



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA
GEOLOGIA AMBIENTAL

**EL HOLOCENO TARDÍO EN EL OCCIDENTE DE MÉXICO: EL
REGISTRO PALINOLÓGICO Y GEOQUÍMICO DEL LAGO CRATER
DE SANTA MARIA DEL ORO, NAYARIT.**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

MARÍA SUSANA SOSA NÁJERA

TUTOR

DRA. SOCORRO LOZANO GARCÍA.
INSTITUTO DE GEOLOGIA

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

DR. PRIYADARSI D. ROY.- INSTITUTO DE GEOLOGIA
DRA. MARGARITA CABALLERO M.- INSTITUTO DE GEOFISICA

MÉXICO, D. F. JUNIO DE 2013



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, al Programa PASPA y al Instituto de Geología por darme la oportunidad de continuar mi superación académica.

Agradezco al Proyecto MOLE (México-UK-USA) por su colaboración en la perforación de los núcleos. Al Limnological Research Center de la Universidad de Minnesota y a la Universidad de Southampton, Inglaterra por la realización de la documentación de los núcleos. A los proyectos DGPA IN 107902, IN220609, 203102, IN109202 y CONACyT G28528 por el apoyo financiero.

A mi tutora Dra. Socorro Lozano García por permitir mi superación académica, su confianza, apoyo, conocimiento, sugerencias y guía para la realización de ésta tesis.

A las Dras., Margarita Caballero y Beatriz Ortega por la documentación de los núcleos, por sus enseñanzas, su valiosa orientación, comentarios, sugerencias y amistad.

Al Dr. Priyadarsi D. Roy por sus enseñanzas en el camino de la geoquímica. Al Dr. Alexander Correa por guiarme en la parte estadística. Y a ambos por su amistad.

A los miembros del jurado Dr. Oswaldo Téllez, Dr. Lorenzo Vázquez, y la Dra. Blanca Figueroa por sus valiosas sugerencias y observaciones que enriquecieron la versión final de ésta tesis.

A los Licenciados en de computación (Rosario Flores Ramos, Fabricio Donjuan Sordel y Francisco Montaña Coahuilaz) por su apoyo en el soporte

técnico de la parte computacional. A las Licenciadas (María Elena Suárez y Ofelia Barrientos) por su apoyo en la obtención bibliográfica.

A todos los que de alguna u otra forma contribuyeron para la obtención de los núcleos, la obtención de muestras y diferentes tipos de análisis.

A Gloria Alva y Maria Luisa Reyes por su apoyo en la parte administrativa de los trámites del posgrado. A Maru Malagón por su apoyo en la parte administrativa en los trámites Instituto de Geología-Paspa.

De manera especial a mi familia quienes siempre me han apoyado en todos sentidos: Mis tías Elisa (quién no pudo ver culminado éste trabajo) y Carmen. Mis hermanos: Mary Cruz, Arcelia, José de Jesús y Alejandrina. A mis cuñados, César, Juan, Guadalupe y Ricardo. A mis sobrinos: Angélica, Juan, César, Rodrigo, José Carlos, Mariana, Gisela y Naomi.

A Antonio Altamira por su estímulo en mis momentos de desánimo y decaimiento. Por su apoyo incondicional, su amistad y su paciencia, sus consejos y su tiempo.

A Liseth Pérez quien me animó en los momentos de indecisión y preocupación.

A mis amigos y compañeros quienes me acompañaron en ésta aventura del doctorado.

Una disculpa a todos aquellos a quien no agradecí debidamente.

INDICE

Resúmen.....	11
Summary.....	14
1. Capítulo 1 Introducción.....	17
1.1. Introducción.....	17
1.2. Justificación.....	24
1.3. Preguntas científicas a responder.....	26
1.4. Objetivos.....	27
1.4.1 Objetivos particulares.....	28
1.5. Hipótesis.....	29
2 Capítulo 2 Antecedentes.....	31
2.1 Palinología: Lluvias de polen	31
2.1.1. Factores que modifican las lluvias de polen.....	32
2.1.2. Depositación polínica.....	35
2.1.3. Trampas de polen.....	37
2.2 Evidencias de cambios paleoambientales durante el Holoceno en México.....	39
2.2.1 Registros marinos, paleoecológicos, geoquímicos, anillos de árboles e históricos.....	40
2.2.1.1 Norte de México.....	40
2.2.1.1.a Registros Marinos.....	40
2.2.1.1.b Registros Paleoecológicos.....	44
2.2.1.1.c Registros Geoquímicos.....	45

2.2.1.1.d	Anillos de Árboles.....	46
2.2.1.2	Centro de México.....	48
2.2.1.2.b	Registros Paleoecológicos.....	48
2.2.1.2.c	Registros Geoquímicos.....	54
2.2.1.2.d	Anillos de Árboles.....	56
2.2.1.2.e	Registros Históricos.....	57
2.2.1.3	Península de Yucatán.....	59
2.2.1.3.c	Registros Geoquímicos.....	61
3	Capítulo 3 El Clima Actual de México.....	63
3.1	Temperatura.....	65
3.2	Orografía y sus efectos.....	66
3.3	Vientos.....	67
3.4	Tormentas Tropicales.....	68
3.5	Nortes.....	70
3.6	Monzón.....	70
3.7	Precipitación.....	73
3.7.1	Estaciones de humedad y sequía en México.....	73
3.8	Corrientes Marinas y sus efectos en el Clima de México.....	76
3.8.1	Giro del Atlántico Norte.....	78
3.8.2	Giro del Pacífico Norte.....	79
3.8.3	El Niño y la Oscilación del Sur (ENOS).....	79
3.8.3.1	Señal del Niño en Invierno.....	81
3.8.3.2	Señal de El Niño enVerano.....	83
4	Capítulo 4 Área de Estudio.....	87
4.1	Antecedentes.....	87
4.2	Localización y aspectos geológicos.....	87
4.3	El LSMO.....	89

4.4 Aspectos limnológicos.....	91
4.5 Clima.....	94
4.6 Vegetación.....	98
4.6.1 Bosque Tropical Caducifolio (BTC).....	99
4.6.2 Bosque Tropical Caducifolio con <i>Brosimum alicastrum</i>	101
4.6.3 Bosque Tropical Subcaducifolio (BTSC).....	101
4.6.4 Bosque Tropical de <i>Quercus</i> (BQ).....	102
4.6.5 Bosque Mesófilo (BM).....	104
4.6.6 Bosques mixtos de <i>Pinus</i> y <i>Quercus</i>	107
4.7 Aspectos Arqueológicos.....	108
4.7.1 El Formativo temprano y medio (2000-300 aC).....	108
4.7.2 Formativo tardío y Clásico (300 aC-500/600 dC).....	109
4.7.3 Periodo Epiclásico (500/600-900 dC).....	110
4.7.4 El Horizonte Posclásico (900-1552).....	111
4.7.5 Ocupación Española.....	112
5 Capítulo 5 Metodología.....	113
5.1 Métodos de Campo.....	113
5.1.1 Núcleo Litoral (NL).....	113
5.1.2 Núcleo Central (NC).....	107
5.1.3 Trampas de sedimento y dragas.....	114
5.2 Método de Gabinete.....	115
5.2.1 Documentación de las secuencias.....	116
5.2.2 Susceptibilidad Magnética.....	116
5.2.3 Análisis multi-elemental.....	119
5.2.4 Fechamiento.....	119
5.2.5 Procesamiento de muestras para la extracción de palinomorfos.....	121
5.3 Análisis palinológico.....	122
5.3.1 Diagramas polínicos.....	123

5.4	Análisis estadísticos de datos geoquímicos y palinológicos.....	125
5.4.1	Regresión lineal de datos de fluorescencia y concentración elemental	125
5.4.2	Coniss: Análisis de agrupamiento aglomerativo y jerárquico estratigráficamente restringido.....	126
5.4.3	Análisis de correspondencia sin tendencia (DCA) y Distancia ecológica.....	127
5.4.4	Tasa de cambio.....	127
5.4.5	Comparación múltiple de medias (Prueba de Tukey).....	128
5.4.6	Análogos modernos.....	129
5.4.7	Regresión LOESS.....	130

6 Capítulo 6 Resultados

6.1	Secuencias sedimentarias: estratigrafía, cronología y datos geoquímicos.....	132
6.1.1	Núcleo Litoral (NL).....	132
6.1.1.1	Cronología.....	132
6.1.1.2	Registro magnético y geoquímico.....	134
6.1.2	Núcleo Central (NC).....	137
6.1.2.1	Cronología.....	137
6.1.2.2	Registro magnético y geoquímico.....	140
6.1.2.2.a	Registro geoquímico.....	140
6.2	Análisis espectral.....	146
6.3	Análisis palinológico.....	146
6.3.1	Zonación polínica.....	148
6.3.1.1	Núcleo Litoral (NL).....	150
6.3.1.2	Núcleo Central (NC).....	155
6.4	Trampas de sedimentos y dragas.....	158
6.5	Análisis estadísticos.....	162
6.5.1	Análisis de correspondencia sin tendencia (DCA) en el NL y NC.....	162

6.5.2	Cambio ecológico.....	165
6.5.3	Prueba de Tukey.....	167
6.5.4	Análogos modernos.....	170
6.5.5	Regresión LOESS.....	171
7	Capítulo 7 Discusión.....	173
7.1	EL REGISTRO GEOQUÍMICO.....	173
7.1.1	Cambios hidrológicos.....	173
7.2	EL REGISTRO PALINOLÓGICO.....	178
7.2.1	Evolución de la vegetación.....	178
7.3	Registro de sequías históricas.....	198
7.4	Algunos aspectos climáticos.....	201
7.5	Variabilidad climática en el LSMO.....	203
7.6	Ciclicidad y actividad solar.....	210
8	Capítulo 8 Conclusiones.....	214
	Bibliografía.....	218

INDICE DE FIGURAS Y TABLAS

Capítulo 2

Figura 1 Mapa de sitios mencionados en el texto.....	55
--	----

Capítulo 3

Figura 2 Zonas variación anual de la temperatura.....	66
Figura 3 Modificadores del clima.....	69
Figura 4 Corrientes oceánicas frías	77
Figura 5 Corrientes marinas que afectan a México.....	78

Capítulo 4

Figura 6 Mapa de la porción occidental de México. Localización del sitio de estudio.....	90
Figura 7 Mapa de batimetría del LSMO.....	91
Figura 8 Mapa de precipitación media anual del LSMO. (Téllez 2009).....	95
Figura 9 Mapa de temperatura media anual del LSMO (Téllez 2009).....	96
Figura 10 Datos del SMN de 1971-2000.....	97
Figura 11 Vista del lago durante la época de lluvias y la época de secas.....	99

Capítulo 5 Metodología

Figura 12 Extracción del núcleo litoral en el LSMO.....	114
Figura 13 Extracción del núcleo de la parte central del LSMO	115
Figura 14. Trampas de sedimento del lago litoral central.....	116
Figura 15 Núcleo litoral.....	118
Figura 16 Documentación de los núcleos (LRC).....	118

Capítulo 6 Resultados

Figura 17 Fotografía de la secuencia NL del LSMO,	133
Figura 18 Modelo de edad para el NL.....	134
Figura 19 NL. Datos de SM, %Ti y % Ca. Periodos secos y húmedos.	136
Figura 20 Secuencia NC del LSMO.....	138
Figura 21 Modelo de edad para el NC	139
Figura 22 Correlación de intensidad/porcentaje entre elementos.....	141
Figura 23 Relación Ti/Ca.	142
Figura 24 NC. Datos de SM, % Ti y %Ca.Periodos secos y húmedos.....	144
Figura 25 Diagrama de ondeleta en el % de Ti con diferentes periodicidades.....	147
Figura 26 Diagrama polínico regional NL.....	153
Figura 27 Diagrama polínico Local NL.....	154
Figura 28 Diagrama polínico regional NC.....	159

Figura 29 Diagrama polínico Local NC.....	160
Figura30 Diagrama de lluvia de polen dragas y trampas.....	162
Figura 31 DCA de especies NL y NC.....	163
Figura 32 DCA estratigráfico	165
Figura 33Diagramas de cambio ecológico y tasa de cambio. NLy NC cada 100 años.....	166
Figura 34 Análisis de Tukey; comparación entre dragas y trampas.....	168
Figura 35 Análogos modernos. NL y NC.....	170
Figura36 Regresión Loess en función del porcentaje de Titanio.....	172
Figura37Regresión Loess en función del porcentaje de Calcio.....	172
Figura 38Diagrama sintético regional NC y NL.....	186
Figura 39. Diagrama de Ti con sequías históricas.....	200
Figura 40Comparación del%Ti del LSMO, cuenca el Cariaco y Laguna Pallcacocha.....	206

TABLAS

Capítulo 6 Resultados

Tabla I. Fechas de radiocarbono NL.....	134
Tabla II. Fechas de radiocarbono NC.....	139
Tabla III Periodos máximos, mínimos y promedios de Ti, Ca y SM.....	143
Tabla IV Lista de Taxa según su hábito y ecología.....	149
Tabla V Conteos de los taxa encontrados en las dragas y trampas.....	161
Tabla VI Taxa significativos para la prueba de Tukey.....	169

RESUMEN

A través del análisis combinado del registro palinológico y del registro geoquímico de alta resolución de dos secuencias lacustres del Lago Santa María del Oro (LSMO), Nayarit, se infieren los cambios ambientales, climáticos y la historia de la vegetación durante el Holoceno tardío. Se obtuvieron dos secuencias de sedimentos lacustres, una en la zona litoral del lago, bajo un tirante de agua de 12 m y otra en la zona central del mismo, a 60 m de profundidad. Los sedimentos del núcleo litoral (NL) se caracterizan por presentar alternancia de arenas, arenas limosas, limos, limos arenosos, arcillas y turba, abarcando los últimos 2500 años con base en fechas de radiocarbono. La secuencia central (NC) presenta capas de limos masivos o gradados, limos calcáreos, limos verdes, rojos, cafés, lodos blancos carbonatados y capas de turba. Las fechas de radiocarbono indican que esta secuencia abarca los últimos 4500 años. El análisis de elementos mayores y traza del NC se llevó a cabo con un escáner de fluorescencia de rayos X (ITRAX) y los datos de intensidad se transformaron a concentración. A partir de la regresión lineal de los datos de intensidad vs. concentración se seleccionaron los elementos que presentaron alta correlación como son Titanio (Ti) y Calcio (Ca). El resultado de los análisis estadísticos (Tukey y Loess) de los conjuntos de polen depositados en trampas y dragas del lago, demuestra que las proporciones de los tipos de polen en las dragas y las trampas son similares, reflejando la composición de las comunidades que se establecen en la cuenca y son utilizados para la reconstrucción de la vegetación del Holoceno tardío. El registro palinológico de las secuencias NL y NC se estudia a través del análisis de agrupamiento (CONISS), de correspondencia sin tendencia (DCA), y se calculan el cambio ecológico y las tasas de cambio. Con el cálculo de coeficientes de disimilitud entre cada muestra fósil y cada muestra moderna se identificaron niveles de analogía y se presentan análogos modernos de la paleo-vegetación.

El modelo de cambio ambiental para los últimos 4000 años se estableció con base en las variaciones en Ti, Ca y susceptibilidad magnética (SM) y los datos de paleo-vegetación se enmarcan dentro de este modelo. De 4000 a 3500 cal aP valores bajos y variables de Ti, indican condiciones secas con la presencia de bosques de encino (BQ) además de evidencias de eventos de fuego intenso utilizando las macropartículas de carbón. De 3500 a 3100 cal aP hay un incremento en los valores de Ti, indicando condiciones húmedas, con el aumento del bosque tropical subcaducifolio (BTSC) y del bosque mesófilo (BM). De 3100 a 2050 años cal aP se reduce la precipitación, se registran los porcentajes más altos de pastos y un incremento en las partículas de carbón aunque hay datos que indican variabilidad climática. De 2050 a los 1750 cal aP, vuelven las condiciones húmedas con incremento en Ti y de SM, se establecen el BTSC y el BM. De 1750 a 1000 cal aP, se registran los valores más bajos de Ti y los valores más altos de Ca apuntando a ambientes cálido-secos, se expanden el BQ y los pastizales al tiempo que se incrementan las partículas de carbón, señal de paleofuegos. De 1000 a 120 cal aP, el registro mostró un ligero incremento en los valores promedio de Ti sugiriendo el retorno a condiciones húmedas, las comunidades dominantes fueron el BTSC y el BM. Se observó un incremento importante de las partículas de carbón así como en la SM, que pueden estar asociados a la aparición de polen de maíz a partir de los 850 años cal aP. Para los últimos 120 años hay condiciones cálidas donde Ti y SM se reducen y los valores de Ca se incrementan presentándose un mosaico complejo de comunidades con el BQ, el BTC, el BTSC y el BM. Los datos palinológicos documentan cómo las comunidades pasadas en LSMO responden a la variabilidad ambiental presentando similitud con la vegetación moderna solo en algunos periodos.

En ciertos intervalos de la secuencia, la periodicidad solar fue evidente con base en el análisis wevelet de la concentración de Ti. Así, el ciclo de 40 a 60 años está presente de 800 a 1050 dC; el de 80 a 120 durante 1300 a 1000 aC; y el ciclo de 200 años se

presentó de manera conspicua de 400 aC a 200 dC. Condiciones secas se documentan durante el Clásico, desde los 250 hasta 1000 dC, con sequías más severas entre 600 y 900 dC, que correlacionan con la Sequía Maya. Para el periodo del Cálido Medieval (CM) (1000-1300 dC), hay un incremento en la humedad y durante la Pequeña Edad de Hielo (PEH) se establecen condiciones más húmedas. Durante la PEH hubo un desplazamiento al sur en la posición promedio de la ZITC y el Monzón Mexicano llegó a latitudes menores acarreado mayor precipitación durante el verano a la zona de LSMO; durante los meses de Monzón la precipitación excede la evaporación en LSMO, por lo cual el clima durante la PEH fue más húmedo que durante el CM. El Niño Oscilación del Sur (ENOS) es otro factor que impacta la precipitación en el LSMO debilitando el Monzón y reduciendo la humedad.

El registro de Ti en el LSMO documenta la ocurrencia de sequías históricas que se correlacionan con las previamente establecidas a través de otros indicadores en otras regiones de Mexico, por lo que es posible considerar al Ti como un indicador de cambios hidrológicos. Los resultados de esta investigación permiten ampliar el registro de sequías históricas documentadas para la zona central y norte de México hasta la porción centro-occidental, estos datos son relevantes ya que pueden ser utilizados para las predicciones de los efectos del cambio climático.

Summary

Two lacustrine sedimentary sequences from Lake Santa Maria del Oro (Nayarit) were analyzed for pollen and geochemistry in order to infer climate and vegetation history during the late Holocene in the region. Whereas one of the sequences was retrieved from the littoral zone of the lake under a water depth of 12 m, the other was from the central area at a depth of 60 m. The littoral sediment core (NL) was characterized by alternating sands, silty sands, silts, sandy silts, clays and peat, and spanned the last 2,500 years based on radiocarbon dates. The central core sedimentary sequence (NC) was composed of massive silt layers or graded, calcareous silt, green silts, red, brown, white carbonate mud and peat layers. Radiocarbon dates indicate that the latter sequence spanned the last 4500 years. Major and trace elements analyses of NC was carried out with X-ray fluorescence scanner (ITRAX) and intensity data were converted to concentration. From linear regressions of intensity vs. concentration data, elements showing high correlation, such as Titanium (Ti) and Calcium (Ca) were selected for the paleoenvironmental reconstructions. Statistical analyses (Tukey and LOESS) performed on modern pollen data derived from sediment traps and dredges deposited in the lake, showed that the proportions of the types of pollen in the dredges and traps were similar. Thus, independently of the coring location, pollen does reflect the composition of communities established in the basin, and therefore provides important elements for reconstructing late Holocene vegetation. By calculating dissimilarity coefficients between modern and fossil pollen samples, the degree of analogy of past vegetation with respect to present was evaluated. The palynological records of NL and NC sequences were analyzed through constrained cluster (CONISS), Detrended Correspondence Analysis (DCA), and derived measures of ecological change and its associated rates.

The environmental variability during the last 4000 years was reconstructed based on variations in Ti, Ca, magnetic susceptibility (MS), and paleo-vegetation. From 4000 to

3500 cal yrs BP, low and variable values of Ti indicated dry conditions, with a vegetation dominated by oak (OF) and high counts of charcoal particles suggesting intense and frequent fire events. From 3500 to 3100 cal yrs BP, there was an increase in the values of Ti, indicating wetter conditions with increased tropical semi-deciduous forest (TSDF) and cloud forest (CF). From 3100 to 2050 cal yrs BP a reduction of rainfall was evidenced by the highest percentages of grasses and an increase in charcoal particles, although there were also signs of climatic variability. From 2050 to 1750 cal yrs BP, the region became wet as suggested by increased Ti and MS, accompanied by pollen assemblages that suggest the dominance of TSDF and the CF. From 1750 to 1000 cal yrs BP, the lowest values of Ti occurred and were concurrent with high Ca concentration, expansion of OF and grasslands, and increases of charcoal, pointing to warm and dry environments. From 1000 to 120 cal BP, the record showed a slight increase in the average values of Ti suggesting a return to wet conditions, with dominance of pollen assemblages that suggested TSDF and the CF. From 850 cal yr BP, a significant increase in charcoal and MS could be associated with the emergence of maize pollen, clearly indicating intense human activity. During the last 120 years sediments were characterized by reduced Ti and SM and high Ca values, with pollen suggesting a complex mosaic of communities with the OF, the TDF, the TSDF and the CF. With respect to modern vegetation cover, palynological data showed that past communities in LSMO responded to environmental variability and were similar to modern vegetation only during some periods.

At certain time intervals of the sequence, solar periodicity seems to have been picked up by wavelet analysis of Ti concentration. Thus, the 40-to-60-yr solar cycle was present between 800 and 1050 AD, the 80-to-120 during 1300-1000BC, and the 200-year cycle was conspicuously present from 400 BC to 200 AD. Dry conditions were dominant during the Classic Maya, from 250-1000 AD, with more severe droughts between 600 and 900 AD, which correlate with the Maya Drought. During the Medieval Warm Period (MWP) (AD

1000-1300 AD), there was an increase in humidity followed by wetter conditions associated with the Little Ice Age (LIA). During the LIA, there was a southward shift in the average position of the ZITC, and the Mexican Monsoon reached lower latitudes carrying greater precipitation during the summer in LSMO area. During the months of monsoon rainfall exceeds evaporation in LSMO, so it is reasonable to assume that during the LIA climate was wetter than during the CM. El Niño-Southern Oscillation (ENSO) was probably another factor that impacted precipitation in LSMO weakening the monsoon and reducing humidity.

The record of Ti in the LSMO documents the historical drought occurrence and correlates with findings that have been reported for other regions of Mexico. In fact, the results of this research extend the documented historical drought record for central and northern Mexico, and provide key elements to understand the climate of the west-central portion of the country.

Capítulo 1 Introducción

En las últimas décadas se ha observado con preocupación la modificación o cambio del clima, ya que este fenómeno ha traído sequías, desertización y/o inundaciones en amplias regiones del mundo. Organismos internacionales como el *Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*, la *World Meteorological Organization (WMO)* y el *United Nations Environment Programme (UNEP)* son grupos preocupados por analizar la información científica, técnica y socioeconómica relevante relativa al cambio climático

Se denomina cambio climático a la modificación del clima con respecto al historial climático a una escala global o regional. Tales cambios se producen a muy diversas escalas de tiempo sobre todo en los parámetros meteorológicos: temperatura, presión atmosférica, precipitación, nubosidad, etc. El calentamiento global es un término utilizado para referirse al fenómeno de aumento de la temperatura media global, de la atmósfera terrestre y de los océanos.

A lo largo de la historia, el clima ha cambiado tanto espacial como temporalmente y sus fluctuaciones se consideran como fuente principal de variabilidad del entorno en el cual los organismos evolucionan, esto es porque el clima no solamente actúa en forma directa por ejemplo sobre las plantas, sino en procesos como la formación del suelo, en la distribución de organismos, micro-organismos y comunidades entre otros factores. Pero la distribución geográfica de las comunidades no presenta correlaciones sencillas con el clima, por lo cual es

necesario recurrir también a elementos como la geología, la fisiografía, la hidrología, etc. (Rzedowski, 2006).

Los factores que determinan el clima de una zona son: la posición latitudinal, la posición continental referente a la línea de costa, la altitud sobre el nivel del mar y la localización en relación a los principales componentes de la circulación atmosférica general como son las celdas de alta y baja presión, que determinan el movimiento de las diferentes masas de aire y su interacción con los océanos (García, 1989).

De manera general las masas de aire que determinan el clima en el país y por ende en el centro de México son las celdas de alta presión subtropical del Atlántico (Bermudas-Azores) y del Pacífico, así como la Zona de Convergencia Inter-Tropical (ZITC) de bajas presiones. Para la mayor parte del territorio nacional, las lluvias ocurren principalmente durante el verano, cuando la ZITC se encuentra localizada en su posición más norteña y los vientos alisios recogen humedad del Golfo de México llevándola hacia la zona continental. En el invierno la ZITC se desplaza hacia el sur y se establecen condiciones secas en la mayor parte del país. Solamente en el extremo noroeste, cuando los vientos del oeste se mueven hacia latitudes bajas, ocurren lluvias invernales en esa zona. Otra fuente importante de humedad además de las lluvias de verano, son las tormentas tropicales que ocurren tanto en el Pacífico como en el Golfo de México y el Caribe. Durante el invierno, los denominados “Nortes”, vientos fríos provenientes del frente polar son importantes portadores de precipitación a la región este de México. Este tema es de gran relevancia, ya que los diversos factores, tanto naturales (erupciones volcánicas, glaciaciones, El Niño, etc.), como antropogénicas

(contaminación, asentamientos urbanos, etc.), a lo largo del tiempo han influido e influyen en las condiciones del clima.

Los patrones de distribución atmosférica se modificaron durante los ciclos glaciales/interglaciales, produciendo cambios en las temperaturas y en las fuentes de humedad, tanto en cantidad, como en la estacionalidad de las mismas. Estas oscilaciones afectaron a la vegetación de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), causando cambios significativos en la distribución de la vegetación.

Con base a los datos “paleo” (polen, plantas microfósiles, diatomeas y otros organismos fósiles) y los modelos de circulación atmosférica se han elaborado mapas reconstruyendo los patrones de circulación. Por ejemplo, para el último máximo glacial (entre 22000 y 18000 años aP), en particular para América del Norte, se documenta una disminución de la humedad de verano debido al desplazamiento al sur de los vientos alisios y los vientos del oeste, causando en México disminución entre el 40 y 50% en la precipitación de verano y aumento de la humedad invernal, particularmente para la zona occidental de México (Bradbury, 1997).

Los efectos causados por los cambios climáticos pasados han quedado grabados en el registro estratigráfico. El estudio de las secuencias sedimentarias permite conocer las variaciones ambientales del pasado, lo cual es de gran importancia para inferir los posibles cambios climáticos en el futuro.

Uno de los objetivos de la investigación paleoclimática es la caracterización de la variabilidad climática natural en diferentes escalas temporales que van desde la anual hasta la milenaria. En estos términos, los paleoclimatólogos no poseen ni trabajan con datos medidos instrumentalmente, sino que utilizan datos

denominados “proxy” o Indicadores de Cambio Ambiental (ICA) para inferir como fueron las condiciones climáticas en el pasado y los procesos de cambio de las mismas. Los ICA son registros de diversos organismos fósiles (polen, diatomeas, ostrácodos, etc.) y registros de las características de los sedimentos (isótopos, propiedades magnéticas, geoquímica de los sedimentos, etc.).

Dada la complejidad de la respuesta de los ecosistemas a los cambios ambientales, es necesario analizar varios de estos indicadores para poder reconstruir tanto la respuesta de los organismos como la de los ecosistemas a estudiar. En las zonas continentales, los mejores registros proxy se encuentran en el fondo de los lagos; ya que los sistemas lacustres actúan como trampas donde se depositan de manera continua limos, arcillas, restos de organismos, cenizas volcánicas, granos de polen, esporas, organismos que viven en el cuerpo de agua, etc. Por consiguiente, el análisis de los distintos indicadores de sedimentos lacustres, pueden ser utilizados para identificar los efectos de las fluctuaciones ambientales a través del tiempo, proporcionando información valiosa sobre condiciones pasadas, aportando datos sobre procesos de erosión, paleo-incendios, cambios climáticos, historia de la vegetación, cambios limnológicos (profundidad del cuerpo de agua, composición iónica) y cambios en el uso de suelo (deforestación, agricultura), etc.

El clima tiene un efecto directo en el balance entre la precipitación y la evaporación (P/E) y en consecuencia en la concentración de la salinidad de los lagos. Así el cambio climático puede causar en un cuerpo lacustre un incremento general en salinidad, con descenso en el nivel de agua, o un incremento en el nivel de agua y un decremento en la salinidad. La relativa baja salinidad de los

lagos ha influido considerablemente en la distribución de la biota y en la larga historia evolutiva de las adaptaciones fisiológicas; por lo tanto, la concentración proporcionada de cationes y aniones influye en el metabolismo de muchos organismos, especialmente algas y macrofitas, así como en su concentración absoluta. Factores que influyan en la disponibilidad desproporcionada de algunos cationes con respecto a otros, pueden estacionalmente afectar de forma indirecta a la población y a sus procesos como la sucesión y la productividad. En suma la geoquímica de los sedimentos lacustres es controlada por procesos como: productividad del lago y transporte de materiales al mismo (Wetzel, 1975; Street Perrot y Harrison, 1985).

En los sedimentos lacustres se depositan proxy biológicos como: polen, diatomeas y ostrácodos, entre otros, pero predomina el material inorgánico, en el que también se depositan proxy no biológicos como: geoquímica de elementos mayores y traza, susceptibilidad magnética, resistividad eléctrica, entre otros, los cuales pueden ser cuantificados para realizar una reconstrucción paleoambiental mas precisa, debido a que se puede determinar la concentración de elementos químicos basados en la concentración de elementos totales, permite describir y cuantificar la composición elemental de los sedimentos y entender la interacción entre las diferentes partes del ambiente (Boyle, 2001). También para describir el componente inorgánico de los sedimentos lacustres, es necesario caracterizar y conocer la composición mineralógica de los mismos, conocer su origen, el tipo de transporte y las condiciones climáticas e hidrológicas de la cuenca a estudiar (Last, 2001).

La FVTM representa un arco magmático continental que inicia su formación hace aproximadamente 19 millones de años (Ma). La dirección general es transversal, de Veracruz (Golfo de México) hasta Nayarit (Océano Pacífico), ubicada sobre la franja latitudinal de 19° - 22° N. Se extiende más de 1200 km de largo y de 20-150 km de ancho. Gómez-Tuena y cols. (2005) plantean que la evolución geológica de la FVTM ocurrió en cuatro episodios: el arco del Mioceno medio y tardío (entre 19 y 11 Ma); el episodio máfico del Mioceno tardío (de 11 a 6.5 Ma); el vulcanismo silíceo de finales del Mioceno y el vulcanismo del Plioceno temprano (6.5 a 3.6 Ma); y el vulcanismo andesítico-basáltico del Plioceno tardío-Cuaternario (últimos 3.6 Ma). El desarrollo de la FVTM fue paulatino, abarcando alrededor de 15 Ma. La evolución de la Faja ocasionó cambios fisiográficos considerables ligados al levantamiento de importantes áreas y/o la construcción de grandes elevaciones. Durante el último millón de años, se formaron algunos de los estratovolcanes, esta actividad volcánica, como la tectónica contemporánea, desarrollaron cuencas lacustres donde se depositaron sedimentos de espesores variables con restos de organismos contemporáneos durante distintos periodos de tiempo. Dentro de los factores que tuvieron impacto en la vegetación durante el periodo de evolución de la FVTM, además de la propia actividad volcánica y tectónica están, el cambio en la circulación climática global y el cambio fisiográfico, que combinados, modificaron la distribución de la precipitación, los sistemas hídricos, el desarrollo de suelos y los patrones de vientos entre otros en el centro de México. A este respecto, los estudios palinológicos del Cuaternario muestran ejemplos claros de lo dinámico que puede ser la evolución del medio físico y de los organismos, en forma tal que la interpretación de su interacción en cada

momento histórico es complicada y para México, parece presentarse como un mosaico variado controlado por factores climáticos y no climáticos.

El área de la Palinología más ampliamente desarrollada es el estudio de palinomorfos en sedimentos cuaternarios para reconstruir la historia de la vegetación. Dentro de las disciplinas que se conjugan en el estudio y reconstrucción paleoambiental, ésta rama suele constituir la columna vertebral. Hay varias razones por las cuales el polen y las esporas son buenos indicadores de condiciones del pasado: a) su buena preservación, ya que se preservan mucho más fácilmente que otras partes de las plantas, debido a la complejidad estructural de su pared, que los hace resistentes tanto a medios ácidos como alcalinos y a temperaturas altas (Faegri e Iversen, 1989); b) son muy abundantes en los sedimentos, encontrándose por miles en las muestras que se estudian y c) proveen información sobre el cambio y abundancia de ciertos taxa en el sitio de depositación. Cuando se considera el conjunto total de granos de polen de una muestra de sedimento, se obtienen datos que permiten reconstruir las comunidades de plantas en el pasado.

Los estudios que se han realizado en depósitos modernos (suelos, superficies de lagos, etc.), muestran que existe una buena correlación entre las lluvias polínicas modernas y las lluvias de polen fósil, permitiendo establecer un cambio ambiental más preciso, debido a que los géneros dominantes en un determinado tipo de vegetación están bien representados por sus granos de polen en los espectros polínicos correspondientes (Palacios-Chávez, 1977; Tovar-González, 1987)

El fuego es uno de los factores que influye también en la vegetación en escalas de decenas a cientos de años. El fuego es de gran interés porque puede causar efecto en grandes áreas en un corto periodo de tiempo; además puede ocurrir naturalmente o como resultado de la actividad humana. Una proporción de partículas de carbón es llevada por aire y otra por agua a los lagos, donde se sedimentan y se preservan, es así que pueden revelar información acerca de paleo-incendios y de la historia de la vegetación.

El análisis geoquímico de los sedimentos ha jugado en las últimas décadas, un papel central en paleolimnología como un campo de investigación. Este análisis permite la estimación cuantitativa y cualitativa de los elementos contenidos en los sedimentos lacustres; describe y evalúa los cambios en los parámetros ambientales durante el proceso de depositación y contribuye a entender la interacción entre los procesos ambientales (Boyle, 2000; 2001). Por lo que los métodos geoquímicos pueden ofrecer evidencias de las variaciones en el aporte de humedad en dichas cuencas cerradas.

1.2 Justificación

Actualmente, el paisaje está cambiando rápidamente asociado al impacto de las actividades humanas y al cambio climático (Caballero *et al.*, 1997b, 2002, 2006; Davies *et al.*, 2004; Goman y Byrne, 1998; Lozano-García, 1996, Lozano-García *et al.*, 2007, Lozano-García y Xelhuantzi-López, 1997, Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998, Petrequin *et al.*, 1994). Las proyecciones del IPCC para el

cambio climático sugieren un aumento en la temperatura de aire superficial global de 0.2 °C por década (Gates *et al.*, 1992). Probablemente aumentará aproximadamente 1 °C a 3 °C por la mitad del siglo XXI y alrededor de 2 °C a 5 °C a finales del mismo (IPCC, 2012). Esto afectará de manera importante a las comunidades vegetales con un aumento en la pérdida de la biodiversidad impactando a la sociedad. El estudio de secuencias sedimentarias lacustres en el centro de México ha aportado información sobre los cambios ambientales en el pasado, en particular los últimos 50000 años, ofreciendo una perspectiva temporal más amplia del cambio climático (Lozano-García *et al.*, 1993; 2005; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1994, 1998; Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 1994, 1995; Caballero-Miranda, 1995, 1997; Caballero-Miranda *et al.*, 1999, 2002; Bradbury, 2000; Ortega-Guerrero *et al.*, 2002). Sin embargo, para el centro de México las evidencias de cambios ambientales de los últimos 4000 años han sido difíciles de establecer a través del análisis paleo-ecológico, ya que los registros obtenidos no son de alta resolución y se ha reportado que existe alteración de los registros por la misma actividad humana. También, entre los factores que han afectado a los registros del Holoceno tardío destaca la actividad volcánica, además de las dificultades inherentes de los propios indicadores ambientales (Leng *et al.*, 2005; Lozano-García y Xelhuantzi-López, 1997). Problemas similares se han encontrado en los registros continentales del noroeste del país.

Es así que para detectar los cambios ocurridos durante el Holoceno una herramienta es el uso por una parte de indicadores biológicos tales como el registro palinológico en secuencias sedimentarias, el cual permite reconstruir la historia de la vegetación y los cambios en la composición de las comunidades

vegetales en respuesta a la variabilidad climática. Otra herramienta importante es el análisis geoquímico de sedimentos lacustres el cual permite la estimación cuantitativa y cualitativa de los elementos contenidos en estos. Describiendo y evaluando los cambios en los parámetros ambientales durante el proceso de depositación contribuyendo a entender la interacción entre los procesos ambientales (Boyle, 2000; 2001). Por lo que los métodos geoquímicos pueden ofrecer evidencias de las variaciones en el aporte de humedad en el caso de cuencas cerradas. La combinación de análisis de proxies biológicos (palinomorfos) y no biológicos (geoquímica) en las secuencias sedimentarias del Holoceno tardío del Lago de Santa María del Oro (LSMO), permitirá establecer la variabilidad ambiental y la respuesta de las comunidades a dichos cambios climáticos, estableciendo si dichas comunidades son análogas o no a las actuales que se establecen en la cuenca.

1.3.Preguntas científicas a responder

¿Ha cambiado la composición de las comunidades vegetales que se desarrollan en la cuenca del LSMO durante el Holoceno tardío?

¿Son indicadores de cambio hidrológico, las abundancias de Ti en los sedimentos lacustres en la cuenca del LSMO?

¿Que indican los cambios en los porcentajes de Ca en los sedimentos de la cuenca del LSMO?

¿Es posible documentar la variabilidad climática que caracteriza al Holoceno tardío utilizando de manera combinada el registro geoquímico de alta resolución con los indicadores biológicos (polen) en las secuencias sedimentarias del LSMO?

¿Están presentes en el registro geoquímico y palinológico LSMO cambios abruptos como el periodo Cálido Medieval, la Pequeña Edad de Hielo y la denominada Sequía Maya?

¿Es posible inferir cambios en la actividad del Monzón durante el Holoceno tardío utilizando los registros palinológicos y geoquímicos del LSMO?

¿El cambio climático detectado en LSMO es sincrónico con las oscilaciones climáticas reconstruidas para la península de Yucatán?

1.4. Objetivos

El objetivo general de esta investigación es establecer, a través del análisis palinológico, los cambios en la composición de las comunidades vegetales de la cuenca del LSMO durante el Holoceno tardío con la utilización de métodos estadísticos multivariados e inferir la variabilidad climática durante este periodo. Además la utilización de indicadores de cambio ambiental no biológicos como son los datos geoquímicos permitirán establecer un marco paleoambiental independiente el cual será comparado con los datos de paleovegetación con el fin de definir la secuencia de cambio ambiental y climático en LSMO durante el Holoceno tardío.

1.4.1 Objetivos particulares

1. Analizar el contenido palinológico de las dragas y trampas de sedimento obtenidas en el lago definiendo la lluvia de polen actual que se deposita en el lago para compararla con la lluvia de polen fósil.

2. Establecer, analizando el contenido palinológico de dos secuencias sedimentarias, una en la zona litoral (SMO02-V) y otra en la zona central (MOLE-SMO03) los cambios en la composición de las comunidades de la cuenca durante el Holoceno tardío.

3. Reconstruir los cambios en la paleovegetación utilizando análisis estadísticos multivariados con las lluvias de polen fósil (secuencias sedimentarias) y actual (trampas) para definir en qué momento se establece la vegetación moderna.

4. Inferir los cambios hidrológicos ocurridos en LSMO durante el Holoceno tardío con el registro geoquímico y reconstruir a través del análisis palinológico los niveles lacustres para el lago.

5. Integrar los datos biológicos y geoquímicos y comparar los resultados con los análisis de otros indicadores de cambio ambiental disponibles para LSMO (propiedades magnéticas, geoquímica, diatomeas, ostrácodos, etc.) para realizar la reconstrucción paleoambiental.

6. Documentar el impacto humano en la zona empleando las evidencias palinológicas.

7. Identificar los eventos de variabilidad climática en la zona con base en el registro geoquímico de alta resolución.

8. Comparar de los datos obtenidos en LSMO con otros registros paleo y establecer correlaciones entre los datos climáticos detectados para determinar si son eventos a escala regional o a escala local.

1.5.Hipótesis

Hipótesis 1. La lluvia de polen que producen las comunidades refleja la composición de las mismas, sin embargo, está sujeta a varios factores que la modifican o la alteran antes de que se deposite en los distintos ambientes. Entre estos factores está la productividad polínica de cada taxón, la capacidad de dispersión, entre otros. Así, los conjuntos de plantas tienen una representación diferencial en las lluvias de polen modernas y su estudio permite analizar las lluvias de polen fósil contenidas en las secuencias sedimentarias. La comparación de las lluvias de polen modernas de una cuenca de depósito a través de su registro en trampas de sedimento permite una mejor interpretación de la lluvia de polen fósil para la reconstrucción de las paleocomunidades.

Hipótesis 2. La distribución y composición de la vegetación está en sintonía con el clima en que se desarrolla y cambia en respuesta a la variabilidad climática en escalas temporales de milenios y centurias. La vegetación produce lluvia de polen la cual provee información sobre la composición de esta y la lluvia de polen fósil aporta evidencias sobre los cambios en las comunidades. Así los cambios climáticos pueden originar comunidades no análogas las cuales pueden ser

identificadas a través de la aplicación de métodos estadísticos en los datos de lluvia de polen fósil.

Hipótesis 3. Dado que la vegetación refleja las condiciones ambientales existentes y que las lluvias polínicas son indicativas de la vegetación que se desarrolla en una zona, las lluvias de polen fósil que se obtengan a partir del análisis de los sedimentos del Holoceno tardío del LSMO, reflejarán los cambios ambientales ocurridos durante los últimos 4000 años, tanto en las comunidades vegetales como en los niveles lacustres.

Hipótesis 4. Las variaciones en la humedad alteran el mosaico de vegetación que se encuentra en LSMO, por lo que bajo condiciones de mayor humedad la selva tropical caducifolia se reducirá mientras que las comunidades mesófilas se expandirán.

Hipótesis 5. Las características geoquímicas de los sedimentos que se depositan en el LSMO contienen indicios de los cambios ambientales ocurridos en el sitio durante el Holoceno tardío. Cuando hay eventos de mayor humedad en la cuenca aumentan los procesos de erosión acarreado Titanio y minerales magnéticos en mayor proporción mientras que el aumento de la temperatura incrementa la evaporación promoviendo la depositación de Calcio. Cambios en las proporciones de estos componentes en los sedimentos lacustres del LSMO indican cambios climáticos en la región.

Capítulo 2. Antecedentes

2.1 Palinología: llluvias de polen

Una de las primeras tareas antes de realizar la reconstrucción de la vegetación pasada, es conocer los conjuntos polínicos de la vegetación actual que rodea al sitio de estudio, esto se denomina como lluvia de polen moderno. Uno de los supuestos en palinología, es asumir que existe la misma relación polen-vegetación en la actualidad que la que pudo existir en el pasado. Es así que cuando se establece que un conjunto de polen fósil (lluvia de polen fósil) producido por una paleovegetación tiene una composición similar a la vegetación que produce el mismo conjunto de polen moderno, se le denomina como un análogo moderno (Liu y Lam, 1985).

En general, la interpretación de los diagramas de polen comprende dos etapas, la primera consiste en establecer la composición de la paleovegetación (reconstrucción de la vegetación) a través del análisis palinológico, y la segunda es inferir a partir de los datos de la paleovegetación, aspectos ecológicos, impacto humano, cambio climático, etc. a lo largo de tiempo. Sólo después de lo anterior, se puede intentar encontrar una razón para definir los cambios observados en la vegetación a lo largo del tiempo. Realizar estas interpretaciones con una base botánica, es decir, conocer la vegetación moderna, es necesario pues de lo contrario es posible que los datos que se obtengan produzcan resultados inconsistentes (Faegri e Iversen, 1989).

Sin embargo, hay una serie de factores que modifican la composición tanto de la lluvia de polen moderna como los de la lluvia de polen fósil. Entre estos factores están: la floración, la producción polínica, el tipo de polinización (anemofilia, entomofilia, hidrofilia), el transporte y dispersión de los granos de polen y esporas, la precipitación, los procesos de depositación de polen (en relación a la composición de la vegetación), la degradación y algunas veces la re-depositación de los granos de polen que se encuentran en los diferentes ambientes de depósito. Todos estos factores modifican la lluvia de polen moderna y fósil haciendo que la composición de estas lluvias de polen no refleje la misma composición de la vegetación productora. Es necesario entender cómo afectan los distintos factores al resultado final en términos de composición de lluvia de polen para poder inferir otros aspectos en la reconstrucción de los cambios ambientales a partir de datos polínicos.

2.1.1 Factores que modifican las lluvias de polen

La cantidad de polen de una especie particular que es depositada por unidad de área depende de un gran número de factores entre los que están: el número de flores o inflorescencias, disposición de las flores en la planta, la frecuencia de la floración (anual, a intervalos y/o de periodos cortos), distribución y abundancia de la planta en la comunidad, ya que el tamaño y lugar donde se desarrolla el taxón dentro de la comunidad, puede reducir la floración y/o la producción de polen. Debido a todos estos factores se puede concluir que cada floración tiene un número indefinido de flores y un número indeterminado de anteras, esto es, la producción de flores y polen en una comunidad es altamente variable.

Otro de los factores a considerar es la producción absoluta de polen de las especies. Si la especie tiene una alta productividad polínica podrá estar sobre-representada en la lluvia de polen en comparación con su abundancia en la comunidad, o igualmente representada tanto en la lluvia de polen y en la vegetación y finalmente puede estar sub-representada en el espectro de polen en caso de tener poca productividad polínica.

Para llevar a cabo el análisis de polen es necesario conocer la ecología de la polinización, ya que dependiendo de las diferentes estrategias de las plantas, el número de granos de polen susceptibles a ser depositados varía. Es así que los tipos de dispersión polínica son un factor fundamental en la representación de los granos de polen y esporas en las lluvias modernas y fósiles.

Las especies de polinización entomófila producen poco polen por lo que tienden a ser difícilmente preservados en el registro fósil a menos que la flor caiga en un depósito adecuado (Faegri e Iversen, 1989). En la polinización por agua (hidrófila), las plantas acuáticas presentan generalmente, granos de polen que no se preservan bien debido a que presentan generalmente una delgada pared (exina), por lo cual se degradan rápidamente, resultando en que la preservación puede ser pobre y los granos de polen difíciles de determinar. Hay algunas plantas acuáticas que presentan pocos granos de polen los cuales no son liberados de la planta madre, germinando en el estigma lo que reduce las posibilidades de encontrarlos en lluvias de polen fósiles, además hay algunas otras que presentan pocos granos de polen por antera (Faegri e Iversen, 1989).

Las plantas que utilizan al viento como vector de polinización se llaman anemófilas, son caracterizadas por su alta producción de polen, el polen presenta

paredes lisas y formas aerodinámicas el cual es liberado y esparcido de manera eficiente contribuyendo exitosamente a la lluvia de polen. El polen anemófilo es dependiente en la transferencia de las corrientes de aire y el grado de dispersión variará considerablemente con el tamaño del grano de polen, con la estación del año en el cual son emitidos y con la estructura física de la vegetación (Tauber, 1967).

La dispersión y depositación de polen también dependen de si el tipo de polen es de pobre dispersión y baja productividad, taxa que son raros o restringidos a tipos de hábitats específicos (p. ej. *Mimosa*). Taxa que producen granos de polen grandes y pesados que presentan tasas de caída rápida y reducido radio de dispersión (Andersen, 1967).

Asimismo, el lugar de desarrollo del taxón permite la liberación y/o transporte del polen más lejos o más cerca de la fuente de origen. El transporte de los granos de polen puede ser a través de los troncos de los árboles (sotobosque), sobre el dosel del bosque y dependen también de la velocidad, rapidez y turbulencia del viento. La vegetación del sotobosque juega un papel secundario en la lluvia de polen, cuando la cubierta del bosque desaparece o una parte del mismo, éste sustrato bajo cambia en importancia debido a que la entrada de luz favorece a la vegetación baja y el viento incrementa la dispersión del polen (Tauber, 1967). El polen de las especies de polinización anemófila es un importante grupo de plantas ya que contribuye de forma substancial en la lluvia de polen (Tormo, *et al.*, 1996).

