



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MÉXICO  
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**Característica cronológica-química-física de los  
sedimentos del paleo-lago La Salada (estado de  
Zacatecas) y reconstrucción de las condiciones paleo-  
hidrológico durante el Cuaternario tardío.**

**T E S I S**

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

PRESENTA:  
**MARCELA PATRCIA CHARLES POLO**

DIRECTO DE TESIS  
**Dr. PRIYASARSI DEBAJYOTI ROY**  
**INSTITUTO DE GEOLOGÍA**

**MÉXICO, D.F.**

**NOVIEMBRE, 2014**





Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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.

**DEDICATORIA**

*A Dios,*

*A mi Mamá*

*A mis hermanos,*

*A mis sobrinos*

*Y muy especialmente a mi Papá (†)*

## **AGRADECIMIENTOS**

Quiero agradecer a todos los que colaboraron de una manera u otra forma en la realización de este trabajo de investigación.

De una manera especial quisiera agradecer a mi asesor de tesis el **Dr. Priyadarsi D. Roy** quien me brindo su apoyo, sugerencias, comentarios, comprensión, regaños, ausencias, tiempo, paciencia y amistad. MUCHAS GRACIAS Roysss.

De igual manera, quiero agradecer a la **Dra. Teresa Pi I Puig**, por sus consejos y por toda la ayuda brindada en la realización de los análisis de difracción de rayos X. También quiero agradecer al resto de los sinodales La **Dra. Isabel Israde, Dra. Laura Beramendi OroSCO y Dra. Carmen Isela Ortega Rosas** por sus atinados comentarios, sugerencias y críticas a este trabajo, las cuales sin duda ayudaron a focalizar y mejorar esta tesis.

Doy las gracias a CONACYT por la beca que me otorgó para cursar los estudios de posgrado (febrero 2011 – enero 2013). Asimismo, agradezco al Instituto de Geología por el apoyo financiero que recibí a través de la beca para realizar Tesis de Maestría (enero – junio 2013). Y finalmente a el proyecto de DGAPA-Papiit IN100413-3 titulado "Registro espacio-temporal de la variabilidad climática holocénica en la zona árida del norte de México"

Agradezco al químico Rufino Lozano Santacruz por su ayuda brindada en la realización de los análisis de fluorescencia de rayos X, y a la Dra Olivia Zamora por su gran disposición y ayuda en la realización de los analisis de Fluorecencia de Rayos X de alta resolución en el Laboratorio de Geoquímica Ambiental del Instituto de Geología de la UNAM.

A todos mis profesores sus enseñanza, así como al personal administrativo del Instituto de Geología por su apoyo durante los trámites administrativos durante mi estancia en el posgrado. Al personal del Posgrado de Ciencias de la Tierra y muy especialmente a la secretaria Mary y Gloria por su apoyo durante los procesos de inscripción y titulación.

Y por último a mis compañeros del laboratorio y amigos del instituto por ayudarme durante mi estancia en el posgrado (MUCHAS GRACIAS MUÑECOS Y MUÑECAS).

Though nothing can bring back the hour  
Of splendor in the grass, glory in the flower;  
We will grieve not, rather find  
Strength in what remains behind;  
In the primal sympathy  
Which having been must ever be;  
In the soothing thoughts that spring  
Out of human suffering;  
In the faith that looks through death,  
In years that bring the philosophic mind.

*WILLIAM WORDSWORTH, "Ode: Intimations of  
Immortality from Recollections of Early Childhood"*

# ÍNDICE

	PÁG
LISTA DE FIGURAS	I
LISTA DE TABLAS	III
RESUMEN	VI
ABSTRACT	V
<b>CAPÍTULO I</b>	
<b>INTRODUCCIÓN</b>	
1.1 INTRODUCCIÓN	1
1.2 ANTECEDENTES	2
1.2.1 PLEISTOCENO TARDÍO	3
1.2.1.1 EVENTOS DANSGAARD-OESCHGER (DO) Y EVENTOS HEINRICH (HE)	3
1.2.1.2 ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL (UGM)	5
1.2.1.3 BÖLLING ALLERÖD (BA) Y YOUNGER DRAYS (YD)	5
1.2.2 HOLOCENO	6
1.3 TRABAJOS PREVIOS	6
1.3.1 DESIERTOS DE NORTEAMÉRICA	6
1.3.2 DESIERTO DE CHIHUAHUA	7
1.4 LOCALIZACIÓN	8
1.5 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	9
1.6 JUSTIFICACIÓN	9
1.7 HIPÓTESIS	10
1.8 OBJETIVOS	10
<b>CAPÍTULO 2</b>	
<b>GEOLOGÍA Y CLIMA DEL ÁREA ESTUDIO</b>	
2.1 GEOLOGÍA REGIONAL	12
2.2 GEOLOGÍA LOCAL	13
2.3 CLIMATOLOGÍA REGIONAL	15
2.4 DATOS METEOROLÓGICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO	17
<b>CAPÍTULO 3</b>	
<b>METODOLOGÍA</b>	
3.1 TRABAJO DE CAMPO	20
3.2. TRABAJO DE LABORATORIO	21
3.2.1 PREPARACIÓN DE MUESTRAS	21
3.2.2 ANÁLISIS CRONOLÓGICO	21
3.2.3 ANÁLISIS MINERALÓGICO	22
3.2.4 ANÁLISIS DE COT Y CIT	25
3.2.5 ANÁLISIS DE NITRÓGENO TOTAL	25
3.2.6 ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZAS	26
3.2.6.1 FLUORESCENCIA DE RAYOS X CONVENCIONAL	26
3.2.6.2 FLUORESCENCIA DE RAYOS X PORTÁTIL	28
3.2.7 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA	29

## **CAPÍTULO 4 RESULTADOS**

4.1 ESTRATIGRAFÍA	30
4.2 CRONOLOGÍA	32
4.3 MINERALOGÍA	35
4.4 CARBONO ORGÁNICO TOTAL (COT) E INORGÁNICO (CIT)	40
4.5 NITRÓGENO TOTAL (NT) Y RELACIÓN CARBONO/NITRÓGENO (C/N)	42
4.6 ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZAS	43
4.6.1 ANÁLISIS DE FRX CONVENCIONAL	43
4.6.2 ANÁLISIS DE FRX PORTÁTIL	48
4.7 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA	52

## **CAPÍTULO 5 DISCUSIONES**

5.1 MODELO CRONOLÓGICO	54
5.2 EVOLUCIÓN QUÍMICA DE LA SALMUERA	56
5.3 PRODUCTIVIDAD ORGÁNICA	57
5.4 RECONSTRUCCIÓN DE LAS CONDICIONES PALEO-CLIMÁTICAS Y PALEO- HIDROLÓGICAS	59
5.5 COMPARACIÓN CON REGISTROS PALEOCLIMÁTICOS REGIONALES	63

<b>CONCLUSIONES</b>	67
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	

## Lista de Figuras

<b>Figura 1.1.-</b> Variabilidad climática de los últimos 120 ka., registros en isotopos de oxígeno en los núcleos de hielo de Groenlandia. Los eventos cálidos DO son señalados con números rojos y los eventos HE y el Younger Drays (YD) con barras azules (tomado desde Dansgaard <i>et al.</i> , 1993).....	3
<b>Figura 1.2.-</b> Mapa de ubicación de los desiertos de América del Norte. Donde se muestran los registros marinos (color rosado) y continentales (color amarillo), (Modificado desde Metcalfe <i>et al.</i> , 2000).....	8
<b>Figura 1.3.-</b> A) Mapa de ubicación del estado de Zacatecas con respecto a los demás estado del Norte de México y el Desierto de Chihuahua. La estrella roja nos muestra la localización del paleo-lago La Salada; B) Mapa de localización del estado de Zacatecas, donde se observan los caminos (amarillo) y las carreteras principales (rojo).....	9
<b>Figura 2.1.-</b> Ubicación de la Mesa Central y las provincias fisiográficas colindantes (modificado desde Nieto-Samaniego <i>et al.</i> , 2005).....	13
<b>Figura 2.2.-</b> A) Ubicación de los desiertos de Norte América. El paleo-lago La Salada se encuentra en la parte sur del desierto de Chihuahua (Modificado desde Metcalfe <i>et al.</i> , 2002). B) Mapa geológico de la zona de estudio donde se observa el paleo-lago La Salada y ubicación de los perfiles sedimentarios (LS1 y LS2) que se obtuvieron desde la parte distal y central de la cuenca respectivamente (Modificado desde Servicio Geológico Mexicano, 2009).....	15
<b>Figura 2.3.-</b> Dirección del viento predominante en el área de estudio (indicando por las flechas), además de la posición de la Zona De Convergencia Intertropical ( <i>ITCZ siglas en inglés</i> ; Poore <i>et al.</i> , 2005) en diferentes estaciones del año. La ubicación estacional de los centros de alta y baja presión está tomada desde Pérez-Cruz (2009).....	17
<b>Figura 2.4.-</b> Registro promedio anual de precipitación (barras azules) y la temperatura: máxima (línea roja) y mínima (línea celeste) del paleo-lago La Salada durante el periodo 1950 y 2011 (Fuente: Servicio Meteorológico Nacional).....	18
<b>Figura 3.1 -</b> Diagrama de los métodos seguidos para la realización de este estudio.....	19
<b>Figura 3.2 -</b> Ilustración Fotográfica del grupo de trabajo en el sitio del estudio.....	20
<b>Figura 3.3.-</b> Imagen donde se observar la muestra molida y homogenizada con el mortero de ágata.....	21
<b>Figura 3.4.-</b> La Imagen de la izquierda muestra el Difractómetro de rayos X (DRX) Shimadzu XRD-6000 utilizado para este análisis y la imagen de la derecha se observa el porta muestra automático el cual puede contener hasta para cinco muestras de sedimentos totales.....	23
<b>Figura 3.5.-</b> Equipo Thermo Scientific HiPerTOC para el análisis de COT y CIT.....	25
<b>Figura 3.6.-</b> En la imagen A) se observa el crisol en una temperatura de 1100 °C; B) se muestran los crisoles preparados con un gramo de muestra para la calcinación; C) y D) se observan las pastillas ya terminas para analizar las concentraciones elementales.....	27
<b>Figura 3.7.-</b> Equipo portátil de XRF analizando concentraciones multi-elemental.....	28
<b>Figura 3.8.-</b> El equipo utilizado para medir susceptibilidad magnética (Bartington susceptibility meter y sensor MS2E).....	29
<b>Figura 4.1.-</b> Estratigrafía de los perfiles LS1 y LS2 del paleo-lago La Salada y ubicación de las muestras analizadas por el método de <sup>14</sup> C AMS.....	31

<b>Figura 4.2.-</b> Vista frontal del perfil LS2 en donde se observan los contactos erosivos entre las unidades y las estructuras primarias (grietas de desecación) en la unidad III que tienen una longitud de casi 40 cm.....	32
<b>Figura 4.3.-</b> El modelo de edad del perfil LS2 y las tasas de sedimentación entre las fechas consecutivas. La línea punteada de color gris indica la parte extrapolada y el modelo presenta una incertidumbre de 50-1027 años.....	35
<b>Figura 4.4.-</b> Difractogramas de las muestras colectadas de diferentes unidades estratigráficas a lo largo del perfil LS2 muestran la presencia de los minerales autigénicos (calcita, proto-dolomita, gaylussita y halita)....	39
<b>Figura 4.5.-</b> Concentraciones de COT y CO <sub>3</sub> a lo largo del perfil sedimentario LS2 con respecto a la profundidad y edades calendáricas A.P.....	41
<b>Figura 4.6.-</b> Concentración del nitrógeno total (NT) y la distribución de la relación de C/N a lo largo del perfil LS2.....	42
<b>Figura 4.7.-</b> Distribución de las concentraciones de los elementos mayores a lo largo del perfil LS2.....	45
<b>Figura 4.8.-</b> Distribución de las concentraciones de los elementos traza a lo largo del perfil LS2.....	46
<b>Figura 4.9.-</b> Modelos de regresión lineal entre los valores de fluorescencia de rayos X (portátil) y XRF (convencional) para Sr, Fe, Ca Ti, y K.....	50
<b>Figura 4.10.-</b> Variaciones de las concentraciones de Fe, Ca, Sr, K y Ti a lo largo del perfil LS2.....	52
<b>Figura 4.11.-</b> La Susceptibilidad magnética de los sedimentos del perfil LS2 en el paleo-lago La Salada.....	53
<b>Figura 5.1.-</b> Comparación de los registros <i>proxy</i> de los paleo-lagos Babicora y La Salada para validar la cronología del perfil LS2.....	55
<b>Figura 5.2.-</b> Los registros proxy para la reconstrucción de productividad y procedencia de materia orgánica en el paleo-lago La Salada. ....	58
<b>Figura 5.3.-</b> Comparación de los diferentes registros proxies estandarizados para la reconstrucción de condiciones paleo-hidrológicas y paleo-climáticas en el paleo-lago La Salada. Ca representa salinidad del cuerpo de agua, Zr/Al <sub>3</sub> O <sub>2</sub> , (aporte eólico) y Fe (aporte pluvial) están considerados como indicadores de aporte de detríticos a la cuenca.....	59
<b>Figura 5.4.-</b> Representación esquemática de las condiciones hidrológicas representadas por los <i>proxies</i> en los sedimentos de la unidad IV.....	60
<b>Figura 5.5</b> Representación esquemática de las condiciones hidrológicas representadas por los <i>proxies</i> en los sedimentos de la unidad III.....	61
<b>Figura 5.6.-</b> Representación esquemática de las condiciones hidrológicas representadas por los <i>proxies</i> en los sedimentos de la unidad II.....	62
<b>Figura 5.7.-</b> Representación esquemática de las condiciones hidrológicas representadas por los <i>proxies</i> en los sedimentos en la unidad I.....	63
<b>Figura 5.8.-</b> Ubicación de los registros <i>proxy</i> de humedad en el norte y noroeste de México y en el suroeste de EUA. El paleo-lago La Salada se ubica a los 23° N en la margen sur del Desierto de Chihuahua.....	64
<b>Figura 5.9</b> Comparación del último glacial con diferentes registros <i>proxies</i> para la temporada de verano en el norte de México y las precipitaciones invernales en el suroeste de EUA y las variaciones del nivel del lago en la costa sur-oeste de EUA entre 80 y 30 ka cal A.P. A excepción del lago de Baldwin, todos los demás registros <i>proxy</i> se estandarizaron.....	66

## Lista de Tablas

<b>Tabla 1.1</b> Límites establecidos para la ocurrencia de los distintos eventos HE en el último periodo glacial (Svensson <i>et al.</i> , 2006, 2008).....	4
<b>Tabla 3.1</b> -. Características del equipo Shimadzu XRD-6000.....	23
<b>Tabla 4.1-</b> Análisis de Radiocarbono AMS en la materia orgánica del sedimento total y los valores de calibración obtenido en el programa Calib 6.0 (Reimer <i>et al.</i> , 2009).....	33
<b>Tabla 4.2</b> Estimación semi-cuantitativa de los minerales detríticos en los sedimentos del perfil LS2.	36
<b>Tabla 4.3</b> Estimación semi-cuantitativa de los minerales autigénicos en los sedimentos del perfil LS2.....	38
<b>Tabla 4.4</b> Valores mínimo, máximo, promedio y desviación estándar de los elementos mayores en el perfil LS2.....	44
<b>Tabla 4.5</b> Valores mínimo, máximo, promedio y desviación estándar de los elementos trazas en el perfil LS2.....	44
<b>Tabla 4.6</b> Valores promedio de los elementos mayores de cada unidad estratigráfica en el perfil LS2.	47
<b>Tabla 4.7</b> Promedio de los elementos traza de cada unidad estratigráfica en el perfil LS2. ....	48
<b>Tabla 4.8</b> Valores mínimo, máximo, promedio y desviación estándar de las concentraciones Ti, Fe, Ca, Sr y K en el perfil LS2.....	49

## Resumen

El paleo-lago La Salada es una cuenca efímera que se localiza en el estado de Zacatecas y en la parte sur del Desierto de Chihuahua (N 23° 26', W 102° 52', 2061 msnm). Actualmente recibe una precipitación media anual de ca. 420 mm asociadas principalmente por el régimen de lluvias de verano (Monzón de Norte América y tormentas tropicales). Las muestras de sedimento se colectaron a partir de dos trincheras (LS1 y LS2) con profundidades máximas de 240 cm y 300 cm, respectivamente de la parte distal y proximal de la cuenca con el fin de comprender la evolución geoquímica de la cuenca lacustre y las condiciones paleo-hidrologías de la región durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno. Los perfiles de sedimentos fueron divididos en cuatro unidades estratigráficas diferentes y el modelo de edad se construyó a partir de 8 fechamientos de  $^{14}\text{C}$  AMS en la materia orgánica total que restringe las columnas de los sedimentos entre ca. 78 ka cal y nuestros días. La mineralogía, susceptibilidad magnética, carbono orgánico total (COT), carbono inorgánico total (CIT) y las relaciones de C/N, y Zr/ $\text{Al}_2\text{O}_3$  se utilizaron para generar los registros de proxy de la escorrentía en la cuenca, la salinidad del cuerpo del agua, composición de la salmuera y la productividad orgánica en la cuenca. El conjunto de minerales detríticos es presentado por feldespato, halloysita, esmectita y tridimita y los minerales autigénicos están representados por calcita, proto-dolomita, huntita, gaylussita, mono-calcita y halita. Hubo un cambio de composición en los minerales autigenicos en la salmuera a ca. 28 ka cal A.P. (64 cm de profundidad) de calcita > proto-dolomita y halita a gaylussita-proto-dolomita. La salmuera cambió de Ca-(Mg-Na)- $\text{HCO}_3$ -Cl durante ca. 78-28 ka cal A.P. a Mg-Na-Ca- $\text{HCO}_3$  después de 28 ka cal A.P. como consecuencia de la entrada de agua más fresca. La escorrentía arriba del promedio se observa durante > 62 ka cal A.P., ca. 43-36 ka cal A.P., ca. 34-32 ka cal A.P., ca. 31-28 ka cal A.P. y los últimos ca. 4 ka cal. De forma general, la productividad aumento durante los intervalos de menor escorrentía y el carbono orgánico depositado durante las condiciones someras era originario principalmente por la vegetación terrestre.

## Abstract

The paleo-lake La Salada is located in an ephemeral basin in the state of Zacatecas and in the southern margin of Chihuahua Desert (N 23°26', W 102° 52', 2061 m a.s.l.). It currently receives an average annual precipitation of ca.420 mm, associated primarily with the North American Monsoon system and tropical storms. Sediment samples were collected from two different trenches (LS1 and LS2) with depths of 240 cm and 300 cm from the central and marginal parts of the basin in order to understand the geochemical evolution of the lacustrine basin and paleohydrological conditions of the region during the late Pleistocene and Holocene. The sediment profiles were divided into four different stratigraphy units and the age model constructed from 8 different  $^{14}\text{C}$  dates on organic matter constrains the sediment columns between ca.78 cal ka BP and present day. Mineralogy, magnetic susceptibility, multi-element concentrations, total organic carbon (TOC), total inorganic carbon (TIC) and relations of  $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{C}/\text{N}$  are used to generate the proxy records of runoff into the basin, salinity of the water body, brine composition and organic productivity in the basin. The detrital mineral association is represented by feldspar, halloysite, smectite and tridymite and the authigenic mineral assemblage is represented by calcite, proto-dolomite, huntite, gaylussite, mono-calcite and halite. A change in the authigenic mineral assemblage at 64 cm depth from calcite>protodolomite and halite to gaylussite-protodolomite indicate a change in brine composition at ca.28 cal ka BP. Brine changed from  $\text{Ca}-(\text{Mg}-\text{Na})-\text{HCO}_3-\text{Cl}$  during ca.78-28 cal ka BP to  $\text{Mg}-\text{Na}-\text{Ca}-\text{HCO}_3$  post ca.28 cal ka BP as a result of more fresh water inflow. Runoff into the basin was higher-than-average during > 62 cal ka BP, ca.43-36 ka cal AP, ca.34-32 ka BP cal, ca. 31-28 cal ka A. P. and over the last ca.4 ka cal BP. In general, the productivity increased during intervals of below average runoff and organic carbon deposited in shallow lake conditions was mainly sourced from the terrestrial vegetation.

## CAPÍTULO 1 GENERALIDADES

### 1 Introducción

El Clima es un sistema complejo y está regulado por factores internos (*e.g.* altitud, latitud, continentalidad, corrientes marinas, vientos etc.) y factores externos (*e.g.* radiación solar.). La radiación solar es el principal factor que modula el sistema climático e influye sobre varios de sus componentes y por ende, en sus interacciones. En este contexto los ciclos de Milankovitch estiman la distribución de la radiación solar recibida con la forma de la órbita terrestre, la inclinación del eje de la Tierra y con la orientación de la misma. De acuerdo con registros de diferentes naturalezas, son causantes de la alta variabilidad climática en el Cuaternario tardío (Imbrie e Imbrie, 1980).

El estudio de estos factores naturales que influyen directa o indirectamente a través del tiempo al sistema climático, se basa fundamentalmente en el análisis de variaciones de factores naturales, tanto espaciales como temporales, mediante el uso de los diferentes *proxies*. Los *proxies* son indicadores que contienen una señal climática y éste actúa como filtro, transformando las condiciones climáticas en el pasado en un registro relativamente permanente (Latif, 1998).

Existen variadas fuentes de registros para la reconstrucción del clima del pasado, entre ellos sedimentos marinos y lacustres, núcleos de hielo, anillos de árboles, corales, espeleotemas, etc., las cuales registran procesos ambientales que actuaron en su formación y depositación. Los *proxies* más importantes son los biológicos (*e.g.* el polen, las diatomeas, foraminíferos, ostrácodos, etc.), los magnéticos (susceptibilidad magnética), los geológicos (estratigrafía, sedimentología, etc.), los geoquímicos (*e.g.* carbono orgánico total, carbono inorgánico, concentraciones multi-elementales, etc.) y los mineralógicos (abundancia de diferentes minerales detríticos y el tipo de evaporitas) (Murillo de Nava *et al.*, 1999; Lozano-García *et al.*, 2002; Cheshire *et al.*, 2005; Pérez- Cruz, 2006; Dean, 2006; Roy *et al.*, 2010).

La presente investigación se enfoca en estudiar la variabilidad climática a escala milenaria de la parte sur del Desierto de Chihuahua a través del estudio de sedimentos lacustres. Los *proxies* biológicos, químicos y físicos han proporcionado evidencia de las variaciones de vegetación, salinidad y temperatura en el cuerpo de agua, aporte detrítico por procesos, pluviales y/o eólicos y productividad orgánica en otras cuencas de la región (Metcalf *et al.*, 2002; Chávez-Lara *et al.*, 2012; Roy *et al.*, 2013a, 2013b). El propósito fundamental de esta investigación es hacer una reconstrucción de las condiciones hidrológicas ocurridas en la margen sur del Desierto de Chihuahua durante el Pleistoceno tardío–Holoceno, aplicando los *proxies* geoquímicos, magnéticos y mineralógicos, en un registro sedimentario colectado del paleo-lago La Salada, ubicado en la cercanía de la Ciudad de Fresnillo, Estado de Zacatecas, México.

## 1.2 Antecedentes

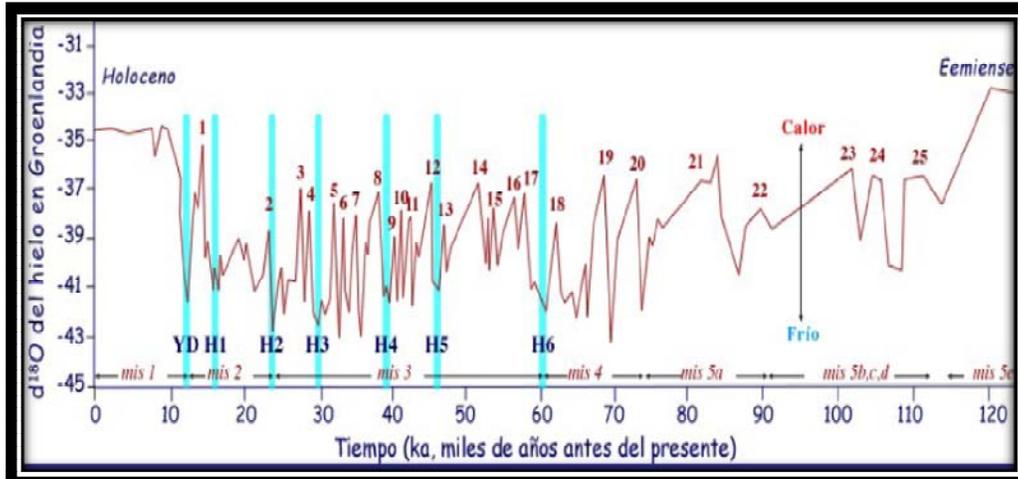
El periodo Cuaternario tardío (Pleistoceno–Holoceno) abarca los últimos 2.6 millones de años (ma.) de la historia geológica de la Tierra y está dividido por dos épocas: el Pleistoceno (2.6 ma-11.5 ka [años calibrados]) y Holoceno (últimos 11.5 ka). La época del Pleistoceno consta de varios periodos glaciares e interglaciar, siendo el Holoceno el último periodo interglaciar (Zecchin *et al.*, 2008).

La variabilidad climática de escala milenaria ocurrida durante el Pleistoceno tardío incluye los eventos de Dansgaard-Oeschger (DO) y de Heinrich (HE), los cuales son episodios de ascensos de temperatura y enfriamiento global respectivamente. Además, en este periodo se registra el Último Máximo Glacial (UMG), el Bölling Alleröd (BA) y el Younger Dryas (YD) (Álvarez-Lara, 2011). Durante el Holoceno el clima fue relativamente más estable, sin embargo se observaron variaciones que influenciaron el ecosistema (Dansgaard *et al.*, 1969, Shönwiese, *et al.*, 1995), tales como: los Ciclos-Bond; la Anomalía Climática Medieval y la Pequeña Edad de Hielo. A continuación se describen de manera sucinta algunos de los eventos climáticos ocurridos durante el Cuaternario tardío.

## 1.2.1 Pleistoceno Tardío

## 1.2.1.1 Eventos Dansgaard-Oeschger (DO) y Eventos Heinrich (HE)

El último periodo glacial abarca entre 75,000 y 15,000 años cal. A.P., y está caracterizado por la rápida sucesión de oscilaciones climáticas denominadas eventos HE y DO en las altas latitudes del Atlántico norte (Dansgaard *et al.*, 1993). Durante este intervalo, el clima del Hemisferio Norte estuvo sujeto a rápidos enfriamientos y calentamientos, conocidos como estadales e interestadales, respectivamente (Dansgaard *et al.*, 1993, Figura 1.1). Estas variaciones climáticas presentan una periodicidad de pocos miles a cientos de años, demostrando que la circulación oceánica en la región del Atlántico norte se altera y se reorganiza en un corto periodo de tiempo (Bond *et al.*, 1993, 2000; Dansgaard *et al.*, 1993).



**Figura 1.1.-** Variabilidad climática de los últimos 120 ka., registros en isótopos de oxígeno en los núcleos de hielo de Groenlandia. Los eventos cálidos DO son señalados con números rojos y los eventos HE y el Younger Drays (YD) con barras azules (tomado de Dansgaard *et al.*, 1993).

Los eventos DO son episodios climáticos cálidos, que fueron definidos en sondeos de hielo de Groenlandia al observar grandes variaciones en las relaciones isotópicas de oxígeno ( $\delta^{18}O$ ), las que fueron interpretadas como oscilaciones bruscas, de orden milenario (Dansgaard *et al.*, 1984). Las causas de los eventos DO no se conocen con exactitud, siendo en un principio atribuidas a inestabilidad en la circulación termohalina y en el transporte de calor asociado (Boyle, 2000). Sin embargo, posteriormente se infiere que son producto de cambios en la producción del Agua Profunda del Atlántico Norte (NAWD), debido a la entrada de agua

dulce proveniente de descargas de icebergs en el océano (Rahmstorf, 2002; Ganopolski y Rahmstorf, 2001).

Durante los últimos 70,000 años cal A.P. se descubrieron una serie de episodios principalmente fríos ocasionados por las oleadas de icebergs procedentes del Atlántico Norte, llamados eventos Heinrich (HE; Heinrich, 1988; Bond *et al.*, 1993). La duración de los eventos HE es debatible. Sin embargo, se ha establecido un lapso de ocurrencia estimado en alrededor de 495 años con una desviación estándar de 255 años (Hemming, 2004). Se han identificado un total de 6 eventos HE durante el último ciclo glacial, que suelen referirse como H1-H6, donde algunos autores establecieron la anomalía de YD como el evento H0 (Bond y Lotti, 1995, Figura 1.1).

