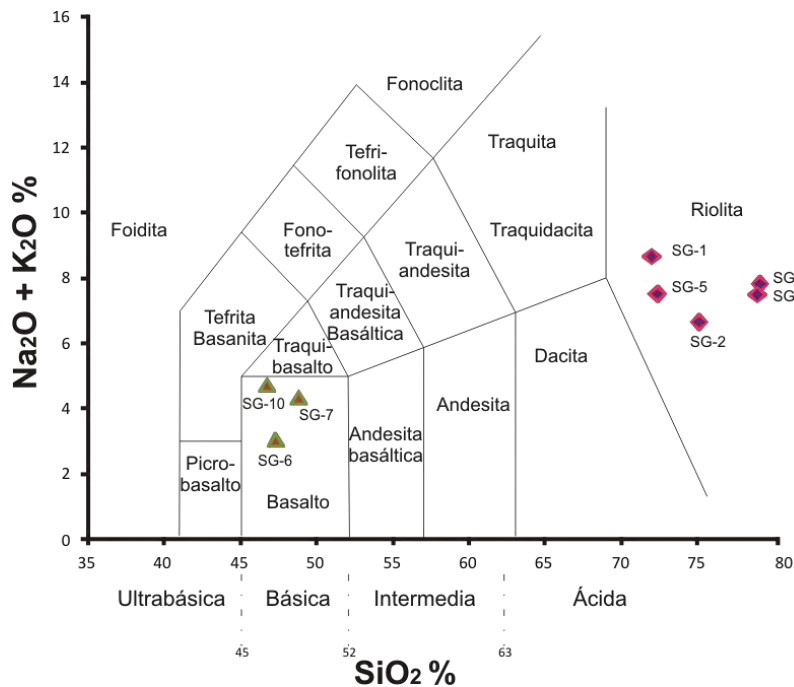


Figura 6.8: Clasificación de las rocas volcánicas expuestas alrededor del paleolago Santiaguillo en el diagrama TAS según Le Maitre *et al.* (1989).

De acuerdo al diagrama de TAS, las muestras SG6, SG7 y SG10, recolectadas de la parte sur-oriental, son de composición basáltica. Así mismo, las muestras de roca SG1, SG2, SG3, SG4 y SG5 recolectadas en la parte oriente y occidente de la cuenca (Figura 4.2) son de composición riolítica. Sin embargo, las muestras SG3 y SG4 tienen mayor contenido de SiO₂ en comparación con SG1, SG2, SG4 y SG5.

El contenido de Na₂O%+K₂O% en los basaltos se encuentra por debajo del 5%, siendo específicamente de 3.1% (SG6), 4.4% (SG7) y 4.9% (SG10). Por otro lado, el contenido de Na₂O%+K₂O% en las riolitas es mayor que el 6% de su composición, siendo de mayor a menor de 8.6% (SG1), 7.8% (SG3), 7.5% (SG5), 7.4% (SG4) y 6.6% (SG2).

El contenido de SiO_2 en los basaltos se encuentra por debajo del 50%, siendo específicamente de 48.5% (SG6), 49.6% (SG7) y 47.8% (SG10). Por otro lado, el contenido de SiO_2 en las riolitas es mayor que el 70% de su composición, siendo SG1 (73.4%) y SG5 (73.9%) muy parecidas, con menor contenido que SG2 (76.4%), mientras que SG3 (80.3%) y SG4 (79.7%) son las de mayor contenido de SiO_2 de todas las muestras.

En los basaltos el contenido de Al_2O_3 es de 14.9% (SG6), 16.5% (SG7) y 15.7% (SG10). El TiO_2 se encuentra en concentraciones de 1.8% (SG6), 2% (SG7) y 2.3% (SG10). Las concentraciones de Fe_2O_3 de los basaltos son 13.3% (SG6), 11.8% (SG7) y 12.3% (SG10), mientras que las concentraciones de MgO son de 9.8% (SG6), 6.7% (SG7) y 8.2% (SG10). Finalmente, el CaO se encuentra en concentraciones de 8% (SG6), 8.5% (SG7) y 7.9% (SG10).

Por otro lado, el contenido de Al_2O_3 en las riolitas de la parte occidental de la cuenca de Santiaguillo es de 14.2% (SG1), 13.9% (SG5) y 13.2% (SG2), mientras que en las riolitas de la parte oriental es de 10% (SG3) y 11.2% (SG4). El TiO_2 se encuentra en concentraciones de 0.3% (SG5), 0.3% (SG2) y 0.2% (SG1) en las riolitas occidentales, y de 0.1% (SG3) 0.1% (SG4) en las orientales. El contenido de Fe_2O_3 en las riolitas de la parte occidental es de 2% (SG5), 1.9% (SG1) y 1.8% (SG2), mientras que las de la parte oriental contienen el 1.2% (SG3 y SG4). El MgO se encuentra por debajo del 1% de su composición, siendo de mayor a menor de 0.7% (SG5), 0.3% (SG2), 0.1% (SG1) (riolitas occidentales) y 0.0% (SG3 y SG4) (riolitas orientales). Finalmente, el CaO se encuentra en concentraciones de 1.4% (SG5), 1.3% (SG1), 1.2% (SG2) (riolitas occidentales), 0.5% (SG3) y 0.3% (SG4) (riolitas orientales).

En la Figura 6.9, se muestra la relación entre $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ y $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de los basaltos y riolitas con respecto a los sedimentos del perfil S2. Se observa que los sedimentos tienen una característica geoquímica a las muestras de riolitas SG1, SG2 y SG5.

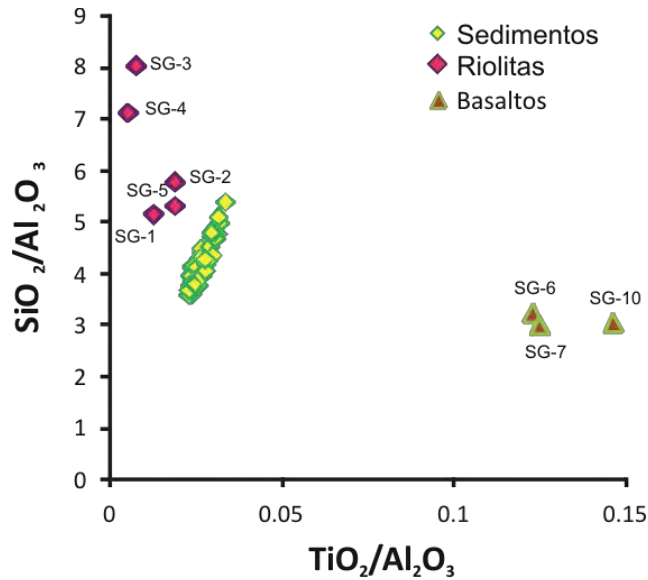


Figura 6.9: Relación entre TiO_2/Al_2O_3 y SiO_2/Al_2O_3 en rocas y sedimento del perfil S2.

VI.3.3.2 Elementos traza en las rocas

La concentración de los elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, V, Cr, Co, Zn, Th y Pb) de las 5 muestras de roca (identificadas como riolita) recolectadas alrededor de la cuenca se presenta en la Tabla 5. Los valores son expresados en ppm. Esta técnica no se aplicó para las muestras de roca identificadas como basaltos.

El Rb se encuentra entre el rango de 141-589 ppm, siendo la muestra SG4 la de mayor concentración y la muestra SG2 la de menor. El Sr entre el rango de 19-168 ppm, siendo la muestra SG5 la de mayor concentración y la muestra SG4 la de menor. El Ba entre el rango de 1042-154 ppm, siendo la muestra SG1 la de mayor concentración y la muestra SG3 la de menor. El Y entre el rango de 33-106 ppm, siendo la muestra SG4 la de mayor concentración y la muestra SG2 la de menor. El Zr entre el rango de 98-160 ppm, siendo la muestra SG5 la de mayor concentración y la muestra SG5 la de menor. El V entre el rango de <3-23 ppm, siendo la muestra SG5 la de mayor concentración y la muestra SG3 la de menor. El Cr se encuentra por debajo o ca. 3 ppm. El Co entre el rango de <3-7 ppm, siendo la muestra SG3 la de mayor concentración y las muestras SG1, SG2 y SG4 las de menor. El Zn entre el rango de 37-103 ppm, siendo la muestra SG4 la de mayor concentración y la muestra SG3 la de menor. El Th entre el rango de 15-91 ppm, siendo la muestra SG4 la de mayor concentración y la muestra SG2 la de menor. Finalmente el Pb entre el rango de 15-44 ppm, siendo la muestra SG4 la de mayor concentración y la muestra SG3 la de menor.

Tabla 5: Concentración de los elementos traza en diferentes muestras de roca recolectadas en los alrededores de la cuenca (ver Figura 4.2 para las ubicaciones).

Muestra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Ba (ppm)	Y (ppm)	Zr (ppm)	V (ppm)	Cr (ppm)	Co (ppm)	Zn (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)
SG1	209	110	1042	46	128	18	<3	<3	38	27	29
SG2	141	133	551	33	137	21	<3	<3	54	15	17
SG3	271	50	154	60	137	<3	3	7	37	20	17
SG4	589	19	362	106	98	8	<3	<3	103	91	44
SG5	161	168	473	39	160	23	3	4	60	17	15

VI.3.3.3 Elementos mayores en sedimento por FRX convencional

Perfil S2

La concentración de los elementos mayores en los sedimentos (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P) se presenta expresada como porcentaje en peso (wt %) de sus respectivos óxidos. Las distribuciones de los óxidos del perfil S2 se muestran en la Figura 6.10. La técnica de FRX convencional sólo se aplicó para el núcleo más largo. De acuerdo con los resultados del análisis multielemental, los componentes principales del perfil son el Si, el Al y el Ca.

A rasgos generales, se observa que el SiO₂, TiO₂, Al₂O₃ y Fe₂O₃ muestran distribuciones similares, mientras que la distribución de P₂O₅ es inversa al Na₂O y el K₂O. El MgO muestra una variación similar al Fe₂O₃, finalmente el CaO es el compuesto que presenta una mayor variación y muestra una relación inversa con respecto al SiO₂, TiO₂ y Al₂O₃.

En la unidad IV (300-278 cm), el contenido de SiO₂ varía entre 52 y 66%. La concentración de TiO₂ varía entre 0.3-0.4 %, Al₂O₃ entre 10-14%, Fe₂O₃ entre 1.8-3.4%, MnO entre 0.0-0.1%, MgO entre 0.7 y 1.3%, CaO entre 3 y 17%, Na₂O entre 1.6 y 2%, K₂O entre 3 y 4% y P₂O₅ entre 0.0 y 0.1%.

Los sedimentos de la unidad III (278-75 cm) presentan contenido de SiO₂ entre 44 y 63%, TiO₂ entre 0.3 y 0.4 % y, Al₂O₃ entre 11 y 15%. Las concentraciones de Fe₂O₃ son de 2.6-4.0%, MnO de 0.0-0.1 %, MgO entre 1 y 2%, CaO entre 3 y 19%, Na₂O entre 1 y 2%, K₂O entre 2.6 y 4% y P₂O₅ entre 0.0 y 0.1%.

En la unidad II (75-50 cm), el SiO₂ varía entre 49 y 57%, TiO₂ entre 0.3 y 0.4%, Al₂O₃ entre 13 y 15%, y Fe₂O₃ entre 3.4 y 4%. Las concentraciones de MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O y P₂O₅ son 0.0-0.8%, 1.7-2.0%, 6-12%, 1.3-1.6%, 3-3.7% y 0.0-0.1%, respectivamente.

Finalmente, los sedimentos de la unidad I (50-0 cm) presentan del 51-63% de SiO₂, 0.3-0.4% de TiO₂, 13.8-14.6% de Al₂O₃ y 3.2-3.6% de Fe₂O₃. Los valores de, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O y P₂O₅ son 0.0-0.2%, 1.3-2.0%, 5-11%, 1.0-1.5%, 3.2-3.5% y 0.0-0.1%, respectivamente.

En la siguiente tabla (Tabla 6) se enlistan las concentraciones máxima y mínima, promedio y desviación estándar de los elementos mayores en el perfil S2.

Tabla 6: Concentraciones máxima y mínima, promedio y desviación estándar de los elementos mayores en el perfil S2.

Óxido de elemento mayor	Concentración máxima (%)	Concentración mínima (%)	Promedio (%)	Desviación estándar
SiO ₂	66	44	56	5
CaO	19	3	8.6	3.5
Al ₂ O ₃	15	10	13.5	1.12
K ₂ O	4	2.5	3.4	0.3
Fe ₂ O ₃	4	1.8	3.3	0.5
Na ₂ O	2	1	1.7	0.3
MgO	2	0.7	1.5	0.3
TiO ₂	0.4	0.3	0.35	0.03
MnO	0.16	0.05	0.08	0.02
P ₂ O ₅	0.1	0.05	0.07	0.01

Diagrama ternario de A-CN-K e índice de alteración química (IAQ).

El diagrama ternario de A-CN-K e IAQ es útil para estudiar las tendencias y grado del intemperismo químico, así como la posible composición inicial de los sedimentos siliciclásticos. El contenido de diferentes elementos mayores se presenta en el diagrama ternario A-CN-K (Figura 6.13). Se identifica la composición inicial (procedencia) de los sedimentos depositados en la cuenca, al comparar las tendencias de sedimentos y rocas con diferentes grados de alteración química (Fedo *et al.*, 1995).

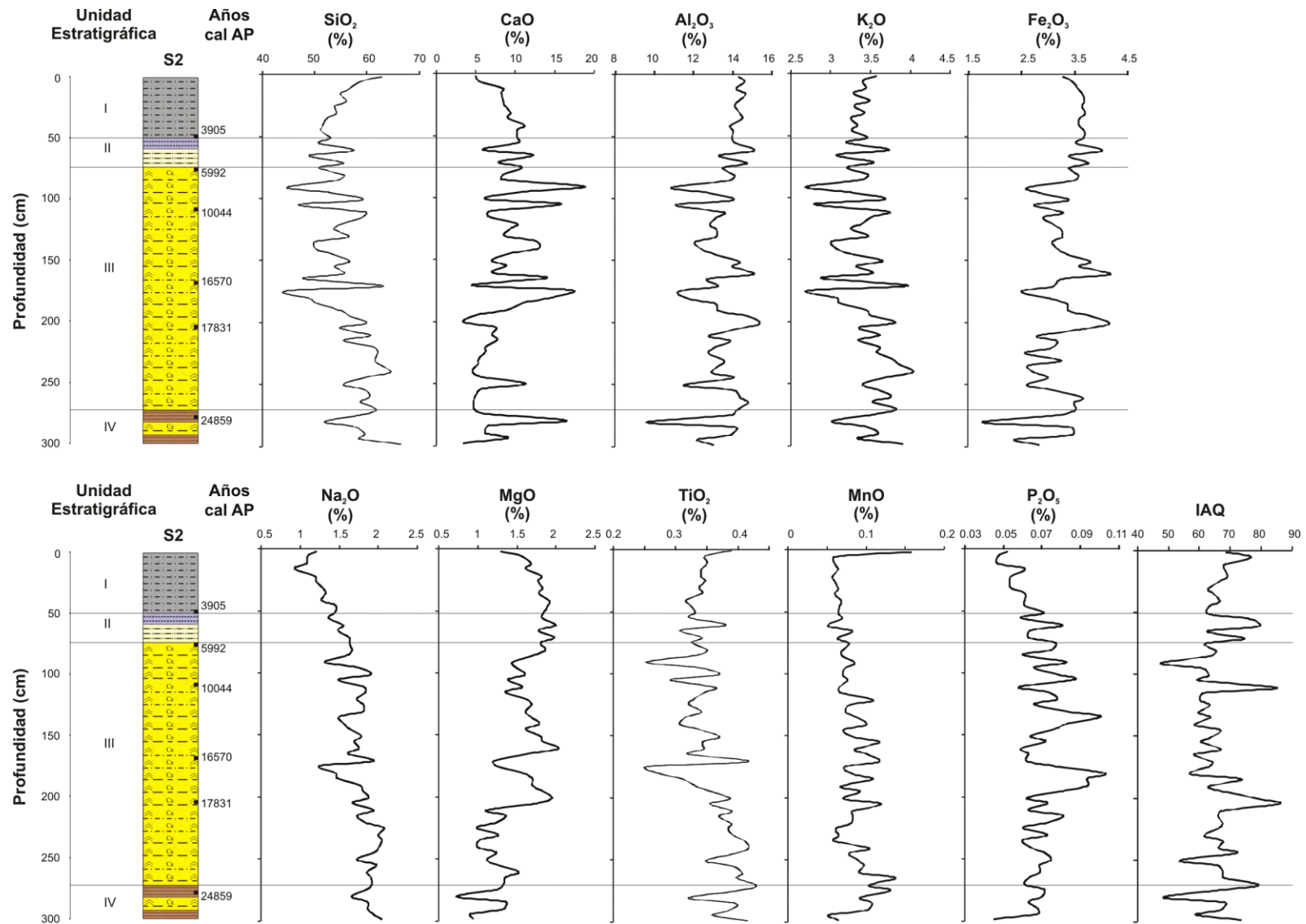


Figura 6.10: Distribución de los elementos mayores expresados como óxidos e índice de alteración química (IAQ) a lo largo del perfil S2.

En el diagrama ternario, se grafican las proporciones molares de Al_2O_3 (A), CaO^*+Na_2O (CN) y K_2O (K), donde CaO^* representa el contenido de CaO incorporado únicamente en los silicatos y se obtiene restando su porción relacionada a los carbonatos y fosfatos de la siguiente manera: $CaO^* = CaO - CO_2 - 10/3 P_2O_5$ (Nesbitt y Young, 1984, 1989; Fedo *et al.*, 1995).

Las plagioclasas y feldespato potásico presentan un bajo contenido de Al_2O_3 , mientras que un mayor contenido de CaO^*+Na_2O (plagioclasas) y K_2O (feldespato potásico). Por otra parte, el grupo de las arcillas carece de CaO^*+Na_2O y K_2O , mientras que tiene mayor contenido de Al_2O_3 .

El intemperismo químico afecta la mineralogía de la fracción siliciclástica y la concentración de diferentes elementos mayores y trazas. La estimación cuantitativa del grado de intemperismo químico de dichas fracciones (siliciclásticos) puede ser obtenida mediante el cálculo del índice de alteración química (IAQ) (Figura 6.12 y extremo derecho de la Figura 6.13), el cual se define utilizando las proporciones molares de los óxidos de Al, Ca^* , Na y K, como:

$$IAQ = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100$$

Este cociente refleja la remoción de cationes lábiles (como el Ca^{2+} , Na^+ , K^+) en comparación con los constituyentes residuales estables (Al^{3+} , Ti^{4+}) durante el intemperismo (Fedo *et al.*, 1995). Esto es debido a que los feldespatos son los minerales lábiles más abundantes de la corteza superior; consecuentemente el proceso dominante durante el intemperismo químico es la degradación de feldespatos y la formación de minerales secundarios como las caolinitas, esmectitas, y demás (Nesbitt y Young, 1982). Durante este proceso, el calcio (Ca), sodio (Na) y potasio (K) son generalmente removidos de los feldespatos, por lo que la proporción de alúmina respecto a los álcalis generalmente se incrementa en el producto de intemperismo (Nesbitt y Young, 1982).

Valores de IAQ menores a 50 son característicos de rocas y minerales no intemperizados. Valores entre 50 y 60 son indicativos de un intemperismo químico de bajo grado, entre 60 y 80 representan un intemperismo moderado y valores mayores a 80 corresponden a un intemperismo extremo.

Los sedimentos del perfil S2 muestran el grado de intemperismo químico que varía entre no alterados y muy alterados (48-86). Así mismo, los valores de IAQ de las rocas son 49-53 y muestran la característica no alterada a poco alterada. Los sedimentos exhiben un arreglo

lineal (Figura 6.11) que se desplaza de forma casi paralela al eje A-CN. Esto indica que los sedimentos son productos de alteración de una misma fuente. Los sedimentos no alterados están enriquecidos en plagioclasas cálcico-sódicas y empobrecidos en feldespato potásico y muestran la proporción de plagioclasa y feldespato potásico de la posible fuente. Las riolitas muestran una variación de contenido entre plagioclasa y feldespato potásico. Las muestras colectadas de la parte occidental de la cuenca (rombo cerrado) (SG1, SG2, SG5) tienen una asociación de feldespatos similar a los sedimentos. Mientras que las riolitas de la parte oriental de la cuenca (rombo abierto) (SG3, SG4) son relativamente más enriquecidas en feldespato potásico. Los basaltos de la parte sur de la cuenca son muy enriquecidos en plagioclasas.

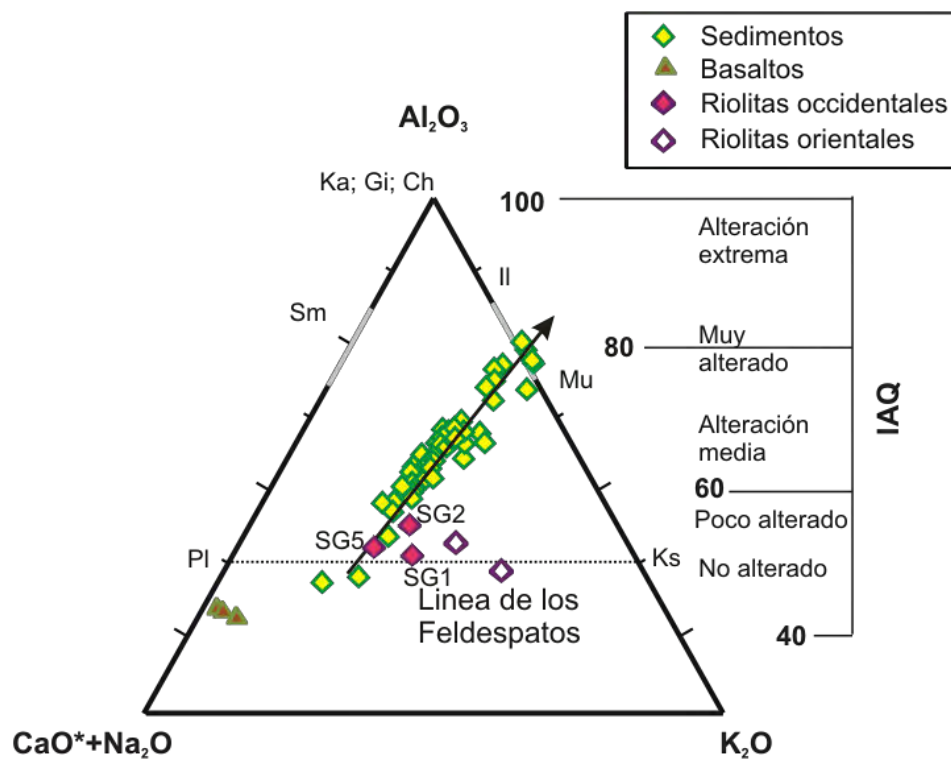


Figura 6.11: Diagrama ternario A-CN-K y estimación del grado de alteración de los sedimentos y rocas del paleolago Santiaguillo con el índice de alteración química (IAQ).