Otros factores que afectan los registros de lluvia de polen son los mecanismos de degradación (físicos, químicos y biológicos), como por ejemplo la corrosión y degradación producen granos de polen arrugados con exina delgada, granos de

polen arrugados con exina gruesa y rotos (Havinga, 1964; Cushing, 1967). Dentro de los factores que afectan la exina están: alta temperatura, alta presión, oxidación (en ambientes naturales y aeróbicos) y ataque microbial.

De acuerdo al modelo de Prentice (1985, 1988), la producción de polen y la dispersión de cada taxón son los factores principales que controlan la representación del polen en relación con la abundancia de la planta; sin embargo Sugita (1994) modifica el modelo de Prentice señalando que la mezcla en el agua del lago y la concentración del sedimento redistribuye el polen depositado originalmente sobre la superficie entera. El modelo Prentice-Sugita (Sugita, 1994) calibra la relación polen-abundancia de la planta y hace una predicción del área de origen del polen.

2.1.2 Deposición polínica

Existen diferentes tipos de ambientes de depósitos donde se acumulan y preservan las lluvias de polen de las comunidades circundantes al sitio. Entre estos encontramos algunos tipos de suelos, turberas, depósitos de hielo, agujeros en el bosque, etc., pero la más importante fuente de información paleoecológica y paleoclimática son los depósitos lacustres.

Los lagos varían en diferentes rasgos como: tamaño, forma de la cuenca, topografía, geología y estatus de nutrientes y todos estos factores influyen en sus patrones de acumulación y sedimentación. Los lagos reciben agua del drenaje de sus cuencas con el sedimento erosionado junto con el polen depositado en ellos. Mucho del sedimento que llega a los lagos es derivado de fuera del mismo

(material alóctono), que se adhiere al material derivado de los organismos que viven dentro del lago (material autóctono).

La acumulación de sedimentos puede variar a través de la cuenca con grandes cantidades depositadas en las partes profundas, esto se llama convergencia de sedimentos (Likens y Davis, 1975). Mecanismos similares de transporte y deposición pueden afectar la acumulación de polen llamándose también convergencia de polen (Davis *et al.*, 1984; Beaudoin y Reasoner, 1992). Así los granos de polen son movidos como un componente más de los sedimentos, lo que lleva a que cambien su proporción y valores de acumulación a través de la cuenca, con la re-suspensión y mezcla de los sedimentos y la tasa de sedimentación. También la convergencia de sedimentos y polen serán fuertemente influenciados por las características de la cuenca tales como tamaño y morfología (Beaudoin y Reasoner, 1992).

Hay estudios sobre patrones de convergencia los cuales miden diferentes tasas de acumulación (Lehman, 1975). La variación en la tasa de acumulación polínica es indicadora del tamaño de la población de la(s) planta(s) y es dependiente del tipo de cuenca lacustre (cónica, forma de tronco, hiperbólica, parabólica). Lehman (1975) concluye que es más pronunciada la convergencia en cuencas de forma cónica, permitiendo altas tasas de deposición y produciendo una tasa de acumulación lineal, mientras que cuencas planas no tienen fuerte convergencia por lo que no tienen mayor impacto en los ensambles de polen, en tanto que el tipo de cuencas con el modelo de tronco son llenadas con capas horizontales, no lineares. Algunos procesos que influyen en la diferencia en la

acumulación de polen son: profundidad del lago y dirección prevaleciente del viento.

Cambios estratigráficos cualitativos tienden a ser similares en los núcleos de la mayor parte de la cuenca lacustre (Davis y Ford, 1982), a menos que la clasificación ocurra durante la sedimentación o cuando la entrada de sedimentos sea fuertemente local como ocurre en cuencas pequeñas con alta contribución local y baja dispersión polínica regional y viceversa. La depositación de polen local de árboles varían de acuerdo a la frecuencia de la especie arbórea cerca de los colectores y de acuerdo a su productividad polínica (Andersen, 1974).

2.1.3 Trampas de polen

Para poder entender e interpretar correctamente el registro de polen es importante conocer detalladamente el viaje del polen en el aire entre la liberación, la depositación y la representación en el sitio de depósito. Las trampas de polen han contribuido a entender los mecanismos por los cuales el polen es transferido de la comunidad productora a los sitios potenciales de muestreo, movimiento, depositación y representación de especies en diferentes ambientes (Jacobson y Bradshaw, 1981, Prentice, 1985).

Con el fin de obtener la mejor estimación y proporción en la composición de la lluvia de polen (información estacional, anual, variación en la depositación absoluta de polen, etc.), se han utilizado y descrito gran cantidad de trampas de aire para capturar el polen (Ogden, 1974). Un ejemplo son las trampas utilizadas en aeropalinología y estudios de polinización (Burkard), laminillas adherentes o con gelatina glicerinada; otro conjunto de trampas para polen se han desarrollado

para muestrear lo que se deposita en un lago como las cajas de petri y trampas de cuello de botella abierto (Tauber, 1967); pero también para conocer la lluvia de polen se pueden utilizar muestras superficiales de suelo y musgos y lodo de los lagos (Shen *et al.*, 2008).

Se han realizado diversos estudios utilizando diferentes trampas de polen con el fin de conocer cual colector es el que mejor representa la lluvia de polen de una comunidad y si hay representación similar en los conjuntos polínicos. Sin embargo cada sitio es particular dependiendo de la dispersión del polen, la cual depende de la composición y estructura de la comunidad, la eficiencia del transporte de los diferentes tipos polínicos, tamaño de la cuenca, etc. (Tauber, 1967, Sugita, 1994).

La depositación (captura e inmovilización del polen), es la parte más relevante en el análisis de polen, ya que bajo condiciones especiales el polen puede ser liberado y re-depositado. Granos de polen con rápidas tasas de hundimiento descienden con prioridad al agua, mientras que los que tienen tamaño pequeño y baja densidad permanecen en suspensión en el epilimnion y son llevados por el viento y depositados preferencialmente en los sedimentos litorales, lo cual causa variación en los porcentajes de polen que entran al lago desde el aire en las diferentes partes de la cuenca (Davis y Brubaker, 1973). Es por eso que se deben estudiar varios núcleos en una cuenca ya que el cambio en el patrón de sedimentos hace imposible interpretar un simple núcleo como un registro de flujo en una cuenca entera.

2.2 Evidencias de cambios paleoambientales durante el Holoceno en México

Los cambios en el clima durante el Holoceno tardío han sido menores comparados con los que se han documentado para los periodos previos como la transición Pleistoceno-Holoceno o el último glacial máximo. Sin embargo, los estudios recientes (Paterson *et al.*, 2007; Rosenmeir *et al.*, 2002; Curtis *et al.*, 1996) han mostrado que el clima ha variado de manera significativa en los últimos 4000 años y que las oscilaciones climáticas han afectado tanto los ecosistemas como el desarrollo de los grupos humanos. En el centro de México se encuentran cuencas lacustres que facilitaron, por la abundancia de recursos, el asentamiento de numerosos grupos humanos los cuales estuvieron expuestos a las oscilaciones climáticas del Holoceno tardío (Metcalf *et al.*, 2007; Lozano-García *et al.*, 2007; Caballero *et al.*, 2006;). A pesar de los registros paleoambientales que existen para esta región, no hay datos de alta resolución disponibles que abarque el Holoceno tardío y que ayuden a identificar las causas y la variabilidad climática.

En varios lagos se han realizado estudios interdisciplinarios con diferentes indicadores que contienen una señal climática, proxy, a fin de conocer la variabilidad climática durante el Holoceno. Existen ciertos problemas en los registros paleoclimáticos por los cuales no ha sido posible conocer y correlacionar entre diferentes sitios esta variabilidad como son: la cronología para el Holoceno tardío no está bien establecida, o bien, las señales climáticas son enmascaradas por erupciones volcánicas o por el marcado impacto humano en la zona, por la escasez de registros y/o sitios que preserven los proxy (Lozano-García, 1996; Metcalf, 2006).

A continuación se hace un resumen de los estudios que tratan de documentar los cambios ambientales durante el Holoceno tardío utilizando diferentes proxy.

2.2.1. Registros marinos, paleoecológicos, geoquímicos, anillos de árboles e históricos.

2.2.1.1 Norte de México

La escasez de registros y/o sitios que preserven los indicadores de cambio ambiental en el norte de México han limitado los estudios climáticos para el Cuaternario tardío en dicha región. Sin embargo se han utilizado indicadores como los sedimentos marinos, nidos de *Neotoma*, sedimentos lacustres, geoquímica de sedimentos y, anillos de árboles que sólo abarcan hasta el siglo XV (Metcalf 2006), así como un registro histórico para Chihuahua (Endfield y Fernández, 2006).

2.2.1.1.a Registros marinos

Registros marinos en el Pacífico (Fig. 1) que cubren los últimos 2,000 años utilizando diatomeas (Barron *et al.*, 2003), indican una alternancia en el incremento de diatomeas y carbón orgánico total cada 200 años, sugiriendo que esta alternancia está dada por forzamiento solar. El mínimo solar coincide con una fuerza y/o duración del final del otoño-invierno mientras que, vientos del oeste soplan hacia el Golfo de California debido al enfriamiento atmosférico sobre el noroeste de México. Este trabajo documenta un intervalo cálido prolongado entre

910 y 1140 después de Cristo (dC) correspondiente al Cálido Medieval (CM), interrumpido por un periodo breve (ca. 1020-1100 dC) y condiciones cálidas entre ca. 1100 y 1140 dC. Un incremento en relativa abundancia de la diatomea *Roperia tesselata* entre 1550 y 1800 dC se asociacon la (PHE). Con base en isótopos de oxígeno Leclerc y Schrader, (1987) infieren que los vientos del noroeste fueron máximos entre 200 y 1500 años antes del presente (aP). Goñi y cols. (2001) reconstruyen un calentamiento de 8 °C en el Golfo de California para el siglo pasado y un incremento menor a 3 °C para los últimos 300 años. Posteriormente Barron y cols. (2004), encontraron condiciones cálidas como las actuales entre ~2800 y 2400años aP y condiciones modernas en el océano con ciclos El Niño Oscilación del Sur (ENOS) intensificados ya establecidos en la cuenca de Guaymas, con proxies geoquímicos de alta resolución (basados en el incremento de Ti y Fe, considerados como un indicador de precipitación) y con proxies biológicos.

En el este de las laderas de las cuencas de Guaymas, el Pescadero y el Carmen, en la parte central del Golfo de California, Barron y Bukry (2007) describen la existencia de ciclos de ~100 años de duración con alta productividad y diatomeas tropicales entre ~ 400-1700 dC. El forzamiento solar fue propuesto para explicar estos ciclos de productividad a través de la siguiente teleconexión: reducida irradiación solar (mínimos solares) causó enfriamiento de invierno en la temperatura atmosférica invernal sobre el SW de EU. Este fortalecimiento de la atmósfera baja permitió intensificación en los vientos del noroeste que soplaron hacia el Golfo de California resultando en un incremento en el giro de las aguas

superficiales, incrementando la productividad y la temperatura superficial marina (SST, Sea Superficial Temperature por sus siglas en inglés) más fría.

La primera parte del periodo CM fue caracterizada por dos periodos de reducida productividad (SST cálido) con un intervalo intermedio de alta productividad (frío) centrado en ~1050 dC. Los últimos 100-200 años las diatomeas y silicoflagelados sugirieron reducida productividad y relativamente cálido SST, sólo las diatomeas y silicoflagelados más cercanos a la zona litoral incrementaron su productividad, posiblemente reflejando la entrada de nutrientes de la agricultura en la cercanía del Valle Yaqui (Fig. 1). Para los últimos 7900 años (Pérez-Cruz, 2006) en la cuenca Alfonso registra dos grandes cambios climáticos y varios eventos a escala milenaria. Así, condiciones relativamente más cálidas y secas se presentaron de 7700 a 2500 años cal aP que promovieron la intensificación de la evaporación. De 2400 a 700 años cal aP los proxies indicaron un escenario cálido y la dominancia del Agua Superficial Ecuatorial que sugirieron intensificación del ENOS. El periodo de 1038-963 años cal aP, pudo ser correlacionado con el Periodo CM y es consistente con el patrón global. También reconoció varios periodos fríos: 3360, 2700, 1280 y 820 años cal aP y fueron asociados con la intensificación de los vientos del noroeste permitiendo surgencia y aumento de productividad en la cuenca.

En la recopilación de proxies terrestres y marinos para el Océano Pacífico realizada por Barrón y Anderson (2011), proponen la supresión del ENOS durante el Holoceno medio entre 8000 y 4000 años cal. aP. Entre ~4200 y ~3000 años cal aP reconstruyen un clima transicional que parece un ENOS moderno. Después de ~4000 años cal aP indican que ocurrió un aumento de el ENOS y una Oscilación

Decadal Pacífica (ODP) variable para el sur de California. La variabilidad climática fue aumentando de sur a norte en una serie de pasos de 4200, 3200 y 2000 años cal aP. Los proxies sugieren que cuando se activa el ENOS moderno del Pacífico, este se convierte en un controlador climático principal para la región noreste del Pacífico en escalas de tiempo de décadas a centurias.

Para el Golfo de México, Poore y cols. (2004) proponen que altas abundancias en *Globigerinoides sacculifer* en escalas decadales a centurias están relacionadas a cambios en la posición promedio latitudinal de la Zona Inter-Tropical de Convergencia (ZITC). Intervalos más cálidos resultan en una posición más norteña de la ZITC y altas abundancias de *Globigerinoides sacculifer*, contrariamente intervalos más fríos resultan en una posición más sureña de la ZITC y menor abundancia de *Globigerinoides sacculifer* en los sedimentos del Golfo de México. Se observan cambios durante el Holoceno, en particular el periodo de 1610 a 1800 dC, se correlaciona con la baja irradiación solar durante la (PEH). En otro estudio, en el Oeste y Norte del Golfo de México, Poore y cols. (2005) (Fig. 1) documentan la abundancia y variación del foraminífero planctónico *Globigerinoides sacculifer*, como un proxy del monzón en escalas de tiempo milenial y sub-milenial. Para ese estudio Poore y cols (2005) encuentran varias multisequías centradas en ca. 1600 años cal aP, así como varias sequías multidecadales, las cuales correlacionan con el registro de anillos de árboles en el centro-oeste de Nuevo México para los últimos 2000 años. Este registro también sugiere unacirculación monzonal y lluvias de verano en aumento hacia el Holoceno medio (ca. 6500-4500 años cal aP) cerca de 6980-4710 años calibrados aP.

Entre los registros marinos para determinar el cambio climático durante el Holoceno tardío en el Golfo de México, está el de Richey y cols. (2007) el cual está basado en proxies derivados de análisis pareados de Mg/Ca y de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos planctónicos. Reportan la reducción de las temperaturas marinas de 1000 a 1400 años aP y temperaturas más bajas (2-2.5 °C) durante el periodo de la PEH. También registran cuatro temperaturas mínimas entre 900 y 250 años aP, correspondientes a los mínimos de Maunder, Sporer, Wolf y Oort, demostrando que el periodo CM es un periodo de elevada temperatura global y más cálido que el periodo actual y que fue causado por la actividad solar.

2.2.1.1.b Paleoecológicos

En el desierto de Sonora, con base en el polen proveniente de nidos de *Neotoma*, se interpretan los cambios en la vegetación así como los cambios climáticos para el Holoceno, indicando que las condiciones cercanas a las modernas se establecieron después de 9300 años aP, pero antes de 5400 años aP y que el Holoceno temprano fue un periodo húmedo y/o frío comparado al actual, se reconstruye un Holoceno medio mésico y una tendencia hacia el Holoceno tardío de condiciones cálido/secas (Anderson y Van Devender, 1995).

Ortega-Rosas (2003) establece también para Sonora un clima fresco y húmedo, con abundancia y diversidad de helechos, aguas de eutróficas a mesotróficas, cambiando posteriormente a condiciones más secas y condiciones de mesotróficas a ombrotólicas para los últimos 1000 años cal. aP. Sugiere que al mismo tiempo que se establecía progresivamente un clima más seco y cálido se desarrollaron las culturas sonorenses y chihuahuenses.

Empleando los nidos de *Neotomaen* el desierto de Chihuahua, Holgren y cols. (2006) infieren la expansión de matorrales de desierto ca. 5000 años aP, indican un cambio a climas secos respondiendo a inviernos más cálidos asociados al incremento en la insolación de invierno boreal y a un aumento en el ENOS.

Utilizando pérdida por ignición, contenido de carbón y minerales magnéticos así como con química de sedimentos, diatomeas y polen entre otros proxies en la alta Babícora (Metcalf *et al.*, 1997) registran, para los últimos 4000 años aP y antes de los 2500 años aP, una marcada sequía (Fig.1). Posteriormente el registro se interrumpe debido a la escasez de microfósiles. En otro estudio en el desierto de Chihuahua, Metcalfe y cols. (2002), indican que la vegetación actual fue establecida desde hace 4000 años aP.

Tres secuencias polínicas en el Norte de la Sierra Madre Occidental que abarcan desde los últimos 12848 y 11900 años cal aP, registraron una tendencia hacia bosques abiertos con indicaciones de perturbación humana (sugerido por la presencia de polen de maíz y de cereales) para los últimos 2000 años. Las concentraciones de polen reflejaron variabilidad climática para los últimos 1000 años aP con una tendencia general hacia la sequía (Ortega-Rosas *et al.*, 2008).

2.2.1.1.c Geoquímicos

Para el paleolago-Babícora Roy y cols. (2012b) miden concentraciones elementales y susceptibilidad magnética para inferir la variación hidrológica de los últimos 27000 años calibrados aP, e infieren la variación en el contenido de agua disponible en el sedimento, salinidad y productividad con el índice de alteración química (CIA). Identificaron 7 periodos de reducida precipitación y condiciones

secas, un periodo extendido de sequía fue encontrado ca. 3000 años cal aP y el aumento en carbón orgánico y CIA se observaron en los últimos ca. 2000 años cal aP.

Para determinar las discrepancias entre los regímenes de precipitación verano e invierno de los últimos 50000 años calibrados (Roy *et al.*, 2012a) en el paleo-lago San Felipe (Fig. 1), utilizan elementos de tierras raras, minerales magnéticos, palinología, elementos traza y mayores, carbón orgánico e inorgánico. Los sedimentos de 3000 a 14000 años cal aP fueron caracterizados por altas tasas de sedimentación y presencia de abundantes elementos de tierras raras y minerales pesados redondeados, indicando alta descarga pluvial a la cuenca, posiblemente resultado de precipitación de verano relacionada al monzón.

2.2.1.1.d Anillos de árboles

En México se han llevado a cabo diversos estudios con anillos de árboles para determinar las sequías ocurridas en diferentes épocas, particularmente para los últimos siglos, por lo que los años relacionados con anillos de árboles serán referidos como años después de Cristo (dC).

Stahle y cols. (2000) documentan una sequía severa para el norte de México (Durango) durante el siglo XVI que dura 40 años (de 1550-1590). En Chihuahua, (Díaz *et al.*, 2002) se registraron varias sequías en el periodo de 1647 a 1992, con las sequías más fuertes registradas en 1974, 1954, 1742, 1980 y 1820, en orden de severidad. En tanto que largos periodos con alta precipitación invierno-primavera se reconstruyeron de 1905-1932. Mientras que Cerano-Paredes y cols (2009), también en Chihuahua reconstruyen sequías severas para

los periodos de 1695-1715, 1753-1760, 1785-1792, 1798-1806, 1819-1830, 1841-1870, 1890-1897, 1906-1912, 1924-1941, 1971-1977 y 1994-2005, señalando que las sequías más prolongadas ocurrieron en los periodos de 1695-1715, 1841-1870 y 1924-1941.

En la Sierra Madre Occidental, González-Elizondo y cols. (2005) realizaron una asociación entre el crecimiento de anillos de árboles y el clima, encontrando una relación estadística positiva entre la presencia de eventos El Niño y los índices de crecimiento, discordando con otros registros en el periodo de 1950 ya que ellos lo reconocen como un periodo húmedo, contrario a los otros registros que lo reportan como un periodo de sequía severa. Periodos secos son reportados en 1696-1709, 1857-1876 y 1669 y periodos cortos secos se presentaron de 1739-1743, 1749-1755, 1772-1779, 1797-1805, 1907-1910, 1916-1922 y 1932-1939. Villanueva-Díaz y cols. (2009), también analizan anillos de árboles en bosques templados para la Sierra Madre Occidental y desarrollan la reconstrucción de la variabilidad hidroclimática de 531 años (1472-2002) para Chihuahua y de 554 años (1449-2002) en Durango, detectando sequías severas y prolongadas en las décadas de los 1560, 1700 y 1770, algunas de ellas reportadas en archivos históricos por producir hambrunas y epidemias generalizadas.

La precipitación invierno-primavera para Durango y la Sierra Madre Occidental, en el periodo de 1386-1993, (Cleveland, 2003) es reconstruida y se registran sequías de gran magnitud y larga duración, siendo las peores en los años 1950 y 1960, 1850 y 1860.

Para el sureste de Coahuila, Constante y cols. (2009), detectan periodos secos respaldados con archivos históricos para 1784, 1794, de 1850-1857, 1860-

1884 y 1945-1962. Los periodos húmedos (precipitación invierno-primavera) ocurrieron 1620-1639, 1647-1661, 1672-1685, 1766-1780, 1900-1916 y 1966-1994 y estos autores intentan determinar el impacto del fenómeno El Niño.

Para la comarca Lagunera (Durango-Zacatecas-Coahuila), se reportan sequías en los años 1790, 1810, 1860-1870 y 1890-1910, similares para otras regiones de México, indicando una fuerte influencia relacionada con el ENOS (Villanueva-Díaz *et al.*, 2005).

Para el Noreste de México (Coahuila y Nuevo León), se realizan reconstrucciones de 342 años (1659-2001) y 602 años (1400-2002) respectivamente, ambas registran sequías en los años 1810, 1870 1890, 1910 y 1970, con diferencias anteriores a 1800's. Sugieren además que la variabilidad hidroclimática en el noreste de México es probablemente influenciada por diferentes patrones de circulación y que necesitan explorar con mayor detalle el patrón de circulación del ENOS, los frentes fríos, tormentas tropicales y otros fenómenos atmosféricos en ésta región (Villanueva-Díaz *et al.*, 2006).

Gergis y Fowler (2006) encuentran asociaciones entre ENOS, anillos de coral, anillos de árboles y núcleos de hielo, de 1525-2002, aumentando su actividad en los siglos XIX y XX.

2.2.1.2 Centro de México

2.2.1.2.b Registros Paleo-ecológicos

En varios lagos que se localizan en la zona central de la FVTM se han realizado investigaciones interdisciplinarias con el fin de conocer la variabilidad

climática durante el Holoceno. Sin embargo, en general en estos estudios la resolución que presentan es baja en términos generales. La cronología para el Holoceno tardío no está bien establecida, o bien, las señales climáticas son enmascaradas por erupciones volcánicas o por el marcado impacto humano en la zona centro del país (Lozano-García, 1996). Aunque en algunos de estos trabajos se observa de manera general, una tendencia a condiciones templadas-semi-húmedas como es el caso de la cuenca de México durante el Holoceno tardío (Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1994,1998; Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 1994, 1995; Caballero, 1995, 1997a,b; Lozano-García, 1996; Lozano García, *et al.*, 2005; Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; Caballero *et al.*, 1999, 2002; Ortega-Guerrero *et al.*, 2000; Sosa- Nájera, 2001, Lozano-García y Vázquez-Selem, 2005). En el área de Tepexpan con un registro multi-proxies (Sedov *et al.*, 2010), reconstruyen el cambio ambiental local en relación a la ocupación humana, concluyendo que hay una fase relativamente húmeda al comienzo del Holoceno seguida de una tendencia hacia condiciones de sequía en el Holoceno medio y tardío.

Para la porción oriental del centro de México hay investigaciones en el lago de Alchichica, donde la mala preservación de los microfósiles solo permite observar una ligera disminución del nivel lacustre para los últimos 300 años (Caballero *et al.*, 2003).

En la región de los Tuxtlas (Fig. 1) el estudio palinológico de los últimos 5000 años en Laguna Pompal indica dos fases de cultivo de maíz y regeneración del bosque antes de la conquista. La primera de 4830 a 4000 años cal aP con altos porcentajes de maíz y partículas de carbón, así como altos porcentajes de

polen de bosque, sugiriendo poca perturbación; luego ocurre una fase climática seca de 2600 a 1600 años cal aP y posteriormente se registran bajos porcentajes de polen de bosque sugiriendo deforestación para los últimos 1000 años (Goman y Byrne, 1998). Otro conjunto de investigaciones en la zona de Los Tuxtlas documentan cambios ambientales donde las condiciones paleolimnológicas de los últimos ca. 340 años posterior a la tefra San Martín (1664) indican un incremento en la humedad hasta 1865 aP; posteriormente se registra en 1921 la presencia de polen de maíz y alta deforestación, sugiriendo impacto humano. Hacia 1963 hay un aumento en la humedad y de 1970 a 1980 se registran pulsos de intensa erosión seguida de deforestación (Caballero *et al.*, 2006). La PEH está bien representada en la zona tropical de Los Tuxtlas con alta humedad en la zona y reducción de la estación seca que ocurre durante el invierno, así mismo se indica la existencia de dos episodios que reflejan fases frías, uno de 1500 a 1550 y el otro de 1650 a 1700 (Lozano *et al.*, 2007).

Estudios en la Zona Occidental de la Faja Volcánica Transmexicana se han llevado a cabo en el estado de Michoacán (Fig. 1), en las cuencas de: Pátzcuaro, Zacapu, La Hoya de San Nicolás Paranguero, Yuriria, Cuitzeo y Zirahuén. Algunos de estos estudios encuentran dificultades que no permiten una buena reconstrucción del Holoceno tardío debidas a carencia de acumulación de sedimentos, a la actividad tectónica y/o humana así como problemas de fechamiento (Petrequín *et al.*, 1994; Metcalfe y Hales, 1994; Metcalfe *et al.*, 2000, Davis *et al.*, 2004, Lozano-García y Xelhuantzi, 1997, Ortega-Guerrero, *et al.*, 2002, Velázquez-Durán; 2001).

En la cuenca de Zirahuén (Fig. 1) con estudios multi-proxies se reconstruyeron los cambios ambientales para los últimos 1000 años, infiriendo un clima más seco alrededor de 1000 años aP; se presenta un incremento en la erosión entre ca. 1100 y 1550 dC asociado al establecimiento prehispánico, aunque sin evidencias que soporten ésta teoría y un periodo de estabilidad a principios de la época colonial ca. 1550-1750 dC. En el siglo XVIII la erosión sugiere incremento en la industria, desarrollo agrícola y una recuperación de la vegetación y eutrofización del lago en los últimos 20 años (Davies *et al.*, 2004).

Otros estudios multiproxies fueron realizados en el lago de Zirahuén (Vázquez-Castro *et al.*, 2010; Ortega-Guerrero *et al.*, 2010) encontrando un incremento en el nivel lacustre de 8180-3900 años cal aP, a partir de los 3900 años cal aP observaron pulsos de intensa erosión posiblemente causadas por fuertes precipitaciones esporádicas o periódicas con intensa erosión y sedimentación clástica, la cual fue difícil de separar entre los signos climáticos y antropogénicos, documentados para la región (O'Hara *et al.*, 1993, Lozano *et al.*, 2010). A partir de 1650 cal AP distinguieron una disminución de terrígenos sugiriendo una reducción en la precipitación. Advirtieron un periodo de baja erosión entre 1400 y 800 años cal aP (550-1070 dC), indicando condiciones secas, correspondiendo al periodo arqueológico Clásico. A los 1070 se incrementó el proceso erosivo el cual corresponde al desarrollo Purépecha (Davies, *et al.*, 2004). De 1550-1770 observaron una cuenca estable. De 1759-1764 registraron alta erosión y alta ocupación colonial en la cuenca y de 550-1100 dC distinguieron un decremento en la precipitación y baja la erosión.

También en Zirahuén Torres-Rodríguez y cols (2012) y Lozano-García y cols. (2013) registraron un periodo seco de 4500-4200 años cal aP con bajo nivel lacustre, relacionándolo con un incremento de actividad del ENOS. A partir de 3500 años cal aP observaron la presencia de polen de maíz indicando el comienzo de la actividad humana alrededor del lago, que correlacionaron con aumento en las comunidades herbáceas. De 3500-1400 años cal aP registraron condiciones de menor humedad y ~1350 dC detectaron fuerte impacto humano que correlacionan con la expansión de la cultura Purépecha.

Pátzcuaro parece ser la cuenca lacustre más afectada por la ocupación humana (Fig. 1), el clima seco parece ser oscilante desde los 4000 años aP, donde bajos niveles lacustres fueron encontrados entre 2800 años cal aP y 2000 años cal aP (Bradbury, 2000). En 2007, Metcalfe y cols. documentaron un incremento en la evaporación entre ca. 2600 y 2500 años cal aP y una serie de sequías en el siglo XVIII coincidiendo con la PEH. En la cuenca de Zacapu, los registros de polen y diatomeas sugieren condiciones de sequía a partir de los 4500 años aP retornando a condiciones húmedas ca. 2800 años aP y un episodio seco de 1000 a 1200 años aP. Para La Hoya de San Nicolás Paranguero, se observa que ca. de los 3000 a los 1700 años aP bajos valores de *Pinus* y abundante *Quercus*, *Amaranthaceae* y *Poaceas* (*Zea mays*), indican ocupación humana. Posterior a los 1700 años aP, las condiciones de humedad se restablecen (Metcalfe *et al.*, 1989)

En La Piscina de Yuriria se encontraron tres pulsos de condiciones secas 3700-3300 años aP, de 2900 a 2700 años aP y de 2300 a 800 años aP (Metcalfe *et al.*, 1989). Mientras que para el lago de Zirahuén se encontró un episodio seco

de los 1000 a los 1200 años aP. El lago de Cuitzeo presentó solo condiciones más secas que las actuales para el Holoceno tardío (Velázquez-Durán, 1999; Israde *et al.*, 2002), con disminución en el nivel lacustre, incremento de turbidez y concentración iónica y disminución en la ocurrencia de incendios de 2000 años aP al presente (Israde *et al.*, 2010).

En tres lagos y pantanos de la cuenca central del Balsas (suroeste tropical de México), de los últimos 14000 años cal aP con polen, fitolitos, carbón y sedimentos, sugieren que de 14000 a 10000 aP el clima fue seco y frío y que las comunidades vegetales fueron abiertas. Durante el Holoceno, los lagos llegaron a ser focos importantes en las actividades humanas. Maíz (*Zea mays* L.) y calabaza (*Cucurbita* spp.) crecieron al borde de los lagos entre 10000 y 5000 aP. Significantes periodos de sequía son señalados entre 1800 y 900 aP, semejantes a los encontrados en la región Maya para el Clásico (Piperno *et al.*, 2007).

En la Sierra de Guerrero, Berrio y cols. (2006) analizan la dinámica del bosque seco y el impacto humano de los últimos 2700 años. Establecen que la expansión de bosques secos ocurrió entre 2700 a 2450 años cal aP y de 2450-1950 años cal aP hubo poco cambio en la proporción de bosques secos y mesófilos con ocupación humana baja. De 1950-1550 años cal aP hay expansión del bosque mesófilo y condiciones húmedas así como el incremento significativo de la población humana. De 1070 - ca. 750 años cal aP, observaron la máxima expansión del bosque mesófilo y baja proporción de los bosques secos.

En la Reserva de la biósfera Sierra de Manantlán, Jalisco, Figueroa-Rangel *et al.*, (2008) con análisis multi-proxy encuentran intervalos de aridez: entre ca. 4200 a 2500, 1200, 850, 500 y 200 años cal aP. Además encuentran una

periodicidad de 80 años en la abundancia de pinos y Poaceas, vinculadas a actividad solar y que concuerdan con los ciclos de sequía que ocurren aproximadamente en los mismos intervalos de tiempo.

En San Pedro Lagunillas Nayarit, el estudio palinológico indica un incremento en la aridez a los 5000 años aP, posteriormente se observa la presencia de maíz a los 3000 años aP sugiriendo disturbio por agricultura hasta los 800 años (Brown, 1985).

En LSMO (Fig. 1) se han realizado estudios de magnetismo ambiental para establecer las condiciones ambientales imperantes durante el Holoceno tardío (Vázquez-Castro, 2004; Vázquez-Castro *et al.*, 2008). Con base en las propiedades magnéticas, se detectan condiciones inestables entre 1300 a 1000 años aP, estabilidad, de 1000 a 720 años aP, variación de condiciones más secas a poco más húmedas de 720 a 540 años cal aP. Mientras que de 540 años aP al presente las condiciones oscilan de húmedas a secas. Se reconocieron dos periodos de sequía, uno entre 450 y 400 años aP y el otro entre 200 y 150 años aP.

2.2.1.2.c Registros Geoquímicos

Con el propósito de atribuir la mayor erosión al impacto humano en las costas de Oaxaca, se realizó un estudio utilizando análisis multi-elemental, susceptibilidad magnética, pérdida por ignición y rayos X, en el que se encontró, que en el periodo entre 3500 y 2300 años calibrados aP se presentó mayor actividad de huracanes, manifestándose un huracán cada 240 años en contraste con el periodo más reciente que experimentó uno por 460 años. Registros

históricos documentan que en general hay mas huracanes en el Pacífico Oriental que en el Atlántico durante eventos El Niño (Goman *et al.*, 2005).



Fig. 1.- Mapa con los sitios mencionados en el texto. ★- LSMO, 1.- Cuenca El Pescacero, 2.- Cuenca El Carmen, 3.-Cuenca de Guaymas, 4.-Cuenca Alfonso, 5.-RC, 6.-Cuenca Pigmy, SF=San Felipe, B=Babícora, SJ=San Juan, HSN=Hoya de San Juan, M= Sierra de Manantlán, C=Cuitzeo, PTZ= Pátzcuaro, 16.-Zirahuén, L=Cuenca alta del Lerma, CH=Chalco, T=Tecocomulco Ver= Lago Verde, CD=Cueva del Diablo, T=Tixtla, P=El Palmar, LP=Los Petenes, C=Cobá, PM=Puerto Morelos, RL= Río Lagartos, T= Tecoh, X'C= X'Caamal, PL=Punta Laguna, CH=Chichancanab, CC=Cuenca El Cariaco, J=El Junco. Puntos son sitios de estudios en anillos de árboles.

En la lago de Zacapu, Michoacan (Fig. 1), para los últimos 3000 años se realizaron análisis de agua para conocer el carbón orgánico disuelto total (CODT), el $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y D/H, la susceptibilidad magnética, rayos X, disponibilidad de fósforo, C/N, e isótopos de C y O, polen y diatomeas, que suministrara evidencia de cambio ambiental, concluyendo que las diatomeas son dominadas por taxa planctónicos difíciles de interpretar, el carbón es interpretado en relación a la productividad de plantas marginales limitando la evidencia de cambio ambiental,

mientras que el $\delta^{18}\text{O}$ de diatomeas como función del $\delta^{18}\text{O}$ de precipitación sugieren que el agua moderna no es evaporada por lo que posiblemente esté respondiendo a un rápido ajuste del agua subterránea (Leng *et al.*, 2005).

Con base en la mineralogía, geoquímica multi-elemental, contenido total de carbón orgánico e inorgánico Roy y cols. (2008) reconstruyen la información paleohidrológica de los últimos 30,000 años cal aP para el lago de Tecocomulco (Fig. 1), localizado en la parte noreste de la cuenca de México, proponiendo intemperismo químico relativamente alto de ca. 3330 ^{14}C años aP a la actualidad. Altos contenidos de carbón orgánico sugieren alta productividad orgánica para los últimos 3300 años aP comparadas con el resto de la cuenca de México (Texcoco y Chalco).

Las condiciones paleoclimáticas en el suroeste de México son reconstruidas por Bernal y cols (2011), con base en una estalagmita analizando la variación de $\delta^{18}\text{O}$ en series de U-Th, mostrándose el arribo de humedad unido al deshielo glacial en el Nor-Atlántico a través del Holoceno, así como un incremento en humedad. También sugieren una compleja interacción entre las fuentes de humedad Pacífico y Caribe, moduladas en Nor-Atlántico por la temperatura superficial del mar (SST) y la posición de la ZITC, donde la humedad del Pacífico se incrementó por la influencia del ENOS a partir de los 4300 aP., estableciéndose desde este tiempo las condiciones climáticas actuales.

2.2.1.2.d Anillos de árboles

Therrel y cols (2006) reconstruyen épocas de sequía de 1474- 2001 dC en el centro de México (Puebla, Tlaxcala y Veracruz) utilizando anillos de árboles y

hace la comparación con la producción de maíz para validar el registro de los anillos de árboles y los registros históricos. Encontró correlación entre las sequías de los anillos de árboles y las de registros históricos (hambrunas) en los años de 1546 y 1576 coincidiendo con dos grandes epidemias, 1590's y la peor en 1597, 1786 resultó en una terrible hambruna ("El año del Hambre"), otras sequías importantes 1810-1821, 1830's particularmente en 1836, 1890-1903, 1954-1967 y 1983.

Se realizó la calibración climática con datos de anillos de árboles con la precipitación del monzón de verano de 1600-1997 para la zona del Nevado de Colima, mostrando un bajo crecimiento de 1913-1914 y una alta conexión con el índice de Severidad de Sequía de Palmer (Biondi, 2001).

Stahle y cols. (2011) reconstruyen la precipitación correlacionándola con la cronología de anillos de árboles para el Clásico tardío en la Barranca de Amealco, Querétaro. La reconstrucción indicó que la sequía del Clásico terminal se extendió en el centro de México de 897-922 dC. Documentaron severas sequías a principio del siglo X, mediados del siglo XII, y principios del siglo XIII. También hubo sequías durante la declinación del estado Tolteca (1149-1167) y durante la conquista española promoviendo epidemias y enfermedades contribuyendo a la caída del imperio Azteca (1514-1539).

2.2.1.2.e Registros históricos

A partir de fuentes históricas, O'Hara (1993), reconstruye los niveles lacustres para el lago de Pátzcuaro (Fig. 1), los cuales reflejan las variaciones en precipitación y evaporación para los últimos 600 años, encontrando que el periodo

de 1380 a 1520 se caracterizó por elevación en los niveles lacustres asociado a un clima húmedo. Posteriormente el cambio a condiciones secas durante el periodo post-conquista, resultó en una caída del nivel lacustre con dos valores bajos a mediados de los 1800's y los 1940's.

Para el periodo azteca, O'Hara y Metcalfe (1997), reconstruyen las fluctuaciones en el clima a partir de fuentes históricas y meteorológicas desde 1345 hasta 1994, indicando que condiciones relativamente húmedas se presentaron de 1345-1640. De 1640-1915 una serie de importantes sequías se presentaron sobre todo a mediados de los 1700's y a final de los 1800's, coincidiendo con la PEH en otros lugares. Desde principios de los 1900's hubo otro cambio hacia condiciones más húmedas.

Otros estudios que han tratado de ver cómo influye el clima en la población son los registros históricos de los últimos 5 siglos, algunas veces correlacionándolo con enfermedades (Acuña-Soto *et al.*, 2002; Therrel *et al.*, 2004), indicando que fiebres hemorrágicas en el siglo XVI fueron transmitidas por roedores y agravadas por condiciones de sequía en el centro de México, siendo ambas las causantes de la reducción en la población nativa. Otros estudios tratan sobre desastres agrícolas asociados con años secos en el Centro de México y Chihuahua (García-Acosta *et al.*, 2003, Endfield y Fernández; 2006; Escobar, 2004), estudios históricos relacionados a fenómenos como la Oscilación Multidecadal Atlántica (OMA), el Índice de Oscilación del Sur (IOS) y El Niño para el centro de México y la Península de Yucatán (Mendoza *et al.*, 2005; 2007).

2.2.1.3 Península de Yucatán

2.2.1.3.b Registros Paleo-ecológicos

En el lago Cobá, Quintana Roo, Leyden y cols (1998) reconstruyen con base en el registro polínico un bosque semideciduo y bosque de pantano para el Clásico tardío mientras que para el Preclásico temprano (1650 aC), se desarrollaron bosques más abiertos. La primera ocurrencia de maíz se registró a los 850 aC (Preclásico medio), precedida por deforestación. Hay evidencias de agricultura en la zona hasta 720 dC (Clásico tardío). Después de 1240 dC se observó el incremento en el bosque, sugiriendo el abandono del sitio.

Los estudios de Islebe y Sánchez (2002) en las costas de Quintana Roo, Península de Yucatán, abarcan los últimos 2500 años cal AP, el registro de polen tomado en un sitio de manglar indica condiciones húmedas con representación de un bosque tropical semideciduo de 2500-1500 años cal aP. De 1500-1200 años cal aP ocurre la casi desaparición del manglar sugiriendo clima seco y con vegetación más abierta, coincidente con el decaimiento de la cultura Maya. De 1200 a 1000 años cal aP, la expansión del manglar sugiere el retorno a condiciones húmedas y de 1000 años cal aP a la actualidad el retorno a condiciones secas.

Torrescano-Valle e Islebe (2006), estudiaron una secuencia de 5000 años cal aP en un pantano a lo largo del Río Hondo cercano al límite con Belice, en el Palmar. Observaron el desarrollo de un pantano contiguo a un bosque tropical con Moráceae y Fabaceae de 5000-4600 años cal aP. De 4600 a 4000 el polen indicador de manglar se incrementó asociado a los altos niveles del mar, al tiempo que se retiró el bosque tropical. Después de 4400 años cal aP, el manglar

prosperó por un nuevo incremento en el nivel del mar, mientras que el bosque tropical se redujo aún más. Se registró un hiato en la sedimentación para los últimos 2500 años en este sitio.

El registro de Moreno y cols (2012) en Aragón Río Lagartos, al norte de la Península de Yucatán, indican ambientes húmedos de ca. 3800 años cal hasta ca.3500 años cal aP, posteriormente, las condiciones cambiaron reduciéndose la humedad, pero manteniendo un ambiente adecuado para el desarrollo del bosque tropical hasta ca. 1600 años cal aP. Hay un cambio hacia condiciones secas hasta los 960 años cal aP (ca. 1000 dC), cuando se presentaron las condiciones más secas de éste periodo, coincidiendo con el colapso Maya. Después los bosques tropicales se desarrollaron sugiriendo el retorno a condiciones húmedas hasta ca. 700 años cal aP, que corresponde al Cálido Medieval y posteriormente el registro indica actividad humana.

Gutiérrez-Ayala y cols. (2012) en la Reserva de la Biósfera de Los Petenes, Campeche, observaron entre 4095 y 3450 años cal aP cambios en la abundancia del polen perteneciente a la selva y dominancia en los elementos de manglar causados cambios en el nivel del mar. A partir de 3000 años cal aP, disminuye considerablemente el manglar, hay una mejoría climática con condiciones de mayor humedad a partir de 250 años cal aP. En el año 600 dC registraron disminución en la precipitación la cual fue asociada al Cálido Medieval y a los mínimos de actividad solar registrados durante la PEH.

2.2.1.3.c Registros geoquímicos

En una estalagmita obtenida en la Península de Yucatán (Fig. 1) con $\delta^{18}\text{O}$ y fechamientos de U-Th, registran para el periodo Clásico Terminal (800-950 aC), ocho sequías severas con duración de 3-18 años ocurrida durante la decadencia maya, centradas en los años 806, 829, 842, 857, 895, 909, 921 y 935 y condiciones relativamente húmedas de los 950–1250, 1490–1580, y de los 1760–1828 años (Medina-Elizalde *et al.*, 2010).

Beach y cols. (2006) con estudios multi-proxies observan cambios en la erosión de los suelos en varios sitios del área Maya, encontrando mayor sedimentación y erosión antes de los 1000 aC con tres épocas principales de acelerada erosión de suelo, de ~1000 aC - 250 dC, 550-900 dC y en las últimas décadas

En el lago Chichancanab (centro norte de la Península de Yucatán, Fig. 1) Hodell y cols. (2001, 2005a), infirieron los cambios en la precipitación y evaporación de los últimos 9,000 años con isótopos de oxígeno y concentraciones de yeso. Entre 1300 y 1100 años aP (800–1000 dC) se caracterizó por ser el periodo más seco coincidiendo con el colapso de la civilización Maya en el siglo IX dC (Clásico). Además encontraron otros tres periodos secos: 475-250 aC, 125-210 dC y 750 a 1025 dC, con las sequías más fuertes y frecuentes antes de 1100 dC. El periodo más árido fue entre 475 y 250 aC (2500-2200 años aP).

Para los últimos 3500 años con $\delta^{18}\text{O}$ de ostrácodos y gasterópodos, Curtis y cols (1996), documentan la variabilidad climática en la Península de Yucatán en el Lago de Punta Laguna (Fig. 1), dividiendo el Holoceno tardío en tres periodos

basados en los cambios del $\delta^{18}\text{O}$. De ~1310--1785 valores bajos indican condiciones relativamente húmedas. Un periodo más seco que el anterior de ~1785 - ~930 y eventos muy áridos centrados en los años ~1171, 1019 y 943 equivalentes a 862, 986 y 1051 dC, siendo este intervalo coincidente con el colapso de la civilización Maya y con otras localidades del Centro de México. Posteriormente se retornó a condiciones más húmedas con excepción de un episodio seco centrado en los 559 (1391 dC).

En un registro de alta resolución con espeleotemas en Yucatán, Lachniet y cols. (2004) documentan variabilidad en el aporte de humedad para los últimos 2400 años. Encuentran condiciones secas durante el Clásico tardío (ca. 600-900 dC), con megasequías hasta alrededor de los 770 dC, incluyendo eventos como la caída de Teotihuacán ca. 550 dC. Las condiciones más húmedas en los 1450's se asociaron con inundaciones en la cuenca de México. Sus datos sugieren que la variabilidad en la lluvia fue forzada por el ENOS y los impactos de la agricultura.

Con base en esta revisión, es posible detectar que durante el Holoceno tardío tanto en el centro, sur y norte de México hubo cambios ambientales, estos cambios están relacionados a la variabilidad climática relacionada con el ENOS, la posición latitudinal promedio de la ZITC y la interacción con otros factores como la temperatura de la superficie de los océanos. Además se evidencia el impacto humano en algunas secuencias entrelazándose en algunos periodos con dicha variabilidad climática.

Capítulo 3.- El Clima Actual de México

El clima es el patrón promedio de las condiciones atmosféricas en una región del planeta. Es expresado generalmente en términos de temperatura y precipitación media, sin embargo parámetros como humedad, viento y nubosidad también son importantes caracterizadores del clima. Estos valores promedio se obtienen durante un periodo de tiempo relativamente largo, aproximadamente 30 años (Martín, 2003).

Los factores que determinan el clima de una zona son: la posición latitudinal, la distribución tierra-océano (continentalidad), la altitud sobre el nivel del mar y la localización en relación a los principales componentes de la circulación atmosférica general como son las celdas de alta y baja presión, que determinan el movimiento de las diferentes masas de aire y su interacción con los océanos (García, 1989).

Para México hay tres factores de circulación atmosférica que influyen en su clima actual: el desplazamiento estacional de la Zona Inter-Tropical de Convergencia (ZITC), la posición e intensidad de las celdas de alta presión subtropical que son la de Bermuda-Azores en el Atlántico y la del Pacífico del norte y los vientos del este. En invierno las celdas de alta presión del oeste traen condiciones secas, los vientos del este (alisios) dominan el verano trayendo vientos húmedos desde el Golfo de México y el sistema tipo monzón del Pacífico tropical este, aumentado por los efectos de los ciclones tropicales particularmente en septiembre (Metcalf *et. al.*, 2000). Las corrientes de chorro o *jet stream*

también son factores importantes para el cambio de condiciones en la parte fría del año. Sin embargo, la topografía en el caso de México juega un papel fundamental ya que influye en la distribución de la precipitación, en la distribución de temperatura y favorece la desviación de las corrientes de viento lo cual tiene un efecto en la distribución de plantas y animales.

La república Mexicana se extiende de los 14° 30' a los 32° 42' N y aproximadamente de los 82° a los 115° W, con una elevación media de 1500 metros sobre la porción centro del país, y consta de montañas y mesetas. Sólo entendiendo la gran influencia que la orografía de México ejerce en la temperatura y circulación del aire y la distribución de la precipitación, se puede explicar la diversidad de climas del país. Aunque hay otros factores que modifican localmente el clima y que deben ser tomados en cuenta como son la latitud y la altitud, (Mosiño y García, 1974).