**Tabla 1.1** Límites establecidos para la ocurrencia de los distintos eventos HE en el último periodo glacial (Svensson *et al.*, 2006, 2008).

Estadiales HE	Límites (ka) (cima y base)	Duración (ka)
H1	15.6 18.0	2.4
H2	24.3 26.5	2.2
H3	31.3 32.7	1.4
H4	38.3 40.2	1.9
H5	47.0 50.0	3.0
H6	60.1 63.2	3.1

Los HE se pueden identificar en una sucesión de niveles de gravas y arenas (*ice rafted debris*) en sedimentos marinos del Atlántico Norte. Estas capas se interpretaron como acumulaciones resultantes del transporte por icebergs durante breves episodios del manto de hielo del Hemisferio Norte. A las partículas que componen las capas de Heinrich se las conoce como detríticos rocosos transportados por icebergs (Bond *et al.*, 1992). Aunque existen diversas teorías, aún no está resuelto el mecanismo exacto que produjo tales colapsos glaciares (Broecker *et al.*, 1992; Ganopolski y Rahmstorf, 2001; Grousset *et al.*, 2000; MacAyeal, 1993).

### 1.2.1.2 Último Máximo Glacial (UMG)

El Último Máximo Glacial (UMG) abarca entre 23,000 y 19,000 años cal A.P. (Clark y Mix, 2002; Bowen, 2009). Durante el UMG, los casquetes polares se extendieron hasta latitudes cercanas a los 60° N causando un descenso en el nivel del mar de ~130 m en comparación con su nivel actual y la temperatura global pudo descender hasta ~ 7° C (Cronin, 1999). La expansión del casquete provocó en Norteamérica un cambio en la circulación atmosférica ocasionando que la corriente de chorro (*Jet stream*), se separara en dos brazos, uno localizado hacia el límite sur del Manto Laurentino y el otro a lo largo del límite norte de la cobertura de hielo provocando una intensificación del frío en el continente y en el mar condiciones poco favorables para el desarrollo de las surgencias, y en consecuencia un debilitamiento del centro de alta presión subtropical y la disminución de los vientos costeros provenientes del noreste (Ganeshram y Pedersen, 1998).

### 1.2.1.3 Bölling Alleröd (BA) y Younger Drays (YD)

El Bölling Alleröd (BA) se caracterizó por un cambio climático abrupto, donde la temperatura promedio aumentó ~10° C (Uriarte, 2002) hace ~ 14,000 años cal A.P. El nombre se debe a la secuencia sedimentaria obtenida en el lago Bölling en Jutlandia Central (Dinamarca; Uriarte, 2002). Al término del interestadial BA, se generó un descenso en la temperatura de ~15° C, similar a un estadal conocido como *Younger Dryas* (Cronin, 1999, Figura 1.1).

El Younger Dryas (YD), fue un evento frío (casi glacial) registrado en el Atlántico Norte, entre ~ 13,000 y 11.500 años cal A.P. (Came *et al.*, 2007), mostrando características generales de los eventos HE, y en consecuencia considerándose como el más reciente (Severinghaus *et al.*, 1998). Este evento frío es evidenciado por isótopos de oxígeno ( $\delta^{18}\text{O}$ ) estudiados en los núcleos de hielo de Groenlandia (Dansgaard, 1984), y por la distribución de poblaciones de de foraminíferos planctónicos (Ruddiman y McIntyre, 1981).

### 1.2.2 Holoceno

Luego de la finalización del Pleistoceno, marcada por el evento YD, comienza el Holoceno con un ascenso en las temperaturas y un crecimiento en los bosques de las latitudes altas (Bond *et al.*, 1997). El Holoceno es un periodo que abarca los últimos ~11,500 años cal A.P. (Mayewski *et al.*, 2004; Valdeolmillos, 2005). Esta época fue asociada cambios en el flujo solar y a una oscilación interna del sistema climático (Pérez-Cruz *et al.*, 2006).

El Holoceno ha sido dividido en el periodo temprano, medio y tardío. El Holoceno temprano comprende el intervalo entre 11,500 y 8,000 años cal A.P. y Holoceno medio u Holoceno Óptimo aconteció entre los 9000 y 5000 años cal A.P. (Cronin, 1999, Bond *et al.*, 1997). El Holoceno tardío comprende los últimos 3,700 años (Cortese *et al.*, 2005), y se documenta, en dos periodos de carácter global con condiciones climáticas contrastantes. La anomalía Climática Medieval comprende los siglos entre X y XIV en donde el clima fue más cálido que el actual y está relacionado con un aumento en la actividad solar (Cronin, 1999) y la Pequeña Edad de Hielo sucede entre los siglos XIV hasta mediados del siglo XIX, que está asociada con un mínimo en la actividad solar, así como un incremento de actividad volcánica (Wanner *et al.*, 2008).

## 1.3 Trabajos previos

### 1.3.1 Desiertos de Norteamérica

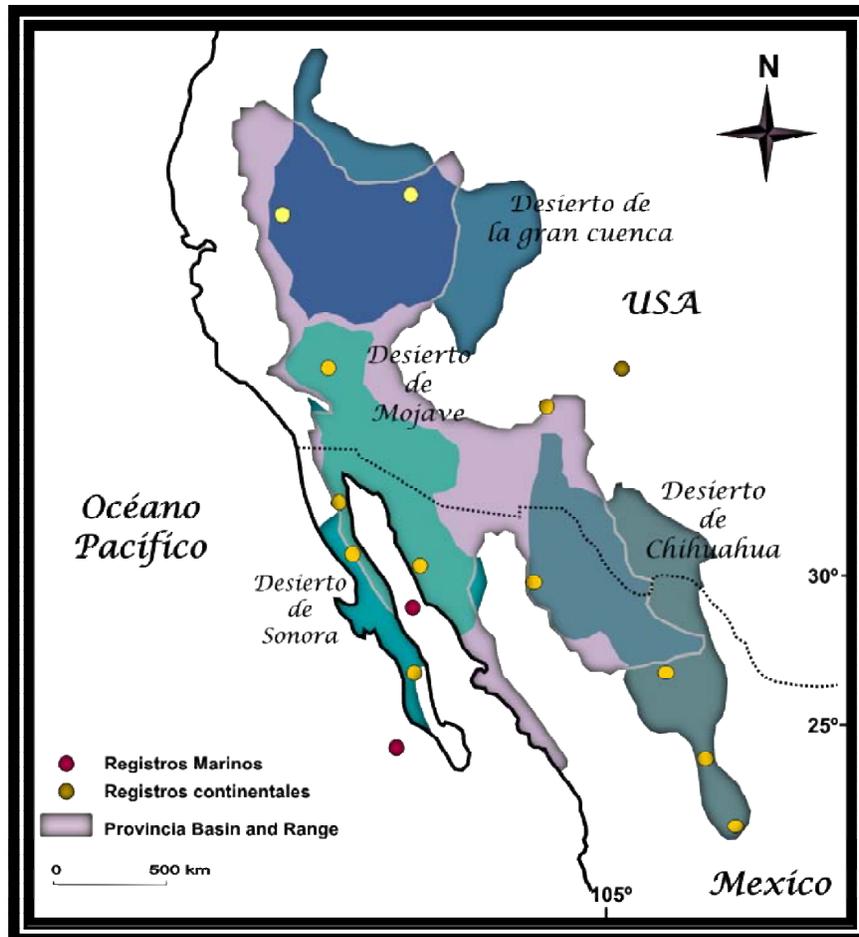
Los desiertos de Norteamérica se localizan en el suroeste de EUA (Mojave, La Gran Cuenca), norte y noroeste de México (Sonora y Chihuahua). La variabilidad climática de esta región durante el Pleistoceno tardío y Holoceno ha sido documentada por diversos autores mediante estudios de paleo-vegetación en madrigueras de roedores, (Betancourt *et al.*, 1990; Van Devender, 1990; McAuliffe y Van Devender, 1998; Holmgren *et al.*, 2003) registros de polen, diatomeas (Lozano-García *et al.*, 2002; Metcalfe *et al.*, 2002), ostrácodos (Palacios-Fest *et al.*, 2002; Chávez-Lara *et al.*, 2002), susceptibilidad magnética, elementos mayores y trazas, carbono orgánico e inorgánico en sedimentos lacustres (Ortega-Guerrero *et al.*, 1999; Cheshire *et al.*, 2005; Grimm *et al.*, 2006; Kirby *et al.*, 2006; Roy *et al.*, 2010, 2012a, 2012b, 2013a, 2013b, Figura 1.2).

Durante el último periodo glacial, la zona árida sub-tropical fue afectada por la expansión del manto Laurentino y la disminución de insolación (Quiroz-Jiménez, 2012) provocando que las masas de aire del frente polar, los *jet stream* del oeste y las celdas de alta presión se expandieran hacia bajas latitudes e influyeran en la distribución de los vientos que traían consigo humedad al norte de México (Zic *et al.*, 2002; Benson *et al.*, 2003; Cheshire, *et al.*, 2005). De la misma forma esta zona se vio afectada por las variaciones en la distribución de energía solar, que influenciaron en la circulación oceánica, el clima global y los niveles lacustres en la región (Kirby *et al.*, 2006).

### 1.3.2 Desierto de Chihuahua

En el Desierto de Chihuahua se han realizado diversos estudios geoquímicos, magnéticos y biológicos en sedimentos de diferentes paleo-lagos, que documentan la evolución durante el Cuaternario tardío. El paleo-lago Babicora se localiza al norte del desierto de Chihuahua, y ha sido centro de numerosos estudios referentes a la reconstrucción paleoclimática y paleo-hidrológica del Pleistoceno tardío y Holoceno (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 1997; Ortega-Ramírez *et al.*, 1995 y 1998; Metcalfe *et al.*, 1997, 2002; Palacios-Fest *et al.*, 2002; Chávez-Lara *et al.*, 2012, Roy *et al.*, 2012b, 2013; Sánchez-Córdova, 2012). Estos estudios se han realizado en sedimentos lacustres con base en *proxies* magnéticos (susceptibilidad e intensidades magnéticas), sedimentológicos (características texturales), biológicos (polen, diatomeas y ostrácodos) y geoquímicos.

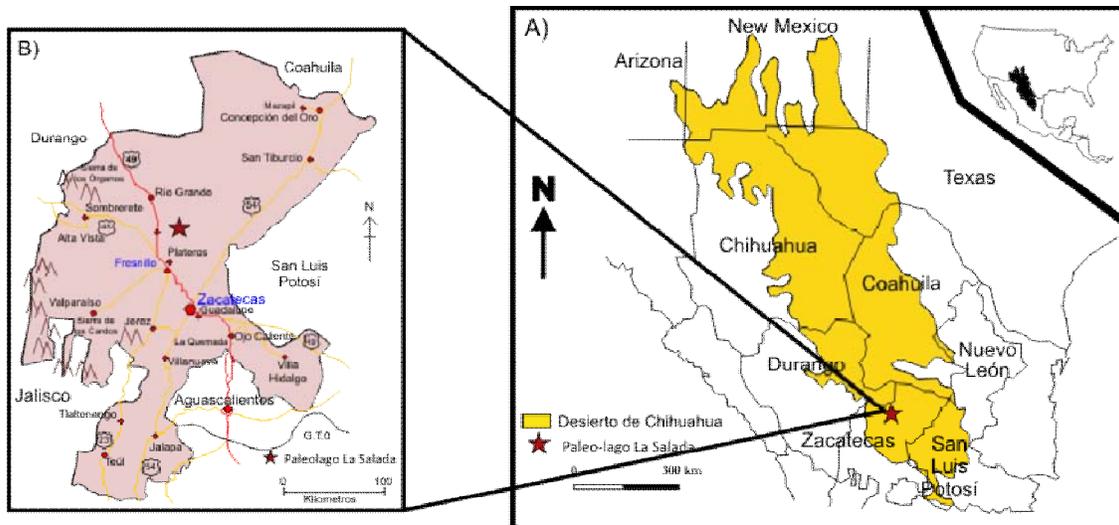
Los estudios de reconstrucción paleoclimática y paleo-hidrológica más recientes en el desierto de Chihuahua, fueron realizados por Chávez-Lara (2014), quien reporta una reconstrucción climática mediante *proxies* geoquímicos y biológicos (ostrácodos) en el paleo-lago Santiaguillo, estado de Durango. Así mismo Rivero-Navarrete, (2013) realizó un estudio geoquímico y magnético en sedimentos Holocénicos en el paleo-lago Las Cruces, ubicado en el estado de San Luis Potosí.



**Figura 1.2.-** Mapa de ubicación de los desiertos de América del Norte. Donde se muestran los registros marinos (color rosado) y continentales (color amarillo), (Modificado de Metcalfe *et al.*, 2000).

#### 1.4 Localización

El área de estudio se localiza en el municipio de Fresnillo, Zacatecas, el cual se encuentra en las coordenadas  $23^{\circ} 26'$  de latitud norte y  $102^{\circ} 52'$  de longitud oeste, a una elevación de 2033 m.s.n.m. en la parte central del estado de Zacatecas, a 60 Km al norte de la capital del municipio de Fresnillo. Las vías principales de comunicación las constituyen la carretera federal # 45 San Alto-Fresnillo y posteriormente se toma la carretera Río Grande-Fresnillo. Además se cuenta con algunos caminos y terracerías que comunican a un número de ejidos en el área de estudio (Figura 1.3).



**Figura 1.3.-** A) Mapa de ubicación del estado de Zacatecas con respecto a los demás estados del Norte de México y el Desierto de Chihuahua. La estrella roja nos muestra la localización del paleo-lago La Salada; B) Mapa de localización del estado de Zacatecas, donde se observan los caminos (amarillo) y las carreteras principales (rojo).

### 1.5 Planteamiento del problema

La investigación se centró en comprender las condiciones paleo-hidrológicas del paleo-lago La Salada y reconstruir las condiciones hidrológicas y climáticas de la parte sur del desierto de Chihuahua durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno. En las últimas décadas solo se ha estudiado el suroeste de Estados Unidos y se conoce relativamente poco con respecto al norte de México. Los sedimentos lacustres son de los mejores archivos de información paleoambiental disponibles de todos los ambientes continentales (Colman, 1995). Los paleo-lagos que se formaron en depresiones topográficas en regiones áridas o semiáridas son cuencas lacustres endorreicas de agua somera y salina que nos proporcionan información hidrológica, ambiental y climática (Gierlowski-Kordesch, 2000).

### 1.6 Justificación

La mayoría de los estudios de variabilidad climática en México, se han realizado en el centro del país, específicamente en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), mediante *proxies* biológicos y físicos. Esto se debe a que las condiciones climáticas son propicias para conservar el material biológico (Bradbury, 1989; Caballero, 1997; Lozano-García *et al.*, 1993, 1998; Ortega-Guerrero y Newton, 1998; Caballero *et al.*, 1998,1999).

Mientras que para la parte norte del país, hay muy pocos estudios, esto se debe a que las condiciones climáticas no favorecen a la preservación de los indicadores biológicos (Metcalfé *et al.*, 2002; Palacios-Fest *et al.*, 2002; Lozano-García *et al.*, 2002; Chávez-Lara *et al.*, 2012).

En regiones áridas o desérticas donde la presencia de *proxies* biológicos es escasa, nula o con mal preservados, se puede utilizar otros tipos de *proxies* como: geoquímica, mineralogía, susceptibilidad magnética etc.

Estos *proxies* se utilizan exitosamente como una herramienta en el estudio paleoclimático teniendo como única condicionante la preservación de material sedimentario.

## 1.7 Hipótesis

Las características de estos sedimentos está controlada por diversos factores como: la descarga pluvial a la cuenca, actividad eólica en los alrededores, la salinidad del cuerpo de agua y la precipitación de evaporitas, entre otras. Por otro lado estudios geoquímicos y mineralógicos realizados en este tipo de sedimentos, nos permitirán comprender los procesos que han actuado en la cuenca, así como establecer su relación con la variabilidad climática. Dependiendo de la tasa de sedimentación, la reconstrucción podrá variar en escala de décadas a milenaria.

## 1.8 Objetivos

El objetivo principal del presente estudio, consiste en hacer una reconstrucción hidrológica del paleo-lago La Salada durante el Cuaternario tardío, utilizando herramientas geoquímicas, magnéticas y mineralógicas. Así mismo, se pretende generar un registro paleoclimático de la margen sur del desierto de Chihuahua.

En razón del objetivo principal se desprenden los siguientes objetivos específicos:

- Generar un modelo de edad para la secuencia lacustre utilizando dataciones por radio carbono mediante la técnica de Espectrometría de masas con acelerador (AMS, por sus siglas en inglés) en muestras totales y entender sus limitaciones.
- Entender la evolución química a través del tiempo, de la salmuera con las asociaciones de minerales evaporitas.
- Establecer las variaciones en la productividad orgánica mediante el contenido de carbono orgánico total (COT) e identificar los periodos de precipitación de carbonato autógeno mediante la concentración de carbono inorgánico (CIT).
- Entender la fuente de productividad mediante la relación carbono inorgánico y nitrógeno (C/N).
- Reconstruir la variación en la descarga pluvial a la cuenca, actividad eólica, salinidad del cuerpo del agua con concentraciones de los elementos mayores y trazas.
- Comprender la variación en el aporte detrítico con los datos de susceptibilidad magnética y mineralogía.
- Reconstrucción de los eventos paleo-hidrológicos y paleo-climáticos en la margen sur del desierto de Chihuahua.
- Comparar con los resultados obtenidos con trabajos previos para comprender mejor las condiciones paleo-climáticas del noreste de México durante el Cuaternario tardío.

## CAPÍTULO 2

### GEOLOGÍA Y CLIMA DEL ÁREA ESTUDIO

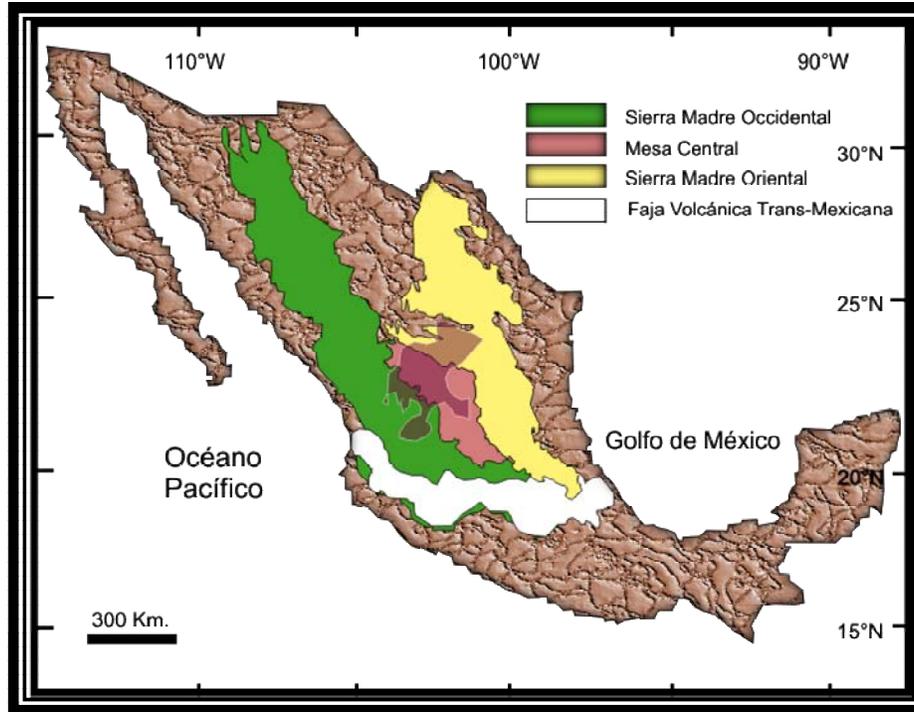
#### 2.1. Geología Regional

La Subprovincia de *Llanuras y Sierras Potosinas-Zacatecas*, se encuentra ubicada dentro de la provincia fisiográfica de la *Mesa Central* (MC). La MC es una provincia relativamente elevada que tiene una corteza más delgada en comparación con las provincias que la rodean (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Se está limitada hacia el norte y oriente por la Sierra Madre Oriental (SMOr), al occidente por la Sierra Madre Occidental (SMOcc), y al sur por la región del Bajío y la Faja Volcánica Trans-mexicana (Figura 2.1). Tectónicamente la MC es considerada como el extremo meridional de la provincia de Cuencas y Sierras de América del Norte (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

La provincia de la MC se puede dividir en dos regiones: (1) la región norte, a la que pertenece el área de estudio, muestra un estado de erosión muy avanzado, presenta grandes cuencas endorreicas rellenas parcialmente por sedimentos aluviales y lacustres, y cuya parte más septentrional presenta las cotas más bajas por debajo de los 2,000 msnm; y (2) la región sur, la cual se encuentra por encima de los 2,000 msnm y que se caracteriza por una zona montañosa cubierta en su mayoría por rocas volcánicas del Cenozoico (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Esta última muestra semejanzas con la estratigrafía, estilo de deformación y volcanismo silícico voluminoso, correspondiente a la parte sureste de la provincia volcánica de la SMOcc (Cerca-Martínez *et al.*, 2000). El límite entre ambas regiones lo constituye un gran lineamiento conocido como el sistema de fallas San Luis-Tepehuanes (SFSLT; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

El basamento de la MC está constituido por rocas (metamórficas, sedimentarias, volcano-sedimentarias, etc.) pertenecientes a la Formación Zacatecas (Triásico superior, Yta, 1992). Este basamento se encuentra cubierto por sedimentos (continentales, marinos, lacustres etc.) del Triásico, los cuales a su vez, son sobreyacidos por una secuencia Volcanosedimentaria indiferenciada de posible edad Jurásico superior-Cretácico inferior. Estas secuencias, se encuentran cubiertas por el Conglomerado Rojo de Zacatecas del Paleoceno, el grupo

volcánico superior de la Sierra Madre Occidental (Terciario) y por un grupo de aluviones semi-consolidados del Cuaternario.



**Figura 2.1-** Ubicación de la Mesa Central y las provincias fisiográficas colindantes (modificado desde Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

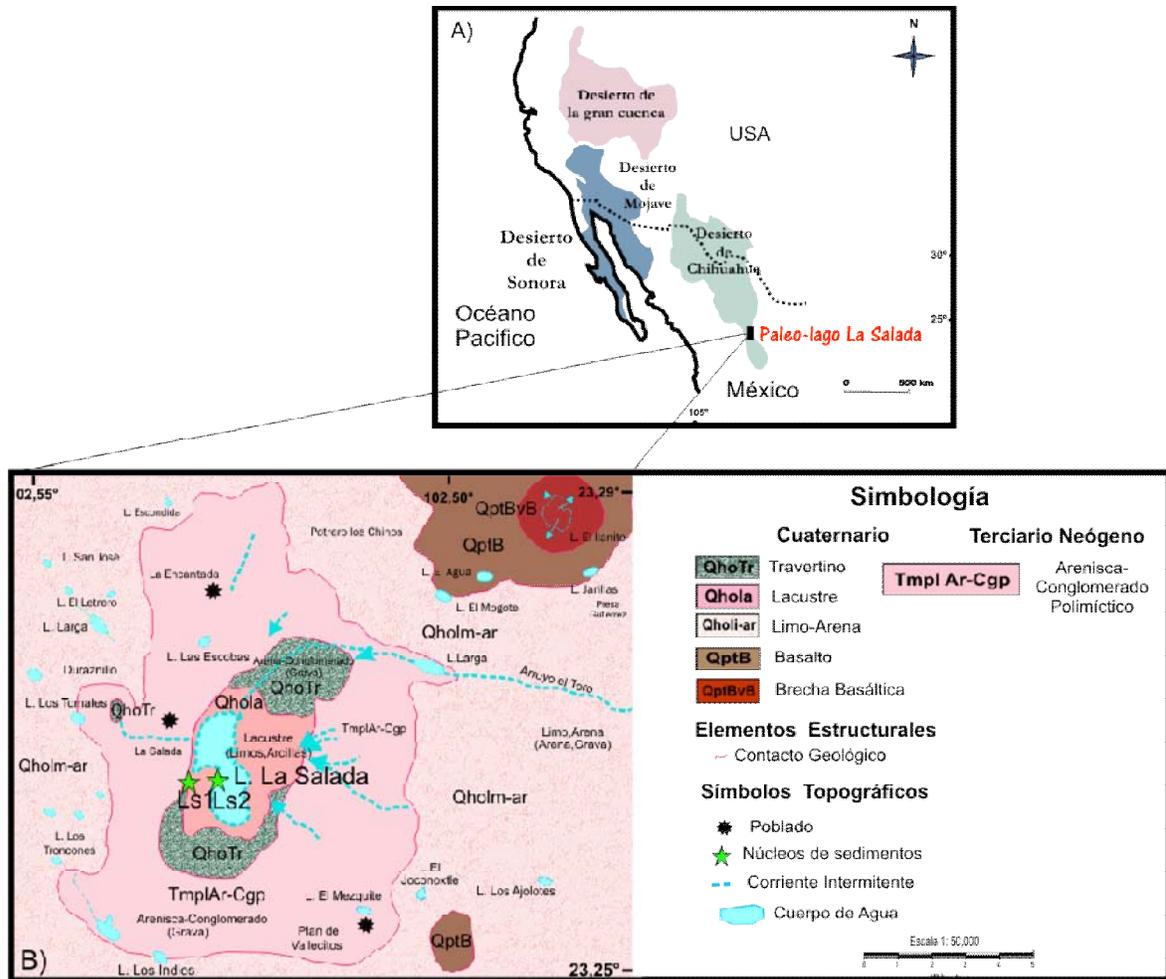
## 2.2. Geología Local

El paleo-lago La Salada pertenece a la Subprovincia de *Llanuras y Sierras Potosinas-Zacatecas*, localizada en la porción noreste de la MC y formada por grandes llanuras aluviales, llanos salinos y lomeríos, las rocas de la Subprovincia son: rocas volcánicas, sedimentarias calcáreas, siliciclásticas y metamórficas (Núñez-Peña, 2003). Todas estas rocas fueron emplazadas en un periodo de tiempo que comprende desde el Jurásico superior–Cuaternario (INEGI, 1981).

La estratigrafía que rodea al área de estudio incluye rocas con edades que van del Cretácico superior hasta el Cuaternario, y está conformada: i) Grupo Proaño del Cretácico Inferior, la cual está constituida por rocas areniscas y lutitas carbonatadas (Cserna, 1976); ii) La formación Caliza Fortuna del Cretácico inferior está conformada por capas delgadas de caliza

(Rivera-Palacio, 1971, Cserna, 1976); iii) La Formación Caracol de edad Cretácico superior está constituida por tobas, lutitas, areniscas y calizas (Imay, 1937); iv) El Grupo Volcánico Superior del Terciario medio-superior está conformado por rocas de composición andesítica (MacDowell, 1979); v) Conglomerado Polimítico Indiferenciado de edad Plioceno, está conformado por conglomerados, mal clasificados, compuestos de clastos de rocas volcánicas félsicas, calizas, basaltos y pedernal soportados por una matriz arcillo-arenosa calcárea y por aluviones del Cuaternario (Nuñez-Peña, 2003). Finalmente por el Cuaternario está constituido por brechas volcánicas, derrames de basaltos asociados a pequeños aparatos volcánicos, así como afloramientos lacustres de limo-arena y travertino. Estos sedimentos lacustres están asociados a pequeñas y medianas lagunas intermitentes (Fuente: Servicio Geológico Mexicano, 2009).

Las rocas predominantes que rodean el paleo-lago La Salada pertenecen a esta secuencia del Cuaternario, siendo específicamente representada por brechas volcánicas (QptBvB) y derrames (QptB) de composición basáltica, asociados a pequeños aparatos volcánicos, además de depósitos de limo-arena (Qholm-ar) y sedimentos lacustres (Qhola) asociados a cuencas endorreicas. También se presentan extensos horizontes de caliche de hasta 2 metros de espesor, cubriendo depósitos aluviales. Asimismo, afloran depósitos de arenisca y conglomerado polimítico formando planicies y terrazas fluviales (Fuente: Servicio Geológico Mexicano, 2009, Figura 2.2).



**Figura 2.2.-** A) Ubicación de los desiertos de Norte América. El paleo-lago La Salada se encuentra en la parte sur del desierto de Chihuahua (Modificado desde Metcalfe *et al.*, 2002). B) Mapa geológico de la zona de estudio donde se observa el paleo-lago La Salada y ubicación de los perfiles sedimentarios (LS1 y LS2) que se obtuvieron desde la parte proximal y distal de la cuenca respectivamente (Modificado desde Servicio Geológico Mexicano, 2009).