VI.3.3.4 Elementos mayores en sedimento por FRX portátil

Perfil S2

La concentración de los elementos mayores en los sedimentos (Fe, Ti, Ca y K) se presenta expresada como porcentaje en peso (wt %). Las distribuciones de los elementos del perfil S2 se muestran en la Figura 6.12. De acuerdo con los resultados del análisis multielemental, los componentes principales del perfil son el Ca, el K y el Fe.

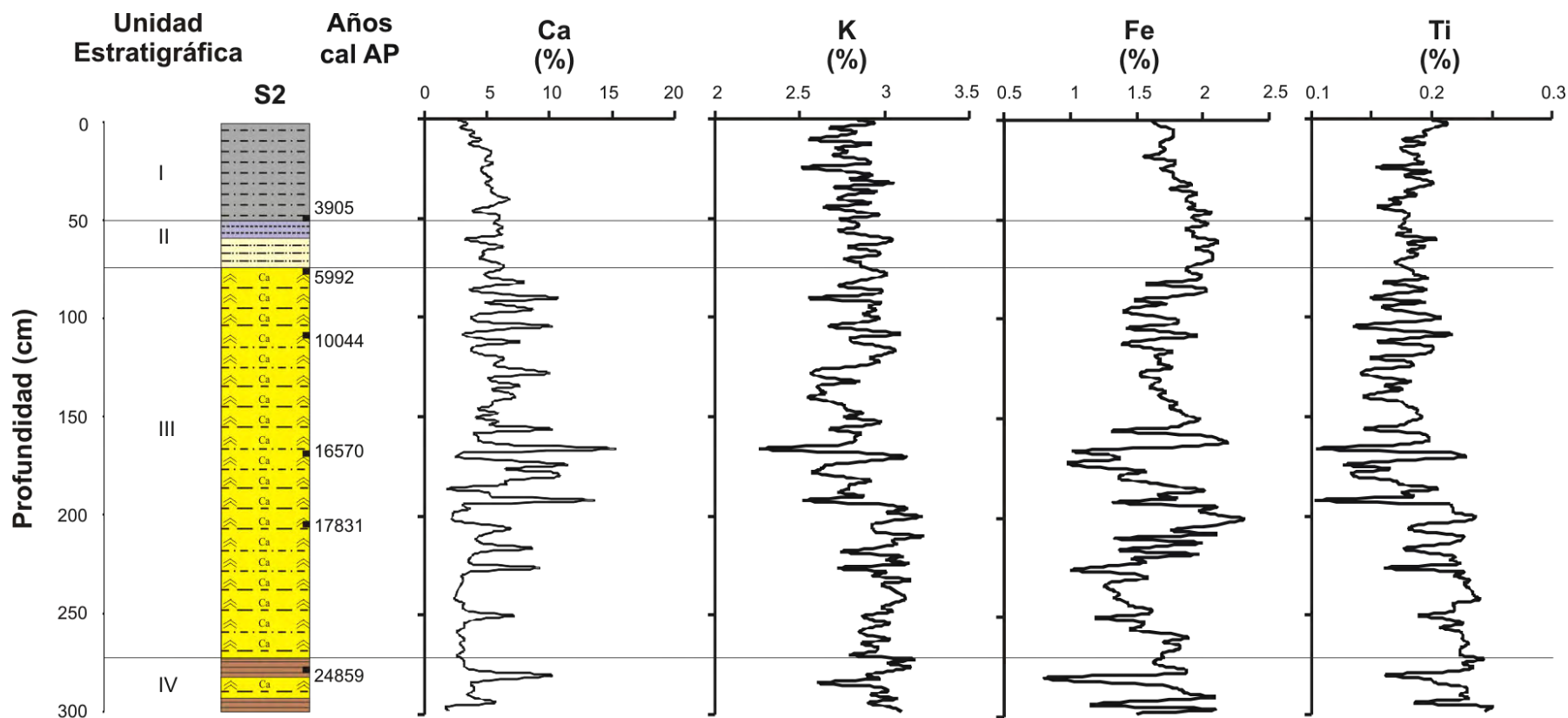


Figura 6.12: Distribución de los elementos mayores (%) obtenidos por medio de la técnica de fluorescencia de rayos X (FRX) con el equipo portátil, a lo largo del perfil S2

La concentración de Fe a lo largo del perfil varía entre 0.8% y 2.2%, el Ti entre 0.1% y 0.3%, el Ca 1.8-15.2% y el K 2.3-3.2%. Comparando los resultados obtenidos con la técnica convencional y portátil, la técnica portátil subestima las concentraciones de los elementos mayores.

En la siguiente tabla (Tabla 7) se enlistan las concentraciones máximas y mínimas, promedio y desviación estándar de los elementos mayores, a mayor resolución del perfil S2.

Tabla 7: Concentraciones máximas y mínimas, promedio y desviación estándar de los elementos mayores, a mayor resolución del perfil S2.

Elemento mayor	Concentración máxima (%)	Concentración mínima (%)	Promedio (%)	Desviación estándar
Ca	15.2	1.8	5.2	2.3
K	3.2	2.3	3	0.2
Fe	2.2	0.8	1.6	0.3
Ti	0.3	0.1	0.2	0.03

Debido a que se cuenta con mejor resolución en los resultados obtenidos por la FRX portátil, éstos son los que se utilizarán para realizar la interpretación. Los datos han sido corregidos con ecuación de regresión lineal. La técnica portátil subestima las concentraciones de Ti y Ca en comparación con la técnica convencional, mientras que las concentraciones del Fe y K son sobrestimadas (Figura 6.13).

Perfil S3

La concentración de los elementos mayores en los sedimentos (Fe, Ti, Ca y K) se presenta expresada como porcentaje en peso (wt %). Las distribuciones de los elementos del perfil S3 se muestran en la Figura 6.14. De acuerdo con los resultados del análisis multielemental, los componentes principales del perfil son el calcio (Ca), el potasio (K) y el hierro (Fe).

La concentración de Fe a lo largo del perfil varía entre 0.7% y 2.1%, el Ti entre 0.1% y 0.3%, el Ca 0.4-10.0% y el K 2.3-3.2%. Comparando los resultados obtenidos con la técnica convencional y portátil, la técnica portátil subestima las concentraciones de los elementos mayores. En la Tabla 8 se enlistan las concentraciones máximas y mínimas, promedio y desviación estándar de los elementos mayores, a mayor resolución del perfil S3.

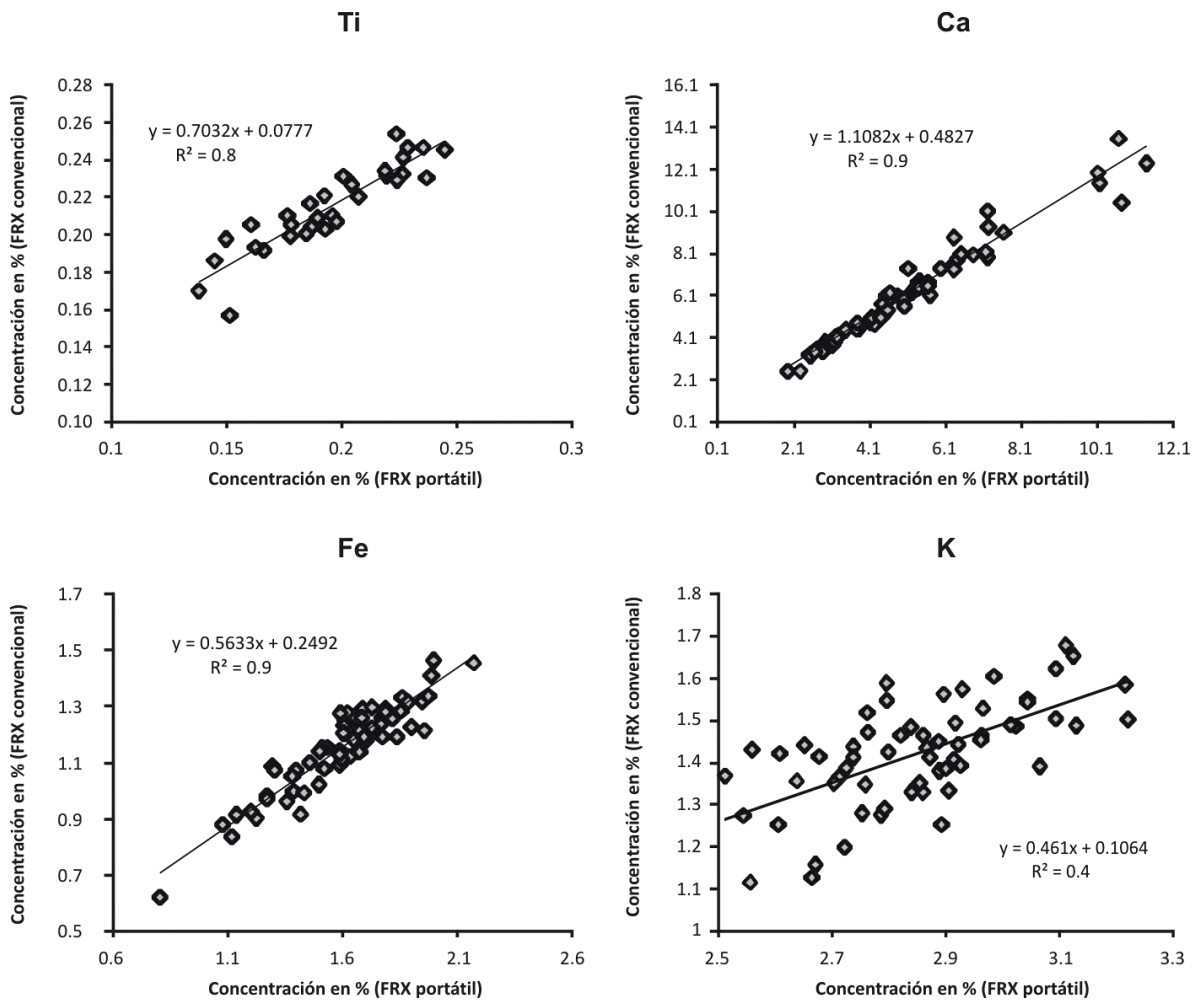


Figura 6.13: Correlación entre los resultados de fluorescencia de rayos X (FRX) obtenidos con el equipo convencional y portátil para Ti, Ca, Fe y K del perfil S2 con ecuaciones de ajuste.

Tabla 8: Concentraciones máximas y mínimas, promedio y desviación estándar de los elementos mayores, a mayor resolución del perfil S3.

Elemento mayor	Concentración máxima (%)	Concentración mínima (%)	Promedio (%)	Desviación estándar
Ca	10	0.42	3.7	2.7
K	3.2	2.3	2.8	0.2
Fe	2.1	0.7	1.6	0.3
Ti	0.3	0.1	0.2	0.05

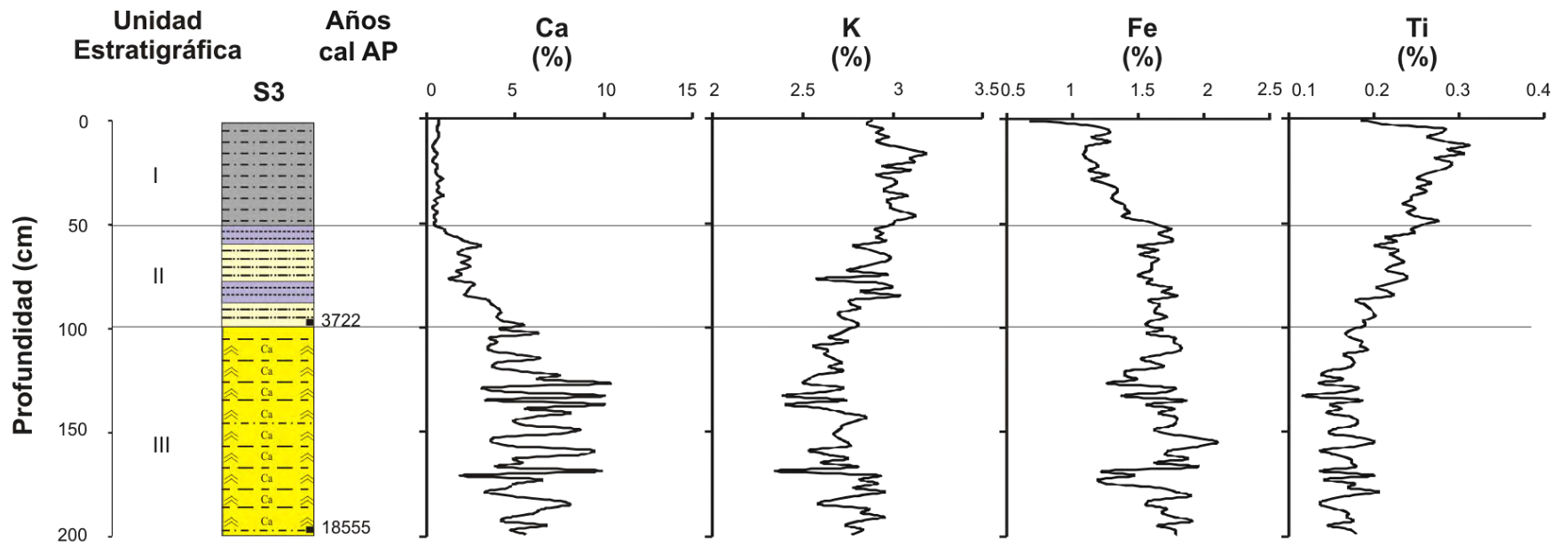


Figura 6.14: Distribución de los elementos mayores (%) obtenidos por medio de la técnica de fluorescencia de rayos X (FRX) con el equipo portátil, a lo largo del perfil S3.

VI.3.3.5 Elementos traza en sedimento por FRX convencional

Perfil S2

La concentración de los elementos trazas (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, V, Cr, Co, Zn, Th y Pb), del perfil S2 obtenidos por medio de la técnica de FRX convencional se muestra en la Figura 6.15. A rasgos generales, se observa que las variaciones entre el Rb, Y, V y Cr son muy similares y muestran una relación inversa con el Sr, Zr y Th. Por otro lado, las variaciones entre el Ba, Co, Zn y Pb no muestran relación alguna.

En la siguiente tabla (Tabla 9) se enlistan las concentraciones máxima y mínima, promedio y desviación estándar de los elementos trazas, a menor resolución en el perfil S2.

Tabla 9: Concentraciones máxima y mínima, promedio y desviación estándar de los elementos trazas, a menor resolución en el perfil S2.

Elemento traza	Concentración máxima (ppm)	Concentración mínima (ppm)	Promedio (ppm)	Desviación estándar
Ba	517	248	369	71
Sr	448	199	320	63
Zr	280	167	211	26
Rb	181	99	150	19.5
Zn	106	39	78	13
V	86	34	60	12
Y	44	27	38	4
Pb	34	11	19	5
Cr	29	4	15	6
Th	28	13	20	4
Co	7	1	5	1

La concentración del Rb a lo largo del perfil varía entre 99 ppm y 181 ppm, el Sr entre 199 ppm y 448 ppm, Ba 248-517 ppm, Y 27-44 ppm, Zr 167-280 ppm, V 34-86 ppm, Cr 4-29 ppm, Co 1-7 ppm, Zn 39-106 ppm, Th 13-28 ppm y Pb 11-34 ppm.

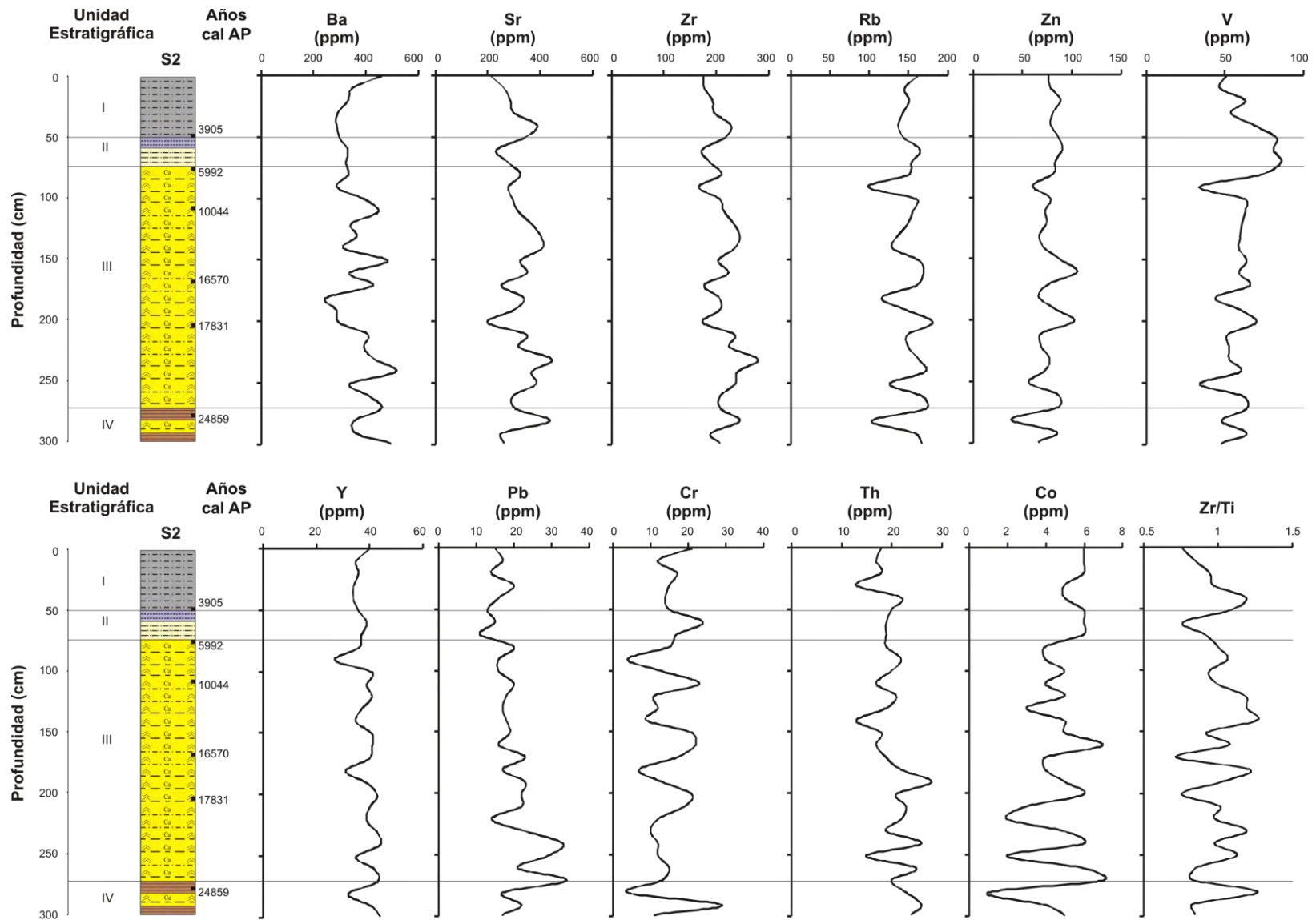


Figura 6.15: Distribución de los elementos traza, obtenidos por medio de la técnica de fluorescencia de rayos X (FRX) con el equipo convencional, así como la relación Zr/Ti a lo largo del perfil S2.

VI.3.3.6 Elementos traza en sedimento por FRX portátil

Perfil S2

La concentración de los elementos traza en los sedimentos (Mn, Zr, Sr y Zn) se presenta expresada en ppm. La distribución de los elementos del perfil S2 se muestra en la Figura 6.16.

La concentración del Mn a lo largo del perfil varía entre 245 ppm y 1000 ppm, el Zr entre 110 ppm y 191 ppm, Sr 193-590 ppm y Zn 37-98 ppm.

En la siguiente tabla (Tabla 10) se enlistan las concentraciones máxima y mínima, promedio y desviación estándar de los elementos traza, a mayor resolución en el perfil S2.

Tabla 10: Concentraciones máximas y mínimas, promedio y desviación estándar de los elementos traza, a mayor resolución en el perfil S2.

Elemento traza	Concentración máxima (ppm)	Concentración mínima (ppm)	Promedio (ppm)	Desviación estándar
Mn	1000	245	460	127
Sr	590	193	322	62
Zr	191	110	159	19
Zn	98	37	72	11

Comparando los resultados obtenidos con la técnica convencional y portátil, la técnica portátil subestima las concentraciones del Zr y Zn, mientras que el Sr es sobreestimado (Figura 6.17).

La relación del Zr entre los datos obtenidos con la técnica de FRX portátil y tradicional, no muestran una buena correlación (Figura 6.17), por lo que en este caso, se utilizan los datos obtenidos de la técnica tradicional.

Perfil S3

La concentración de los elementos traza en los sedimentos (Mn, Zr, Sr y Zn) se presenta expresada en ppm. Las distribuciones de los elementos del perfil S3 se muestran en la Figura 6.18.

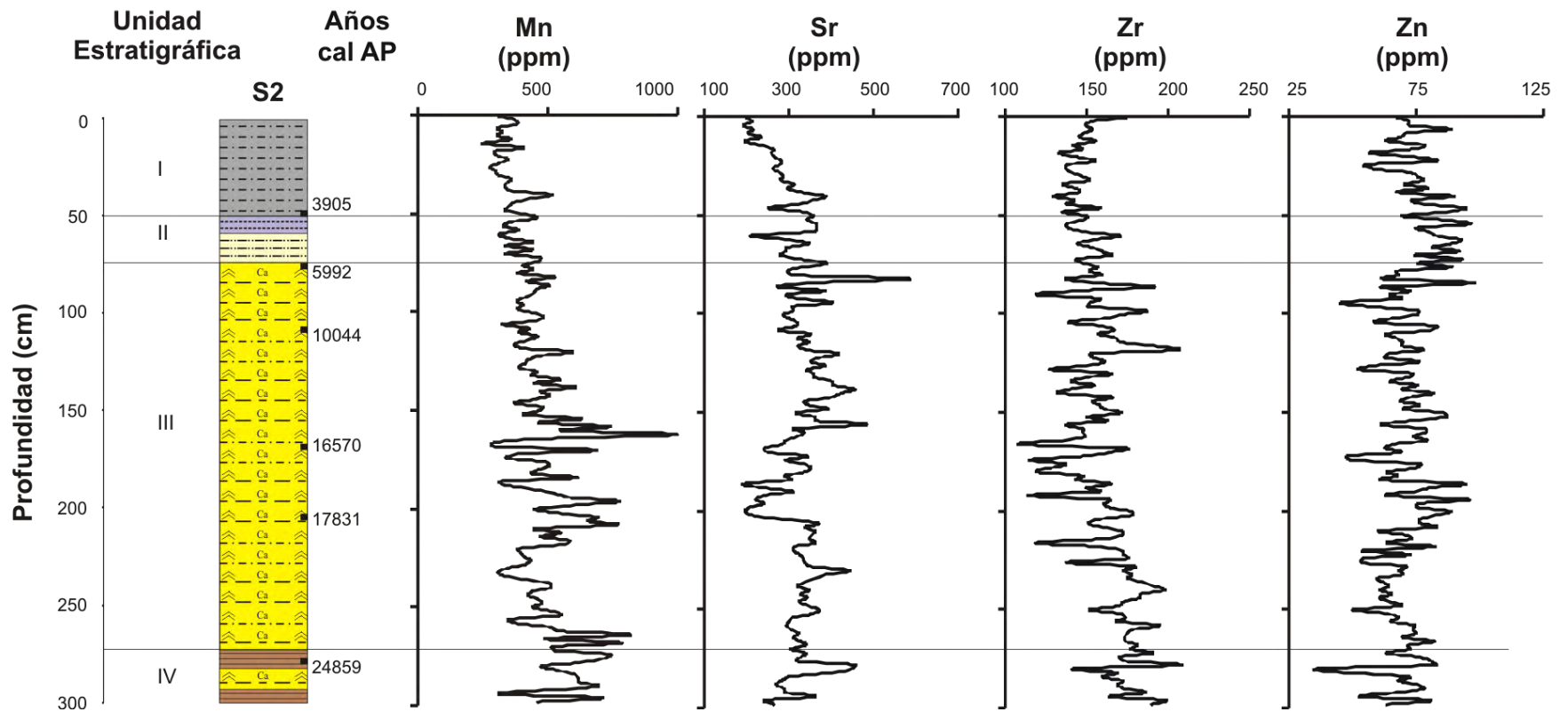


Figura 6.16: Distribución de los elementos trazas (ppm), obtenidos por medio de la técnica de fluorescencia de rayos X (FRX) con el equipo portátil, a lo largo del perfil S2.