El factor latitud determina la inclinación y oblicuidad de los rayos del sol que regulan la intensidad y duración de las horas de sol en una localidad. En la mitad sur del país (trópico, ca. 23.5° lat. N-14° 30' lat. N) la distribución es casi igual todo el año, mientras que la diferencia de insolación entre la porción norte y la porción sur es de aproximadamente una hora. La influencia de la latitud en el trópico de Cáncer muestra un pico máximo de temperatura anual en verano y uno mínimo en invierno, mientras que en la parte sur (zona tropical), se presentan dos máximos tomando en cuenta el intervalo de temperatura con respecto a la insolación. (Mosiño y García, 1974).

3.1 Temperatura

Factores importantes en la variación de temperatura son: latitud, altitud, la distribución tierra-agua que controla las temperaturas máxima y mínima, la nubosidad y la precipitación. De acuerdo a García, (1964, en Mosiño y García, 1974) México está dividido por isotermas (líneas que conectan lugares con igual temperatura) en tres zonas o cinturones, de acuerdo al arribo de la temperatura máxima anual y a la magnitud de los rasgos de temperatura a través del país. En el rango pequeño (0° - 7°C) para los meses de mayo, junio y julio en su frecuencia de temperatura máxima. Para la variación media (7° - 14°C) de mayo a septiembre y, para la variación anual alta (más de 14°C) para los meses de temperatura máxima que son de julio a agosto (Mosiño y García, 1974) (Fig. 2)

El periodo de temperatura máxima puede ocurrir de abril a septiembre, de sureste a noroeste a lo largo de las tierras altas, dispersándose y dividiéndose en dos direcciones (este y oeste), hacia el área subtropical marina y antes de llegar a la frontera México-Estados Unidos. Así por ejemplo, la temperatura pico en el sureste de México se presenta antes del solsticio de verano, mientras que en la Península de Baja California esto se demora hasta septiembre.



Fig.2.-Mapa de México donde se indica las zonas variación anual de la temperatura según Mosiño y García, 1974.

3.2 Orografía y sus Efectos

La orografía, tiene gran importancia en la determinación del clima de México debido a que está constituido por grandes cadenas montañosas y grandes planicies con altas altitudes. El país tiene una gran Altiplanicie con un promedio de elevación de 1,500 m snm, dividida en dos partes, la parte noroeste llamada “Mesa del Norte” y la porción sur denominada “Mesa Central” en la porción oeste de la misma altiplanicie, se localiza una gran cordillera llamada Sierra Madre Occidental, al este en las costas del Golfo de México se encuentra la Sierra Madre Oriental; de este a oeste de los 19 ° a los 20 ° de latitud Norte se encuentra la Sierra Volcánica Transversal o Eje Neovolcánico donde se observan grandes montañas nevadas. Bordeando el Golfo de México, por debajo de los 19 ° N se

encuentra la Sierra Madre del Sur, además existe un complejo montañoso denominado Nudo Mixteco. La península de Yucatán es una plataforma casi plana con pequeñas elevaciones sobre el nivel del mar y la Península de Baja California tiene una larga pero estrecha cadena montañosa con amplios planos costeros entre la costa y el pie de las montañas (Mosiño y García, 1974).

3.3 Vientos

En invierno y principios de primavera cuando las celdas de alta presión se mueven hacia el sur, el noroeste de México se encuentra bajo la influencia de los vientos del *Jet* subtropical. Con frecuencia estos vientos de alto nivel (*Jet*) contienen rápidos movimientos de aire y, los vientos de nivel bajo soplan con gran fuerza cruzando la Sierra Madre Occidental y las altas tierras áridas de la Mesa del Norte, donde están asociados a pequeñas lenguas de humedad causando fuertes lluvias y nevadas.

Durante el invierno boreal la ZITC se sitúa cerca del Ecuador $\sim 5^\circ$ al sur (Fig. 3). Los vientos del este del Atlántico traen lluvias desde la Cuenca del Amazonas hasta la costa oeste de Norte América. La corriente oceánica superficial primaria en el Golfo de México es la corriente del Golfo, la cual trae aguas cálidas desde el mar Caribe a través de la Península de Yucatán al Golfo de México antes de salir al Océano Nor-Atlántico a través de la Península de Florida. En invierno la Corriente del Golfo y sus cálidas aguas superficiales del Mar Caribe no penetran al Golfo de México, estas aguas cálidas son restringidas a una estrecha banda al sureste del Golfo de México llevando el flujo del Golfo

directamente de la Península de Yucatán a la Península de la Florida (Poore *et al.*, 2004).

En el sur de las celdas de alta presión subtropical, aproximadamente a los 35 °N, y al margen del anticiclón oceánico de ambos océanos (Pacífico y Atlántico) y debajo de los grandes desiertos del Hemisferio Norte se extienden los vientos del este, cruzando el norte de México en el verano y estos mismos vientos profundos prevalecen sobre todo el país originando zonas con aire tropical húmedo caliente (Mosiño y García, 1974).

Gran parte de la dinámica atmosférica de verano en México está relacionada con la presencia de la ZITC, en el Pacífico del este. La posición, intensidad y densidad de la convección profunda en esta región puede resultar en periodos de fuertes lluvias o severas sequías para México. En esta zona es donde también tiene lugar la mayor actividad ciclogénica del planeta, formándose huracanes intensos, (Magaña, 1999).

Durante el verano Boreal, la ZITC (Fig.3) se desplaza ~10 ° hacia el norte, en respuesta al incremento de insolación en el Hemisferio Norte, la migración de la ZITC resulta en vientos superficiales del sureste del Mar Caribe y el Golfo de México y vientos del sureste del Golfo de California trayendo vientos húmedos a México y suroeste de EU (Monzón Mexicano, MM) (Poore *et al.*, 2004).

3.4 Tormentas Tropicales

Un ciclón tropical o huracán, es un área de baja presión en la que el viento sopla de la periferia al centro y se mueve en sentido contrario al de las manecillas del reloj en el Hemisferio Norte (García, 1989); se manifiestan generalmente

desde finales de mayo hasta noviembre, presentándose con mayor frecuencia en septiembre.

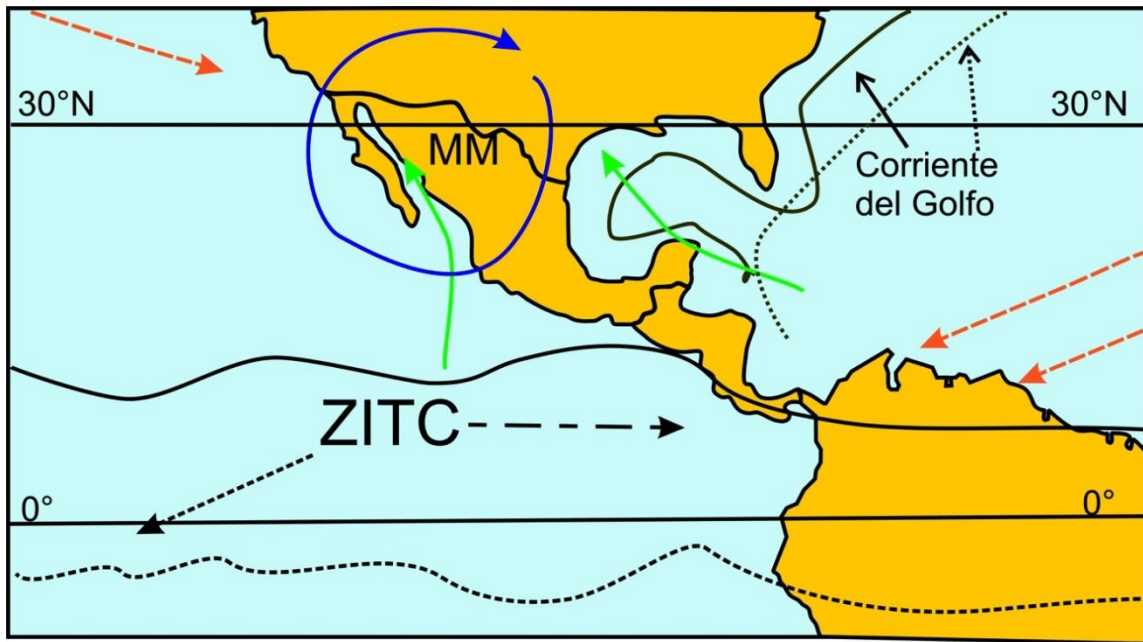


Fig. 3.- Posición de la Zona Inter-Tropical de Convergencia en verano (línea continua), invierno línea punteada, corriente del Golfo en verano (Línea continua), invierno, línea punteada, Vientos del Este (flechas verdes), vientos del oeste, (flechas naranja), MM= Monzón Mexicano, también llamado Monzón Americano y/o Monzón Norteamericano (Modificado de Poore *et al.*, 2004).

La mayoría de los cursos de las tormentas tropicales y huracanes son paralelos a las costas, particularmente sobre el este del Océano Pacífico. En otoño la dirección del movimiento es norte-noreste alejándose del Golfo de México y en la costa oeste son orientadas sureste-noroeste golpeando a lo largo de la costa. La precipitación de los ciclones modifica la estructura salina del agua, su actividad convectiva establece una fuerte interacción atmósfera-océano que determina el flujo de calor latente y humedad en la región teniendo importantes efectos a escala de tiempos cortos y estacionales (Amador *et al.*, 2006)

Para México se menciona que la probabilidad de que un huracán toque en tierra es 2.5 veces mayor en el Pacífico (Sinaloa, la parte baja de la Península de Baja California y Michoacán), que en las costas del Golfo de México (Península de Yucatán y Tamaulipas). A partir de 1980 se ha incrementado el número de huracanes en el Pacífico versus el Golfo de México (Jáuregui, 2003).

3.5 Nortes

Las masas de aire polar continental que en invierno llegan a México provocan días de intenso frío. Cuando dos masas de aire de distintas características se encuentran, se dice que ocurre un frente. En general, las condiciones meteorológicas de un frente frío se caracterizan por vientos y descensos de temperatura en superficie. Cuando el aire frío encuentra una masa de aire caliente y húmedo, se produce el desarrollo de nubes que pueden provocar precipitación. Si la posición del frente frío es tal, que el viento sopla intensamente de norte a sur sobre el Golfo de México o Centroamérica, se tiene un “Norte”.

Los nortes presentan rapidez del viento estacional presentándose con mayor frecuencia en invierno y menor frecuencia en verano con un máximo relativo en julio, aunque son más débiles que en invierno (Romero-Centeno *et al.*, 2003).

3.6 Monzón

En el margen del Pacífico se establece el denominado monzón mexicano (Fig. 3), el cual inicia propiamente a principio de Julio y termina en Septiembre, aportando aproximadamente el 80% de la lluvia total anual, en las laderas del

oeste de las montañas de la Sierra Madre Occidental (Douglas *et al.*, 1993). Cambios en la tropósfera media ocasionan vientos de oeste a este causando el incremento de la precipitación (Senstrud *et al.*, 1995).

Algunos estudios proponen que el aire húmedo del Golfo de México y el Caribe alcanzan el noroeste de México, sin embargo otros estudios argumentan que el Golfo de California y el este tropical Pacífico son una fuente importante de humedad para la convección profunda durante la estación del monzón. Así, Senstrud y cols (1995) con su modelo climatológico para el Monzón mexicano apoyan este último argumento proponiendo que el Golfo de California es una fuente significativa de humedad de bajo nivel para la transferencia de calor (convección) en Sonora y Arizona.

Durante el monzón, se produce lluvia durante un periodo corto (dos a cuatro meses) y una alta temperatura justo antes del establecimiento de las lluvias, también hay una inversión de viento superficial estacional sobre algunas áreas (circulación este-oeste).

El establecimiento del monzón sobre el NW de México coincide con el cambio de flujo de vientos secos del oeste de la tropósfera media en Mayo y Junio a vientos húmedos del este y flujos sureste durante Julio (Douglas *et al.*, 1993).

El monzón se localiza principalmente en las laderas del oeste de la Sierra Madre Occidental, en el noreste de México, específicamente en los estados de Sonora, Sinaloa y Nayarit y recibe aproximadamente el 70% de lluvia anual en los meses de Julio, Agosto y Septiembre. El total de la humedad proviene de niveles bajos del Océano Pacífico tropical este, mientras que el Golfo de México puede

contribuir con algo de humedad de nivel superior (aunque la mezcla ocurre sobre la Sierra Madre Occidental) (Adams y Comrie, 1997).

El monzón está básicamente unido a un incremento en la insolación de verano a través de una serie de interacciones océano/atmósfera. Uno de sus componentes más significativos, es la migración hacia el norte de elevadas temperaturas superficiales marinas en el Golfo de California el cual es generado por el aumento de la insolación de verano. Y otro componente importante influenciado por la insolación de verano, son las oleadas del Golfo. La humedad de las oleadas es derivada del paso de las ondas tropicales del este asociadas a perturbaciones como los ciclones (Reyes *et al.*, 1994; Bird y Kirby, 2006).

El monzón está limitado al oeste por el Océano Pacífico, incluido el Golfo de California. Las temperaturas marinas superficiales de verano (SSTs) en las latitudes medias y subtropicales a lo largo de la costa Pacífico son principalmente frías en promedio (<25 °C), sin embargo en el Golfo de California y el este del Océano Pacífico tropical, más al sur, son cálidas (>28 °C). Al este, la región está limitada por el Golfo de México, con SSTs de >26 °C. Al norte la limita la gran planicie de EU. Y al norte y sur alineada por la provincia de Sierras y Cuencas; se incluye la Península de Baja California, el valle del Río Colorado y los desiertos, es por este motivo que se le denomina Monzón Norteamericano, Monzón Americano , Monzón Mexicano, Monzón Mesoamericano, entre otros (Douglas *et al.*, 1993; Adams y Comrie, 1997; Senstrud *et al.*, 1995).

Un interés especial en cuanto a lluvias de verano, es la zona del monzón mexicano en el noroeste de México. Algunos estudios recientes concluyen que el monzón mexicano en la región de Sonora y Sinaloa, es débil durante veranos de

El Niño. El inicio del monzón en el noroeste mexicano, puede presentar adelantos o retrasos substanciales (~ 30 días), con respecto a la fecha de inicio de la temporada de lluvias (~17 de junio). Un inicio tardío en el monzón del noroeste mexicano generalmente significa una temporada de lluvias deficientes, lo cual parece ocurrir en años de El Niño (Higgins *et al.*, 1997).

3.7 Precipitación

Como se ha mencionado previamente, la orografía y el relieve del país juegan un papel importante en la distribución geográfica no estacional de la precipitación. Aunque no hay que dejar a un lado las perturbaciones atmosféricas ya que de éstas depende la precipitación en última instancia, la circulación de altos niveles juega un importante papel en la distribución de lluvias en los trópicos, y los vientos juegan un papel secundario en la producción y convección a gran escala.

3.7.1 Estaciones de Humedad y Sequía en México

De acuerdo al flujo de masas de aire que domina en México en determinada estación será la época de lluvias o de secas.

El flujo de aire de los vientos alisios aporta aire húmedo y es responsable de la precipitación en la estación lluviosa del verano, mientras que el flujo de aire del oeste lleva aire seco sobre el continente, siendo el responsable de la época seca del año.

En la costa sur del Pacífico se presenta el 90% de la precipitación en verano decreciendo hacia el norte sobre la Península de Baja California donde

prevalecen las lluvias de invierno pero con bajos valores. Los altos valores de la lluvia de verano están relacionados a las lluvias ciclónicas de tormentas tropicales.

Los nortes juegan un importante papel en la producción de lluvia de invierno y la mayor parte de la precipitación anual se da de mayo a octubre.

La sequía de verano medio es un periodo de relativa sequía que se presenta en la mitad este del país, hasta las costas del Golfo de México y hacia el sur hasta Colombia y Panamá. Esta se presenta como una disminución de días lluviosos durante el periodo de lluvias lo que significa que el total de lluvia mensual puede verse disminuido; expresándose como una marcha anual de precipitación con distribución bimodal.

Al parecer este evento ocurre por un restablecimiento ocasional del flujo de aire a un régimen de tipo invierno, donde se interrumpen los vientos del este sobre el Golfo de México, no permitiendo la entrada de las ondas del este ni de los ciclones tropicales. Esta situación que merma las lluvias, es llamada también, “canícula”, “sequía de agosto” o “veranillo” en Centro y Sud América (Mosiño y García, 1974; Magaña, *et al.*, 1999).

De acuerdo con Mosiño y García (1974), la distribución de áreas con más precipitación en México siguen un patrón que parece una letra “U” que se extiende en su porción derecha desde la ladera de la Sierra Madre Oriental hasta Chiapas y la porción sureste de la Península de Yucatán. A la izquierda la Sierra Madre Occidental incluyendo Nayarit y Jalisco y el trazo horizontal que forma la “U” está formada por la Sierra Madre del Sur y el eje Neovolcánico. Por otro lado, el área de baja precipitación localizada entre esta “U”, está al norte, en la meseta del norte, la cuenca interior del Río Balsas y las tierras altas de la Mixteca.

La parte más lluviosa del país se encuentra en las costas del Golfo de México debido a la gran cantidad de humedad acarreada por los vientos alisios y por el cambio hacia el norte del anticiclón del Nor-Atlántico y por los ciclones tropicales que se originan en el Mar Caribe (Mosiño y García, 1974).

En la mitad fría del año, las precipitaciones decrecen por el desplazamiento hacia el sur de las celdas de alta presión subtropical. En esta región del Golfo de México, los “nortes” que son los aires fríos que provienen de Norteamérica, levantan humedad que es liberada como lluvia invernal.

Es importante puntualizar que la lluvia es más abundante al sur del paralelo 22 °N, lo que incluye las montañas del centro y sur del país y la planicie costera del Golfo de México, contrario a la zona Pacífico que es la más seca e incluye el oeste de la Sierra Madre Occidental, las partes media y norte de la Península de Baja California y el desierto de Sonora (Mosiño y García, 1974).

La precipitación sobre la ladera oeste de la Sierra Madre Occidental está influenciada por el monzón que se establece por la costa del Pacífico de México a mediados del verano y entra a territorio mexicano cerca de las costas de Sinaloa y Nayarit, aportando grandes cantidades de lluvia.

En la parte sur de la Altiplanicie en las áreas planas, hay una precipitación de 600-1000 mm, mientras que en las montañas es de más de 1000 mm en verano, siendo julio el mes más húmedo. Durante el invierno las condiciones de sequía prevalecen en la región dominada por los vientos del oeste cuyas perturbaciones generales que afectan la región son fuertes vientos, caída de temperatura y algunas precipitaciones, que sobre las altas montañas se transforman en nieve. De igual forma, si las masas de aire frío se asocian a los

nortes en el Golfo de México pueden causar descenso de temperatura, nubosidad y algunas precipitaciones. Durante el verano y principios del otoño se incrementa la precipitación sobre todo en las partes altas del área por la presencia de ciclones tropicales tanto en el Golfo de México como en el Pacífico (Mosiño y García, 1974).

Los meses de máxima precipitación media son Julio y Agosto en la Altiplanicie y las partes altas de la Sierra Madre Oriental; en tanto que en la parte del Istmo, Junio o Septiembre son los meses de lluvia máxima; en la Mesa del Norte es Septiembre, con un segundo máximo en Mayo, Junio o Julio según sean las áreas afectadas por la sequía de verano medio (Mosiño y García, 1974).

También se presentan varias áreas de baja variabilidad extendiéndose desde el área sur de la altiplanicie y a lo largo de las partes altas de la Sierra Madre Occidental y la de Faja Volcánica Transmexicana (Mosiño y García, 1974).

3.8 Corrientes Marinas y sus Efectos en el Clima de México

Las corrientes marinas constituyen uno de los factores importantes del clima, ya que desplazan grandes masas de agua de diferente temperatura y densidad de una parte a otra del océano. Esta variación en el agua de mar es debida a la precipitación y evaporación del agua superficial de los diferentes océanos. Así, por ejemplo la fricción de los vientos hace que el agua superficial se mueva más o menos en la misma dirección de los vientos formando los llamados giros o ciclones (García, 1989).

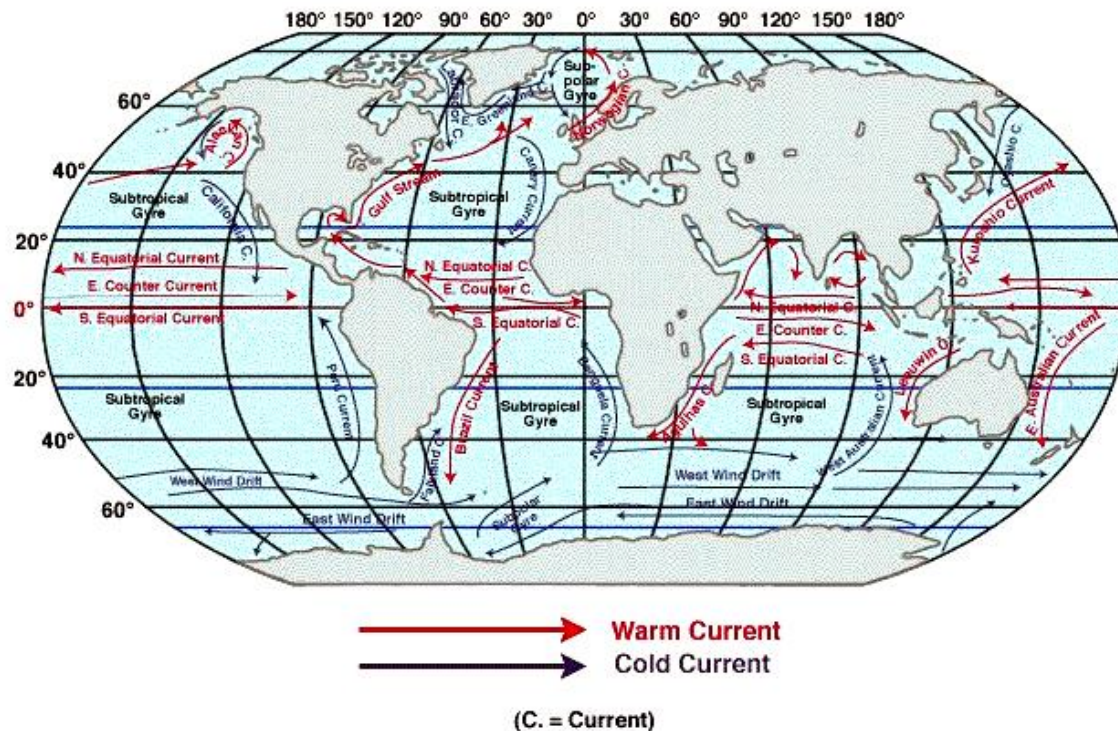


Fig. 4.- Mapamundi mostrando las corrientes oceánicas frías (flechas azules) y corrientes oceánicas cálidas (flechas rojas).
 (http://www.voyagesphotosmanu.com/corrientes_oceanicas.html)

En el Hemisferio Norte (Fig. 4), la circulación marina superficial se lleva a cabo en el sentido de las manecillas del reloj, centrada en el sub-trópico, coincidiendo con los centros de alta presión subtropical. Por el contrario, en la zona sub-polar, se manifiesta una circulación en contra de las manecillas del reloj (Fig. 4). Al sur del paralelo 30 °N la corriente fría (Corriente de California) gira hacia el Ecuador en Océano Pacífico, mientras que la corriente cálida (Corriente del Golfo), se desplaza hacia los polos del lado del Océano Atlántico (Fig. 5).

La temperatura de los océanos y mares que circundan la República Mexicana, el Golfo de México, el Mar de las Antillas, el Océano Pacífico y el Golfo

de California, intervienen fuertemente en la distribución de las características de los climas. Por ejemplo: la corriente fría marina de California, influye en la estabilidad del aire impidiendo la precipitación de verano; mientras que la corriente cálida del Golfo de México influye en la temperatura y humedad del este del país, permitiendo el paso de humedad a través de las montañas hacia el centro del país (Figs. 4 y 5), (García, 1989).

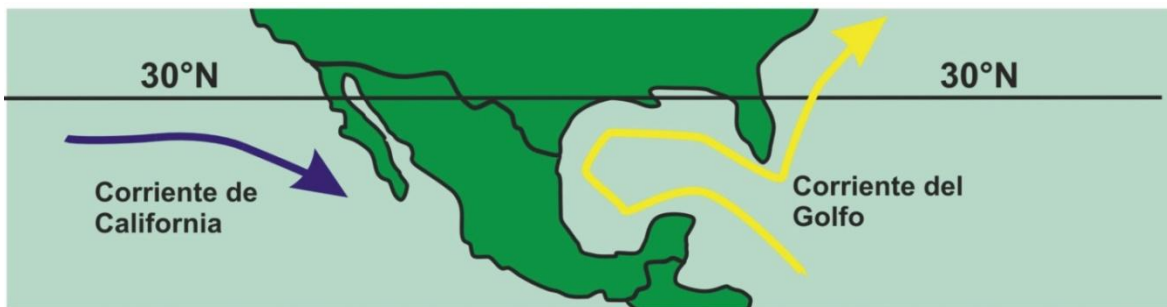


Fig. 5. Principales corrientes marinas que afectan a México

3.8.1 Giro del Atlántico Norte

En el Golfo de Guinea se origina una corriente que viaja de este a oeste y al chocar con el Cabo de San Roque (América del Sur), se divide en dos ramas, la sur, que bordea parte de América del sur y luego gira al este para regresar a su lugar de origen y la corriente ecuatorial del Norte que bordea parte de las costas América del sur, las Antillas y el Golfo de México para salir por el Océano Atlántico por la Florida, aquí se le conoce como Corriente del Golfo de México, atraviesa el Atlántico hasta llegar al Golfo de Vizcaya (siendo hasta aquí una corriente de aguas cálidas), donde se divide en dos ramas, una bordea la costa noroeste de

Europa y la otra viaja hacia el sur bordeando las costas de África cerrando el giro del Atlántico norte (Fig. 4).

3.8.2 Giro del Pacífico Norte

En las costas occidentales de México, América Central y América del Sur (Fig. 4) se originan dos corrientes cálidas de movimiento este-oeste, nombradas corriente Ecuatoriales Norte y Sur, se encuentran separadas por una contracorriente, que viaja de oeste a este y llega a las costas de Ecuador llamada contracorriente ecuatorial.

En el Pacífico noreste durante el verano boreal a principios de primavera se comienza a desarrollar una “alberca cálida” donde las aguas alcanzan una temperatura de 28.5 °C; esta alberca comienza a extenderse y junto con la ZITC dispara el establecimiento del Monzón, (Wang y Fiedler, 2006).

La corriente Ecuatorial Norte (Fig. 4), viaja hacia las islas del Pacífico occidental (Islas Filipinas y el Japón), bordeándolas y a la latitud de 40 °N gira hacia el este cruzando el Océano Pacífico hasta llegar a las costas de Norte América, arribando como una corriente cálida; aquí, gira hacia el sur rodeando las costas de EU, donde se enfría y se le denomina Corriente de California (Figs. 4 y 5), que retorna a la zona ecuatorial para cerrar el circuito (García, 1989).

3.8.3 El Niño-Oscilación del Sur (ENOS)

En años normales, el contraste térmico entre la alberca de agua caliente en el Pacífico mexicano y la lengua de agua fría frente a las costas de Perú, resulta en una acumulación de humedad frente a las costas de México. Al desaparecer

este contraste térmico meridional durante El Niño, la convergencia permanece cerca de la región de agua anómalamente caliente frente a Sudamérica, por lo que los movimientos convectivos ascendentes más importantes de la estación ocurren lejos del territorio mexicano. El desplazamiento meridional de la ZITC (Fig. 3) resulta en una menor actividad convectiva cerca de nuestro país y por lo tanto en menos lluvias (Magaña, 1999).

En años recientes, dada la importancia económica y social de este fenómeno climático, se ha incrementado el interés en el efecto del El Niño o El Niño Oscilación del Sur en el clima de México. Este fenómeno se origina por un debilitamiento del Anticiclón del Pacífico Sur, provocando que los vientos alisios del sur se debiliten permitiendo que las aguas tropicales se acumulen hacia el Pacífico este; esta agua lleva consigo su capacidad evaporativa y el intenso proceso nuboso se mueve hacia el Pacífico central lo cual afecta la circulación atmosférica. La profundidad de la termoclina en el Pacífico tropical aumenta y las aguas frías no alcanzan la superficie, dando como resultado un evento cálido que es El Niño.

La intensificación de los vientos alisios sobre México inhibe la entrada de humedad provocando escasez de lluvia en verano y mayor precipitación en invierno en la parte norte del país. La precipitación promedio aumenta en 43 mm después de que ocurre un año fuerte de El Niño. Así mismo el promedio de las temperaturas mensuales se incrementa un grado Celsius en años fuertes de El Niño (Cruz-Medina, 2006; Badan, 2003).

La Niña modifica también los patrones de precipitación en México, se denomina La Niña, al evento frío o fase fría del ENSO, pero también es conocido como "El Viejo" o "El Anti-niño" y presenta condiciones contrarias al fenómeno de El Niño. Se desarrolla cuando la fase positiva de la Oscilación del Sur, alcanza niveles significativos y se prolonga por varios meses, suele ir acompañado del descenso de las temperaturas y provoca fuertes sequías en las zonas costeras del Pacífico. Durante inviernos de La Niña, la precipitación disminuye en el noreste de México, mientras que aumenta en el Istmo de Tehuantepec. Las condiciones regresan a la normalidad y las lluvias resultan en una precipitación por encima de la media (Magaña *et al.*, 2003).

3.8.3.1 La Señal de El Niño en Invierno

En años normales, el clima mexicano es afectado por ciclones de latitudes medias asociadas a frentes fríos, producen lluvias invernales y mueven masas de aire tanto en la región de Baja California, Sonora y Chihuahua, como en la de Nuevo León y Tamaulipas. Durante años de El Niño, la circulación media invernal, con corrientes en chorro sobre el Pacífico norte y la costa este de los Estados Unidos, es alterada por una onda estacionaria del tipo Rossby, que se ha denominado patrón de circulación del Pacífico Norte Americano, o patrón PNA. La presencia de esta anomalía en la circulación media resulta en cambios en la posición de la corriente en chorro subtropical, que se desplaza hacia el sur alrededor de 500 km (Magaña, 1999).

Dado que los sistemas de latitudes medias presentan este sistema de corriente en chorro para adquirir energía, el paso de frentes fríos en el norte de la

República Mexicana se vuelve más frecuente y con ello, se tienen más lluvias invernales en el norte y centro del país, e incluso en la península de Yucatán. Así, el norte de Baja California experimenta lluvias invernales más frecuentes e intensas durante periodos de El Niño (Adams y Comrie, 1997).

La presencia anómalamente continua de frentes fríos durante inviernos El Niño, provoca que las temperaturas en gran parte del país estén por debajo de lo normal, llegando a producirse nevadas en la sierras e incluso, en la parte central de México, aunque el impacto de El Niño en las lluvias de invierno de México no es siempre el mismo. Las diferencias de un año a otro en las anomalías invernales de lluvia entre eventos de El Niño, dependen en gran medida de la posición de la circulación atmosférica, así como del patrón PNA el cual es a su vez, influenciado por las características de la actividad convectiva anómala del Pacífico central (Magaña, 1999). Un cambio en la fase de 5° a 10° en longitud de esta onda estacionaria, significa desplazamientos en los patrones de precipitación regional. En regiones de los estados de Veracruz, Tabasco y Yucatán, el impacto de El Niño en el clima invernal se relaciona con la actividad de los Nortes, cuyo número e intensidad parecen verse afectados al cambiar la circulación atmosférica media.

Los cambios en la posición e intensidad del *jet* subtropical asociados al establecimiento de circulaciones estacionarias, parecen provocar un aumento en el paso de estos sistemas de latitudes medias por el Golfo de México, los cuales afectan la parte sur de México, e incluso Centroamérica y el Caribe, sin que necesariamente esto se refleje en mayor precipitación.

En años La Niña, durante la precipitación de invierno, las anomalías de temperatura de superficie parecen opuestas a las observadas durante años de El Niño (Magaña, 1999).

Al parecer el número de nortes en el Golfo de México se incrementa durante El Niño en comparación con años La Niña (Romero-Centeno, *et al.*, 2003; Magaña *et al.*, 1999).

3.8.3.2 La señal de El Niño en Verano

En México, durante el verano El Niño provoca que las lluvias en la mayor parte del país disminuyan, llegando con frecuencia a producir sequías. Los efectos de El Niño se asocian a menores precipitaciones incluyendo menos humedad en el suelo y frecuentemente, pérdidas de miles de hectáreas de bosques por incendios forestales.

Durante veranos La Niña, las lluvias en la mayor parte de México son cercanas a lo normal, pudiendo incluso ser anómalamente intensas. Diversos factores resultan en mayores lluvias, pero quizá el más importante sea la actividad de ondas del este y los huracanes en el Caribe y Golfo de México (Magaña, 1999).

Asimismo, debe recordarse que El Niño no es el único modulador del clima. Son varios los procesos dinámicos que se combinan y que resultan en una disminución en la actividad convectiva sobre México durante veranos de El Niño. Estos tienen que ver principalmente con cambios de los sistemas atmosféricos relacionados con la lluvia. En primer lugar, la ZITC del Pacífico del este, donde existe gran cantidad de nubes profundas (*cumulunimbus*), tiende a permanecer más cercana del Ecuador. Esto se debe a que la convergencia de humedad para

las lluvias tiende a ser mayor en el Pacífico ecuatorial del este que frente a la costa este de México. La disminución en la densidad de nubes sobre México permite el aumento en la cantidad de radiación que llega a la superficie con lo que se registran temperaturas por encima de lo normal en gran parte del territorio durante veranos El Niño. El contraste entre anomalías de temperatura de superficie durante veranos El Niño y La Niña tiene que ver en cierta medida con la cubierta nubosa en unos y otros periodos.

Por otra parte, la actividad convectiva en la ZITC genera subsidencia (movimientos descendentes de aire) asociados a la circulación de tipo Hadley, los cuales inhiben el desarrollo de nubes convectivas profundas alrededor del trópico de Cáncer. Al parecer, con la ZITC (Fig. 3), más cerca del Ecuador, la rama descendente de la celda de Hadley se refuerza en ciertas regiones del norte de México, provocando una disminución y debilitamiento de los procesos asociados al desarrollo de nubes profundas y de lluvia. Un efecto aproximadamente opuesto se registra durante veranos de La Niña.

Otro elemento a considerar en veranos El Niño es la intensificación de los vientos alisios sobre el Caribe y la región del Golfo de México. La ZITC como centro de forzamiento de calor convectivo y movimientos ascendentes, al norte del Ecuador, provoca una respuesta en forma de onda de Rossby estacionaria de bajos niveles (Gill, 1982; Magaña, 1999) detectable sobre la parte sur de México. Esta onda tipo Rossby estacionaria se traduce en alisios más intensos.

En años de La Niña, las lluvias parecen estar alrededor o por encima de lo normal en gran parte de México, pero especialmente en el noreste del país. La respuesta de las lluvias a La Niña parecen casi opuestas a las observadas durante

El Niño, aunque como se ha mencionado, los patrones de anomalías no son exactamente inversos (por ejemplo, en la región del monzón mexicano). Debe recordarse que además de El Niño, existen factores que influyen en las lluvias de verano en México como la temperatura de la superficie del mar tanto en el Pacífico mexicano, como en el Caribe; la circulación media, y la humedad en el suelo (Magaña *et al.*, 1999).

Hoy en día se sabe que la relación entre El Niño y el número de huracanes del Atlántico es estadísticamente significativa. Evidentemente, un mayor número de huracanes en el Atlántico aumenta las posibilidades de que estos toquen territorio mexicano aumentando las lluvias de verano. La disminución de huracanes en el Golfo de México, afecta principalmente las lluvias del norte de Veracruz, Tamaulipas y Coahuila. Son tan importantes los huracanes en las lluvias del noreste, que un sólo huracán puede significar el fin de una sequía (Jáuregui, 2003).

Los ciclones tropicales o huracanes se desarrollan sobre océanos con temperatura superficial de al menos 26.5 °C. En un huracán se producen movimientos ascendentes de hasta 10 m/s. La ocurrencia de tormentas tropicales y huracanes muestra gran variabilidad interanual. Un análisis de la ocurrencia de los ciclones tropicales para cada año, permite obtener algunas conclusiones sobre la variabilidad de los huracanes que afectan a México, Centroamérica y el Caribe en años El Niño y No-Niño. La información sobre posición geográfica (latitud-longitud) o intensidad máxima alcanzada resulta de gran interés para entender algunas variaciones de las lluvias (Jáuregui, 2003).

En el Caribe, la temperatura superficial del mar alcanza un máximo durante los meses de Agosto a Octubre, época en la que se registra la máxima actividad de tormentas tropicales. En años de El Niño, las temperaturas son ligeramente menores (~ 0.5 °C) a las alcanzadas en años La Niña. El cambio más substancial, y al que se le atribuye la disminución en el número de tormentas tropicales que se forman en el Caribe en veranos El Niño, es el del gradiente vertical del viento.

Durante El Niño, el gradiente vertical del viento en la región del Caribe aumenta, debido a la intensificación de los alisios, particularmente del *jet* de bajos niveles (Amador y Magaña, 1999). Este aumento de gradiente vertical dificulta el desarrollo vertical de las nubes profundas, de las que se compone un huracán. En cuanto a la humedad disponible, el agua precipitable en la región muestra un ligero aumento durante años de La Niña, con respecto de años de El Niño. La combinación de estos tres factores resulta en condiciones más favorables para la ciclogénesis en años La Niña, que en años El Niño.

Los cambios más marcados entre años El Niño y La Niña se dan en la temperatura superficial del mar, siendo más calientes (~ 0.5 °C) durante veranos El Niño. Tal aumento en la temperatura permite que en principio, la intensidad de los huracanes pueda ser mayor.

Capítulo 4.-Área de Estudio

4.1 Antecedentes

Entre los trabajos realizados previamente en LSMO destacan los estudios botánicos donde se documentan los principales tipos de comunidades que rodean al lago (Téllez Valdés, 1995). La caracterización magnética de los sedimentos del lago a partir de parámetros magnéticos de Vázquez-Castro (2004) y Vázquez-Castro y cols. (2008). Otro conjunto de investigaciones realizadas en la zona se enfocan a los procesos termodinámicos en el lago (Filonov *et al.*, 2005; Serrano, 2004), la composición química del agua del LSMO (Armienta *et al.*, 2008) y la diferencia entre los organismos (diatomeas y ostrácodos) encontrados en la época seca y en la húmeda (Caballero *et al.*, en prensa)

4.2 Localización y aspectos geológicos

El LSMO, se encuentra ubicado en la intersección que forman la Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), (Fig. 6A). Esta región (Guadalajara-Tepic) ha estado sujeta a procesos de fracturamiento profundo desde el Mioceno temprano (Rodríguez-Castañeda y Rodríguez Torres, 1992) y a procesos de deformación extensional, originando una especie de división geográfica entre lo que se definió como Cuencas y Sierras mexicanas (Aranda-Gómez *et al.*, 2000). La deformación extensional fusionó los extremos norte (Sonora-Chihuahua) y sur (Nayarit-Jalisco). Esta extensión tiene una orientación de tendencia NNW-SSE (Ferrari *et al.*, 2000, 2002); siendo uno de los problemas existentes, diferenciar los tipos de vulcanismo entre los dos arcos

volcánicos; el de la Sierra Madre Occidental con orientación nor-noroeste y el de la FVTM con orientación aproximada este-oeste en esta zona (Fig. 6A).

La Sierra Madre Occidental puede ser dividida de acuerdo con Ferrari y cols. (2000, 2002), por sus rasgos tectónicos y magmáticos para el Cretácico-Terciario en tres sectores: Norte (Sonora y Chihuahua), Centro (Sinaloa-Durango) y Sur (Nayarit-Jalisco-Zacatecas), siendo en el sector sur donde se localiza el LSMO. Así mismo, mencionan que al sur del trópico de Cáncer, la Sierra Madre Occidental puede ser dividida en dominio extensional del este, del oeste y el corredor transpresional Santa María del Oro-Santa Rosa, esta transpresión afectó el sureste de la Sierra Madre Occidental y tiene una edad entre 17 y 11 Ma y dentro de este corredor transpresional, afectado también por varios sistemas de fallas, se localiza el área de Santa María del Oro.

Estudios realizados por Camprubí y cols. (2003) y Ferrari cols. (2002) indican que los depósitos encontrados en la parte sur de la Sierra Madre Occidental y norte de la Faja Volcánica Transmexicana corresponden al último episodio de estallido de ignimbritas de la sierra Madre Occidental menores a 23 Ma.

Rodríguez-Castañeda y Rodríguez Torres (1992), señalan dentro de la región Jalisco-Nayarit un grupo denominado Supergrupo Eje Neovolcánico, para asignar al Holoceno todos los volcanes característicos de éste último episodio del vulcanismo, donde forman dos grupos (el grupo Guadalajara y el Grupo Tepic). Indicando que dentro del Grupo Tepic, se encuentran los volcanes, San Juan, Sangangüey, Las Navajas, Tepeltitit y Ceboruco (Fig. 6B).

La zona donde se localiza el LSMO, está conformada por un basamento de rocas del Eoceno (Fig. 6C), constituido por rocas andesíticas (TiA), afectadas por un intrusivo granítico del Oligoceno. Todo está cubierto por rocas volcánicas ácidas: tobas, brechas e ignimbritas de edad Miocénica (TsBva, TomTa), cuyo origen puede provenir de una serie de calderas de dirección NNW y que forman parte de la secuencia ignimbrítica del Nayar (Cárdenas 1994; Camprubí, *et al* 2003). Además, se presentan coladas basálticas en forma de mesetas posiblemente de edad Pleistocénica y depósitos clásticos continentales de material reciente, acumulado en las partes bajas de la topografía formados a partir de los procesos de erosión (Qal). Ferrari y cols. (2002) mencionan que se han reportado para Santa María del Oro edades de 21.3 Ma.

4.3 EI LSMO.

El LSMO (Fig. 6C) se localiza en la parte nor-occidental de la FVTM (Fig. 6A), en el límite con la porción sur de la provincia fisiográfica llamada Sierra Madre Occidental al sureste del estado de Nayarit (Fig. 6B); se encuentra a 4.5 km en línea recta y 24 ° al norte del poblado del mismo nombre; a los 21° 22'58" N y 104° 34'48" W a una altitud de 730 m snm (Vázquez-Castro, 2004). Presenta un diámetro aproximado de 2 km y un área de 3.7 km², con una profundidad máxima de 65.5 m y una profundidad promedio de 46 m, el volumen calculado es de 14.3 millones de metros cúbicos de agua (Serrano 2004). El cráter parece haberse formado durante el Mioceno, las rocas son riolíticas y presentan una orientación NE (Nelson y Sánchez, 1986). El LSMO está alineado con conos asociados al

volcán Sangangüey, por lo cual se podría argumentar que tienen una edad Pleistocénica. (Ferrari *et al.*, 1997).

El lago es de tipo endorreico. Está alimentado por arroyos de escurrimiento intermitente, que únicamente durante la época de lluvias están activos. La erosión del interior de la estructura ha propiciado un drenaje de tipo dendrítico y radial convergente hacia el lago (Vázquez-Castro, 1994) (Fig.8).

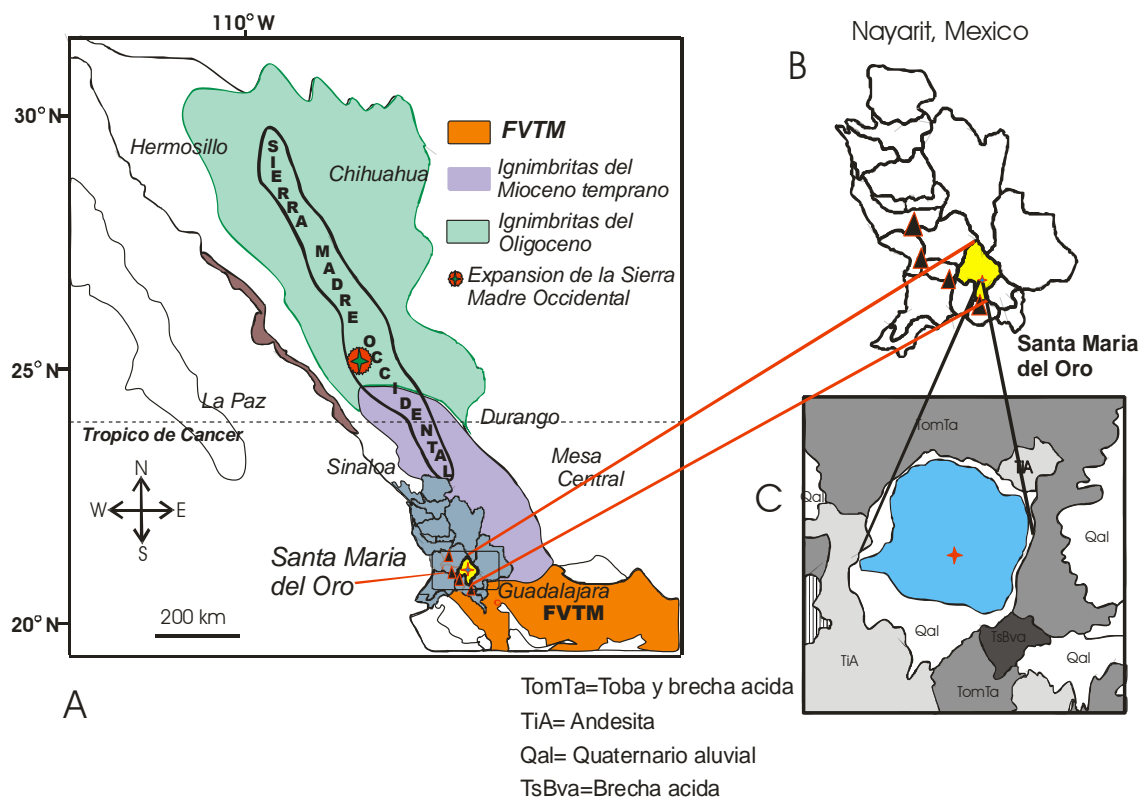


Fig. 6. Mapa de localización del Lago de Santa María del Oro. A) Se muestran las rocas de la Sierra Madre Occidental y la intersección con la FVTM (Modificado de Ferrari *et al.*, 2005), B) estado de Nayarit. C) Lago de Santa María del Oro con tipos de rocas. (Modificado de Cárdenas, 1994)

4.4 Aspectos limnológicos

El LSMO es del tipo maar, con batimetría característica de una estructura de tipo axalapasco, la cual es definida como un cráter de explosión ocupado por un lago, de forma más o menos circular y fondo plano, presentando una pendiente abrupta en su orilla y el centro del lago es plano, fluctuando entre los 55 y 65.5 m (Serrano 2004) (Fig. 7). Hay una pequeña bahía (Agua Caliente) con aguas superficiales (profundidad <20m) en la porción suroeste del lago (Caballero *et al.*, en prensa). La elevación que rodea al lago es de 300 a 400 m en las riberas norte y sur respectivamente; al noreste del lago se localiza un cañón de 2 a 3 km de longitud que desciende a un extenso valle a unos 150 m por debajo del espejo de agua; al oeste se localiza una planicie a unos 150 m por arriba de la superficie del lago (Serrano, 2004).

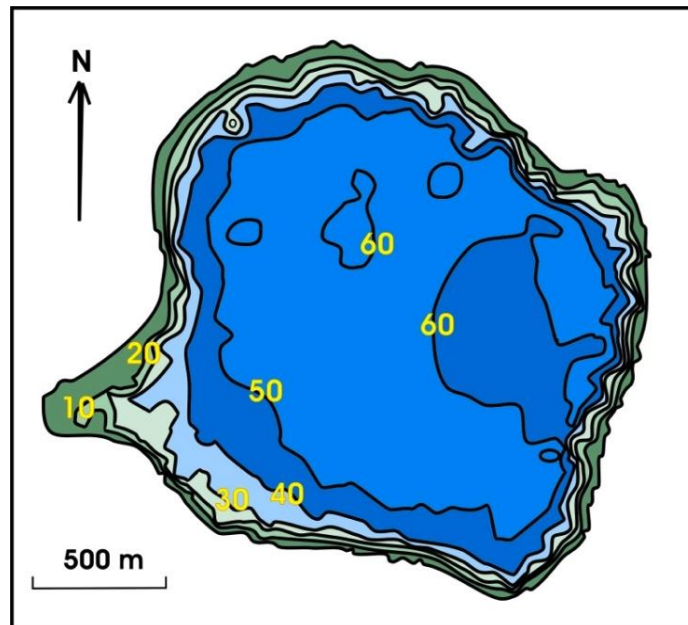


Fig. 7 Mapa de batimetría del LSMO se puede observar que la profundidad en la orilla desciende muy rápidamente y que en el fondo del lago se presenta la mayor profundidad y una gran extensión.