### 2.3. Climatología regional

La circulación atmosférica actual en el clima de México presenta tres características principales que son: (1) los vientos alisios, (2) suroestes y (3) los vientos del oeste asociados a la posición de la celda subtropical de alta presión en el Pacífico oriente (Metcalfe, 2000). Durante el verano en el hemisferio norte, la zona intertropical de convergencia (*ITCZ siglas en inglés*) migra ~10° de latitud al norte (Pérez-Cruz *et al.*, 2009), provocando un transporte de humedad proveniente del: (i) Golfo de México y Caribe, hacia la parte oriente de México por medio de los vientos alisios, y (ii) Océano Pacífico y Golfo de California hacia el noroeste de México y

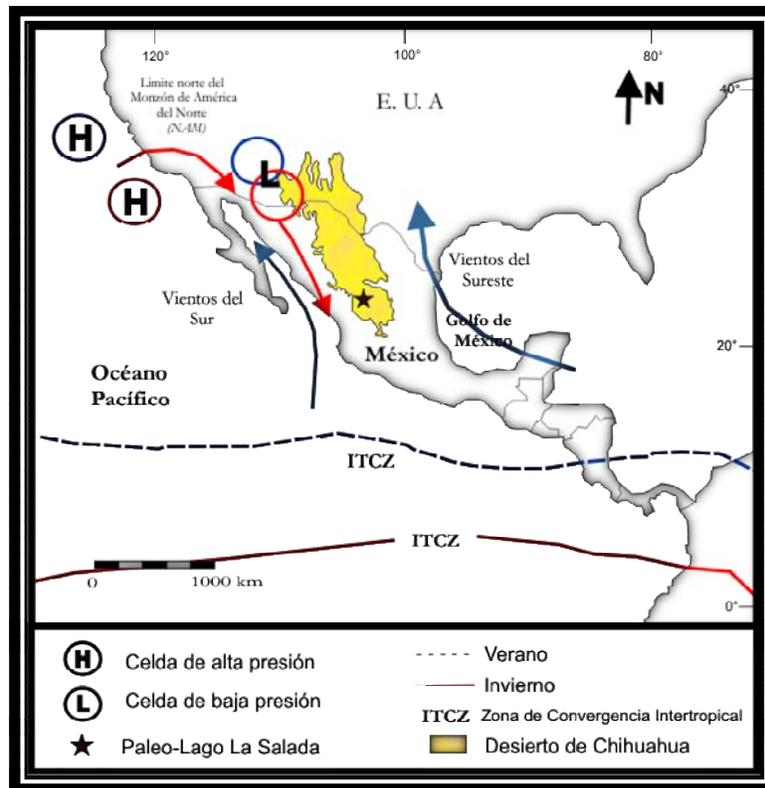
suroeste de EUA por medios de los vientos del sureste (Hales, 1974; Douglas *et al.*, 1993; Stenrsud *et al.*, 1995).

La zona ITCZ migra hacia el sur durante el invierno, ubicándose aproximadamente en la latitud 0° (Pérez-Cruz *et al.*, 2009), lo que produce el debilitamiento de la circulación monzónica en los golfo de México y California. La celda de alta presión subtropical del Pacífico oriente se extiende sobre el sur de EUA y el frente polar se desplaza a latitudes medias (Barry y Chorley, 2003). Las diferentes temperaturas en la superficie del Océano Pacífico inciden en el desplazamiento de los vientos del oeste hacia latitudes menores, transportando humedad en forma de lluvia y nevadas en altas latitudes (Schmidt, 1983). En la primavera hay una disminución de lluvias en la región debido al restablecimiento de la celda de alta presión en Norteamérica, lo que desencadena lapsos de sequía (Barry y Charley, 2003).

La precipitación de verano está controlada por una característica importante de la circulación atmosférica conocida como Monzón de Norteamérica (North American Monsoon, NAM), el cual se extiende sobre gran parte de la parte suroeste de Estados Unidos y noroeste de México durante los meses de verano (Adams y Comrie, 1997). Este mecanismo también se conoce como monzón Mexicano, El monzón suroeste de Estados Unidos o monzón de Arizona.

El NAM evoluciona en tres etapas. La primera sucede entre los meses de mayo y junio, y es una etapa de transición de un clima frío a un clima más cálido en el hemisferio norte, lo que ocasiona un desplazamiento del frente polar y la Zona de Convergencia Intertropical hacia el hemisferio norte (Parker *et al.*, 1989).

La segunda fase se le conoce como etapa madura, sucede durante los meses de junio y julio, iniciando con lluvias intensas en la parte centro y sur de México, para luego extenderse rápidamente al norte por la SMOcc., hasta Arizona y Nuevo México. La tercera fase, se le conoce como etapa de decadencia, durante este periodo se debilita y disminuye la precipitación, debido a que el sistema climático se desplaza lentamente hacia el sur (Douglas *et al.*, 1993; Stenrsud *et al.*, 1995; Higgins, 1997).



**Figura 2.3-** Dirección del viento predominante en el área de estudio (indicando por las flechas), además de la posición de la Zona De Convergencia Intertropical (*ITCZ siglas en inglés; Poore et al., 2005*) en diferentes estaciones del año. La ubicación estacional de los centros de alta y baja presión está tomada desde Pérez-Cruz (2009).

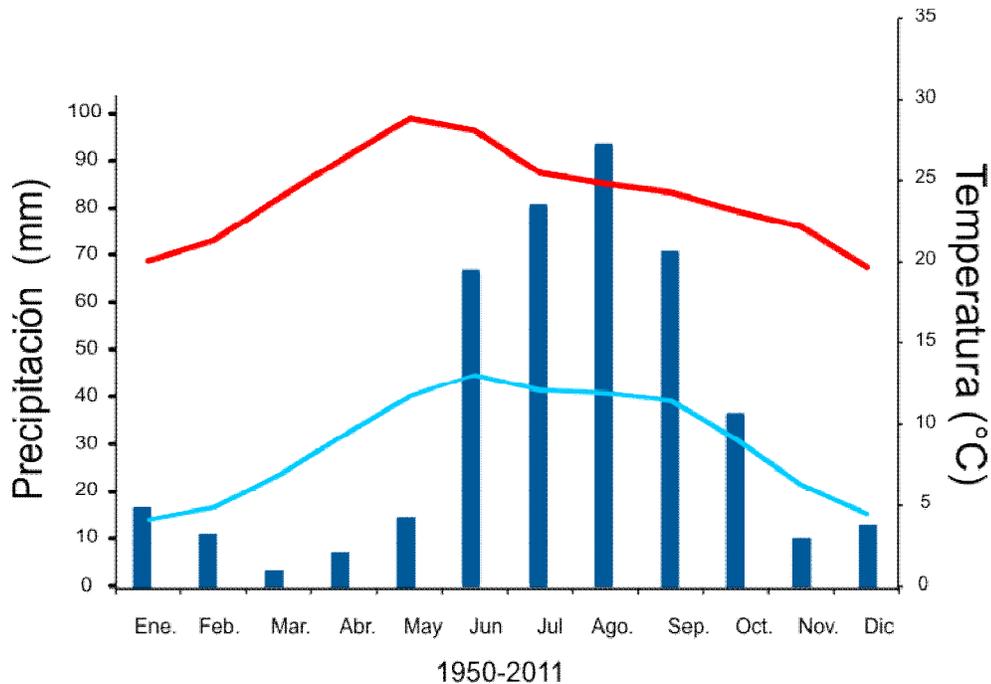
El monzón tiene una gran influencia en la región de la SMOcc haciendo que las características generales de vegetación de esta región cambien de condiciones de desierto a condiciones típicas de un bosque tropical y sub-tropical (Douglas *et al.*, 1993). La lluvia entre los meses de julio y septiembre representa el 60-80 % de la precipitación total anual. Mientras que las precipitaciones en Arizona para estos mismos meses constituyen más del 40 % de la precipitación anual (Douglas *et al.*, 1993; Stenrsud *et al.*, 1995).

#### 2.4 Datos meteorológicos del área de estudio

El paleo-lago La Salada, está ubicado en una región con un clima semi-seco o árido con lluvias en el verano (BS1kw), según la clasificación de García (1973); modificada desde Köppen (1968). La mayor parte de humedad que recibe el paleo-lago surge de la circulación monzónica del Golfo de México y del Océano Pacífico.

Los datos meteorológicos de la estación ubicada en la ciudad de Fresnillo (~30 km al sur del paleo-lago), proveen información sobre la temperatura y precipitación media anual en el área de estudio, que abarca entre los años 1950-2011. La temperatura media anual es de 16.5 °C y puede ascender a hasta 27°C en el mes de mayo (verano), así como descender a 5 °C en los meses de diciembre y enero (invierno) (Figura 2.4).

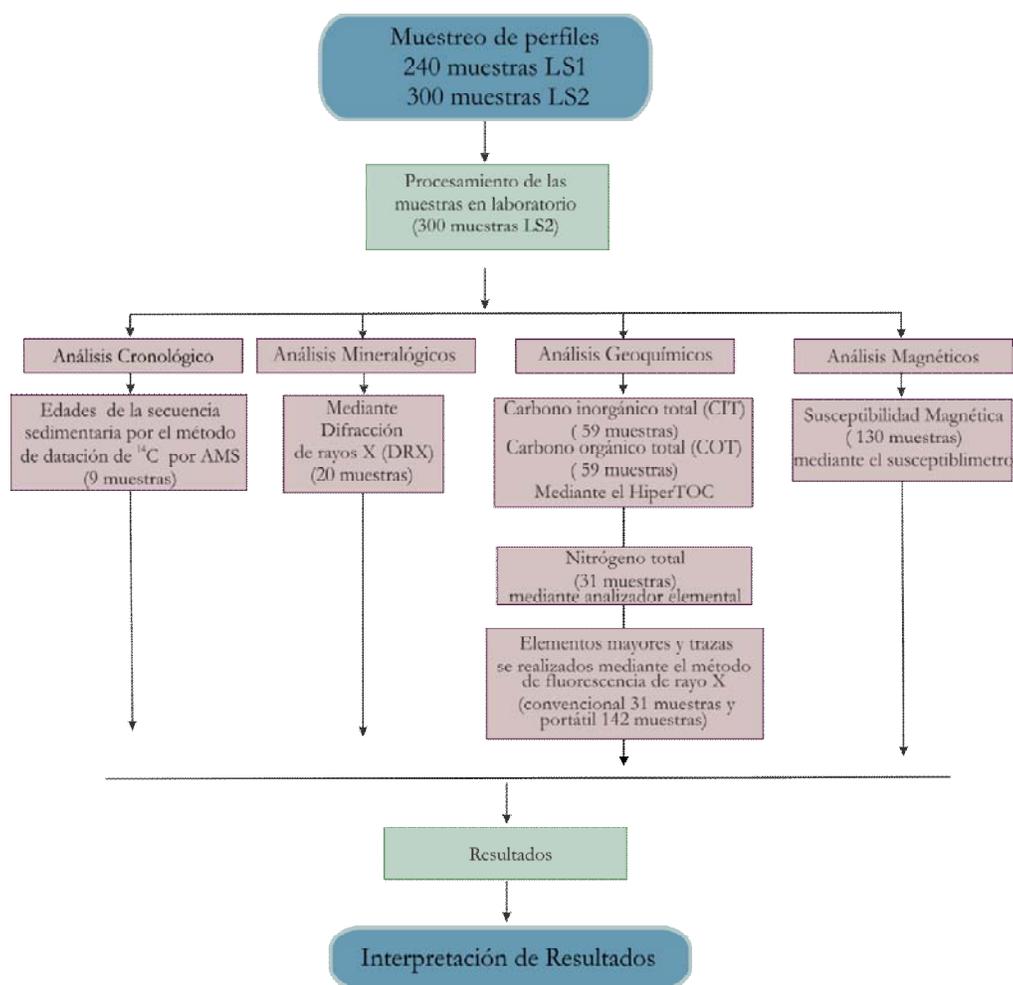
La época lluviosa se presenta en los meses de verano (mayo-septiembre) contribuye casi el 77% de la precipitación total anual con un promedio de 420 mm/año (Fuente: Servicio Meteorológico Nacional: Figura 2.4). Durante el invierno (noviembre-marzo) la precipitación representa solo el 23 %. La precipitación anual ha variado entre 55 mm y 730 mm, sin embargo, durante los años de ocurrencia del fenómeno de “El Niño” la precipitación media anual es menor que el promedio general (299 mm), representando el verano solo el 65% de la lluvia total anual (e.g. años 1972-1973, 1982-1983 y 1997-1998). Durante los años de ocurrencia del fenómeno de “La Niña”, la precipitación total anual aumenta (598 mm), y en el verano representa el 90 % (e.g. años 1975-1976, 1985-1986, 1999-2000).



**Figura 2.4.-** Registro promedio anual de precipitación (barras azules) y la temperatura: máxima (línea roja) y mínima (línea celeste) del paleo-lago La Salada durante el periodo 1950 y 2011 (Fuente: Servicio Meteorológico Nacional).

### CAPÍTULO 3 METODOLOGÍA

En este apartado se presentará la descripción del muestreo, la metodología y equipos utilizados para la preparación de muestras y análisis mineralógicos, geoquímicos y magnéticos, los cuales se han sintetizado en la Figura 3.1.



**Figura 3.1** -. Diagrama de los métodos seguidos para la realización de este estudio.

### 3.1 Trabajo de Campo

En mayo del 2011, se recolectaron muestras de sedimentos en 2 diferentes perfiles del paleo-lago la Salada (Figura 3.2). El primer perfil está ubicado en la parte proximal de la cuenca (LS1) y el segundo perfil se obtuvo de la parte distal de la misma (LS2, Figura 2.2). Las longitudes de los perfiles son de 240 cm (LS1) y 300 cm (LS2), respectivamente.

Se realizó una descripción detallada de la estratigrafía de cada perfil en el campo utilizando la textura, el color, presencia de materia orgánica y minerales autigénicos como parámetros.

Las muestras fueron recolectadas en un intervalo de cada 2 cm obteniendo un total de 540 muestras en los dos perfiles. Cada muestra fue empaquetada en bolsas de plástico y rotulada individualmente mediante un muestreo cuidadoso con el fin de evitar la contaminación y mezcla. Las muestras fueron almacenadas en un refrigerador a  $< 4\text{ }^{\circ}\text{C}$  en el laboratorio de Paleoambientes del Instituto de Geología de la UNAM.



**Figura 3.2** -. Ilustración Fotográfica del grupo de trabajo en el sitio del estudio.

## 3.2 Trabajo de Laboratorio

### 3.2.1 Preparación de muestras

Para los diferentes análisis se utilizaron las muestras del centro de la cuenca (perfil LS2), las cuales fueron previamente secadas a 45 °C, homogenizadas y molidas con un mortero de ágata hasta alcanzar un grano muy fino (Figura 3.3). Posteriormente los análisis se realizaron en diferentes laboratorios del Departamento de Geoquímica en el Instituto de Geología, Facultad de Química de la UNAM y en el laboratorio comercializado "BETA ANALYTIC Inc." en Miami, E.U.A



**Figura 3.3-** Imagen donde se observar la muestra molida y homogenizada con el mortero de ágata.

### 3.2.2 Análisis cronológico

La datación por radiocarbono es un método radiométrico que utiliza el isótopo de  $^{14}\text{C}$  para determinar la edad de materiales que contienen carbono orgánico y su intervalo de aplicación va de 200 a 50,000 A.P. El  $^{14}\text{C}$  es el isótopo más pesado y único radiactivo del carbono. Se forma en altas capas de la atmósfera por radiación cósmica y reaccionando rápidamente con el  $\text{O}_2$  para formar  $\text{CO}_2$ . De esta manera, el  $^{14}\text{C}$  se convierte en parte del ciclo global del carbono y es asimilado por las plantas mediante la fotosíntesis, y por los animales a través de ingestión de tejidos vegetales. Su vida media de es de  $5730 \pm 40$  años (Bard, 1988).

El control cronológico de la cuenca sedimentaria fue construido a través de 8 muestras (en las profundidades de 37, 43, 59, 67, 179, 207, 213 y 299 cm) repartidas a lo largo del perfil, con base en los cambios estratigráficos de mayor importancia por medio del método de datación de  $^{14}\text{C}$  por Espectrometría de Masas con Acelerador (AMS, por sus siglas en inglés) en muestras de sedimento total (Bulk sediment). Las muestras fueron separadas cuidadosamente para evitar la contaminación y envueltas en papel aluminio para enviarlas al laboratorio comercializado "BETA ANALYTIC Inc." en Miami, E.U.A.

Las edades convencionales fueron calibradas mediante el programa CALIB 6.0 y la base de datos Intcal 09 (Stuiver y Reimer, 1993; Reimer *et al.*, 2009). El modelo de edad fue estimado interpolando las tasas entre 2 edades consecutivas y extrapolando una tasa de sedimentación para el rango fuera del alcance de  $^{14}\text{C}$ .

### 3.2.3 Análisis de mineralógico

La difracción de rayos X (DRX) es una técnica no destructiva que se utiliza de forma amplia para la caracterización de materiales cristalinos. Al hacer incidir un haz de rayos X a un material cristalino, las estructuras atómicas sirven como redes de difracción tridimensional cuyos diagramas de interferencia resultantes pueden analizarse, utilizando la ley de Bragg, para determinar las distancias entre los átomos del cristal o la longitud de la onda incidente. Ya que cada material cristalino tiene una estructura atómica diferente, sus patrones de difracción son diferentes (Moore y Reynolds, 1997).

El análisis se realizó mediante un difractómetro automático Shimadzu XRD-6000 (Figura 3.4), el cual cuenta con un goniómetro vertical y puede escanear por  $\theta$  o  $2\theta$ . Cuenta con una porta muestra automático, mono-cromador, filtro de Ni, tubo de cobre de foco normal y software para tratamiento de los datos (Tabla 3.1). Típicamente, un análisis de DRX permite una detección de cualquier fracción cristalina con una abundancia  $>3\%$  (Lozano y Bernal, 1995).

**Tabla 3.1** -. Características del equipo Shimadzu XRD-6000

Geometría	Bragg-Brentano
Radio Goniómetro	185 mm
Fuente Radiación	CuK $\alpha$
Generador	40 kV, 30 mA
Tubo	Foco Normal 10 x 1 mm
"Divergence and receiving slits"	1°
"Soller slits"	5.3°
"Resolving slit"	0.15 mm
Mono-chromador	Grafito
Detector	Contador de centelleo



**Figura 3.4.-** La Imagen de la izquierda muestra el Difractómetro de rayos X (DRX) Shimadzu XRD-6000 utilizado para este análisis y la imagen de la derecha se observa el porta muestra automático el cual puede contener hasta para cinco muestras de sedimentos totales.

Para determinar las fases mineralógicas presentes en la muestra se realiza una interpretación semi-cualitativa ó por cuantificación. La interpretación semi-cualitativa no toma en cuenta los factores estructurales y pueden ser de dos formas: el valor del área de reflexión del pico principal característico de cierto mineral o por datos químicos. La interpretación por cuantificación, toma en cuenta los factores estructurales y se utiliza el método Rietveld, es cual es una herramienta para la obtención de información estructural y micro-estructural y para el análisis cuantitativo de fases a partir de difractogramas de polvo.

Para este estudio se realizó la interpretación semi-cualitativa de los diagramas de difracción resultantes. Ello requirió la identificación a mano de, por lo menos, los tres picos principales característicos del mineral. La estimación semi-cualitativa se realizó a partir de la relación entre el valor del área de reflexión del pico principal característico de cierto mineral y la suma al 100% de las áreas del pico principal de las fases mineralógicas identificados en una muestra. Los valores así obtenidos se toman únicamente como indicadores relativos de la concentración de cada mineral (Pérez Sirvent *et al.*, 2001).

#### Análisis de DRX estándar

Para el análisis estándar de DRX fueron necesarios 1.5 g de muestra bien molturada. El rango de medición utilizado fue de 4 a 70° (2 $\theta$ ); el modo de escaneo continuo y la velocidad de escaneo de 1°/s. Estas condiciones de medición fueron empleadas en el análisis de las 14 muestras.

#### Análisis de DRX "step scan"

El step scan es una técnica más precisa que la estándar ya que realiza un barrido por pasos de 0.02° y 4s/paso. La cantidad de muestra analizada y el rango de medición son los mismos que para el caso anterior; sin embargo, esta técnica permite hacer una mejor identificación de los picos de difracción.

Se analizaron las arcillas en dos muestras donde se utilizo el método de Morre and Reynolds (1997). Las muestras de arcilla se midieron en medición rutinaria en fracciones orientadas en un rango de 4 a 70° (2 $\theta$ ). Los análisis con las muestras glicolada y calentada se midieron de 4 ° a 30° (2 $\theta$ ).

### 3.2.4 Análisis de COT Y CIT

Los contenidos de carbono total (CT) y carbono inorgánico total (CIT) fueron analizados utilizando un analizador de Carbono (Hiper TOC) de marca Thermo Scientific. La concentración de carbono total (COT) es la diferencia entre CT y CIT y los valores son expresados en %. Para los análisis de Carbono Inorgánico Total (CIT) y Carbono Total (CT) se seleccionaron 59 muestras en un intervalo variando entre 4 y 6 cm y se ocuparon 10-20 mg de muestra. Primero se cuantifica el contenido de carbono (CT) calentando la muestra hasta 980 °C. Se analiza el CIT mediante un tratamiento con 10 % ácido fosfórico ( $H_3PO_4$ ), lo cual provoca la emisión del  $CO_2$  con la reacción del ácido y los carbonatos presentes (Figura 3.5).



**Figura 3.5.-** Equipo Thermo Scientific HiPerTOC para el análisis de COT y CIT.

### 3.2.5 Análisis de nitrógeno total

El contenido de nitrógeno total en % fue analizado con un analizador elemental de CHNS/O 400 Serie II Perkin Elmer, el cual se encuentra en la Unidad de Servicio de Apoyo a la Investigación en la Facultad de Química, UNAM. En este analizador elemental, la mezcla de gases resultante de la reducción es separada por cromatografía de gases y cada componente es

medido con un detector de conectividad térmica (González, 1995). En el análisis se utilizó la cistina marca Perkin Elmer como material de referencia.

Basándose en el método Dumas y Perlg, la muestra es introducida en un analizador y es oxidada totalmente por combustión instantánea, esto convierte todas las sustancias en productos de combustión (*e.g.* N en NO<sub>2</sub>, Sánchez-Córdova, 2012). Un gas transportador lleva la mezcla a través de un reductor que elimina el exceso de oxígeno y reduce los óxidos de nitrógeno a nitrógeno elemental (González, 1995). Posteriormente la mezcla de gases se separa y se mide cada uno de sus componentes.

En el presente trabajo, se analizó el contenido de nitrógeno total en 31 muestras pertenecientes al perfil LS2, seleccionadas a intervalo de 10 cm a lo largo de la secuencia. Este estudio requirió de 2 mg de muestra finamente molida.

### 3.2.6 Análisis de elementos mayores y trazas

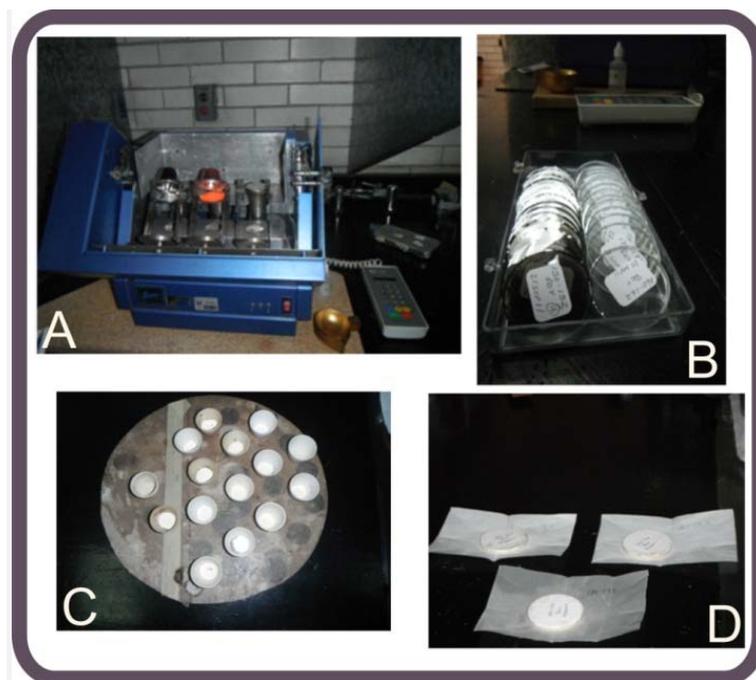
#### 3.2.6.1 Fluorescencia de rayos X convencional

Este análisis multi-elemental se llevó a cabo mediante el método de fluorescencia de rayos X, el cual consiste en hacer incidir sobre un material un haz de rayos X (radiación primaria), los cuales son lo suficientemente energéticos como para liberar a los electrones más cercanos al núcleo del átomo y dejarlo en estado excitado. El átomo excitado es inestable por lo que regresa a su estado fundamental cuando el electrón liberado es sustituido por un electrón de capas más externas y que es más energético. El exceso de energía que se produce en esta transición es liberado en forma de radiación X fluorescente o secundaria (Verma, 2007). De acuerdo con la Ley de Moseley, cada elemento emite una radiación secundaria característica de él, lo cual permite saber la composición elemental de un material (Brundle *et al.*, 1992).

El estudio multi-elemental 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 rodio (Rh) como fuente de radiación y ventana de berilio (Be) de 125 micras.

La FRX convencional es un método destructivo que nos permite analizar las concentraciones de elementos mayores y trazas. Para este análisis se seleccionaron 30 muestras a cada 10 cm de intervalo. Los elementos mayores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) se prepara mezclando 1g de muestra en polvo con 9g de mezcla fundente  $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ - $\text{LiBO}_2$  (50:50 wt %) y se le agregan 2 gotas de LiBr en solución acuosa con una concentración de 250g/L. La mezcla se vierte a un crisol de Pt % 5 % Au y calentado a 1100 °C en un hornillo (Fluxy Claisse) equipado con quemadores Fisher (Figura 3.6 A y B). Para complementar los análisis de elementos mayores, se requiere determinar la pérdida por calcinación (PxC), lo cual se hace calentando a 1000 °C por una hora (Figura 3.6 C).

Para determinar los elementos trazas (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th, Pb), se prepara una mezcla de 6g de muestra con, 0.6g de cera-C (Hoechst) como agente aglutinante. La mezcla es prensada a 30 ton. sosteniendo la presión durante 30 segundos (Figura 3.6 D).

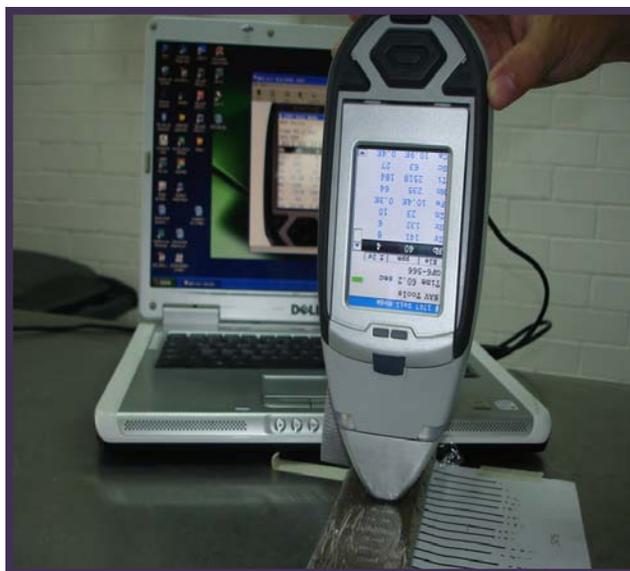


**Figura 3.6-** En la imagen A) se observa el crisol en una temperatura de 1100 °C; B) se muestran los crisoles preparados con un gramo de muestra para la calcinación; C) y D) se observan las pastillas ya terminadas para proceder a analizar las concentraciones elementales.

### 3.2.6.2 Fluorescencia de rayos X portátil

La FRX portátil es un método no destructivo el cual permite analizar concentraciones elementales en las secuencias sedimentarias continuas obteniendo información geoquímica de alta resolución. En la técnica de Fluorescencia de Rayos X las muestras son irradiadas con fotones de una energía que pueden tener su origen en un tubo de rayos X, capaz de proporcionar intensidades y energías diferentes.

La radiación al incidir sobre las muestras provoca ionizaciones en los átomos de la misma. Estos rayos X son característicos de cada elemento, de manera que su detección permite la identificación de los elementos que componen la muestra (Figura 3.7). Para este análisis se seleccionó todo el perfil (LS2) y se midieron muestras a cada 2 cm de intervalo, mediante el



**Figura 3.7.-** Equipo portátil de XRF analizando concentraciones multi-elemental.

### 3.2.7 Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética es la capacidad de magnetización del sedimento en un campo magnético (Thompson y Oldfield, 1986) y proporciona una buena base para correlacionar y comparar testigos extraídos en sondeos en investigación estratigráficos y paleoclimático (Rey *et al.*, 2000).