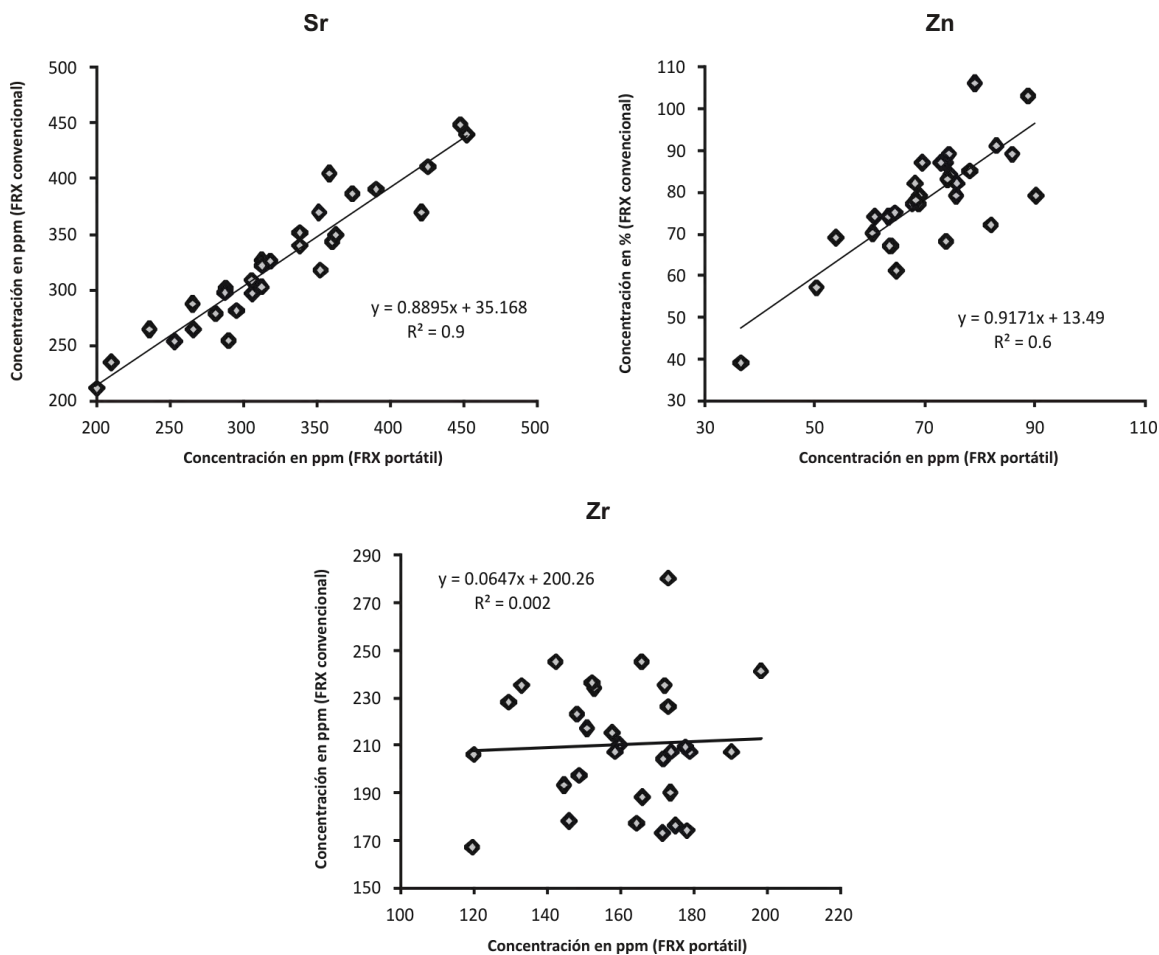


Figura 6.17: Correlación entre los resultados obtenidos de la técnica de fluorescencia de rayos X (FRX) con el equipo portátil y tradicional del Sr, Zn y Zr (%) para el perfil S2.

La concentración del Mn a lo largo del perfil varía entre 190 ppm y 1086 ppm, el Zr entre 130 ppm y 225 ppm, Sr 123-438 ppm y Zn 27-101 ppm.

En la siguiente tabla (Tabla 11) se enlistan las concentraciones máximas y mínimas de los elementos traza, a mayor resolución, con su respectiva profundidad en el perfil S3.

Tabla 11: Concentraciones máximas y mínimas con sus respectivas profundidades de los elementos traza, a mayor resolución, en el perfil S3.

Elemento traza	Concentración máxima (ppm)	Concentración mínima (ppm)	Promedio (ppm)	Desviación estándar
Mn	1086	190	396	133
Zr	225	130	165	22
Sr	418	123	248	84
Zn	101	27	69	13

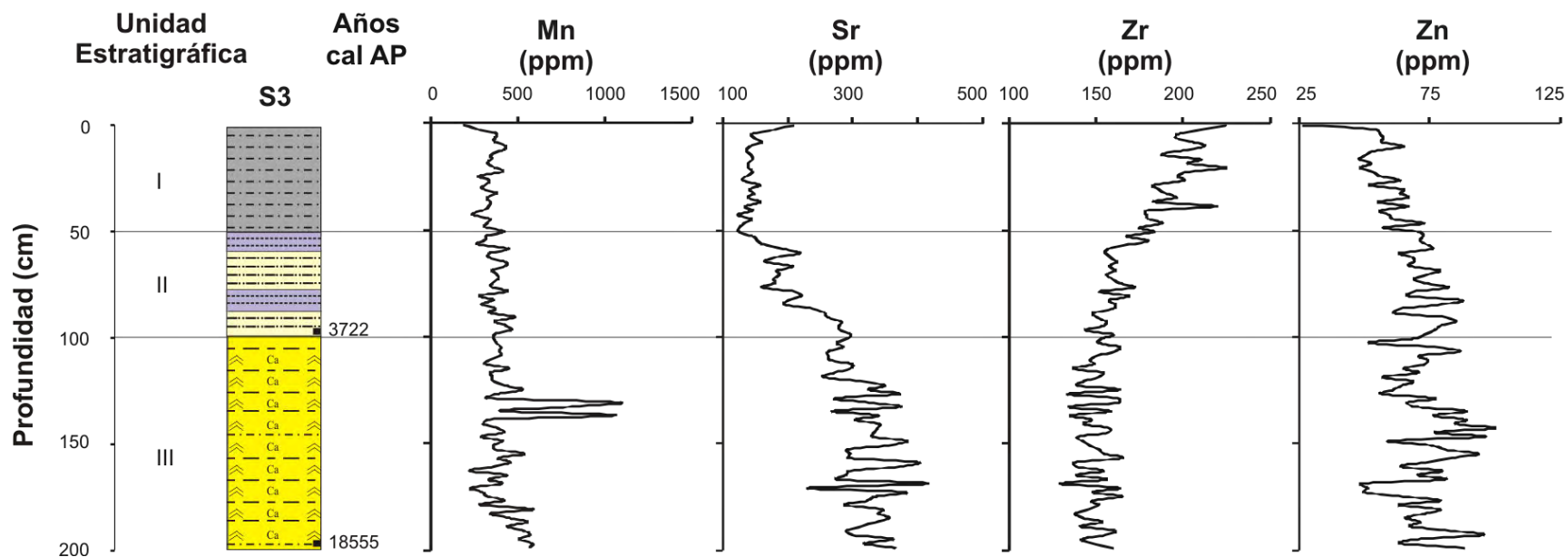


Figura 6.18: Distribución de los elementos traza (ppm), obtenidos por medio de la técnica de fluorescencia de rayos X (FRX) con el equipo portátil, a lo largo del perfil S3.

VI.3.3.7 Indicadores Geoquímicos

Las condiciones paleohidrológicas y paleoclimáticas (discutidas más adelante) de la cuenca de Santiaguillo son inferidas con base en las siguientes características geoquímicas: COT, C/N, IAQ, Zr/Ti, Ti y Ca.

- Ti= Aporte pluvial.

El Ti es uno de los elementos más inmóviles durante los procesos de intemperismo y es utilizado como indicador de aporte clástico a la cuenca sedimentaria (Roy *et al.*, 2013a). La variación en la concentración de Ti puede estar relacionada a un cambio de procedencia (félsica/máfica) y/o transporte de depositación (eólico y pluvial). En Santiaguillo, los sedimentos depositados en los últimos 27 ka cal AP son producto de alteración de la misma fuente (riolitas expuestas en el lado occidental). Por ello, la concentración de Ti estima el aporte de minerales por procesos pluvial y eólico. La correlación negativa ($R^2=-.7$) entre Ti y el contenido de CIT muestra que la mayor depositación de los minerales de Ti ha ocurrido en los intervalos de menor salinidad (Figura 6.19). Por lo tanto, los minerales de Ti entran a la cuenca en condiciones diluidas por procesos pluviales.

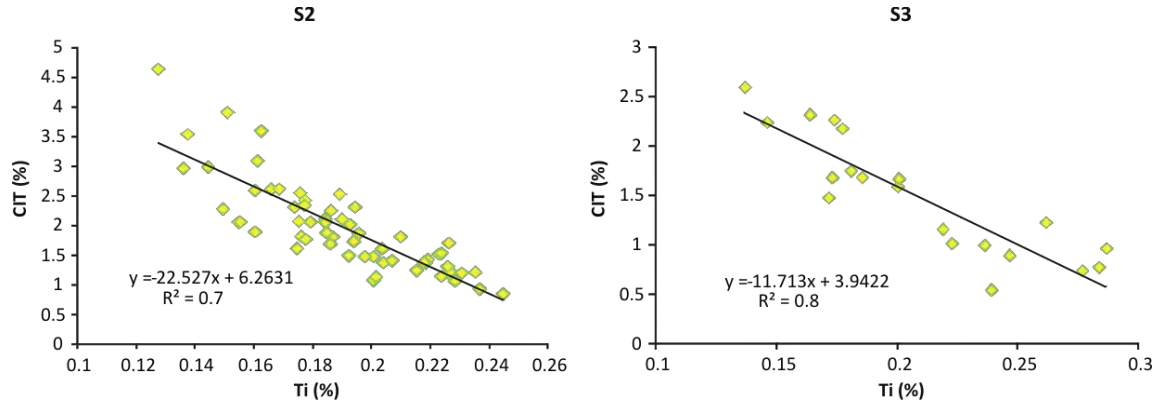


Figura 6.19: Correlación negativa entre el Ti y CIT en los sedimentos de los perfiles S2 y S3.

La concentración de Ti en los sedimentos de ambos perfiles fue estandarizada con base en la siguiente ecuación:

$$Ti = (\text{concentración medida} - \text{promedio}) / \text{desviación estándar}$$

En donde los valores positivos indican concentración de Ti mayor del promedio (aporte fluvial a la cuenca mayor del promedio), mientras que los valores negativos indican concentración de Ti menor del promedio (aporte fluvial a la cuenca menor del

promedio). En la Figura 6.20 se observan los valores de Ti estandarizado en los perfiles S2 y S3 en comparación del tiempo.

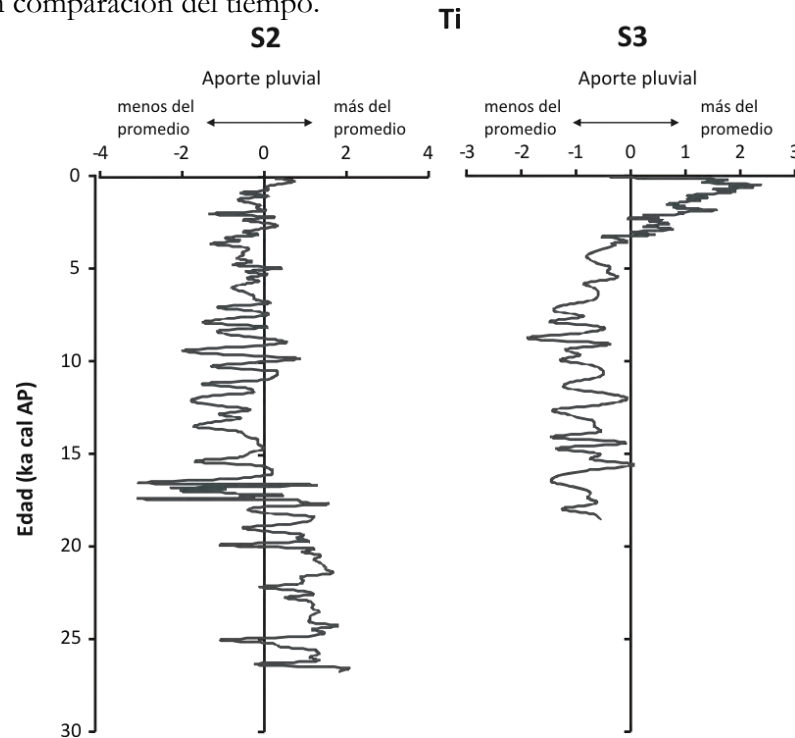


Figura 6.20: Valores de Ti estandarizado en sedimento de los perfiles S2 y S3.

- CIT y Ca=Proxy de salinidad

El contenido de Ca está asociado en los silicatos (feldespatos) y los carbonatos presentes en el sedimento. En los sedimentos de Santiaguillo, el Ca tiene un coeficiente de correlación negativo con Ti ($R^2=-8$) y una coeficiente de correlación positivo ($R^2=9$) con CIT. Lo cual demuestra que el Ca está asociado a los carbonatos que precipitan en condiciones de alta salinidad, por ello se utiliza la concentración de Ca como proxy de salinidad y evaporación. En la Figura 6.21 se observa la relación positiva entre el CIT y el Ca tanto para el perfil S2 como para el S3.

La concentración de Ca en los sedimentos de ambos perfiles fue estandarizada con base en la siguiente ecuación:

$$Ca = (\text{concentración medida} - \text{promedio}) / \text{desviación estándar}$$

En donde los valores positivos indican concentración de Ca mayor del promedio (salinidad y evaporación mayor del promedio), mientras que los valores negativos indican concentración de Ca menor del promedio (salinidad y evaporación menor del promedio). En la Figura 6.22 se observan los valores de Ca estandarizado en los perfiles S2 y S3 en comparación del tiempo.

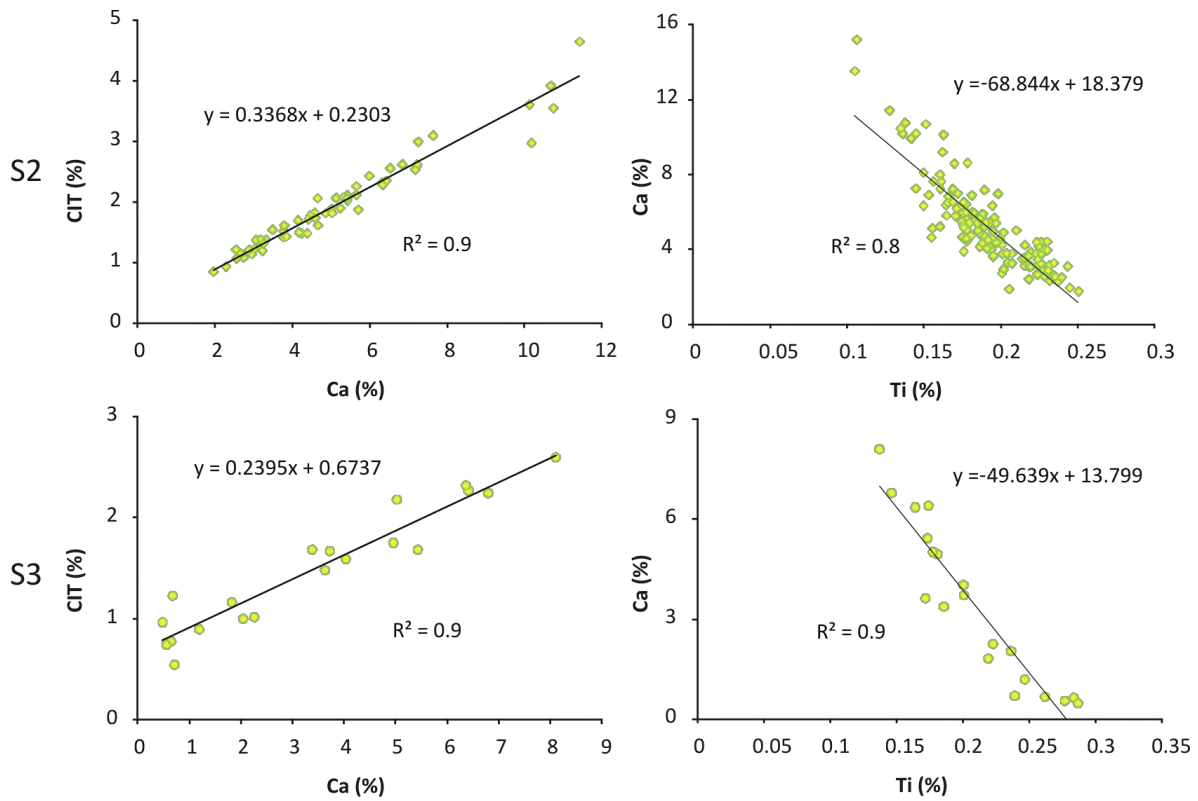


Figura 6.21: Correlación positiva entre el CIT y Ca (indicador de evaporación y salinidad) y correlación negativa entre el Ca y Ti (indicador de aporte pluvial) para los perfiles S2 (parte superior) y S3 (parte inferior).

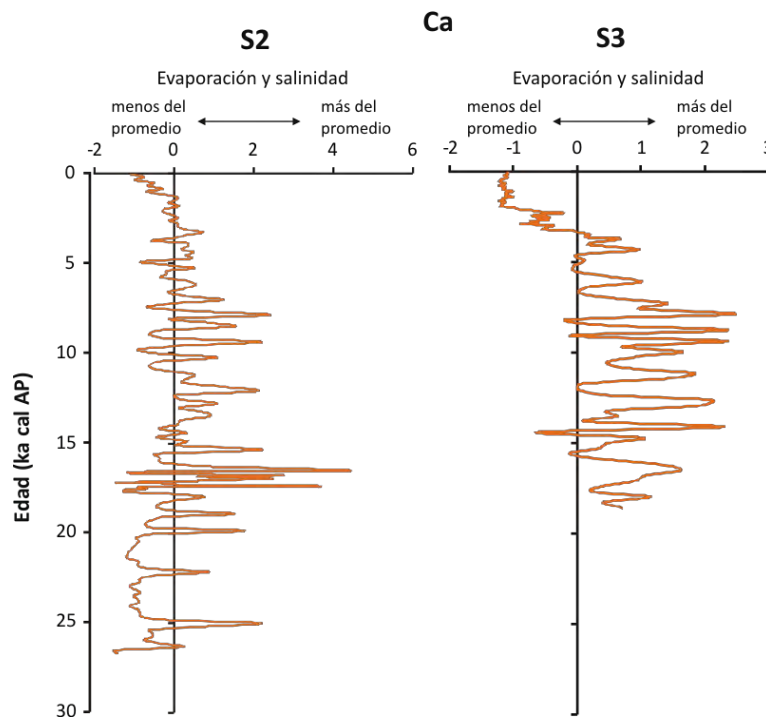


Figura 6.22: Valores de Ca estandarizado en sedimento de los perfiles S2 y S3.

- COT= Productividad

La depositación de material orgánico o biogénico dentro de una secuencia sedimentaria lacustre depende del tipo de cubierta vegetal de los alrededores, la productividad orgánica del lago y las características fisicoquímicas del agua. De esta forma, la preservación de materia orgánica indica condiciones de oxigenación del cuerpo de agua, energía del medio de transporte, productividad, densidad de la cubierta vegetal, estacionalidad, etc. (Katz, 1990; Beuning *et al.*, 1997).

- C/N= Fuente de materia orgánica

La materia orgánica presente puede tener un origen tanto lacustre como terrestre. La concentración del nitrógeno en relación con el contenido de carbono orgánica puede proporcionar información acerca del origen lacustre o terrestre de la materia orgánica. Las plantas vasculares terrestres son ricas en celulosa y pobres en proteína (bajas en N, relación C/N>10). La materia orgánica proveniente del fitoplancton es rica en proteína, por lo tanto tiene altas concentraciones de N (relación C/N<10) (Meyers e Ishiwatari, 1993; Last y Smol, 2001).

- Zr/Ti = Aporte eólico

El Zr/Ti refleja la entrada de minerales que contienen Zr en comparación con los minerales que contienen Ti. El coeficiente de correlación negativo entre Zr/Ti e IAQ ($R^2=0.4$) muestra que los minerales de Zr entran a la cuenca de Santiaguillo en intervalos de menor alteración química (menor interacción entre sedimento y agua), por lo tanto, entran por procesos eólicos. En la Figura 6.23 se observa que el Zr/Ti tiene una relación negativa con el IAQ. Por todo lo anterior, el Zr/Ti es utilizado como indicador de aporte eólico a la cuenca.