El lago es cálido monomítico con estratificación termal estable durante la mayor parte del año (termoclina 16-24 m). El gradiente de temperatura en el epilimnion (hasta los 16 m) fue de $28.8\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 0.9$ y el hipolimnion (30-60 m) fue de $22.4\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 0.2$. La diferencia de temperatura metalimnética varió de $1.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ en Abril a $7.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ en Octubre (Caballero *et al.*, en prensa). La columna de agua es termalmente homogénea de finales de Enero a principios de Marzo, mientras que de Febrero a Marzo permanece casi homogéneo, con una temperatura superficial de $23\text{ }^{\circ}\text{C}$ mientras que en fondo la temperatura es de $22.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Filonov *et al.*, 2005). En la parte litoral del lago, la temperatura varió de $22.5\text{-}30\text{ }^{\circ}\text{C}$.

El oxígeno disuelto fue verticalmente homogéneo solo en Enero. Las concentraciones de oxígeno en el epilimnion variaron de 9.4 mg/l en Abril (sobresaturación 143%) a $<1\text{ mg/l}$ en Enero (anoxia). El hipolimnion siempre fue anóxico. En la parte litoral del lago el oxígeno disuelto varió de 0.5 a 0.9 mg/l (Caballero *et al.*, en prensa)

En el LSMO existe mayor amplitud en los espectros de temperatura, presión y dirección del viento para la época de estiaje que para la época de lluvia. Las fluctuaciones del viento producido entre los valles forman corrientes externas en la superficie del lago que presentan una circulación ciclónica y una anticiclónica, lo que origina cambios temporales y espaciales en el movimiento de sus aguas que pueden incrementar el intercambio de propiedades como temperatura, oxígeno y nutrientes. Otro factor que se presenta por el movimiento del agua producido por el aire en los lagos y otros cuerpos de agua cerrados o semi-cerrados son las oscilaciones estacionarias que favorecen el transporte vertical de calor y

sustancias disueltas como nutrientes, oxígeno, etc., alterando la distribución y crecimiento del zooplancton y fitoplancton (Serrano, 2004).

Entre los géneros y especies de fitoplancton registrados para este lago se encuentran: Desmidiaceae: *Staurastrum* sp. y *Closterium acutum*; Clorofíceas: *Botryococcus* sp., *Monoraphidium dibowsky*, *Oocystis* cf. *massonii*, *Closteriopsis* aff. *aciculare*, *Tetraedron* sp., *Mougeotia* sp., *Shroederia antillana*, *Coelastrum* sp., Chloococcales: *Eutetramorusfotti*; Dinophyceae: *Ceratium hirudinella*; Cryptomonadalea: *Cyptomonas* y *Rhodomonas*, en el picoplancton se encuentra *Synechococcus* y *Synechocystis*; *Microcystisbotrys* y *M. aerofinosa*, *Lyngbio birgei*, *Trachaelomonas* y Cianobacterias. Bacillariophyceae: *Aulacoseira granulata* *Nitzchia amphibia* (Vilaclara com. pers.).

En estos lagos tipo maar, los iones más dominantes son: cloruros, carbonatos y bicarbonatos y de los cationes, el sodio. Así mismo la concentración iónica es derivada de los procesos dilución/concentración relacionados a precipitación/evaporación. (Armienta *et al.*, 2008). Este lago fue ligeramente alcalino (pH>8) con composición iónica dominada por $[HCO_3] - [Cl]$ y $[Na^+] > [Mg^{2+}] \gg [Ca^{2+}]$ siendo relativamente alta para lagos de agua dulce, situándose en el rango de mesohalobos (500-3000 mg/l), sugiriendo que este lago se está concentrando debido a la alta evaporación. Al mismo tiempo la concentración evaporativa es acoplada con la precipitación de carbonatos lo cual ocurre mayormente durante la época húmeda, la cual a su vez incluye los meses más cálidos del año, que favorecen la precipitación de carbonatos y ésta a su vez puede favorecer las floraciones de algas. La precipitación de carbonatos está

asociada con la reducción de $[Ca^{2+}]$ y el enriquecimiento de $[Cl^-]$ (Caballero *et al.*, en prensa).

La acumulación total de sedimentos fue ligeramente mayor durante el periodo seco y la composición de sedimentos fue muy diferente entre las épocas húmeda y seca, teniendo mayor valor de carbonatos durante la estación húmeda. La visibilidad fluctuó entre 1.3 m en marzo a 12 m en octubre, y durante la mezcla fue menor a 5 m (enero-marzo) mientras que durante la estratificación mayor a 7 m. La concentración de nutrientes indica que el fósforo reactivo soluble no es un factor limitante para los organismos que habitan el LSMO y que el nitrógeno inorgánico disuelto tiene altos valores durante la mezcla (enero), pero puede caer a valores limitantes durante la estratificación por lo cual fue clasificado como un lago mesotrófico (Caballero *et al.*, en prensa).

4.5 Clima

El clima predominante en el estado de Nayarit es cálido, aunque se presentan semi-cálidos y templados en menor proporción. En Santa María del Oro, el clima según Köpen modificado por García (1989) es (Awo), tropical sub-húmedo con lluvias en verano, con una temperatura media anual de 21 °C, una máxima extrema de 38 °C en los meses de Junio y Julio (Fig. 9) y una mínima extrema de 4 °C reportada en Enero y Febrero (Serrano, 2004).

Precipitación media anual

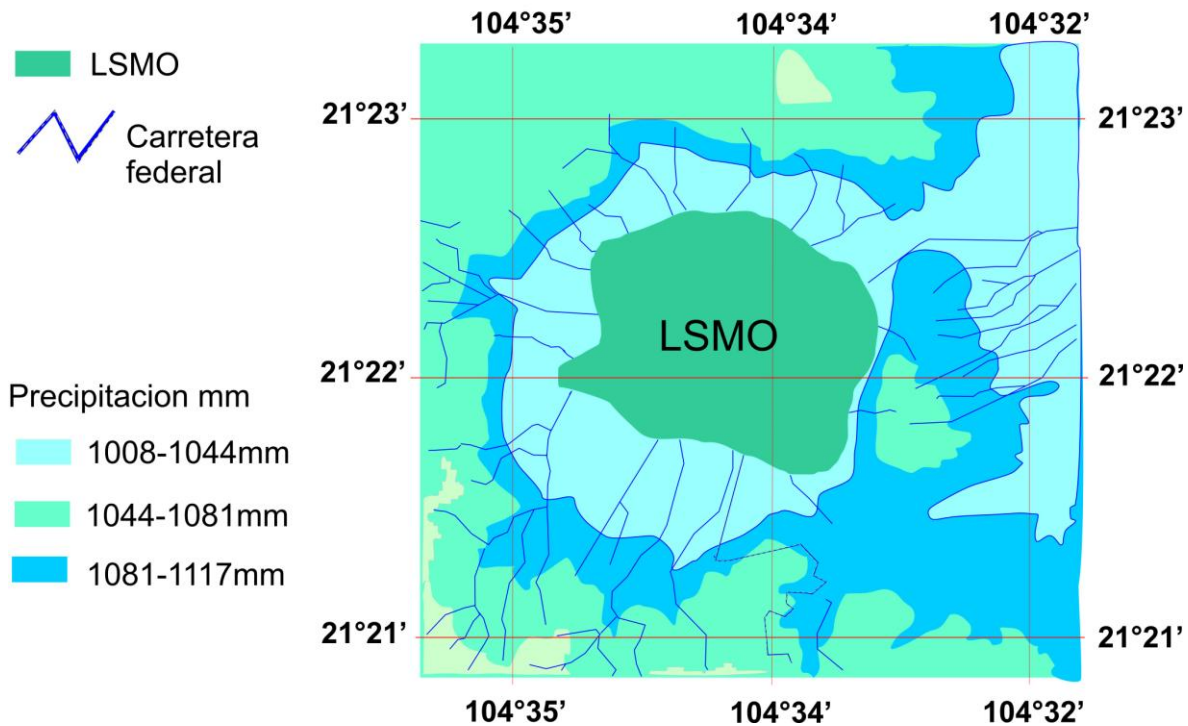


Fig. 8. Mapa de precipitación promedio anual del LSMO mostrando los ríos y la precipitación en la cuenca y sus alrededores (proporcionado por Téllez-Valdéz 2009).

La precipitación media anual es de 1214 mm, con 81 días de lluvia promedio, los meses de lluvia van de Junio a Octubre y una temporada de secas muy extensa de entre 6 a 8 meses (Figs. 8 y 10). La evaporación media anual es de 1708 mm/año (Caballero *et al.*, en prensa). La presión atmosférica para la época de sequía promedio es de 939 mb mientras que para el periodo de lluvia la presión atmosférica promedio es de 930 mb.

La temperatura en la época seca es de 19 °C y en la época de lluvias es de 25 °C, siendo esta última, una época de fluctuaciones en donde la menor variación en temperatura es debida a la presencia de una mayor cantidad de vapor de agua

en la región (Figs. 9, 10 y 11). Los vientos más intensos fluctúan entre los 3.5 ms^{-1} con impulsos de 12 ms^{-1} y son de dirección este por la noche y hasta medio día, cambiando de dirección hacia el oeste por la tarde (Serrano, 2004).

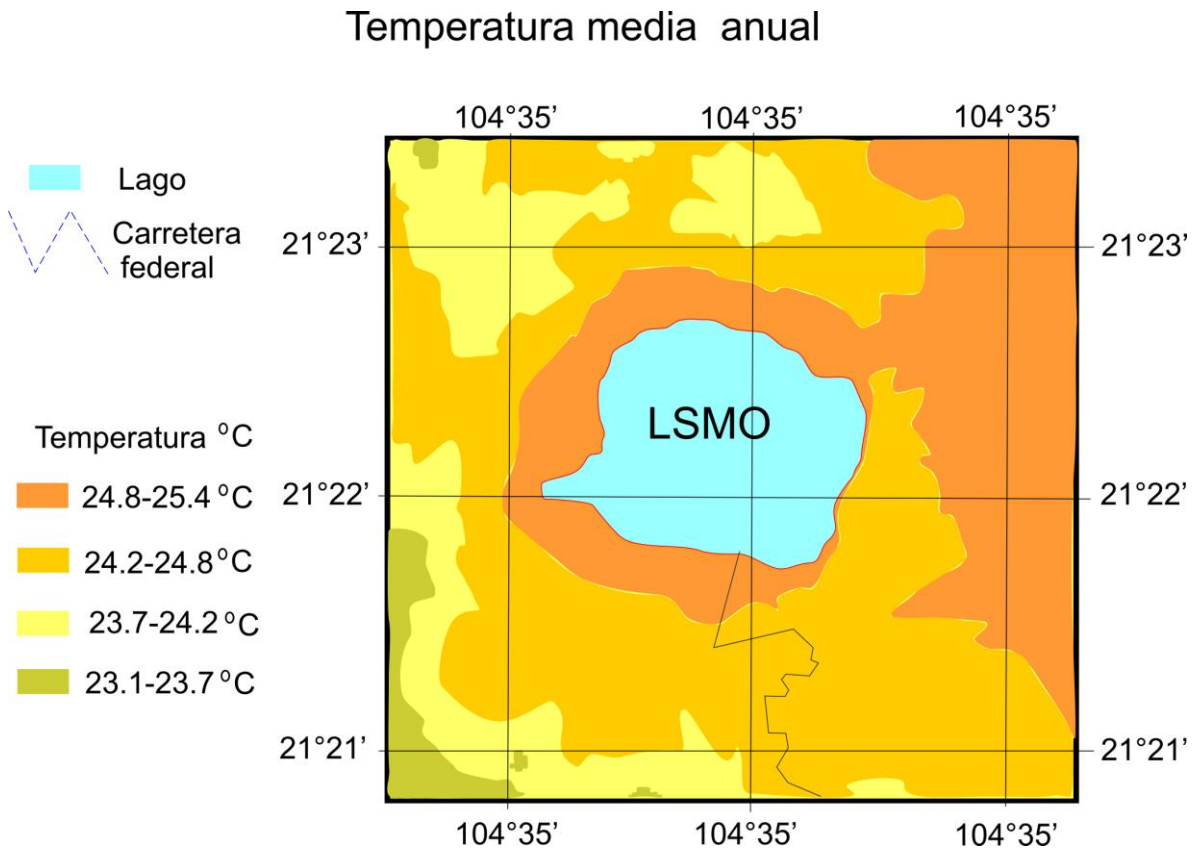


Fig. 9. Mapa de temperatura promedio anual del LSMO mostrando las diferentes temperaturas de la cuenca y sus alrededores (proporcionado por Téllez-Valdéz 2009)

Entre Mayo y Octubre la ZITC, ejerce más influencia en la inestabilidad climática a lo largo de las costas sur Pacífico de México. En invierno y principios de primavera cuando las celdas de alta presión se mueven hacia el sur del noroeste de México se encuentra bajo la influencia de los vientos del oeste. Con frecuencia estos vientos de alto nivel contienen corrientes rápidas de aire (*Jet*) y,

los vientos de nivel bajo soplan con gran fuerza cruzando la Sierra Madre Occidental, donde están asociados a pequeñas lenguas de humedad causando fuertes lluvias.

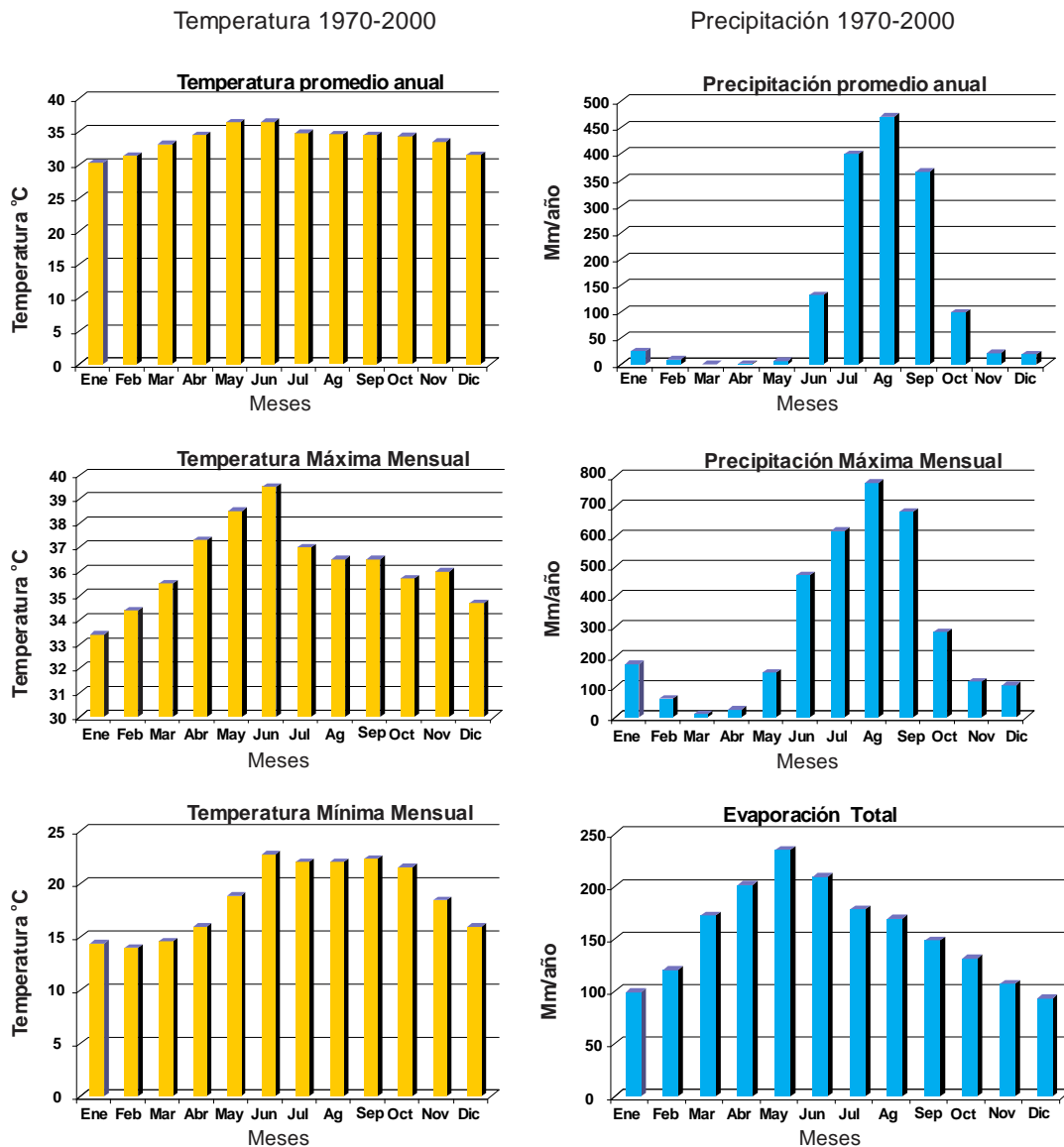


Fig. 10.-Datos climatológicos de 1971-2000 del Servicio Meteorológico Nacional observándose mayor precipitación en los meses de Junio a Octubre, mientras que el máximo de temperatura se presenta en Mayo y Junio.

Entre Mayo y Octubre la ZITC ejerce más influencia en la inestabilidad climática a lo largo de las costas sur Pacífico de México (Fig. 3). En invierno y principios de primavera cuando las celdas de alta presión se mueven hacia el sur, el noroeste de México se encuentra bajo la influencia de los vientos del oeste. Con frecuencia estos vientos de alto nivel contienen corrientes rápidas de aire (*Jet*) y, los vientos de nivel bajo soplan con gran fuerza cruzando la Sierra Madre Occidental, donde están asociados a pequeñas lenguas de humedad causando fuertes lluvias.

En el mes de Junio en el oeste de México la evaporación excede la precipitación mientras que durante Julio y Agosto la precipitación excede la evaporación, (Reyes *et al.*, 1994). El monzón está asociado a la precipitación de verano (Fig. 3) (tormentas convectivas aisladas o asociadas al monzón) y presenta variabilidad estacional e inter-anual. Se localiza principalmente en las laderas del oeste de la Sierra Madre Occidental, específicamente en los estados de Sonora, Sinaloa y Nayarit y alcanza aproximadamente el 70% de lluvia anual en los meses de Julio, Agosto y Septiembre. El total de la humedad proviene de niveles bajos del Océano Pacífico tropical este (Adams y Comrie, 1997).

4.6 Vegetación

El estudio de la vegetación del estado de Nayarit fue realizado por Téllez-Valdéz (1975), en el cual se describen todos los tipos de vegetación presentes en dicho estado. Los siguientes tipos de vegetación se encuentran presentes alrededor del LSMO.

4.6.1 Bosque tropical caducifolio (BTC)

Este tipo de vegetación se desarrolla en la cuenca con una temperatura media anual de 20-29 °C y de 5-8 meses de sequía; la vegetación pierde el total del follaje durante los 6 meses de sequía; el periodo de floración es entre Septiembre y Enero, pero un número considerable de especies florecen durante la época de sequía (Téllez-Valdéz, 1975).



Fig. 11.- Vista del lago de Santa María del Oro, la foto superior muestra el sitio durante época de lluvias y foto inferior en la época de sequía.

Es un bosque denso cuya altura varía de 3-15 m, compuesto por tres estratos arbóreo, arbustivo y herbáceo, con pocas epífitas y abundantes trepadoras.

Entre los elementos arbóreos principales se encuentran: *Acacia angustissima*, *Alvaradoa amorphoides*, *Cercidium praecox*, *Diphysa suberosa*, *Enterolobium cyclocarpum*, *Guettarda macrosperma*, *Gyrocarpus jatrophifolius*, *Haematoxylon brassiletto*, *Havardia acatlense*, *Leucaena macrophylla*, *Lysiloma acapulcensis*, *Nopalea nuda*, *Phyllanthus adenodiscus*, *Pisidia piscipula*, *Piper amalago*, *Pseudobombax ellipticum* y *Randia thurberi*. Entre las herbáceas secundarias encontramos: *Crotalaria eriocarpa*, *Crusea megalocarpa*, *Euphorbia heterophylla*, *Melampodium divaricatum*, *Mimosa affinis* y *Senna uniflora*

Entre las epífitas e encuentran *Tillandsia capitata*, *Tillandsia ionantha*, *T. schiedeana*, *Peperomia campylotropa*; entre los helechos, *Polypodium furfuraceum*; y las trepadoras *Gronovia scandens*, *Nissolia microptera*, *Phaseolus leptostachyus* y *Ramirezella strobilophora*. Ocasionalmente se intercala con los bosques de encinos, en las cañadas, *Chusquea circinata* y *Hochreutinera pavonia*.

También se encuentran: *Tephrosia* sp., *Lysiloma* sp., *Cochlospermum vitifolium*, *Acacia angustissima*, *Dioscorea* sp., *Lasianthaea fruticosa*, *Vitex mollis* y *Xylosma* sp. (observación personal).

Jacobs (1982) y Bullock (1995) mencionan que en este tipo de bosque la polinización se realiza por polinizadores especializados de tamaño medio como abejas, pájaros, etc, por lo cual las plantas producen poco polen, ocasionando que su representación en las lluvias de polen sea baja.

4.6.2 Bosque tropical caducifolio con *Brosimum alicastrum*

Brosimum alicastrum es un árbol de amplia tolerancia ecológica, constituyéndose con frecuencia como la especie dominante; en este tipo de vegetación, se desarrolla en sitios protegidos (Rzedowski, 1978). En el recorrido realizado por el LSMO se le encontró asociada *Psychotria sp.*, *Randia sp.*, *Serjania sp.*, *Chomelia berbata*, *Croton sp.*, *Hamelia, sp.*, *Ouratea sp.*, *Gouania rosea*.

4.6.3 Bosque Tropical Subcaducifolio (BTSC)

Esta comunidad vegetal es difícil de interpretar debido a que con frecuencia forma mosaicos complejos con el BTC y otros tipos de vegetación, de ésta forma el área se compone de manchones discontinuos de dos o más formaciones vegetales. Hacia su extremo altitudinal superior colinda con el Bosque de Quercus, el Bosque de Pino y con el Bosque Mesófilo. Es un bosque termófilo ya que la temperatura extrema que parece constituir su factor limitante es de 0 °C; la temperatura media anual siempre es mayor a 20 °C y probablemente no pasa de los 28 °C, la precipitación promedio anual por lo común es de 1000 a 1600 mm aún cuando en algunas localidades se registra aproximadamente 800 mm. La temporada de sequía es de 5 a 7 meses de duración en el transcurso del cual las lluvias son nulas o insignificantes. La época de floración de la mayor parte de los árboles coincide con la estación seca del año (Rzedowski, 2006).

Es una comunidad densa y cerrada, con el 50% de las especies caducifolias que sobreviven por la alta humedad atmosférica que permanece por considerables periodos de tiempo atenuando un poco la sequía (Rzedowski, 1978,

Tellez-Valdez, 1975). Está constituida por uno o dos estratos arbóreos principales, entre los elementos arbóreos están: *Acacia glomerosa*, *Astronium graveolens*, *Brosimum alicastrum*, *Bursera simaruba*, *Ceiba pentandra*, *Coccoloba barbadensis*, *Coussapoa purpusii*, *Enterolobium cyclocarpum*, *Ficus glabrata*, *Hura polyandra*, *Lonchocarpus hermannii*, *Randia armata* y *Urera caracasana*. La presencia de *Orbignya cohune* (Palmae) es común. Entre las trepadoras están *Acacia* sp., *Canavalia acuminata*, *Lygodium venustum*, *Mucuna sloanei*, *Randia armata*, *R. tetraacantha*, *Rourea glabra* y *Solanum guamuchilense*. Bejucos como: *Randia* spp., *Machaerium kegelii*, *Hippocratea celastroides* y *Paullinia clavigera*. Entre los arbustos: *Psychotria horizontalis*, *Tournefortia hisutissima*, *Lasiacis ruscifolia* y escasos elementos herbáceos como *Commelina diffusa*, epífitas como *Aechmea bracteata* var. *pacífica* y *Peperomia obtusifolia* (Téllez-Valdez, 1975).

Jacobs (1982) indica que el ensamble de polen del BTSC no puede ser distinguido por que sus elementos son pobres en su producción polínica por el enmascaramiento del polen de Amaranthaceas, Poaceas y Asteraceas.

4.6.4 Bosque tropical de *Quercus* (BQ)

Este bosque se desarrolla entre los 900 y 2200 m.snm; con una temperatura de 20.7-23.2 °C. El número de meses de sequía es entre 6 y 8 y la precipitación anual se encuentra entre 837.4 y 1283.2 mm, por lo tanto los climas en los que se localizan son A(wo) y A(w2).

Estos bosques presentan gran variación entre sus componentes, gran diversidad en los elementos arbóreos, a veces con una, dos o varias especies de *Quercus*, además de *Pinus* ocasionalmente.

En LSMO, el bosque de *Quercus* es bajo (2- 30 m de altura). En el estrato arbóreo se presentan *Quercus castanea* y *Conostegia xalapensis*, entre los arbustos están: *Acacia tequilana*, *Acacia angustissima*, *Bolanosa coulteri*, *Brongiardia inconstans*, *Rhamnus palmeri*, *Tephrosia sinapou*, *Mimosa somnians*. Las herbáceas, son el estrato el más diverso, compuesto por gran cantidad de Fabáceas, Asteráceas y Poaceas, algunas orquídeas y trepadoras, algunos elementos de otras familias y gran cantidad de especies consideradas como secundarias (Téllez-Valdés, 1975). Entre los elementos herbáceos que son muy diversos se encuentran, las orquídeas: *Stenorrhynchos aurantiacus*, *Bletia roezlii*, *Liparis vexillifera* y *Habenaria quinqueseta* y muchos taxa de las familias Fabaceae y Asteraceae como: *Desmodium cinereum*, *D. angustifolium*, *Eriosema multiflorum*, *Crotalaria micans*, *Tephrosia nicaraguensis*, *T. vicioides*, *Chamaecrista nictitans*, *Tagetes lucida*, *Lasianthaea palmeri*, *Sclerocarpus sessilifolius*, *Verbesina tequilana*. Entre las especies de otras familias están: *Achimenes glabrata*, *Anemia jaliscana*, *Aspicarpa brevipes*, *Colochortus hatwegianum*, *Cheilanthes angustifolia*, *Chrysanthelum mexicanum*, *Commelina tuberosa*, *Cuphea llavea*, *Cyperus mutisii*, *Macrosiphonia hypoleuca*, *Manfreda scabra*, *Paspalum paniculatum*, *Schyzachyrium tenellum*, *Sclerocarpus sessilifolius*, *Setaria parvifolia*, *Triumfetta galeottiana* y *Turnera caerulea*. Las trepadoras son escasas, pero entre estas se encuentran: *Dioscorea jaliscana*, *D. plumífera* y *Phaseolus leptostachyus*. Entre las especies secundarias están: Fabaceas: *Eriosema grandiflorum*, *E. mutiflorum*, *E. crinitum*, *Chamaecrista serpens* var, *wrightii*, *Stylosanthes viscosa*, *Mimosa somnians*, *M. skinneri*, *Aeschynomene amorphoides*, *Vigna peduncularis*, *Galactia multiflora*, *Tephrosia*

nicaraguensis, *T. sinapou*. Entre las Poaceae: *Chloris virgata*, *Tripsacum dactyloides*, *Lasiacis ruscifolia*, *L. procerrima*, *Trachypogon plumosus*, *Andropogon fastigiatus*, *Schyzachyrium brevifolium*, *Bouteloua williamsii*, *Cenchrus echinatus*, *Aristida appresa*, *Pennisetum setosum*, *Paspalum plicatulum* y *Sorghum trichocladum*.

De acuerdo a observaciones personales efectuados en los encinares de la ladera sur del LSMO se encontraron en una altitud de 1162 m. snm, varias especies de *Arenaria* sp., *Achimenes longiflora*, *Begonia* sp., *Bursera bipinnata*, *Dioscorea* sp., *Euphorbia heterophylla*, *Lantana cámara*, *Polygala aparinoides*, *Randia armata*, *Russelia tetráptera*, *Tripsacum* sp., *Triumfetta* sp., *Vitaceae*. También se encontraron en esta comunidad a una altitud de 1074 m. snm, herbáceas como: Poaceas, *Acalypha* sp., *Asclepiadaceae*; *Brongiardia glabrata*, *Calliandra grandiflora*, *Calochortus hatwegii*, *Chamaecrista* sp., *Crotalaria sagittalis*, *Desmodium angustifolium*, *Dioscorea sessiliflora*, *Galactia striata*, *Guazuma ulmifolia*, *Lasiacis* sp., *Orchidaceae*, *Prochnyanthes mexicana*, *Sida* sp., *Spermacoce verticillata*, *Stylosanthes guianensis*, *Tagetes* sp. y *Tephrosia tepicana*.

4.6.5 Bosque Mesófilo (BM)

Se desarrolla en sitios de clima húmedo-fresco (alta humedad atmosférica y neblina). Son bosques de 20-40 m de alto, mayormente perennifolios y con variaciones florísticas muy pronunciadas de una región a otra (Rzedowski, 1978). En la actualidad este tipo de vegetación se presenta en terrenos escarpados,

como pendientes y fondos de barrancas y cañadas con orientación norte y occidental, aunque se encuentran algunas con orientación sur (Ortega y Castillo, 1996). También este tipo de bosque prefiere los lugares protegidos de la insolación y los vientos fuertes. Además se caracteriza por que el 50% de sus especies arbóreas tiran hojas, generalmente en invierno (Téllez-Valdéz, 1975). El Bosque Mesófilo es una comunidad que se desarrolla en sitios con mayor humedad con presencia de neblina y alta humedad atmosférica, en las cañadas más protegidas y húmedas (Tellez-Valdez, 1975), en el mismo piso altitudinal del encinar (Rzedowski, 1970). Entre sus componentes se encuentran gran cantidad de epífitas y trepadoras leñosas, así como pteridofitas (Rzedowski, 1996).

Este bosque se presenta de forma muy diversa por sus asociaciones que difieren en cuanto altura, fenología y especies dominantes, variando de una ladera a otra, de una cañada a la siguiente y/o de una región a otra, constituyendo una comunidad heterogénea, así como un ecosistema notable y complejo. La forma biológica mejor representada son las epífitas, trepadoras leñosas y pteridofitas en general; la familia predominante es la de las Orchidaceae, que supera más de dos veces las Asteraceae y cerca de cuatro veces la Fabaceae (Rzedowski, 1996). Es interesante notar que los bosques mesófilos de la vertiente del Pacífico presentan mayor similitud con las comunidades del Valle de México que las comunidades mesofíticas del este del país.

En Santa María del Oro, esta comunidad se desarrolla en las cañadas presentando en el estrato arbóreo: *Bursera bipinnata*, *B. copallifera*, *B. fagaroides*, *B. multijuga*, *Carpinus caroliniana*, *Cletra mexicana*, *Cornus disciflora*, *Crataegus* sp., *Ficus máxima*, *F. petiolaris*, *Fraxinus* sp., *Heliocarpus microcarpus*, *Ilex*

brandegeana, *Juglans major* var. *glabrata*, *Ostrya virginiana*, *Oreopanax xalapensis*, *Prunus* sp., *Quercus* sp., *Ternstroemia lineata*, *Trema micrantha*, *Turpinia occidentalis*. En el estrato arbustivo se presentan: *Brickellia paniculata*, *Buddleia cordata*, *Desmodium madrense*, *Drymaria cordata*, *Eupatorium* sp., *Fucsia parviflora*, *Montanoa* sp., *Salvia* spp., *Senecio* sp., *Stellaria ovata*, *Vernonia liatroides*, *Viguiera cordata*. En el estrato herbáceo se encuentran: *Acalypha langiniana*, *Bidens* sp., *Cuphea hookeriana*, *Rubus* sp., *Vernonia uniflora*, *Urtica* sp. Trepadoras: *Archibaccharis* sp., *Clematis* sp., *Rhus* sp., *Solanum* sp. Epífitas: *Achimenes antirrhina*, *Cattleya aurantaca*, *Lyparis vexillifera*, *Notylia lexarzana* y *Sarcoglottis sceptrodes*. Existe un importante número de helechos distribuidos en las áreas de mayor humedad y sombra como: *Adiantum andicola*, *A. braunii*, *A. concinnum*, *A. poiretii*, *A. princeps*, *Anogramma leptophylla*, *Asplenium monanthes*, *A. formosum*, *Blechnum occidentale*, *Cheilanthes hirsuta*, *Ctenitis equestris*, *Dryopteris* sp., *Elaphoglossum* sp., *Nephrolepis* sp., *Pleopeltis macrocarpa*, *Polypodium subpetiolatum*, *P. sanctae-rosae*, *P. fuscopetiolatum*, *Pteridium caudatum*, *Thelypteris oligocarpa*, *Psilotum complanatum*, *Selaginella pallescens*, *S. cladorrhizans*.

En el sitio de estudio, a partir de un reconocimiento se encontraron los siguientes géneros y especies: *Acacia angustissima*, *Acacia glomerata*, *Acacia* sp., *Amelia jorullensis*, Annonaceae, Apocynaceae, Asteraceae, *Bursera arbórea*, *Cissus* sp., *Cochlorospermum vitifolium*, *Croton* sp., *Desmodium* sp., *Dioscorea* sp., *Ficus* sp., *Ficus petiolaris*, *Heliocarpus terebirthinaceus*, *Jatropha* sp., *Lasianthaea fruticosa*, *Lasciasis procerrima*, *Lysiloma divaricata*, *Nissolia* sp., *Platymiscium* sp., *Piper amalago*, *Phitecoctenium crucigerum*, *Psychotria* sp.,

Romelia sp., *Ruellia* sp., *Arisaema* sp., *Tabermontana amygdalifolia*, *Tephrosia tenela*, *Triumfetta* sp., *Trophis racemosa*, Vitaceae; *Zanthoxylum kellermanii*.

4.6.6 Bosque mixto de *Pinus* y *Quercus*

Son comunidades mezcladas que se desarrollan cerca del poblado de Santa María del Oro, en el estrato arbóreo dominan *Pinus devoniana* y *Quercus castanea*, en el arbustivo *Calliandra palmeri*, *Chromolaena ovaliflora*, *Hyptis albida*, *H. rhytidea* y *Rondeletia leucophylla*. Las herbáceas se encuentran representadas por *Asterohyptis stellulata*, *Brickellia lanata*, *Castilleja tenuiflora*, *Eriosema palmeri*, *Guardiola tulocarpus*, *Jaumea peduncularis*, *Lagascea helianthifolia*, *Lamoruxia viscosa*, *Lopezia lopezioides*, *L. semeiandra*, *Marina scopa* y *Trixis hyposericea*.

En el recorrido por el LSMO se observó que también se desarrollan en esta comunidad: *Tephrosia nicaraguensis*, *Mitracarpus hirtus*, *Lithospermum discolor*, *Triumfetta speciosa*, *Psidium guajaba*, *Diphysa suberosa*, *Teramnus uncinatus*, *Echeandia paniculata*, *Eryngium beecheyanum*, *Rhynchosia discolor*, *Psittacanthus calyculathus*, *Calliandra palmeri*, *Macrosiphonia hypoleuca*, *Eriosema pulchellum*, *Indigofera* sp., *Valeriana* sp., *Dioscorea jaliscana*.

La vegetación que se presenta en las laderas del LSMO es muy diversa, sobre todo si se considera que es una cuenca pequeña. Desafortunadamente la vegetación natural ya ha sido perturbada por los asentamientos humanos cultivando maíz y agave en las pendientes menos abruptas del LSMO. Entre las familias más diversas circundantes al LSMO se encontraron: Fabaceae, Asteraceae, Poaceae, Rubiaceae, Solanaceae y las pteridofitas en general.

4.7 Aspectos Arqueológicos

El Occidente de México, se encuentra integrado por los estados de Michoacán, Jalisco, Colima, Nayarit y Sinaloa, aunque algunos investigadores también incluyen algunas partes de Guanajuato, Aguascalientes y Querétaro ya que comparten características particulares que los definen, como es la tradición de las tumbas de tiro.

Se han encontrado vestigios del establecimiento de los primeros grupos humanos en la región costera del estado de Nayarit, en el Municipio de San Blas, con una edad de 3000 años aC. Los indicios más importantes de estos complejos son los concheros, montículos de conchas de ostión, almejas, cangrejos, y otros productos del mar, asociados a rústicas herramientas de fabricación humana. Son llamados el “Complejo Matanchen” y el complejo “San Blas” con fecha probable de 2200-1730 aC (ca. 3750-3400 años cal aP). (Mountjoy 1970, 2000; Beekman 2010; Williams, 2004).

4.7.1 El Formativo temprano y medio (2000-300 aC)

Este periodo se caracteriza en el occidente mesoamericano por el sedentarismo debido al inicio de la agricultura y la elaboración de diversos utensilios de uso doméstico y ceremonial. Destacan poblaciones como Ixtlán del Río, Xalisco, Santiago Ixcuintla y San Blas.

Hacia el año 1500 aC, con la introducción de la agricultura, muchos de los grupos prehispánicos del área se volvieron sedentarios, estableciéndose en las regiones más adecuadas para cultivar como por ejemplo en las zonas costeras y

en los valles amplios. El primer registro de polen de maíz fue encontrado en Laguna San Pedro entre 1900 y 1300 aC. (Beekam, 2010)

La primera fecha de radiocarbón para la ocupación en San Blas y Bahía de Banderas es alrededor de 900 aC.

Al Horizonte Preclásico pertenecen los restos arqueológicos encontrados en Los Cocos y Santa Cruz, localidades del municipio de San Blas, consistentes en vestigios de casas construidas sobre basamentos de tierra y piedra con abundantes herramientas y utensilios propios de pueblos con incipiente vida sedentaria.

Entre las herramientas y utensilios se encuentran navajas, cuchillos y martillos, así como artículos para la pesca y el hogar: redes, anzuelos, raspadores de concha y caparzones de tortuga. Es también en este periodo cuando se fue poblando paulatinamente el actual territorio nayarita; en su extenso litoral, en los valles y en la región serrana se han encontrado muestras de la existencia de grupos humanos. Destacan las poblaciones sedentarias tempranas en los municipios de Ixtlán del Río, Xalisco y Santiago Ixcuintla, además de las localizadas en el municipio de San Blas (Meighan, 1976).

4.7.2 Formativo tardío y Clásico (300 aC-500/600 dC)

Una de las manifestaciones culturales más notables del Occidente es la llamada "tradicón de las tumbas de tiro" (Galván 1991; Townsend 1998, Williams, 2004) que se desarrolló en los actuales estados de Jalisco, Colima y Nayarit durante el Formativo tardío y Clásico temprano (ca. 300 aC.-300 dC).

Huitzilapa fue uno de muchos sitios que florecieron en el área de Jalisco-Colima-Nayarit durante el periodo Clásico. La mayoría se caracterizan por tumbas de tiro y arquitectura circular, rasgos que se han utilizado para definir a la tradición Teuchitlán del Occidente (Ramos y López 1996).

El Clásico es el horizonte cultural donde los pueblos mesoamericanos alcanzaron su máximo esplendor, se construyeron los grandes centros urbanos y ceremoniales como Teotihuacan, Monte Albán, Chichén Itzá y otros. En el occidente mesoamericano, particularmente en el estado de Nayarit, este periodo se conoce con el nombre de comunidades aldeanas; sus centros urbanos o ceremoniales no alcanzaron la magnificencia de las grandes urbes del sureste y del altiplano mesoamericano (Miranda, 2008)

En las costas del Pacífico la población creció rápidamente en este periodo, hubo subsistencia a lo largo de las costas de Nayarit y Jalisco como un patrón continuo mezclado de conchas marinas y huesos de animales, donde la agricultura no tenía gran importancia.

4.7.3 Periodo Epiclásico (500/600-900 dC)

Durante éste periodo hubo una reorganización política en las costas del Pacífico. El complejo sistema político centrado en el Valle de Tequila, en el centro de Jalisco colapsó y el uso de la arquitectura de Guachimontón y el cambio y las tumbas de cámara y pozo cesaron. En varios estudios paleoclimáticos cruzando las altas tierras del oeste de México (San Pedro, Guzman, Zacapu, Patzcuaro, La Hoya de San Nicolás, La Piscina de Yuriria, Zirahuen, Cuenca Alta del Lerma), se

identificaron condiciones secas (Fisher *et al.*, 2003, Israde *et al.*, 2005; Metcalfe, 2006; Metcalfe *et al.*, 2007, Caballero *et al.*, 2002).

4.7.4 El Horizonte Posclásico (900-1522)

Este es un periodo de continua aridez, abandono de la parte norte –centro de Mesoamérica (Metcalfe, 2006; Beekman, 2010). Es también un periodo de consolidación de los pueblos establecidos en la entidad. Ca. 900-1200 dC el Occidente experimentó un considerable aumento en la influencia cultural del centro de México. Las tumbas de tiro ya habían dejado de utilizarse desde varios siglos atrás y una nueva tradición puede observarse en el área de Jalisco-Colima-Nayarit. De hecho, estas fuertes influencias del centro de México aparecen en Occidente durante el siglo VII (Meighan 1976; Williams 2004), y se caracterizan principalmente por la introducción de conjuntos de montículos y plazas planificados y orientados hacia las direcciones cardinales.

En la zona de Ixtlán del Río, “Los Toriles”, desde el año 700 al 1200 dC., fue una ciudad en constante crecimiento y sus habitantes concedieron enorme importancia a sus edificaciones. Conocedores del urbanismo, aplicaron una traza organizada con escalinatas, accesos restringidos, espacios abiertos, altares, banquetas, desagües, calzadas, barrios y palacios a toda la ciudad. Las áreas de producción artesanal son evidentes y se cultivan y exportan productos tropicales, se cultiva tabaco y se colectan ostras para exportar (Beekman 2010).

4.7.5 Ocupacion Española

En 1530 Nuño Beltrán de Guzmán conquistó el territorio nayarita y en 1532 se fundó la Nueva Galicia con su capital Santiago de Galicia de Compostela, actual Tepic, cuya extensión eran los estados de Colima, Jalisco, Aguascalientes, Durango, Sinaloa, San Luis Potosí y Nayarit.

A partir del siglo XVII, inició la construcción de puentes y caminos, las minas de oro y plata atrajeron a numerosos pobladores y se fundaron más ciudades. La ganadería fue una de las principales actividades durante la época colonial en los valles nayaritas, lo que propició el desarrollo de grandes haciendas y rancherías.

En 1842 surgió el Ingenio Azucarero de la Hacienda de Puga y al final del siglo XVIII e inicios del XIX los ingenios azucareros se hicieron exitosos en el puerto de San Blas y cambiaron el panorama de las ciudades nayaritas.

Los estudios arqueológicos en la zona de Nayarit indican que la mayor parte de la población indígena se situaba en la zona costera del estado (Williams 2004).

Capítulo 5.-Metodología

5.1 Método de campo

Dado que la batimetría del lago puede influir en el grado de concentración del sedimento, la cual a su vez influye en la tasa de acumulación polínica (Lehman, 1975; Mac Donal, 1996) se procedió a muestrear los sedimentos del centro y de la orilla del LSMO. Se obtuvieron dos secuencias lacustres en el LSMO, la primera se perforó en la zona litoral en el año 2002 (Fig. 12), mientras que la segunda se perforó en el centro del lago en el año 2003 (Fig. 13).

También fueron instaladas trampas de sedimento para detectar la lluvia de polen moderno en la orilla y el centro del lago. Por otra parte se colectaron muestras superficiales de sedimento utilizando dragas en el centro y la orilla.

5.1.1 Núcleo Litoral (NL)

El sitio de perforación se localiza ($21^{\circ} 21' N$ y $104^{\circ} 33' 45'' W$) en la porción suroeste del LSMO a ~ 100 m de la orilla, con un tirante de agua de ~ 12 m de profundidad. Los núcleos de sedimento se obtuvieron utilizando un nucleador Usinger de pistón, el cual emplea tubos de acero inoxidable de 80 y 50 mm de diámetro interno y de 1-2 m de longitud, que permite colectar los sedimentos con una deformación mínima. Se realizaron 4 perforaciones obteniéndose los núcleos I, III, IV y V de diferentes longitudes (entre cuatro y nueve metros de longitud), (Fig. 12).



Fig. 12. Foto mostrando la extracción del núcleo litoral en el LSMO en el año 2002

5.1.2 Núcleo Central (NC)

La perforación se llevó a cabo en la parte central ($21^{\circ} 21' 47.7''$ N y $104^{\circ} 33' 50''$ W) y profunda del lago (a partir de un tirante de agua de 60 m de profundidad), utilizando un nucleador de gravedad tipo Kulleberg del Limnological Research Center de la Universidad de Minnesota (Fig. 13). Se obtuvieron 5 núcleos de 9 m cada uno (1B-1M, 1B-1K, 1A-1K, 2A-1K, 2A-2K), los cuales fueron seccionados en tramos de 1 m para facilitar su manejo y traslado.



Fig. 13.- Extracción del núcleo de la parte central del LSMO en colaboración con el LRC y las Universidades de UK durante el año 2003.

5.1.3 Trampas de sedimento y dragas

Con la finalidad de identificar la composición de la lluvia de polen moderna, se colocaron trampas de sedimento en la zona litoral ($21^{\circ} 21' N$ y $104^{\circ} 33' 45'' W$) y en la zona central del lago ($21^{\circ} 21' 47.7'' N$ y $104^{\circ} 33' 50'' W$) cada seis meses (Tabla I) (Fig. 14). Además se tomaron muestras superficiales de los sedimentos utilizando dragas en ambas zonas para realizar los análisis correspondientes a la lluvia de polen actual (Tabla I).



Fig. 14. Trampas de sedimento del lago, a la izquierda se muestra la trampa que fue colocada en la parte litoral y a la derecha la recuperada en la zona central.

Trampa centro (TS)	Trampa litoral (TL)	Draga Centro (DC)	Draga Litoral (DL)
		Enero 2004	Enero 2004
Abril-Octubre 2005	Abril-Octubre 2005	Marzo 2004	Marzo 2004
Abril 2005-Oct 2006		Octubre 2004	Octubre 2004
		Abril 2005	Abril 2005
		Octubre 2005	Octubre 2005
		Abril 2006	Abril 2006
			Octubre 2006

Tabla I.- Registro de muestreos de trampas y dragas del LSMO.

5.2 Método de gabinete

5.2.1 Documentación de las secuencias

En el NL se extrajeron los sedimentos de los tubos de acero inoxidable, utilizando émbolos de dimensiones iguales al diámetro interior de los tubos, lo que permitió la expulsión de los sedimentos y evitó la deformación y mezcla de los mismos. Cada tramo fue colocado en tubos de PVC previamente cortados a la mitad y marcados con el número del núcleo y la profundidad correspondiente, con la finalidad de poder cortar longitudinalmente los núcleos de sedimento en dos

partes iguales; una mitad para registro y la otra para muestreo para diferentes análisis.

Se realizó un registro fotográfico de todos los núcleos y se describió la litología detallada del núcleo V, que era el más largo (8.8 m). El color se determinó por comparación con el empleo de las tablas de Munsell (1975). Con base a esta secuencia se elaboró la columna estratigráfica del NL.

Se llevaron a cabo varios tipos de muestreo de forma sistemática cada 5 cm, entre ellos: magnetismo de rocas; cada muestra fue tomada en cubos de acrílico de 8 cm³ de volumen. Para polen, diatomeas y ostrácodos, se extrajo 1 cm³ de sedimento. Las muestras para granulometría y petrografía se extrajeron en porciones con diferencias evidentes de textura, litología y/o color para determinar las características de las mismas. Las muestras para análisis geoquímicos se obtuvieron de los estratos menores a 2 cm (Fig.15).

Los tramos del NC fueron trasladados al Limnological Research Center en donde se documentaron usando un Geotek Multisensor Core Logger (MSCL) (Fig. 16). Cada núcleo fue escaneado obteniendo datos de densidad por atenuación de rayos gamma, susceptibilidad magnética de alta resolución, velocidad y amplitud de ondas p y porosidad. Así mismo, cada núcleo fue fotografiado usando una cámara linescan unida al transportador de núcleos MSCL (sensor Geoscan IV). Posteriormente los núcleos fueron correlacionados para formar una sección maestra y así tener una columna estratigráfica completa.