Para el análisis de susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) se seleccionaron 130 muestras a cada 2 cm intervalo. Se determinó el valor de susceptibilidad magnética en todas las muestras en el mismo día con el equipo Bartington Susceptibility Meter (MS2E, Figura 3.8) y un sensor MS2E de 0.46 kHz con una resolución máxima de  $2 \times 10^{-6}$  SI.



**Figura 3.8.-** El equipo utilizado para medir susceptibilidad magnética (Bartington susceptibility meter y sensor MS2E).

## Capítulo 4 RESULTADOS

### 4.1 Estratigrafía

Se trabajó en 2 perfiles sedimentarios colectados mediante trincheras: (1) LS1, está, localizado en la parte más externa de la cuenca (zona proximal), y tiene una longitud de 240 cm; (2) y LS2, que se encuentra en la parte central (zona distal), y tiene una longitud de 300 cm. Ambos perfiles están constituidos por sedimentos de tamaño limo-arcilla hasta limo-arena. Basándose en las características sedimentológicas, se dividió cada perfil en 4 unidades estratigráficas (Figura 4.1). A continuación se describen de manera sucinta las unidades desde la base hasta la cima de los perfiles.

La Unidad IV conforma la parte basal de ambos perfiles LS1: 234-210 cm y LS2: 300-182 cm. En el perfil LS1, la unidad está constituida por limo masivo de color gris con clastos de grava angulosa. El perfil LS2 contiene limo-arena y limo, a su vez está dividido por 2 sub-unidades (A y B). La sub-unidad A (300-210 cm) es limo-arena masiva de color amarillo claro, mientras la sub-unidad B (210-182 cm) está constituida por limo de color gris, presentando grietas de desecación entre 230-210 cm.

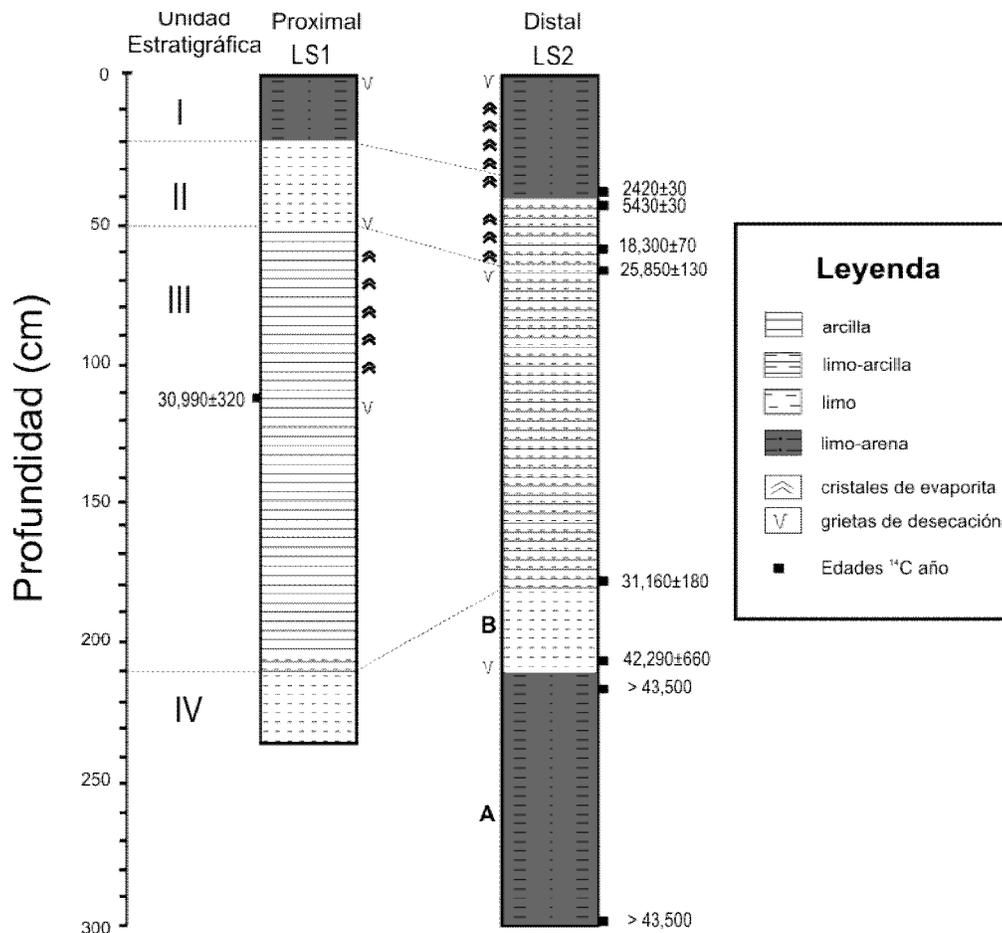
La Unidad III sobreyace a la unidad IV en ambos perfiles. El perfil LS1 (210-50 cm) contiene arcilla y está dividida en 4 sub-unidades por el color: (i) entre 210-162 cm, los sedimentos corresponden a arcilla color verde con clastos angulosos; (ii) entre 162-122 cm, las arcillas son masivas de amarillo claro; (iii) entre las profundidades de 122-112 cm se observan laminaciones en las arcillas de color amarillo oscuro; y (iv) entre los 122-50 cm, las arcillas son masivas y de color amarillo claro. Se observan evaporitas entre 60-58 cm de profundidad y grietas de desecación entre las profundidades de 53-50 cm.

En el perfil LS2, la unidad III (182-64 cm) contiene limo-arcilla y está dividida en 3 sub-unidades: (i) entre los 182-130 cm, los sedimentos son de color amarillo oscuro y se encuentran ligeramente laminados; (ii) entre 115-103 cm, los limo-arcillas son de color

amarillo claro; (iii) entre las profundidades 100-64 cm, los sedimentos presentan algunas grietas de desecación.

La unidad II sobryace a la unidad III. El perfil LS1 (50-20 cm), está constituido por limo masivo de color café claro y se observan grietas de desecación entre las profundidades 50-40 cm. En el perfil LS2 (64-30 cm), la unidad II está conformada por limo-arcilla de color café claro con abundantes cristales de evaporitas entre las profundidades 60 y 40 cm.

La unidad I sobryace a la unidad II y constituye la cima de ambos perfiles. El perfil LS1 (20-0 cm), está compuesto por limo arena de color café y presenta grietas de desecación a lo largo de la unidad El perfil LS2 (30-0 cm) se conforma por una capa masiva de arena-limosa de color café con cristales milimétricos de evaporitas y grietas de desecación.



**Figura 4.1-** Estratigrafía de los perfiles LS1 y LS2 del paleo-lago La Salada y ubicación de las muestras analizadas por el método de  $^{14}\text{C}$  AMS.

Es importante mencionar el tipo de contacto que hay entre las unidades estratigráficas de ambos perfiles. Las unidades I, II y III presentan un contacto erosivo entre ellas, mientras que la unidad III y IV presentan un contacto gradual (Figura 4.2).



**Figura 4.2.-** Vista frontal del perfil LS2 en donde se observan los contactos erosivos entre las unidades y las estructuras primarias (grietas de desecación) en la unidad III que tienen una longitud de casi 40 cm.

## 4.2 Cronología

El control cronológico de la secuencia sedimentaria se construyó a partir de 9 diferentes edades obtenidas mediante el método  $^{14}\text{C}$  AMS en materia orgánica en el sedimento total. Una de las 9 edades es en el perfil LS1, y 8 fueron obtenidas en diferentes intervalos del perfil LS2. En la Tabla 5.1, se muestran las edades convencionales de  $^{14}\text{C}$  y los valores calibrados por medio del software Calib 6.0 y la curva de calibración Intcal 09 (Reimer *et al.*, 2009).

### Perfil LS1

La muestra del perfil LS1 se localiza a una profundidad entre 110-112 cm, y provee una edad de  $30,990 \pm 320$  A.P. (Beta-30,1169), con una edad calibrada de 34,885-36,357 cal A.P.

### Perfil LS2

Las 2 muestras colectadas en la unidad IV del perfil LS2, a las profundidades de 212-214 cm y 298-300 cm (cima y base de la unidad respectivamente, muestras Beta-30,7214 y Beta-30,1172), sobre pasan el límite máximo del método de radiocarbono (*i.e.*  $> 43,500$  A.P.). Por otro lado, la muestra obtenida en la profundidad de 206-208 cm presenta una edad de  $42,290 \pm 660$  A.P. (Beta-32,1661); con una edad calibrada de 44,550-46,604 cal A.P. Así mismo, la muestra colectada en la profundidad de 178-180 cm tiene una edad de  $31,160 \pm 180$  A.P. (Beta-30,4055) y una edad calibrada de 35,091-36,326 cal A.P. Las muestras colectadas a profundidades de 66-68 cm y 58-60 cm tuvieron edades  $25,850 \pm 130$  A.P. (Beta-30,1171) y  $18,300 \pm 70$  (Beta-30,4054) calibradas de 30,346-30,972 cal A.P. y 21,500-22,188 cal A.P., respectivamente. Finalmente, las muestras colectadas de 42-44 cm  $5430 \pm 30$  (Beta-32,1661) y 36-38 cm (Beta-30,1170) presentan edades calibrada de 6190-6290 años cal A.P. y 2350-2696 años cal A.P., respectivamente.

**Tabla 4.1.-** Edades de Radiocarbono en la materia orgánica del sedimento total y los valores de calibración obtenidos en el programa Calib 6.0 (Reimer *et al.*, 2009).

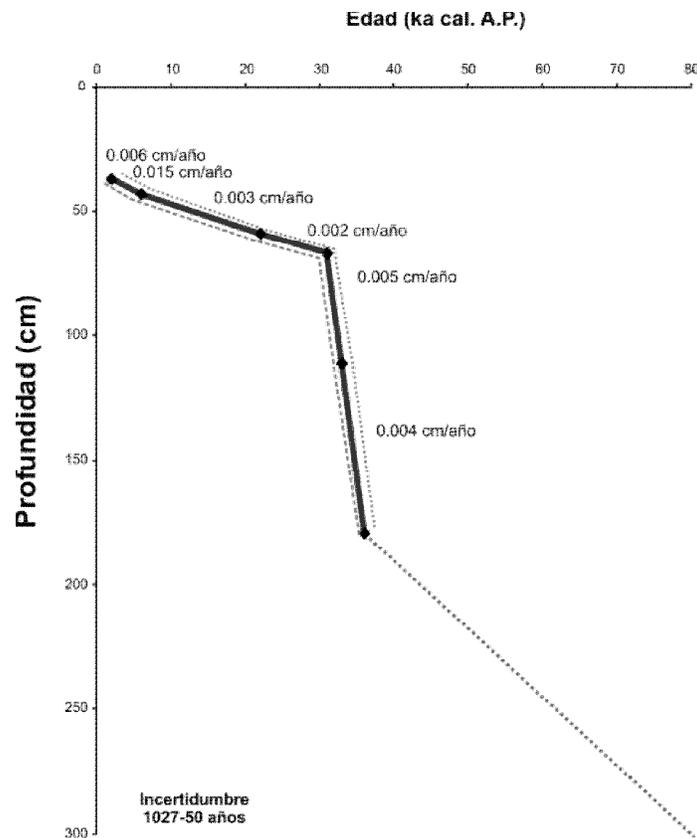
Clave de Muestra	Profundidad (cm)	Código de Laboratorio	Edad $^{14}\text{C}$ AMS (A.P.)	Edad calibrada (A.P.)*	Rango 2-sigma
LS I 110-112	110-112	Beta-30,1169	$30,990 \pm 320$	35,621	34,885-36,357
LS II 36-38	36-38	Beta-30,1170	$2420 \pm 30$	2427	2350-2696
LS II 42-44	42-44	Beta-32,1661	$5430 \pm 30$	6240	6190-6290
LS II 58-60	58-60	Beta-30,4054	$18,300 \pm 70$	21,844	21,500-22,188
LS II 66-68	66-68	Beta-30,1171	$25,850 \pm 130$	30,659	30,346-30,972
LS II 178-180	178-180	Beta-30,4055	$31,160 \pm 180$	35,708.5	35,091-36,326
LS II 206-208	206-208	Beta-32,1661	$42,290 \pm 660$	45,577	44,550-46,604
LS II 212-214	212-214	Beta-30,7214	$>43,500$	NA	NA
LS II 298-300	298-300	Beta-30,1172	$>43,500$	NA	NA

\* Estimada como el punto medio del intervalo.

El modelo de edad para el perfil LS2 fue construido graficando la edad calibrada de las 6 muestras contra la ubicación (profundidad) de las muestras en el perfil. El modelo presenta una incertidumbre de 50 y 1027 años entre los puntos de unión.

Las tasas de sedimentación varía entre 0.015 y 0.002 cm/año a lo largo del perfil, presentando el valor máximo de 0.015 cm entre 43 y 37 cm. las tasas de sedimentación entre 179 y 67 cm y entre 59 y 43 cm es de 0.007 cm/año (Figura 4.3). La cronología de las muestras en profundidades superiores a 207 cm se realizó extrapolando la tasa de sedimentación entre 207-179 cm (0.004 cm/año), obteniéndose una edad de ca.78 ka cal A.P., para los sedimentos depositados a una profundidad de 300 cm.

Las bajas tasas de sedimentación (0.003 cm/año y 0.002 cm/año) entre las profundidades de 67 y 59 cm y entre 59 y 43 cm indican la presencia de varios eventos de *hiatus* sedimentarios provocados por deflación eólica o ausencia de sedimentación. Las grietas de desecación, en los 64 cm indican un posible evento de desecación del lago a los ca.28 ka cal A.P. Así mismo, las grietas de desecación en la profundidad de 210 cm evidencian otro evento de desecación en los ca. 46 ka cal A.P.



**Figura 4.3.-** El modelo de edad del perfil LS2 y las tasas de sedimentación entre las edades consecutivas. La línea punteada de color gris indica la parte extrapolada y el modelo presenta una incertidumbre de 50-1027 años.

### 4.3 Mineralogía

Los análisis de DRX indican que los sedimentos lacustres están constituidos por minerales detríticos y autigénicos. Los minerales detríticos están conformados por tridimita, feldespato, halloysita y esmectita. A excepción de la tridimita, todos los demás están presentes en pequeñas cantidades en los sedimentos de las unidades I y III. La tridimita está presente a lo largo de toda la secuencia con valores entre 10 y 40 % (Tabla 4.2).

**Tabla 4.2** Estimación semi-cuantitativa de los minerales detríticos en los sedimentos del perfil LS2.

Años (ka cal A.P.)	Unidad Estratigráfica	Profundidad (cm)	Halloysita	Esmectita	Tridimita	Feldespato
2-0 ka cal A.P.	I	10-12	†	†	††††	†
		20-22	†	†	††††	†
28-2 ka cal A.P.	II	30-32			††††	†
		40-42			††††	
		50-52			††	
		60-62			††	
37-28 ka cal A.P.	III	70-72	†	†	†††	
		80-82	†	†	†††	
		100-102			†††	
		130-132	†		††	
		150-152	†		††	
		170-172	†		††	
78-37 ka cal A.P.	IV	190-192			†††	
		200-202			†††	
		220-222			†††	
		250-252			††	
		260-262			††	
		280-282			††	
		290-292			††	
298-300			††			

††††† = ≥ 50 %, †††† = 30-40 %, ††† = 20-30 %, †† = 10-20 %, † = 5-10 %

De la misma forma los minerales autígenicos quedan representados por los carbonatos y cloruros (Tabla 4.3). Los carbonatos están conformados por calcita, mono-calcita, proto-dolomita, huntita y gaylussita. La gaylussita ( $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ ) es mineral poco común a nivel mundial y en México el palo-lago La Salada es el segundo lugar en reportarla. Es uno de los minerales menos solubles de los carbonatos sódicos, conocido por cristalizar en etapas tempranas de la concentración evaporítica. En el caso de la gaylussita primaria la evaporación es directa del agua del lago, se forman pequeños cristales euhedrales, sin impurezas (Mees *et al.*, 1991). La gaylussita secundaria o de diagénesis resulta de la evaporación de un cuerpo de agua del subsuelo, se forman cristales subhedrales, a menudo con inclusiones de sedimentos (Maglione, 1974, 1976).

La proto-dolomita no es un mineral poco común pero se desconoce su denominación, la cual proviene de su alto grado de desorganización desde el punto de vista cristalino, también se le conoce como dolomita primaria. Aparecen dentro del sedimento o como parte de costras superficiales (*mudcracked dolomite crusts*), sus cristales son muy pequeños (rombos de 1 a 5 micrones). La proto-dolomita se vincula con procesos de fuerte evaporación que se producen en regiones muy áridas hasta en regiones relativamente húmedas pero con una estación seca que favorece la evaporación.

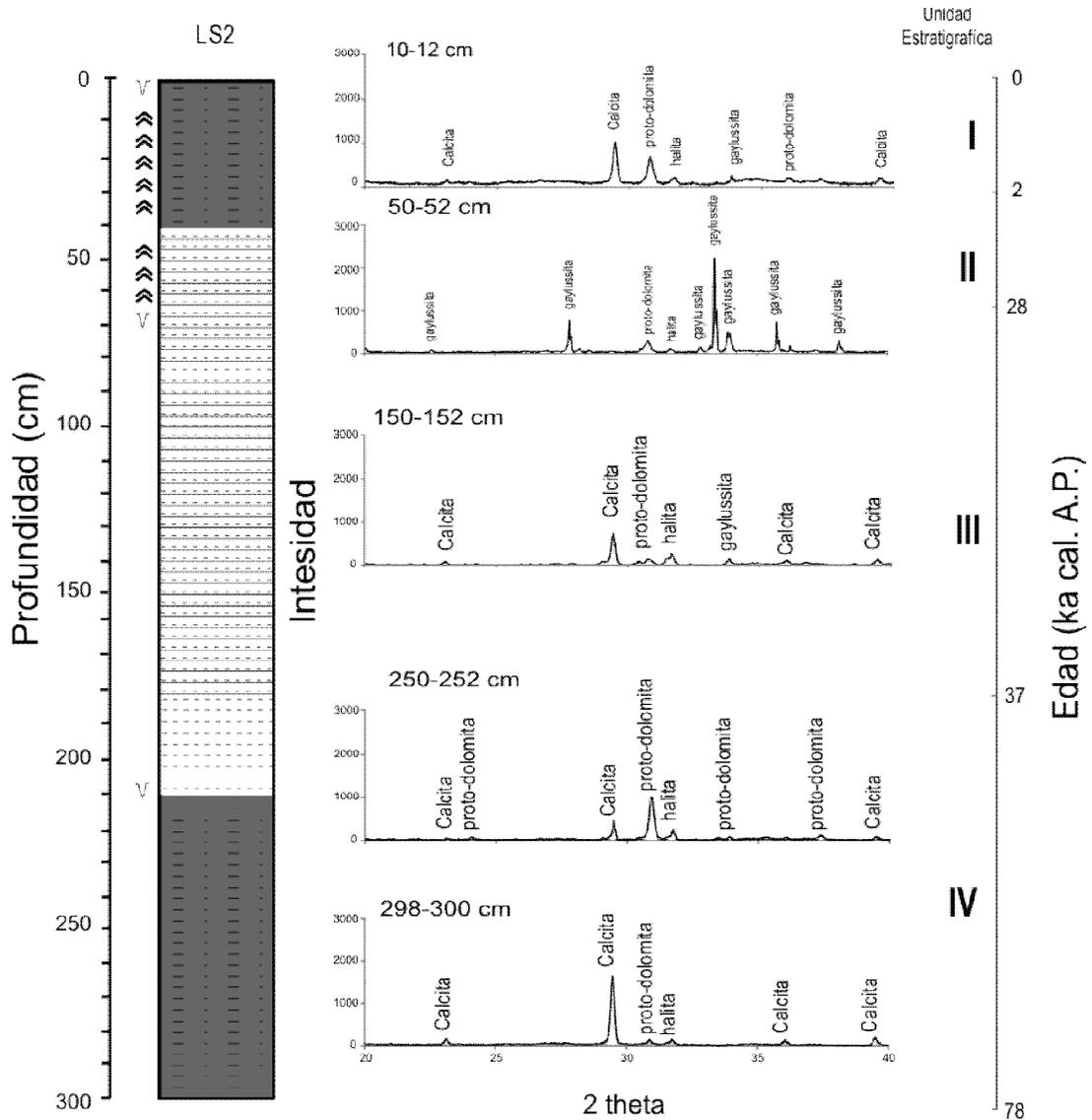
Así mismo los cloruros están representados por la presencia de halita. La mono-calcita y huntita están presentes en los sedimentos en cantidades trazas (< 5 %). Los sedimentos de la unidad I, III y IV presentan contenido abundante de calcita ( $\geq 50$  %), proto-dolomita (0-30 %) y halita (0-30 %). Así mismo, la unidad II presenta una abundancia alta de proto-dolomita y gaylussita (> 50 %; Figura 4.4).

**Tabla 4.3** Estimación semi-cuantitativa de los minerales autigénicos en los sedimentos del perfil LS2.

Años (ka cal A.P.)	Unidad Estratigráfica	Profundidad (cm)	Calcita CaCO <sub>3</sub>	Proto- Dolomita Ca (Fe, Mg, Mn) (CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> .	Gaylussita Na <sub>2</sub> Ca(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> •5(H <sub>2</sub> O)	Halita NaCl	Huntita CaMg <sub>3</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>4</sub>	Mono- Calcita CaCO <sub>3</sub> •(H <sub>2</sub> O)
2-0 ka cal A.P.	I	10-12	++++	+++	†	†		†
		20-22	†	++++	†	†		†
28-2 ka cal A.P.	II	30-32	†	†	++++	†		†
		40-42	††	++++	††	†	††	†
		50-52		††	++++			
		60-62	†	††	++++	†		
37-28 ka cal A.P.	III	70-72	++++	++++	†	††		†
		80-82	++++	++++	†	††	†	†
		100-102	++++	†	†	††		
		130-132	++++		†	†††	††	
		150-152	++++	††	†	†††		
		170-172	++++	†	†	†††		
78-37 ka cal A.P.	IV	190-192	++++			††††		
		200-202	++++	††	†	††		
		220-222	++++	††	†	††	†	
		250-252	++++	++++	†	††		†
		260-262	++++	++++	†	††		†
		280-282	++++	††	†	†		
		290-292	++++	†		††		†
298-300	++++	†		†				

++++ = ≥ 50 %, +++ = 30-40 %, ++ = 20-30 %, †† = 10-20 %, † = 5-10 %

Unidad IV (ca. 78-37 ka cal. A.P., 300-182 cm de profundidad): Se identifica la presencia de calcita, proto-dolomita y halita. La calcita presenta una mayor abundancia y el contenido de tridimita es bajo. Se identificó gaylussita, huntita y mono-calcita en concentraciones traza. En general, las abundancias de proto-dolomita y halita disminuyen con el aumento de profundidad.



**Figura 4.4.-** Difractogramas de las muestras colectadas de diferentes unidades estratigráficas a lo largo del perfil LS2 muestran la presencia de los minerales autigénicos (calcita, proto-dolomita, gaylussita y halita).

Unidad III (ca. 37-28 ka cal. A.P., 182-64 cm de profundidad): El contenido de calcita es semejante a la unidad anterior y es abundante. La tridimita y halita se identifica en concentraciones intermedias. El contenido de proto-dolomita es variable (< 10 a >30 %). Del mismo modo, a lo largo de toda la unidad se identificó halloysita, esméctica, gaylussita, huntita y mono-calcita en concentraciones traza.

Unidad II (ca. 28-2.0 años cal. A.P., 64-30 cm de profundidad): La porción de calcita y halita disminuyen y están presentes en cantidades traza. La ocurrencia de proto-dolomita es variable (< 10 % a >50 %). La gaylussita es el mineral más abundante (> 50 %), con excepción entre 42-40 cm de profundidad, donde la concentración de proto-dolomita es mayor. De la misma forma la tridimita aumenta su abundancia a partir de la profundidad 42-40 cm. La mono-calcita y la huntita ocurren en cantidades traza.

Unidad I (ca. 2.0 ka cal. A.P. a la actualidad, 30-0 cm de profundidad): Se encuentra halloysita, smectita, feldespatos, gaylussita, huntita y mono-calcita en concentraciones traza. Calcita, proto-dolomita y tridimita se encuentran en proporciones mayores.

#### 4.4 Carbono orgánico total (COT) e inorgánico (CIT)

El contenido de COT varía entre 0.1 y 5.4 % (Figura 4.5). Los sedimentos en las unidades III y IV presentan concentraciones relativamente altas y variables. La concentración mayor de COT (5.4-2.3 %) se encuentra entre las profundidades de 175-135 cm, mientras las concentraciones menores (2.1-0.5 %) se encuentran en los sedimentos de las unidades I y II.

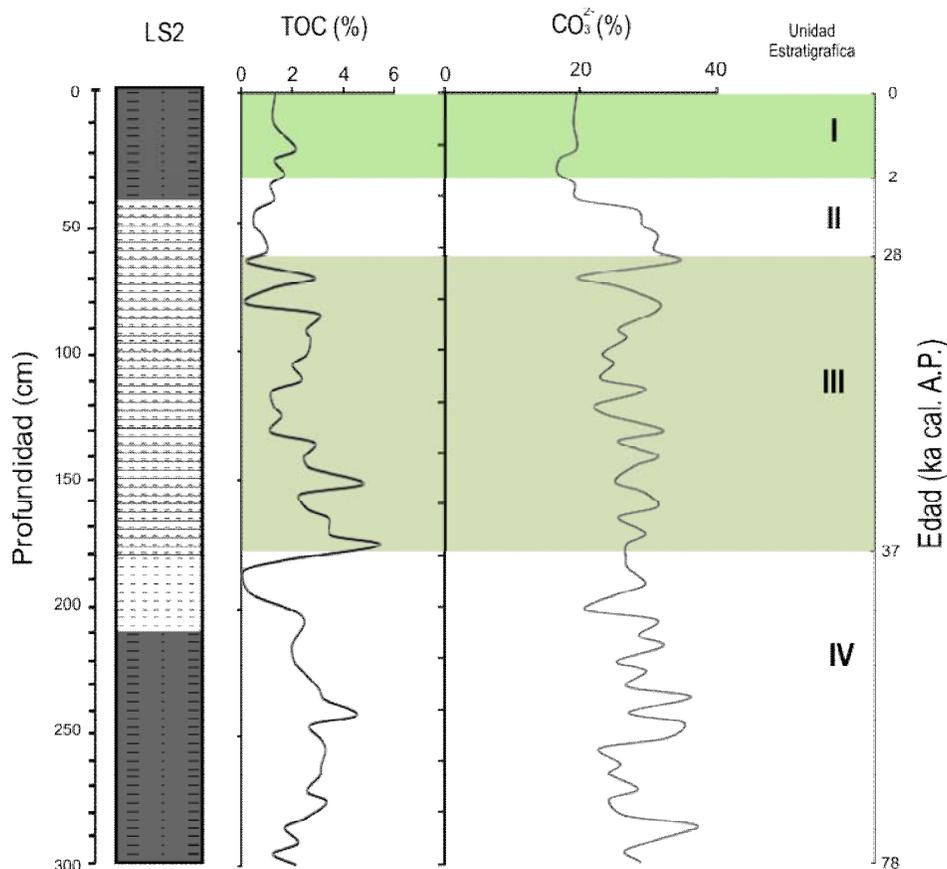
Se estimó la abundancia de carbonato ( $\text{CO}_3^{2-}$ ) a partir de la concentración de carbono inorgánico total (CIT) utilizando la fórmula:  $\text{CO}_3^{2-} \% = \text{CIT} (\%) \times 4.99$ . Las concentraciones de  $\text{CO}_3$  fluctúan entre 17 y 37 % (Figura 4.5). La parte superior del perfil (unidad I) tiene entre 17-19 % de  $\text{CO}_3$ , mientras que los sedimentos de la unidad II presentan valores relativamente altos (31.3-19.6 %), asociado a la mayor ocurrencia de gaylussita y proto-dolomita. Así mismo, los sedimentos de las unidades III y IV son más enriquecidos de  $\text{CO}_3^{2-}$  (34-37 %) debido a la alta concentración de calcita y pro-dolomita.

Unidad IV (ca. 78-37 ka cal. A.P., 300-182 cm de profundidad): El COT presenta una concentración que varía entre 4.5 y 0.1 %. Las concentraciones más bajas se encuentran en los limos presentes en las profundidades de 195-182 cm y las cantidades más altas son dadas por un paquete de limo-arenoso (201-300 cm). El contenido de  $\text{CO}_3^{2-}$  varía entre 21 y 37 %, y en general es homogéneo en los sedimentos de esta unidad.