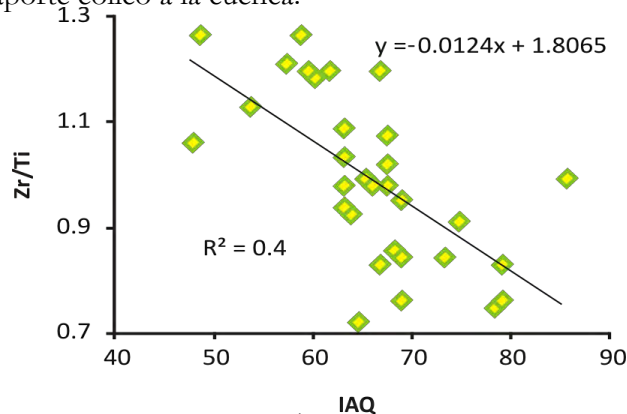


Figura 6.23: Correlación negativa entre Zr/Ti e índice de alteración química (IAQ) para el perfil S2.

VI.4 Ostrácodos

VI.4.1 Especies

El contenido faunístico consiste en 5 especies de ostrácodos, de las cuales 4 pudieron ser identificadas y una no se reconoció, debido a que solo se encontraron valvas de ésta especie en estadio larvario.

Cypridopsis vidua (Müller, 1776) Brady, 1868

Eucandona patzcuaro, Tressler 1954

Limnocythere bradburyi Forester, 1985

Limnocythere ceriotuberosa Delorme, 1967

Las cuatro especies identificadas que se encontraron a lo largo de los perfiles sedimentarios S2 y S3 son especies ampliamente conocidas, con amplia distribución y descritas por otros autores (Anexo C). Las especies son ilustradas en la Lámina I.

VI.4.2 Abundancia y distribución

Perfil S2

La abundancia total de ostrácodos es ≤ 125 valvas/gramo (Figura 6.24). La abundancia de juveniles (hasta 102 valvas/gramo) es mayor que la de adultos (hasta 57 valvas/gramo). *Limnocythere bradburyi* (≤ 37 valvas/gramo) es la especie de mayor abundancia a lo largo del perfil, seguida por el *Eucadona patzcuaro* (≤ 9 valvas/gramo), *Cypridopsis vidua* (≤ 1 valvas/gramo) y finalmente *Limnocythere ceriotuberosa* (≤ 1 valvas/gramo). La mayoría de las valvas presentan buena preservación. Casi todas están cubiertas por carbonatos autigénicos impidiendo la observación de las cicatrices musculares en algunas de ellas, pero pudiendo ser identificadas por otras características morfológicas de las especies encontradas como forma de la valva, tamaño, vestíbulo, etc.

En la unidad estratigráfica IV (300-278 cm), la abundancia total varía entre 14 y 24 valvas/gramo. La especie *L. bradburyi* constituye de 69-100%, *E. patzcuaro* de ≤ 31 %, *C. vidua* de ≤ 5 % y *L. ceriotuberosa* de ≤ 11 %. Ésta unidad es la de mayor riqueza especies descritas anteriormente, ya que *L. ceriotuberosa* sólo fue encontrada en las profundidades de 299 y 281 cm del perfil sedimentario.

La abundancia total en la unidad III (278-75 cm) es 1-125 valvas/gramo. La mayor abundancia total se detectó en las profundidades de 225 cm (125 valvas/gramo) y 215 cm (113 valvas/gramo). Así mismo, la menor abundancia total está registrada en las profundidades de 201 cm (1 valva/gramo), 191 cm (1 valva/gramo) y 181 cm (2 valvas/gramo). La especie *L. bradburyi* constituye del 52-100 %, *E. patzcuaro* de $\leq 47\%$ y *C. vidua* representa de $\leq 11\%$ de los ostrácodos totales. La mayor abundancia de *L. bradburyi* se registró en la profundidad de 291 cm, 191 cm, 151 cm, 141 cm y 105-55 cm. La menor abundancia de *L. bradburyi* se observa en la profundidad de 245 cm. La especie *E. patzcuaro* fue más abundante en la profundidad de 245 cm, mientras que disminuyó en las profundidades de 291 cm, 185 cm, 151 cm y 141-135 cm. Los sedimentos entre 111-0 cm carecen de preservación de *E. patzcuaro*. La mayor abundancia de *C. vidua* se observa en la profundidad de 185 cm, mientras que los sedimentos de las profundidades de 221-191 cm, 181-171 cm, 155-131 cm y 105-0 cm carecen de preservación de ésta.

En la unidad II (75-50 cm), la abundancia total es relativamente baja (1-5 valvas/gramo) siendo *L. bradburyi* la única especie presente (100%). Finalmente, los sedimentos de unidad I (50-0 cm) no registran presencia de ostrácodos.

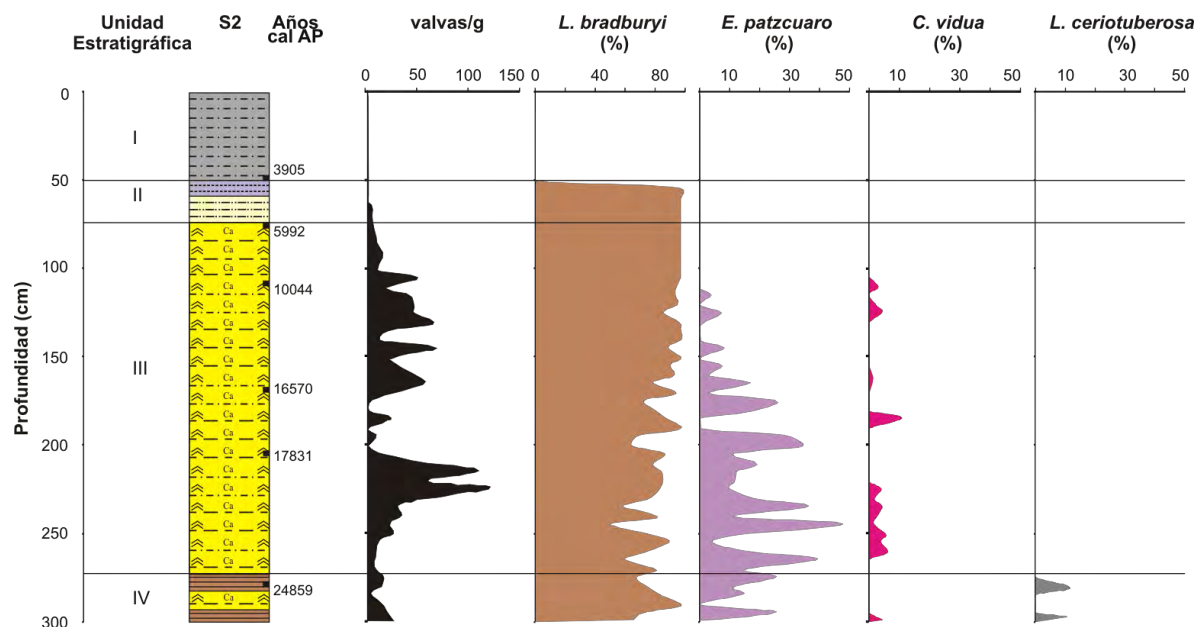


Figura 6.24: Abundancia total (adultos y juveniles) y por especie (adultos) de los ostrácodos en las diferentes unidades estratigráficas del perfil S2.

Perfil S3

La abundancia total de ostrácodos es ≤ 38 valvas/gramo (Figura 6.25). La abundancia de juveniles (hasta 19 valvas/gramo) es mayor que la de adultos (hasta 17 valvas/gramo). Al igual que en el perfil S2, *L. bradburyi* (≤ 17 valvas/gramo) es la especie de mayor abundancia a lo largo del perfil, seguida por *E. patzcuaro* (≤ 3 valvas/gramo) y *C. vidua* (≤ 1 valvas/gramo). No se observó la preservación de *L. ceriotuberosa* en los sedimentos del perfil S3. La mayoría de las valvas presentan buena preservación y casi todas están cubiertas por carbonatos autigénicos impidiendo la observación de las cicatrices musculares. Se identificó los ostrácodos por las características morfológicas de las especies, por ejemplo la forma, tamaño y vestíbulo de las valvas.

En la unidad III (200-100 cm), la abundancia total es 3-38 valvas/gramo. La mayor abundancia total se observa en sedimentos de la profundidad de 165 cm (38 valvas/gramo). La menor abundancia total está registrada en sedimentos de la profundidad de 185 cm (3 valvas/gramo). La especie *L. bradburyi* constituye de 78-100%, *E. patzcuaro* de ≤ 21 % y *C. vidua* representa de ≤ 4 % de los ostrácodos totales. Las mayores abundancias de *L. bradburyi* se observan en la profundidad de 185 cm, 155 cm y 55 cm. La menor abundancia de *L. bradburyi* se observan en la profundidad de 115 cm. La mayor abundancia de *E. patzcuaro* se observa en la profundidad de 115 cm, mientras que las menores se observan en las profundidades de 185 cm y 155 cm. Los sedimentos entre 105-0 cm carecen de preservación de *E. patzcuaro*. La mayor abundancia de *C. vidua* se observa en la profundidad de 105 cm, mientras que los sedimentos de las profundidades de 185 cm, 155-115 cm y 95-0 cm carecen preservación de ésta.

En la unidad II (100-50 cm), la abundancia total es de 1-3 valvas/gramo siendo *L. bradburyi*, la única especie presente (100%). Finalmente los 75 cm de la parte superior del perfil no registran preservación de ostrácodos.

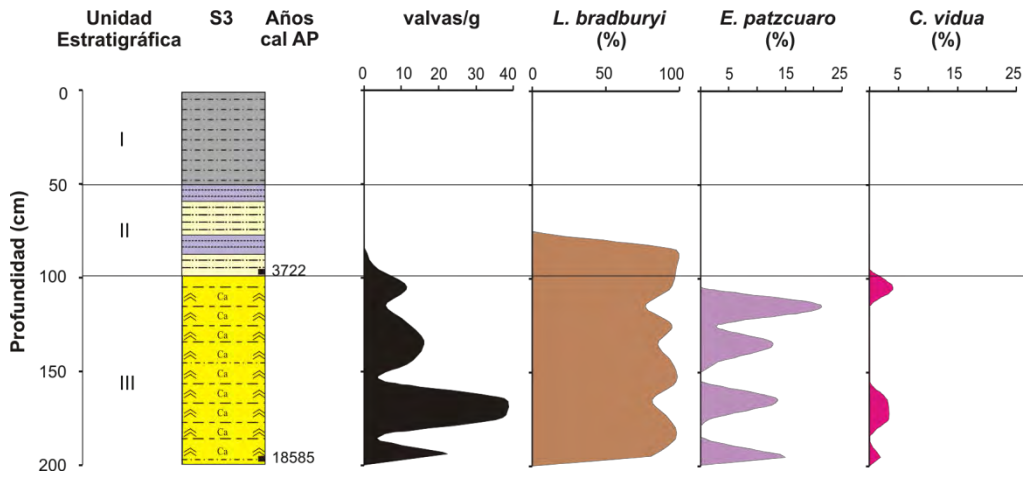


Figura 6.25: Abundancia total (adultos y juveniles) y por especie (adultos) de los ostrácodos en las diferentes unidades estratigráficas del perfil S3.

VII. Discusión

VII.1 Modelo de edad

El modelo de edad para el perfil S2 se construyó con base en 6 edades de radiocarbono de la materia orgánica obtenida en muestras totales. El modelo presenta una incertidumbre de 38-678 años y la tasa de sedimentación estimada varía entre 8-30 cm/ka. Los sedimentos entre 300-0 cm de profundidad representan la historia sedimentaria de los últimos ca. 27 ka cal AP. Las intercalaciones de arcilla y limo masivo de la unidad IV se depositaron durante ca. 27-25 ka cal AP. Así mismo, el limo calcáreo y arena limosa de la unidad III se depositaron entre ca. 25-6 ka cal AP. Los nódulos de carbonatos en las profundidades de 278-175 cm representan un intervalo con aumento en la salinidad y evaporación entre ca. 25 y 17 ka cal AP. Así mismo, la presencia de grietas en las profundidades de 140-75 cm demuestra un evento de desecación a los 6 ka cal AP. Los sedimentos de la unidad II (arcilla limosa y limo calcáreo) fueron depositados entre ca. 6 y 4 ka cal AP. Finalmente, la arena limosa con alto contenido de materia orgánica depositada en los 50 cm superficiales del perfil sedimentario representan los últimos ca. 4 ka cal.

El modelo de edad para los sedimentos del perfil S3 está basado en 2 edades diferentes de radiocarbono. El modelo involucra una incertidumbre de 36-115 años y la tasa de sedimentación estimada es de 6.7 cm/ka. Los sedimentos entre 200-0 cm de profundidad representan los últimos ca. 19 ka cal AP. El limo y arena limosa de carácter masivo de la unidad III se depositaron entre ca. 19 y 11 ka cal AP. Los nódulos de carbonatos en las profundidades de 175-100 cm representan un intervalo de mayor salinidad y evaporación entre ca. 15 y 4 ka cal AP. Las grietas registradas entre las profundidades de 150-140 cm y 110-100 cm muestran al menos 2 eventos de desecación a los ca. 10 ka cal AP y ca. 4 ka cal AP. Las intercalaciones de arcilla limosa y limo calcáreo de la unidad II fueron depositados durante ca. 4-2 ka cal AP. Finalmente, la arena limosa con alto contenido de materia orgánica depositada en los 50 cm superficiales del perfil sedimentario representan los últimos ca. 2 ka cal.

Se analizó la abundancia de ostrácodos en un intervalo de cada 5 cm en el perfil S2 y en un intervalo de cada 10 cm en el perfil S3. Cada dato de ostrácodos representa un promedio de

la condición paleoecológica de 0.1-0.7 ka en el perfil S2 y 0.4-1.5 ka en el perfil S3. Así mismo, los datos de Ti y Ca se obtuvieron a un intervalo de cada 2 cm y representan los registros proxies de aporte pluvial y salinidad con una resolución de 0.1-0.2 ka. Los datos de IAQ, CIT y COT son obtenidos de un muestreo de cada 5 cm y representan una resolución temporal de 0.1-0.7 ka cal AP. Los datos de C/N y Zr/Ti que son de un intervalo de cada 10 cm, tienen una resolución temporal de 0.3-1.2 ka.

VII.2 Procedencia de los sedimentos siliciclásticos

La composición geoquímica de los sedimentos siliciclásticos depositados en la cuenca es controlada por la mineralogía y litología. Las rocas que afloran a los alrededores de la cuenca de Santiaguillo son principalmente de origen volcánico como riolita (félsica) y basalto (máfica).

Se emplea el cociente TiO_2/Al_2O_3 para estimar la contribución máfica en el sistema sedimentario. La contribución de las rocas máficas está inferido con altos valores de este cociente (Andersson *et al.*, 2004). Así mismo, un incremento en la contribución de una fuente félsica se estima en el cociente SiO_2/Al_2O_3 . Una mayor contribución félsica demuestra valores mayores del cociente (Werne *et al.*, 2002) (Figura 7.1). De acuerdo con la Figura 7.1 los sedimentos tienen una concentración de Ti y Si similar a las riolitas que afloran en la parte occidental de la cuenca (SG1, SG2 y SG5, Figura 4.2).

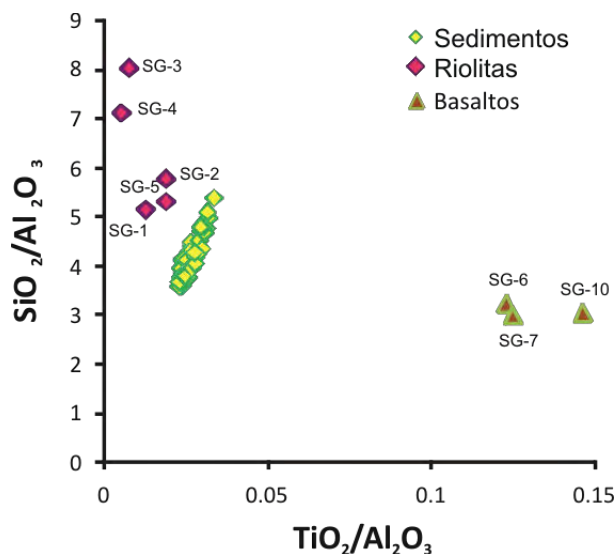


Figura 7.1: Relación entre TiO_2/Al_2O_3 y SiO_2/Al_2O_3 en rocas y sedimento del perfil S2, en donde se observa que los sedimentos tienen una composición similar de Ti y Si a las riolitas SG1, SG2 y SG5.

Con base en los patrones de meteorización seguidos en el diagrama A-CN-K (Figura 7.2), los sedimentos provienen principalmente de rocas enriquecidas en plagioclasas en comparación con los feldespatos potásicos. De igual forma, las rocas recolectadas alrededor de Santiaguillo con una asociación de feldespatos similar a los sedimentos no alterados son las de composición riolítica aflorando en la parte occidental de la cuenca (SG1, SG2 y SG5, Figura 4.2). En este diagrama se observa que la flecha (color negro) subparalela al eje A-CN corta la línea de los feldespatos exactamente donde se grafican las muestra SG1, SG2 y SG5. Si se traza una flecha paralela (color gris) al eje A-CN a partir de la ubicación de estas muestras, se observa que sedimentos poco alterados y de alteración media provienen de estas rocas (Figura 7.2).

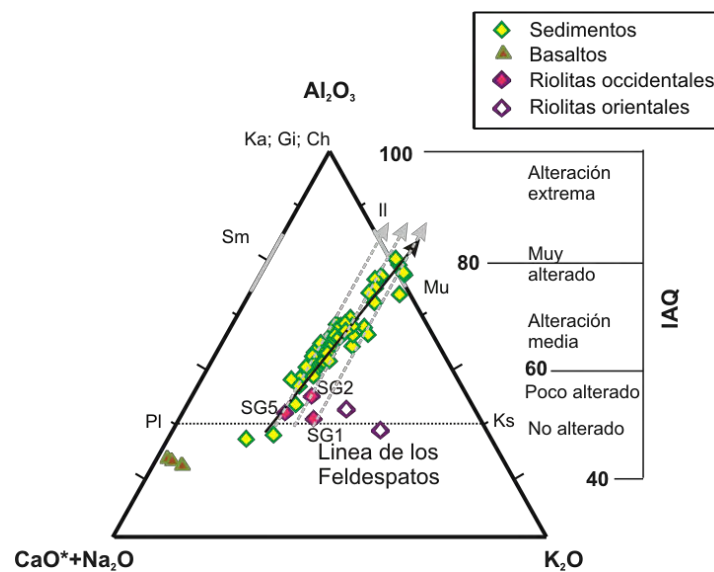


Figura 7.2: Diagrama ternario A-CN-K indicando la procedencia de los sedimentos del perfil S2 y su grado de alteración química.

Lo anterior indica que los sedimentos son producto de la erosión de los riolitas que afloran en la parte occidental de la cuenca. Las riolitas que afloran en la parte oriental y los basaltos de la parte sur tienen una influencia mínima.

VII.3 Procedencia de la materia orgánica

Las concentraciones de nitrógeno difieren considerablemente entre la vegetación lacustre y terrestre, particularmente cuando ésta se expresa como el cociente C/N (Premuzic *et al.*, 1982; Meyers e Ishiwatari, 1993). Las plantas terrestres con tejido arbolado y celulosa tienen relativamente bajas concentraciones de N (alta proporción de C/N), mientras que la

concentración de N en el fitoplancton (con falta de celulosa, pero rico en componentes de nitrógeno) es mucho más alta. Por lo tanto, el estudio de la proporción del C/N en los sedimentos es una aplicación importante para la determinación de la contribución de materia orgánica terrestre y lacustre a la cuenca (Cohen, 2003).

Los límites precisos de los valores de C/N para diferenciar la fuente de materia orgánica son aún controversiales. El consenso general es que los valores <10 indican origen de fitoplancton. Algunos autores sugieren que valores >20 claramente indican origen terrestre dominante o acumulación en lagos oligotróficos, no productivos (Dean *et al.*, 1993; Meyers e Ishiwatari, 1995). Sin embargo, el fitoplancton que crece en ambientes con extremada deficiencia de N puede tener proporción de C/N >14.6 (Hecky *et al.*, 1993). Por otra parte, el entierro de la materia orgánica es seguido frecuentemente de la pérdida rápida de N, elevando del 30-40 % la proporción C/N. Proporciones >20 de C/N han sido reportadas para los sedimentos de la parte central del lago Victoria, cuya fuente de materia orgánica es sin duda derivada del fitoplancton (Talbot y Lærdal, 2000). Estas discrepancias que afectan la interpretación surgen a causa de que la materia orgánica de fuente terrestre y lacustre no se deposita uniformemente siguiendo el transporte y la sedimentación (Cohen, 2003).

En la Figura 7.3 se observan las variaciones del cociente C/N a lo largo de los perfiles con respecto al tiempo. De acuerdo con los valores establecidos para la materia orgánica de origen acuático o terrestre, la materia orgánica de origen lacustre predomina en el periodo de 27-17 ka cal AP (Zona 1). Esto se respalda con la alta productividad de ostrácodos. Durante este periodo se presentaron las mejores condiciones de disponibilidad de alimento para los ostrácodos que se reflejó en el aumento de abundancia total de ellos. En general los sedimentos del perfil S2 recibieron una mayor aportación de materia orgánica de origen terrestre durante los últimos 17 ka cal, exceptuando durante 4 y 1 ka cal AP. La materia orgánica en los sedimentos depositados alrededor de los 4 y 1 ka cal AP es principalmente lacustre. Los sedimentos del perfil S3 son caracterizados por valores de C/N <10 , indican que la materia orgánica es principalmente de origen lacustre. La diferencia en la aportación de materia orgánica de origen terrestre y lacustre a dos diferentes sitios de la cuenca en el mismo intervalo de tiempo pudo haber sido relacionado a la geomorfología de la cuenca. Posiblemente, el perfil S3 fue ubicado en una parte relativamente más profunda con mayor productividad primaria que el perfil S2.

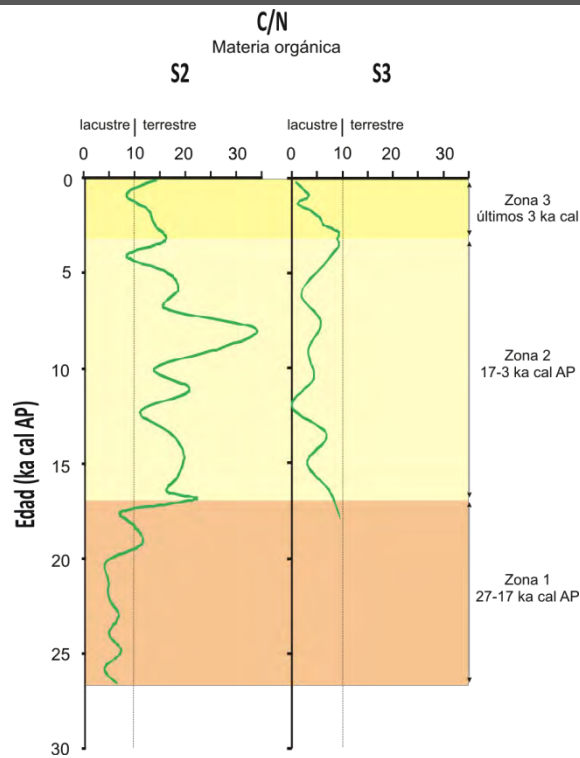


Figura 7.3: Variación de origen de materia orgánica a lo largo de los perfiles S2 y S3 durante los últimos ca. 27 ka cal.