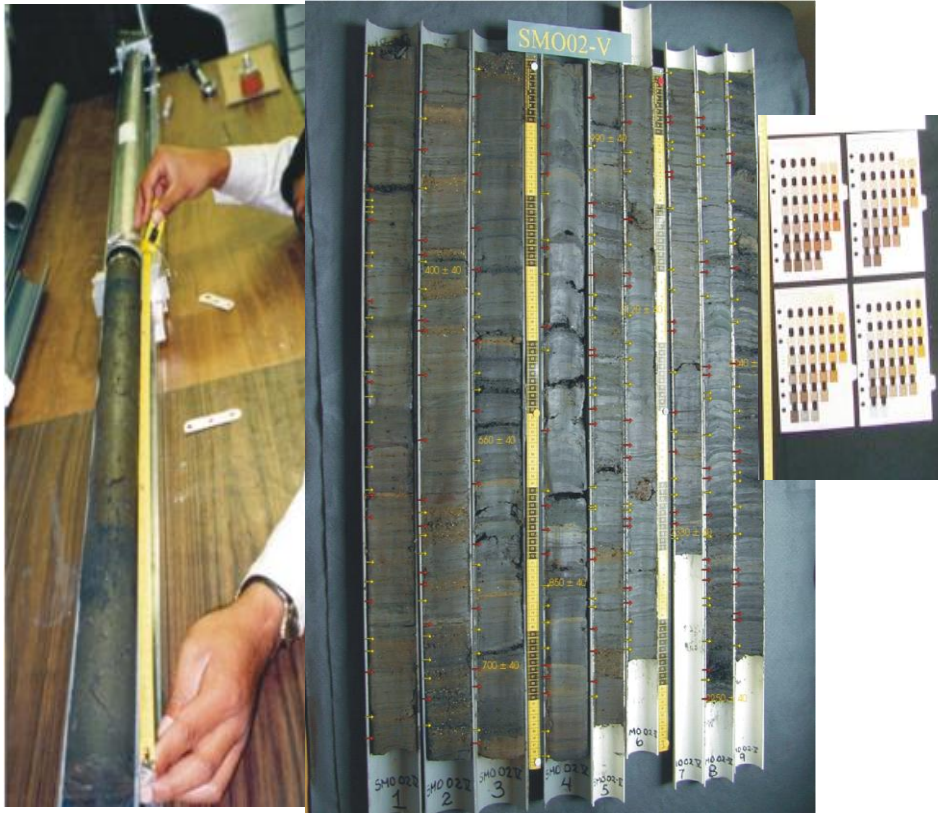


Fig. 15.- Descripción de la litología y determinación de color con las tablas de Munsell (1975) del núcleo litoral. Foto proporcionada por el M. en C. Alejandro Rodríguez.



Fig. 16. Documentación de los núcleos con el Geotek en el Limnological Research Center (LRC).

5.2.2 Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética fue medida en muestras colectadas en cubos de 8 cm³ en 415 muestras correspondientes a los 8.8 metros del NL, en un equipo Bartington modelo MS2B, en el Instituto de Geofísica de la UNAM (Vázquez-Castro, 2004).

La susceptibilidad magnética del NC, fue medida en el Limnological Research Center con un Geotek Multisensor Core Logger (MSCL) cada mm, por la Dra. Ortega del Instituto de Geofísica de la UNAM.

5.2.3 Análisis multi-elemental

Los análisis de elementos mayores y traza del NL fueron realizados en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología de la UNAM, en los primeros 5 m superiores del núcleo, procesando un total de 39 muestras. (Vázquez-Castro, 2004; Vázquez-Castro *et al.*, 2008).

Para llevar a cabo el análisis de concentración de elementos mayores y traza en el NC, se utilizó un escáner de fluorescencia de rayos X (ITRAX) de la Universidad de Southampton (Inglaterra). Se realizó a lo largo de los tramos de sedimentos de la sección maestra donde se midió la concentración elemental en intervalos de 1 mm.

Con el propósito de transformar la intensidad de RX de los elementos medidos con el ITRAX (ppm) a concentración elemental (porcentaje), 21 muestras fueron seleccionadas a diferentes niveles de la sección maestra. El criterio empleado para la selección fueron los niveles que presentaban diferentes intensidades para el Titanio (Ti), desde los más altos hasta los más bajos. Las

muestras seleccionadas fueron secadas en un horno a 50 °C durante 24 horas. Una vez secas, cada muestra se trituró, pulverizó y homogeneizó con un mortero de ágata. Para la medición de elementos mayores las muestras fueron fundidas en una solución de $\text{LiBO}_2/\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$; así mismo se midió la concentración de elementos traza de pastillas preparadas en una mezcla de 2 gr de muestra con 0.2 gr de polvo aglutinante wax-c y posteriormente prensadas a 30 ton/cm² durante 30 seg. Las muestras se midieron en el sistema secuencial FRX Siemens SRS 3000 con tubo de Rh y ventana de Be de 125 m del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología de la UNAM (Verma *et al.*, 1996). Los instrumentos fueron calibrados usando materiales de referencia. Los elementos mayores medidos fueron SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO, MgO, CaO, Na_2O , K_2O y P_2O_5 y 14 elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb) (Verma *et al.*, 1996; Izquierdo y Arellano, 1996; Lozano y Bernal, 2005).

5.2.4 Fechamiento

Con el propósito de contar con un marco cronológico para el NL se realizaron nueve fechamientos radiométricos con ¹⁴C en sedimentos que presentaron alta concentración de materia orgánica. Así mismo, durante el submuestreo para establecer el marco cronológico de la secuencia maestra en diferentes niveles del NC, se seleccionaron 5 muestras de sedimento con alto contenido de materia orgánica y tres muestras para fechamiento con radiocarbono de concentrados de polen. Todas las muestras fueron enviadas a Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory en la Universidad de Florida, E.U., para la

obtención de fechamientos de radiocarbón por medio del espectrómetro acelerador de partículas (AMS).

Las fechas fueron calibradas de acuerdo a la curva de Fairbanks (2005), de manera que los años radiocarbono fueron transformados en años antes del presente (de aquí en adelante cal. aP) donde el año cero es igual a 1950. La relación edad/profundidad fue determinada por interpolación entre los fechamientos de radiocarbono utilizando el programa R (version 2.13.0, Correa et al 2010). La tasa de sedimentación fue calculada entre dos horizontes fechados y aplicada a muestras contenidas en dicho intervalo para interpolar su edad.

5.2.5 Procesamiento de muestras para la extracción de palinomorfos

Para este análisis se procesaron un total de 131 muestras del NL y 139 del NC. El procesamiento de las muestras para la extracción de palinomorfos se desarrollo utilizando el siguiente protocolo: dentro de cada tubo de centrífuga de 50 ml de fondo cónico se colocó un centímetro cúbico de sedimento húmedo, a cada una de las muestras se le añadió una pastilla con esporas marcadoras, la cual contenía de 13,500 a 14,250 esporas de *Lycopodium clavatum* (según el lote del frasco). Este procedimiento se llevó a cabo con el fin de hacer estimaciones de concentración y acumulación polínica (Stockmarr, 1971). Al mismo tiempo se agregaron 6 ml de ácido clorhídrico (HCl) al 10% y se mantuvo en baño María durante 10 minutos con la finalidad de eliminar los carbonatos presentes en la muestra.

Posteriormente se procedió a lavar las muestras con agua destilada hasta que estuvieron neutras y se añadieron 3 ml de hidróxido de potasio (KOH) al 5%

en baño María para destruir materia orgánica. Se dejó en 4 ml de HF concentrado por 24 horas para eliminar sílice de los sedimentos, pasadas las 24 hrs, se neutralizaron las muestras.

Las muestras se tiñeron con una gota de safranina, se lavaron para eliminar el exceso de colorante. Se montaron cuatro laminillas en diferentes concentraciones con gelatina glicerinada, para posteriormente observarlas al microscopio de luz.

En el fotomicroscopio de luz Olympus BH2 se contaron e identificaron con aumentos de 40X y 100X, 500 granos de polen más otros palinomorfos presentes como esporas marcadoras, hongos, algas, testáceos y trozos de carbón mayores a 100 μ .

5.3 Análisis palinológico

La determinación de palinomorfos se llevó a cabo utilizando la colección palinológica del Instituto de Geología de la UNAM, claves palinológicas y bibliografía especializada. Durante el proceso de identificación se tomaron fotomicrografías de la mayor parte de los palinomorfos con aumentos de 100X en contraste de fase y luz normal para tener un registro fotográfico de los diferentes taxa.

5.3.1. Diagramas polínicos

Los diagramas palinológicos, contienen los datos de campo y de laboratorio como: cronoestratigráficos (fechamientos calibrados de (^{14}C), escala de profundidad), litoestratigráficos (columna estratigráfica) y bioestratigráficos (diagramas de polen regional y local).

El conjunto palinológico que se obtuvo a partir del conteo, se agrupó de acuerdo a la forma de vida de cada taxón para facilitar su análisis. Las sumas polínicas se organizaron en polen arbóreo, polen herbáceo, pteridofitas, elementos de la vegetación acuática, micro-algas, esporas de hongos y testáceos.

El programa Tilia 2.0.2 es un software especializado en el manejo, análisis y presentación de datos palinológicos (Grimm, 1991-1993). Permite elaborar sumas en grupos, porcentajes basados en alguna(s) de las sumas polínicas, concentración y tasas de acumulación polínica, así como realizar análisis estadísticos, para establecer zonas polínicas. Así mismo, se pueden introducir fechas y el programa realiza interpolaciones y extrapolaciones asignando edades a los diferentes niveles estratigráficos.

Los porcentajes de árboles, hierbas y pteridofitas se calcularon con el empleo de este programa, tomando en cuenta la suma polínica básica de los tres grupos (suma de árboles, suma de hierbas y suma de pteridofitas = ΣP). El porcentaje de la vegetación acuática fue calculado con base en la suma polínica y las algas, fungosporas, testáceos y partículas de carbón fueron dejados como concentraciones (Birks y Birks, 1980).

Los porcentajes son numéricamente dependientes, ya que ellos deben de sumar 100 y un incremento en el porcentaje de polen de un taxón debe ser acompañado por un decremento en otro (Prentice, 1988). Los porcentajes reflejan, al menos indirectamente la proporción de especies en la vegetación que creció en la región en el tiempo que los sedimentos fueron depositados (Davis, 1963). Sin embargo, los porcentajes son la principal fuente de información cuantitativa de la composición de la vegetación, especialmente en situaciones de bosque (Prentice, 1988).

Posteriormente, se procedió a hacer los cálculos de concentración y acumulación polínica (Thompson, 1980; Prentice, 1988). La concentración polínica es una medida que estima la cantidad de palinomorfos por unidad de volumen o de masa de sedimento húmedo o seco, expresada como número de granos de polen por cm^3 . Estos datos ofrecen información paleoecológica acerca de los cambios en la re-depositación o sedimentación de la cuenca. La tasa de acumulación polínica, flujo polínico ó tasa de depositación polínica, es el número total de granos acumulados por unidad de área de sedimentación por unidad de tiempo (están expresados en No. granos/ $\text{cm}^2/\text{año}$) y proporciona información independiente acerca de la abundancia de cada taxon, evitando la restricción impuesta por el cálculo de porcentaje (Faegri e Iversen, 1989), ya que los valores de cada tipo polínico son independientes de cada uno. Los valores de acumulación son calculados a partir de la concentración de polen en el sedimento, mientras que el tiempo por unidad de espesor o tiempo de depositación, es la cantidad de tiempo por unidad de grosor de sedimento y sus unidades son $\text{cm}/\text{año}$ (Birks y Birks 1980).

Las fórmulas para la obtención de cada uno de estos parámetros son:

$$\text{Concentración polínica (No.de granos/cm}^3\text{)} = \frac{\text{(Esporas añadidas) (Polen fósil contado)}}{\text{(Esporas contadas) (volumen)}}$$

$$\text{Acumulación polínica (No.de granos/cm}^2\text{/año)} = \frac{\text{(Concentración polínica) (Tasa de acumulación de sedimento)}}{\text{(Tiempo de depositación)}}$$

5.3.2 Análisis de Partículas de Carbón

El conteo de partículas de carbón se llevó a cabo al tiempo que se contabilizaba el polen, haciéndose posteriormente los cálculos de concentración (No. de partículas/cm³) y acumulación (No. de partículas/cm²/año) de las partículas de carbón, para conocer el periodo en el que el fuego ha sido un factor ecológico importante para el cambio de vegetación.

5.4 Análisis estadísticos de datos geoquímicos y palinológicos

5.4.1 Regresión lineal de datos de fluorescencia y concentración elemental

Con el fin de conocer la relación entre los datos de intensidad del ITRAX y los obtenidos con el análisis de Rayos X tradicional (FRX) de cada uno de los elementos medidos (K, Ti, Ca, Mn, Fe, Al, Si, Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Cr, Co, Cu y, Zn) y desarrollar una ecuación lineal con fines predictivos e informar sobre la idoneidad

del análisis, se realizó una de regresión lineal. Una vez realizado esto, se seleccionaron los elementos que presentaron una correlación de ($r^2=0.5$) que fueron Ti, Ca, Mn, Rb y Sr. Los nuevos valores se transformaron de intensidad a concentración de estos elementos en porcentajes.

Dada la alta resolución de la secuencia analizada se llevo a cabo un análisis de ondeleta con el programa MATLAB 7.0 con los datos de Ti del NC, para detectar si existía alguna periodicidad en diferentes longitudes de onda, señalando su frecuencia, intensidad, posición en el tiempo y duración, con el fin de identificar la ocurrencia de eventos de mayor y/o menor humedad en el área y compararla con otras series de tiempo (Lau y Hengyi, 1995).

5.4.2 Coniss: Análisis de agrupamiento aglomerativo y jerárquico estratigráficamente restringido

Las zonas polínicas se definieron por medio del análisis de agrupamiento aglomerativo y jerárquico estratigráficamente restringido (CONISS, Constrained Cluster Analysis by Sum of Squares, (Grimm, 1987)), incluido en el programa Tilia 2.1.2 (Grimm, 1991-1993). Este tipo de análisis es útil debido a que las agrupaciones obtenidas representan taxa que ocurren juntos en tiempo y con patrones similares de ocurrencia a través de la secuencia. De tal suerte, se facilita el reconocimiento de cambios dentro de la secuencia de los diferentes taxa, facilitando la interpretación de los datos en términos de un registro temporal de cambios en la vegetación y poblaciones pasadas (Birks, 1986; Faegri e Iversen, 1989). De igual manera, se facilita la descripción y correlación de cambios inter e intra-taxa.

5.4.3 Análisis de correspondencia sin tendencia (DCA) y Distancia ecológica

Se realizó un análisis de correspondencia sin tendencia (DCA por sus siglas en inglés) para investigar la asociación entre taxa y variables ambientales en un espacio dimensionalmente reducido. El análisis DCA es un método de ordenación que simplifica las dimensiones de la base de datos, permitiendo la identificación *a posteriori* de gradientes ambientales. La reducción dimensional se da con una pérdida mínima de información. Finalmente, los ejes de ordenación son expresados como unidades de desviaciones estándar de recambio ecológico (SD) que se utilizan como estimadores de tasas de cambio de la comunidad (Peet *et al.*, 1988).

La distancia ecológica se calcula midiendo la distancia multivariada entre dos espectros polínicos adyacentes con base en los puntajes de DCA. Dado que las unidades de los ejes del DCA son desviaciones estándar (SD), la distancia resultante está dada en los mismos términos. Asumiendo una distribución Normal, una desviación estándar representa un cambio de aproximadamente el 50% de las especies en la comunidad (Gauch, 1982).

5.4.4 Tasa de cambio

La distancia ecológica estandarizada por unidad de tiempo (en este caso fue aplicado cada 100 años) da una medida de la tasa de cambio de la vegetación. Cada una de las aproximaciones produce evidencia de cambios vegetacionales

que no son solo controlados climáticamente sino también ecológicamente y pueden ser influidos por eventos locales (fuegos u otros disturbios), o bien regionales (clima). Las tasas de cambio, medidas en registros de polen de sitios individuales son variables, demostrando que la transición de la vegetación es más abrupta en algunos periodos que en otros (Grimm, 1988). Promediando las tasas de vegetación de varios sitios se suavizan los cambios locales, indicando cuando ocurren los cambios sincrónicos o regionales. La tasa de cambio de vegetación, se calculó en el programa R (version 2.13.0), con el paquete estadístico PaleoMas (Correa-Metrio *et al.*, 2011), al graficarse, revela si los periodos de constancia han existido entre lapsos de cambio rápido, o si el cambio ha sido gradual en la vegetación.

5.4.5. Comparación múltiple de medias (prueba de Tukey)

Es un procedimiento de comparación múltiple usado después de que el análisis de varianza (ANOVA) ha encontrado diferencias significativas entre las medias de grupos (Zar, 1999). Así entonces, La prueba detecta las diferencias entre medias. El análisis de varianza (ANOVA) es una prueba estadística mediante la cual las varianzas observadas en una variable particular son divididas en componentes atribuibles a diferentes fuentes de variación. La ANOVA provee pruebas estadísticas sobre sí las medias de varios grupos son iguales y por lo tanto generalizar la prueba de t para dos o más grupos, realizando la comparación en dos, tres o más medias. Este análisis se aplicó a las trampas de sedimento colocadas en el lago durante un periodo de 1 año, una en el litoral (TSL), otra en la parte central (TSC). También se aplicó a los datos de las dragas de la porción

litoral (DL) y las dragas del centro de lago (DC). Las dragas y las trampas fueron colectadas durante un periodo de tres años. De esta manera, se evaluaron las diferencias de contenido polínico entre localidades muestreadas dentro del lago y las técnicas usadas para el muestreo.

Con los datos palinológicos obtenidos se procedió a realizar un análisis de ANOVA para comparar el contenido polínico en trampas y dragas (tratamientos). Posteriormente se realizó una prueba de TuKey Test (HDS) para conocer si el contenido polínico de todos los muestreos de las dragas y de las trampas era igual.

5.4.6 Análogos modernos

La identificación de análogos modernos es un procedimiento que contribuye a la reconstrucción de la vegetación pasada y clima de los datos palinológicos del Cuaternario mediante la comparación de datos fósiles y modernos (Overpeck *et al.*, 1985). Dicha comparación se implementa mediante el cálculo de coeficientes de disimilitud entre cada muestra fósil y cada muestra moderna, ayudando a identificar niveles de analogía entre espectros de polen. Los coeficientes de disimilitud permiten la comparación entre espectros de polen y toman valor de cero entre los espectros idénticos y valores positivos entre espectros distintos.

Para el Oeste de Norte América Overpeck y cols (1985) utilizan 1618 muestras de polen moderno para estimar los análogos modernos de esta región y sugiere utilizar regiones con extensa representación de colecta de polen moderno; para realizar este análisis. Este autor obtiene una SCD (square-chord distance, por sus siglas en Inglés), de 0.15 como la distancia máxima que puede existir

entre dos muestras de polen para que sean consideradas análogas, es decir derivadas del mismo tipo de vegetación. En éste estudio no se cuenta con tantas muestras, por lo que se utiliza como base el estudio en la cuenca de Zacapu realizado por Correa-Metrio (2010), quien construye un análogo basado en la distancia entre el espectro moderno y las muestras fósiles más superficiales. Este método, asume que las muestras más jóvenes son análogas con el espectro de polen actual. Se utilizaron los datos polínicos fósiles del NL y NC, y los espectros de polen modernos de los sedimentos superficiales de la trampa y de las dragas para estimar el nivel de analogía entre la vegetación del Holoceno tardío en LSMO y la vegetación que ocupa el área hoy con base en el método de square-chord distance.

5.4.7 Regresión LOESS

La regresión LOESS (dispersión suavizada ponderada localmente) también es llamada regresión polinómica ponderada (Cleveland y Devlin, 1988). Es un método que combina la regresión lineal por mínimos cuadrados con la regresión no lineal, en la medida que se adapta a segmentos de datos. En cada punto del conjunto de datos un polinomio de grado determinado se ajusta a un subconjunto de datos para explicar la variable respuesta en términos de las variables independientes. Mediante mínimos cuadrados éste polinomio da más peso a los puntos cercanos al punto de la respuesta estimada y menos peso a los puntos más alejados. El valor de la regresión se obtiene por el polinomio local utilizando los valores de las variables explicativas a ése punto de datos. El ajuste de la regresión LOESS se completa después de que los coeficientes de los estimadores

se han calculado para cada uno de los puntos de datos. Dentro de las ventajas que tiene este análisis es que no requiere la especificación de una función para ajustar un modelo a todos los datos de la muestra y que es flexible para el modelado de procesos complejos para el que no existen modelos teóricos.

Para la aplicación de la regresión LOESS a los datos de LSMO, se seleccionaron taxa polínicos que estuvieran presentes más de 15 veces a lo largo del núcleo, con al menos 1% en cada una de esas muestras. Se considera que estos taxa contienen la mayor cantidad de información ecológica (Correa-Metrio *et al.*, 2010); además, el ajuste de las regresiones con taxa raros posee limitaciones técnicas debido a la alta presencia de ceros (Correa-Metrio *et al.*, 2011). La regresión LOESS de cada taxa se realizó en función de los elementos Ti y Ca para establecer la respuesta de cada taxa a cambios ambientales reflejados por estos elementos.

Capítulo 6 Resultados

6.1 Secuencias sedimentarias: estratigrafía, cronología y datos geoquímicos

A continuación se describen las características estratigráficas, cronología y datos geoquímicos para las secuencias del Núcleo Litoral (NL) y del Núcleo Central (NC).

6.1.1 Núcleo Litoral (NL)

La secuencia sedimentaria lacustre NL tiene una longitud total de 880 cm, presenta laminaciones de colores y espesores variables en casi toda su longitud (Fig.19). Las tonalidades más representativas son negro, pardo, ocre, rojo y verde; el tamaño de las partículas de los sedimentos alternan de arenas, arenas limosas, limos, limos arenosos y arcillas. La secuencia se caracteriza por presentar diferentes tonalidades y tamaño de partículas. Tiene intercalaciones de capas de limos calcáreos, limos verdes, limos rojos, limos cafés y capas de turba que varían en su espesor de 1 a 60 mm. Los contactos entre ellas son generalmente rectos, en algunos casos son nítidos y abruptos, pero también los hay transicionales (Vázquez Castro 2004).

6.1.1.1 Cronología

En total se realizaron nueve fechamientos, sin embargo la cronología del NL se estableció con base en siete fechamientos AMS de radiocarbono en sedimentos orgánicos, turba y madera (Tabla II); (Vázquez-Castro, 2004). La edad

de la superficie de la secuencia se asumió en 2002 cuando el núcleo fue colectado. La tasa de sedimentación fue calculada entre dos horizontes fechados y varía entre 2.8 y 8.0 mm/año, con una tasa de sedimentación alta de los 240 a los 366 cm y baja de los 366 a los 792 cm, así como en los primeros 125 mm. Para la base de la secuencia la edad obtenida es de 2500 años cal aP. La relación edad/profundidad adoptada para este núcleo está basada en edades calibradas y se presenta en la Figura18.

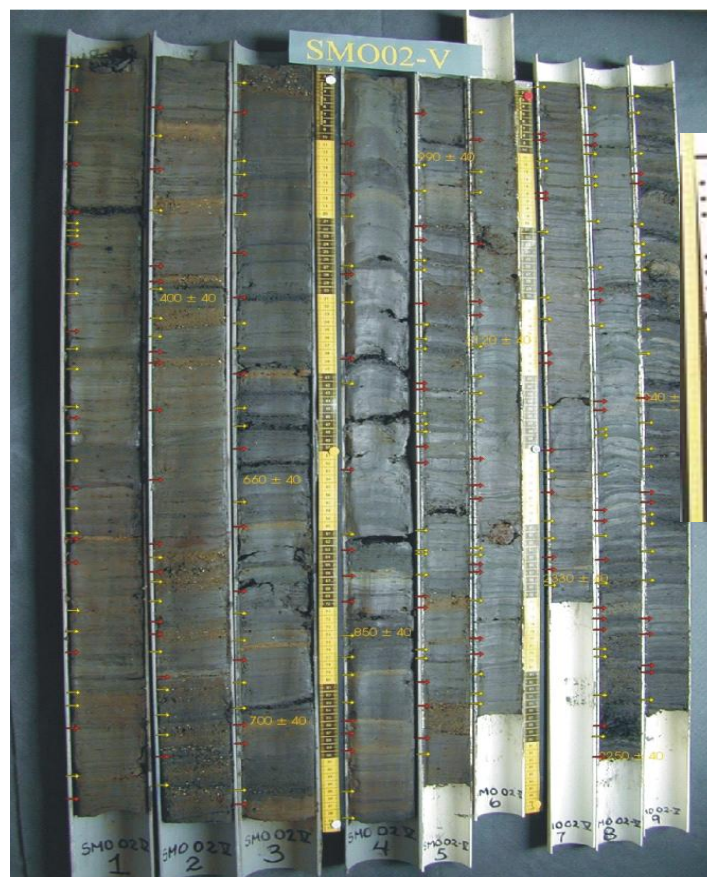


Fig.17 Fotografía de la secuencia NL del LSMO, se observan las diferentes laminaciones de color y grosor. Y las fechas en números amarillos. (Foto proporcionada por el M. en C. Alejandro Rodríguez)

Clave Laboratorio Beta	Profundidad (m)	Tipo de muestra	Edad Radiocarbono años aP	Edad Calibrada 2 σ Años Calendáricos	Tasa de sedimentación mm/año
186780	0.00-1.25	turba	400 \pm 40	1442-1512 dC	3.1
176359	1.25-2.46	turba	660 \pm 40	1283-1311 dC	4.7
186781	2.46-2.78	turba	700 \pm 40	1268-1300 dC	8.0
176360	2.78-3.66	madera	850 \pm 40	1158-1228 dC	5.9
176361	3.66-4.05	turba	990 \pm 40	995-1008 dC	2.8
176362	4.05-7.92	turba	2250 \pm 40	388-353 aC	3.1
186782	533-536	Mat. Org.	2120 \pm 40	209-041 aC	Fecha no usada
186783	689-691	Mat. Org.	2330 \pm 40	520-352 aC	Fecha no usada
169050	7.92-8.37	madera	2340 \pm 40	503-496 aC	5.0

Tabla I.- Cronología y tasa de sedimentación del núcleo litoral (Tomado de Vázquez-Castro, 2004; Vázquez-Castro *et al.*, 2008)

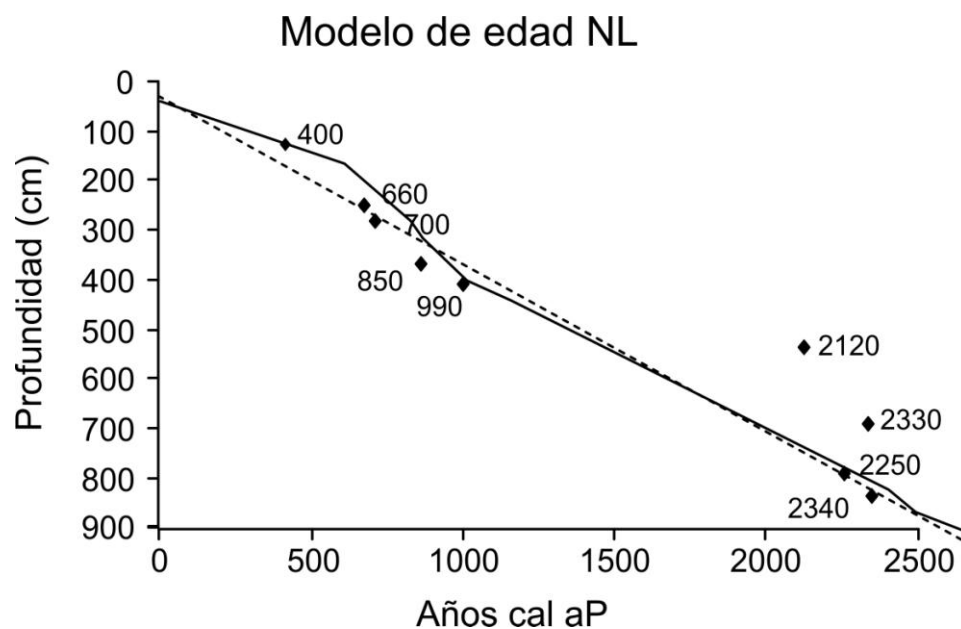


Fig. 20.-Fechamientos realizados en ^{14}C en función de la profundidad. En cada punto se observa la edad de radiocarbono en años aP. La línea punteada muestra la interpolación lineal. Los datos incongruentes que no fueron considerados son 2120 y 2330 años cal aP.

6.1.1.2 Registro magnético y geoquímico

Los análisis de susceptibilidad magnética fueron presentados por Vázquez-Castro (2004) y Vázquez-Castro y cols. (2008) y muestran una alternancia en el

contenido de minerales magnéticos. Los valores oscilan de 23-517 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$ a través del núcleo. De 2500-1150 años cal aP, los valores variaron entre 72 y 238 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$, de 2150-2050 años cal aP, los valores se incrementaron de 261-406 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$. De 2050-1750 años cal aP los valores se mantienen oscilantes pero bajos entre 110 y 324 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$, de 1750 a 1000 años cal aP, se observaron dos incrementos y dos decrementos en los valores de susceptibilidad; los valores altos se presentaron de 1568-1401 años cal aP (182-403 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$) y de 1212 a 1029 años cal aP (243-414 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$), mientras que los valores bajos se observaron de 1395-1242 años cal aP (138-111 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$) y de 1750-1607 años cal aP (207-213 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$). De 1000 -120 años cal aP, se presentaron dos tendencias, una de 1000 a 500 años cal aP, donde los valores se mantuvieron oscilantes pero con poca variación de 128-244 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$ encontrándose el punto más bajo a los 635 y el más alto a los 730 años cal aP. Y de 500 a los 200 años cal aP los valores se incrementaron de forma considerable 165-325 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$ reduciéndose posteriormente hacia el presente con oscilaciones entre 148-212 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$ (Fig. 19).

Los resultados de los análisis de FRX para el NL fueron presentados por Vázquez-Castro (2004) y Vázquez-Castro y cols. (2008). En general, se encontraron bajas concentraciones de Ti < 0.45%. Entre 2500 y 1300 años cal aP, las concentraciones fueron bajas, sólo a los 2369 (0.48%), 1950 (0.51%) y de 1695-1485 años cal aP (0.54%-0.46%) se obtuvieron valores por arriba de 0.45%. El periodo de 1300 a 1000 años cal aP aunque variable, presenta tres incrementos en los valores de Ti a los 1233, 1139 y 1074 años cal aP (0.58%, 0.63% y 0.91% respectivamente). Posteriormente, un periodo de ca. 250 años presentó baja concentración de Ti y luego se vuelven a incrementar los valores de forma

importante de 814-611 años cal aP (0.48-0.74%) decayendo y mostrando su más bajo valor (0.19%) a los 605 años cal aP. El incremento a partir de los 576 años cal aP hasta los 10 años cal aP fue observado, oscilando entre 0.4% y 0.68%, decreciendo su valor hasta 0.1 de 10 años cal aP a la actualidad.

El porcentaje de Ca presenta reiteradamente bajos valores, rebasando el 9% sólo en 4 ocasiones, (1364, 873, 605 y 5 años cal aP, con 15%, 9.51%, 16.54% y 22.54% respectivamente). En general se observó una relación inversa entre el Ti y el Ca en el NL (Fig. 19).

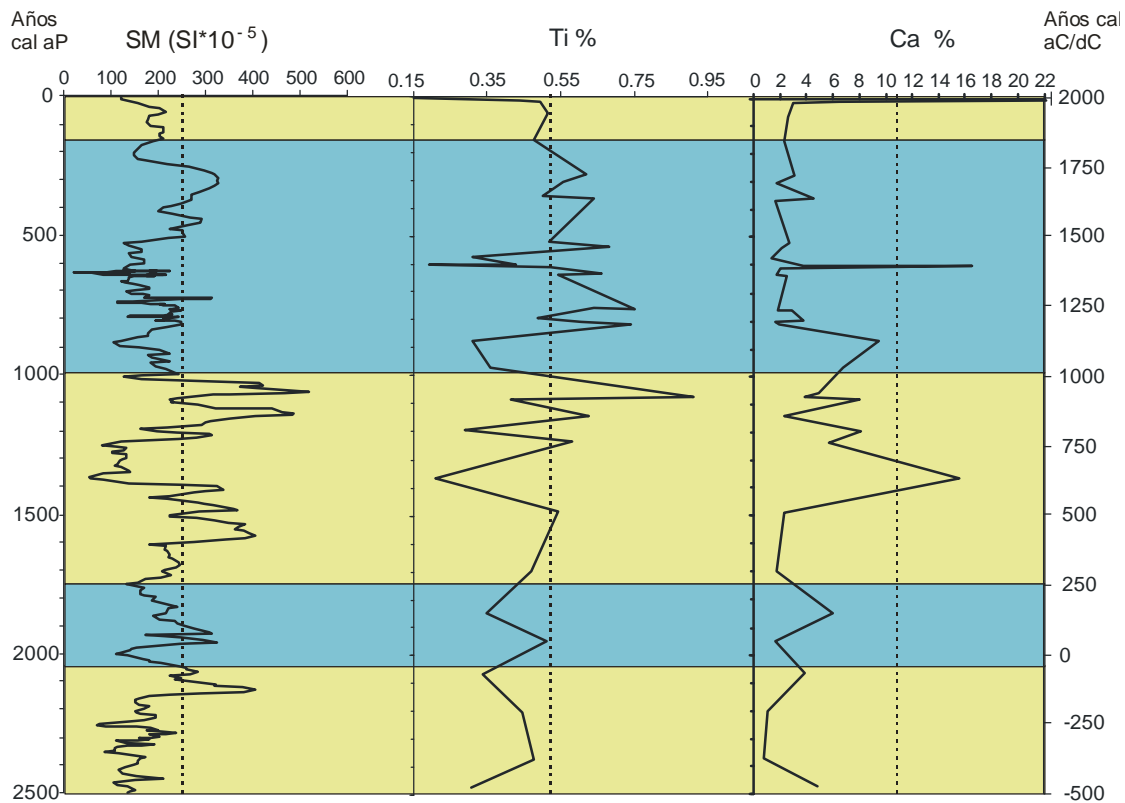


Fig. 19.-Núcleo Litoral NL. Datos de Susceptibilidad magnética, porcentaje de Ti y porcentaje de Ca. Cronología a la izquierda en años cal aP, el sombreado en amarillo corresponde a periodos secos y azules a periodos húmedos.

6.1.2 Núcleo Central (NC)

La secuencia NC tiene una longitud total de 900 cm, presenta laminaciones de colores y espesores variables en casi toda su longitud, algunas veces con gradaciones en color (Fig. 20). La secuencia se caracteriza por presentar diferentes tonalidades y tamaño de partículas. Las tonalidades más representativas son negro, café, rojo, blanco y verde. El tamaño de las partículas de los sedimentos alternan de: arenas, arenas limosas, limos arenosos, limos, y arcillas. Existen intercalaciones de capas de limos masivos o gradados, limos calcáreos, limos verdes, limos rojos, limos cafés, lodos blancos carbonatados y capas de turba que varían en su espesor de 1-3 a 60 mm, algunas lamelas se aglomeran en paquetes de ~5-30 asociados por limo masivo o gradado, turbiditas de ~12 cm de grosor. Los contactos entre ellas son generalmente rectos, en algunos casos son nítidos y abruptos, pero también los hay transicionales.

6.1.2.1 Cronología

En total se realizaron doce fechamientos de radiocarbono, sin embargo la cronología del NC se estableció con base en siete fechamientos AMS de radiocarbono en sedimentos orgánicos (Tabla III) siguiendo el modelo de edad propuesto por Vázquez-Castro (2004). La edad de la superficie de la secuencia se asumió en 2003 cuando el núcleo fue colectado. La tasa de sedimentación fue calculada entre dos horizontes fechados y varía entre 2.2 y 6.8 mm/año, con una tasa de depositación alta en la base de la secuencia (4022 años cal aP) hasta los 180 cm de profundidad (6.46 mm/año), reduciéndose a casi la mitad a partir de los 180 cm hacia la parte superior de la columna (3.28 mm/año). Para la base de la

secuencia la edad obtenida es de 4022 años cal aP, abarcando así todo el Holoceno tardío. La relación edad/profundidad adoptada para este núcleo está basada en edades calibradas (Fairbanks, 2005) y se presenta en la Figura 21.



Fig.20 Fotografía de la secuencia NC del LSMO, se observan las laminaciones de diferente color y espesor. Las fechas se presentan en números amarillos (fechas en sedimentos orgánicos) y rojos (fechas en concentrados de polen).

Clave Laboratorio BETA	Prof. (cm)	Tipo de Muestra	Edad Radiocarbono Años aP	Edad Calibrada 2σ Años Calendáricos	Tasa de sedimentación mm/año
198311	71	Sedimento orgánico	1310 +/- 50 BP	Cal AD 650 to 790 Cal BP 1300 to 1160	Fecha invertida no utilizada
198312	170	Sedimento orgánico	750 +/- 40 BP	Cal AD 1220 to 1300 Cal BP 730 to 650	2.2
227823	180	Sedimento orgánico	780 +/- 40 BP	Cal AD 1200 to 1280 Cal BP 750 to 670	2.2
227824	245	Sedimento orgánico	3530 +/- 40 BP	Cal BC 1960 to 1750 Cal BP 3910 to 3700	Fecha invertida no utilizada
233926	270	polen	3160 +/- 40 BP	Cal BC 1500 to 1380 Cal BP 3450 to 3330	Muestra contaminada no utilizada
227826	321	Sedimento orgánico	2520 +/- 40 BP	Cal BC 790 to 520 Cal BP 2740 to 2470	Fecha invertida no utilizada
198313	368	Sedimento orgánico	2010 +/- 50 BP	Cal BC 160 to Cal AD 90 Cal BP 2100 to 1860	6.8
233924	400	polen	1830 +/- 40 BP	Cal AD 80 to 260 Cal BP 1870 to 1690 Cal AD 300 to 310 Cal BP 1650 to 1640	Muestra contaminada no utilizada
198314	454	Sedimento orgánico	3600 +/- 40 BP	Cal BC 2040 to 1880 Cal BP 3990 to 3830	Fecha invertida no utilizada
227825	510	Sedimento orgánico	2810 +/- 40 BP	Cal BC 1050 to 890 Cal BP 3000 to 2840 Cal BC 870 to 850 Cal BP 2820 to 2800	6.4
233925	620	polen	7490 +/- 50 BP	Cal BC 6450 to 6240 Cal BP 8400 to 8190	Muestra contaminada no utilizada
198315	733	Sedimento orgánico	3870 +/- 50 BP	Cal BC 2470 to 2200 Cal BP 4420 to 4150	6.2

Tabla II. Fechas de radiocarbono (por Espectrómetro Acelerador de Masas, AMS) de los sedimentos del NC del LSMO, Nayarit.

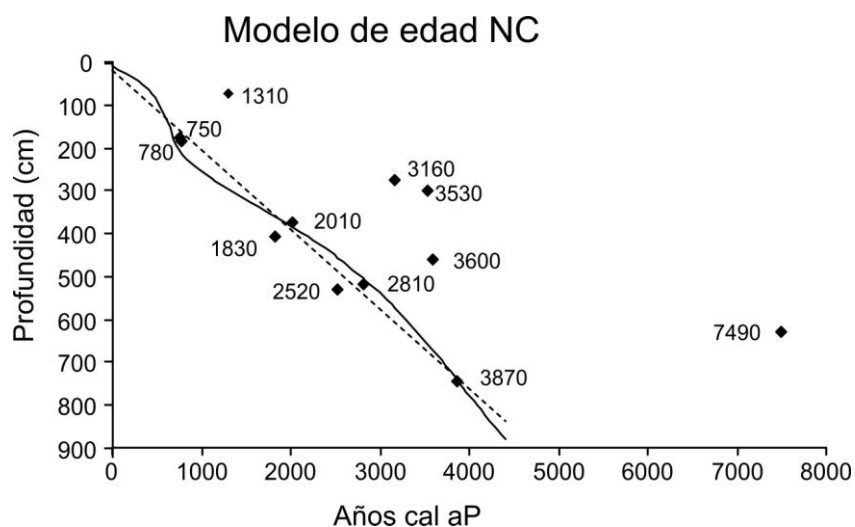


Fig. 21. Fechamientos realizados en ^{14}C en función de la profundidad. En cada punto se observa la edad de radiocarbono en años aP. La línea punteada muestra la interpolación lineal. Los datos incongruentes que fueron eliminados son 1310, 3160, 3530, 3600 y 7490 años cal aP.

6.1.2.2 Registro magnético y geoquímico

Los análisis de susceptibilidad magnética mostraron una alternancia en el contenido de minerales magnéticos. Los valores oscilan de 26-377 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$ a través del núcleo. De 4400-3500 años cal aP, los valores variaron entre 63 y 262 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$, de 3500-3100 años cal aP, los valores se incrementaron de 194-377 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$. De 3100-2480 años cal aP los valores se reducen y fluctúan entre 64 y 277 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$, de 2480 a 2200 años cal aP, los valores se incrementaron y variaron entre 166 y 290 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$. Se observó una leve reducción entre 2200 y 2050 años cal aP, (120 y 180 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$) alcanzando su punto más bajo a los 2126 años cal aP. De 2050 a 1750 años cal aP, los valores se mantienen altos, fluctuando entre 107 y 330 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$, alcanzando su más bajo valor a los 1773 años cal aP con 135 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$. De 1750 a 1000 años cal aP se observaron dos reducciones importantes en los valores de susceptibilidad magnética; el primero hasta los 1500 años cal AP oscilado entre 70 y 100 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$ y el siguiente de 1500 a 1000 años cal aP, fluctuando entre 60 y 110 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$. De 1000-500 años cal aP, se presentaron valores con reducida fluctuación (entre 75 y 110 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$) y de 500 a 120 años cal aP se incrementaron los valores, con fuertes fluctuaciones entre 110-393 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$. Para los últimos 120 años cal aP, se presentó una reducción importante en los valores de 80-30 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$ (Fig. 24).

6.1.2.2.a Registro geoquímico

Los datos de intensidad (ITRAX) fueron graficados contra las concentraciones de (FRX) de los elementos analizados. El resultado de la regresión lineal mostró coeficientes de correlación mayor a 70 en los elementos:

Ti, Ca, Mn, Rb y Sr (Fig. 22). Con base en estos resultados se transformaron los valores de intensidad obtenidos en el ITRAX en concentraciones.

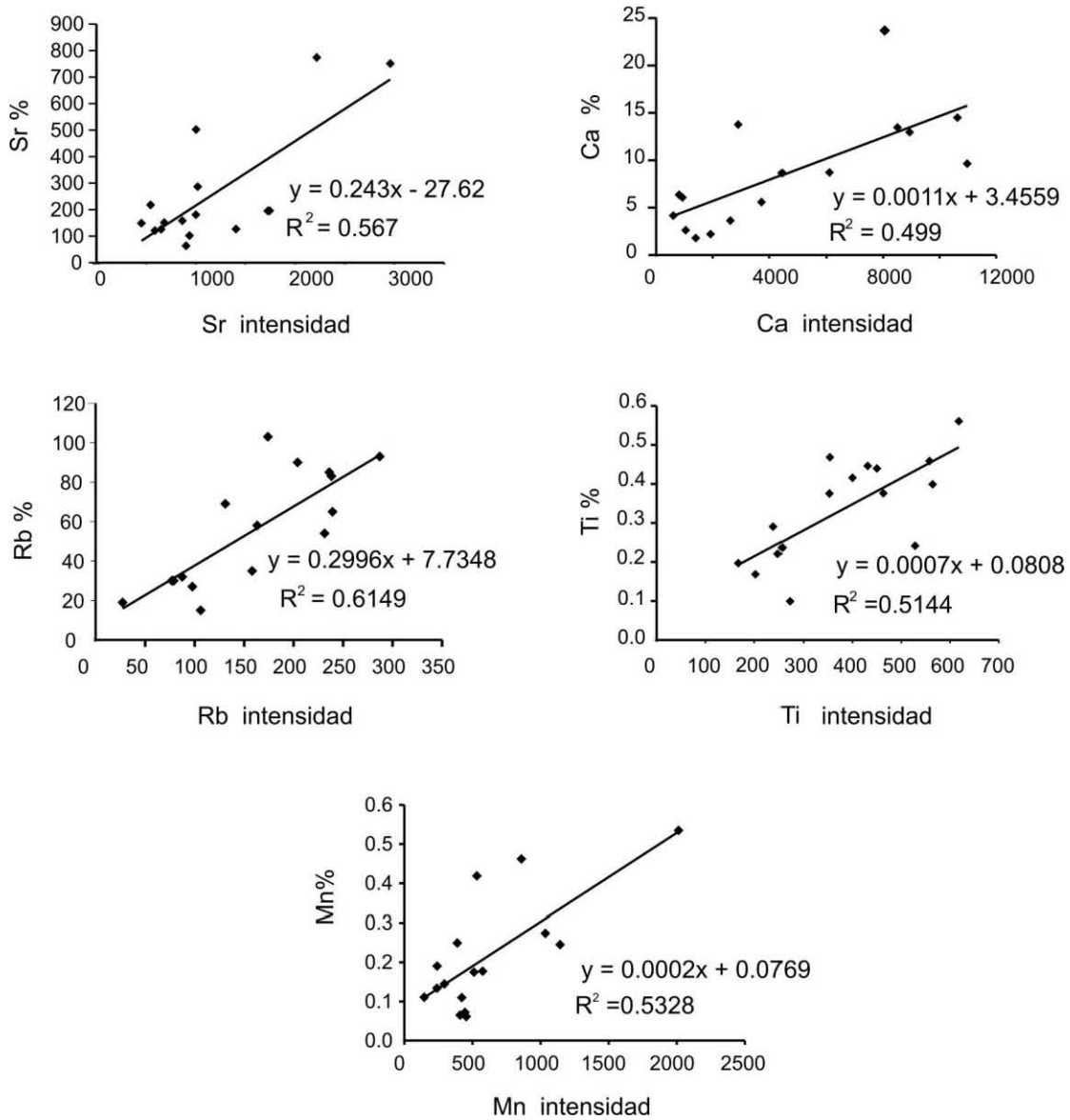


Fig. 22.-Correlación de intensidad vs. concentración entre elementos (Sr, Ca Rb, Ti y Mn) del NC.

En este estudio se utiliza la concentración de Ti como un índice de las condiciones hidrológicas de la cuenca, ya que se encuentra entre los elementos más inmóviles durante los procesos de intemperismo (Harnois, 1988). Por otra parte el Ca es considerado un indicador de mayor salinidad del agua y evaporación, ya que se ha observado que altos contenidos de carbonatos correlacionan con intervalos cálidos (Hays y Perruzza, 1972). La relación inversa entre Ca y Ti significa mayor aporte de sedimento con alto contenido de Ti durante intervalos de menor salinidad.

En la Figura 23 se muestra la relación Ti/Ca donde se observa que presentan una relación inversa. Los datos calibrados de Ti, Ca y susceptibilidad magnética se presentan en la Figura 24.

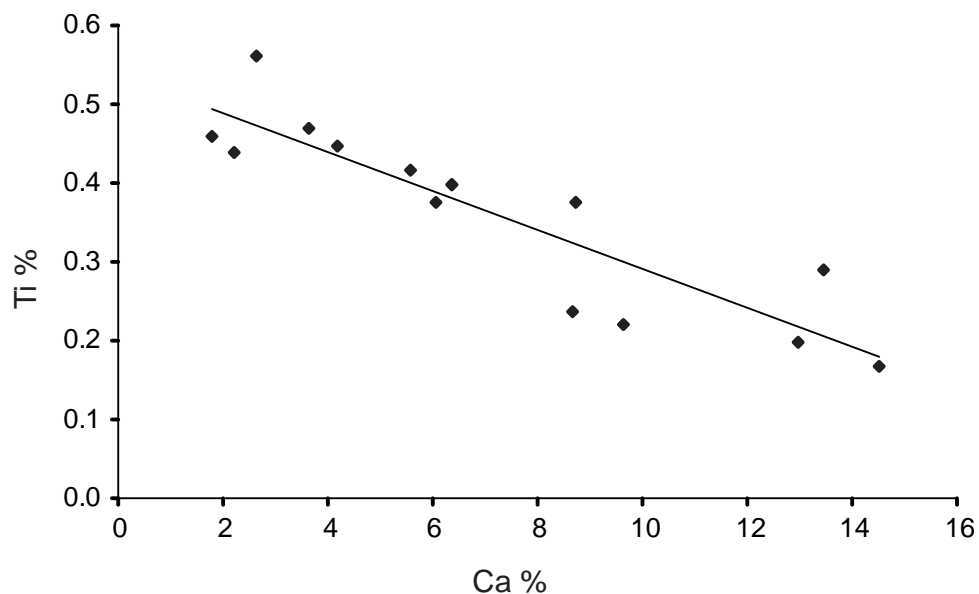


Fig. 23.- Gráfica de relación inversa entre Ti % y Ca %.