Unidad III (ca. 37-28 ka cal. A.P., 182-64 cm de profundidad): Las concentraciones son muy similares a la unidad anterior. El contenido de COT oscila entre 0.2 % (81 cm) y 5.4 % (175 cm). Por su parte, el contenido de  $\text{CO}_3^{2-}$  fluctúa entre 20 % (71 cm) y 34 % (64 cm).

Unidad II (ca. 28-2.0 ka cal. A.P. 64-30 cm de profundidad): El contenido de COT se mantiene relativamente bajo y uniforme entre 0.5 % (51 cm) y 1.2 % (41 cm). Las concentraciones de  $\text{CO}_3^{2-}$  varían entre 17 y 31 % y decrece de manera significativa a partir de los 41 cm de profundidad (19 %) hacia la cima del perfil.

Unidad I (ca. 2.0 ka cal. A.P. a la actualidad, 30-0 cm de profundidad): Las concentraciones de COT oscilan entre 2.14 % (21 cm) a 1.3 % (11cm). Mientras, el contenido de  $\text{CO}_3^{2-}$  se mantiene relativamente constante y bajo (17 % y 19 %) en comparación con el resto del perfil.



**Figura 4.5-** Concentraciones de COT y  $\text{CO}_3^{2-}$  a lo largo del perfil sedimentario LS2 con respecto a la profundidad y edades calendáricas A.P.

#### 4.5 Nitrógeno Total (NT) y Relación Carbono/Nitrógeno (C/N)

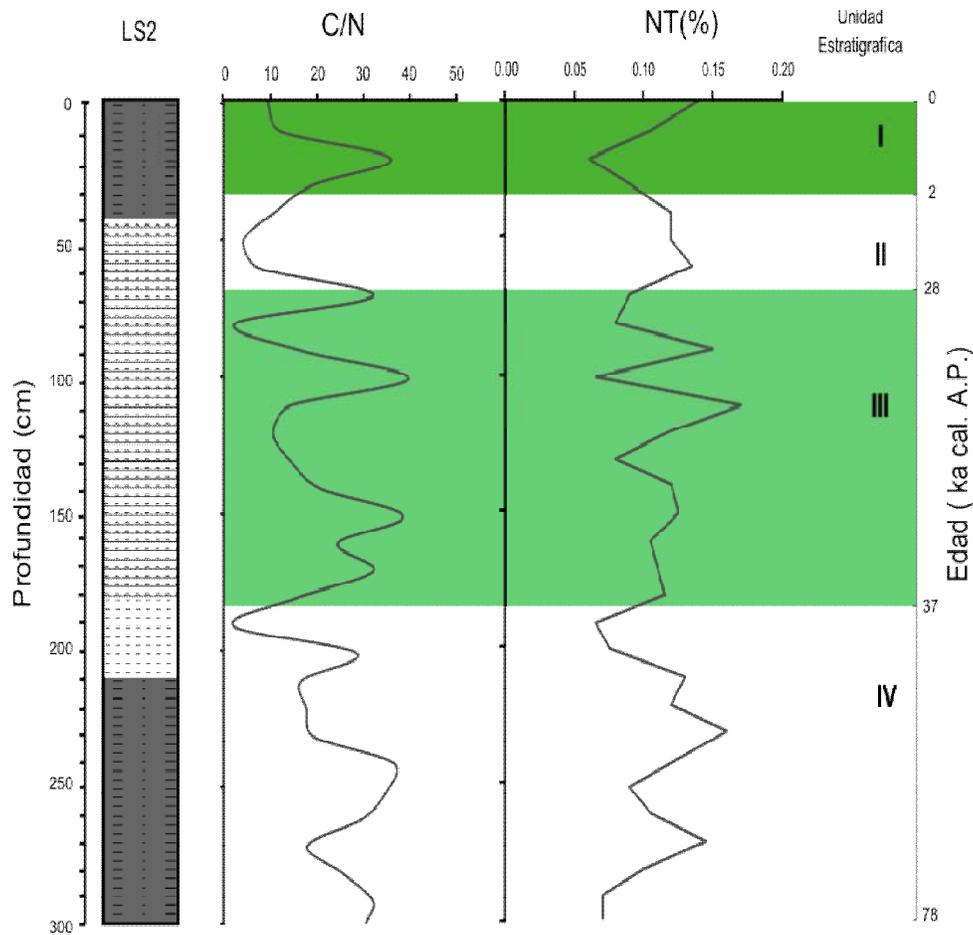
La concentración de nitrógeno total (NT) fluctúan entre 0.1-0.2 % y el valor de C/N (COT/TN) varían entre 2 y 40 (Figura 4.6). Los valores de NT son constantes a lo largo de toda la columna, mientras que los valores más C/N presentan variaciones. La variación en la columna C/N es muy similar a la variación de COT. Los sedimentos con mayor concentración de COT muestran un valor alto de la relación C/N.

Unidad IV (ca. 78-37 ka cal. A.P., 300-182 cm de profundidad): Las concentraciones de NT oscilan de 0.1-0.2%. Mientras la relación de C/N varía de 2-36 siendo esta la concentración más baja presente en el perfil a una profundidad de 191 cm (ca. 40 años cal. A.P.).

Unidad III (ca. 37-28 ka cal. A.P., 182-64 cm de profundidad): Los valores de NT son 0.1 - 0.2 %, y la relación de C/N fluctúa entre 2 y 40

Unidad II (ca. 28-2.0 ka cal. A.P., 64-30 cm de profundidad): Para esta unidad los valores disminuyen esto se puede inferir por la alta ocurrencia de gayllusita. La concentración de NT es de 0.1 %, y los valores de C/N oscila entre 4-11.

Unidad I (ca. 2 ka cal. A.P. a la actualidad, 30-0 cm de profundidad): Las concentraciones vuelven aumentar, la concentración de NT es 0.1-0.14 %. Mientras la relación de C/N varía de 9-36.



**Figura 4.6.-** Concentración del nitrógeno total (NT) y la distribución de la relación de C/N a lo largo del perfil LS2.

#### 4.6 Análisis de elementos mayores y trazas

##### 4.6.1 Análisis de FRX convencional

Los resultados de FRX convencional, presentan las concentraciones de 10 óxidos ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}$ , Tabla 4.4) y 11 elementos trazas (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, V, Cr, Co, Ni, Cu y Zn, Tabla 4.5). La distribución de los elementos mayores y trazas a lo largo del perfil, y en las diferentes unidades estratigráficas, se muestra en las Figuras 4.7 y 4.8. Los elementos mayores con mayor concentración en los sedimentos son:  $\text{SiO}_2$  (34-18 %),  $\text{CaO}$  (30-8 %) y  $\text{MgO}$  (17-8 %). Así mismo, los elementos trazas con mayor concentración son: Sr (3527-2054 ppm), Zr (575-275 ppm), V (557-52 ppm) y Ba (198-82 ppm).

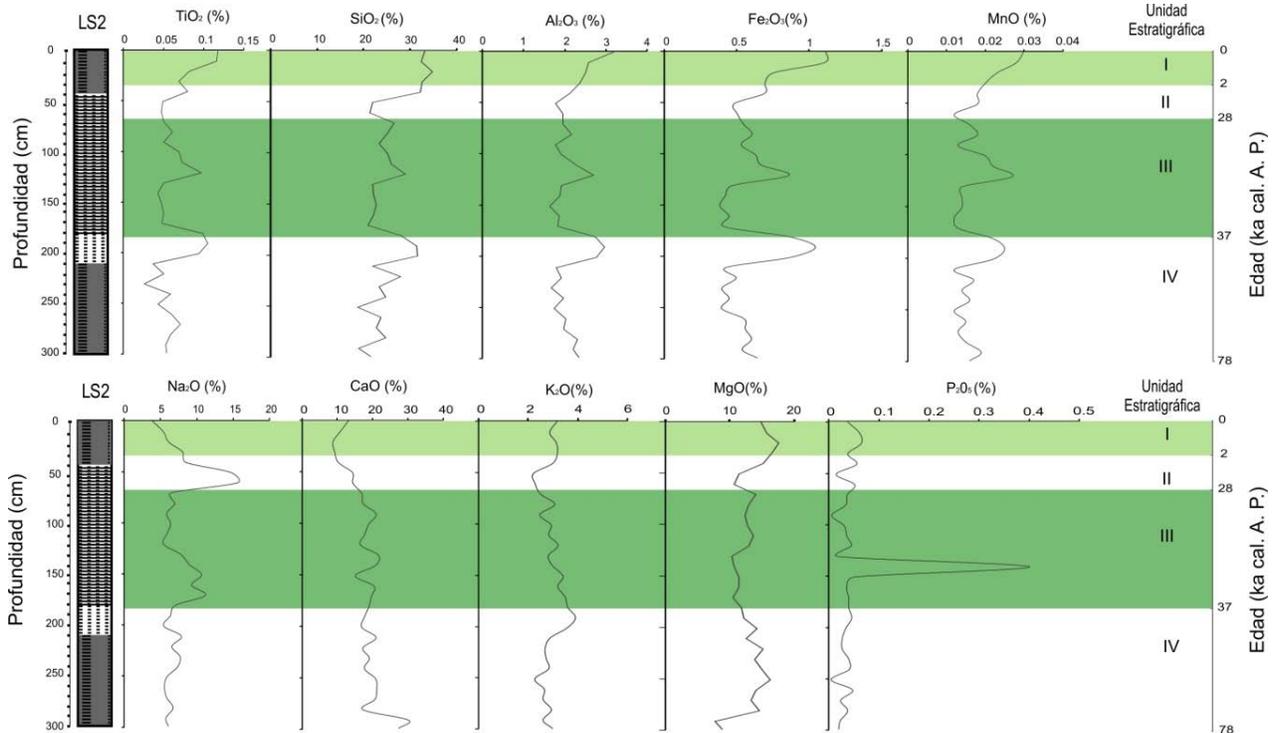
**Tabla 4.4** Valores mínimo, máximo, promedio y desviación estándar de los elementos mayores en el perfil LS2.

	Mínimo (%)	Máximo (%)	Promedio (%)	Desviación Estándar
<b>SiO<sub>2</sub></b>	19	35	25	4
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2	3	2	0.4
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.04	0.1	0.06	0.02
<b>CaO</b>	9	30	18	5
<b>MnO</b>	0.01	0.03	0.02	0.005
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.4	1	0.6	0.2
<b>MgO</b>	8	18	13	2
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4.0	16	7	2
<b>K<sub>2</sub>O</b>	2	4	3	0.4
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.01	0.06	0.04	0.06

**Tabla 4.5** Valores mínimo, máximo, promedio y desviación estándar de los elementos trazas en el perfil LS2.

	Mínimo (ppm)	Máximo (ppm)	Promedio (ppm)	Desviación Estándar
<b>Rb</b>	31	81	48	15
<b>Sr</b>	1621	3527	365	367
<b>Ba</b>	82	198	133	28
<b>Y</b>	2	9	5	2.0
<b>Zr</b>	217	575	365	72
<b>V</b>	56	557	167	115
<b>Cr</b>	4	24	11	4.3
<b>Co</b>	4	12	8	2
<b>Ni</b>	6	13	9	2
<b>Cu</b>	17	38	25	5
<b>Zn</b>	5	31	14	7

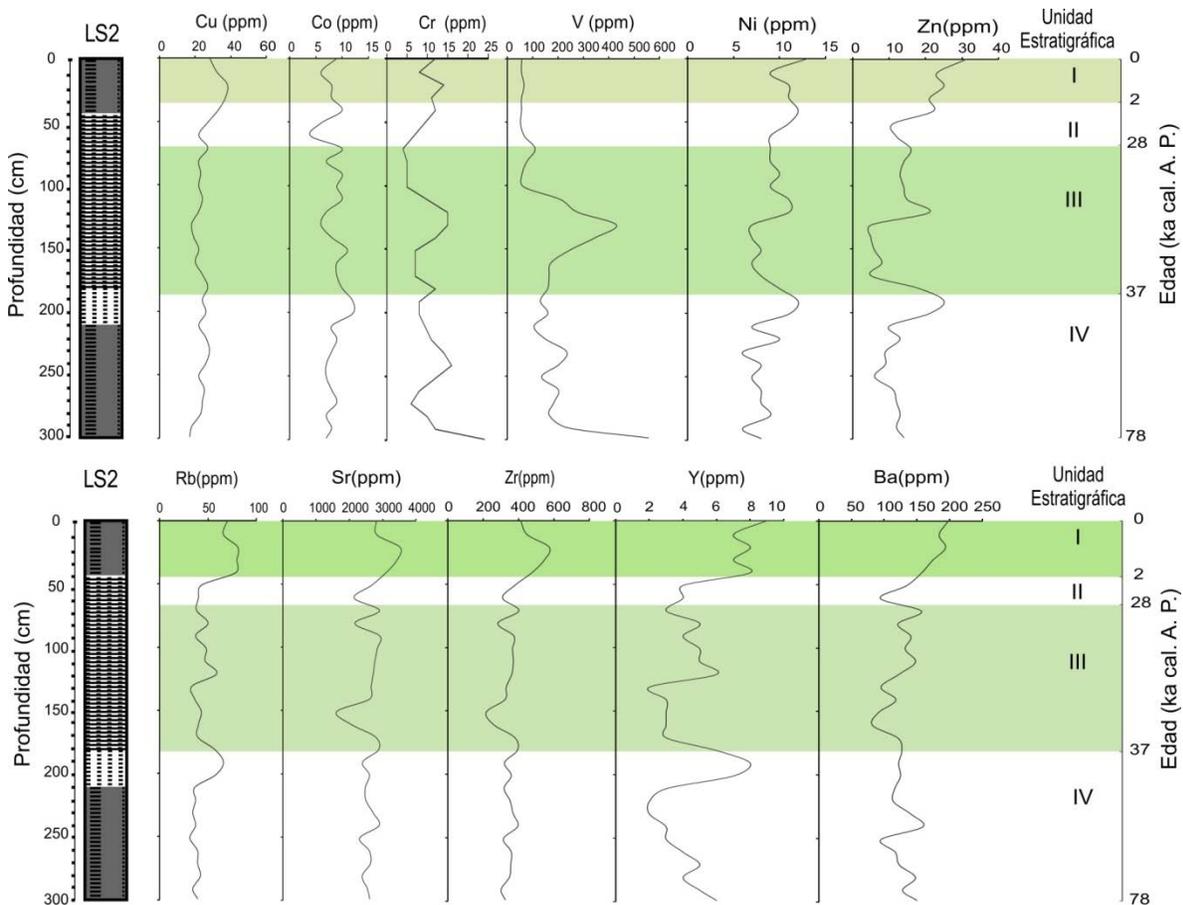
Estos análisis permitieron diferenciar los elementos de acuerdo a 3 grupos principales: El grupo A está conformado por  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $P_2O_5$ ,  $Cu$ ,  $Cr$ ,  $V$ ,  $Ni$ ,  $Zn$  y  $Co$ . Los elementos de este grupo están asociados a los minerales detríticos (*i.e.* halloysita, esmectita, feldespato, etc.) posiblemente transportado por el proceso pluvial y/o eólico a la cuenca Así mismo, es importante mencionar que este grupo contiene titanio (Ti), lo cual ha sido validado como indicativo del aporte detrítico pluvial en los lagos (Metcalf et al. 2010, Sosa-Nájera et al., 2010; Roy et al., 2012a).



**Figura 4.7.-** Distribución de las concentraciones de los elementos mayores a lo largo del perfil LS2.

El grupo B está conformado por  $SiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $Zr$ ,  $Y$ ,  $Rb$  y  $Ba$ . Los elementos están asociados con minerales detríticos y autigénicos. Por ejemplo,  $Si$ ,  $Zr$ ,  $K$ ,  $Y$ ,  $Rb$  y  $Ba$  están presentes en los minerales detríticos (tridimita, zircón, halloysita y feldespato) y  $Na$  está en la halita. Estos elementos posiblemente fueron depositados en un régimen seco con mayor salinidad y mayor actividad eólica.

El grupo C contiene CaO, MnO y Sr se asocia con minerales autigénicos como calcita, proto-dolomita, gaylussita, huntita y mono-calcita. La mayor concentración de estos elementos representa periodos con mayor deposición de carbonatos en la cuenca.



**Figura 4.8-** Distribución de las concentraciones de los elementos traza a lo largo del perfil LS2.

A continuación se describe de forma general, el comportamiento de los elementos mayores y traza a lo largo del perfil LS2, se muestran en las tablas 4.6 y 4.7.

Los elementos indican la abundancia de minerales detrítico transportados a la cuenca por el proceso pluvial ( $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $P_2O_5$ , Cu, Cr, V, Ni, Zn y Co: grupo A) tienen su máximo entre las profundidades de 180 cm (unidad III) y 210 cm (unidad IV) con excepción de dos diferentes elementos traza (Cu y V). La unidad IV está caracterizada por presentar amplias variaciones en las concentraciones, *e.g.*, se observa un aumento entre las profundidades de 210-182 cm, seguida de una significativa disminución. En la unidad III, se observa otro

aumento en la profundidad 120 cm para la mayoría de los óxidos y elementos traza  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Zn}$  y  $\text{Co}$ , menos  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Cr}$  y  $\text{V}$  donde el aumento se observa hasta la profundidad 130 cm.

En la unidad II, los óxidos y elementos trazas ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Zn}$  y  $\text{Co}$ ) disminuyen de manera importante, coincidentemente con la presencia de evaporitas. Por último hacia la cima del perfil (unidad I) se presentan las mayores concentraciones de óxidos y elementos traza con excepción de  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Cr}$  y  $\text{V}$ . Es importante mencionar que el  $\text{Co}$  tiende a disminuir cuando el resto aumenta y el  $\text{Cu}$  se mantiene constante a lo largo de todo el perfil.

**Tabla 4.6** Valores promedio de los elementos mayores de cada unidad estratigráfica en el perfil LS2.

%	Unidad Estratigráfica			
	I (30-0 cm)	II (64-30 cm)	III (182-64 cm)	IV (300-182 cm)
<b>SiO<sub>2</sub></b>	33	25	24.4	24.2
<b>Al<sub>3</sub>O<sub>2</sub></b>	3	2.0	2.0	2.0
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.09	0.06	0.06	0.05
<b>CaO</b>	10	13	19	21
<b>MnO</b>	0.02	0.01	0.01	0.01
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1	0.5	0.5	1
<b>MgO</b>	16	12	12	13
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	6	13	8	6
<b>K<sub>2</sub>O</b>	3	2	3	3
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.05	0.04	0.06	0.03

Los indicadores de aporte eólico (grupo B) presentan diferentes variaciones a lo largo de todo el perfil. Existen tres aumentos evidentes dentro de las unidades IV (200 cm), III (180 cm) y I (20 cm) que son seguidos de mínimos. Por otro lado, la presencia de evaporitas y grietas de desecación en la unidad II se asocia a un aumento en las concentraciones de  $\text{Na}_2\text{O}$ .

El comportamiento de los elementos del grupo C (CaO, MnO y Sr), indicativos, de la presencia de minerales autigénicos, es en general uniforme en la unidad III y IV donde se observan aumentos seguidos de mínimos, en estratos de limo arcilla y limo arena. Así mismo existe un máximo en la unidad II en la profundidad 50 cm, dadas en un estrato de limo arcilla con cristales de gaylussita. Por último en la unidad I se observa un máximo en la profundidad 20 cm en las concentraciones de MnO y Sr.

**Tabla 4.7** Promedio de los elementos traza de cada unidad estratigráfica en el perfil LS2.

ppm	Unidad Estratigráfica			
	I (30-0 cm)	II (64-30 cm)	III (182-64 cm)	IV (300-182 cm)
<b>Rb</b>	74	54	44	41
<b>Sr</b>	3149	2693	2578	2557
<b>Ba</b>	187	128	121	128
<b>Y</b>	9	5	4.0	4
<b>Zr</b>	496	388	338	343
<b>V</b>	59	58	193	205
<b>Cr</b>	11	12	9	12
<b>Co</b>	8	7	9	8
<b>Ni</b>	11	11	9	8
<b>Cu</b>	34	27	22	24
<b>Zn</b>	25	15	11	13

#### 4.6.2 Análisis de FRX portátil

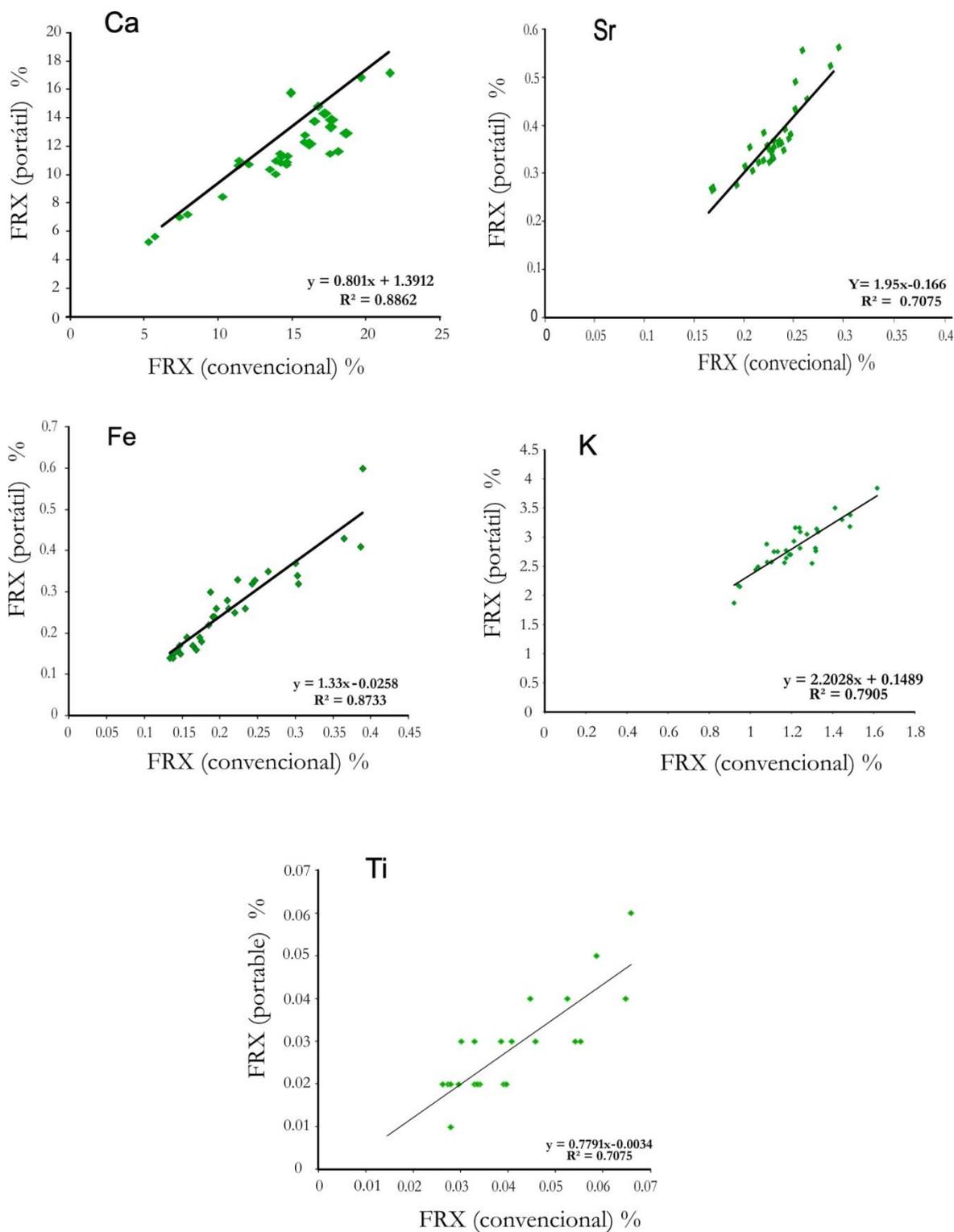
Los resultados obtenidos por FRX portátil (Niton XL3t), presentan concentraciones de varios elementos mayores y trazas con un muestreo de cada 2 cm. Los registros de concentraciones multi-elemental son de alta resolución, con el cual se puede conocer las condiciones paleo-hidrológicas que actuaron en la cuenca como: aporte detrítico por proceso pluvial, salinidad y evaporación de la columna de agua.

En comparación con los datos obtenidos por el FRX convencional las concentraciones de Ca y Ti fueron subestimadas y las concentraciones de Fe, K y Sr fueron sobreestimadas en los resultados obtenidos con equipo Niton XL3t (FRX portátil). La Figura 4.9 presenta la comparación de los datos de Ca, Sr, K, Ti y Fe obtenidos en los 2 diferentes equipos de FRX y se utilizaron las ecuaciones de regresión lineal para rectificar los datos de FRX (Portátil).

Los resultados obtenidos por ambos equipos muestran relación positiva y lineal ( $R^2 = 0.7-0.9$ ) para Fe, Ti, Ca, K, Sr. Las concentraciones de Fe varían entre 0.1 y 0.6 %, así mismo las concentración de K oscilan entre 2-4 %. Mientras que los valores de Ca y Sr fluctúan entre 5- 20 % y 1928-6412 ppm respectivamente (Tabla 4.8). Los valores de Ti oscilan entre 0.06-0.01 %, sin embargo, no todas las muestras se pudieron medir debido a que los valores se encuentran por debajo del límite de detección del equipo Niton XL3t.

**Tabla 4.8** Valores mínimo, máximo, promedio y desviación estándar de las concentraciones Ti, Fe, Ca, Sr y K en el perfil LS2.

	Mínimo (%)	Máximo (%)	Promedio (%)	Desviación Estándar
<b>Ti</b>	0.01	0.06	0.02	0.01
<b>Fe</b>	0.1	0.6	0.2	0.09
<b>Ca</b>	5	20	12	3
<b>Sr</b>	0.2	0.6	0.3	1
<b>K</b>	2	4	3	0.4



**Figura 4.9.-** Modelos de regresión lineal entre los valores de fluorescencia de rayos X (portátil) y XRF (convencional) para Sr, Fe, Ca Ti, y K.

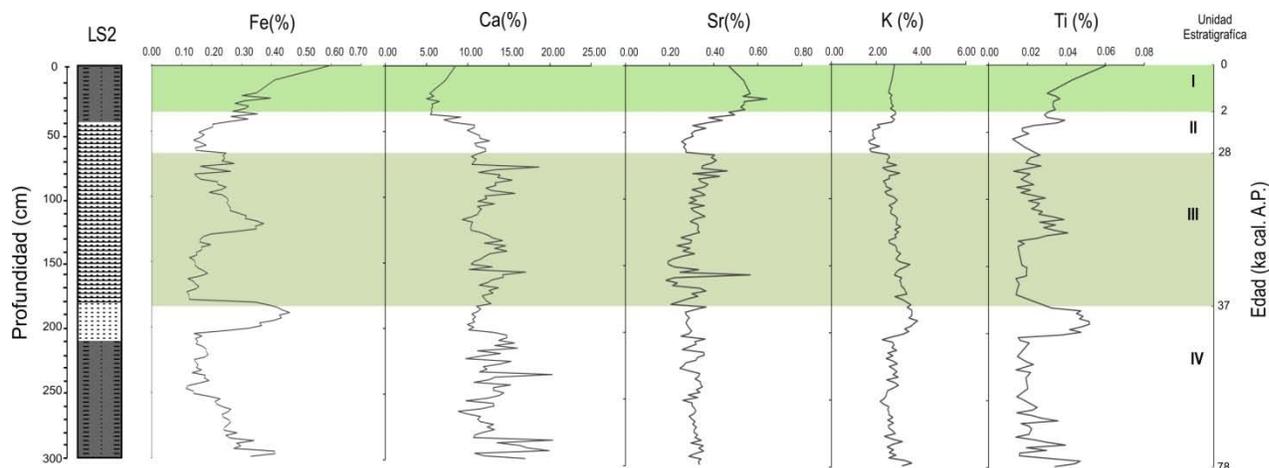
A continuación se describe el comportamiento de los elementos a lo largo del perfil.

Unidad IV (ca. 78-37 ka cal. A.P., 300-182 cm de profundidad): Fe varían de 0.4 a 0.1 %, Sr fluctúan entre 0.3 y 0.2 %, y las concentraciones de K oscilan entre 4 a 2 %. Mientras que Ca varía de 9 a 20 %. Los valores detectados de Ti para esta unidad van de 0.04-0.01 %. En la profundidad 182 cm se observa un máximo en las concentraciones de Fe, Ti, K, y Sr. Para los valores de Ca se observa una secuencia de máximos seguidos de mínimos.

Unidad III (ca. 37-28 ka cal. A.P., 182-64 cm de profundidad): Fe varían de 0.3 a 0.1 %, las concentraciones de Sr oscilan entre 0.5 a 0.1 %, los valores de K van de 4 a 2 %. Mientras que los valores de Ca varían de 19 a 9, los valores de Ti para esta unidad fluctúan de 0.04 a 0.01 %. Las concentraciones presentan aumentos y mínimos a lo largo de toda la unidad.