VII.4 Reconstrucción de las condiciones paleohidrológicas

La reconstrucción de las condiciones paleohidrológicas y paleoclimáticas en Santiaguillo, se basan en los siguientes indicadores geoquímicos: COT, C/N, Ti, Ca, Zr/Ti e IAQ (Figura 7.4), así como en la ecología de ostrácodos (Figura 7.5). Los resultados están divididos en 3 zonas con base en los proxies geoquímicos y biológico.

La abundancia del COT en los perfiles, está relacionada con la productividad y la preservación de materia orgánica en el sedimento. La materia orgánica está compuesta de una mezcla complejada de lípidos, carbohidratos, proteínas y otros bioquímicos contenidos en el tejido de microorganismos bentónicos vivientes, también está integrada por restos de organismos que vivieron anteriormente en el lago y su cubierta de agua (Das, 2008). No obstante, la materia orgánica presente puede tener un origen tanto lacustre como terrestre, por lo que se utiliza el cociente C/N para determinar dicho origen.

El valor de IAQ proporciona una estimación cuantitativa del grado de intemperismo de los sedimentos, ya que este proceso afecta de manera importante la geoquímica de los elementos mayores en la fracción siliciclástica.

El Ti es considerado entre los elementos más inmóviles durante los procesos de intemperismo y debido a que presenta una relación positiva con los datos de IAQ, es utilizado como indicador de aporte pluvial (Sosa Nájera *et al.*, 2010; Roy *et al.*, 2013; entre otros).

El Ca está asociado a los carbonatos que precipitan en condiciones de mayor salinidad y presenta una relación negativa con el Ti, por lo que el Ca es utilizado como indicador de evaporación y salinidad del cuerpo de agua.

Finalmente el Zr es utilizado para inferir variaciones en el flujo de sedimento terrígeno que entra a la cuenca (Lückge *et al.*, 2001). Un aumento en el valor de la relación Zr/Ti refleja la entrada de sedimento proveniente de una fuente enriquecida en zircón, como los depósitos eólicos. Así mismo, la relación negativa entre el Zr/Ti e IAQ (Figura 6.25) refleja que el mayor aporte de minerales que contienen Zr ocurre durante intervalos con menor interacción agua-sedimento, y posiblemente por procesos eólicos durante un periodo seco (Roy *et al.*, 2013).

Los resultados de Ti (%), Ca (%), IAQ y Zr/Ti se muestran estandarizados por medio de la resta del valor promedio entre la desviación estándar del valor del indicador medido. Por ejemplo valores positivos de Ca indican una mayor tasa de evaporación y salinidad y viceversa.

La ocurrencia y asociación de ostrácodos son controladas por los factores como temperatura, salinidad, contenido de oxígeno disuelto, pH y composición de solutos disueltos en los cuerpos de agua (Delorme, 1989). Cada especie de ostrácodo es tolerante a un rango de temperatura y salinidad (total de sólidos disueltos), y sus asociaciones indican variaciones en las características hidroquímicas de la columna de agua (Forester, 1986). Por ejemplo *Eucandona patzcuaro* y *Cypridopsis vidua* pueden coexistir en cuerpos de agua con amplio rango de temperatura (2-32 °C) y de baja salinidad (200-4,000 ppm). Por otra parte, *Limnocythere bradburyi* cohabita en cuerpos de agua con un amplio rango de temperatura (5-32 °C) y de mayor salinidad (1,000-100,000 ppm) (Delorme, 1989; Palacios-Fest, 2007). La coexistencia de *L. bradburyi* y *L. ceriotuberosa* indican cuerpos de agua con una amplia variación de temperatura (5-32 °C) y poca variación en cuanto a la salinidad (1,000-10,000 ppm).

Debido a que las especies encontradas toleran un amplio rango de temperatura, se plantea que la temperatura del cuerpo del agua en el paleolago Santiaguillo osciló entre los 5 °C y 32 °C en los últimos 27 ka cal AP. La variación de salinidad de la columna de agua está reconstruida con base en la ecología de ostrácodos (Figura 7.5).

El perfil S2 está dividido en 3 zonas con base en los proxies geoquímicos y biológico. La zona 1 abarca entre 27-17 ka cal AP, la zona 2 representa 17-3 ka cal AP y la zona 3 abarca

los últimos 3 ka cal. La reconstrucción de las condiciones paleohidrológicas se basa en los datos obtenidos del perfil S2, debido a que se cuenta con un mejor control cronológico. Los resultados de ostrácodos obtenidos del perfil S3 se comparan con las interpretaciones obtenidas en las diferentes zonas del perfil S2. *L. bradburyi* es la especie de mayor abundancia encontrada a lo largo de ambos perfiles y sugiere que el valor de salinidad mínimo fue de 1,000 ppm y la temperatura fue $>5^{\circ}\text{C}$.

Zona 1 (27-17 ka cal AP):

En general, la concentración de Ti es mayor del promedio y la concentración de Ca es menor del promedio en los sedimentos de esta zona. El intervalo ca. 27-17 ka cal AP está caracterizada por tener un aporte pluvial mayor que el promedio de los últimos 27 ka cal AP a la cuenca y una tasa de evaporación y salinidad menor del promedio. Por otra parte, el cociente $\text{C/N} \leq 10$ indica que la materia orgánica fue predominantemente de origen lacustre.

En esta zona, a pesar de que *L. bradburyi* es la especie más abundante, se tiene una mayor abundancia de *E. patzcuaro* y es la única en la que *L. ceriotuberosa* aparece (Figura 7.5). La zona también registra la mayor abundancia de ostrácodos (60-125 valvas/g) en los sedimentos depositados durante ca. 20-19 ka cal AP sugiriendo condiciones óptimas para la proliferación y crecimiento de ostrácodos. La mayor diversidad de especies encontradas alrededor de los 27 ka cal AP indican salinidad entre 1,000-4,000 ppm. Posteriormente, la ausencia de *C. vidua* sugiere que la salinidad aumentó de 4,000 a 5,000 ppm durante ca. 26-23 ka cal AP. La presencia de *L. ceriotuberosa* sugiere condiciones de un lago bien oxigenado alrededor de los 27 y 25 ka cal AP, ya que esta especie requiere un mínimo de 3 mg/L de oxígeno disuelto en los cuerpos de agua que habita (Smith y Delorme, 2010).

Las fluctuaciones en las condiciones hidrológicas en escala milenaria están registradas con valores negativos de Ti estandarizado y valores positivos de Ca estandarizado. Los valores del IAQ muestran que la interacción entre el agua y sedimento fue menor del promedio durante los intervalos de menor aporte pluvial y mayor precipitación de carbonatos (ca. 26, 25, 22, 20, 19, 18 y 17 ka cal AP), mientras que la presencia de *L. bradburyi* y *E. patzcuaro* sugieren condiciones de salinidad entre 5,000-4,000 ppm (a excepción de ca. 22 y 20 ka cal AP). La actividad eólica se registra con variaciones de Zr/Ti y se observa un incremento en la actividad eólica durante los eventos de mayor salinidad (ca. 25, 22, 20, 18 y 17 ka cal AP).

Los sedimentos depositados durante el Último Máximo Glacial (UMG) (ca. 23-19 ka cal AP) indican condiciones húmedas (Figura 7.4). El aporte pluvial fue mayor del promedio. Durante el mismo periodo, la presencia de las especies *E. patzcuaro* y *C. vidua* indican condiciones de menor salinidad (1,000-4,000 ppm) (Figura 7.5). Sin embargo, se observan fluctuaciones en los grados de intemperismo químico de los sedimentos depositados y la actividad eólica en los alrededores de la cuenca. Alrededor de los 22 ka cal AP, se registra una disminución del aporte pluvial, así como disminución en el grado de intemperismo de los sedimentos. Durante este mismo periodo se registra un aumento en la evaporación y salinidad, e influencia de depósitos eólicos en la cuenca y sus alrededores.

Zona 2 (17-3 ka cal AP):

En general, la concentración de Ti es menor del promedio y la concentración de Ca es mayor del promedio en los sedimentos de esta zona. El intervalo ca. 17-3 ka cal AP está caracterizada por tener un aporte pluvial menor que el promedio de los últimos 27 ka cal AP a la cuenca y una tasa de evaporación y salinidad mayor del promedio. Por otra parte, el cociente $C/N \geq 10$ indica que la materia orgánica fue predominantemente de origen terrestre.

En esta zona, *L. bradburyi* es la especie de mayor abundancia, mientras que *E. patzcuaro* es la segunda en abundancia. *C. vidua* está presente en algunos intervalos (Figura 7.5). La abundancia total de ostrácodos es relativamente menor que zona 1 (1-70 valvas/g).

Tanto los indicadores geoquímicos, la disminución en la productividad de fitoplancton y la menor abundancia de ostrácodos en general sugieren presencia de un cuerpo de agua más somero en la cuenca (el lago era relativamente menos profundo) con salinidad entre 4,000-5,000 ppm durante este intervalo.

La ausencia de *C. vidua* sugiere salinidad de 4,000-5,000 ppm entre ca. 15-12 ka cal AP y ca. 9-3 ka cal AP. Los valores $C/N < 10$ indican un incremento en la productividad de fitoplancton en la cuenca durante ca. 4 ka cal AP. Previo a este periodo de ca. 4 ka cal AP, se observa un incremento en el aporte pluvial y una interacción agua-sedimento mayor del promedio durante 5 ka cal AP. Este incremento relativo en el nivel lacustre pudo favorecer la productividad de fitoplancton con un retardo milenario.

Las fluctuaciones en las condiciones hidrológicas están registradas con valores positivos de Ti estandarizado y valores negativos de Ca estandarizado. Los valores del IAQ sugieren que la interacción entre el agua y sedimento fue mayor del promedio durante los

intervalos de mayor aporte pluvial y menor precipitación de carbonatos (ca. 16, 14, 10, 6 y 5 ka cal AP), mientras que la presencia de *C. vidua* sugiere una disminución en la salinidad del lago entre 1,000-4,000 ppm (ca. 16, 12 y 10 ka cal AP). La actividad eólica se registra con variaciones de Zr/Ti y se observa una disminución en la actividad eólica durante los eventos de mayor aporte pluvial (ca. 17-16, 15, 9 y 5ka cal AP).

Los sedimentos depositados durante el YD (ca. 12 ka cal AP) indican condiciones secas (Figura 7.4). El aporte pluvial fue menor del promedio. Durante el mismo periodo, la ausencia de la especie *C. vidua* indica condiciones de mayor salinidad en el lago (4,000-5,000 ppm). Durante el periodo del YD, los sedimentos registran un periodo seco, debido a la insolación de verano con mayor influencia de sedimentos de origen eólico. Sin embargo, posterior a este evento, se registra la presencia de *C. vidua* indicando condiciones diluidas (1,000-4,000 ppm) entre ca. 12-11 ka cal AP.

Zona 3 (últimos 3 ka cal):

Esta zona se caracteriza por ausencia de preservación de ostrácodos (Figura 7.5), lo cual puede estar relacionado al tamaño de sedimento que es más grueso (arena limosa) y al alto contenido de materia orgánica, la cual pudo haberse oxidado formando CO₂, y éste a su vez reaccionar con el agua formando H₂CO₃, acidificando el medio y disolviendo las valvas de calcita.

En general, la concentración de Ti es menor del promedio y la concentración de Ca se mantiene por el promedio en los sedimentos de esta zona. Los últimos 3 ka cal tienen un aporte pluvial a la cuenca menor del promedio y una tasa de evaporación y salinidad del promedio. Por otra parte, el cociente C/N > 10 indica que la materia orgánica fue predominantemente de origen terrestre.

La ausencia de ostrácodos y la gran cantidad de materia orgánica de origen terrestre encontrada en los sedimentos de este periodo (e incluso restos de raíces) sugieren la presencia de un lago no permanente.

Los valores C/N < 10 indican un incremento en la productividad de fitoplancton en la cuenca durante ca. 1 ka cal AP. Así mismo se observa un incremento en el aporte pluvial y una interacción agua-sedimento mayor del promedio durante el último 1 ka cal. La actividad eólica se registra con variaciones de Zr/Ti y se observa una disminución en la actividad eólica a partir de los 2.5 ka cal AP.

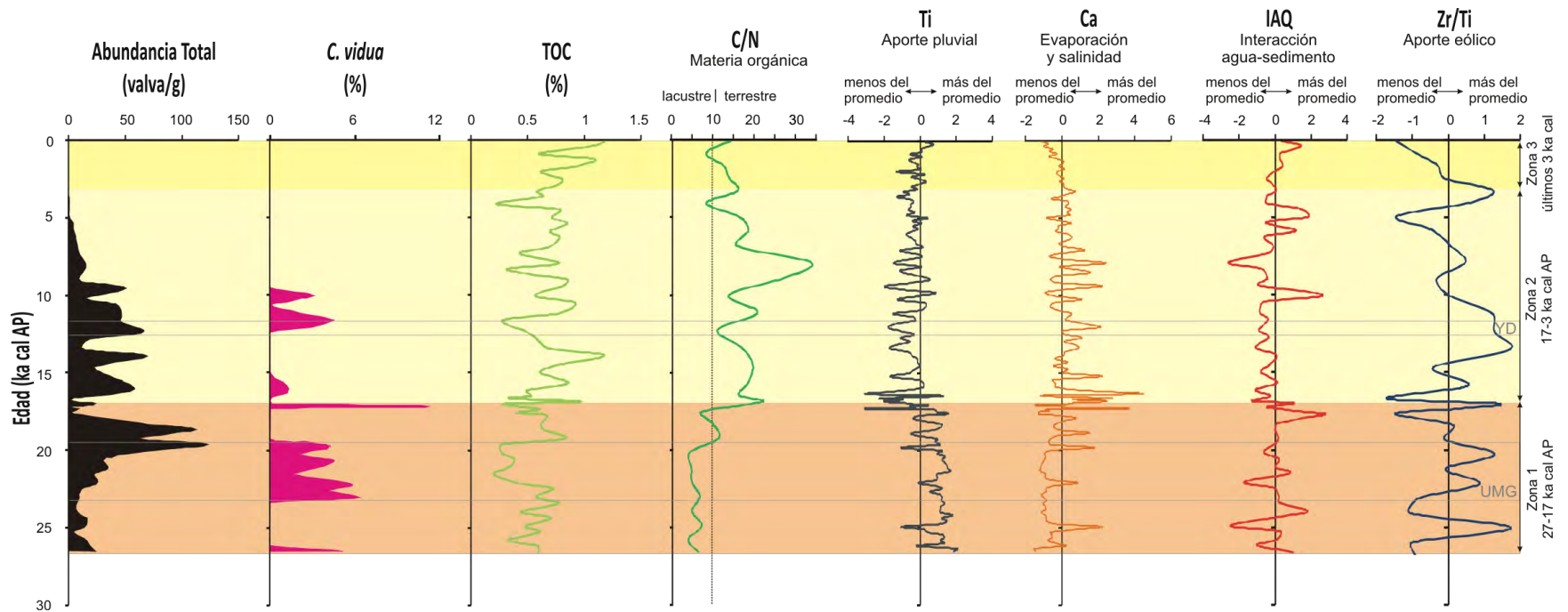


Figura 7.4: Abundancia total de ostrácodos, abundancia de la especie *C. vidua* e indicadores geoquímicos utilizados para la reconstrucción de las condiciones paleohidrológicas y paleoclimáticas durante los últimos ca. 27 ka cal, incluyendo el Último Máximo Glacial (UMG) y el Younger Dryas (YD). Los resultados se encuentran divididos en 3 zonas.

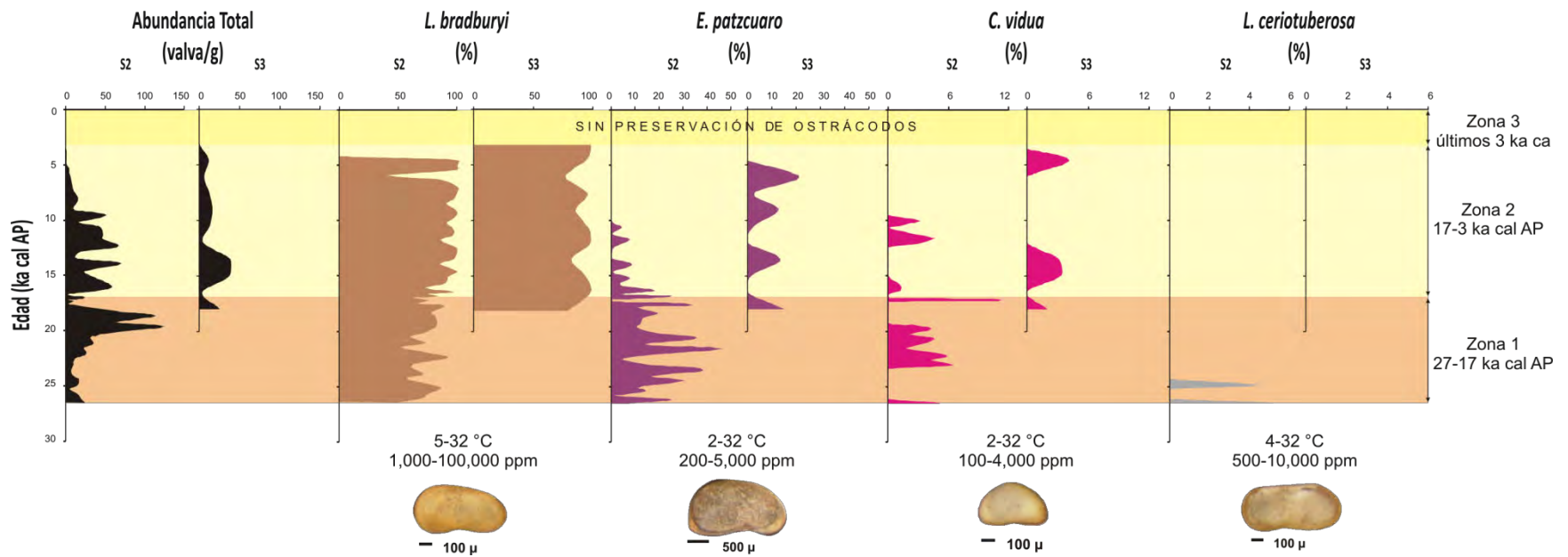


Figura 7.5: Abundancia Total y por especie de ostrácodos a lo largo de los perfiles S2 y S3 durante los últimos ca. 27 ka cal. En la parte inferior de la figura se encuentran ilustradas las especies identificadas y sus afinidades ecológicas de salinidad y temperatura.

VII.5 Comparación con otros registros regionales

Las características hidrológicas de la cuenca de Santiaguillo se comparan con los registros obtenidos del paleolago Babícora (Roy *et al.*, 2012b), paleolago San Felipe (Roy *et al.*, 2009), Cuenca de Guaymas (McClymont *et al.*, 2012) y la Cueva Fort Stanton (Asmerom *et al.*, 2010), cuya ubicación se observa en la Figura 4.2 y 7.7.

El paleolago Babícora (29°15'-29°30' N, 107°45'-108° W) se encuentra ubicado en una cuenca tectónica endorreica, a los pies de la Sierra Madre Occidental, en la parte occidental del Desierto de Chihuahua. El paleolago San Felipe (31°08' N, 115°15' W) se ubica en la parte occidental del Desierto de Sonora, a la sombra de lluvia de los flancos orientales de la montaña San Pedro Mártir. La Cuenca de Guaymas (27°29.01' N, 112°04.46' W) se localiza en la parte central del Golfo de California y la Cueva Fort Stanton (ca. 34° N, 105°30' W) en la parte central de Nuevo México (EUA).

Roy *et al.* (2009) recolectan un perfil sedimentario de la parte centro-oriental del paleolago Babícora. Los sedimentos del perfil con 976 cm de longitud cubren los últimos 80 ka cal. Con base en estratigrafía, cronología ¹⁴C, magnetismo mineralógico y geoquímica de sedimentos, los autores intentan explicar la influencia del MNA y las tormentas invernales del oeste en las zonas áridas del norte de México. Durante los últimos 40 ka cal AP, en Babícora se registran variaciones de grandes amplitudes. Los periodos en los que se registra mayor aporte fluvial a la cuenca son durante ca. 40-37, 34-32, 29-28, 25, 21-19 ka cal AP. Los sedimentos depositados durante el periodo del UMG (ca. 23-19 ka cal AP) y YD (ca. 12 ka cal AP) registran condiciones secas (Roy *et al.*, 2012b). El registro de polen indica condiciones frías y secas (Metcalf *et al.*, 2002), mientras que el registro de ostrácodos muestra condiciones de un lago con mayor contenido en sales (>1000 ppm) (Chávez-Lara *et al.*, 2012) para el UMG.

Estratigrafía, mineralogía, elementos mayores y trazas, carbono orgánico, carbonatos, sulfatos y edades de radiocarbono AMS fueron analizados para inferir las condiciones paleohidrológicas del Cuaternario tardío en el paleolago San Felipe. Los 662 cm de sedimentos registran los últimos 37 ka cal (Roy *et al.*, 2009). Durante el periodo ca. 29-14 ka AP, se registran condiciones de poco aporte pluvial a la cuenca, baja tasa de sedimentación (7 cm/ka) y acumulaciones de sedimentos de origen eólico, lo que sugiere condiciones secas, comparables con Babícora. Posteriormente, los autores registran un incremento gradual de las condiciones húmedas para el periodo de ca. 14-12 ka AP, mientras que para el periodo de ca. 12-3 ka AP las condiciones reportadas son relativamente más húmedas que en periodos anteriores, indicando

que la cuenca recibió una mayor afluencia durante el Holoceno, comparando con el Pleistoceno tardío (Roy *et al.*, 2009).

Se aplicaron dos diferentes proxies geoquímicos orgánicos (el índice U_{37}^K y el índice TEX_{86}^H) en los sedimentos de la cuenca de Guaymas en el Golfo de California (GDC) para presentar evidencia de cambios rápidos y escalonados en la temperatura del GDC durante el periodo de ca. 25 a 6 ka AP. Los registros de temperatura y de contenido de ópalo registran variaciones en la intensidad de las surgencias, lo cual puede estar relacionado al cambio de posición de la ZITC. Por ejemplo, durante el periodo del UMG, la presencia del glaciar Laurentino y la posición preferencial de la ZITC hacia el hemisferio sur, pudo haber limitado la influencia de los vientos de invierno en el GDC y en consecuencia reducido la influencia de las surgencias. Los principales cambios en la temperatura fueron detectados durante los periodos de ca. 13-10 ka cal AP y ca. 8.2-6 ka, en donde la temperatura incrementó ca. 3 °C, sugiriendo un GDC cálido durante la transición Pleistoceno-Holoceno (McClymont *et al.*, 2012).