Periodo (años cal aP)	Valor prom. Ti	Variación de Ti	Valor prom. Ca	Variación de Ca	Valor prom.SM	Variación SM
Presente-120	0.27	0.38-0.15	6.64	8.41-4.14	51.86	89.29-26.10
128-1014	0.38	0.64-0.20	5.41	17.32-3.96	118.48	305.85-52.46
1014-1785	0.32	0.65-0.13	8.52	17.00-4.36	94.47	161.35-59.74
1785-2047	0.44	0.80-0.20	6.25	15.38-4.31	218.15	330-123.29
2047-3082	0.34	0.71-0.18	7.16	17.41-4.25	154.67	359.33-60.40
3082-3463	0.52	0.83-0.23	5.07	9.32-4.13	277.57	377.56-194.53
4022-3463	0.38	0.68-0.17	7.70	16.56-4.13	141.66	262.86-63.71

Tabla III.- Periodos definidos para la secuencia de SMO NC con base en valores máximos, mínimos y promedios de Ti, Ca y susceptibilidad magnética.

Los cambios hidrológicos en el LSMO han sido marcados por periodos alternados de humedad y sequía durante el Holoceno tardío. Los valores de Ca varían de 4%-17%, valores altos de concentración son asociados con mayor insolación, lo que causa mayor temperatura en el agua y por lo tanto precipitación de carbonatos en los lagos (O'Sullivan, 1983; Hutchinson, 2001; Boyle, 2001).

A lo largo de la secuencia se observan variaciones en la concentración de Ti que van de de 0.13% a 0.83% con un promedio de 0.4 % (Fig. 24). Los valores altos indican condiciones de mayor humedad y se asocian con valores altos de susceptibilidad magnética. Se identificaron calculando el valor promedio de Ti en la secuencia siete periodos donde los valores presentan una clara tendencia de incremento o disminución, oscilando entre 0.27% y 0.52%, mientras que para el Ca oscilaron entre 4% y 17.7% (Tabla IV). A continuación se describen brevemente dichos periodos.

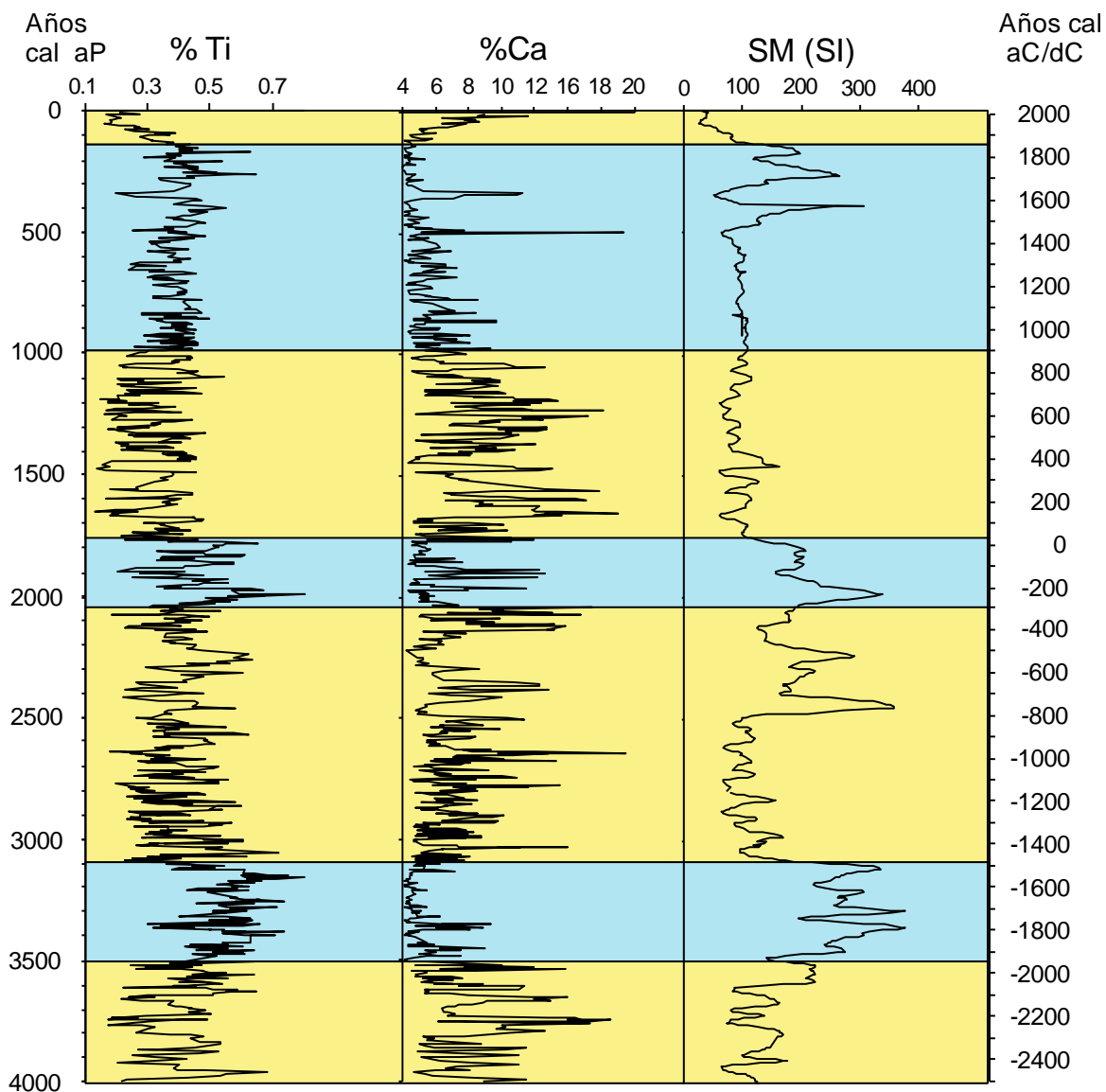


Fig. 24.- Datos de porcentaje de Ti y Ca con los valores de susceptibilidad magnética para en NC. La cronología a la izquierda en años aC/dC y a la derecha en años cal. aP. El sombreado amarillo corresponde a los periodos secos y las azules los periodos húmedos de acuerdo a la tabla IV.

Entre 4400 y 3500 años cal aP, las concentraciones de Ti oscilaron entre 0.17% y 0.68% y las de Ca oscilaron entre 4.13% y 16.6%. El periodo de 3500 a 3100 años cal aP observó un incremento importante de Ti, fluctuando entre 0.24% y 0.83%, en tanto que el Ca observó una reducción importante, variando entre 4%

y 9%. De 3100 a 2050 años cal aP, se presentó una reducción importante en los valores de Ti con respecto al periodo anterior, los valores oscilaron entre 0.71% y 0.18%, contrariamente el Ca presentó un importante incremento en los valores con respecto al periodo anterior oscilando entre 4% y 17.4%. En el periodo entre 2050 y 1750 años cal aP el Ti presentó un incremento en el que la variación se apreció entre 0.80% y 0.21% versus el Ca que presentó un decremento alcanzando en algunas fechas incrementos entre el 10% y 12.5% (1760-1767, 1890, 1901, 1922, 1955 y 2040 años cal aP). De 1750 a 1000 años cal aP se redujeron nuevamente los valores de Ti observándose variación entre 0.13% y 0.48%, por el contrario, se incrementaron de forma notable los valores de Ca (4%-17%), alcanzando durante este periodo sus máximos valores a los 1648, 1598, 1558, 1250 y 1232 años cal aP. De 1000 a 500 años cal aP, los valores de Ti se incrementan un poco con respecto al periodo anterior, oscilando en menor proporción entre 0.23% y 0.49%. Nuevamente los valores de Ca se reducen de forma importante oscilando entre 4.3% y 9.3% en este periodo. De 500 a 120 años cal aP las fluctuaciones de Ti se acentuaron (0.20%-0.64%) contrariamente se reducen aún mas los valores de Ca, sólo a los 336 años cal aP alcanzan el 11%. De 120 años cal aP los valores de Ti se redujeron de manera importante hasta los 0.16%. Mientras que para los últimos 120 años cal aP, el Ca presentó un incremento importante (4-11%). En general se observó una relación inversa entre el Ti y el Ca en el NC (Fig. 24, Tabla IV).

6.2 Análisis espectral

Se utilizó el análisis wavelet para detectar periodicidades en los valores de T_i a diferentes longitudes de onda (Fig. 25). El resultado mostró periodicidades solares de 40-60 años, de 80 - 90 años (ciclo de Gleissberg) y de 208 años (ciclo de Suess Wiggles) (Dean, 2000). Este análisis fue realizado con edades aC/dC para posteriormente realizar la correlación con otros estudios en los que se observan ciclicidades.

La periodicidad de 40-60 años (Fig. 25), se presenta de manera más conspicua en dos periodos: de 1300 a 1000 aC (3082-2852 años cal aP) y de 750 a 1000 dC (1254-1017 años cal aP), la ciclicidad de 80-90 años es más notable de 2200 aC-1800 aC (3750-3500 años cal aP), mientras que el ciclo de 200 años se observa de 400 aC-200 dC (2330-1785 años cal aP).

6.3 Análisis palinológico.

Los resultados del análisis palinológico de las secuencias del LSMO aportaron un total de 191 palinomorfos. Para el NL se encontraron 178 y para el núcleo central 186. A lo largo del análisis palinológico se identificaron diferentes niveles taxonómicos. El nivel taxonómico varió desde el nivel específico, genérico, hasta el nivel de familia. En algunos casos, se les denominó tipo, cuando no fue posible diferenciarlos, a 26 de ellos no fue posible asignarles una identidad taxonómica y en su mayoría, se presentan en proporciones menores a 1%.

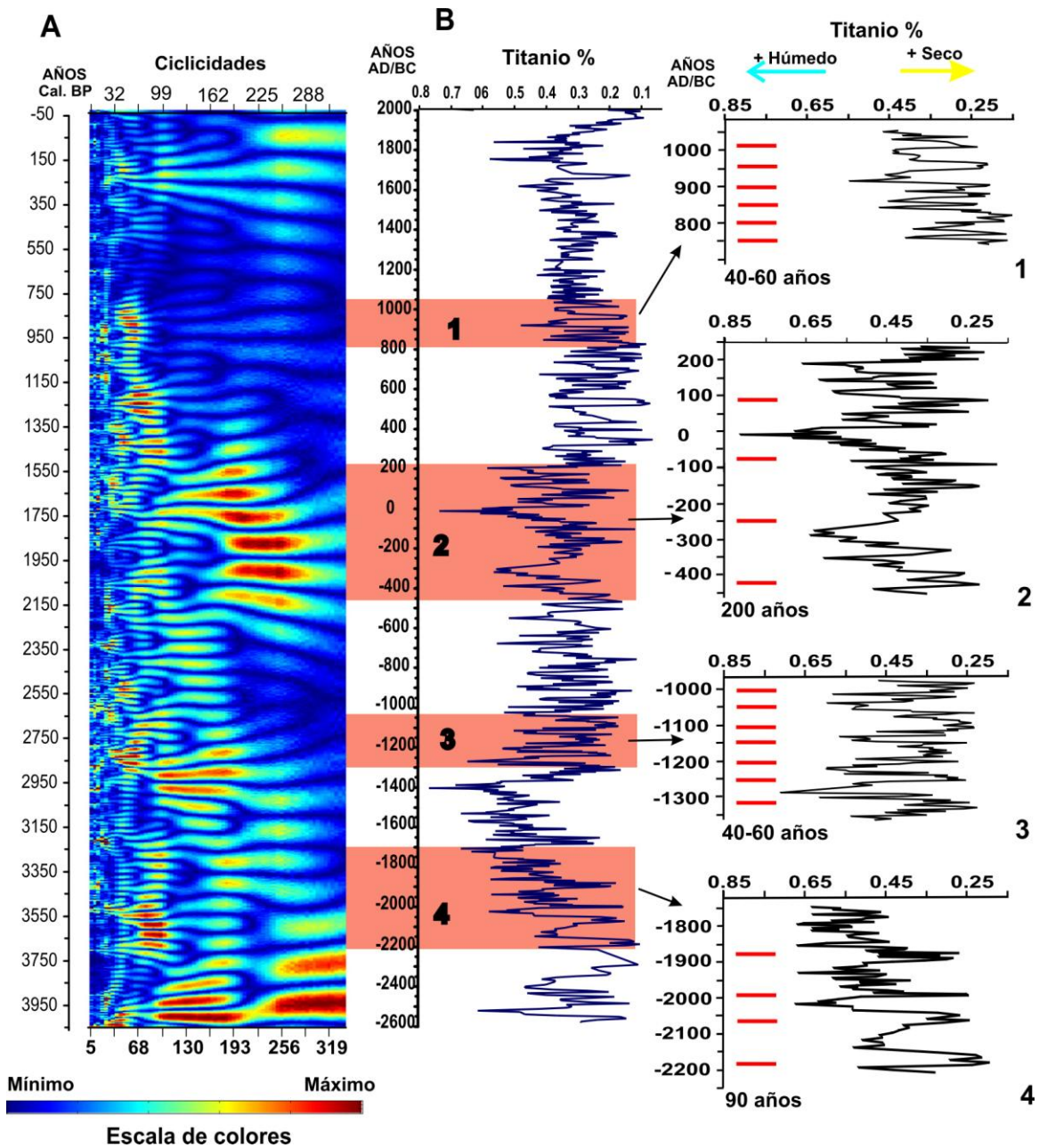


Fig. 25.-Periodos de ciclicidades diversas con base en el análisis de ondeleta de concentración de Ti en el NC. A) Análisis de ondeleta B) Gráfica de porcentaje de Ti con las fechas y ciclicidades mencionadas en el texto en amarillo. 1 y 3) Detalle mostrando la ciclicidad de 40-60 años. 2) Detalle de la ciclicidad de 200 años. 4) Detalle mostrando la ciclicidad de 90 años.

Los taxa fueron agrupados en cinco categorías de acuerdo a su hábito de crecimiento y hábitat (Tabla V). El Grupo 1, está formado de elementos arbóreos y está constituido por 23 taxa. El Grupo 2, formado por las hierbas fue integrado por 94 taxa. El Grupo 3 lo constituyó el conjunto de esporas de pteridofitas, briofitas y musgos con un total de 36 taxa. En el Grupo 4 se incluyen 21 taxa de hábitat acuático y/o subacuático. Las algas, fungoesporas, testáceos, huevos de poliqueto y de rotífero con un total de 17 tipos conforman el Grupo 5. Los datos palinológicos se analizaron utilizando el software Tilia (Grimm, 1991-1993), y Tiliagraph para elaborar los diagramas polínicos. Los taxa de los grupos 1, 2 y 3 conforman la suma polínica y se muestran en el diagrama denominado regional (Figs.26 NL y 28 NC). Las curvas polínicas están expresadas en porcentaje de acuerdo a la suma polínica establecida. Los grupos 4 y 5 (Figs. 27 NL y 29 NC) forman el diagrama local y se elaboró calculando los porcentajes de la vegetación acuática como el porcentaje de la suma polínica terrestre y los valores del grupo 5 están expresados en concentraciones.

Con base en los conteos de los grupos 1, 2 y 3 se calculó la concentración y acumulación polínica total, los cuales se muestran en las Figuras 27 NL y 29 NC.

6.3.1 Zonación polínica

Las zonas polínicas fueron establecidas a partir de un análisis de agrupamiento aglomerativo estratigráficamente restringido (CONISS). A continuación se describen los resultados obtenidos de acuerdo con la zonación que se estableció.

Tabla IV.- Lista de taxa según su hábito y ecología

Grupo 1, taxa arbóreos

<i>Pinus spp.</i>	<i>Juglans sp.</i>	<i>Moraceae</i>	<i>Bocconia sp.</i>	<i>Carpinus spp</i>
<i>Quercus spp.</i>	<i>Bombacaceae</i>	<i>Meliaceae</i>	<i>Trema micrantha.</i>	<i>Heliocarpus sp.</i>
<i>Alnus spp.</i>	<i>Anacardiaceae.</i>	<i>Bursera sp.</i>	<i>Ceiba aesculifolia</i>	<i>Ficus sp</i>
<i>Fraxinus sp</i>	<i>Poulsenia</i>	<i>Celtis sp.</i>	<i>Salix sp.</i>	<i>Acacia sp.</i>
<i>Cupresaceae</i>	<i>Ulmus mexicana</i>		<i>Brosimum alicastrum</i>	

Grupo 2, taxa arbustivos y herbáceos

Poaceae	<i>Zanthoxylum sp.</i>	<i>Eryngium sp.</i>	Apiaceae	<i>Justicia sp</i>	Malvaceae
Dioscorea sp	<i>Melastomataceae</i>	<i>Bougainvillea sp</i>	<i>Agave sp</i>	Polygalaceae	<i>Plantago sp.</i>
<i>Artemisia sp.</i>	Caryophyllaceae	Amaranthaceae	<i>Urticaceae</i>	Sapindaceae	<i>Croton sp</i>
<i>Thalictrum sp</i>	Asteraceae tipo 1	Euphorbiaceae	<i>Pedilantus sp</i>	Fabaceae 1	<i>Vitis sp</i>
<i>Psichotria sp</i>	Asteraceae tipo 2	Convolvulaceae	<i>Ambrosia sp</i>	Rubiaceae tipo	<i>Borreria sp</i>
<i>Gent-Ros/ Sol.</i>	Asteraceae tipo 3	<i>Cucurbitaceae</i>	Brassicaceae	Boraginaceae	Myrtaceae
tipo <i>Verbesina</i>	Asteraceae tipo 4	Bignoniaceae	Sterculiaceae	Apocinaceae	Fabaceae
<i>Celastraceae</i>	Asteraceae tipo 5	Malpighiaceae	Rhamnaceae	Lamiaceae	<i>Pasiflora sp</i>
Piperaceae	Asteraceae tipo 6	<i>Iresine celosia</i>	<i>Acalypha sp.</i>	<i>Spermacoce sp</i>	<i>Mimosa sp</i>
<i>Achimenes sp</i>	Campanulaceae	<i>Boerhavia sp</i>	<i>Teozinte sp</i>	<i>Zea maiz</i>	<i>Bromelia sp</i>
Liliac/Amarilid	Scrophulariaceae	<i>Asemantha sp</i>	<i>Guetarda sp</i>	Caesalpineae	<i>Evolvulus sp</i>
tipo 1	tipo 2	tipo 3	tipo 4	tipo 5	tipo 6
tipo 7	tipo 8	tipo 9	tipo 10	tipo 11	tipo 12
tipo 13	tipo 14	tipo 15	tipo 16	tipo 17	tipo 18
tipo 19	tipo 20	tipo 21	tipo 22	tipo 23	tipo 24
tipo 25	tipo 26				

Grupo 3, Pteridofitas, briofitas y musgos

<i>Jamesonia sp</i>	<i>Macrothelipteris sp.</i>	<i>Selag-Hymeno-Anthoc.</i>	<i>Annograma/Pitirogramma</i>	<i>Selaginella sp.</i>
<i>Polypodium sp</i>	Monolete tipo 1	Monolete tipo 2	Monolete tipo 3	<i>Asplenium sp.</i>
<i>Anthoceros sp</i>	<i>Pityrogramma sp</i>	<i>Pteris sp.</i>	<i>Osmunda sp.</i>	Schizaceae
<i>Lycopodium sp. 1</i>	<i>Pellaea sp</i>	<i>Lycopodium sp. 2</i>	<i>Isoetes sp</i>	<i>Marsilea sp</i>
<i>Lycopodium sp. 3</i>	<i>Ophioglossum sp</i>	Monolete tipo 4	Monolete tipo 5	Monolete tipo 6
Trilete tipo 1	Trilete tipo 2	Trilete tipo 3	Trilete tipo 4	Trilete tipo 5
Trilete tipo 6	Trilete tipo 7	<i>Elaphoglossum sp</i>	Trilete tipo 8	Trilete tipo 9
		Briofita		

Grupo 4, taxa acuáticos y subacuáticos.

Cyperaceae	<i>Cuphea sp</i>	<i>Lemna sp.</i>	Onagraceae	<i>Sagittaria sp</i>
<i>Typha sp.</i>	<i>Pontederia sp</i>	<i>Commelina sp</i>	Buttomaceae	<i>Mimulus sp</i>
<i>Adonis sp</i>	Nymphaceae	<i>Cleome sp</i>	<i>Potamogeton sp.</i>	Juncaceae
Hernandiaceae	Sulcado tipo 1	Sulcado tipo 2	<i>Hydrocotyleranunculoides</i>	Sulcado tipo 3
			<i>Polygonumamphibium</i>	

Grupo 5, algas, fungosporas y testáceos.

<i>Spirogyra sp.</i>	<i>Pediastrum sp</i>	<i>Botryococcus sp.</i>	<i>Gleocapsa sp</i>	<i>Staurastrum sp.</i>
<i>Mougeotia sp.</i>	<i>Oocystis sp</i>	Cf. Mychistridium	<i>Coelastrum sp.</i>	<i>Trochiscia sp</i>
Zygnemataceae	Arcella sp	<i>Concentricystis sp</i>	Centropixis sp	Fungosporas
Huevo poliqueto	Huevo Rotífero			

6.3.1.1 Núcleo litoral (NL)

Zona 1. Abarca de los 793 cm a los 727 cm de profundidad, con una edad estimada de 2280 a 2145 años cal aP. La concentración de granos de polen oscilan entre 51,194 y 16,052 granos/cm³, la acumulación polínica en la zona se estimó entre 755,598 y 229,353 granos/cm²/año y la concentración de partículas de carbón mayor a 100μ fluctúan de 20,706 a 29,218 partículas de carbón/cm²/año. Entre los elementos más importantes que constituyen el diagrama polínico regional por sus altos porcentajes están: *Quercus*, *Pinus* y *Moracea*. En el estrato herbáceo se encuentran las *Poaceae*. Las esporas alcanzan al inicio de la zona un porcentaje máximo de 11.8% (Fig. 26)

El diagrama palinológico local está compuesto principalmente por *Cyperaceae*. Las algas con mayor concentración son *Staurostrum*, aunque se presentan otras algas en menor concentración. Las partículas de carbón alcanzan concentraciones arriba de 20,000 part/cm³ (Fig. 27).

Zona 2. Abarca de los 727 cm a los 555 cm de profundidad, con una edad estimada de 2145a 1580 años cal aP. La concentración de granos de polen oscilan entre 24,656 y 8,318 granos/cm³, la acumulación polínica en la zona se estimó entre 2,370-6,973 granos/cm² /año y la concentración de partículas de carbón mayor a 100μ fluctúan de 2,370 a 12,705 partículas de carbón/cm²/año. Entre los elementos con más altos porcentajes que constituye el diagrama polínico regional se encuentran: *Quercus* y *Pinus*. Entre el conjunto herbáceo las *Poaceae* y las *Asteraceae* y en menor proporción las *Amaranthaceae*, se observa la

presencia de *Zea mays* en esta zona. Las pteridofitas se reducen en porcentaje (Fig. 26). El diagrama palinológico local está compuesto principalmente por Cyperaceae y *Lemna*. La mayor concentración de algas la presentan *Oocystis* y *Staurastrum* (Fig. 27).

Zona 3. Abarca de los 555 cm a los 382 cm de profundidad, con una edad estimada de 1580 a 815 años cal aP. La concentración de granos de polen oscilan entre 25,160 y 3,076 granos/cm³, la acumulación polínica en la zona se estimó entre 9,054-351 granos/cm²/año y la concentración de partículas de carbón mayor a 100 μ fluctúan de 0 a 13106 partículas de carbón/cm²/año. Entre los elementos con mayor porcentaje que constituyen el diagrama polínico regional se encuentran: *Quercus* y *Pinus* y en menor proporción, Moraceae. Entre los elementos más abundantes que constituyen el estrato herbáceo se encuentran las Poaceae, Amaranthaceae y Asteraceae. En tanto que el conjunto de esporas tiene baja representación (Fig. 26). Los elementos locales están pobremente representado como se muestra en el diagrama palinológico local. Las algas en esta zona son escasas, solo *Staurastrum* y *Oocystis* presentan un incremento importante de concentración (Fig. 27).

Zona 4. Abarca de los 382 cm a los 263 cm de profundidad, con una edad estimada de 815 a 650 años cal aP. La concentración de granos de polen se reduce de forma importante y oscilan entre 8,741 y 4,565 granos/cm³, mientras que la acumulación polínica en la zona se estimó entre 3,919-2,915 granos/cm²/año y la concentración de partículas de carbón mayor a 100 μ varían

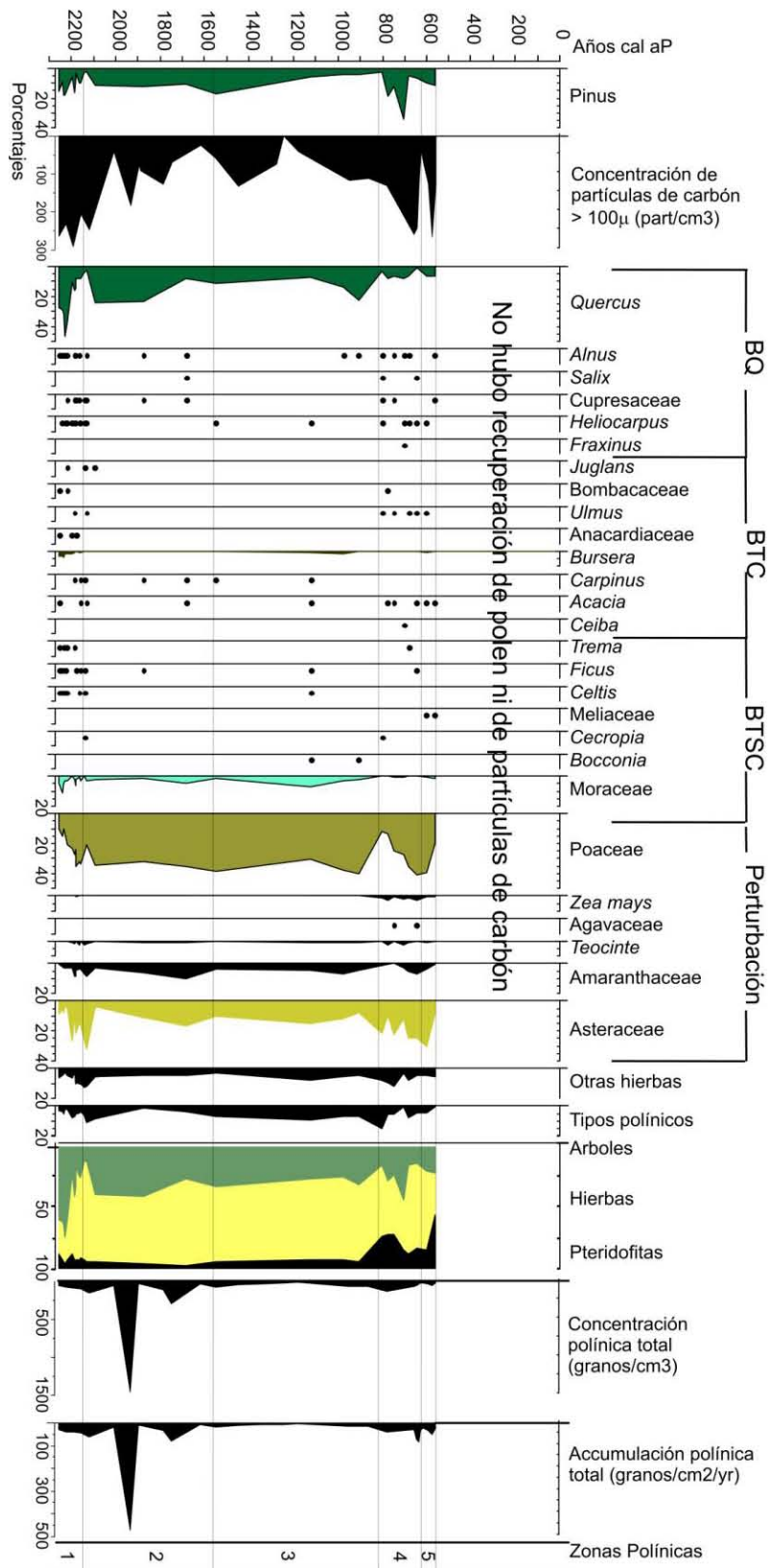
entre 0 y 24,172 partículas de carbón/cm²/año. Entre los elementos más importantes que constituye el diagrama polínico regional se encuentran: *Quercus* y *Pinus*. Las Poaceae y Asteraceae entre las hierbas y se incrementan los helechos (Fig. 26).

En el diagrama palinológico local son escasos los taxa, al igual que las algas, solo *Oocystis* presenta un incremento mientras que la concentración de fungoesporas y testáceos se incrementan (Fig. 27).

Zona 5. Abarca de los 263 cm a los 202 cm de profundidad, con una edad estimada de 650 a 595 años cal aP. La concentración de granos de polen oscilan entre 8,741 y 4,565 granos/cm³, en tanto que la acumulación polínica en la zona se estimó entre 3,919-2,915 granos/cm²/año, y la concentración de partículas de carbón mayor a 100 μ fluctúan de 0 a 26,599 partículas de carbón/cm²/año. Entre los elementos con mayor porcentaje que constituye el diagrama polínico regional se encuentran: *Salix*, *Pinus* y *Quercus*. Entre las herbáceas, las Poaceae y Asteraceae son las más representadas, observándose la presencia de *Teocinte* y *Zea mays*. Se incrementan nuevamente las pteridofitas (Fig. 26).

Las Cyperaceae y por otros taxa acuáticos y/o subacuáticos están está pobremente representados en el diagrama palinológico local. Las algas en esta zona también tienen representación. Las fungoesporas y las partículas de carbón se incrementan (Fig. 27). Entre 202 cm a 0 cm (595 años cal aP al presente) no se pudo realizar el conteo de polen debido a la alta tasa de sedimentación no se recuperaron palinomorfos.

Figura 26.- Diagrama polínico Regional del NL en porcentajes.



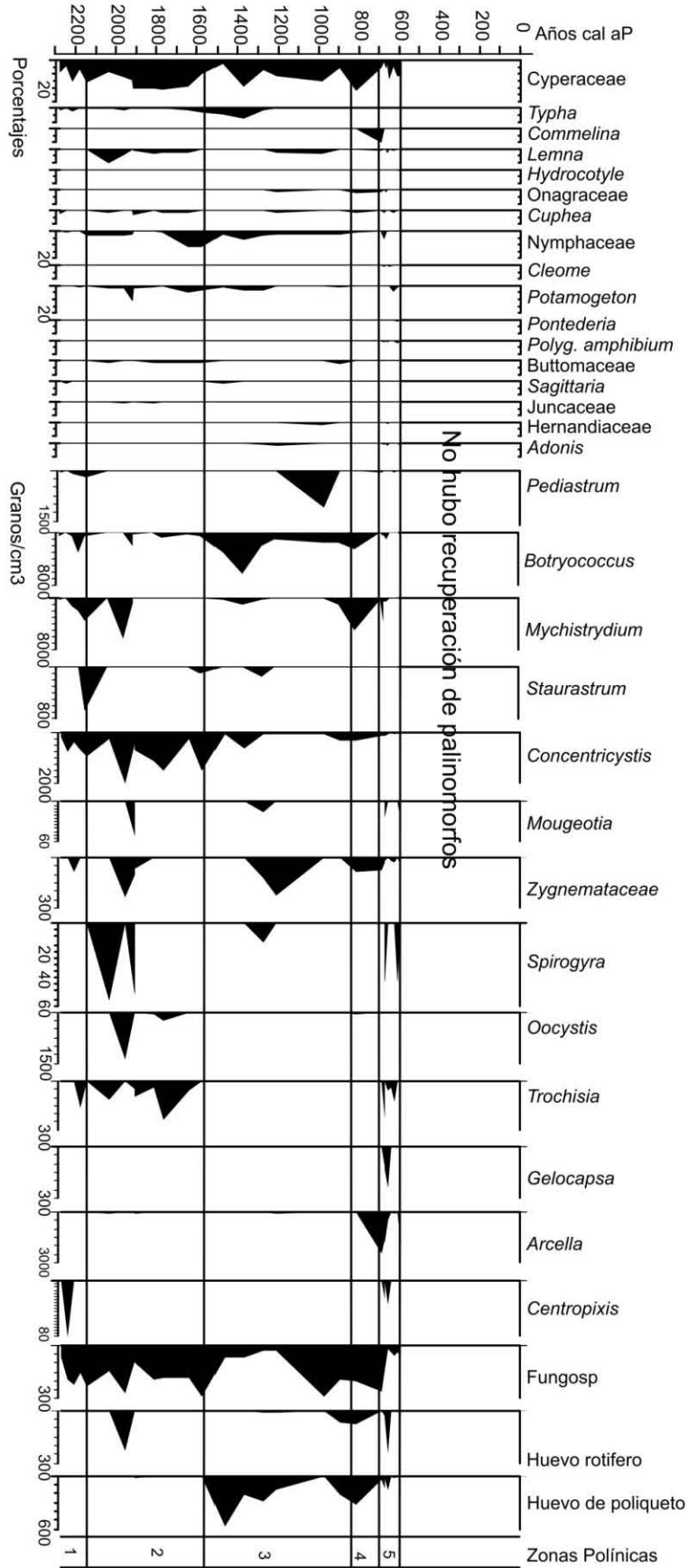


Fig. 27 Diagrama polínico local del NL, el polen de plantas acuáticas se presenta en porcentaje y los demás palinomorfos se presentan en concentraciones.

6.3.1.2 Núcleo central (NC)

ZONA 1. Abarca de los 870 cm a los 760 cm de profundidad, con una edad estimada de 4420 a 3975 años cal aP. La concentración de granos de polen oscilan entre 485,592 y 2,984 No.granos/cm³, en tanto que la acumulación polínica en la zona se estimó entre 74,073-3,096 No.granos/cm²/año y la concentración de partículas de carbón mayor a 100μ fluctúan de 3,257 a 142,252 partículas de carbón/cm²/año (Fig. 28). Entre los elementos con porcentajes altos que constituye el diagrama polínico regional se encuentran *Quercus*, *Pinus*, *Moraceae* y *Bursera* entre los árboles, entre las hierbas, *Poaceae*, *Amaranthaceae* y en menor proporción, *Asteraceae* (Fig. 28). En el diagrama palinológico local, la vegetación acuática está pobremente representada, las algas en estas zona son escasas y entre estas se encuentran: *Botryococcus* y *Mychistrydium*. Las partículas de carbón presentan altos valores (Fig. 29).

ZONA 2. Es una sola muestra, a los 740 cm de profundidad con edad de 3950 años cal aP cuya concentración polínica es de 153,550 No.granos/cm³, acumulación polínica de 23,710 No.granos/cm² /año y la concentración de partículas de carbón mayor a 100μ es de 10783 partículas de carbón/cm²/año. Elementos como *Quercus*, *Pinus* y *Moraceae*, *Poaceae* y *Amaranthaceae* conforman el diagrama polínico regional (Fig. 28).

ZONA 3 Abarca de los 740 cm a los 690 cm de profundidad, con una edad estimada de 3950 a 3700 años cal aP. La concentración de granos de polen

oscilan entre 145,281 y 14,616 No.granos/cm³, la acumulación polínica en la zona se estimó de 22,420-2,268 No.granos/cm²/año y la concentración de partículas de carbón mayor a 100μ fluctúan de 3,119 a 24,644 partículas de carbón/cm²/año. Entre los elementos más importantes que constituye el diagrama polínico regional se encuentran: *Quercus*, *Pinus*, Moraceae. Entre los elementos más abundantes del estrato herbáceo están Poaceae, Amaranthaceae y Asteraceae. Dentro del conjunto polínico con valores menores a 1%, se encuentra *Zea mays* (Fig. 28). El polen perteneciente a la vegetación acuática es escaso. Las algas en estas zona son pocas y entre éstas se encuentran: *Mychistrydium* sp y *Botryococcus* (Fig. 29).

ZONA 4. Abarca de los 690 cm a los 410 cm de profundidad, con una edad estimada de 3700 a 2410 años cal aP. La concentración de granos de polen oscilan entre 104,932 y 9,640 No.granos/cm³, en tanto que la acumulación polínica en la zona se estimó de 15,796 a 1,483 No.granos/cm²/año y la concentración de partículas de carbón mayor a 100μ varian de 2,026 a 37,248 partículas de carbón/cm²/año. Entre los elementos con mayor porcentaje que constituyen el diagrama polínico regional se encuentran: *Quercus* y *Pinus* entre los árboles y entre las hierbas están las Poaceae, las Amaranthaceae y las Asteraceae, además de polen como *Teocinte* y *Zea mays* (Fig. 28). El diagrama palinológico local es pobremente representado tanto en vegetación como en fitoplancton (Fig. 29).

ZONA 5. Abarca de los 410 cm a los 320 cm de profundidad, con una edad estimada de 2410 a 1560 años cal aP. La concentración de granos de polen

oscilan entre 180,973 y 170,632 No.granos/cm³, en tanto que la acumulación polínica en la zona se estimó de 25,283-2,474 No.granos/cm²/año y la concentración de partículas de carbón mayor a 100 μ oscilan de 2,772 a 24,018 partículas de carbón/cm²/año. Entre los elementos más importantes que constituyen el diagrama polínico regional se encuentran las hierbas con altos porcentajes de Poaceae, Amaranthaceae y Asteraceae y en menor proporción los árboles *Quercus*, *Pinus* y *Moraceae*. *Zea mays* y *Teocinte* se presentan con valores menores a 1% (Fig. 28). En el registro palinológico local las algas que presentan mayor concentración son *Staurostrum* (Fig. 29).

ZONA 6. Abarca de los 320 cm a los 220 cm de profundidad, con una edad estimada de 1560 a 835 años cal aP. La concentración de granos de polen oscilan entre 42,952 y 19,736 No.granos/cm³, en tanto que la acumulación polínica en la zona se estimó de 5,934-3,183 No.granos/cm²/año y la concentración de partículas de carbón mayor a 100 μ fluctúan de 4,028 a 10,372 partículas de carbón/cm²/año. Entre los elementos más importantes que conforman el diagrama polínico regional está Poaceae y en menor proporción Amaranthaceae y Asteraceae; y entre los árboles se encuentran *Quercus*, *Pinus*, *Alnus* y *Ficus* (Fig. 28).

ZONA 7. Abarca de los 220 cm a los 80 cm de profundidad, con una edad estimada de 835 a 485 años cal aP. La concentración de granos de polen oscilan entre 37,987 y 11,605 No.granos/cm³, en tanto que la acumulación polínica en la zona se estimó entre 7,504 y 2,162 No.granos/cm²/año y la concentración de partículas de carbón mayor a 100μ fluctúan de 1,203 a 7,069 partículas de

carbón/cm²/año. Entre los elementos más importantes que constituye el diagrama polínico regional se encuentran: *Quercus*, *Pinus* y *Moraceae*. Entre los elementos más abundantes que constituyen el estrato herbáceo se encuentran *Poaceae*, *Amaranthaceae*, *Asteraceae* y *Piperaceae* (Fig. 28). El diagrama palinológico local está compuesto principalmente por *Cyperaceae* (Fig. 29).

ZONA 8. Abarca de los 80 cm a los 0 cm de profundidad, con una edad estimada de 485 años cal aP a la actualidad. La concentración de granos de polen oscila entre 50,108 y 15,573 No.granos/cm³, en tanto que la acumulación polínica en la zona se estimó de 9,194-3,279 No.granos/cm²/año y la concentración de partículas de carbón mayor a 100μ fluctúa de 1,245 a 7,158 partículas de carbón/cm²/año. Entre los elementos con altos porcentajes en el diagrama regional se encuentran: *Quercus*, *Pinus* y *Moraceae*. Entre los elementos del estrato herbáceo se encuentran: *Amaranthaceae*, *Poaceae* y *Asteraceae*. En esta zona se registra polen de *Teocinte* y *Zea mays* (Fig. 28). El diagrama palinológico local está pobremente representado por todos los palinomorfos (Fig. 29).

6.4 Trampas de sedimento y dragas

Se obtuvieron las 13 muestras de draga (litoral y centro) y 5 muestras de trampa de sedimento (litoral y centro), correspondientes a un año de muestreo, en las que se registraron 33 palinomorfos diferentes, correspondientes a árboles (15), hierbas (9), acuáticas (2), pteridofitas (2), algas (1), huevo de rotífero (1), huevo de

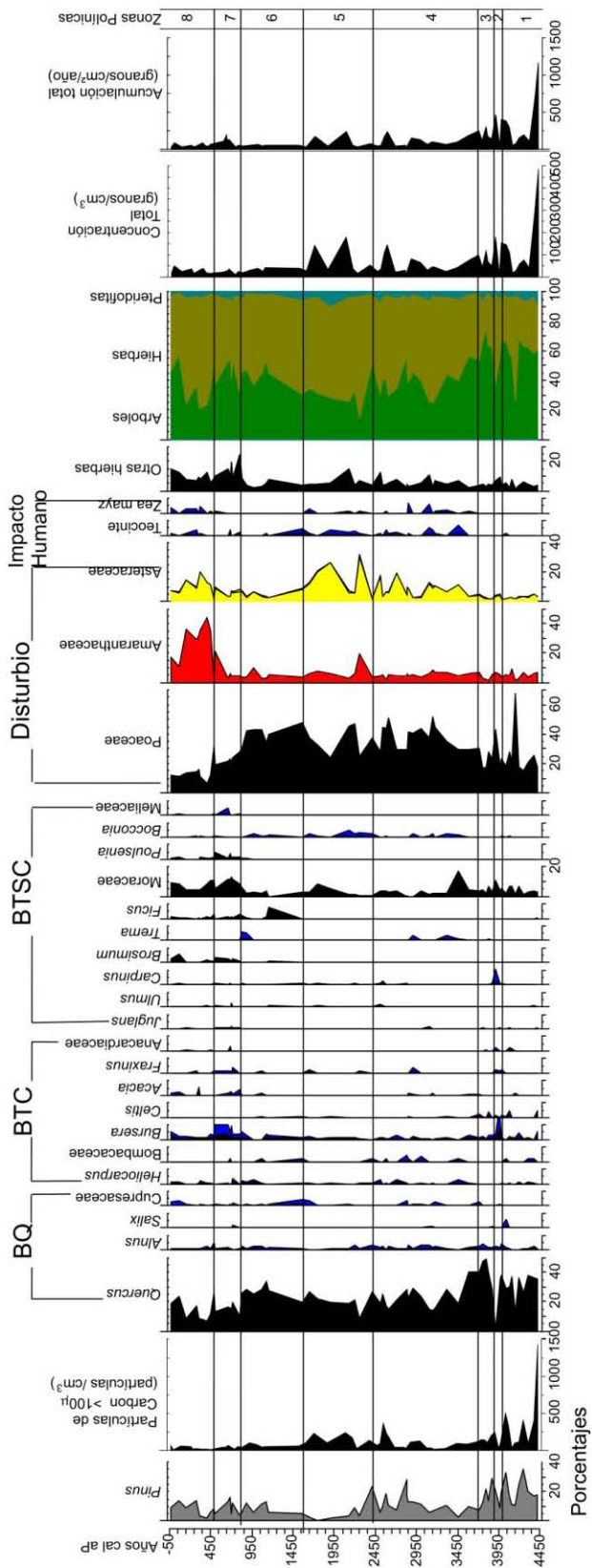
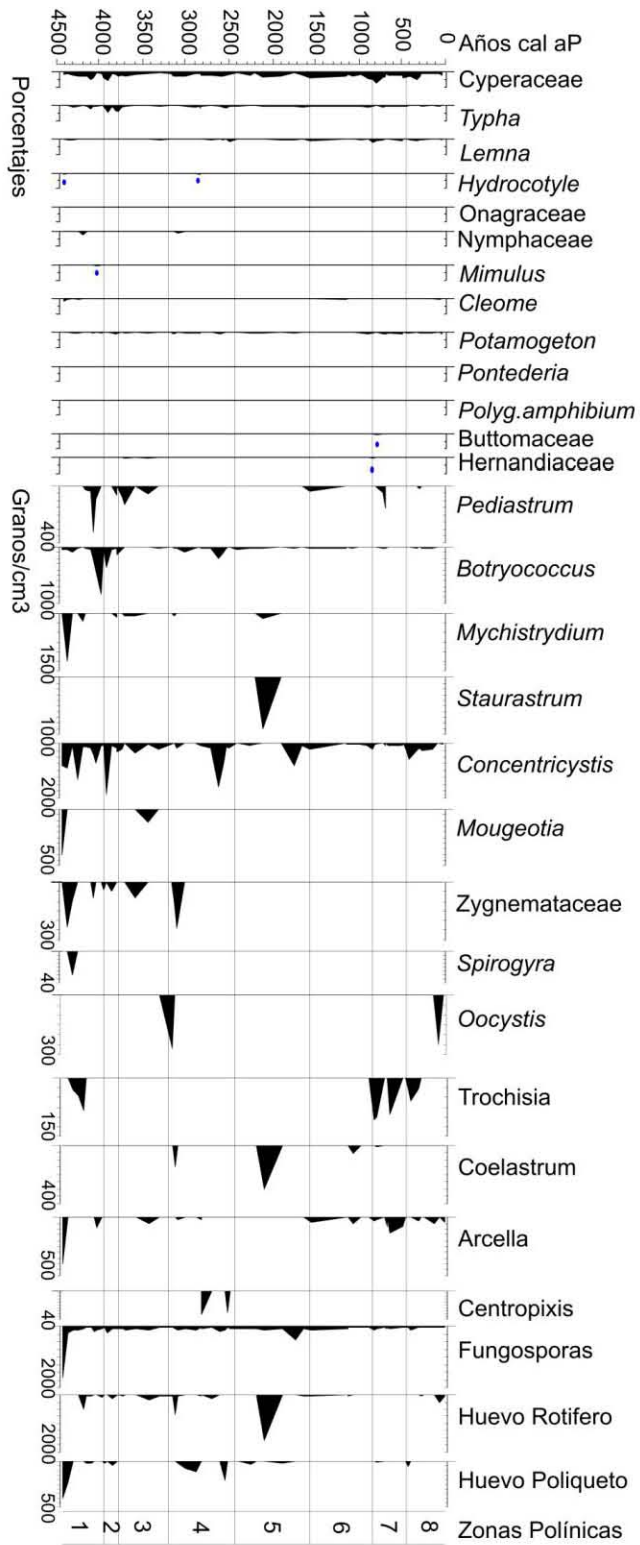


Fig. 28.- Diagrama polínico regional del NC del LSMO las curvas de polen se expresan en porcentajes y las partículas de Carbón en concentración.

Fig. 29.- Diagrama polínico local del NC. El polen de las acuáticas se presenta en porcentaje. Los otros palinomorfos están expresados en concentraciones.



Tipos polinicos	D 1	D2	TS1	TS 2
<i>Pinus sp.</i>	31	32	43	58
<i>Quercus sp</i>	96	71	102	87
<i>Alnus sp</i>	21	2	4	3
<i>Cupressus</i>	1	1	12	3
<i>Heliocarpus sp</i>	43	2	2	1
<i>Celtis sp</i>	1	1	0	1
<i>Juglans sp</i>	12	1	0	2
<i>Ficus sp</i>	7	15	3	9
<i>Bursera sp</i>	6	13	3	6
<i>Acacia sp</i>	1	1	1	0
<i>Brosimum sp</i>	13	9	2	8
Moraceae	6	22	44	25
<i>Trema sp</i>	7	2	0	0
<i>Salix sp</i>	9	6	0	0
<i>Poulsenia sp</i>	10	6	3	9
<i>Acalypha sp</i>	10	17	4	9
Poaceae	42	52	55	37
<i>Zea mays</i>	1	0	1	9
Amaranthaceae	49	47	36	49
Asteraceae	26	24	19	21
Urticaceae	24	10	0	0
<i>Paulinia sp</i>	1	1	3	0
<i>Piper sp</i>	3	2	0	0
<i>Mimosa sp</i>	1	1	0	0
Cyperaceae	4	6	5	3
<i>Typha sp</i>	1	0	0	1
Trilete	3	4	0	0
Monolete	2	0	0	10
<i>Botryococcus sp</i>	37	39	11	11
Fungosporas	193	168	33	134
Huevo de poliqueto	3	0	0	0
Huevo de rotífero	3	2	0	2
Testaceos	2	48	0	35

Tabla V Se incluyen los datos de conteos de palinomorfos de las muestras dragas (D) D1=Draga en época húmeda. D2=Draga en época seca y en Trampas de sedimento (TS), TS 1=Trampa de sedimento en época húmeda. TS 2=Trampa de sedimento en época seca.

poliqueto (1), testaceos y fungosporas. Los promedios de las muestras en las diferentes épocas (húmeda y seca) se muestran en la Tabla VI.