En la unidad II (ca. 28-2.0 ka cal. A.P., 64-30 cm de profundidad): Las concentraciones de Fe fluctúan entre 0.3 a 0.1 %, los valores de Sr varían entre 0.5 a 0.2 %, las concentraciones de K van de 3 a 2 %, los valores de Ca oscilan de 13 a 5 %, las concentraciones de Ti van de 0.03 a 0.01 %. Los valores presentan un máximo en los 50 cm de profundidad, mientras que para la base de esta unidad se observan más mínimos en las concentraciones de Fe, Ti, Sr, y K, asociado a una alta concentración de evaporitas.

Unidad I (ca. 2.0 ka cal. A.P. a la actualidad, 30-0 cm de profundidad): Los valores de Fe oscilan entre 0.6 a 0.2 %, las concentraciones de Sr varían entre 0.6 a 0.4 %, los valores de K varían de 2.6 %, las concentraciones de Ca oscilan de 8.5 a 5.4 %, los valores de Ti van de 0.06 a 0.02 %. Las concentraciones de Fe y Ti aumentan, además mientras Ca presenta una disminución, K permanece constante en toda esta unidad y Sr presenta un máximo a los 20 cm.



**Figura 4.10-** Variaciones de las concentraciones de Fe, Ca, Sr, K y Ti a lo largo del perfil LS2.

#### 4.7 Susceptibilidad Magnética

Los valores de susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) a lo largo del perfil varían entre  $-0.40$  y  $5.4 \times 10^{-5}$  SI, con una media de  $1.1 \times 10^{-5}$  SI, (Tabla 4.3). Se observa una relación clara entre los valores de susceptibilidad magnética, mineralogía y textura de los sedimentos. Los valores más altos se localizan en la parte superior del perfil con los estratos de limo-arenosos, así los valores bajos o negativos están asociados a estratos de limo-arcilla con presencia de minerales evaporíticos (Figura 4.7). A continuación se describirá de manera breve las características más importantes de cada unidad:

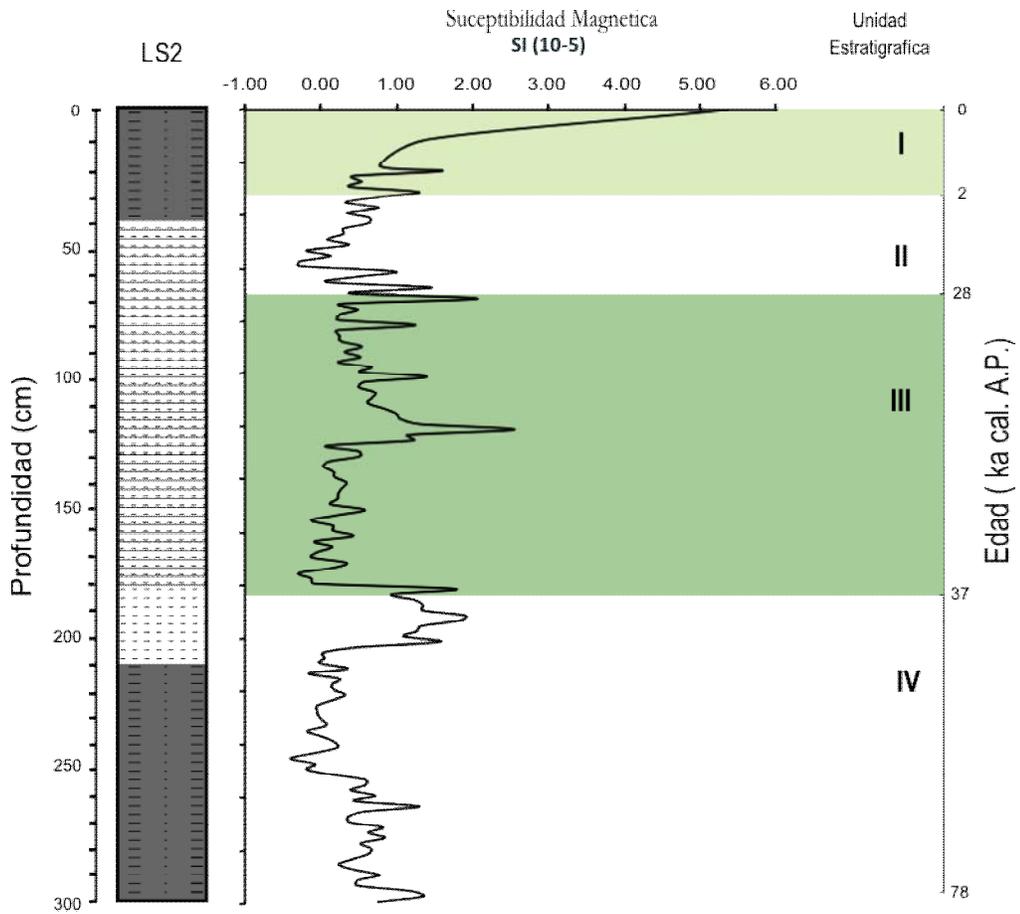
Unidad IV (ca. 78-37 años cal. A.P., 300-182 cm de profundidad): Los valores fluctúan entre  $2.9 \times 10^{-5}$  (183 cm) y  $0.8 \times 10^{-5}$  SI (299 cm). Sedimentos constituidos por limo-arena y una mayor abundancia de minerales autigénicos como calcita y proto-dolomita presentan valores más bajos de la unidad ( $0.40 \times 10^{-5}$  SI, 245 cm). Por otro lado, los valores más altos ( $2.90 \times 10^{-5}$  SI, 183cm) están relacionados con estratos de limo.

Unidad III (ca. 37-28 ka cal. A.P., 182-64 cm de profundidad): Los sedimentos de esta unidad están relacionados con limo arcilla de diferente granulometría y composición mineralógica. Esto presenta una variabilidad a lo largo de sus profundidades y los valores de esta unidad oscilan entre  $1.9 \times 10^{-5}$  SI (65 cm) y  $0.40 \times 10^{-5}$  SI (181). Por ejemplo, los sedimentos de la profundidad de 71 cm presentan un valor de  $2.0.7 \times 10^{-5}$  SI, debido a la gran

cantidad de arcilla (esmectita), mientras que para los sedimentos de la profundidad 179 cm con minerales autigénicos presentan el valor de  $0.04 \times 10^{-5}$  SI.

Unidad II (ca. 28-2 ka cal. A.P., 64-30 cm de profundidad): Está conformada por una sucesión de limo-arcillosa y sus valores varían de  $1.3 \times 10^{-5}$  (31 cm) a  $0.5 \times 10^{-5}$  SI (63 cm). Los valores son bajos y negativos, y están relacionados con la alta presencia de evaporitas (gayllusita) y grietas de desecación.

Unidad I (ca.2.0 ka cal. A.P. a la actualidad, 30-0 cm de profundidad): Los sedimentos están constituidos por limo-arena y los valores de susceptibilidad magnética oscilan de  $5.4 \times 10^{-5}$  SI (Superficie) a  $2.1 \times 10^{-5}$  SI (29 cm). Los valores más bajos coinciden con la presencia de evaporitas y grietas de desecación.



**Figura 4.11-** La Susceptibilidad magnética de los sedimentos del perfil LS2 en el paleo-lago La Salada.

## CAPÍTULO 5 DISCUSIÓN

Los análisis realizados (*e.g.*, estratigráficos, propiedad magnética, geoquímicos, mineralógicos, etc.) a los sedimentos del perfil LS2 del paleo-lago La Salada presentan información sobre las variaciones en las condiciones paleo-hidrológicas, relacionadas a diferentes condiciones climáticas ocurridas en los últimos ca.78 ka cal en la región sur del Desierto de Chihuahua (23° N de latitud).

### 5.1 Modelo Cronológico

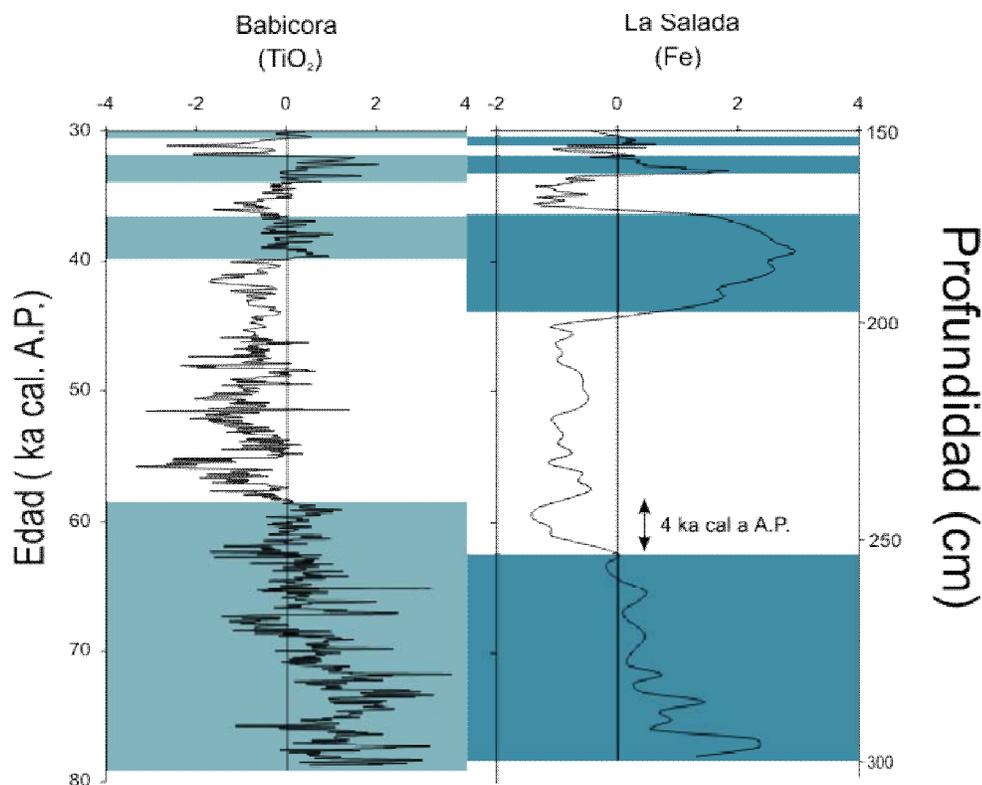
El modelo de edad para la secuencia del perfil LS2 (0-300 cm) está basado en 6 diferentes edades de radiocarbono en materia orgánica en las muestras totales. La extrapolación de la tasa calculada entre las edades obtenidas en los sedimentos de las profundidades de 207 cm y 179 cm asigna una edad de ca.78 ka cal. A.P. para la profundidad de 300 cm (Figura 4.3). Por lo tanto, el control cronológico de los sedimentos depositados entre las profundidades de 300 y 207 cm es de poca confianza. Todos estos sedimentos fueron depositados antes de los 46 ka cal A.P. y podrían representar condiciones hidrológicas que ocurrieron de 46 ka cal A.P. hasta ca. 78 ka cal A.P.

Las grietas de desecación que se encuentran a los 210 cm demarcan un periodo seco antes de ca. 46 cal. ka A.P. Así mismo, las grietas presentes en la profundidad de 64 cm indican otro evento de desecación a los ca. 28 ka cal A.P.

Para poder validar la cronología del perfil LS2, se comparó los datos de La Salada con el registro proxy del paleo-lago Babicora, ubicado en la parte central del desierto de Chihuahua (Roy *et al.*, 2013, Figura 5.1). La secuencia sedimentaria de Babicora representa los últimos ca. 79 ka cal A.P. y las concentraciones de Ti registran diferentes intervalos de mayor aporte pluvial a la cuenca. Los registros proxy de aporte pluvial a La Salada son comparables con el registro de Babicora durante el intervalo posterior del 46 cal. ka A.P. En el paleo-lago La Salada las concentraciones de Fe muestran un incremento durante ca. 43-37 ka cal A.P., ca. 34-32 ka cal. A.P. y ca. 31 ka cal A.P.

A su vez, se observó un aumento en las concentraciones de  $\text{TiO}_2$  durante ca. 40-37 ka cal A.P., 34-32 ka cal A.P. y 31 ka cal. A.P. en el paleo-lago Babicora (Roy *et al.*, 2013). Sin embargo, existe un desplazamiento de 4 ka, entre ambos perfiles en los sedimentos anteriores de 46 ka cal A.P. Los sedimentos del paleo-lago La Salada presentan valores más altos de Fe antes de los 62 ka cal. A.P., mientras que los sedimentos de Babicora muestran concentraciones mayores de  $\text{TiO}_2$  antes de los 58 ka cal. A.P.

Este desplazamiento podría ser debido a la incertidumbre asociada a la tasa de sedimentación extrapolada para la parte inferior de la secuencia para el perfil LS2. Durante el evento de desecación a los 46 ka cal A.P., la cuenca de La Salada podría haber sufrido erosión de sedimentos. Además, los sedimentos depositados anteriores a los 46 ka cal. A.P. presentan diferentes periodos con mayor contenido de minerales detríticos y minerales evaporíticos. Se observa mayor contenido de carbonatos en las profundidades de 207-250 y mayor abundancia de detríticos en los sedimentos de 250 cm. Los sedimentos con diferentes abundancias de carbonatos y detríticos podrían tener diferentes tasas de sedimentación.



**Figura 5.1.-** Comparación de los registros *proxy* de aporte pluvial de los paleo-lagos Babicora y La Salada para validar la cronología del perfil LS2.

## 5.2 Evolución química de la salmuera

La mineralogía en los carbonatos lacustres son ampliamente utilizados para inferir cambios paleoambientales (Stuiver, 1970;. Drummond *et al.*, 1995; Leng y Marshall, 2004; Mangili *et al.*, 2010). La presencia y abundancia de minerales evaporíticos en los lagos de cuencas cerradas, son controlados por la salinidad y el cambio de composición del agua como el resultado de variaciones entre la relación de lluvia y evaporación (Cohen, 2003).

El paleo-lago La Salada presenta un conjunto de minerales evaporíticos que comprenden carbonatos y cloruros (Tabla 4.3). La ausencia de cualquier tipo de sulfato en el sedimento podrá ser relacionado a la reducción bacteriana o a que la salmuera no tenía la salinidad suficiente para la precipitación de sulfatos. Gaylussita (1-2 cm de largo) como agregado de cristal está presente a los 64-40 cm de profundidad en el perfil LS2, la cual se puede formar por reacción de granos de calcita con soluciones ricas en sodio (Jones, 1965; Eugster, 1980), o se puede precipitar cuando la salmuera alcalina rica en sodio entran en contacto con el carbonato (Tiercelin *et al.*, 1987). Mientras que el resto de las evaporitas son de grano fino se precipitan en forma de sub-superficie de crecimiento entre los sedimentos extraídos de la salmuera intersticial.

La geología de la cuenca sugiere que Ca y  $\text{HCO}_3^{-2}$  fueron derivados de las calizas, lutitas carbonatadas y travertino. Mientras, Mg y Na se obtienen de la erosión de los basaltos y Cl podría ser una contribución atmosférica.

Los sedimentos de ca.78-28 ka cal. A.P. son caracterizados por una asociación calcita > proto-dolomita-halita y representan un sistema con un aporte pluvial de composición  $\text{HCO}_3^{-2} > \text{Ca} + \text{Mg}$ . Después de la precipitación de calcita, la proto-dolomita fue depositada en los intervalos de mayor salinidad y enriquecimiento de Mg. Así mismo, la presencia de halita sugiere una salmuera de composición Ca-(Mg-Na)- $\text{HCO}_3^{-2}$ -Cl. A partir de ca 28 ka cal A.P (profundidad 64 cm) sucede un cambio en la composición de la salmuera de Ca-(Mg-Na)- $\text{HCO}_3^{-2}$ -Cl al Mg-Na-Ca- $\text{HCO}_3^{-2}$ .

Los sedimentos depositados después de los ca. 28 ka cal A.P. tiene abundante gaylussita-proto-dolomita. Esto indica que hubo una entrada de agua enriquecida en Ca y  $\text{HCO}_3^{-2}$  a la cuenca. La entrada de agua habría traído mayor cantidad Ca y  $\text{HCO}_3^{-2}$  de la erosión de los travertinos en a una solución salina existente en la cuenca rica en Na-Mg-Cl-( $\text{HCO}_3^{-2}$ ) y causado la precipitación de gaylussita.

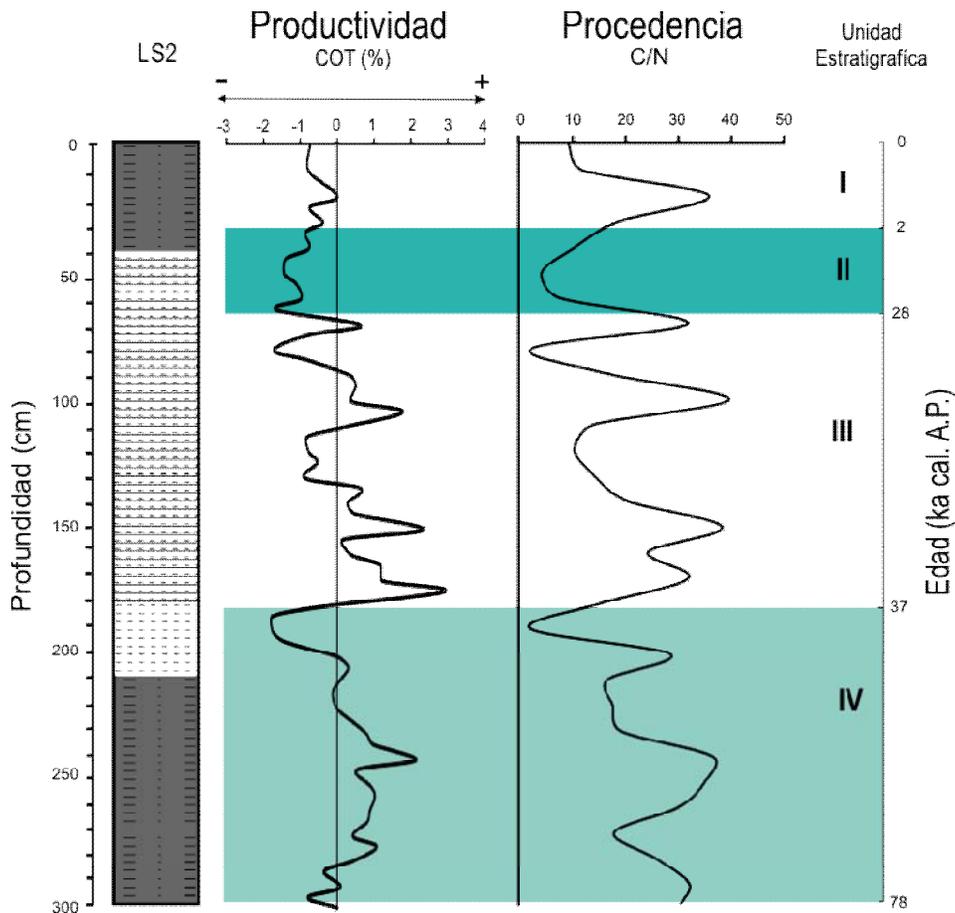
### 5.3 Productividad Orgánica

El contenido de COT en los sedimentos lacustres es un proxy indicador de la productividad de la materia orgánica (Meyers y Terranes, 2001). El COT indica una productividad mayor que el promedio durante ca. 71-52 ka cal. A.P., 36-34 ka cal. A.P., 32-31 ka cal. A.P. y 1 ka cal. A.P. Valores más bajos del promedio de COT en los intervalos 48-46 ka cal. A.P., 34-32 y 28-1 ka cal. A.P. podrían estar relacionados con la degradación de la materia orgánica por oxidación durante la desecación del lago (Figura 5.2).

Los sedimentos con más concentración de COT están caracterizados por tener un menor valor de Fe y viceversa (Figura 5.1). La concentración de Fe es considerada como un proxy para estimar la abundancia de los minerales detríticos en la cuenca transportada por la escorrentía. Se observa que la productividad en la cuenca se incrementó durante los intervalos de baja escorrentía y disminuyó cuando la escorrentía de la cuenca iba en aumento.

La relación C/N proporciona información acerca del origen de la materia orgánica. El nitrógeno orgánico se produce principalmente en proteínas y ácidos nucleídos que son relativamente abundantes en las plantas inferiores (*e.g.* fitoplancton, Talbot y Johannessen, 1992). Este elemento es un nutriente fundamental para un amplio conjunto de funciones como: la transferencia de energía en la fotosíntesis y la síntesis de proteínas (Cohen, 2003). Las plantas vasculares terrestres son ricas en celulosa y pobres en proteínas, a diferencia de la materia orgánica proveniente de fitoplancton (Last y Smol, 2001). Se establece que los valores del cociente C/N < 10 indican un origen típicamente acuático, mientras que valores > 20 son indicativos de un origen primordialmente terrestre (Meyers, 1994). Existen discrepancias sobre el rango de valores característico de uno u otro (Luque, 2000) debido a la ausencia de trabajos donde se estudie el rango de valores C/N, característico de cada fuente de materia orgánica, en zonas con diferentes condiciones ambientales.

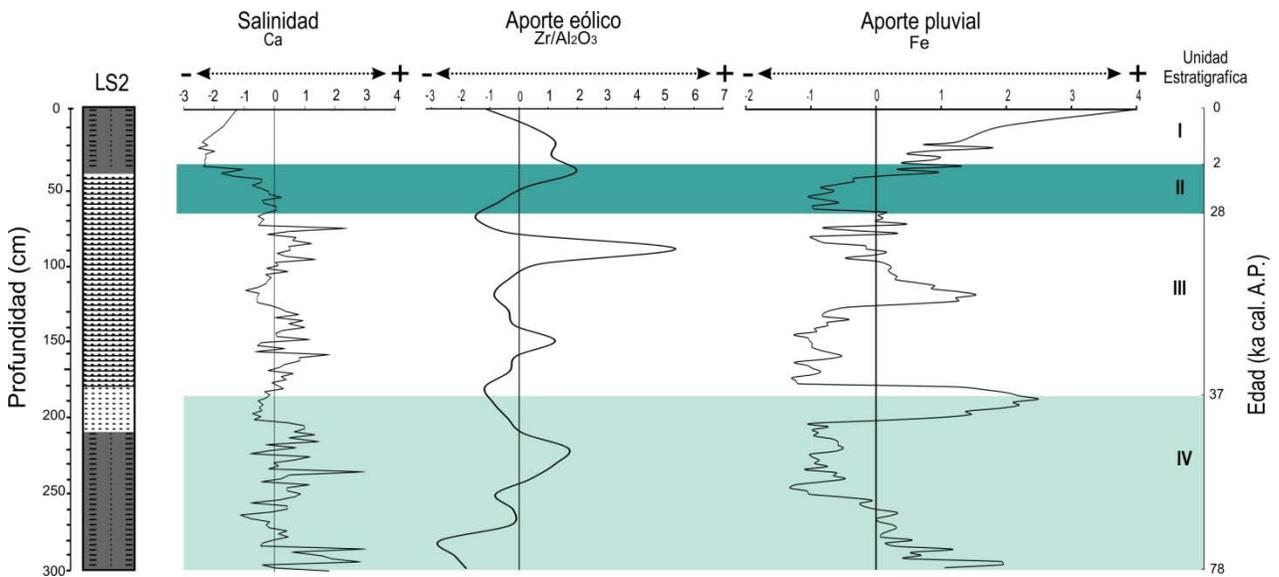
Los valores de la relación de C / N ( $>10$ ) durante los intervalos de mayor productividad indican influencia dominante de vegetación terrestre. Así mismo, los valores más altos de C/N ( $>10$ ) se observan durante los intervalos de mayor COT y menor escorrentía. Esto sugiere que el aumento de la influencia de las plantas terrestres se encuentra en condiciones del lago poco profundo (Figura 5.1). Los sedimentos depositados durante ca. 78-57 ka cal. A.P., ca. 43 ka cal. A.P., ca. 35 ka cal. A.P., ca. 32 ka cal. A.P., ca. 29 ka cal. A.P. y ca. 1 ka cal. A.P. se caracterizan por tener una relación de C/N  $\geq 20$  y su materia orgánica proviene de las plantas terrestres. Por otro lado, los valores de Fe son mayores del promedio durante intervalos de C/N  $< 10$  sugiere que el aumento de la influencia de las algas se produjo en condiciones de mayor escorrentía y en un lago relativamente profundo.



**Figura 5.2.-** Productividad y fuente de productividad reconstruido de COT y C/N. La C/N  $> 10$  indican origen terrestre mientras que los valores C/N  $< 10$  sugieren influencia acuática) y procedencia de materia orgánica en el paleo-lago La Salada.

### 5.4 Reconstrucción de las condiciones paleo-climática y paleo-hidrológicas

La depositación de los sedimentos en la cuenca ocurrió en distintas condiciones climática e hidrológica a lo largo de toda la secuencia. Para la reconstrucción de las condiciones climáticas se utilizaron diferentes *proxies* como: productividad (COT, C/N), aporte eólico ( $Zr/Al_3O_2$ ), aporte pluvial (Fe), salinidad del agua (Ca) y evaporación (Sr/Rb). Los *proxies* cuales fueron estandarizados utilizando la función propuesta por Kirby *et al.*, (2010), mediante la función  $Z=[(x-\mu)/\sigma]$  donde al valor (x) se le resta el promedio ( $\mu$ ) y se divide por la desviación estándar ( $\sigma$ ) de la variable (Davis, 1987; Swanson *et al.*, 2001, Figura 5.3).



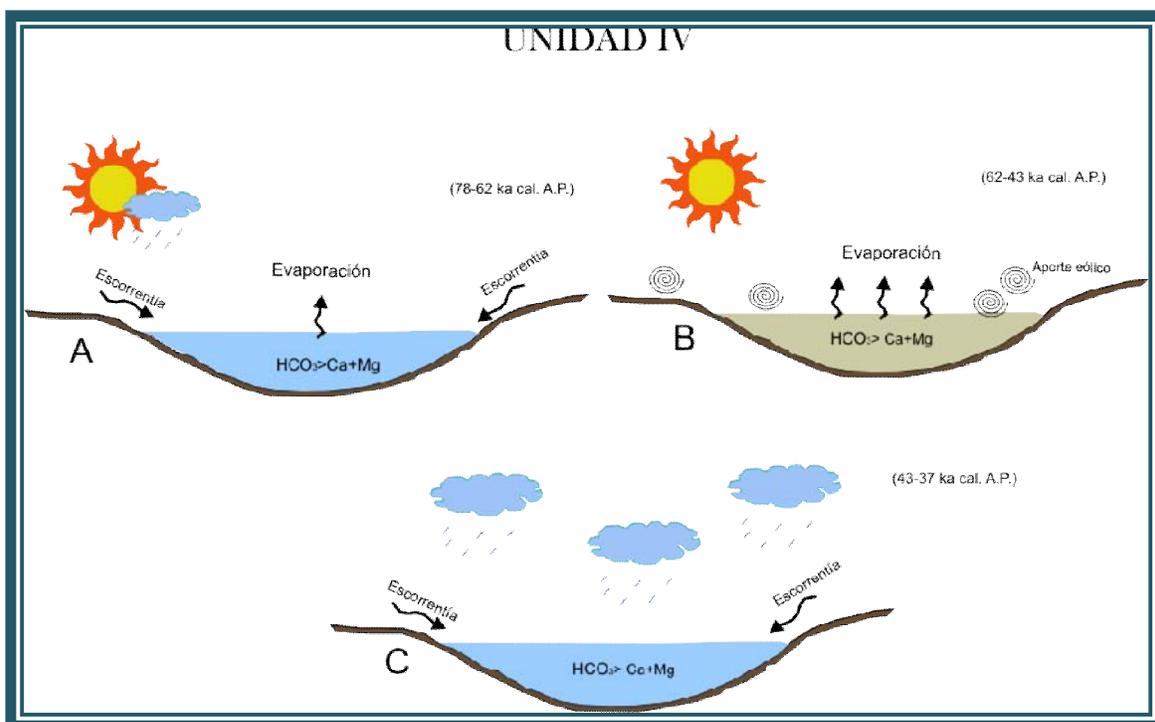
**Figura 5.3.-** Diferentes registros *proxies* estandarizados para la reconstrucción de condiciones paleo-hidrológicas en el paleo-lago La Salada. Ca representa salinidad del cuerpo de agua y  $Zr/Al_3O_2$  (por proceso eólico) y Fe (por proceso pluvial) están considerados como indicadores de aporte de detríticos a la cuenca. Los intervalos con valores positivos indican una condición paleo-hidrológica mayor del promedio.