El registro obtenido de la cueva Fort Stanton en Nuevo México documenta la variación en precipitación de invierno durante ca. 56-11 ka AP. Este registro se basa en la medición de $\delta^{18}O$ en calcita de espeleotemas. La precipitación de invierno en la parte suroccidental de Estados Unidos está asociada al enfriamiento del Hemisferio Norte, lo que se atribuye al desplazamiento hacia el sur de la corriente de chorro polar (polar jet stream), la que modula la posición de las tormentas invernales en Norteamérica.

En la Figura 7.6 se muestran los resultados de Ti estandarizado, obtenidos de los registros de Santiaguillo, Babícora y San Felipe indicando variación en aporte pluvial en 3 diferentes cuencas lacustres en el norte y noroeste del México. El índice U_{37}^K en alquenonas obtenido del registro de la cuenca de Guaymas provee un proxy-registro de temperatura superficial del mar del Golfo de California y el registro de $\delta^{18}O$ de espeleotema indica la variación en precipitación de invierno en Nuevo México.

Entre 27-17 ka cal AP

De acuerdo con los resultados, se registra un intervalo en general de mayor aporte pluvial a la cuenca del paleolago Santiaguillo durante ca. 27-17 ka cal AP (incluido el UMG). Las variaciones de las condiciones hidrológicas a escala milenaria están documentadas con los proxies indicando las fluctuaciones de salinidad del cuerpo de agua y actividad eólica en los alrededores de la cuenca.

Los sedimentos del paleolago Babícora reportan condiciones opuestas (Roy *et al.* (2012b). El aporte pluvial a la cuenca de Babícora fue menor del promedio para este periodo. Durante el UMG (23-19 ka cal AP) las condiciones de aporte pluvial fueron menor del promedio y el registro de polen indica condiciones secas y frías (Metcalf *et al.*, 2002). Así mismo, la presencia de *L. ceriotuberosa*, *L. bradburyi* y *C. vidua* sugieren condiciones de salinidad >1000 ppm durante el periodo de 29-19 ka cal AP (Chávez-Lara *et al.*, 2012). El registro del paleolago San Felipe indica condiciones similares a las de Babícora, en donde el aporte pluvial a la cuenca es del promedio y por debajo del mismo (Roy *et al.*, 2009). Para este mismo periodo, la temperatura superficial del mar (TSM) en el GDC varió entre 18-24 °C (McClymont *et al.*, 2012).

Durante el UMG, el glaciar norteamericano Laurentino alcanzó su máxima extensión, desplazando hacia el sur la trayectoria de las tormentas de invierno y el jet stream (COHMAP, 1988; Cheshire *et al.*, 2005). Lo anterior trajo consigo altos niveles lacustres e incremento de zonas boscosas en la región (Harrison y Metcalfe, 1985). El proxy registro de precipitación de invierno proveniente de la cueva del Fort Stanton presenta condiciones generales de mayor humedad en la parte sur-occidental de Estados Unidos (Asmerom *et al.*, 2010).

El comienzo de la deglaciación en el Hemisferio Norte ocurrió durante 20-19 ka cal AP y fue inducido por un incremento en la insolación de verano y a partir de 19 ka cal AP (Clark *et al.*, 2009).

Recapitulando, se observa mayor descarga pluvial en Santiaguillo durante ca. 27-17 ka cal AP (que incluye el UMG). Durante el mismo intervalo, se registra mayor lluvia de invierno en Fort Stanton. Los sitios de San Felipe y Babícora registran una descarga pluvial menor del promedio, indicando que ni las tormentas de verano ni de invierno tenían influencia entre los 29° y 31° N de latitud. El aumento de precipitación en Santiaguillo posiblemente tenía un forzamiento del GDC. El proxy de registro de TSM muestra temperaturas entre 18-24 °C para el GDC.

Entre 17- 3 ka cal AP

De acuerdo con los resultados, se registra un intervalo en general de menor aporte pluvial a la cuenca del paleolago Santiaguillo durante ca. 17-3 ka cal AP. Las variaciones de las condiciones hidrológicas a escala milenaria están documentadas con los proxies indicando la disminución en la salinidad del cuerpo del agua durante los periodos de 16.6 ka cal AP, 10.5 ka cal AP, 10 ka cal AP, 9 ka cal AP y 5 ka cal AP.

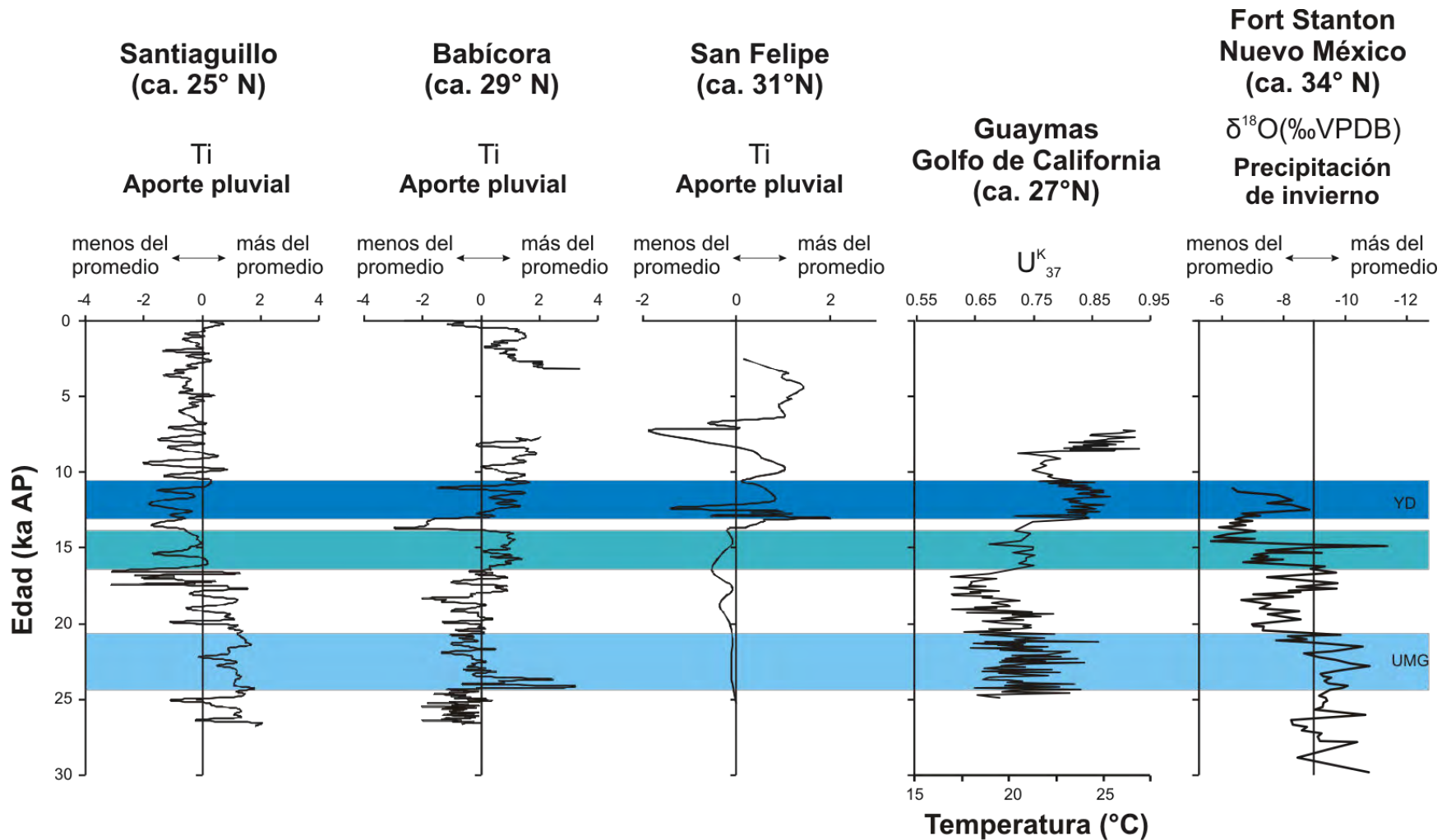


Figura 7.6: Registros proxies de aporte pluvial a las cuencas de Santiaguillo, Babícora (Roy *et al.* (2012b) y San Felipe (Roy *et al.*, 2009). La temperatura superficial del mar del Golfo de California (McClymont *et al.*, 2012) está reconstruida mediante geoquímica orgánica en sedimentos de Guaymas y la precipitación invernal está registrada mediante un espeleotema en Nuevo México (Asmerom *et al.*, 2010).

Los sedimentos del paleolago Babícora reportan condiciones opuestas (Roy *et al.* (2012b). El aporte pluvial a la cuenca de Babícora fue mayor del promedio para este periodo. Así mismo, el registro de ostrácodos sugiere condiciones de salinidad >500 ppm durante el periodo de 17-12 ka cal AP (Chávez-Lara *et al.*, 2012). El registro del paleolago San Felipe indica condiciones similares a las de Santiaguillo durante el periodo de ca. 17-14 ka cal AP, en donde el aporte pluvial a la cuenca es del promedio y por debajo del mismo (Roy *et al.*, 2009). Posteriormente, a partir de los ca. 13 ka cal AP, en San Felipe se registra un incremento del aporte pluvial a mayor del promedio.

El proxy registro de precipitación de invierno proveniente de la cueva del Fort Stanton presenta condiciones generales de menor humedad en la parte sur-occidental de Estados Unidos (Asmerom *et al.*, 2010).

Para este periodo, la TSM en el GDC varió entre 22-25 °C (McClymont *et al.*, 2012). Durante el intervalo de 16-14 ka, se mantuvo entre los 22 °C, en donde Santiaguillo registra condiciones de menor aporte pluvial, mientras que en Babícora se presentan condiciones de aporte pluvial mayor del promedio. Durante el intervalo de ca. 13-11 ka (incluido el YD) la TSM del GDC se mantuvo en ca. 25 °C, ambos perfiles de Babícora y San Felipe registran aumento en la descarga pluvial. Esto podría indicar que la intensidad y expansión geográfica de las lluvias de verano eran controladas por la TSM del GDC (Figura 7.7).

Recapitulando, se observa menor descarga pluvial en Santiaguillo durante ca. 17-3 ka cal AP. Durante el mismo intervalo, se registra menor lluvia de invierno en Fort Stanton. Los sitios de San Felipe y Babícora registran una descarga pluvial mayor del promedio, indicando que las tormentas de verano tenían influencia entre los 29° y 31° N de latitud, cuando la TSM del GDC era >23 °C.

Últimos 3 ka cal

Durante este periodo, Santiaguillo recibió en general menor precipitación. Los sedimentos del paleolago Babícora registran un evento seco en ca. 3 ka cal AP (Roy *et al.*, 2012a), contemporáneo al evento seco en el lago Elsinore (ca. 3.2-1.8 ka cal AP, Kirby *et al.*, 2010). Durante los 3-2 ka cal AP, las condiciones de precipitación en Santiaguillo son menores que el promedio, mientras que en Babícora se registra precipitación mayor del promedio. Finalmente, para el último 1 ka cal las condiciones se invierten, precipitación mayor del promedio en Santiaguillo y menor del promedio en Babícora.

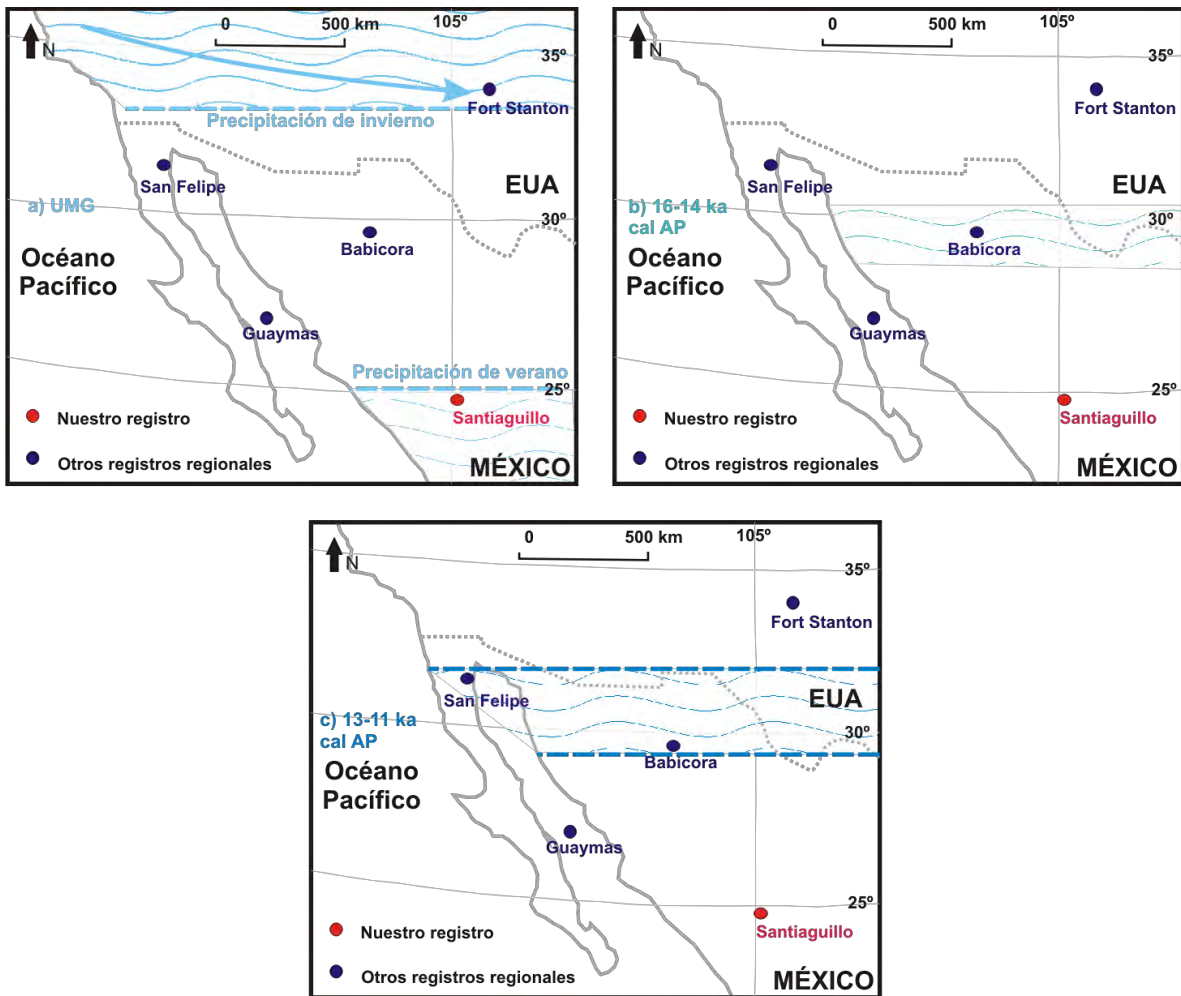


Figura 7.7: Ubicación de los paleolagos Santiaguillo, Babicora y San Felipe, cuenca de Guaymas y cueva Fort Stanton. Área de expansión del Monzón Mexicano durante los periodos del UMG (a), 16-14 ka cal AP (b) y 13-11 ka cal AP (c).

VIII. Conclusiones

Los objetivos planteados fueron cumplidos, tanto generales como particulares. En la actualidad, el paleolago de Santiaguillo recibe aporte pluvial durante los meses de verano. En este trabajo se presentan características geoquímicas y distribución de ostrácodos en los sedimentos para documentar los cambios paleohidrológicos a escala milenaria de la cuenca y para entender la variación de la precipitación de verano en la parte sur del desierto de Chihuahua durante los últimos 27,000 años. De manera específica, se tienen las siguientes conclusiones:

1. La variación en concentración de Ti fue el proxy para la reconstrucción de precipitación. Así mismo, la variación en la salinidad del cuerpo de agua y actividad eólica en los alrededores de la cuenca fueron documentados con base en los datos de Ca y el cociente Zr/Ti. Se identificó la procedencia de la materia orgánica depositada en la cuenca con base en el cociente C/N.
2. El diagrama A-CN-K, la variación de los cocientes TiO_2/Al_2O_3 y SiO_2/Al_2O_3 y la geología de la cuenca infieren que los sedimentos depositados en el paleolago proviene principalmente de las rocas de composición félsica (riolitas), localizadas principalmente en la región occidental de la cuenca. Así mismo, se deduce que dicha dirección de aporte sedimentario a la cuenca no varió a lo largo de los últimos 27 ka cal.
3. Se identificaron 4 especies diferentes de ostrácodos (*Limnocythere bradburyi*, *Eucandona patzcuaro*, *Cypridopsis vidua* y *Limnocythere ceriotuberosa*) y de acuerdo a la presencia de éstas, se infiere una temperatura muy variable 5-32 °C y salinidad mayor de 1,000 ppm en la columna de agua durante los últimos 27 ka cal. La presencia de *C. vidua* fue la clave para determinar las variaciones de salinidad en este estudio.
4. Durante ca. 27-17 ka cal AP, la cuenca recibió el aporte pluvial mayor del promedio. La materia orgánica predominante es de origen lacustre, lo que sugiere la existencia de un lago estable. Los eventos con menor aporte pluvial se registran a los 26 ka cal AP, 25 ka cal AP, 22 ka cal AP, 19 ka cal AP, 18 ka cal AP y 17 ka cal AP, en donde la precipitación de carbonatos aumentó. Los ostrácodos sugieren una salinidad en la columna de agua entre 1,000 y 4,000 ppm.
5. Se infieren condiciones de mayor precipitación de verano, con baja salinidad y menor actividad eólica durante el Último Máximo Glacial, (23-19 ka cal AP).
6. Durante ca. 17-3 ka cal AP, las condiciones fueron relativamente secas. El aporte pluvial corresponde al promedio o menor que el promedio, con mayor precipitación de

carbonatos autigénicos y mayor aporte eólico en general. El contenido de materia orgánica predominante es de origen terrestre, lo que sugiere condiciones de un lago no tan estable. La menor abundancia en general de *Cypridopsis vidua* sugiere condiciones de salinidad entre 4,000 y 5,000 ppm.

7. Durante la transición Pleistoceno-Holoceno (ca. 12-10 ka cal AP), la precipitación de verano fue mayor del promedio y la salinidad de la columna de agua entre 1,000-4,000 ppm.

8. En los últimos 3 ka cal, se registra ausencia de ostrácodos debido a la presencia de materia orgánica y los datos geoquímicos sugieren mayor variación en la precipitación.

9. Comparando los registros de precipitación de verano documentados de los paleolagos de Santiaguillo, Babícora y San Felipe (25° N a 31° N de latitud), se observa que la precipitación de verano posiblemente tenía una mayor influencia en las regiones ubicadas en una latitud menor a los 25° N durante el UMG. Durante el periodo de 16-14 ka cal AP, la precipitación de verano tuvo mayor influencia en zonas de mayor latitud como Babícora (29° N). Posteriormente, el área de alcance del Monzón Mexicano se expandió hacia zonas entre los 29° y 31° latitud N durante 13-11 ka cal AP. Este proceso de expansión geográfica de la precipitación está relacionado al incremento de la temperatura superficial de la parte oriental del Pacífico subtropical. Considerando que la precipitación de verano en los sub-trópicos de México esta principalmente controlada por el Monzón Mexicano, se infiere que la trayectoria del Monzón Mexicano ha sido influenciada por la temperatura superficial del Golfo de California.

IX. Literatura Citada

- Aguilar, R. (1969). **Intervenciones de la Geología en la agricultura, particularmente en el Valle de Canatlán, Estado de Durango México.** Tesis Profesional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Instituto Politécnico Nacional.
- Almeida-Leñero L. (1973). **La fauna de ostrácodos en los sedimentos recientes del lago de Tequesquitengo, Morelos.** Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias. UNAM.
- Andersson, P.O.D., Worden, R.H., Hodgson, D.M., Flint, S. (2004). **Provenance evolution and chemostratigraphy of a Palaeozoic submarine fan-complex: Tanqua Karoo Basin, South Africa.** *Marine and Petroleum Geology* 21: 555-577.
- Asmerom, Y., Polyak, V. J., & Burns, S. J. (2010). **Variable winter moisture in the southwestern United States linked to rapid glacial climate shifts.** *Nature Geoscience*, 3(2): 114-117.
- Asmerom, Y., Polyak, V.J. Burns, S.J., Rasmussen J. (2007). **Solar forcing of Holocene climate: New insights from a speleothem record, southwestern United States.** *Geology*. 35: 1-4.
- Baird, W. (1845). **Arrangement of the British Entomostraca, with a list of species, particularly noticing those which have as yet been discovered within the bounds of the Club.** *Hist. Berwicksh. Nat. Club* 2:145-158.
- Barnes, R. D. 1989. **Zoología de los invertebrados.** 5ª. ed. Interamericana Mc Graw -Hill. México. 957 pp.
- Benson, R. H., Berdan, J. M., van den Bold, W. A., Hanai, T., Hessland, I., Howe, H. V., Kesling, R.V., Levinson, S.A., Reymont, R.A., Moore, R.C., Scott, H.W., Shaver, R.H., Sohn, I.G., Stover, L.E., Swain, F.M., y Sylvester-Bradley, P.C. (1961). **Systematic descriptions.** R.C. Moore (ed.), *Treatise of Invertebrate Palaeontology, Part Q Arthropoda 3, Crustacea, Ostracoda.* Geological Society of America and University of Kansas Press, Boulder, 99-421.
- Benson, L., *et al.*, (2003). **Response of North America Great Basin lakes to Dansgaard-Oeschger oscillations.** *Quaternary Science Reviews* 22, 2239–2251.
- Blanchet, C.L., Thouveny, N., Vidal, L., Leduc, G., Tachikawa, K., Bard, E., Beaufort, L. (2007). **Terrigenous input response to glacial/interglacial climatic variations over southern Baja California: a rock magnetic approach.** *Quaternary Science Reviews* 26(3):118-133.
- Bond, G., y Lotti, R., (1995). **Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial timescales during the last deglaciation.** *Science*. 267: 1005–1010.