Las muestras de dragas y las muestras de trampas de sedimento fueron separadas en dos periodos: época de época seca y época de lluvias y los datos palinológicos se graficaron en concentraciones para determinar la lluvia de polen actual (Fig. 30).

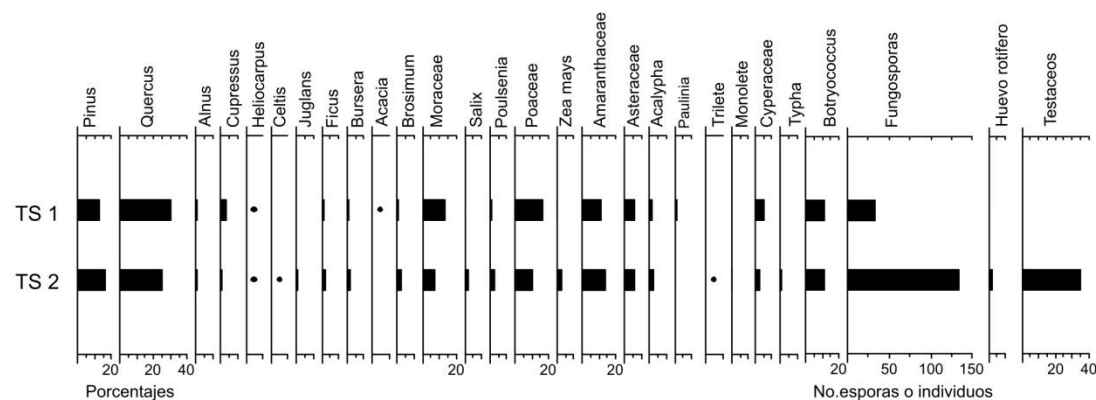
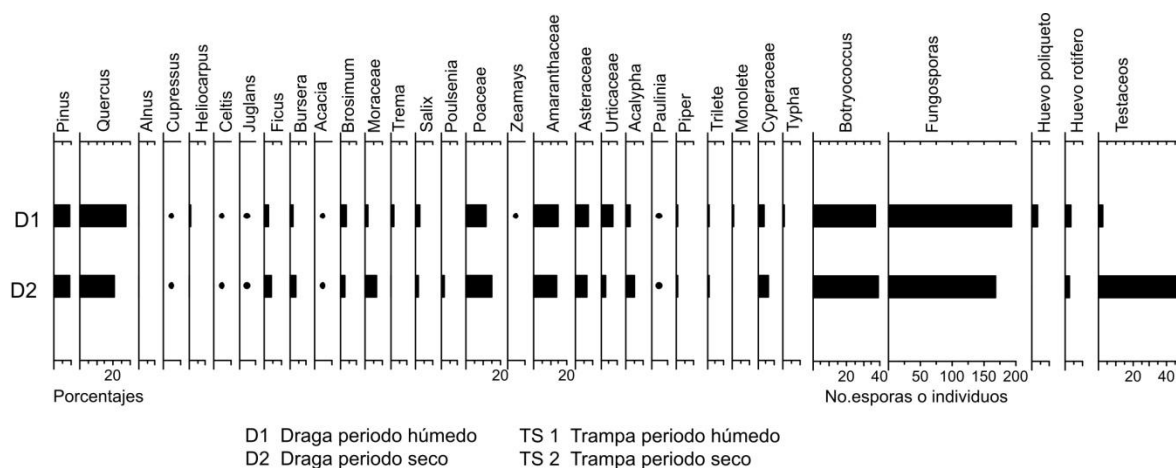


Fig. 30 diagrama polínico de lluvia de polen actual obtenidas en las dragas en la época húmeda (D1) y en la época seca (D2) y en las trampas de sedimento en el periodo húmedo (T1) y periodo seco (T2).

6.5 Analisis Estadísticos

6.5.1 Análisis de correspondencia sin tendencia (DCA) en el NL y NC

En diagrama del análisis DCA para el NL, se observa que el Eje 1 separa el polen de las hierbas del polen de los árboles, reflejando cobertura, con eigenvvalor

de 0.31; mientras que el Eje 2 separa taxa afines a climas cálido seco de los taxa afines a climas húmedo tropicales, con eigenvalor de 0.14, sugiriendo un gradiente de temperatura (Fig. 31A).

En el análisis DCA para el NC, se observa que el Eje 1 separa el polen de los taxa afines a climas húmedo tropicales de los taxa afines a climas cálido seco, con valor eigen de 0.19; mientras que el Eje 2 separa los taxa herbáceos de los arbóreos, indicando cobertura, con eigenvalor 0.09 (Fig. 31B).

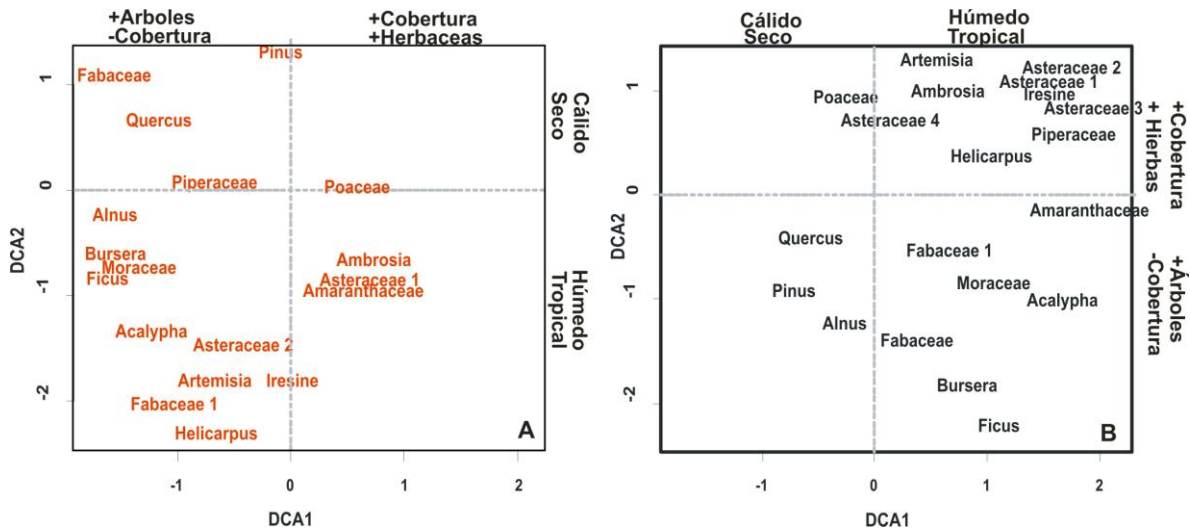


Fig. 31 Eje 1 y dos del DCA de especies. A) núcleo litoral (NL), B) núcleo central (NC).

Se graficaron los resultados tanto del DCA del NL (diagrama en rojo) como del NC (gráfico en negro) en un solo diagrama con respecto a la edad. (Fig. 32). Con base en la composición de los conjuntos polínicos se infieren climas tropicales con valores positivos del Eje 1 del DCA, mientras los valores negativos sugieren condiciones templadas (Fig. 32). Para el núcleo litoral se establece una tendencia a climas más templados de 2279 a 2034 años cal aP, de 2034 a 813

años cal aP se observa un clima mas o menos estable con pequeñas oscilaciones de cálido- templado y a partir de los 813 cal aP se observa una tendencia hacia climas más tropicales hasta los 593 años cal aP. El Eje 2 del DCA parece estar indicando cobertura por lo que en el NL se observa tendencia a mayor cobertura arbórea de 2,160 a ca. 1,500 años cal aP, posteriormente se observa un cambio a cobertura herbácea hasta ca. 1375 años cal aP y ca. 1207 años cal aP; cambiando nuevamente la cobertura arbórea ca. 1207-680 años cal aP; se observa un cambio abrupto en este periodo hacia cobertura herbácea ca. 680 años cal aP.

En el registro del NC de 4422 a 2408 años cal aP hay condiciones templadas con valores negativos del Eje 1 del DCA (Fig. 32). Hay una tendencia hacia climas más tropicales de 2408-1748 años cal aP y después se establecen condiciones templadas hasta los 834 años cal aP; a partir de esta edad hasta el presente se infieren climas más tropicales. El Eje 2 del DCA presenta mayor cobertura herbácea de 4422 a 3585 años cal aP, con excepción de un alto valor a los 4076 años cal aP, posteriormente de los 3585 a los 1561 años cal aP se incrementan los valores de cobertura arbórea. A partir de los 1561 años cal aP al presente se observa un retorno a cobertura herbácea.

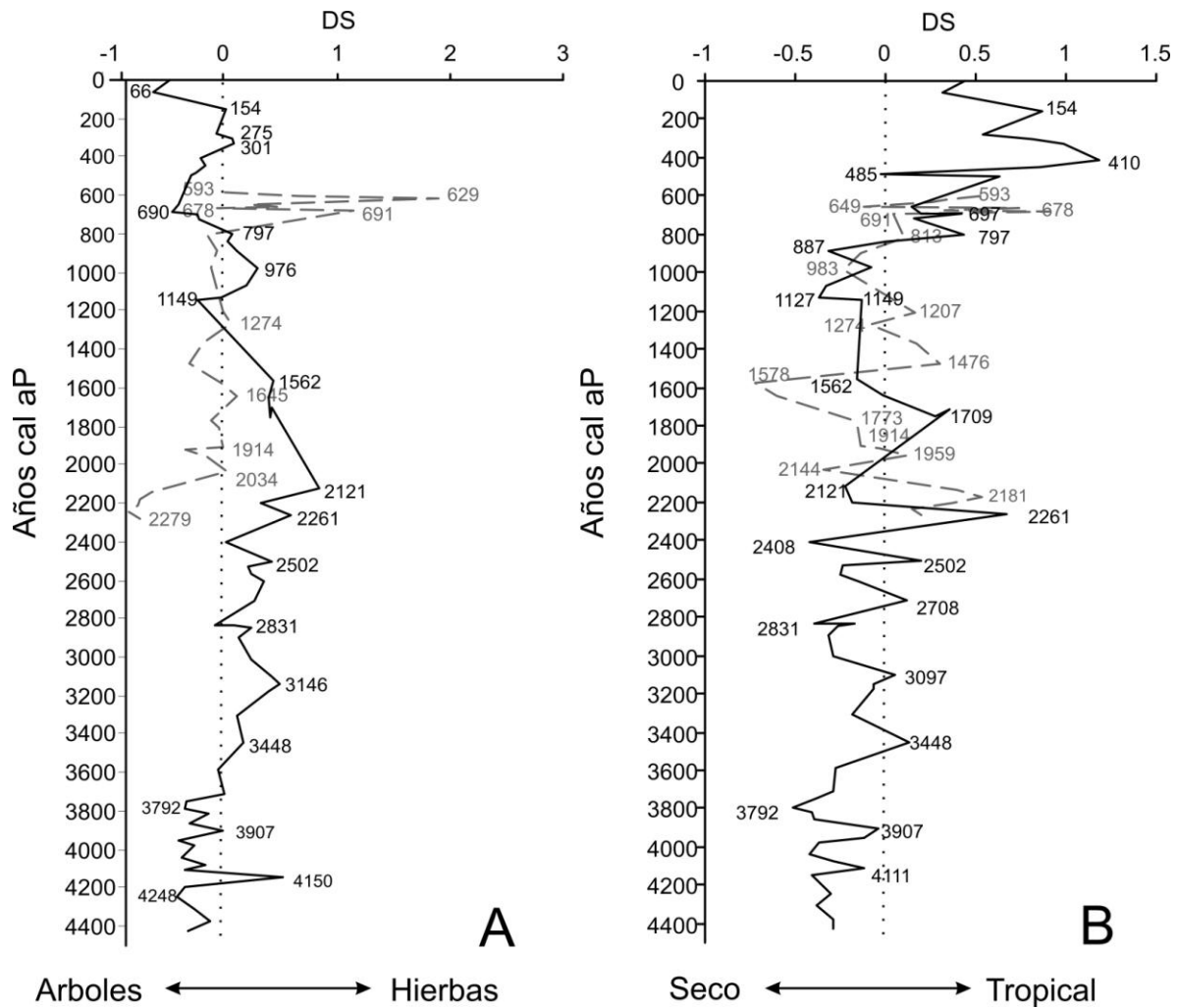


Fig. 32.- Gráficas del DCA en edad, (años cal aP). Valores en desviaciones estándar (DS). A) línea punteada corresponde al Eje 1 del DCA del NL, y la línea continua corresponde al Eje 2 del DCA del NC. B) línea punteada corresponde al Eje 2 del DCA del NL y la línea continua pertenece al Eje 1 del DCA del NC.

6.5.2 Cambio ecológico

La composición de la vegetación en el NL muestra cambios a lo largo del tiempo (Fig. 33), pero los más importantes se registran a los 2034; 1475; 677 y 628 años cal aP. En cuanto a las tasas de cambio, se observaron tres cambios rápidos importantes a los 1913, 677 y 648 años cal aP (Fig. 33). En el NC con base en la estimación de cambio ecológico, las comunidades vegetales cambian

de manera significativa en tres periodos: 4250-ca. 4000; 3957 y 2450-2350 años cal aP (Fig. 33). Cambios ecológicos menores ocurrieron a los 2120; 1561; 485 y 154 años cal aP. La tasa de cambio del NC presentó cambios relativamente importantes a los 2841, 1149 y 496 años cal aP, así como varios cambios menores.

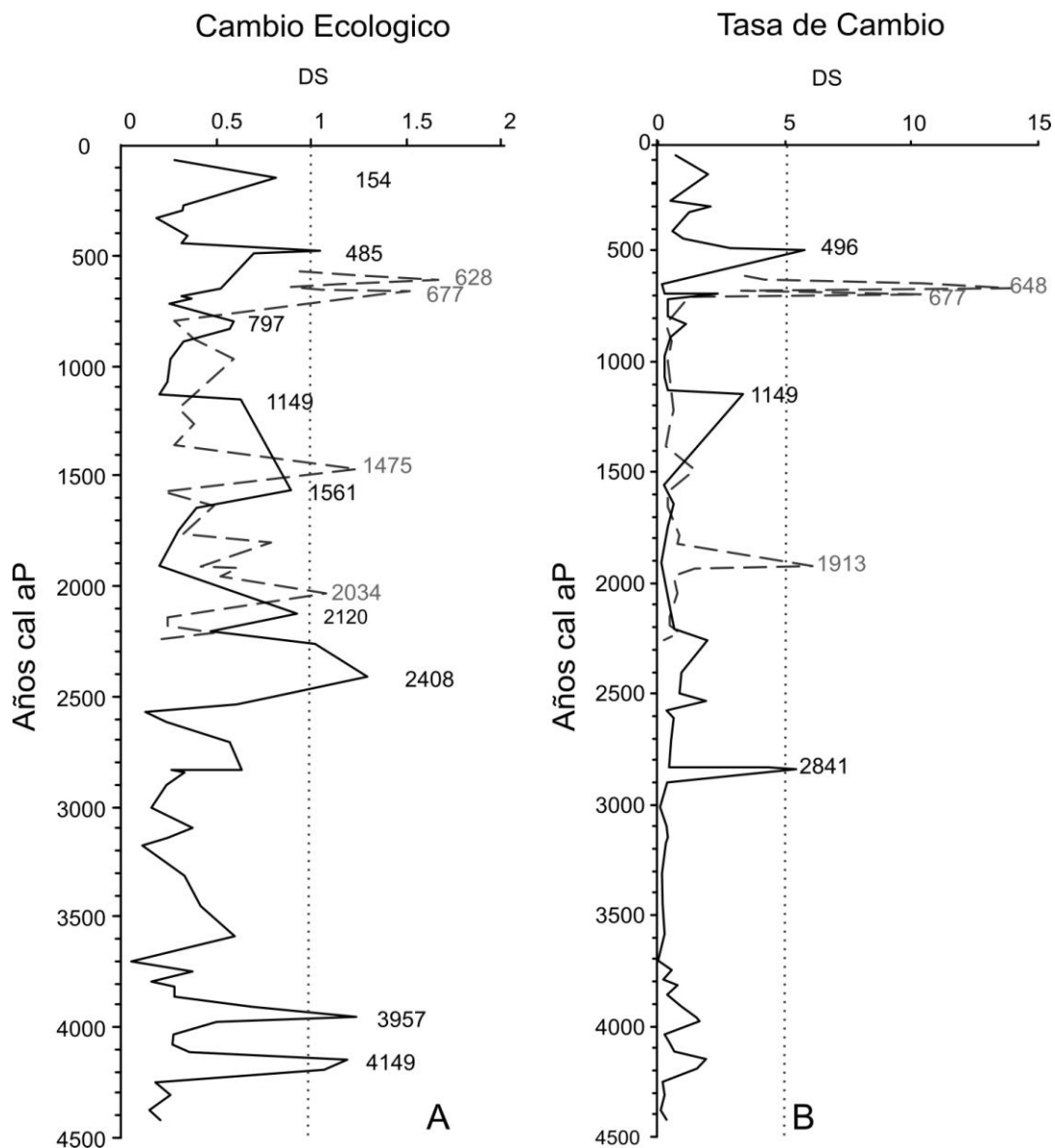


Fig. 33 Diagramas de cambio ecológico y tasa de cambio. Unidades en desviación estándar (DS). Núcleo litoral (línea discontinua), núcleo central (línea continua). Unidades expresadas en valores de cambio cada 100 años.

6.5.3 Prueba de Tukey

El análisis de comparación múltiple de medias (prueba de Tukey) permitió la comparación de la composición polínica de los sedimentos modernos derivados de las dragas y trampas de sedimento. Las comparaciones se realizaron para 30 palinomorfos y los resultados se presentan en la Figura 34. En estas figuras se muestran seis rayas horizontales las cuales corresponden a la media y desviación de cada una de las comparaciones que se llevaron a cabo entre las dragas y las trampas.

Como se observó en la Figura 34 los resultados obtenidos del análisis estadístico indican que la composición polínica de las dragas y las trampas eran similares, entonces se procedió a obtener el promedio y a establecer que la lluvia de polen moderna del lago de SMO es una muestra representativa de la vegetación actual en la cuenca. A partir de los resultados obtenidos se puede observar que *Pinus*, *Alnus*, *Cupressus*, *Zea* y el conjunto de Testáceos son los taxa que difieren en cuanto a la depositación diferencial en el centro y la orilla del lago (Tabla VII). Los palinomorfos *Pinus*, *Zea*, y Testáceos pueden estar relacionados en cuanto a su depositación diferencial entre centro y litoral por su gran tamaño (> 80 micras) ya que la tasa de depositación es mayor para los palinomorfos más grandes y pesados. Es decir que por su tamaño son depositados diferencialmente (acumulados en ciertas partes de la cuenca). En cuanto *Pinus* y *Alnus* se observa además, que no se encuentran en la actualidad en las cercanías del lago (baja frecuencia en la región). Mientras que *Cupressus* dada su tipo de exina, muy delgada, tiene un mecanismo rápido de degradación

así como baja dispersión ya que las exinas psiladas son menos resistentes a la corrosión (Havinga, 1964).

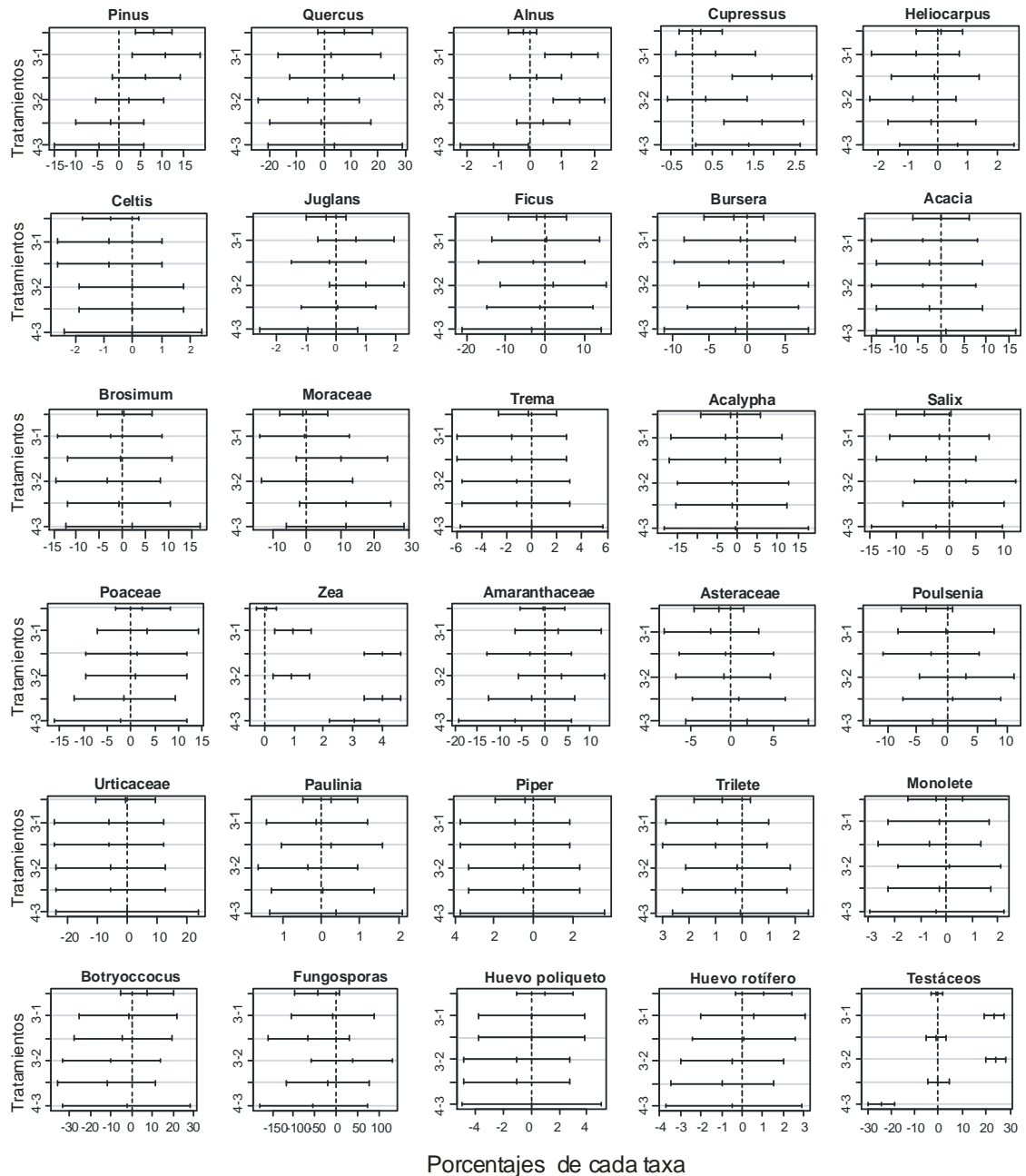


Fig. 34.- Resultado del análisis de Tukey en el que se presentan las comparaciones de la lluvia de polen entre las dragas litoral (DL) y central (DC) y las trampas de sedimento litoral (TL) y central (TC). Las seis líneas corresponden a los tratamientos o comparaciones, de arriba abajo línea 1: DC vs. DL, línea 2: DL vs. TL, línea 3: TC vs. DL, línea 4: TL vs. DC, línea 5: DC vs. TC, línea 6: DC vs. TL litoral.

En el caso de *Alnus* y *Cupressus* en general no se han encontrado altos porcentajes de estos taxa en sedimentos de diferentes cuencas lacustres (Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1994, 1998; Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 1994, 1995; Lozano-García, 1996; Lozano García, *et al.*, 2005; Sosa- Nájera, 2001, Lozano-García y Vázquez-Selem, 2005) (2-11%). El análisis Tukey muestra que la diferencia en porcentajes es muy baja (1.5 para *Alnus* y 4% para *Cupressus*), sugiriendo que por sus bajos valores las diferencias sean significativas correlacionando con todos los demás datos del espectro polínico, tomando como casos especiales solamente a *Pinus* (elemento externo del área de estudio), *Zea mays* y Testáceos como elementos locales de perturbación en la cuenca.

El resultado de este análisis muestra que las diferencias porcentuales son significativas positivas (con una confiabilidad del 95%). Los taxa que se muestran en la tabla VII presentaron diferencia en algunos de los muestreos (dragas y las trampas).

ESPECIE	DC-DL	DL-TL	TC-DL	TL-TC	DC-TL	DC-TC
<i>Pinus</i>	X	X				
<i>Alnus</i>		X		X		
<i>Juniperus</i>			X			X
<i>Zea mays</i>		X	X	X	X	X
Testaceos		X		X		

Tabla VI.- Taxa que presentaron diferencias significativas para alguno de los muestreo, con la X se indica los tratamientos en que se observó diferencia significativa en alguno de los taxa analizados.

6.5.4 Análogos modernos

El análisis de análogos modernos se basa en el cálculo de la distancia entre el espectro moderno y las muestras fósiles más superficiales, asumiendo que las muestras más jóvenes son análogas con el espectro de polen actual, y cuando este razonamiento se aplicó a los sedimentos de LSMO, la distancia encontrada fue de 0.50 (Fig. 35). Adicionalmente, la relación de analogía en LSMO se considera únicamente respecto al área que ocupa actualmente la vegetación, puesto que las distancias se miden sólo con respecto al espectro de polen moderno.

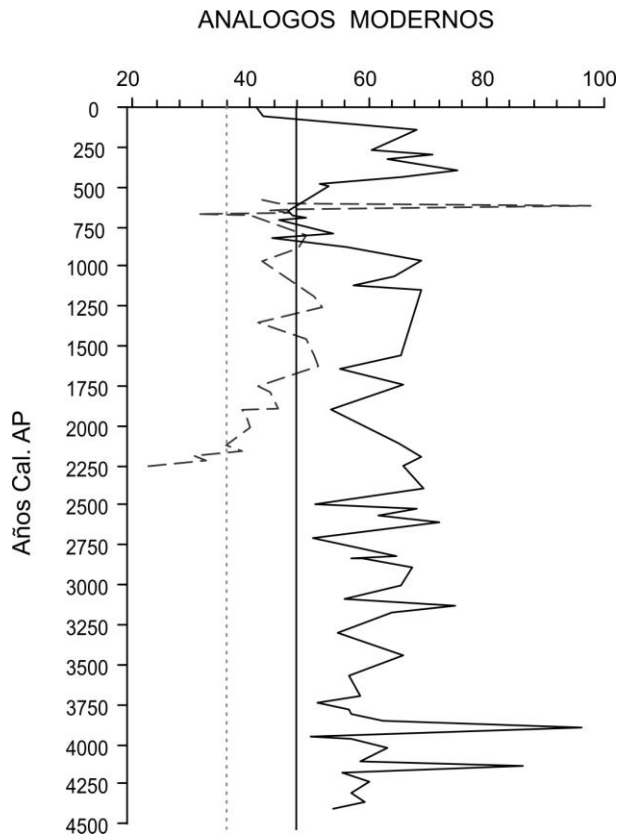


Fig. 35.- Análogos modernos. NL (línea discontinua), NC (línea continua), línea vertical marcada en el valor de 50 el cual se considera análogo sintético para LSMO, mientras que el valor de 35 corresponde al análogo moderno sintético para Yucatán (Correa-Metrio, 2011).

Para el NL (línea discontinua), se presenta análogos modernos de 2250 -1600, de 1350-1250, ca. 1100-750, 700-550 y ca. 500 años cal aP, posterior a ésta fecha no hubo muestra. Mientras que para el NC (línea continua), se presentan análogos modernos de 750-625 años cal aP (Fig. 35).

6.5.5 Regresión LOESS

La aplicación de la regresión LOESS se llevo a cabo para explicar los porcentajes de polen en función de los porcentajes de Ti y Ca y así establecer la respuesta de cada taxón a cambios ambientales reflejados por estos elementos. Los taxa presentes más de 15 veces a lo largo del núcleo, con al menos 1% en cada una de las muestras fueron 31, de los cuales 22 corresponden a taxa regionales y 9 a taxa locales, estableciéndose la respuesta a cambios ambientales de sólo 11 taxa.

Entre los taxa que responden a Ti se encuentran: *Pinus*, *Quercus* y *Cyperaceae* con respuesta negativa al Ti. *Amaranthaceae*, *Asteraceae* tipo 1, *Asteraceae* tipo 2, *Ambrosia* y *Trilete* tipo 1 con respuesta positiva al Ti (Fig. 36). Mientras que con el Ca responden *Pinus*, *Quercus* y *Poaceae* positivamente y *Amaranthaceae*, *Asteraceae* tipo 1 y tipo 2, *Trilete* tipo 1, *Fungosporas* y *Huevo de rotífero* con respuesta negativa al Ca (Fig. 37).

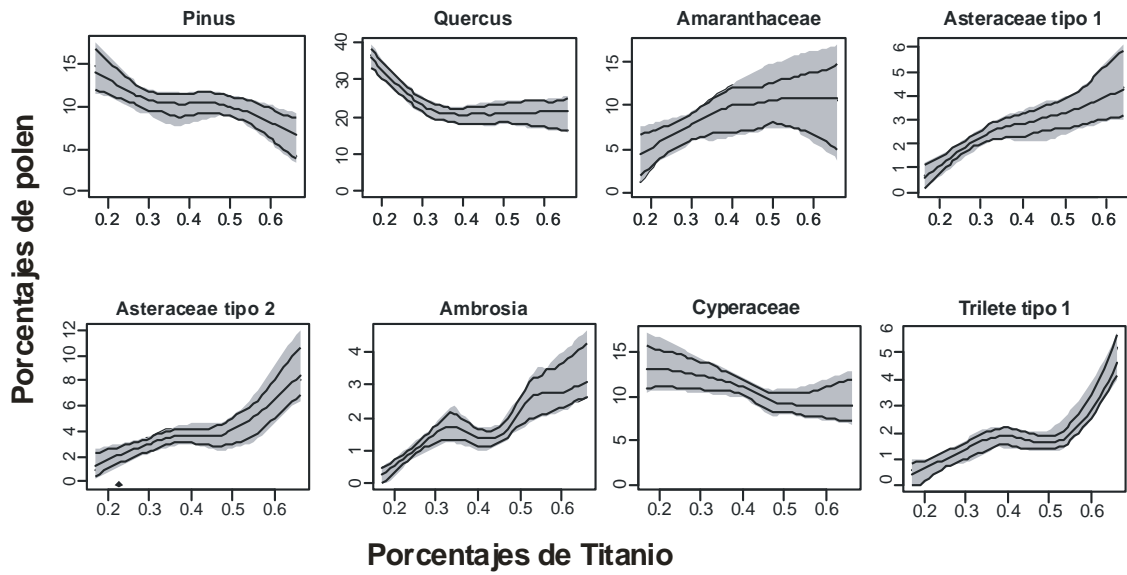


Fig. 36.- Resultado de la Regresión Loess. El porcentaje del taxón (eje Y) está en función del porcentaje de Titanio (eje X). El área sombreada representa la dispersión de la respuesta.

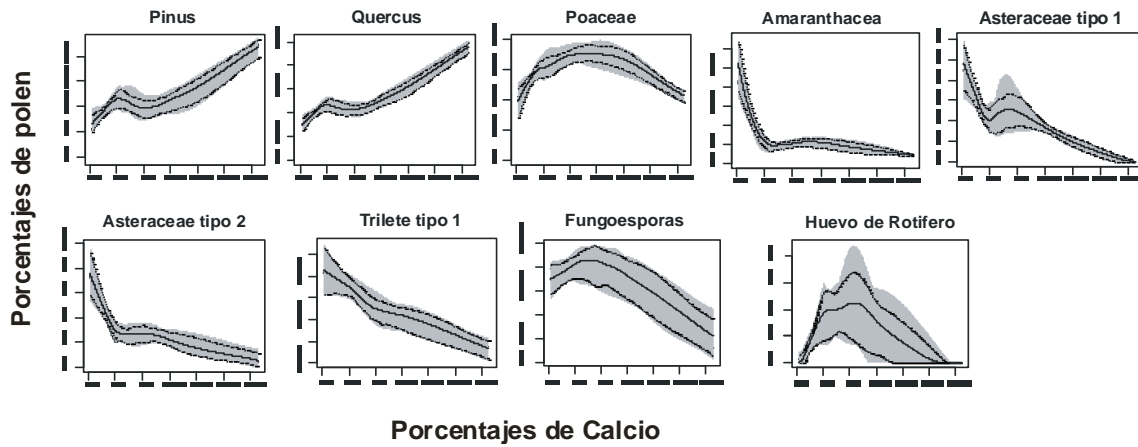


Fig. 37.- Resultado de la Regresión Loess. El porcentaje del taxón (eje Y) está en función del porcentaje de Calcio (eje X). El área sombreada representa la dispersión de la respuesta.

Capítulo 7 Discusión

7.1 EL REGISTRO GEOQUÍMICO

7.1.1 Cambios hidrológicos

Las variaciones en la concentración de Ti muestran cambios hidrológicos en el LSMO los cuales se han caracterizado como periodos alternados de mayor precipitación y sequía durante el Holoceno tardío como se mostró en la sección de resultados.

De 4000 a 3500 cal aP, aunque es un periodo corto, se observaron valores bajos y variables de Ti, apuntando a menor precipitación, lo cual es apoyado por los altos valores observados en la gráfica de Ca y los valores medios susceptibilidad magnética (SM) apoyando esta propuesta (Fig. 24). La litología en esta parte de la secuencia mostró lodos carbonatados finamente laminados, que pueden representar la estación cálida del año (O'Sullivan, 1983; Hutchinson, 2001; Boyle, 2001)

De 3500 a 3100 cal aP se detectó un incremento en los valores de Ti (Fig. 24) con un promedio en el porcentaje de Ti de 0.52% (Tabla IV), un claro incremento en la SM y alta tasa de depositación (6.4 mm/año) mientras que el Ca se presentó en baja proporción, además de la presencia de sedimentos aragoníticos y paquetes de lodos con arenas erosivas, apuntando a condiciones más húmedas durante 400 años.

El valor promedio de Ti, 0.34% es considerado como baja precipitación para el periodo 3100 a 2050 años cal aP, debido a que los valores, aunque oscilantes, comenzaron a disminuir paulatinamente y se mantuvieron bajos hasta los 2050

años cal aP. Un comportamiento inverso se observó en los valores de Ca. Al mismo tiempo se detectó una reducción importante en la SM hasta ca. 2600 años cal aP donde se incrementó nuevamente de forma importante, asociado probablemente a alta exposición de los suelos al intemperismo por la escasa cobertura vegetal y/o a la presencia de tefras y lapilli de pómez (Fig. 24).

De 2050 a los 1750 cal aP, nuevamente se presentó un periodo de incremento en Ti con promedio de 0.46% (Tabla IV), alta SM y tasa de sedimentación sugiriendo la entrada de terrígenos a la cuenca apoyado por los lodos transportados y la presencia de arenas finas apoyando la hipótesis de el retorno a condiciones más húmedas y de mayor precipitación en la zona. (Fig. 24). Al mismo tiempo se observa un incremento en el Ca sugiriendo altas tasas de evaporación.

De 1750 a 1000 cal aP, se presentan los valores más bajos de Ti, con promedio de 0.32% (Tabla IV), de manera inversa se observaron los valores más altos de Ca y una reducción significativa en la SM (Fig. 24). En esta parte de la sección se presentaron prominentes laminaciones blanquecinas calcificadas y sapropelos con apariencia turbosa, lo que sugiere intensa sequía en el área de estudio. Chepstow-Lusty y cols. (2003), sugieren que altas tasas de sedimentación pueden ser encontradas por el incremento en sedimentos inorgánicos como resultado de procesos naturales (reducción en la cobertura vegetal, por ejemplo) y es apoyado por la litología de los sedimentos que presentan un incremento en laminaciones calcáreas sugiriendo ambientes más secos con reducida cobertura vegetal. Dentro de este periodo se registró hacia el año 1440 cal aP, un ligero incremento en los valores de SM y concentración de Ti, sugiriendo una fase corta

de humedad y el posterior retorno a condiciones secas (Fig. 24), concordando con los datos de propiedades magnéticas de Vázquez-Castro y cols. (2008) para LSMO (Fig. 19).

De 1000 a 120 cal aP, el registro mostró un ligero incremento en los valores promedio de Ti (0.32%) revelando un retorno a condiciones ligeramente más húmedas con respecto al periodo anterior (Fig. 24). Asimismo hay un ligero incremento en la SM con alta tasa de sedimentación. Después hacia el año 330 cal aP se reduce considerablemente la tasa de sedimentación y posteriormente de 330 a 138 cal aP incrementándose notablemente la SM y el Ti, sugiriendo que la precipitación permitió el re-establecimiento paulatino de la cobertura vegetal reduciendo la tasa de sedimentación. El Ca disminuyó considerablemente al principio de éste periodo y continuó reduciéndose paulatinamente hasta el final del periodo, presentando dos fuertes incrementos: uno a los 350 años cal aP y el otro a los 250 años cal aP, concordando con dos valores muy bajos de Ti, y correspondiendo temporalmente con los mínimos solares de Maunder y Spörer (Fig. 24). En los sedimentos, las capas deformadas con pendientes inclinadas y las arenas finas hacia la parte superior de la sección, apoyan la sugerencia del incremento en las condiciones de humedad. En general las mismas tendencias son observadas con otros proxies en el registro de Vázquez-Castro (*et al.*, 2008) para el lago.

Para los últimos 120 años se observó un decremento en los valores de Ti, siendo las concentraciones más bajas del registro con 0.27% (Tabla IV), asimismo se redujo la SM mientras que Ca se elevó paulatinamente, así como la presencia de materia orgánica amorfa, apuntando a condiciones más secas, reflejando

condiciones parecidas a las actuales, resultados que también concuerdan con los encontrados por Vázquez-Castro y cols. (2008) (Figs. 19 y 24).

En el caso de los lagos de cuencas cerradas, las concentraciones de solutos y los niveles lacustres, fluctúan en respuesta a la relación precipitación/evaporación (P/E). Estos cambios en el balance hidrológico, son registrados en las facies sedimentarias y en la composición multi-elemental (Valero-Garcés *et al.*, 1997). El Titanio (Ti) es uno de los elementos más inmóviles durante el proceso de intemperismo por lo que éste ha sido utilizado como un indicador de los terrígenos liberados en las cuencas por erosión y se consideran como un indicador de los cambios en el aporte pluvial y por ende de precipitación (Haug *et al.*, 2001; 2003; Peterson *et al.*, 2000; Peterson y Haug 2006; Barron *et al.*, 2003, 2004). El Ti cumple con las características de índice de intemperismo tales como: conducta geoquímica estable durante el intemperismo, independencia al grado de oxidación del material intemperizado, involucra elementos químicos comúnmente usados en análisis de suelos y es simple y fácil de usar, con respecto a los otros elementos encontrados (Harnois 1988). Es así que valores bajos de Ti reflejan baja erosión y poco flujo de agua, así como baja precipitación y por lo tanto bajo escurrimiento de los ríos (Goldschmidt 1937; Mason 1966):

Así mismo se ha encontrado que el Calcio (Ca) precipita en verano que es la época de mayor insolación, por lo tanto de alta salinidad en el agua (O'Sullivan 1983; Hutchinson 2001; Boyle 2001). Strong y Eadie (1978), mencionan que la precipitación de carbonato de calcio (CaCO₃) en aguas superficiales se observa cuando se incrementa el pH debido a la fotosíntesis, ya que el Ca influye en el

crecimiento de la flora y la fauna de agua dulce y que es un nutriente requerido en el metabolismo normal de las plantas superiores y algas (Smith, 1995 en Wetzel, 2001), como resultado de altas actividades CO_3^{-2} y el calentamiento estacional resultan en baja solubilidad de CaCO_3 , observandose un cambio en la coloración del lago, el cual presenta una apariencia lechosa o blanquesina. Entre los procesos que permiten la supersaturación y en consecuencia la precipitación se encuentra la concentración por evaporación, la pérdida de gases como el CO_2 , la mezcla de agua y el cambio de temperatura. Entre los principales precipitados en los lagos salinos se encuentra la aragonita, la cual es formada bajo condiciones metaestables y es independiente de la temperatura (Eugster, 1980; Eugster y Hardie, 1978; Romanek *et al.*, 1992). Mientras que la calcita y la calcita magnésica están presentes en dos formas distintas, una se acumula en láminas discretas y los cristales son de tamaño uniforme y las segundas son esferulitas que llenan poros de tallos de pastos, donde es precipitado como un típico poro llenado de cemento (Talbot y Kelts, 1986). El equilibrio de saturación de ambas es regulado principalmente por la temperatura y el pH, durante la estratificación de verano es causado principalmente por la producción del fitoplancton y la descomposición de la materia orgánica. Debido a la presencia de mayor porcentaje de Ca en el sedimento que significa mayor precipitación de carbonatos, se considera al Ca como un indicador de salinidad del agua y evaporación.

7.2 EI REGISTRO PALINOLOGICO

7.2. Evolución de la vegetación

A partir del análisis de los conjuntos de polen depositados en las trampas y en las dragas muestreados en el lago de SMO se demuestra que las proporciones de los tipos de polen en las dragas y las trampas son similares, reflejando la composición de las comunidades que se establecen en la cuenca. Esto sustenta la hipótesis que las lluvias de polen fósiles reflejan la composición y los cambios de la vegetación del pasado.

Los cambios en la abundancia del polen preservado en los ambientes reflejan cambios en la abundancia en las poblaciones de plantas representadas. Es así que utilizando los taxa indicativos de las distintas comunidades vegetales del LSMO: *Quercus* (BQ), Moraceas (BTSC), Poaceas (pastizal), *Bursera* (BTC), es posible establecer los diferentes tipos de vegetación y el ambiente (Marchant y Taylor, 2000). Por otra parte, la respuesta de la vegetación a eventos de perturbación como pueden ser los incendios es posible estimarla a través del registro de partículas de carbón. Hay especies que se recobran muy rápidamente después de un evento de perturbación como pueden ser los incendios (especies de perturbación), otras que necesitan años para recobrase (~300 años), llamadas especies climax y otras que requieren tiempos intermedios para recobrase. Las partículas de carbón ayudan a revelar muchos de los incendios pasados y pueden impactar la estabilidad de la comunidad vegetal (Green, 1981, 1982; Walker, 1982). En el análisis de polen la estimación de la abundancia de las poblaciones de plantas está basada en la comparación de polen moderno y la vegetación

(Davis 1963; Webb *et al.*, 1981 en Green 1983). Los estudios de lluvia de polen son necesarios para establecer criterios por los cuales, efectos climáticos de corto plazo en la producción de polen y en la dinámica de la población, puedan ser interpretados separadamente. El análisis LOESS permite clasificar los datos de polen moderno y agruparlos de forma que reflejen la influencia indirecta de algún factor ambiental (Ayyad *et al.*, 1992).

Los espectros de polen fósil son comparados con espectros de polen moderno de un rango de tipos de vegetación y ambientes, si un espectro de polen fósil puede ser empatado con un espectro de polen más moderno, se puede inferir que el ecosistema alrededor del sitio de muestreo de polen moderno es análogo del ecosistema pasado centrado en el sitio de muestreo de polen fósil (Overpeck *et al.*, 1985; Cushing 1967).

Las variaciones en los conjuntos polínicos muestran los cambios en las comunidades en el LSMO y han sido caracterizados como periodos alternados de respuesta a condiciones húmedas y respuesta a condiciones secas durante el Holoceno tardío.

El periodo entre 4420 y 3500 años aP

El espectro palinológico del NC del LSMO muestra variación de sus componentes a lo largo de la secuencia. Entre 4420 y 3500 años cal aP el espectro polínico del NC se caracterizó por la presencia abundante de polen arbóreo perteneciente principalmente a *Quercus*, indicando el desarrollo de los bosques de encino en las laderas del cráter del LSMO. En climas cálidos el número de especies herbáceas disminuye incrementándose la proporción de

leñosas (Rzedowski, 2006). Los bosques tropicales de encino se desarrollan bajo ambientes secos como se corrobora a partir del resultado del análisis de LOESS el cual relaciona esta taxa con altas concentraciones de Ca y bajas concentraciones de Ti (Figs. 36 y 37). Los bosques de encino que se desarrollan en climas cálidos, como es el caso de SMO, pueden estar expuestos a incendios durante la estación seca que corresponde a los meses de octubre a mayo, los incendios pueden provocar cambios en la composición y estructura de los bosques, llegando en algunos casos a su destrucción y desaparición y en su lugar se desarrollan comunidades como matorrales o pastizales secundarios (Rzedowski, 2006). Durante el periodo (4420 a 3500 años cal aP) las partículas de carbón son muy abundantes indicando la ocurrencia de incendios intensos. McKenzie (2004), señala que los incendios severos y raros presentan cierta vinculación con patrones específicos del clima en los que intervienen factores como intensa sequía, con temperatura alta, viento rápido y humedad relativa baja, así como el patrón y la abundancia de combustible.

Se registraron cuatro incrementos importantes en los valores de partículas de carbón, el primero a los 4420 años cal aP con el valor más alto de la secuencia (142,252 partículas de carbón/cm³) y otros tres menores a los: 4037, 4250 y 4076 años cal aP. Lo anterior se puede interpretar como la ocurrencia de incendios recurrentes en las laderas del cráter relacionado con un clima más seco que en la actualidad, los cuales modificaron la composición de las comunidades de plantas durante 900 años.

A partir de los datos palinológicos se infiere la ocurrencia de procesos de sucesión en el registro del LSMO que a continuación se describe. En un ambiente

seco el bosque de encino prospera dando lugar a la acumulación de biomasa, pero estas mismas condiciones promueven la ocurrencia de incendios lo que da lugar al establecimiento de pastizales. Si el incendio no es severo, puede prosperar nuevamente el Bosque de encino ya que tiene gran capacidad de recuperación (Taft *et al.*, 2009). El primer aumento de partículas de carbón (4420 años cal aP) es seguido de un aumento en el polen de pastos (4380 años cal aP) y coincide con un valor alto de polen de encino a los 4420 y 4380 años cal aP y posteriormente, ocurre el incremento a los 4150 años cal aP de polen de pastos. El segundo evento inicia con el aumento de los encinos a los 4310 años cal aP seguido del aumento en las partículas de carbón a los 4250 años cal aP aunque con valores menores que el evento anterior lo que puede interpretarse como incendios de menor intensidad, lo que lleva a que posiblemente se restablezca un bosque de encino abierto a los 4195 años cal aP; ocurre otro incendio y culmina con el posible establecimiento del pastizal a los 4150 años cal aP. La frecuencia del fuego determina en parte las especies dominantes de cada ecosistema (Mckenzie, 2004). Lo anterior se ve reflejado en los datos de cambio ecológico y tasas de cambio calculadas (Figs. 33 A y 33 B).

La señal polínica del bosque tropical caducifolio (BTC) está limitada pues la mayor parte de los elementos que la componen tiene síndrome de polinización entomófilo, sin embargo algunos taxa son anemófilos y contribuyen a la lluvia de polen. En la lluvia de polen moderna del LSMO se registró en bajas proporciones polen de *Acacia*, *Bursera*, *Celtis*, *Heliocarpus* y *Anacardiaceae*, estos son considerados como indicadores de dicha comunidad. Para el periodo seco de 4420 a 3500 años cal aP estos elementos están presentes con porcentajes que

varían de 2 a 5% indicando la existencia de esta comunidad en las laderas del cráter.

Otras comunidades presentes durante el periodo con base en el registro palinológico son el bosque tropical subcaducifolio (BTSC) y el bosque mesófilo (BM), estas comunidades actualmente se desarrollan en las cañadas donde se mantiene la humedad aún en la época de secas. El conjunto de elementos mesofíticos representado por *Moraceae*, *Juglans*, *Ulmus*, *Brosimum*, *Carpinus*, *Poulsenia* y *Trema* está presente en bajas proporciones y muestra en general un comportamiento inverso a *Quercus*. Si bien el ambiente que se reconstruye para esta época es de condiciones secas es probable que estos bosques más cerrados mantuvieran la humedad necesaria para su permanencia durante épocas con sequías recurrentes.