De tal manera los intervalos con valores positivos de Fe se asocian con mayor aporte pluvial (condiciones húmedas) y viceversa. Los sedimentos con valores positivos de Ca indican intervalos de mayor salinidad en el lago debido a que existe una mayor precipitación de evaporitas. Así mismo, los valores altos de COT marcan los intervalos de mayor productividad orgánica y las concentraciones de  $Zr/Al_3O_2$  indican periodos áridos con mayor aporte eólico. Los valores altos de Sr/Rb representan los intervalos de mayor evaporación de la columna de agua.

De acuerdo a las variaciones de los distintos *proxies* climáticos, el perfil presenta condiciones paleo-ambientales diferentes.

Unidad IV (78-37 ka cal. A.P, 300-182 cm de profundidad)

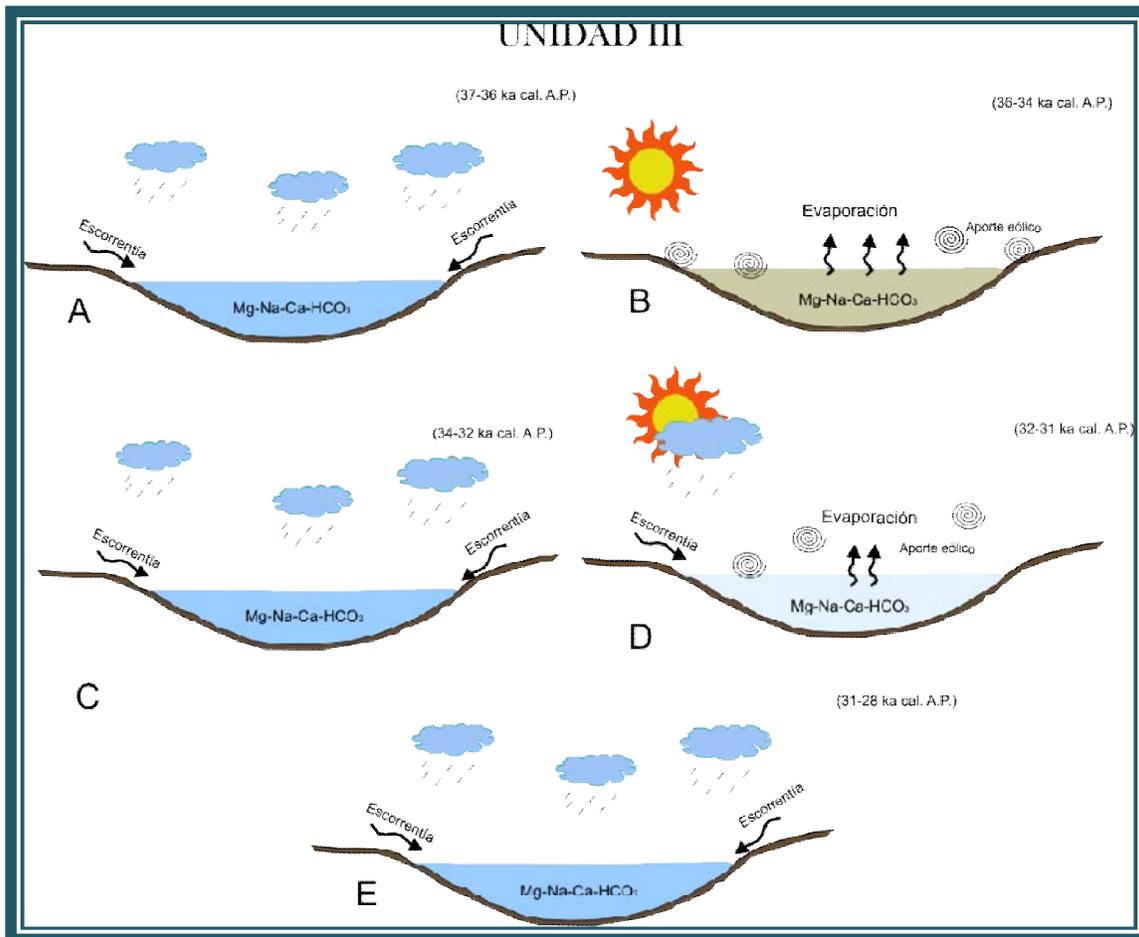
De forma generalizada las condiciones hidrológicas representadas por los sedimentos de unidad IV no son uniformes. Se identificaron 3 diferentes intervalos con diferentes condiciones hidrológicas. El primer evento abarca de 78 y 62 ka cal. A.P. y está caracterizado por mayor pluvial (Fe) con presencia de una columna de agua salada, (Ca) y menor actividad eólica ( $Zr/Al_3O_2$ ) (Figura 5.4A). El segundo intervalo representa 62-43 ka cal. A.P. indica mayor salinidad (Ca) y mayor aporte eólico ( $SiO_2/Al_3O_2$ ) y menos aporte pluvial a la cuenca (Fe) (Figura 5.4B). La mayor abundancia de proto-dolomita está reflejada por la alta concentración de Ca. El último intervalo comprende de 43-37 ka cal. A.P. se caracteriza por el incremento en la aporte pluvial (Fe) causando un decremento en la salinidad (Ca) y actividad eólica ( $SiO_2/Al_3O_2$ ) (Figura 5.4C).



**Figura 5.4-** Representación esquemática de las condiciones hidrológicas representadas por los *proxies* en los sedimentos de la unidad IV.

Unidad III (ca.37-28 ka cal. A.P., 182-64 cm de profundidad)

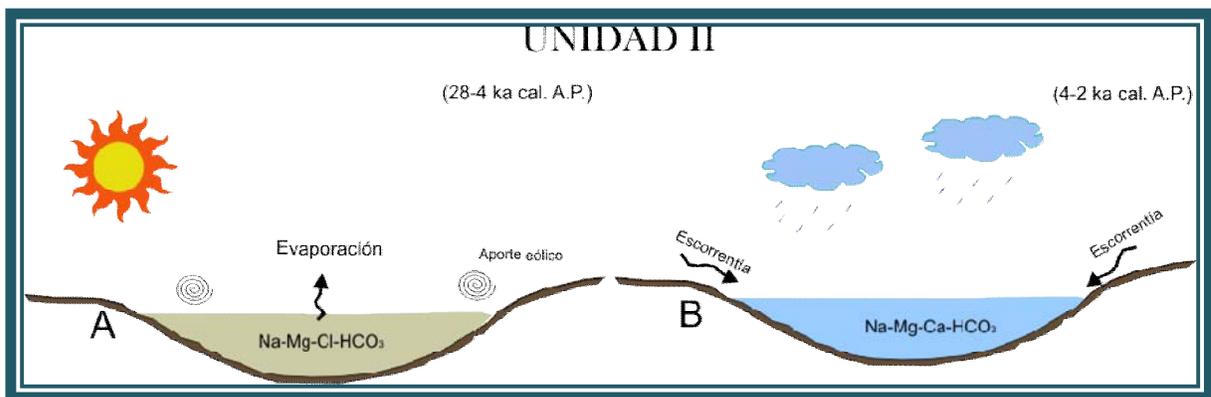
Los sedimentos de la unidad III representan 3 intervalos de mayor aporte pluvial a la cuenca. Los intervalos con aporte pluvial mayor del promedio se observan durante 37-36 ka cal. A.P., 34-32 ka cal. A.P. y 31-28 ka cal. A.P (Figura 5.5 A, C, E). Los intervalos seco están caracterizados por aporte pluvial menor del promedio y mayor salinidad y actividad eólica durante 36-34 ka cal. A.P. y 32-31 ka cal. A.P. (Figura 5.5 B y D). Se identifico mayor abundancia de halita en los sedimentos de ca.34 ka cal. A.P., y con mayor abundancia de protodolomita en los sedimentos de ca.32 ka cal. A.P. Así mismo, se observo un incremento en la actividad eólica a los 35 ka cal. A.P., 34 ka cal. A.P. y 32 ka cal. A.P.



**Figura 5.5.-** Representación esquemática de las condiciones hidrológicas representadas por los *proxies* en los sedimentos de la unidad III.

Unidad II (ca. 28-2.0 ka cal. A.P., 64-30cm de profundidad)

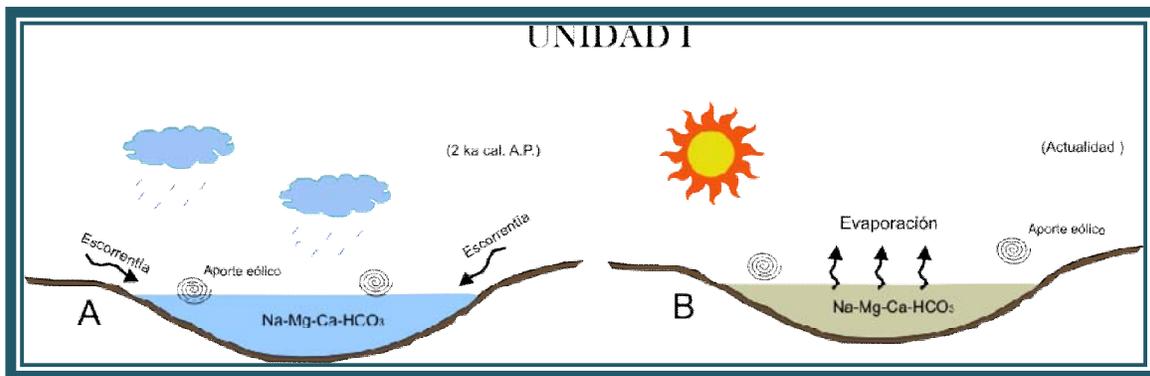
Los sedimentos de la unidad II representan 2 diferentes intervalos con diferentes condiciones hidrológicas. El primer intervalo abarca entre ca. 28 a 4 ka cal. A.P. en el cual se observa menor aporte pluvial (Fe) y un aumento en la actividad eólica ( $Zr/Al_3O_2$ ,  $SiO_2/Al_3O_2$ ). Se infiere que las condiciones hidrológicas generales durante este periodo fueron secas, lo cual genero grietas de desecación. Además, los sedimentos señalan un posible *hiatus* sedimentario y una remoción de material sedimentario debido a la actividad eólica. La actividad eólica aumento a partir de los 18 ka cal. A.P. Se identifico mas gaylussita en los intervalos de 24-14 ka cal. A.P., y con mayor abundancia de proto-dolomita en los sedimentos 6 ka cal A.P. (Figura 5.6 A). El segundo intervalo de 4-2 ka cal. A.P. donde se observa muestra un aumento en el aporte pluvial y una disminución precipitación de evaporitas (Figura 5.6 B). La salinidad y productividad se encuentra abajo del promedio en toda esta unidad.



**Figura 5.6-** Representación esquemática de las condiciones hidrológicas representada por los *proxies* en los sedimentos de la unidad II.

### Unidad I (ca. 2.0-0 ka cal. A.P., 0-30 cm de profundidad)

Los sedimentos de la unidad I representan los sedimentos depositados en los últimos 2.0 ka cal A.P. Los *proxys* indican mayor aporte pluvial (Fe) a la cuenca y en general mayor actividad eólica alrededores de la cuenca. La concentración de Ca son menor de promedio indican precipitación de menor cantidad de evaporitas. La disminución en la salinidad fue posiblemente provocada por la entrada de flujos de agua a la cuenca. Se identifico precipitación de gaylussita y proto-dolomita a los 2 ka cal. A.P. Sin embargo en la actualidad se observa un periodo seco con actividad eólica, evaporación y poca aporte pluvial.



**Figura 5.7-** Representación esquemática de las condiciones hidrológicas representada por los *proxies* en los sedimentos de la unidad I.

### 5.5 Comparación con registros paleoclimáticos regionales

En la era moderna, sub-tropical de América del Norte recibe precipitaciones de verano a través del sistema de NAM y el flujo de aire húmedo proviene desde el Pacífico tropical oriental, Golfo de California y el Golfo de México. La influencia de la NAM es mayor en el norte y noreste de México representando el 70-80% de precipitación anual, en comparación con el suroeste de EUA que recibe el 40-50% de precipitación anual (Hales, 1974; Douglas *et al.*, 1993; Stensrud *et al.*, 1995; Amador *et al.*, 2006).

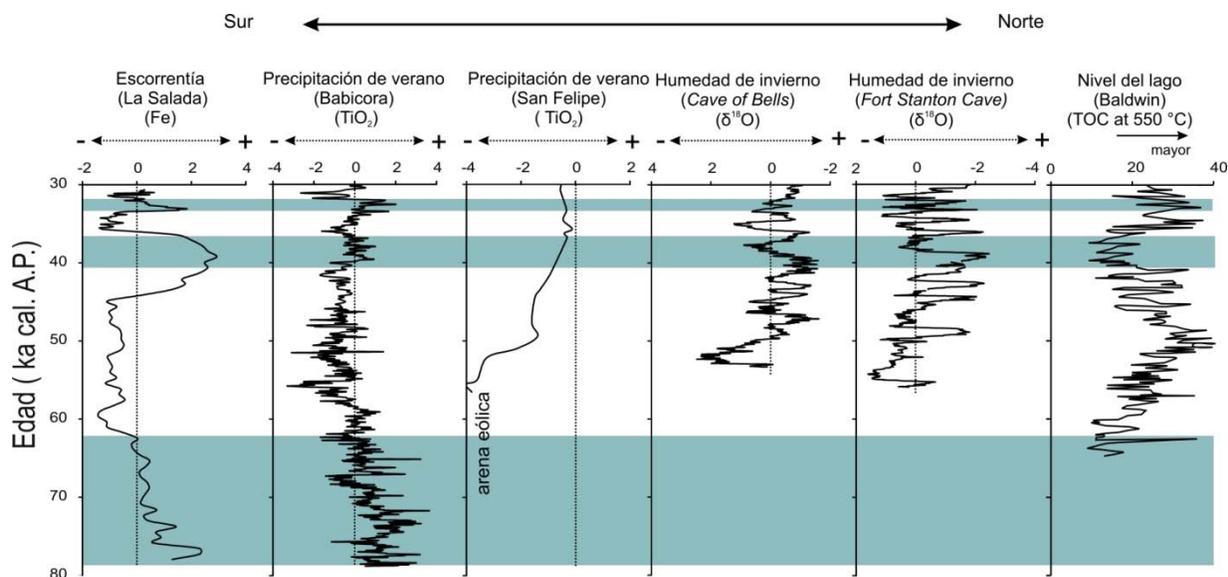
El registro de escorrentía del paleo-lago La Salada se comparó con registros *proxy* que indican la precipitación de verano en el norte y noroeste de México y las precipitaciones invernales en el suroeste de EUA (Asmerom *et al.*, 2010, Blazevic *et al.*, 2009, Kirby *et al.*, 2006, Roy *et al.*, 2010, 2012<sup>a</sup>, 2013, Wagner *et al.*, 2010, Figura 5.8). La reconstrucción de la precipitación de verano en el norte y el noroeste de México se basa en las concentraciones de Ti en sedimentos depositados en paleo-lagos Babicora ubicado en el estado de Chihuahua y San Felipe ubicado en el estado de Baja California (Roy *et al.*, 2010, 2013). La similitud en las variaciones de la escorrentía en La Salada y la temporada de lluvias de Babicora sugieren que La Salada recibió el escurrimiento principalmente durante la temporada de verano.



**Figura 5.8-** Ubicación de los registros *proxy* de humedad en el norte y noroeste de México y en el suroeste de EUA. El paleo-lago La Salada se ubica a los 23° N en la margen sur del Desierto de Chihuahua.

Los sedimentos de la Salada demarcada intervalos con precipitación del verano superior al promedio durante >62 ka cal A.P., ca. 43-36 ka cal A.P. y al ca. 33 ka cal A.P. en la parte centro norte de México (margen sur del Desierto de Chihuahua). Se relacionaron los intervalos de escorrentía superiores al promedio en La Salada durante 43-36 ka cal A.P. y 33 ka cal A.P. donde el régimen de NAM es más fuerte. Así mismo se observa un intervalo menor que el promedio durante 62-43 ka cal A.P. pudiera ser el resultado de un régimen débil de NAM. Los sedimentos de Babicora revelan un intervalo menor que el promedio de escorrentía durante ca. 58-40 ka cal BP (Roy *et al.*, 2013). Los sedimentos de San Felipe muestra que Baja California recibo una precipitación menor que el promedio durante 55-30 ka cal A.P. (Roy *et al.*, 2012). Los registros de *proxy* de las precipitaciones provienen de los espeleotemas y la reconstrucción del nivel lacustre al suroeste de EUA.

El  $\delta^{18}\text{O}$  en los espeleotemas de la *Cave of Bells* y *Fort Stanton Cave* representa la variación en las precipitaciones invernales (Asmerom *et al.*, 2010; Wagner *et al.*, 2010). El lago Baldwin en la costa sur-occidental de EUA proporciona información acerca de la dinámica de verano y las precipitaciones de invierno a partir de la concentración de COT (Kirby *et al.*, 2006). En el 2009, Blazevic y colaboradores reconstruyeron diferentes ambientes de deposición desarrollando un modelo de facies usando susceptibilidad magnética, COT, contenido de carbonatos y tamaño de grano en los sedimentos del lago Baldwin. En general, los registros invierno son opuestos que los registros de precipitación de verano, excepto el intervalo de ca. 33 ka cal A.P.



**Figura 5.9** Comparación del último glacial con diferentes registros *proxies* para la temporada de verano en el norte de México y las precipitaciones invernales en el suroeste de EUA y las variaciones del nivel del lago en la costa sur-oeste de EUA entre 80 y 30 ka cal A.P. A excepción del lago de Baldwin, todos los demás registros *proxy* se estandarizaron.

En la era moderna, el lago Baldwin es un sistema alimentado por lluvias de invierno (Francés y Busby, 1974; Kirby et al, 2006). Las condiciones someras del lago Baldwin durante ca. 40-37 ka cal A.P. corresponden a un intervalo de mayor escorrentía en el verano para el norte de México. Sin embargo, el aumento en él durante ca. 33 ka cal A.P. ocurre en un intervalo de precipitación de verano e invierno mayores que el promedio.

Se considera el nivel lacustre relativamente más altos en la costa sur-oeste de EUA durante ca. 33 ka cal A.P. presentan un efecto combinado de precipitaciones de verano, así como precipitaciones de invierno en la región. Similar a esta observación, Holmgren *et al.*, (2006) reportaron la presencia de microfósiles de plantas anuales que florecen en verano en los registros de paleo-madriguera en las montañas de Peloncillo de Arizona y las Montañas Hueco de Texas sugerido que la precipitación de verano ha llegado a los ca. 32° N aproximadamente a los 32 ka cal A.P.

## CAPÍTULO 6 CONCLUSIONES

El presente trabajo conforma una asociación mineralógica y geoquímica-magnética característica de los sedimentos del paleo-lago La Salada. Los *proxies* expuestos proporcionar registros de escorrentía a escala milenaria de la temporada de verano, salinidad del agua, composición de la salmuera. La variabilidad de humedad se determinó en base a la comparación de la escorrentía de La Salada con otros paleo-archivos de verano e invierno. Sin embargo no se pudieron comparar con registros cortos debido a los *hiatus* que se presentan a lo largo de todo el perfil. Del mismo modo la cantidad excesiva de carbonatos impidió realizar diagramas ternarios de procedencia, así como los índices de intemperismo químico. A continuación se describen de forma concreta:

- La secuencia sedimentaria obtenida del Paleolago La Salada ubicada en el margen sur del desierto de Chihuahua (estado de Zacatecas) abarca aproximadamente los últimos ca. 78 ka cal A. P.
- El contacto erosivo entre las unidades estratigráficas se caracterizan por la presencia de varios eventos de *hiatus* en la sedimentación. A su vez la presencia de las grietas de desecación del lago impiden una reconstrucción continua de los eventos paleo-hidrológicos y paleo-climáticos durante el Cuaternario tardío.
- Se infiere que los sedimentos detríticos del paleo-lago probablemente provienen de los basaltos que han sido erosionados por los procesos eólicos y pluviales. La disolución de la travertinos durante los intervalos de mayor aporte pluvial hacia la cuenca y re-precipitación durante los intervalos de mayor salinidad así como la evaporación dio lugar a los depósitos de carbonatos.

- Los carbonatos y cloruros son autigénicos y representan intervalos con diferentes características de salinidad de agua. Entre ca.78-28 ka cal A.P. se registra mayor cantidad de calcita con menor abundancia de proto-dolomita y halita. La composición de la salmuera cambió a los ca. 28 ka cal A.P. teniendo más precipitación de gaylussita y proto-dolomita. La proto-dolomita fue depositada en los intervalos de mayor salinidad y enriquecimiento de Mg.
- Los periodos de mayor productividad orgánica (COT) coinciden con los intervalos de bajo aporte pluvial (71.5-52 ka cal A. P., 36-34 ka cal A. P., 32-31 ka cal A. P.) a la cuenca. Esto podría estar relacionado por la menor entrada de detríticos y un sobreestimación de materia orgánica.
- Se identifico al menos 5 diferentes eventos/intervalos de mayor aporte pluvial a la cuenca de La Salada con la concentración de Fe. Estos intervalos (> 62 ka cal. A.P., 43-36 ka cal. A.P., 34-32 ka cal. A.P., 31-28 ka cal. A.P. y en los últimos 4 ka cal. A.P.) presentaron las condiciones más húmedas debido a la posible intensificación de las lluvias de verano.
- Los intervalos de mayor sequía (62-43 ka cal. A.P., 36-34 ka cal. A.P. y 28-4 ka cal. A.P.) están, caracterizados por el aumento en la salinidad (Ca) y evaporación (Sr/Rb) e incremento de los aportes detríticos por los procesos eólicos ( $Zr/Al_3O_2$ ,  $SiO_2/Al_3O_2$ ).
- En general, el régimen aumenta en las precipitaciones de verano e invierno durante ca. 33 ka cal. A.P. generando mayor humedad para la región.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS, D. K., COMRIE, A. C., (1997): THE NORTH AMERICAN MONSOON. BULLETIN OF THE AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY 78, 2197–2213 PP.
- ÁLVAREZ-LARA M., (2011): LOS FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS EN SEDIMENTOS DEL CUATERNARIO TARDÍO EN EL SUR DEL GOLFO DE CALIFORNIA: SUS IMPLICACIONES PALEOOCEANOGRÁFICAS. TESIS DE LICENCIATURA, UNAM. 77 PP.
- AMADOR J.A, ALFARO E.J., LIZANO O.G., (2006): ATMOSPHERIC FORCING OF THE EASTERN TROPICAL PACIFIC: A REVIEW. PROGRESS IN OCEANOGRAPHY 69: 101–142 PP.
- 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: 114–117 PP.
- BETANCOURT, J. L., VAN DAVENDER, T. R., AND MARTIN, P. S. (1990): PACKRAT MIDDENS: THE LAST 40,000 YEARS OF BIOTIC CHANGE. UNIVERSITY OF ARIZONA PRESS, TUCSON.
- BETANCOURT, J. L., RYLANDER, K. A., PEÑALBA, M. C. AND MCVICKAR, J. L., (2001): LATE QUATERNARY VEGETATION HISTORY OF ROUGH CANYON, CENTRAL NEW MÉXICO, USA. PALEOGEOGRAPHIC, PALEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY 165, 71-95 PP.
- BENSON, L., LIDDICOAT, J., SMOOT, J., SARNA-WOJCICKI, A., NEGRINI, R. AND LUND, S., (2003): AGE OF THE MONO LAKE EXCURSION AND ASSOCIATED TEPHRA. QUATERNARY SCIENCE REVIEWS 22, 135–140 PP.
- BLAZEVIC M. A., KIRBY M. E., WOODS A. D., (2009). A SEDIMENTARY FACIES MODEL FOR GLACIAL-AGE SEDIMENTS IN BALDWIN LAKE, SOUTHERN CALIFORNIA. SEDIMENTARY GEOLOGY 219: 151–168 PP.
- BRADBURY, J. P., (1989): LATE QUATERNARY LACUSTRINE PALEO-ENVIROMENTS IN THE CUENCA MEXICO QUATERNARY SCIENCE REVIEWS, 8, 75-100 PP.
- BOND, G., BROECKER, W. S., JOHNSEN, S. J., MCMANUS, J., LABEYRIE, L., JOUZEL, J. AND BONANI, G., (1993): CORRELATIONS BETWEEN CLIMATE RECORDS FROM NORTH ATLANTIC SEDIMENTS AND GREENLAND ICE. NATURE, 365: 143-147 PP.
- BOND, G. C., AND R. LOTTI, (1995): ICEBERG DISCHARGES INTO THE NORTH ATLANTIC ON MILLENNIAL TIME SCALES DURING THE LAST DEGLACIATION, SCIENCE, 267, 1005-1010 PP.
- BOND, G., SHOWERS, W., CHESEBY, M., LOTTI, R., ALMASI, P., DEMENOCAL, P., PRIORE, P., CULLEN, H., HAJDAS, I., AND BONANI, G., (1997): A PERVASIVE MILLENNIAL-SCALE CYCLE IN NORTH ATLANTIC HOLOCENE AND GLACIAL CLIMATES: SCIENCE, 278, 1257–1266 PP.
- BOND, G. C., SHOWERS, W., ELLIOT, M., EVANS, M., LOTTI, R., HAJDAS, I., BONANI, G. AND JOHNSON, S., (2000): EN: MECHANISMS OF GLOBAL CLIMATE CHANGE AT MILLENNIALTIME SCALES (P.U. CLARK, R.S. WEBB Y L.D. KEIGWIN, EDS.). GEOPHYSICAL MONOGRAPH SERIES, AMERICAN GEOPHYSICAL UNION, 112, 35-58 PP.
- BOWEN, D. Q., (2009): PLEISTOCENE CLIMATES. EN ENCYCLOPEDIA OF PALEOCLIMATOLOGY AND ANCIENT ENVIRONMENTS. SPRINGER NEW YORK. 798-803 PP.
- BOYLE, E., (2000): IS OCEAN THERMOHALINE CIRCULATION LINKED TO ABRUPT STADIAL/INTERSTADIAL TRANSITIONS? QUATERNARY SCIENCE REVIEWS, 19: 255-272 PP.
- BROECKER, W. S., BOND, G., KLAS, M., CLARK, E. AND MCMANUS, J., (1992): ORIGEN OF THE NORTH ATLANTIC'S HEINRICH EVENTS. CLIMATE DYNAMICS, 6: 265-273 PP.
- CABALLERO, M. M., (1997): THE LAS GLACIAL MÁXIMUM IN THE BASIN OF MÉXICO: THE DIATOM RECORD BETWEEN 30,000 AND 15,000 YEARS BP YEARS BP FROM LAKE CHALCO. QUATERNARY INTERNATIONAL 43/44, 125-136 PP.
- CABALLERO MIRANDA, M. E. AND ORTEGA GUERRERO, B., (1998): LAKE LEVELS SINCE ABOUT 40,000 YEARS AGO AT LAKE CHALCO, NEAR MEXICO CITY. QUATERNARY RESEARCH 50, 69–79 PP.