-
- Bradbury, J. P. (1988). **Fossil diatoms and Neogene paleolimnology**. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 62: 299-316.
- Bradley, R. S. (1999). **Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary**, 2nd ed. International Geophysics Series, Volume 64.
- Bradley, R. S. y Eddy, J. A. (1991). **Records of past global changes**, Global Changes of the Past (ed. R. S. Bradley) University Corporation for Atmospheric Research, Boulder, 5-9.
- Bridgwater N., Heaton T. y O'Hara S. (1999). **A late Holocene palaeolimnological record from central Mexico, based on faunal and stable-isotope analysis of ostracod shells**. *Journal of Paleolimnology* 22: 383-397.
- Broecker, W., Peteet, D., y Rind, D. (1985). **Does the ocean-atmosphere have more than one stable mode of operation?** *Nature*, 315, 21–26.
- Bronshtein, Z. S. (1988). **Freshwater Ostracoda**. Academy of Sciences of the USSR Publishers. Oxonian Press Pvt. Ltd. New Delhi. 470 pp.
- Carbonel, P., Colin, J. P., Danielopol, D. L., Löffler, H. y Neustrueva, I. (1988). **Paleoecology of limnic ostrácodos: a review of some major topics**. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 62:413-461.
- Carpenter, R. S., Fisher, S. G., Grimm, N. B. y Kitchell J. F. (1992). **Global Change and Freshwater Ecosystems**. *Annu. Rev. Ecol. Sist.* 23: 119-39.
- Carreño A. L. (1990). **Ostrácodos lacustres del paleolago de Texcoco**. *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología* 3(1): 117-129.
- Castiglia, P.J. y Fawcett, P.J. (2006). **Large Holocene lakes and climate change in the Chihuahuann Desert**. *Geology*. 34(2):113-116.
- Chacón-Cruz, G.J. (2004). **Interpretación de ambientes sedimentarios cuaternarios a partir del análisis granulométrico-estadístico, de dos núcleos provenientes de la región de la laguna de Santiaguillo, estado de Durango, Norte de México**. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería. UNAM.
- Chávez-Lara C. M., Roy P. D., Caballero C., Carreño A. L., Lakshumanan M. M. (2012). **Lacustrine ostracods from the Chihuahua Desert of Mexico and inferred Late Quaternary paleoecological conditions**. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 29(2): 422-431.
- Cheshire, H., Thurow, J., Nederbragt, A.J. (2005). **Late Quaternary climate change record from two long sediment cores from Guaymas Basin, Gulf of California**. *Journal of Quaternary Science*, 20: 457-469.
- Clark, P.U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B. y McCabe, A. M. (2009). **The last glacial maximum**. *Science*, 325(5941):710-714.
- Clark, P.U., y Mix, A.C. (2002). **Ice Sheets and sea level of the Last Glacial Maximum**. *Quaternary Sci. Rev.*, 21, 1–7.

-
- Cohen, S.A. (2003). **Paleolimnology: the history and evolution of lake systems**. Oxford University Press, E.U.A.
- Cohen, A.C., Martin, J.W. y Kornicker, L.S. (1998). **Homology of Holocene ostracode biramous appendages with those of other crustaceans: the protopod, epipod, exopod and endopod**. *Lethaia* 31: 251–265.
- COHMAP members (1988). **Climatic change of the past 18,000 years: observations and model simulations**. *Science* 241:1043-1052.
- Cohuo S. (2010). **Caracterización y Distribución de Ostrácodos dulceacuícolas de la Península de Yucatán**. Tesis de licenciatura. Instituto Tecnológico de Chetumal.
- Córdoba, D.A. (1988). **Estratigrafía de las rocas volcánicas de la región entre sierra de Gamón y Laguna de Santiaguillo, estado de Durango**. Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, 7, 136-147.
- Curry, B.B. (1999). **An environmental tolerance index for ostracodos as indicators of physical and chemical factors in aquatic habitats**. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 148: 51-64.
- Danielopol, D.L., Casale, L. M. y Olteanu, R. (1986). **On the preservation of carapaces of some limnic ostrácodos: an exercise in actuopalaeontology**. *Hydrobiologia* 143: 143-157.
- Danielopol, D.L., Creuzé des Châtelliers, M., Moeszlacher, F., Pospisil, P., Popa, R. (1994). **Adaptation of Crustacea to interstitial habitats: a practical agenda for ecological studies**. En: Gibert J, Danielopol DL, Stanford JA (eds) *Groundwater ecology*. Academic Press, San Diego, 218–244
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundenstrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G. (1993). **Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record**. *Nature* 364, 218-220.
- Das, B. K. (2008). **Lakes: Water and Sediment Geochemistry**. Satish Serial Publishing House.
- De Deckker, P. y Forester, R. (1988). **The use of ostrácodos to reconstruct continental palaeoenvironmental records**. *Ostracoda in the earth sciences*. Elsevier. The Netherlands. p.175-199.
- Dean, W.E., E. Gorham y D. J. Swaine (1993). **Geochemistry of surface sediments of Minnesota lakes**. Bradbury J. P. and W. E. Dean (eds.). *Elk Lake, Minnesota: Evidence for Rapid Climate Change in the North-Central United States*. *Geol. Soc. Am. Spec.* 276: 115-133.
- Delorme, D.L. (1969). **Ostracodes as Quaternary paleoecological indicators**. *Canadian Journal of Earth Sciences* 6: 1471-1476.

-
- Delorme, D.L. (1971a). **Freshwater ostracodes of Canada. Part 11. Subfamily Cypridopsinae and Herpetocypridinae, and family Cycloocyprididae.** Canadian Journal of Zoology. 48: 253-266.
- Delorme, D.L. (1971b). **Freshwater ostracodes of Canada. Part 111. Family Candonidae.** Canadian Journal of Zoology. 48: 1099-1127.
- Delorme, D.L. (1971c). **Freshwater ostracodes of Canada. Part V. Families Limnocytheridae, Loxoconchidae.** Canadian Journal of Zoology. 49: 43-64.
- Delorme, D.L. (1982). **Lake Erie Oxygen; the prehistoric record.** Can. J. Fish. Aquat. Sci. 39: 1021-1029.
- Delorme, D.L. (1989). **Methods in Quaternary ecology #7: Freshwater ostracodes.** Geoscience Canada.16: 85-90.
- Delorme, D.L. (1990). **Freshwater Ostracodes.** Warner B.G. (Ed): Methods in Quaternary Ecology. Geoscience Canada. 5: 93-100.
- Ehrenberg, C.G. (1869). **Über Mächtige Gebirgs-Schichten Vorherrschend aus Mikroskopischen Bacillarien unter und Beider Stadt Mexico. Abhandlungen der Konigl. Akademie der Wissenschaften zu Berlin:** 66(2).
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W. y Young, G.M. (1995). **Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance.** Geology 23: 921-924.
- Flores A. (1965). **Estudios preliminares de ostrácodos y sus relaciones edáficas en los exlagos de Zumpango, Xaltocan, Texcoco, México, Xochimilco y Chalco.** Tesis de licenciatura, Facultad de Ciencias, UNAM. 62 p.
- Forester, R.M. (1983). **Relationship of two lacustrine ostracode species to solute composition and salinity: implications for paleohydrochemistry.** Geology 11: 435-438.
- Forester, R.M. (1985). **Limnocythere bradburyi N. sp.: a modern ostracode from central Mexico and a possible quaternary paleoclimatic indicator.** Journal of Paleontology 59(1): 8-20.
- Forester, R.M. 1986. **Determination of the dissolved anion composition of ancient lakes from fossil ostrácodos.** Geology 14: 796-798.
- Forester, R.M. (1987). **Late Quaternary paleoclimate records from lacustrine ostracodes.** Ruddiman W.F. & Wright H.E. Jr. (Eds.): North America and adjacent oceans during the last deglaciation. Geological Society of America. The Geology of North America, Colorado, USA. K(3): 261-276.
- Forester, R.M. y Brouwers, E. M. (1985). **Hydrochemical parameters governing the occurrence of estuarine and marginal estuarine ostracodes: an example from south-central Alaska.** Journal of Paleontology 59(2): 344-369.

-
- Furtos N. (1936). **On the Ostracoda from the cenotes of Yucatan and vicinity.** Carnegie Institution of Washington 457: 89-115.
- Furtos N. (1936). **Fresh-Water Ostracoda from Florida and North Carolina.** American Midland Naturalist 17: 491-522.
- Furtos N. (1938). **A new species of Cypridopsis from Yucatan.** Carnegie Institution of Washington 491: 155-157.
- Gall, J.C. (1983). **Ancient sedimentary environments and the habitats of living organisms: Introduction to palaeoecology.** Springer-Verlag. Germany. 219 pp.
- Gascón, I. (1983). **Estudio geológico final y pruebas de permeabilidad del proyecto para presa de almacenamiento “Canoas”, municipio de Canatlán, Estado de Durango.** Tesis Profesional, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Gornitz, V. (2009). **Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments.** Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer.
- Gray, J. (1988). **Paleolimnology, aspects of freshwater paleoecology and biogeography.** Elsevier Science Publishers. Netherlands. 678 pp.
- Griffiths, H.I., Rouse, A. y Evans, J.G. (1993). **Processing freshwater ostrácodos from archaeological deposits, with a key to the valves of the major British genera.** Circaea, The Journal of the Association for Environmental Archaeology 10(2): 53-62.
- Grimm, E.C., S. Lozano, J.L. Betancourt y V. Markgraf (1998). **Regional trends in Holocene vegetation and climate in North and South America.** Reporte del Polo-Ecuador-Polo (PEP). 1-13.
- Harrison, S. P., Metcalfe, S. E. (1985). **Variations in Lake Levels during the Holocene in North America: An Indicator of Changes in Atmospheric Circulation.** Patters Géographie physique et Quaternaire 39(2):141-150.
- Haug, G.H., Haughen, K.A., Sigman, D.S., Peterson, L.C., Röhl, U. (2001a). **Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene.** Science, 293: 1304-1308.
- Haynes, C. V. (1982). **Were Clovis progenitors in Beringia.** Paleoecology of Beringia, 383-398.
- Hecky, R.E., Campbell, P. y Hendzel, L.L. (1993). **The stoichiometry of carbon, nitrogen and phosphorus in particulate matter of lakes and oceans.** Limnology and Oceanography 38(4): 709-724.
- Hernández M., Escobar E. & Alcocer J. (2010). **Ensamble de crustáceos bentónicos en un lago salino tropical.** Revista Mexicana de Biodiversidad 81: S133-S140.
- Holliday, V. T. (1989). **Paleopedology in archaeology.** Paleopedology: Catena, Supplement, 16:187-206.

-
- Holmes, J.A. (1992). **Nonmarine ostrácodos as Quaternary palaeoenvironmental indicators**. *Progress in Physical Geography* 16(4): 405-431.
- Holmes, J.H., Chivas, A.R. (Ed.) (2002). **The Ostracoda: Applications in Quaternary research**. *Geophysical Monography*. 131:5-36.
- Holmgren, C. A., Peñalba, M. C., Rylander, K. A., Betancourt, J. L. (2003). **A 16,000 ¹⁴C yr B.P. packrat midden series from the USA-Mexico Borderlands**. *Quaternary Research* 60: 319-329.
- Horne, D.J. (2003). **Key events in the ecological radiation of the Ostracoda**. Park, L.E. *et al.* (Ed.). *Bridging the Gap: Trends in the Ostracode Biological and Geological Sciences*. The Paleontological Society, 9:181-201
- Horne, D.J., Cohen, A. y Martens, K. (2002). **Taxonomy, morphology and biology of Quaternary and living ostracoda**. *The ostracoda: applications in Quaternary Research*. 5-30.
- Horne, D.J., Holmes, J., Rodriguez-Lazaro, J. y Viehberg, F.A. (2012). **Ostracoda as proxies for Quaternary Climate Change**. *Developments in Quaternary Science*. Series Editor: JAAP J.M. van der Meer Research. Elsevier.
- Israde, A.I. y H. Garduño. (1999). **Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting: the evolution of the Late Neogene Cuitzeo basin system (central-western México, Michoacán)**. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 151: 209-227.
- Juárez D. (2005). **Registro de cambios paleoambientales en sedimentos del lago "La Preciosa", Puebla, con base en el estudio de ostrácodos**. Tesis, Universidad Nacional Autónoma de México, Distrito Federal, México.
- Karanovic I. (2012). **Recent freshwater Ostracods of the World**. *Crustacea, Ostracoda, Podocopida*. Springer-Verlag, Berlin and Heidelberg, 608 pp.
- Kaufmann, A. (1900). **Cypriden und Darwinuliden der Schweiz**. *Revue Suisse de Zoologie*. 8: 209-423.
- Kirby, M. E., Lund, S. P., Bird, B. W. (2006). **Mid-Wisconsin sediment record from Baldwin Lake reveals hemispheric climate dynamics (Southern CA, USA)**. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 241:267-283.
- Kirby M.E., Lund S.P. y Patterson W.P. (2010). **A Holocene record of Pacific decadal oscillation (PDO)-related hydrologic variability in southern California (Lake Elsinore, CA)**. *Journal of Palaeolimnology* 44: 819-839.
- Kronberg, B.I., Nesbitt, H.W., Lam, W.W. (1986). **Upper Pleistocene Amazon deep-sea fan muds reflect intense chemical weathering of their mountainous source lands**. *Chemical Geology* 54: 283-294.
- Külköylüoğlu, O. y Vinyard, G.L. (2000). **Distribution and ecology of freshwater ostracoda (Crustacea) collected from springs of Nevada, Idaho, and Oregon: a preliminary study**. *Western North American Naturalist* 60(3): 291-303.

-
- Kurenkov, I.I. (1966). **The influence of volcanic ashfall on biological processes in a lake.** *Limnol. Oceanogr.* 11(3): 426-429.
- Latreille, P.A. (1806). **Genera crustaceorum et insectorum secundum ordinem naturalem in familias disposita, iconibus exemplisque plurimis explicata.** Parisiis: A. Koenig.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorenson, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. y Zanettin, B. (1989). **A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms.** Blackwell, Oxford.
- Liebau, A. (2005). **A revised classification of the higher taxa of the Ostracoda (Crustacea).** *Hydrobiologia*, 538:115-117.
- Lister, G.S. (1988). **Stable isotopes from lacustrine ostracoda as tracers for continental palaeoenvironments.** Deckker P., J.P. Colin y J.P. Peypouquet (eds). *Ostracoda in the earth's sciences.* Elsevier. Netherlands. p. 201-218
- López-Oliva, G. (1982). **Contribución al estudio de los ostrácodos Podocopa de vida libre comunes en el Centro del estado de Nuevo León.** Tesis de licenciatura. Facultad de Ciencias Biológicas UANL.
- Lowe, J.J. y Walker, M. J. C. (1997). **Reconstructing Quaternary Environments.** 2a. ed. Edit. Longman. London, England. p. 162-163, 212-214.
- Löffler, H. (1986). **Ostracod analysis.** Berglund B.E. (Ed): *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology.* John Wiley & Sons Ltd. p. 693-702
- Löffler, H. (1997). **The role of ostracods for reconstructing climatic change in Holocene and Late Pleistocene lake environment in Central Europe.** *Journal of Paleolimnology* 18: 29-32.
- Lozano-García, M. S., Ortega-Guerrero, B. y Sosa-Nájera, S. (2002). **Mid-to late-Wisconsin pollen record of San Felipe basin, Baja California.** *Quaternary Research.* 58(1):84-92.
- Lückge, A., Dooze-Rolinski, H., Khan, A. A., Schulz, H., y Von Rad, U. (2001). **Monsoonal variability in the northeastern Arabian Sea during the past 5000years: geochemical evidence from laminated sediments.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167(3): 273-286.
- Martens, K., Schön, I., Meisch, C. y Horne, D.J. (2008). **Global biodiversity of non-marine Ostracoda (Crustacea).** BALIAN, E. et al. (eds.): *Freshwater animal diversity assessment.* *Hydrobiologia* 595: 185-193.
- Martens, K. y Savatnalinton, S. (2011). **A subjective checklist of the Recent, free-living, nonmarine Ostracoda (Crustacea).** *Zootaxa*, 2855, 1-79.
- Mason, B. y Moore, C. B. (1982). **Principles of Geochemistry.** 352 pp. John Wiley & Sons, New York.

-
- McAuliffe, J. R., Van Devender, T. R. (1998). **A 22,000-year record of vegetation change in the north-central Sonoran Desert.** *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 141: 253-275.
- McClymont, E. L., Ganeshram, R. S., Pichevin, L. E., Talbot, H. M., Dongen, B. E., Thunell, R. C. y Valdes, P. J. (2012). **Sea-surface temperature records of Termination 1 in the Gulf of California: Challenges for seasonal and interannual analogues of tropical Pacific climate change.** *Paleoceanography*, 27(2).
- Meisch, C. (2000). **Freshwater Ostracoda of Western and Central Europe.** Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag.
- Metcalf S. E., O'Hara S. L., Caballero, M., Davies, S. J. (2000). **Records of Late Pleistocene-Holocene climatic change in Mexico – a review.** *Quaternary Science Reviews* 19: 699-721.
- Metcalf, S., Say, A., Black, S., McCulloch, R. O'Hara, S. (2002). **Wet Conditions during the Last Glaciation in the Chihuahuan Desert, Alta Babicora Basin, Mexico.** *Quaternary Research* 57: 91-101.
- Meyer, E.R. (1972). **Late Quaternary paleoecology of the Cuatro Ciénegas basin, Coahuila Mexico.** *Ecology* 54:982-995.
- Meyers, P.A. y Ishiwatari, R. (1993). **Lacustrine organic geochemistry-an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments.** *Organic Geochemistry* 20: 867-900.
- Meyers, P.A. e Ishiwatari, R. (1995). **Organic Matter Accumulation Records in Lake Sediments.** *Physics and Chemistry of Lakes*, p. 279-328.
- Meyers, P.A., Teranes, J.L. (2001). **Sediment organic matter.** Last, W.M., Smol, J.P., (Eds.), *Tracking environmental change using lake sediments, vol 2: Physical and Geochemical Techniques.* Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, p. 239-269.
- Moore, R.C. (1961). **Treatise on Invertebrate Paleontology.** Part Q, Arthropoda 3, Crustacea, Ostracoda. Geological Society of America and University of Kansas Press. 442 pp.
- Müller, G.W. (1894). **Die ostracoden des Golfes von Neapel und der angrenzenden Meeres-Abschnitte.** *Fauna Flora des Golfes Neapel, Monograph.* 21: 404.
- Munguía-Rojas, P., García-Padilla, J .L., Armenta-Román, R., Cruz-Pérez, R., Camacho, J.M., Céspedes, J. S., 1998, **Carta Geológico- Minera, Durango G13-11, escala 1:250000 con texto explicativo.** Secretaría de Comercio y Fomento Industrial, Servicio Geológico Mexicano.
- Murillo de Nava, J.M., Gorsline, D.S., Goodfriend, G.A., Vlasov, V.K., Cruz-Orozco, R. (1999). **Evidence of Holocene climatic changes from aeolian deposits in Baja California sur, Mexico.** *Quaternary International* 56:141-154.

-
- Musts y Wines. (2002). **Quantification of total nitrogen according to the Dumas method.** COMPENDIUM OF INTERNATIONAL METHODS OF ANALYSIS – OIV Total nitrogen (Dumas method).
- Neale, J.W. (1988). **Ostracods and paleosalinity reconstruction.** De Deckker P., J.P. Colin and Peypouquet J.P. (Eds.). Ostracoda in the earth sciences. Elsevier. The Netherlands. p.125-155.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M. (1982). **Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites.** Nature 299, 715-717.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz, S.A., Camprubí, A. (2005). **La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica.** Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. LVII(3): 285-318.
- Nieto-Samaniego, A.F., Barajas-Gea, C.I., Gómez-González, J.M., Rojas, A., Alaniz-Álvarez, S.A., y Xu, S. (2012) **Geología, evolución estructural (Eoceno al actual) y eventos sísmicos del Graben de Santiaguillo, Durango, México.** Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 19(1): 115-130.
- Ortega Guerrero, B., Caballero Miranda, M., Lozano García, S., De la O Villanueva, M. (1999). **Palaeoenvironmental record of the last 70 000 yr in San Felipe Basin, Sonora desert, Mexico: preliminary results.** Geofísica Internacional 38(3): 1-11.
- Ortega-Ramírez, J. (1995). **Los paleoambientes Holocénicos de la Laguna de Babícora, Chihuahua, México.** Geofísica Internacional 34:107-116.
- Ortega-Ramírez, J. R., Valiente-Banuet, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Mortera-Gutiérrez, C. A., y Alvarado-Valdez G. (1998). **Paleoclimatic changes during the Late Pleistocene-Holocene in Laguna de Babícora, near the Chihuahuan Desert, México.** Can. J. Earth Sci. 35:1168-1179.
- Ortega-Rosas, C.I; Guiot, J., Peñalba, M.C., Ortiz-Acosta, M.E. (2008). **Biomization and quantitative climate reconstructions techniques in northwestern Mexico-With an application to four Holocene pollen sequences.** Global and Planetary Change 61:242-266.
- Palacios-Fest, M.R. (2004). **Ostrocode Paleoecology of Red Mountain site, Mesa, Arizona.** Life on the lehi terrace: The archaeology of the red mountain freeway between Country Club drive and Gilbert road. K: 735-750.
- Palacios-Fest, M.R. (2007). **Superfamily Cytheroidea: an assisting tool for identifying ostracode species and their basic ecological requirements.** Terra Nostra Earth Sciences Research, LLC and California State University. Poster disponible en línea en www.tnesr.com y CSUB Department of Physics and Geology.

-
- Palacios-Fest, M.R. (2010). **Late Holocene Paleoenvironmental History of the Upper West Amarillo Creek Valley at Archaeological Site 41PT185/C, Texas, USA.** Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 62(3):399-436
- Palacios-Fest, M.R., Cohen, A.S. y Anadón, P. (1994). **Use of ostracodes as paleoenvironmental tools in the interpretation of ancient lacustrine records.** Revista Española de Paleontología 9(2): 145-164.
- Palacios-Fest, M.R., Cohen, A.S., Ruíz, J. y Blank, B. (1993). **Comparative Paleoclimatic interpretations from nonmarine ostracodes using faunal assemblages, trace elements Shell chemistry and stable isotope data.** Climate change in Continental Isotopic Records. 78: 179-190.
- Palacios-Fest, M.R., Carreño, A.L., Ortega-Ramírez, J.R. y Alvarado-Valdéz, G. (2002). **A paleoenvironmental reconstruction of Laguna Babicora, Chihuahua, México, based on ostracode paleoecology and trace element shell chemistry.** Journal of Paleolimnology. 27: 185-206.
- Pérez, L., S. Lozano, M. Caballero. (En preparación). **Non-marine ostracodes from Highland lakes in east-central Mexico.** Revista Mexicana de Biodiversidad.
- Peypouquet, J.P., Ducasse, O., Gayet, J. y Pravatiel, L. (1980). **Agradition et dégradation des tests d'ostracodes. Intérêt pour la connaissance de l'évolution paleohydrologique des domaines marginolittoraux.** Cristallisation, déformation, dissolution des carbonates. Reunión spéciale, Bordeaux III, p.357-369.
- Peypouquet, J.P., Ducasse, O. y Rousselle, L. (1981). **Morphogenesis and environment theoretical and practical aspects from *Hammatocythere*: paleogene ostracoda of the aquitaine basin.** Inter. Symp. Concept. Meth. Paleo. Barcelona. p. 173-187.
- Peypouquet, J.P., Carbonel, P., Taieb, M., Tiercelin, J.J. y Perinet, G. (1983). **Ostracoda and evolution process of paleohydrologic environments in The Hadar Formation (The Afar Depression, Ethiopia).** R.F. Maddocks (Ed.). Applications of Ostracoda. Dept. of Geosciences, University of Houston, Houston. p. 277-285.
- Premuzic, E.T., Benkovitz, C.M., Gaffney, J.S. y Walsh, J.J. (1982). **The nature and distribution of organic matter in the surface sediments of world oceans and seas.** Organic Geochemistry 4(2): 63-77.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, G., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., y Weyhenmeyer, C. (2009). **IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP.** Radiocarbon 51: 1111-1150.
- Reyes-Torres, A., Vázquez-Rodríguez, S.D. (2002). **Ostrácodos lacustres del Plioceno superior-Pleistoceno inferior de la Formación Atotonilco el Grande, Hidalgo, México.** Facultad de Ciencias, UNAM. 36 p.