- CABALLERO, M., LOZANO, S., ORTEGA, B., URRUTIA, J. AND MACIAS, J. L., (1999):** ENVIRONMENTAL CHARACTERISTICS OF LAKE TECOCOMULCO, NORTHERN BASIN OF MEXICO, FOR THE LAST 50,000 YEARS. JOURNAL OF PALEOLIMNOLOGY 22,399–411pp.
- CAME R. E., CURRY W. B., OPPO D. W., BROCCOLI A. J., STOUFFER R. J. AND LYNCH-STIEGLITZ., (2007):** NORTH ATLANTIC INTERMEDIATE DEPTH VARIABILITY DURING THE YOUNGER DRYAS: EVIDENCE FROM BENTHIC FORAMINIFERAL MG/CA AND GFDL R30 COUPLED CLIMATE MODEL:
- CHÁVEZ-LARA, C. M., ROY, P. D., CABALLERO, M. M., CARREÑO, A. L. AND LAKSHUMANAN, C., (2012):** LACUSTRINE OSTRACODES FROM THE CHIHUAHUA DESERT OF MÉXICO AND INFERRED LATE QUATERNARY PALEOECOLOGICAL CONDITIONS. REVISTA MEXICANA DE CIENCIAS GEOLÓGICAS.
- CLARK, P. U. AND MIX, A. C., (2002):** ICE SHEETS AND SEA LEVEL OF THE LAST GLACIAL MAXIMUM. QUATERNARY SCIENCE REVIEWS 21. 1-7 PP.
- CERCA-MARTINEZ, L. M., AGUIRRE-DIAZ, G. AND LOPEZ-MARTINEZ M., (2000):** THE GEOLOGIC EVOLUTION OF THE SOUTHERN SIERRA DE GUANAJUATO, MEXICO: A DOCUMENTED EXAMPLE OF THE TRANSITION FROM THE SIERRA MADRE OCCIDENTAL TO THE MEXICAN VOLCANIC BELT. INTERNATIONAL GEOLOGY REVIEW, 42,131-15 PP.
- CHESHIRE, H., THUROW, J. AND NEDERBRAGT, A., (2005):** LATE QUATERNARY CLIMATIC CHANGE RECORD FROM TWO LONG SEDIMENT CORE FROM GUAYMAS BASIN, GULF OF CALIFORNIA. JOURNAL OF QUATERNARY SCIENCE 20,457-469 PP.
- CRONIN, T., COLMAN, S., WILLARD, D., KERHIN, R., HOLMES, C., KARLSEN, A., ISHMAN, S. AND BRATTON, J., (1999A):** INTERDISCIPLINARY PROJECT PROBES CHESAPEAKE BAY DOWN TO THE CORE: EOS (TRANSACTIONS, AMERICAN GEOPHYSICAL UNION), 80, 237,240–241PP.
- COHEN, A. S., (2003):** PALEOLIMNOLOGY: THE HISTORY AND EVOLUTION OF LAKE SYSTEMS. OXFORD UNIVERSITY PRESS, NEW YORK.
- COLMAN, S. M., (1995):** CONTINENTAL DRILLING FOR PALEOCLIMATIC RECORDS: [HTTP://PAGES.UNIBE.CH/PRODUCTS/REPORTS/CONTIDRILL/0TOC.HTML](http://pages.unibe.ch/products/reports/contidrill/0toc.html) 96 PP.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. J., MÖLLER, J. AND LANGWAY JR., (1969):** ONE THOUSAND CENTURIES RECORD FROM CAMP CENTURY ON THE GREENLAND ICE SHEET. SCIENCE 166 NO. 3903, 377-380 PP.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N. S., HAMMER, C. U. AND OESCHGER, H., (1984):** NORTH ATLANTIC CLIMATIC OSCILLATIONS REVEALED BY DEEP GREENLAND ICE CORES. EN: CLIMATE PROCESSES AND CLIMATE SENSITIVITY (J. E. HANSEN Y T. TAKAHASHI, EDS.). MAURICE EWING. AMERICAN GEOPHYSICAL UNION, WASHINGTON, 288-298 PP.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., DAHL-JENSEN, N. S., HAMMER, C. U., HVIDBERG, C. S., STEFFENSEN, J. P., SVEINBJÖRNSDÓTTIR, A. E., JOUZEL, J. AND BOND, G., (1993):** NATURE, 364, 218-220 PP.
- DAVIS, O. K., ANDERSON, R. S., (1987):** POLLEN IN PACKRAT (NEOTOMA) MIDDENS: POLLEN TRANSPORT AND THE RELATIONSHIP OF POLLEN TO VEGETATION. PALYNOLOGY 11, 185-198 PP.
- DEAN, W. E., (2006):** THE GEOCHEMICAL RECORD OF THE LAST 17,000 YEARS IN THE GUAYMAS BASIN, GULF OF CALIFORNIA. CHEMICAL GEOLOGY 232, 87-98 PP.
- DE CSERNA, Z., (1976):** GEOLOGY OF THE FRESNILLO AREA, ZACATECAS. GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN, 87, 1191-1199 PP.
- DOUGLAS, M. W., MADDOX, R. A., HOWARD, K. AND REYES, S., (1993):** THE MEXICAN MONSOON. JOURNAL OF CLIMATE 6, 1,665-1,667 PP.
- DRUMMOND C. N., PATTERSON W. P. AND WALKER J. C., (1995):** CLIMATE FORCING OF CARBON–OXYGEN ISOTOPIC COVARIANCE IN TEMPERATE-REGION MARL LAKES. GEOLOGY 23: 1031–1034 PP.
- EUGSTER H. P., (1980):** LAKE MAGADI, KENYA, AND ITS PRECURSORS. IN A. NISSENBAUM (ED.), HYPERSALINE BRINES AND EVAPORITIC ENVIRONMENTS. ELSEVIER, AMSTERDAM: 195-230 PP.

- EUGSTER H. P. AND HARDIE L. A., (1978):** SALINE LAKES. IN LAKES: CHEMISTRY, GEOLOGY, PHYSICS, SALINE LAKES, LERMAN A (ED.). SPRINGER: NEW YORK; 237–293 PP.
- FRENCH J.J., BUSBY M.W., (1974):** FLOOD HAZARD STUDY – 100 YEAR FLOOD STAGE FOR BALDWIN LAKE, SAN BERNARDINO COUNTY, CALIFORNIA. UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY WATER-RESOURCES INVESTIGATIONS: 26-74 PP.
- GANESHAM, R. AND PEDERSEN, T., (1998):** GLACIAL-INTERGLACIAL VARIABILITY IN UPWELLING AND BIOPRODUCTIVITY OFF NW MEXICO: IMPLICATIONS FOR QUATERNARY PALEOCLIMATE. PALEOCEANOGRAPHY 13, 634–645 PP.
- GANOPOLSKI, A. AND RAHMSTORF, S., (2001):** RAPID CHANGES OF GLACIAL CLIMATE SIMULATED IN A COUPLED CLIMATE MODEL. NATURE, 409: 153-158 PP.
- GARCÍA, E., (1973):** MODIFICACIONES AL SISTEMA DE CLASIFICACIÓN CLIMÁTICA DE KÖPPEN (PARA ADAPTARLO A LAS CONDICIONES DE LA REPÚBLICA MEXICANA). BOL. INST. DE GEOGR., UNAM, MEXICO, D.F., 246 PP.
- GIERLOWSKI-KORDESCH, E. H. AND KELTS, K., (2000):** LAKE BASINS THROUGH SPACE AND TIME. AAPG STUDIES IN GEOLOGY 46. ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS, TULSA, 648 PP.
- GONZALEZ-YAJIMOVICH O, DOUGLAS R. G. AND GORSLINE D. S. (2005):** THE PRESERVED CARBONATE RECORD IN HOLOCENE SEDIMENTS OF THE ALFONSO AND PESCADERO BASINS, GULF OF CALIFORNIA, MEXICO. PROCEEDINGS OF THE GEOLOGIST'S ASSOCIATION 116: 315–330 PP.
- GRIMM, C. E., WATTS, W. A., JACOBSON, G. L., HANSEN, C. S. B., ALQUIMIST, R. H. AND DIEFFENBACHER-KRALL, (2006):** EVIDENCE FOR WARM WET HEINRICH EVENTS IN FLORIDA. QUATERNARY SCIENCE REVIEWS 25, 2197-2211 PP.
- GROUSSET, F. E., PUJOL, C., LABEYRIE, L., AUFFRET, G. AND BOELAERT, A., (2000):** WERE THE NORTH ATLANTIC HEINRICH EVENTS TRIGGERED BY THE BEHAVIOR OF THE EUROPEAN ICE SHEETS? GEOLOGY, 28:123-126 PP.
- HALES JR., J. E., (1974):** SOUTHWESTERN UNITED STATES SUMMER MONSOON SOURCE-GULF OF MEXICO OR PACIFIC OCEAN. JOURNAL OF APPLIED METEOROLOGY 12, 331-342 PP.
- HARDIE, L. A., SMOOT, J. P., EUGSTER, H. P., (1978):** SALINE LAKES AND THEIR DEPOSITS: A SEDIMENTOLOGICAL APPROACH. IN: MATTER, A., TUCKER, M., (EDS.), MODERN AND ANCIENT LAKE SEDIMENTS. INTERNATIONAL ASSOCIATION OF SEDIMENTOLOGISTS, 7-41 PP
- HEMMING, S. R., (2009):** HEINRICH EVENTS. MASSIVE LATE PLEISTOCENE DETRITUS LAYERS OF THE NORTH ATLANTIC AND THEIR GLOBAL CLIMATES IMPRINT. REVIEW OF GEOPHYSICS 44 PP, RG1005.
- HEINRICH, H., (1988):** ORIGIN AND CONSEQUENCES OF CYCLIC ICERAFTHING IN THE NORTHEAST ATLANTIC OCEAN DURING THE PAST 130.000 YEARS. QUATERNARY RESEARCH, 29: 142-152 PP.
- HIGGINS, R. W., YAO, Y. AND WANG, X. L., (1997):** INFLUENCE OF THE NORTH AMERICAN MONSOON SYSTEM ON THE U.S. SUMMER PRECIPITATION REGIME. JOURNAL OF CLIMATE 10, 2, 600-2,622 PP.
- HOLMGREN C.A., NORRIS J, BETANCOURT J.L., (2006):** INFERENCES ABOUT WINTER TEMPERATURE AND SUMMER RAINS FROM THE LATE QUATERNARY RECORD OF C4 PERENNIAL GRASSES AND C3 DESERT SHRUBS IN THE NORTHERN CHIHUAHUA DESERT. JOURNAL OF QUATERNARY SCIENCE 22: 141–161 PP.
- HOLMGREN, C. A., PEÑALBA, M. C., RYLANDER, K. A. AND BETANCOURT, J. L., (2003):** A 16,000 14C YR BP PACKRAT MIDDEN SERIES FROM THE USA-MEXICO BORDERLANDS. QUATERNARY RESEARCH 60, 139-329 PP.
- IMBRIE J. AND IMBRIE J. Z., (1980):** MODELING THE CLIMATIC RESPONSE TO ORBITAL VARIATIONS. SCIENCE 207, 943-953 PP.
- JONES B. F., (1965):** HYDROLOGY AND MINERALOGY OF DEEP SPRINGS LAKE, INYO COUNTY, CALIFORNIA. U. S. GEOL. SURVEY PROF. PAPER 502-A, 56 PP.
- KIRBY, M. E., LUND, S. P. AND BIRD, B. W., (2006):** MID-WISCONSIN SEDIMENT RECORD FROM BALDWIN LAKE REVEALS HEMISPHERIC CLIMATE DYNAMICS (SOUTHERN CA, USA). PALEO GEOGRAPHIC, PALEOCLIMATOLOGY, PALAEOECOLOGY 241, 267-283 PP.

- KIRBY, M. E., LUND, S. P., PATTERSON, W. P., ANDRESON, M. A., BIRD, B. W., IVANOVICI, L., MONAREZ, P., NIELSEN, S., (2010): A HOLOCENE RECORD OF PACIFIC DECADAL OSCILLATION (PDO)-RELATED HYDROLOGIC VARIABILITY IN SOUTHERN CALIFORNIA (LAKE ELSINORE, CA). JOURNAL OF PALEOLIMNOLOGY 44, 819-839 pp.
- LATIF, M., (1998): DYNAMICS OF INTERDECADAL VARIABILITY IN COUPLED OCEAN-ATMOSPHERE MODELS: JOURNAL OF CLIMATE, 11, 602-624 pp.
- LAST, W. M., SMOL, J. P., (2001): TRACKING ENVIRONMENTAL CHANGE USING LAKE SEDIMENTS: PHYSICAL AND GEOCHEMICAL METHODS. KLUWER ACADEMIC PUBLISHERS, HOLLANDA, 2.
- LENG M. J. AND MARSHALL J. D., (2004): PALAEOCLIMATE INTERPRETATION OF STABLE ISOTOPE DATA FROM LAKE SEDIMENT ARCHIVES. QUATERNARY SCIENCE REVIEWS 23: 811-831pp.
- LOZANO-GARCIA, M. S., ORTEGA-GUERRERO, B. AND SOSA-NÁJERA, S., (2002): MID TO LATE WISCONSIN POLLEN RECORD OF SAN FELIPE BASIN, BAJA CALIFORNIA. QUATERNARY RESEARCH 58, 84-92 pp.
- LOZANO, R., BERNAL, J.P., (2005): CHARACTERIZATION OF A NEW SET OF EIGHT GEOCHEMICAL REFERENCE MATERIAL FOR XRF MAJOR AND TRACE ELEMENT ANALYSIS. REVISTA MEXICANA DE CIENCIAS GEOLÓGICAS 22, 329-344 pp.
- MACAYEAL, D. R., (1993): BINGE/PURGE OSCILLATIONS OF THE LAURENTIDE ICE SHEET AS A CAUSE OF THE NORTH ATLANTIC'S HEINRICH EVENTS. PALEOCEANOGRAPHY, 8: 775-784 pp.
- MANGILI C., PLESSEN B., AND WOLFF C., (2010): CLIMATIC IMPLICATIONS OF ANNUAL TO DECADAL RESOLUTION STABLE ISOTOPE DATA FROM CALCITE VARVES OF THE PIACETIC INTERGLACIAL LAKE RECORD, SOUTHERN ALPS. GLOBAL AND PLANETARY CHANGE 71: 168-174 pp.
- MACAULIFFE, J. R. AND VAN DEVENDER, T. R., (1998): A 22,000 YEAR RECORD OF VEGETATION CHANGE IN THE NORTH-CENTRAL SONORA DESERT. PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOGEOGRAPHY, PALAEOCLIMATOLOGY 141, 253-275 pp.
- MAYEWSKI, P. A., ROHLING, E. E., STAGER, J. C., KARLÉN, W., MAASCH, K. A., MEEKER, L. D., MEYERSON, E. A., GASSE, F., VAN KREVELD, S., HOLMGREN, K., LEE-THORP, J., ROSQVIST, G., RACK, F., STAUBWASSER, M., SCHNEIDER, R. R. AND STEIG, E. J., (2004): HOLOCENE CLIMATE VARIABILITY. QUATERNARY RESEARCH, 62: 243-255 pp.
- MCDOWELL, F. W. AND KEIZER, R. P., (1977): TIMING OF MID-TERTIARY VOLCANISM IN THE SIERRA MADRE OCCIDENTAL BETWEEN DURANGO CITY AND MAZATLAN, MEXICO. GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN, 88, 1479-1486 pp.
- MEES F, VERSCHUREN D, NIJS R., (1991). HOLOCENE EVOLUTION OF THE CRATER LAKE AT MALHA, NORTHWEST SUDAN. JOURNAL OF PALEOLIMNOLOGY 5: 227-253pp.
- METCALFE, S. E., BIMPSON, A., COURTICE, A. J., O'HARA, S. L. AND TAYLOR, D. M., (1997): CLIMATE CHANGE AT THE MONSOON/WESTERLY BOUNDARY IN THE NORTHERN MEXICO. JOURNAL OF PALEOLIMNOLOGY 17, 155-171 pp.
- METCALFE, S. E., O'HARA, S. L., CABALLERO, M. AND DAVIES, S. J., (2000): RECORDS OF LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE CLIMATIC CHANGE IN MEXICO—A REVIEW. QUATERNARY SCIENCE REVIEWS 19, 699-721 pp.
- METCALFE, S., SAY, A., BLACK, S., MCCULLOCH, R. AND O'HARA, S., (2002): WET CONDITIONS DURING THE LAST GLACIATION IN THE CHIHUAHUA DESERT, ALTA BABICORA BASIN, MEXICO. QUATERNARY RESEARCH 57, 91-101 pp.
- MEYERS, P. A., (1994): PRESERVATION OF ELEMENTAL AND ISOTOPIC SOURCE IDENTIFICATION OF SEDIMENTARY ORGANIC MATTER. CHEMICAL GEOLOGY 114, 289-302 pp.
- MOCK, C. J., (2007): ENCYCLOPEDIA OF QUATERNARY SCIENCE, UNIVERSITY OF SOUTH CALIFORNIA, COLUMBIA, USA.

- MURILLO DE NAVA, J. M, GORSLINE, D. S. GOODFRIEND, G. A., VLASOV, V. K. AND CRUZ-OROZCO, R., (1999):** EVIDENCE OF HOLOCENE CLIMATIC CHANGES FROM AEOLIAN DEPOSITS IN BAJA CALIFORNIA SOUTH, MÉXICO. QUATERNARY INTERNATIONAL 56, 141-154 PP.
- NIETO-SAMANIEGO, A. F., ALANIZ-ALVAREZ, S. A. AND CAMPRUBI I CANO, A., (2005):** LA MESA CENTRAL: ESTRATIGRAFIA, ESTRUCTURA Y EVOLUCION TECTONICA CENOZOICA. BOL. SOC. GEOL. MEXICANA, 57(3), 285-318 PP.
- ORTEGA-RAMÍREZ, J., (1995):** LOS PALEOAMBIENTES HOLOCÉNICOS DE LA LAGUNA DE BABICORA, CHIHUAHUA MÉXICO. GEOFÍSICA INTERNACIONAL 34, 107-116 PP.
- ORTEGA-GUERRERO, B. AND NEWTON, A. J., (1998):** GEOCHEMICAL CHARACTERIZATION OF LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE TEPHRA LAYERS FROM THE BASIN OF MÉXICO, CENTRAL MÉXICO. QUATERNARY INTERNATIONAL 50, 90-106 PP.
- ORTEGA-GUERRERO, B., CABALLERO-MIRANDA, M., LOZANO-GARCÍA, S. AND DE LA O VILLANUEVA, M., (1999):** PALAEOENVIRONMENTAL RECORD THE LAST 70,000 YR UN SAN FELEPE BASIN, SONORA DESERT MÉXICO: PRELIMINARY RESULT. GEOFISICA INTERNACIONAL 38, 153-163 PP.
- QUIROZ-JIMÉNEZ, D. J., (2012):** VARIABILIDAD CLIMÁTICA DE LOS ÚLTIMOS 80 KA CAL A.P. EN EL NORTE DE MÉXICO CON PROXIES GEOQUÍMICOS EN SEDIMENTOS LACUSTRES. TESIS DE MAESTRÍA, UNAM, 134 PP.
- PALACIOS-FEST, M., CARREÑO, A. L. ORTEGA-RAMIREZ, J. R. AND ALVARADO-VALDEZ, G., (2002):** A PALEOENVIRONMENTAL RECONSTRUCTION OF LAGUNA BABICORA, CHIHUAHUA, MÉXICO BASED ON OSTRACODE PALEOECOLOGY AND TRACE ELEMENT SHELL CHEMISTRY. JOURNAL OF PALEOLIMNOLOGY 27, 185-202 PP.
- PARKER, S. S., HAWES, J. T., COLUCCI, S. J. AND HAYDEN, B. P., (1989):** CLIMATOLOGY OF 500-MB CYCLONES AND ANTICYCLONS, 1950-1985. MONTHLY WEATHER REVIEW 117, 558-570 PP.
- PÉREZ-CRUZ, L., (2006):** CLIMATE AND OCEAN VARIABILITY DURING THE MIDDLE AND LATE HOLOCENE RECORDED IN LAMINATED SEDIMENTS FROM ALFONSO BASIN, GULF OF CALIFORNIA. QUATERNARY RESEARCH 65, 401-410 PP.
- PÉREZ-CRUZ, L., VILLAGRÁN DE LA CRUZ, G. E. AND GÓMEZ-LIZÁRRAGA, L. E., (2009):** RADIOLARIOS EN LOS SEDIMENTOS MARINOS DEL CUATERNARIO TARDÍO DEL GOLFO DE CALIFORNIA-PALEOCEANOGRAFÍA Y PALEOCLIMATOLOGÍA. MONOGRAFÍAS DEL INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM 15, 66 PP.
- POORE, R. Z., PAVICH, M. J. AND GRISSINO-MAYER, H. D., (2005):** RECORD OF THE NORTH AMERICAN SOUTHWEST MONSOON FROM GULF OF MEXICO SEDIMENT CORES. GEOLOGY 33, 3, 209-212 PP.
- RAHMSTORF, S., (2002):** OCEAN CIRCULATION AND CLIMATE DURING THE PAST 120,000 YEARS. NATURE. 419: 207-214 PP.
- REIMER, P. J., BAILLIE, M. G., 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., MC-CORMAC, F. G., MANNING, S. W., REIMER, R. W., RICHARDS, D. A., SOUTHON, J. R., TALAMO, S., TURNEY, C. S. M., VAN DER PLICHT, J. AND WEYHENMEYER, C. E., (2009):** INTCAL09 AND MARINE09 RADIOCARBONAGE CALIBRATION CURVES, 0–50,000 YEARS CAL BP. EN: RADIOCARBON. 51(4): 1111–50 PP.
- RIVERO-NAVARRETE, A., (2013):** ESTUDIO GEOQUÍMICO Y MAGNÉTICO DE LOS SEDIMENTOS HOLOCÉNICOS DEL PALEO-LAGO LAS CRUCES, SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO. TESIS DE LICENCIATURA, UNAM. 66 PP
- ROY, P. D., CABALLERO, M., LOZANO, R., ORTEGA, B., LOZANO, S., PI, T., ISRADE, I. AND MORTON, O., (2010):** GEOCHEMICAL RECORD OF LATE QUATERNARY PALEOCLIMATE FROM LACUSTRINE SEDIMENTS OF PALEO-LAKE SAN FELIPE, WESTERN SONORA DESERT, MÉXICO. JOURNAL OF SOUTH AMERICA EARTH SCIENCES 29, 586-596 PP.

- ROY P. D., JONATHAN, M. P., PÉREZ-CRUZ, L. L., SÁNCHEZ-CÓRDOBA, M. M., QUIROZ-JIMENEZ, J. D. AND ROMERO-MARTIN, F., (2012): A MILLENIAL SCALE LATE PLAEISTOCENE-HOLOCENE PALEOCLIMATIC REGISTER FROM WESTERN CHIHUAHUA DESERT, MÉXICO. *BOREAS* 10.1111/J.1502-3885.2012.00266.X.
- ROY, P. D., QUIROZ-JIMÉNEZ, D., PÉREZ-CRUZ, L., LOZANO-GARCÍA, S., METCALFE, S. E., LOZANO-SANTACRUZ, R., LÓPEZ-BALBIAUX, N., SÁNCHEZ-ZAVALA, J. L. AND ROMERO, F. (2013): 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*, 78, 342-354 PP.
- RUDDIMAN, W. F. AND MCINTYRE A., (1981): THE NORTH ATLANTIC OCEAN DURING THE LAST DEGLACIATION, *PALAEOEOGR. PALEOCLIMATOL. PALEOECOL.*, 35, 145-214 PP.
- SÁNCHEZ-CÓRDOVA, M. M., (2012): REGISTRO PALEOCLIMÁTICO DE LOS ÚLTIMOS 34,000 CAL. A.P., EN LA LAGUNA BABICORA, DESIERTO DE CHIHUAHUA (MÉXICO). TESIS DE MAESTRÍA, UNAM.
- SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO., (2009): CARTA GEOLÓGICO-MINERA, LÁZARO CÁRDENAS (RANCHO GRANDE), ZACATECAS, ESCALA 1: 50,000. F 13-B 37
- SEVERINGHAUS, J. P., SOWERS, T., BOOK, E. J., ALLEY, R. B. AND BENDER M. L., (1998): TIMING OF ABRUPT CLIMATE CHANGE AT THE END OF THE YOUNGER DRAYS INTERVAL FROM THERMALLY FRACTIONATED GASES IN POLAR ICE, *NATURE* 391, 141-146 PP.
- SCHMIDT, R. H. JR., (1983): CLIMATE AND THE CHIHUAHUA DESERT. IN E. CAMPOS-LOPEZ & R.J. ANDERSON (EDS) *NATURAL RESOURCES AND DEVELOPMENT IN ARID REGIONS*. WESTVIEW PRESS, BOULDER: 35-52 PP
- SCHÖNWIESE, C., (1995): KLIMAÄNDERUNGEN: DATEN, ANALYSEN, PROGNOSEN. SPRINGER, HEIDELBERG.
- STENSRUD, D.J., GALL, R.L., MULLEN, S.L. AND HOWARD, K.W., (1995): MODEL CLIMATOLOGY OF THE MEXICAN MONSOON. *JOURNAL OF CLIMATE*, 8, 1,775-1,794 PP.
- STUIVER M., (1970): OXYGEN AND CARBON ISOTOPE RATIOS OF FRESHWATER CARBONATES AS CLIMATIC INDICATORS. *J. GEOPHYS. RES.* 75: 5247-5257 PP.
- SVENSSON, A., ANDERSEN, K. K., BIGLER, B., H. B., DAHL-JENSEN, D., DAVIES, S. M., JOHNSEN, S. J., MUSCHELER, R., RASMUSSEN, S. O., RÖTHLISBERGER, R., STEDDENSEN, J. P., VINTHER, B. M., (2006): THE GREENLAND ICE CORE CHRONOLOGY 2005, 15-42 KA. PART 2: COMPARISON TO OTHER RECORDS. *QUATERNARY SCIENCE REVIEWS* 25, 3258-3267 PP.
- SWANSON, S. K., BAHR, J. M., SCHWAR, M. T., POTTER, K. W., (2001): TWO-WAY CLUSTER ANALYSIS OF GEOCHEMICAL DATA TO CONSTRAIN SPRING WATERS. *CHEMICAL GEOLOGY* 179, 73-91 PP.
- THOMSON, R. AND OLDFIELD, F., (1986): ENVIRONMENTAL MAGNETISM. ALLEN & UNWIN, LONDON.
- TIERCELIN J. J., A. VINCENS, C.E. BARTON, P. CARBONEL, J. CASANOVA, G. DELIBRIAS, F. GASSE, E. GROSDIDIER, J. P. HERBIN, A. Y. HUC, S. JARDINÉ, J. LE FOURNIER, F. MÉTIÉRES, R. B. OWEN, P. PAGÉ, C. PALACIOS, H. PAQUET, G. PÉNIGUEL, J.P. PEYPOUQUET, J.F. RAYNAUD, R.W. RENAUT, P. DE RENÉVILLE, J.P. RICHERT, R. RIFT, P. ROBERT, C. SEYVE, M. VANDENBROUCKE AND G. VIDAL, (1987): LE DEMI-GRABEN DE BARINGO-BOGORIA, RIFT GREGORY, KENYA. 30000 ANS D'HISTOIRE HYDROLOGIQUE ET SÉDIMENTAIRE. *BULL. CENTRES RECH. EXPLOR.-PROD. ELF-AQUITAINE* 11: 249-540PP.
- URIARTE, C. A., (2002): HISTORIA DEL CLIMA DE LA TIERRA 1A ED. SERVICIO CENTRAL DE PUBLICACIONES DEL GOBIERNO VASCO. ESPAÑA, 306 PP.
- URRUTIA FUCUGAUCHI, J., ORTEGA RAMÍREZ, J. AND CRUZ GATICA, R., (1997): ROCK MAGNETIC STUDY OF LATE PLEISTOCENE-HOLOCENE SEDIMENTS FROM THE BABICORA LACUSTRINE BASIN, CHIHUAHUA NORTHERN MÉXICO. *GEOFISICA INTERNACIONAL* 10, 77-86 PP.
- VAN DEVENDER, T. R., (1990): LATE QUATERNARY VEGETATION AND CLIMATE OF THE SONORA DESERT, UNITED STATES AND MEXICO. IN BETANCOURT, J.L., VAN DEVENDER, T.R., MARTIN, P.S.(EDS.), *PACKRAT MIDDENS: THE LAST 40,000 YEARS OF BIOTIC CHANGE*, UNIVERSITY OF ARIZONA PRESS, TUCSON, 104-133 PP.

- VALDEOLMILLOS, A., (2005):** REGISTRÓ PALEO-CLIMÁTICO Y PALEO-AMBIENTAL DE LOS ÚLTIMOS 350,00 AÑOS EN EL PARQUE NACIONAL DE LAS TABLAS DE DAIMIEL (CIUDAD REAL). TESIS DE DOCTORADO, UNIVERSIDAD DE ALCALÁ, ESPAÑA.
- WAGNER J.D.M., COLE J.E., BECK J.W., (2010):** MOISTURE VARIABILITY IN THE SOUTHWESTERN UNITED STATES LINKED TO ABRUPT GLACIAL CLIMATE CHANGE. NATURE GEOSCIENCE 3: 110–113 PP.
- WANNER, H., BEER, J., BUTIKOFER, J., CROWLEY, T. J., CUBASCH, U., FLUCKIGER, J., GOOSE, H., GROSJEAN, M., FORTUNAT, J., KAPLAN, J. O., KUTTEL, M., MULLER, S. A., PRENTICE, I. C., SOLOMINA, O., STOCKER, T. F., TARASOV, P., WAGNER, M. AND WIDMANN, M., (2008):** MID- TO LATE HOLOCENE CLIMATE CHANGE: AN OVERVIEW. QUATERNARY SCIENCE REVIEWS 27, 1791–1828 PP.
- YTA, M., (1992):** ETUDE GÉODYNAMIQUE ET METALLOGENIQUE D'UN SECTEUR DE LA " FAJA DE PLATA", MEXIQUE-LA ZONE DE ZACATECAS-FRANCISCO I. MADERO-SAUCITO: UNIVERSITÉ D'ORLEANS, PH.D. DISSERTATION, 266 PP.
- ZECCHIN, M., BARADELLO, L., BRANCOLINI, G., DONDA, F., RIZZETTO, F. AND TOSI, L., (2008):** SEQUENCE STRATIGRAPHY BASED ON HIGH-RESOLUTION SEISMIC PROFILES IN THE LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE DEPOSITS OF THE VENICE AREA, MARINE GEOLOGY 253, 185-198 PP.
- ZIC, M., NEGRINI, R. AND 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 PP.