-
- Río de la Loza L. y Craveri C. (1858). **Opúsculo sobre los pozos artesianos y las aguas naturales de más uso en la ciudad de México, con algunas noticias sobre el corte del Valle y una lista de plantas que vegetan en las inmediaciones del Desierto Viejo.** BoZ. Soc. Mexicana Geogr. Estad., 1ra Epoca, VI: 9-28, lám. 1.
- Rodríguez A.G. (2002). **Biodiversidad de crustáceos dulceacuícolas del centro de Nuevo León y noroeste de Tamaulipas.** (R53. Río San Juan y Río Pesquería). Informe final Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. 32 p.
- Rodríguez-Flores E. (2011). **Estudios morfológicos de ostrácodos dulceacuícolas de Durango y Veracruz, México.** Tesis de licenciatura. Facultad de Ciencias. Universidad Nacional Autónoma de México. 85 p.
- Rollinson, H.R. (1993). **Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.** Harlow, Essex, England : Longman Scientific & Technical.
- Romero-Mayen, V. A. (2005). **Reconstrucción paleoambiental Holocénica de la laguna Babícora, Chihuahua, México con base en geoquímica de conchas de ostrácodos.** Tesis de licenciatura. Facultad de Ciencias. Universidad Nacional Autónoma de México. 44 p.
- Roy, P.D., Smykatz-Kloss, W. y Sinha, R. (2006). **Late Holocene geochemical history inferred from Sambhar and Didwana playa sediments, Thar Desert: comparison and synthesis.** Quaternary International 144(1): 84-98.
- Roy, P.D., Caballero, M., Lozano, R., Pi, T., Ortega, B., Lozano, S., Israde, I. y Morton, O. (2009). **Geochemical attributes of Late Quaternary Paleoclimate from lacustrine sediments of Laguna Seca de San Felipe, western Sonora desert, Mexico.** Journal of South American Earth Sciences. 29(3): 586-596.
- Roy, P.D., Caballero, M., Lozano, S., Lozano, R., Morton, O., Jonathan, M.P., Sánchez, J.L. y Macías, M.C. (2012). **Provenance of sediments deposited at paleolake San Felipe, western Sonora Desert: implications to regimes of summer and winter precipitation during last 50 cal kyr BP.** Journal of Arid Environments 81: 47-58
- Roy, P.D., Jonathan, M.P., Perez-Cruz, L.L., Sánchez-Cordoba, M.M., Quiroz-Jiménez, J.D., y Romero-Martin, F. (2012a). **A millennial scale Late Pleistocene-Holocene palaeoclimatic register from western Chihuahua Desert, México.** Boreas 41: 707-717
- Roy, P.D., Quiroz-Jiménez, J.D., Pérez-Cruz, L.L., Lozano-García, S., Metcalfe, S., Lozano-Santacruz, R., López-Balbiaux, N., Sánchez-Zavala, J.L. y Romero, F. (2012b). **Late Quaternary paleohydrological conditions in the drylands of northern Mexico: a summer precipitation proxy record of the last 80 cal ka BP.** Quaternary Science Reviews: 1-13.
- Roy, P.D., Rivero-Navarette, A., López-Balbiaux, N., Pérez-Cruz, L.L., Metcalfe, S.E., Sankar, G.S. y Sánchez-Zavala, J.L. (2013a). **A record of Holocene summer-season palaeohydrological changes from the southern margin of Chihuahua Desert (Mexico) and possible forcings.** The Holocene. 23(8): 1105-1114

-
- Roy, P.D., Chávez-Lara, C.M., Sánchez-Zavala, J.L., Pérez-Cruz, L.L. y Muthu, S.G. (2013b). **Humid Pleistocene-Holocene transition at sub-tropical northern Mexico and possible Gulf of California forcing.** *Boreas* BOR-071-2013.
- Saldívar-López, D.B. (2011). **Platelmintos y crustáceos presentes en la vegetación acuática, sus condiciones de hábitat y sus relaciones interespecíficas, en la Presa de Apizaquito.** Tesis de licenciatura. División de Ciencias Biológicas y de la Salud, Departamento El Hombre y su ambiente. Universidad Autónoma Metropolitana Unidad Xochimilco. 46 p.
- Sandberg, P. (1964). **The ostracod genus *Cyprideis* in the Americas.** *Contr. Geol. stockholm* 12: 1-178.
- Sars, G.O. (1866). **Oversigt af Norges marine Ostracoder, in Forhandlinger i Videnskabs-Selskabet i Christiania.** *Norske Vidensk. Akad. Forhandlinger.* pp. 1-130.
- Saussure H. (1858). **Memoire sur divers Crustacés nouveaux des Antilles et du Mexique, Memoires de la Societe de Physique et D'His-toire Naturelle de Geneve.** 14(2):486-490.
- Servicio Meteorológico Nacional. (2013).
<http://smn.cna.gob.mx/climatologia/Normales5110/NORMAL10137.TXT>
- Smith, A.J. (1993). **Lacustrine ostracodes as hydrochemical indicators in lakes of the north-central United States.** *Journal of Paleolimnology.* 8(2): 121-134.
- Smith, A.J. y Delorme, L.D. (2010). **Chapter 19. Ostracoda. Ecology and Classification of North American Freshwater Invertebrates.** Academic Press, London, 725-772.
- Sosa Nájera, S., Lozano García, S., Roy, P.D., Caballero, M. (2010). **Registro de sequías históricas en el occidente de México con base en el análisis elemental de sedimentos lacustres: El caso del lago de Santa María del Oro.** *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 62(3): 437-451.
- Spaulding, W. G. (1991). **A Middle Holocene Vegetation Record from the Mojave Desert of North America and its Paleoclimatic Significance.** *Quaternary Research* 35, 427-437.
- Stuiver, M. y Reimer, P.J. (1993). **Extended ¹⁴C database and revised CALIB radiocarbon calibration program.** *Radiocarbon* 35: 215-230.
- Talbot, M.R. y T. Lærdal (2000). **The late Pleistocene-Holocene palaeolimnology of Lake Victoria, East Africa, based upon elemental and isotopic analyses of sedimentary organic matter.** *Journal of Paleolimnology.* 23: 141-164.
- Taylor, S.R., McLennan, S.H. (1985). **The continental crust: its composition and evolution.** Oxford: Blackwell Scientific Publications, London.
- Tressler W. (1947). **A Check List of the Known Species of North American Freshwater Ostracoda.** *American Midland Naturalist* 38: 698-707.

-
- Tressler, W.L. (1954). **Fresh-water Ostracoda from Texas and México.** Journal of the Washington Academy of Science. 44: 138-149.
- Tressler W. (1959). **Ostracoda.** In Edmonson W.T, Baldwin W.H & Chadler W.G (eds), Freshwater Biology Jhon Wiley & Sons. Inc, USA: 657-733.
- Urrutia Fucugauchi, J., Ortega Ramirez, J., Cruz Gatica, R. (1997). **Rock magnetic study of late Pleistocene-Holocene sediments from the Babicora lacustrine basin, Chihuahua northern Mexico.** Geofísica Internacional 10: 77-86.
- Van Devender, T. R., Burgess, T. L. (1985). **Late Pleistocene Woodlands in the Bolson de Mapimi: A Refugium for the Chihuahuan Desert Biota.** Quaternary Research 24, 346-353.
- Van Devender, T. R. (1977). **Holocene Woodlands in the Southwestern Deserts.** Science 198: 189-192.
- Verma, H.R. (2007). **Atomic and Nuclear Analytical Methods: XRF, Mössbauer, XPS, NAA and Ion-Beam Spectroscopic Techniques.** Springer.
- Visser, J.N.J. y Young, G. M. (1990). **Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogenic Dwyka Formation and post-glacial mud rocks in Southern Africa.** Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 81: 49-57.
- Werne, J.P., Sageman, B.B., Lyons, T.W., Hollander. D.J. (2002). **An integrated assessment of a “type euxinic” deposit: Evidence for multiple control son Black shale deposition in the middle Devonian Oatka Creek formation.** American Journal of Science 302: 110-143.
- Wetzel, R.G. (1981). **Limnología.** Omega. Barcelona. 679 pp.
- Yamamoto, J. (1993). **Actividad microsísmica en el área de Canatlán, Durango y su relación con la geología regional.** Geofísica Internacional. 32(3):501-510.
- Zic, M., Negrini, R., Wigand, P. (2002). **Evidence of synchronous climate change across the Northern Hemisphere between the North Atlantic and northwestern Great Basin, United States.** Geology 30 (7), 635-638.

Lámina I



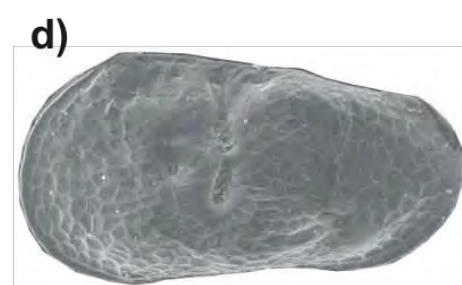
100 μm



200 μm



100 μm



100 μm



100 μm

- a) *Cypridopsis vidua* (Müller, 1776) Brady, 1868.
Vista lateral externa, valva izquierda, 220X, JSM-5600.
- b) *Encandona patzcuaro* Tressler, 1954.
Vista lateral externa, valva derecha, macho, 95X, JSM-5600.
- c) *Limnocythere bradburyi* Forester, 1985.
Vista lateral externa, valva derecha, macho, 140X, JSM-5600.
- d) *Limnocythere ceriotuberosa* Delorme, 1967.
Vista lateral externa, valva izquierda, hembra, 160X, JSM-5600.
- e) Especie no identificada. Larva de Candonidae.
Vista lateral externa, valva derecha, 200X, JSM-5600.

Anexo A: Clasificación taxonómica (hasta familia) actual de los ostrácodos, modificada de Liebau (2005) y Martens & Savatnalinton (2011).

Subphylum: Mandibulata Clairville 1789

Clase: Crustacea Pennat 1777

Subclase: Ostracoda Latreille 1806

Orden: Palaeocopida Henningsmoen 1953

 Punciocopida Schallreuter 1968

 Platycopida Sars 1866

 Cypridinida Skogsberg 1920

 Halocypridida Skogsberg 1920

 Podocopida Sars 1866

 Suborden Cypridocopina Jones 1901

 Superfamilia Cypridoidea Baird 1845

 Familia Cyprididae Baird 1845

 Familia Candonidae Kaufmann 1900

 Familia Ilyocyprididae Kaufmann 1900.

 Familia Notodromadidae Kaufmann 1900

 Suborden Darwinulocopina Sohn 1988

 Superfamilia Darwinuloidea Brady y Norman 1889

 Familia Darwinulidae Brady y Norman 1889

 Suborden Cytherocopina Gründel 1967

 Superfamilia Cytheroidea Baird 1850

 Familia Limnocytheridae Klie 1938

 Familia Cytheridae Baird 1850

 Familia Cytherideidae Baird 1850

 Familia Cytheruridae G.W. Müller 1894

 Familia Hemicytheridae Puri 1953

 Familia Kliellidae Schäfer 1945

 Familia Leptocytheridae Sars 1925

 Familia Loxoconchidae Sars 1925

 Familia Xestoleberidae Sars 1866

Anexo B: Trabajos taxonómicos sobre los ostrácodos de aguas continentales en México.

Los primeros en citar dos formas de *Cypris*, sin descripción ni asignación de nombre, fueron Rio de la Loza y Craveri (1858), provenientes de perforación de pozos artesianos en el centro del país. Sassure (1858) describe la primera especie mexicana *Chlamydotheca azteca* proveniente de la región costera de Veracruz, la cual es la especie tipo del género *Chlamydotheca* en la actualidad.

Ehrenberg (1869) describe a *Cypris mexicana*, incluyendo las especies de Rio de la Loza y Craveri (1858), sin embargo, *Cypris mexicana* no es una especie válida actualmente. En 1903, Sharpe describe a *Chlamydotheca mexicana* en el estado de Durango. El Carnegie Institution of Washington, en 1936, lleva a cabo algunas expediciones en la península de Yucatán, con el fin de estudiar el contenido faunístico, así como algunos aspectos limnológicos de los cenotes de esta región. Durante el mismo año, con base en el material obtenido, Furtos publica uno de los estudios taxonómicos más amplios sobre ostrácodos de México, en donde se describen 23 especies, de las cuales 13 fueron consideradas como nuevas para la ciencia en ese momento (actualmente 12 son válidas). Posteriormente, en 1938, Furtos describe una especie más de la península de Yucatán, *Neocypridopsis mexicana*.

Tressler (1954) describe dos nuevas especies provenientes del lago Pátzcuaro y circundantes de Michoacán, las cuales denomina como *Candona michoa* y *Candona patzcuaro*, sin embargo, ambas especies mantienen incertidumbre taxonómica, ya que algunos autores sugieren que se trata de una misma especie (Karanovic 2012) y otros consideran ambas válidas (Martens & Savatnalinton 2011). Cualquiera que sea la postura, los taxónomos asignan a éstas especies a diferentes géneros como *Eucandona* (Karanovic 2012) o *Fabaeoformiscandona* (Martens & Savatnalinton 2011), su situación taxonómica debe ser revisada.

La primera especie descrita de la Superfamilia Cytheroidea en el país es *Cyprideis mexicana* en 1964 por Sandberg. En 1985, Forester encuentra valvas recientes en el centro del país, pertenecientes a una especie ampliamente distribuida en el registro fósil del sur de Estados Unidos, *Limnocythere bradburyi*, describiendo características de las valvas modernas pero no de las partes blandas.

Hernández *et al.* (2010) analiza el ensamble de crustáceos bentónicos, principalmente en su distribución, abundancia y biomasa en el lago Alchichica, reportando la presencia de dos especies, *Limnocythere inopinata* (Baird 1843) y *Candona* sp., aunque su determinación taxonómica necesita ser revisada.

A continuación se muestra la Tabla Anexo B, en donde se mencionan por orden cronológico otros trabajos destacados pero no publicados y sus respectivas contribuciones a la ciencia en cuanto al estudio de ostrácodos.

Tabla Anexo B: Estudios de ostrácodos en México destacados pero no publicados presentados por orden cronológico.

Autor y año	Ubicación	Contribución
Almeida-Leñero (1973)	Morelos	Describe 12 especies, algunas de ellas propuestas como nuevas para la ciencia, pero no descritas formalmente.
López-Oliva (1982)	Nuevo León	Reporta la presencia de 22 especies, muchas de las cuales significan nuevos registros al país.
Rodríguez (2002)	Nuevo León y Tamaulipas	Realiza un análisis de la diversidad de crustáceos, consignando 22 especies en su informe final a la Comisión Nacional para el conocimiento y uso de la Biodiversidad, de las cuales, muchas de ellas han sido identificadas a nivel de género.
Juárez (2005)	Puebla	Desarrolla un estudio paleoambiental con ostrácodos y reporta la presencia de <i>Candonia patzcuaro</i> (Tressler, 1954), <i>Limnocythere itasca</i> (Cole, 1949), <i>Darwinula stevensoni</i> (Brady & Robertson, 1870) y <i>Potamocypris unicaudata</i> (Schäfer, 1943).
López (2007)	Aguascalientes	Realiza un estudio de biodiversidad de ostrácodos de y el potencial de esos organismos para ser usados como indicadores de contaminación, presentando 43 especies, muchas de ellas identificadas solo a nivel género.
Cohuo (2010)	Yucatán	Realiza un análisis de la fauna de ostrácodos de la península de Yucatán registrando 25 especies, muchas consistentes con la fauna descrita por Furtos (1936) y otras con potencial de ser nuevas especies.
Saldivar-López (2011)	Tlaxcala	Registra la presencia de <i>Chlamydotheca arcuata</i> (Sars 1901) en la presa de Apizaquito y agregan notas sobre las condiciones de su hábitat y relaciones intraespecíficas con otros taxa.
Rodríguez-Flores (2011)	Durango y Veracruz	Compara las faunas de los estados de Durango y Veracruz y concluye que existe gran similitud entre ellas, al encontrar en ambos estados a <i>Chlamydotheca unispinosa</i> (Baird, 1862), <i>Chlamydotheca arcuata</i> (Sars, 1901) y otra especie con incertidumbre taxonómica.

Anexo C: Las especies identificadas que se encontraron a lo largo de los perfiles sedimentarios S2 y S3 se enlistan de acuerdo con el arreglo propuesto por Delorme (1971 a, b y e) y Karanovic (2012) con una breve descripción de sus afinidades ecológicas.

Subclase OSTRACODA Latreille, 1806

Orden PODOCOPIDA Müller, 1894

Suborden PODOCOPINA Sars, 1866

Superfamilia CYPRIDACEA Baird, 1845

Familia CYPRIDIDAE Baird, 1845

Subfamilia CYPRIDOPSINAE Kaufmann, 1900

Género *Cypridopsis* Brady, 1868

Cypridopsis vidua (Müller, 1776) Brady, 1868

Especie nectobentónica euritérmica (2-32 °C) que habita en lagos de praderas y estanques permanentes o efímeros donde la salinidad puede encontrarse de 100 a 4,000 ppm (Palacios-Fest, 2010). Aunque su temperatura óptima de crecimiento es mayor a los 13° C, se ha encontrado a temperaturas menores de los 2° C, ya que puede sobrevivir por cierto tiempo congelada, pero su principal periodo de crecimiento se da en primavera (Smith y Delorme, 2010). Habita en aguas dominadas por Ca, Na y HCO₃, con pH de 8.8 a 9.5, concentración de OD de 4.6 a 7.9 mg/L, conductividad de 93 a 1,152 µS/cm y concentración TSD de 0.1 a 0.7 g/L (Pérez *et al.*, en preparación). En la parte centro-oriental de México, Pérez *et al.* (en preparación) encontraron que ésta especie tolera aguas con concentraciones de iones de CO₃(0-156.7 mg/L), HCO₃(35.7-505.8 mg/L), SO₄(0-94.8 mg/L), Cl (1.4-60.2 mg/L), Na(5-188.5 mg/L), K (1.5-26.7 mg/L), Ca (9.2-81.0 mg/L) y Mg (4.1-70.5 mg/L). De acuerdo con Smith (1993) habita en aguas de tipo 1 (Ca-Mg-HCO₃, Mg-Ca-HCO₃), 2 (Mg-Ca-HCO₃, Mg-Ca-SO₄, Mg-Na-SO₄, Na-HCO₃) y 3 (Mg-Ca-SO₄, Mg-Na-SO₄). Ésta especie habita en aguas de hasta 44 m de profundidad, pero prefiere las zonas litorales con sedimentos finos a arenosos (Lorenschat, 2009).

Familia CANDONIDAE Kaufmann, 1900

Género *Eucandona* Karanovic, 2012

Eucandona patzcuaro, Tressler 1954

Es una especie bentónica euritámica (2-32 °C) que habita en lagos de praderas y estanques permanentes o efímeros, donde la salinidad puede encontrarse de 200 a 5,000 ppm (Palacios-Fest, 2010). Se encuentran principalmente en regiones semiáridas (Delorme, 1971 b) y muestra preferencia por aguas dominadas por Ca, Na, Mg, HCO₃, SO₄ y Cl con pH de 7.7 a 9.3, concentración de oxígenos disueltos (OD) de 5 a 7 mg/L, conductividad de 292 a 12,940 μS/cm y concentración total de sólidos disueltos (TSD) de 0.2 a 9.3 g/L (Pérez *et al.*, en preparación). Tolera fluctuaciones de salinidad, sin embargo, prefiere salinidades bajas (Palacios-Fest *et al.*, 1993). Palacios-Fest (2004) consideró ésta especie como indicador de flujo permanente de agua a condiciones todavía húmedas. Tressler (1954) colectó especímenes vivos de esta especie a 4 m de profundidad en el lago de Patzcuaro, Michoacán, mientras que Pérez *et al.* (en preparación) los colectó también en las zonas litorales (0.5 m) del lago Alchichica, Puebla, con diferentes tipos de substrato: sedimentos arenosos y finos (limos y arcillas).

Superfamilia CYTHERACEA Baird, 1850

Familia LIMNOCYTHERIDAE Klie, 1938

Género *Limnocythere* Brady, 1868

Limnocythere bradburyi Forester, 1985

Esta especie se encuentra en lagos grandes, someros y de sistema cerrado con aguas cálidas y turbias, cuyos niveles suelen ser altos en verano y bajos o secos en invierno. La inestabilidad del substrato (limos y arcillas) limita el crecimiento de macrófitos sumergibles, pero favorece la productividad de algas. El alto contenido de materia orgánica en suspensión disminuye los niveles de oxígeno disuelto en el agua (Forester, 1985). Debido a la naturaleza somera de los lagos en los que habita ésta especie, la temperatura del agua se encuentra en equilibrio con la temperatura atmosférica (5-32°C) con un rango de salinidad de 1,000-100,000 ppm (Delorme, 1989; Palacios-Fest, 2007). Las características químicas del agua están determinadas por el dominio del Na⁺ como catión, el HCO₃⁻ + CO₃²⁻ y Cl⁻ como aniones dominantes, el K⁺, Ca²⁺ y Mg²⁺ están reducidos en relación con el Na⁺, y la cantidad de SO₄²⁻ es variable (Forester, 1985).

Limnocythere ceriotuberosa Delorme, 1967

Habita preferentemente en lagos moderadamente salinos, aunque su rango de tolerancia a la salinidad es muy amplio (500-10,000 ppm), con temperaturas entre 4°C y 32°C (Palacios-Fest, 2007). Requiere un mínimo de 3 mg/L de OD en los cuerpos de agua que habita y máximo tolera los 16 mg/L, en donde el sustrato debe tener buena porosidad y permeabilidad para permitir el libre flujo de agua oxigenada. El tipo de sedimento va de arena muy fina a gruesa (Smith y Delorme, 2010). Resiste una concentración TSD de 1 a 8 g/L (Horneet *al.*, 2012). Habita en lagos con un pH de 8 a 10 (Delorme, 1989) de tipo 1 (Ca, Mg, K, Na, Cl, SO₄, HCO₃ (CO₃) y tipo 3(empobrecido en Ca/enriquecido en HCO₃, dominados por CO₃, Cl y Mg) (Palacios-Fest, 2007).