Dentro del conjunto arbóreo *Pinus* es un elemento abundante de la lluvia de polen fósil que actualmente no se encuentra en las proximidades del lago. Sin embargo, en la lluvia de polen actual, *Pinus* está presente en las trampas y dragas del centro de lago y el análisis de Tukey mostró que hay diferencias porcentuales significativas entre el centro y el litoral. Todo lo anterior apoya la hipótesis de que el polen de *Pinus* proviene de otros ecosistemas y que es transportado al LSMO, por lo que no se considera como un elemento de las comunidades que se desarrollan actualmente ni de las que se desarrollaron en el pasado.

Durante este periodo se registraron cambios en la composición de las comunidades, el primero a los 4150 años cal aP posterior al incremento de las Poaceas, y el segundo a los 3910 años cal aP que coincide con el incremento del bosque de encinos y pastos. Esto se refleja también en un aumento en los valores

de la tasa de cambio a los 4150 y a los 3910 años cal aP. Hay dos periodos (3957 y 3750 años aP) en los que las asociaciones vegetales se asemejan a la vegetación actual y dos fases en los que fue totalmente diferente a la actual (4150 y 3910 años aP) caracterizada por el desarrollo en los pastizales y en BQ respectivamente.

En el ecosistema lacustre condiciones cálidas permitieron el desarrollo en vegetación acuática y subacuática como *Cleome*, tolerante a elevados contenidos de sales en el agua. *Typha*, *Potamogeton*, *Nymphaeaceae* y *Lemna*, son termófilas, tolerantes a alta salinidad y perturbación y *Cyperaceae* e *Hydrocotyle* propias de bajos niveles lacustres (Mack *et al.*, 1978, Janssen y Ijzermans-Lutgerhorst, 1973), lo anterior apoya los datos del registro polínico regional, que para este tiempo se sugiere condiciones cálidas con reducido nivel lacustre.

Las algas encontradas en éste periodo fueron *Botryococcus*, la cual tolera climas estacionalmente fríos con salinidad variable, *Mychistrydium* y *Mougeotia*, las cuales son reportadas como algas pioneras (Van Geel, 1978; Van Geel and Vander Hammen, 1978, Medeanic y Bagatin, 2010). *Concentrysistis* indica reducción en el nivel lacustre (Medeanic y Bagatin, 2010). *Pediastrum* que vive en aguas ricas en Ca con una relación nitrógeno-fósforo muy alta (Hutchinson, 1975). Las fungosporas y los huevos de poliqueto se desarrollan en respuesta a ambientes secos (Hass, 1996). Los diagramas de Ti y Ca mostraron alta variabilidad en sus valores, respaldando la propuesta que para este periodo el clima fue seco con agua rica en Ca.

En resumen, durante este periodo (4420-3500 años cal aP) los altos porcentajes de Ca y bajos de Ti sugieren menor precipitación, caracterizado por el

desarrollo de BQ, con sucesión de pastizales como consecuencia de eventos de fuego intenso y bajos niveles lacustres, indicando que este periodo fue cálido y seco.

El periodo entre 3500 y 3100 años aP

Las comunidades cambian entre 3500 y 3100 años cal aP como se observa en el espectro polínico del NC. Hay una disminución en la cobertura arbórea para la primera parte del periodo de 3500 a 3300 años aP y un incremento en la cobertura de herbáceas (Fig. 28). El estrato arbóreo se caracterizó por el aumento de los elementos del BTSC y el BM, representado principalmente por los diferentes géneros de moráceas, entre las que están *Brosimum* y *Poulsenia* así como otros elementos mesofíticos como *Carpinus*, *Juglans* y *Ulmus*. Estos indican ambientes húmedos en comparación con el periodo previo para el LSMO, al mismo tiempo se observó un decremento en los elementos más afines a ambientes secos como son el BQ y BTC, así como una importante reducción en la concentración de las partículas de carbón, indicando una disminución en la frecuencia e intensidad de los incendios.

Con base en el análisis LOESS (Figs. 36 y 37) se determinó mayor afinidad de conjunto herbáceo a mayores porcentajes de Ti, mientras que presentaron una respuesta negativa al Ca lo que se interpretó como el establecimiento de condiciones húmedas. Por otra parte en el análisis del DCA (Figs. 31 y 32) se infiere que los valores negativos del Eje 1 representan una tendencia hacia los climas tropicales, mientras que los valores positivos del Eje 2 representa un incremento en la cobertura herbácea, apoyado con los datos del diagrama de

polen arbóreo/polen no arbóreo que presentó también el incremento en la cobertura herbácea (Figs. 31 y 32).

Posteriormente de 3300-3100 años aP, se observó una disminución de los elementos de BTSC y BM con un ligero incremento a los 3300 años aP, en los encinos, decreciendo nuevamente hacia los 3100 y un incremento en las Poaceae y las Asteráceas de 3300 a 3100. Rzedowski (2006) propone que Asteráceas y Poaceas tienen buena representación en clima fresco, por lo que se puede suponer que de 3300 a 3100 en SMO hubo un cambio a condiciones más frescas. El diagrama de Ti mostró un incremento importante en sus valores y una baja notable en los valores de Ca apoyando este escenario, proponiendo para esta parte del periodo como un clima húmedo.

Los resultados de la estimación de cambio ecológico mostraron variación en la vegetación revelando que las comunidades cambiaron en respuesta al incremento de humedad, en tanto que la tasa de cambio no advirtió esta variabilidad como un cambio rápido en las comunidades vegetales (Fig. 33). Con base en los resultados de análogos modernos se puede observar que las agrupaciones de plantas son muy diferentes a las actuales sobre todo ca. 3150 años cal aP (Fig. 35).

En el LSMO, la reducción de Cyperaceae y *Typha*, sugieren un incremento en el nivel del lago, la presencia de *Lemna* y *Potamogeton* explican altas concentraciones de sales y perturbación debida a la entrada de agua al lago (Ljzermans-Lutgerhorst, 1973). Durante éste lapso se registraron algas pioneras como *Mychistridium*, *Botryococcus*, *Pediastrum* y *Coelastrum*, así como huevos de rotífero, todos ellos relacionados como indicadores de eutrofia. La presencia de

Mougeotia y oocytos de *Neorhabdocoela* sugiere la relación con altos niveles lacustres (Rull, 2008). Las condiciones húmedas se infieren con base en los valores más altos de la secuencia en la concentración de Ti, mientras que la concentración de Ca disminuye favoreciendo la idea de que para este periodo, el clima fue húmedo causando un aumento en los niveles lacustres lo que permitió la entrada de nutrientes al lago por el incremento en las lluvias (Figs.19 y 24)

En síntesis, en éste periodo hubo un incremento importante en la precipitación con el aumento en el nivel lacustre como se deduce del alto porcentaje de Ti y la reducción en Ca. La vegetación característica de éste periodo fue el BTSC y BM de ambientes húmedo tropical.

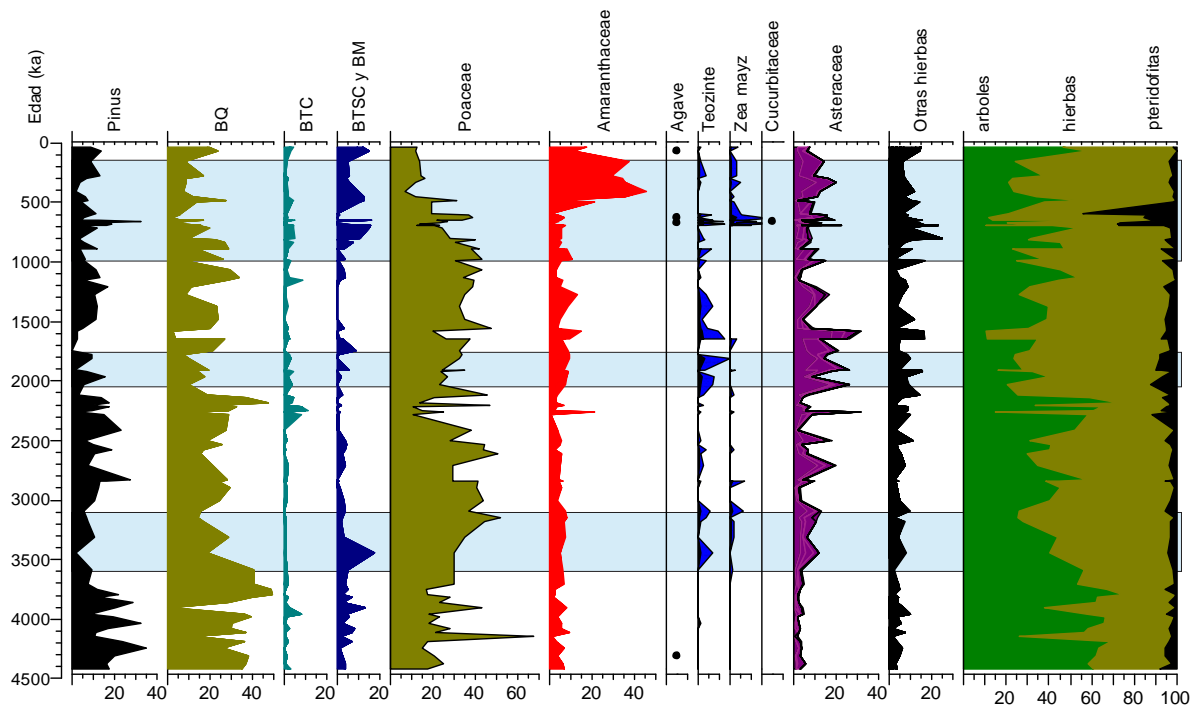


Fig. 38.- Diagrama regional del LSMO (NL y NC) en porcentajes.

El periodo entre 3100 a 2050 años aP

Tomando en consideración los resultados del análisis de Tukey los cuales mostraron que no hay diferencias porcentuales significativas entre el centro y el litoral, se interpreta, a partir de éste periodo y hasta los 600 años cal aP el registro palinológico en conjunto de ambos núcleos.

Entre 3100 y 2050 años cal aP, el espectro polínico (Fig. 28) presenta los más altos porcentajes de pastos, con altos y variables porcentajes de Asteraceae y mayor cobertura herbácea, apuntando hacia una vegetación más abierta, con relativamente altos y variables valores de encino (15-30%) sugiriendo el re-establecimiento de climas más secos. Los pastizales se desarrollan en temperaturas que oscilan entre los 12°C y 20°C, con una precipitación de 300 a 600 mm (Rzedowski, 1998, 2006). Se observa un incremento en las partículas de carbón sobre todo a partir de 2400 años cal aP (26,500 partículas/cm³), siendo el segundo periodo con incremento en la intensidad de incendios en la secuencia, aunque menor que el registrado durante del periodo de 4500 a 3500 años cal aP planteando nuevamente incremento en la frecuencia de incendios y al mismo tiempo, a partir de los 2300 años cal aP se vuelve a observar un patrón similar de sucesión explicado para el periodo de 4500 a 3500 años cal aP. Se observó el incremento en los porcentajes de los elementos del BTC a los 2400 años cal aP, apuntando a un aumento en la temperatura y la humedad (Fig 38), este tipo de vegetación se desarrolla bajo condiciones de 20 °C–28 °C y precipitación promedio anual de 1000 a 1600 mm, aunque puede estar presente bajo condiciones de menor precipitación (hasta 800 mm) pero con alta humedad

atmosférica (Rzedowski 1998, 2006), concordando con los valores de Ti que se incrementan en el periodo.

Posteriormente a los 2200 años cal aP se registra uno de los porcentajes más altos de encino sugiriendo una disminución en precipitación. El diagrama de Ti para este pequeño lapso presentó un leve decremento en sus valores, mientras que el diagrama de Ca registró alta variabilidad durante el periodo. Todo lo anterior sugiere un periodo seco con pequeñas fluctuaciones de humedad y de fresco a cálido, como se puede observar en la variación de los elementos del BTC y de las Moráceas, indicadoras éstas últimas del BTSC las cuales se mantienen restringidas en las cañadas de la cuenca (Fig 28).

Variabilidad entre los climas secos y húmedos se infieren con base en los valores del Eje 1 del DCA tanto del NC como del NL (Figs. 31 y 32). La alta variación en las comunidades vegetales en respuesta a los cambios en humedad con re-cambio del 50% de la comunidad entre 2400 y 2260 años cal aP y a los 2120 años cal aP se observa en los diagramas de cambio ecológico (Fig. 33). En tanto que la tasa de cambio registra como un cambio rápido esta variabilidad en las comunidades vegetales a los 2840 años cal aP y dos pequeños cambios a los 2550 y 2260 aP. En el NL no hay evidencia de variación, lo mismo ocurre con el cambio ecológico y la tasa de cambio.

El registro del NL indica que a los 2280, 2215 aP y 2145 años cal aP, las paleocomunidades tenían cierta analogía con la vegetación actual (Fig. 35). Hay un incremento en los componentes de las comunidades de ambientes secos como son el BQ y los pastizales (Fig 38). En tanto que en el NC las asociaciones

vegetales se aproximan al límite de la distancia máxima en que la muestra fósil se parece a la muestra moderna para dos periodos (2710 y 2501 años cal aP).

En el lago (Figs 27 y 29), se observó nuevamente el incremento en Cyperaceae, *Typha*, *Lemna* y *Potamogeton* indicando el retorno a condiciones secas, de perturbación, aguas salobres y condiciones termófilas (Mack *et al.*, 1978, Janssen y Ijzermans-Lutgerhorst, 1973). La presencia de *Hydrocotyle* y Onagraceae exhortan a una reducción en el nivel lacustre (Bonilla-Barbosa y Novelo-Retana, 1995). La reducción en la vegetación propone alta intensidad en la entrada de luz al lago, sustentada por la presencia de *Sagittaria*, especie que es tolerante a este factor. Dentro del fitoplancton encontrado en este periodo están *Botryococcus* y Zygnemataceas tales como *Zygnema*, *Concentrycistis* y *Spirogyra*, apuntando a climas secos con niveles lacustres menores, como resultado en el decremento en la pluviosidad (Medeanic y Bagatin, 2010). Otros organismos encontrados durante este tiempo y que apoyan ésta tesis son las fungosporas y los testáceos indicadores de bajos niveles lacustres (Chmura *et al.*, 2006)

Recapitulando, durante el periodo 3100-2050 años cal aP, la reducción de valores de Ti, la menor abundancia de los elementos de BTSC y BM y el incremento en los valores de Ca asociados al aumento en los elementos afines a ambientes secos como lo son el BTC y el BQ con menores niveles lacustres indican, que éste periodo se caracterizó por un clima seco.

El periodo entre 2050 a 1750 años aP

Durante esta fase hay incremento en los elementos característicos de humedad, (BTSC, BM y pteridofitas (Fig 38) con respecto al periodo anterior

(Fig.28) y se detecta una reducción en los elementos del BTC, BQ y los pastos afines a condiciones secas. El reducido incremento en las Amaranthaceas y Asteraceas indica perturbación seguramente por el arrastre de sedimentos a la cuenca. El diagrama de Ti (Fig. 24) mostró altas concentraciones y la SM exhibió también altos porcentajes con excepción de la parte cercana a 1900 años cal aP donde los valores bajan de manera considerable. El diagrama de Ca se comporta en general de forma inversa al Ti y a la SM, sin embargo se observó un incremento importante de Ca apuntando hacia alta evaporación que conlleva a alta precipitación en carbonatos, indicando que ca. los 1900 años cal aP hay una fase de clima húmedo-cálido.

Con base en la interpretación del DCA (Figs. 31 y 32) se detecta una leve tendencia a climas húmedo tropicales con un incremento en los elementos herbáceos. Sin embargo, en un breve periodo alrededor de 1900 años cal aP, se observa un cambio en la cobertura arbórea, la cual se incrementó por el cambio a condiciones secas, posteriormente las condiciones de mayor humedad se reestablecen con el incremento en la cobertura herbácea.

El diagrama de cambio ecológico del NC (Fig. 33), muestra esta variabilidad en las comunidades vegetales (se sugiere un cambio paulatino hacia la resiliencia), mientras que la tasa de cambio muestra un muy pequeño cambio durante éste periodo. Contrariamente, el diagrama de cambio ecológico del NL (Fig. 33A) presenta mayor variabilidad en las comunidades vegetales, contemplando un cambio del 50% de las especies al inicio de éste tiempo (2034 años cal aP), mientras que la tasa de cambio mostró un cambio rápido ca. 1910 años cal aP, aportado por el incremento en los pinos y encinos.

Para el NC en este lapso tampoco se observa semejanza con la vegetación moderna con base en el diagrama de análogos modernos (Fig 35). Sin embargo, para las comunidades del NL si se observó esta similitud, debido posiblemente a que este refleja condiciones mas locales mientras que el NC registra todas las comunidades de la cuenca. La reducción en la vegetación acuática del lago y la presencia de plantas como *Typha*, *Lemna*, Nymphaeaceae y *Potamogeton*, apuntan hacia el incremento en el nivel del lago, con características de un lago termófilo con perturbación (Rojas, 1991, Janssen y Ijzermans-Lutgerhorst, 1973) (Figs 27 y 29). Al mismo tiempo se desarrollaron *Oocystis* y *Trochisia*, cuya ecología es de algas oportunistas que soportan grandes variaciones en las condiciones ambientales. Zygnemataceas entre las que se encuentran *Zygnema*, *Spirogyra*, *Concentricystis* y *Mougeotia*, relacionadas al incremento en los niveles lacustres lo cual correlaciona con la composición documentada en el diagrama regional y los valores de Ti y Ca.

De manera resumida, durante este periodo (2050-1750 años cal aP), retornan las condiciones cálido-húmedas, con incremento en Ti, el cambio rápido y aumento de los elementos característicos de la vegetación húmeda tropical como son el BTSC, BM y Pteridofitas, la reducción en el conjunto de la vegetación acuática que indican el aumento en el nivel lacustre.

El periodo entre 1750 a 1000 años aP

De 1750 a 1000 años cal aP se presentaron las concentraciones y acumulaciones polínicas más bajas de la secuencia. Al inicio del periodo (1750 años cal aP) las comunidades asociadas a climas secos se desarrollaron (BQ y

pastizales, Fig 38), observándose también un incremento en la concentración de las partículas de carbón, señalando incendios en la zona. El estrato arbóreo se redujo concomitantemente mientras que el conjunto herbáceo (Amaranthaceas, Asteráceas, etc) se incrementó por cerca de 100 años (Fig 38). A partir de 1550 años cal aP, las comunidades vegetales cambiaron nuevamente incrementándose el estrato arbóreo, donde el principal aporte fue proporcionado por los encinos en primer lugar y los pinos en segundo lugar, manteniéndose en altos porcentajes los pastos (alrededor del 35% en general) hasta los 1000 años cal aP (Figs 26 y 28). Los altos porcentajes de pastos, durante esta fase sugiere el establecimiento de comunidades de pastizales más cerrados. Las concentraciones de Ti fueron bajas en este periodo apoyando la interpretación de condiciones secas en tanto que los valores de Ca fueron altas apuntando a climas más cálidos. El BTSC y el BM respondieron a las condiciones climáticas con una reducción importante en las comunidades (Fig 38). También hay una reducción en las partículas de carbón contrario a lo que se esperaría siendo un periodo seco, sin embargo esto puede estar asociado a que la baja severidad en los incendios es típica de bosques secos y semi-secos, ya que la biomasa es menor (Mckenzie, 2004).

Las comunidades vegetales (a los 1560 años cal aP) (Fig 38), presentaron un cambio ecológico en el NC de casi 50% (Fig. 33), el cual se reduce hasta ca. 1150 años cal aP. El diagrama de tasa de cambio solo registra como cambio rápido en las comunidades el de los ca. 1150 años cal aP y un cambio mínimo a los 1645 años cal aP. En el NL, se registró un cambio de especies poco mayor del 50% a los 1475 años cal aP y otros cambios menores. En tanto que la tasa de

cambio mostró este cambio de especies como no rápidos con poca variación en el diagrama (Fig. 33).

El diagrama de análogos modernos del NC (Fig. 35) mostró que las comunidades vegetales en ésta época no se parecen a las actuales, en tanto que el NL observa las mismas tendencias que el NC.

Las comunidades lacustres (Figs. 27 y 29) que se desarrollaron durante éste lapso de tiempo indican que el nivel lacustre se redujo ya que la vegetación en general se reduce, incrementándose solamente las cyperaceas, la aparición de *Typha*, *Lemna* y *Potamogeton* sugieren un lago salobre al principio de esta etapa (Rojas, 1991, Janssen y IJzermans-Lutgerhorst, 1973). Sin embargo, *Cleome* y *Polygonum* apuntan a un alto contenido en sales hacia la mitad del periodo (Rzedowski, 1978), señalando condiciones muy secas. El fitoplancton observado, *Zygnema*, *Spirogyra* y *Concentrysistis* en bajas concentraciones sugieren tabla de agua baja, *Coelastrum*, *Staurastrum* y *Pediastrum*, indican aguas hipertróficas. Y la presencia de huevos de poliqueto sugieren ambientes desfavorables tales como la sequía.

Finalmente, el conjunto de datos del periodo (1750-1000 años cal aP), indican que éste fue el más seco del Holoceno tardío, con los valores más altos de Ca, los elementos afines a climas secos como son BQ y pastizales, el incremento en las partículas de carbón y la reducción en el nivel lacustre como lo señalan el conjunto de la vegetación acuática.

El periodo entre 1000 a 120 años aP

Las comunidades vegetales el BTSC y el BM que se desarrollaron de 1000 a 120, sugieren el retorno a condiciones húmedas, reduciéndose el BQ, mientras que se detecta un leve incremento en los elementos que constituyen el BTC durante los primeros 500 años cal aP.

Durante la primera parte de este periodo (1000-500 años cal aP) se observa el incremento de varios elementos afines a condiciones de mayor humedad como los son: el BTSC, el BM, las Asteráceas, las Amaranthaceas y otras hierbas, así como el leve incremento en el BTC. Al mismo tiempo se registra la reducción paulatina en el BQ y el pastizal (Fig 38). En esta primera fase de 700-600 años cal aP, se observa un aumento importante en las partículas de carbón, indicando la presencia de severos y frecuentes incendios durante estos 100 años, asociándose a un corto periodo seco. Al mismo tiempo se notó un incremento muy importante en las pteridofitas, las cuales suelen actuar como vegetación pionera en situaciones de perturbación con el posterior incremento en la humedad. El diagrama de Ti muestra un incremento en la concentración con respecto al periodo anterior, mientras que los valores de Ca se reducen. Los valores en la SM se mantienen estables durante estos 500 años. A partir de ésta etapa no fue posible obtener datos palinológicos en el núcleo litoral, debido a la alta proporción limo-arcillosa que diluyeron en gran medida la concentración polínica.

En la fase de 500 a 120 años cal aP, se registró nuevamente un paulatino decremento en los bosques húmedos (BTSC y BM) así como en los BTC, BQ y Poaceas. Como siguiente paso en la sucesión posterior a las pteridofitas, se

desarrollan hierbas oportunistas como es el caso de las Amaranthaceas. Esto se observó en esta parte del diagrama donde las Amaranthaceas presentan un aumento en sus valores (Figs.26 y 28). Las Asteráceas se mantienen con altos valores así como las otras hierbas, que aunque reducen sus valores se mantienen en alta proporción durante periodos húmedos.

El aumento de la humedad se registra en los valores de Ti con el incremento respecto a la fase anterior (1000-500 años cal aP), mientras que las concentraciones de Ca se mantienen bajas a excepción de dos incrementos importantes a ca. 500 cal aP y ca. 350 cal aP. La SM se incrementó de forma significativa en estos 500 años (Fig. 24).

En el Eje 1 del NC se registra un cambio de condiciones secas (887 años cal aP) dominada por el conjunto herbáceo hacia ambientes tropicales húmedos con el incremento en la cobertura arbórea (690 años cal aP) (Fig. 32). A partir de los 800 años cal aP se observa un incremento importante de las partículas de carbón así como en la SM, que pueden estar asociados a la aparición de polen de maíz, el cual se registra en aumento a partir de los 850 años cal aP en el NL.

El diagrama de cambio ecológico del NC (Fig. 33) observó alta variabilidad con cambio un poco arriba del 50% a los 485 años cal aP, presentado por el incremento en las Poaceas. Dos cambios menores, uno a los 154 años cal aP y el otro a los ca. 800 años cal aP debidos al incremento en Amaranthaceas y Asteraceas el primero y en las otras herbáceas en el segundo. La tasa de cambio del NC, mostró variabilidad durante éste periodo, sin embargo a los 496 años cal aP se percibió que fue uno de los más rápidos cambios, muy parecido al que se

presentó a los 2841 años cal aP y cambios de menor magnitud a los 697, 301, 154 y 834 años cal aP.

El diagrama de cambio ecológico del NL (Fig 33) observó dos cambios importantes (más del 50% en el cambio de especies) en las comunidades vegetales, uno a los 677 años cal aP y el otro a los 628 años cal aP, conferidos por el incremento en los pastizales (Fig 38). En tanto que la tasa de cambio mostró cambios rápidos importantes a los 677 años cal aP y a los 648 años cal aP.

El diagrama de análogos modernos en el NC, (Fig 35) detectó que a partir de 834 años cal aP se presentaron valores que indican que la vegetación se parece a la vegetación moderna en ciertos momentos (834, 719, 690 años), mientras que el diagrama del NL (Fig. 35) mostró que a los 812 y 628 años cal aP la vegetación es diferente a la vegetación moderna.

El registro lacustre presentó, en la primera parte del periodo, el incremento en los valores de Cyperaceae, Nymphaeaceae, apuntando al establecimiento de un lago con aguas más cálidas, mientras que en la segunda parte de este periodo se observó una reducción en la vegetación acuática que presenta elementos de mayor tolerancia ecológica como *Potamogeton* y *Lemna*.

En síntesis, la primera parte de éste periodo (1000- ca. 500 años cal aP) se caracteriza por un incremento en la humedad, con mayor presencia de BTSC y BM, también se registro el decremento paulatino de Ca y la reducción del BQ y el pastizal, sugiriendo que ésta primera parte es más cálida que la segunda parte de éste periodo (ca. 500- 120 años cal aP) cuando se incrementa los valores de Ti y se reducen un poco los bosques húmedos. Los valores de Ca se reducen de forma significativa y hay un incremento de elementos de perturbación.

El periodo entre 120 años cal aP al presente

De 120 años cal aP a la actualidad se puede observar que la vegetación que se desarrolló en el lago cráter de SMO presentan un mosaico complejo, en el que se reflejan las comunidades como el BQ, el BTC, el BTSC y el BM, todas conviviendo en las laderas del cráter bajo las mismas condiciones ambientales aunque bajo distintos microclimas. Los porcentajes de cada uno de los tipos de vegetación, así como de los diferentes taxa son bajos en general. Dentro de las hierbas con mayor porcentaje se encuentran las Amaranthaceas y en menor proporción las Asteráceas y Poaceas debido posiblemente a la perturbación en la zona por el manejo en la tierra asociada a los cultivos y a la ganadería, así como a la reducción de la precipitación en este último periodo.

En el registro geoquímico, las concentraciones de Ti y SM nuevamente se reducen de forma notable, contrariamente los valores de Ca se incrementa de forma importante, apuntando a un clima más cálido y menos húmedo. Las partículas de carbón se ven reducidas en el NC denotando pocos incendios, y se observa la presencia de polen de maíz en baja proporción.

La escasa vegetación acuática observada en esta última parte de la secuencia indican un lago con alta concentración en sales, con perturbación y bajo nivel lacustre, ya que las especies encontradas fueron: *Cyperaceae*, *Typha*, *Potamogeton*, *Polygonum amphybium* y *Cleome*.

En este último periodo (120 años cal al presente) el conjunto de indicadores apuntan hacia condiciones secas, la vegetación presenta un mosaico complejo en la que todas las comunidades están presentes (BTSC, BM, BQ, BTC y pastizales). La presencia humana es evidente con elementos asociados a la perturbación

humana (*Zea mays*, Amaranthaceas, Poaceas y Asteraceas) y la estimación de los análogos modernos sugieren dicho mosaico se estableció ca. 66 años cal aP.

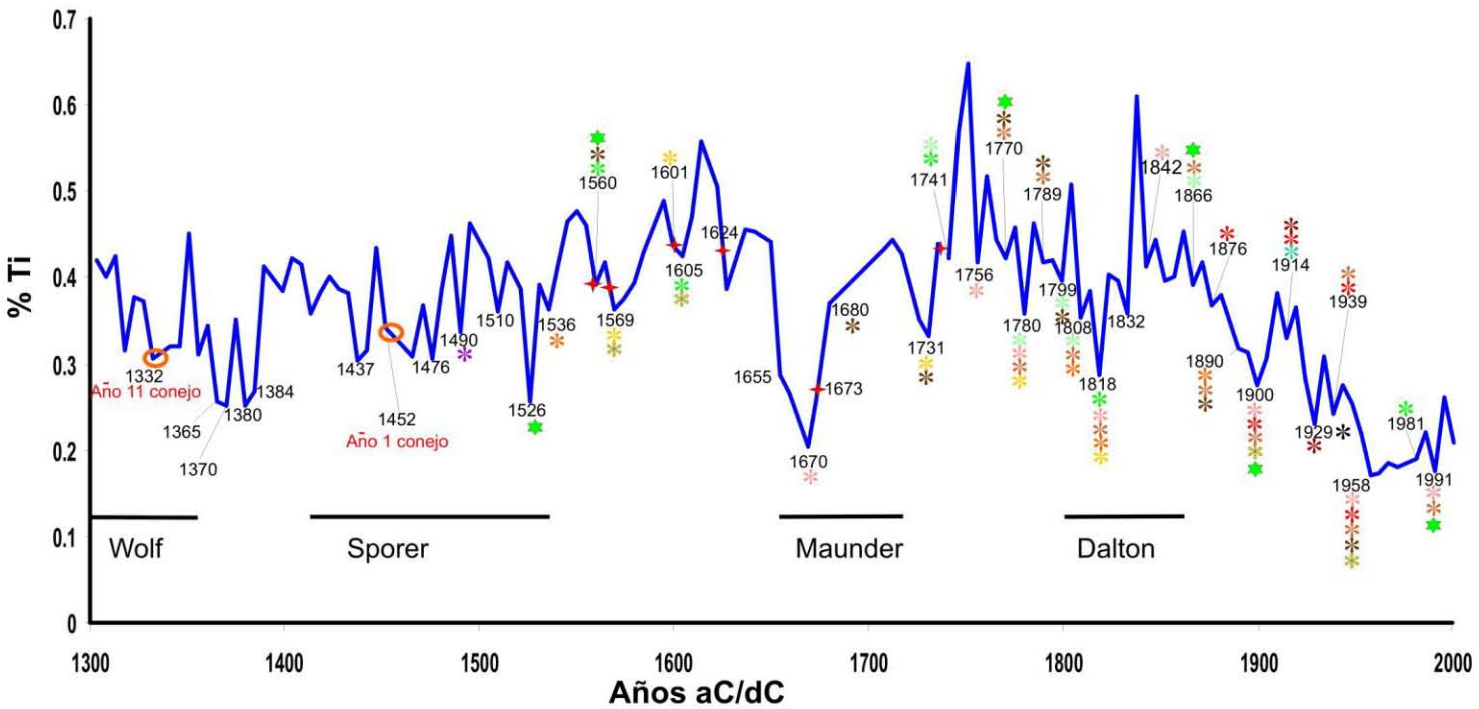
7.3 Registro de sequías históricas

A través del análisis de los datos de concentración de Ti del LSMO es posible detectar valores mínimos que claramente se correlacionan temporalmente con las sequías históricas documentadas a partir de otros indicadores como son los datos dendrocronológicos (Villanueva-Díaz *et al.*, 2007; Biondi *et al.*, 2001; González Elizondo, *et al.*, 2005).

De igual forma, algunas de las sequías históricas relacionadas con el fenómeno del El Niño están también presentes en el registro de alta resolución de Ti. Durante este fenómeno las lluvias en la mayor parte del país disminuyen, llegando con frecuencia a producir sequías.

Para poder realizar la comparación de las sequías históricas reportadas en las diferentes investigaciones con el registro de alta resolución de concentraciones de Ti obtenido en este estudio, se utilizan las edades calendáricas calibradas con el programa Fairbanks (2005). Aunque la secuencia del LSMO no tiene una exactitud anual, en el registro se detectan algunas sequías importantes mencionadas en investigaciones históricas sobre cambios climáticos del siglo XVI y XIX. Las más importantes registradas para LSMO se muestran en la figura 39 destacando las reportadas para la península de Yucatán: 1535, 1765, 1889 (Mendoza, *et al.*, 2007); asociadas a epidemias de la población nativa de México (cocoliztli) del siglo XVI, como las de 1566, 1604, 1624 (Acuña-Soto *et al.*, 2002). También en los estudios dendrocronológicos sobre variabilidad hidroclimática del

Noroeste de México (Saltillo y Nuevo León) se detecta un crecimiento menor en los anillos durante los periodos de sequías de: 1516-1537, 1659-1670, 1806-1813, 1817-1820, 1870-1875, 1889,1897, 1927-1933 (Villanueva-Díaz *et al.*, 2007) en la región del sureste de California al oeste de Nuevo México en 1730, 1755, 1779, 1866, 1899, 1928 y 1957 (Woodehouse y Meko, 1997). Las investigaciones sobre sequías en el centro de México asociadas con el ENOS identifican periodos de condiciones secas alrededor de los años: 1483, 1533, 1571, 1601, 1650, 1691, 1730, 1783, 1818, y 1860 (Mendoza *et al.*, 2005). El registro de Ti en el LSMO establece la ocurrencia de sequías históricas que correlacionan con las previamente documentadas a través de otros indicadores, por lo que es posible considerar al Ti como un indicador de cambios hidrológicos. Los resultados de esta investigación permiten ampliar el registro de sequías históricas documentadas para la zona central y norte de México hasta la porción centro-occidental, estos datos son relevantes ya que pueden ser utilizados para las predicciones de los efectos del cambio climático.



- Sequías Aztecas, 1332-1335,1452-1454. Therrell et al., (2004).
- ✦ Epidemias Cocolitzi asociadas con baja precipitación 1559, 1566, 1576, 1601,1604, 1606,1624. Acuña Soto et al (2002). Molinar del Villar, (1997).
- * Sequías históricas en la Península de Yucatán, Mendoza et al, (2007) , and Central Mexico, Mendoza et al., (2005) *.
- * Sequías históricas en el Valle de Santiago, Kienel et al., (2009) .

ANILLOS DE ÁRBOLES.- Chihuahua, Díaz et al (2002) *. SMO González-Elizondo et al., (2005) *; Nor-Pacífico, Biondi et al (2001) *; Baja California Sur, Díaz et al (2001) *. Comarca Lagunera, VillaNueva-Díaz et al., (2005) *; Chihuahua, Durango and Nuevo Leon, Villanueva-Díaz et al 2006 *; Central Mexico, Therrell et al., 2006 * Eventos El Niño Gergis and Fowler (2006) *.

Fig. 39 Diagrama de concentración de Ti abarcando los últimos 700 años calendáricos. Se señalan los años con las sequías reportadas en otros registros y que coinciden con las encontradas en éste estudio. (Modificado de Sosa, et al., 2010)

7.4 Algunos aspectos climáticos

Algunas de las sequías históricas relacionadas con El Niño están también presentes en el registro de Ti de LSMO ya que durante este fenómeno las lluvias en la mayor parte del país disminuyen, llegando con frecuencia a producir sequías. Los efectos de El Niño, se asocian a menores precipitaciones incluyendo menos humedad en el suelo y frecuentemente, pérdidas de miles de hectáreas de bosques por incendios forestales; aunque El Niño no es el único modulador del clima, sino que varios procesos dinámicos se combinan. Por ejemplo, la ZITC del Pacífico del este, donde existe gran cantidad de nubes profundas (*cumulunimbus*), tiende a permanecer más cercana del Ecuador, disminuyendo así la densidad de nubes sobre México y permitiendo al mismo tiempo el aumento en la cantidad de radiación que llega a superficie, con lo que se registran temperaturas por encima de lo normal en gran parte del territorio durante veranos de El Niño. Otro modulador del clima en el Pacífico occidental es el Monzón mexicano el cual es débil durante veranos de El Niño, así mismo, el inicio tardío en el Monzón del noroeste mexicano generalmente significa una temporada de lluvias deficientes, lo cual parece ocurrir en años de El Niño (Higgins *et. al.*, 1999).

Las variaciones en los porcentajes del Ti en el LSMO sugieren fluctuaciones importantes en las condiciones de humedad durante el Holoceno tardío. En la actualidad la precipitación en el lago es de 1600 mm/año y 90% de la precipitación ocurre en los meses de junio, julio y agosto, correspondiendo al periodo de verano cuando la ZITC está en su posición latitudinal boreal. Sin embargo, otros factores pueden afectar a la precipitación en este sitio y el registro de Ti puede aportar información sobre los cambios climáticos en esta región de México donde los

estudios paleoclimáticos son escasos. El componente solar parece tener un impacto en el clima durante ciertos periodos, es así que las sequías hacia el final del Clásico en LSMO se pueden explicar por el forzamiento solar. Para el periodo del Calido Medieval hay porcentajes más altos que el periodo anterior (Fig. 24), sin embargo los valores continúan siendo algo más bajos que durante la PEH, concordando con lo encontrado por Lozano-García y cols. (2007) para Los Tuxtlas y con una señal contraria a lo documentado para regiones como Yucatán y el Cariaco. En el LSMO durante la PEH se presentan cuatro periodos de sequía: 1365, 1379, 1526 y 1669 dC.

En el Lago Verde (Los Tuxtlas, Ver.), la PEH no fue un intervalo de frío continuo sino que muestra alta variabilidad temporal y que al igual que en los núcleos de hielo de Groenlandia, en las bajas latitudes del Atlántico Norte, en la Península de Yucatán y en el Cariaco, se presentan dos eventos húmedos sobresalientes (~1500-1550 y 1650-1700) también presentes en el LSMO (Fig. 24), correspondiendo al mínimo de Spörer y el mínimo de Maunder de actividad solar (Fig. 24). En esta época, se reconstruye para LSMO un clima relativamente húmedo; la reducción en las temperaturas superficiales del mar han sido explicadas por un flujo meridional más intenso de invierno asociado con manifestaciones más frecuentes de aire polar, éste incremento en las impulsos polares también incrementa la precipitación de invierno reduciendo la intensidad y duración de la estación seca. Lozano y cols (2007) mencionan que este mecanismo puede ser importante también para otras regiones donde la topografía aumenta, favoreciendo la liberación de humedad y acentuando la estacionalidad y que además, en la Sierra de los Tuxtlas, el incremento en el aire polar se relaciona

con un incremento en la precipitación de invierno, reduciendo la intensidad y la duración de la estación seca. Este incremento en la precipitación de invierno puede ser un factor para explicar el clima húmedo para LSMO durante la PEH. Sin embargo no hay todavía evidencias para explicar el mecanismo que explique el incremento de precipitación entre la PEH y el CM, una posibilidad podría ser una disminución en la temperatura lo cual podría haber disminuido la evaporación.

7.5 Variabilidad climática en LSMO

Con base en el registro de alta resolución de Ti fueron identificados cambios en las tendencias del aporte pluvial en diferentes intervalos del Holoceno tardío. Con el propósito de identificar si la variabilidad climática reconstruida para validar el registro de Ti como indicador de paleoprecipitación en LSMO está presente en otros sitios de México, se compara con datos reportados para el norte, centro y sur del país. Además, se compara (Fig. 40) con los datos de Ti de la cuenca del Cariaco, este registro es considerado como un indicador del desplazamiento en la posición latitudinal de la ZITC (Haug *et al.*, 2001) y con el registro de intensidades de rojo de los sedimentos de laguna Pallcacocha el cual es indicador de eventos El Niño (ENOS) (Moy *et al.*, 2002). Los datos de Ti del LSMO, el Cariaco y de Pallcacocha están graficados en desviaciones estándar con respecto a la media y la desviación de la distribución de los datos son comparados a fin de identificar si los datos de Ti del LSMO responden al movimiento de la ZITC o al ENOS.

Los sedimentos depositados entre 4000 y 3500 cal aP presentan valores variables y bajos de Ti y altos valores de Ca (Fig. 24), sugiriendo un clima extremo con precipitación relativamente baja. Este periodo de menor

precipitación se ha detectado en otros registros continentales, aunque con diferentes temporalidades probablemente debido a la baja resolución de los datos. Para el centro de México, los registros de Santa Cruz Atizapán (Caballero *et al.*, 2003), sureste de Jalisco y Colima (Figuroa-Rangel, 2008) y en la Piscina de Yuriria, La Hoya de San Nicolás y Cuitzeo (Bradbury, 2000; Israde, 2000; Metcalfe, 1995, O'Hara, 1994), también se reportan condiciones secas a partir de los 4200 cal BP, pero el periodo de baja precipitación se documenta solo hasta los 2,500 cal aP probablemente relacionado a la resolución que tienen estas investigaciones. En otros registros del NW de México (28-36°N) y la alta Babícora entre 4000 a los 2500 cal aP se establece una marcada sequía interrumpiéndose los registros después de esta época debido a la escasez de microfósiles (Ortega-Rosas *et al.*, 2008; Metcalfe *et al.*, 1997). En secuencias marinas del occidente de México como Guaymas, se documentan condiciones cálido-secas a partir de los 6200 y hasta los 3200 cal aP (Cheshire *et al.*, 2005; Barron *et al.*, 2004). En la Cuenca Alfonso, dentro de la bahía de la Paz en el Golfo de California, se detecta un clima cálido-seco desde los 7700 cal aP hasta los 2500 años cal aP (Pérez-Cruz, 2006). Es evidente que al contar con datos de alta resolución es posible detectar con mayor precisión la extensión temporal y la intensidad de los eventos de sequía.

Para el Cariaco en el periodo de 3800 a 2800 cal aP se reconstruye precipitación variable con una mayor amplitud en los valores de T_i indicando el desplazamiento hacia el norte de la ZITC (Haug *et al.*, 2001), en tanto que en el registro de intensidades de rojo de los sedimentos al sureste del Ecuador, se

observó baja intensidad y frecuencia en ENOS de 4000 a 3700 años cal aP (Moy *et al.*, 2002).

Resumiendo, las inferencias obtenidas para el LSMO, entre 4000 y 3500 cal aP caracterizadas por alta variabilidad hidrológica y tendencia hacia condiciones secas concuerdan en general con los datos obtenidos para el centro de México. Si bien es un clima con tendencia seca, también se observó eventos de alta precipitación, concordando también con lo encontrado por Roy y cols. (2012a) para las cuencas de San Felipe y San Pedro Mártir, también con la cuenca el Cariaco (Haug *et al.*, 2001) y laguna Pallcacocha (Moy *et al.*, 2002), quienes sugieren variabilidad en la precipitación, un desplazamiento al norte de la ZITC y la presencia de eventos El Niño (periodos secos hasta los 3700 años cal aP).

Entre 3500 y 3100 cal aP hay un incremento en los valores promedio de concentración de Ti en el LSMO, alcanzando el valor más alto de toda la secuencia, lo cual sugiere que se establecieron condiciones de mayor humedad que en el periodo previo (Fig. 40). Para Yucatán, en Punta Laguna se registraron condiciones relativamente húmedas de ca. 3310 a ca. 1785 ¹⁴C aP (Curtis *et al.*, 1996) y en la cuenca del Cariaco, registraron condiciones húmedas de 3570 a 3450 cal aP, (Neff *et al.*, 2006). Si bien éste es un periodo húmedo (entre 3500 y 3100 cal aP) que coincide en general con el registro del Lago de Tecocomulco (Roy *et al.*, 2008), y con Punta Laguna (Curtis *et al.*, 1996), el registro del LSMO, también observó una baja en los valores de Ti a los ca. 3200 cal aP, que concuerda con lo evidenciado para la tierra bajas Mesoamericanas (Neff *et al.*, 2006) y en el lago de Chichancanab, Yucatán (Hodell *et al.* 1995). Este periodo concuerda con el incremento de valores de Ti del Cariaco.

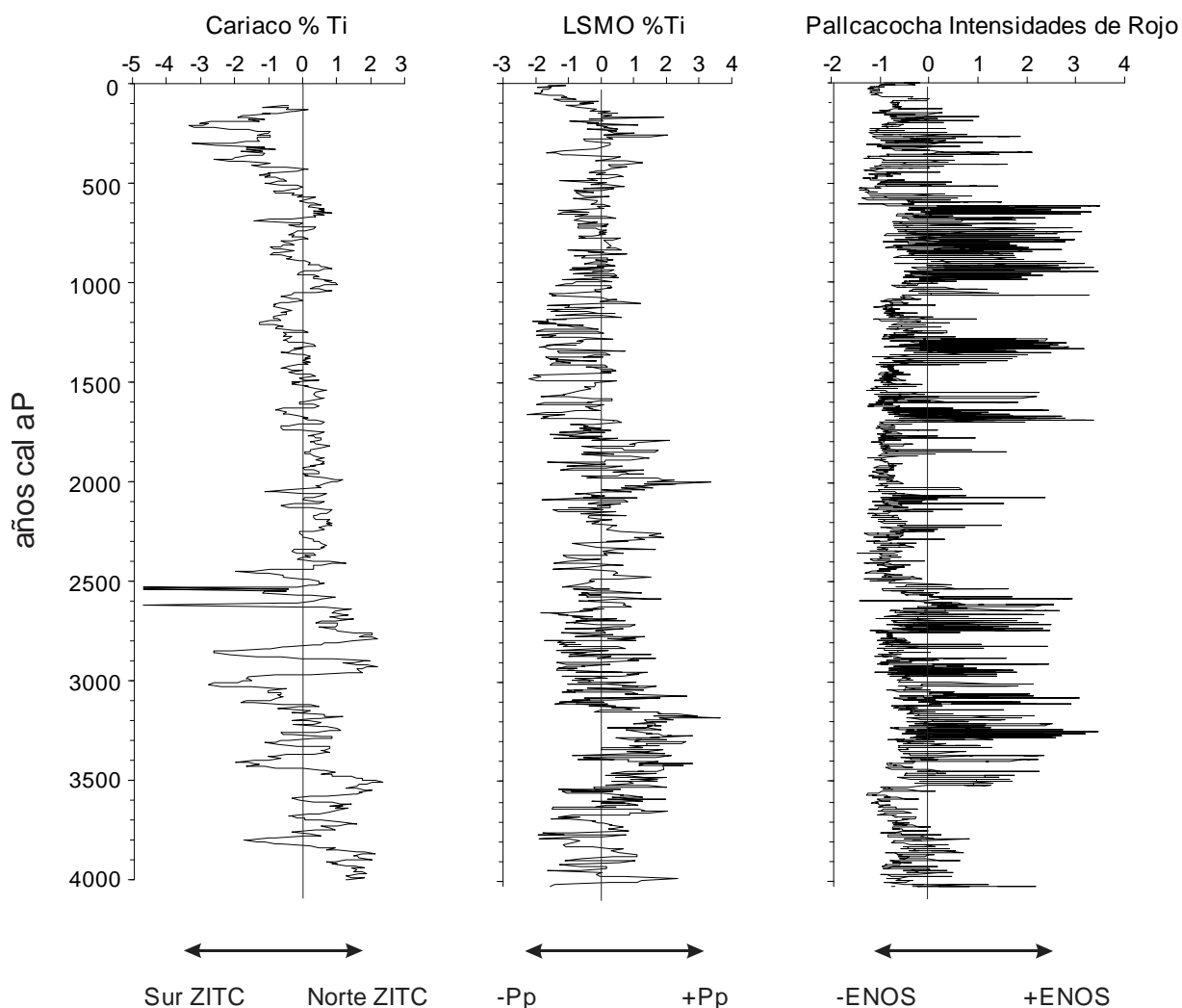


Fig. 40 Comparación de las concentraciones de Ti expresadas en desviaciones estándar de del Cariaco (indicador del desplazamiento de la ZITC) y LSMO (indicador de aporte hidrológico) y datos de la intensidad de rojos de Pallcacocha (indicador del número e intensidad de ENOS).

Se detectó una reducción en los valores promedio de Ti de 3100-2050 cal aP indicando menor precipitación en el LSMO, en otros sitios también hay evidencias de sequias como en el lago de Zacapu donde se sugiere que el nivel lacustre decayó los últimos 3000 años (Leng *et al.*, 2005). Para la cuenca de Guaymas el incremento de Ti entre 2800 y 2400 años cal aP, sugiriendo una

posible intensificación de los ciclos ENOS y el establecimiento de las condiciones oceanográficas en el Golfo, con un incremento en la surgencia de primavera (Cheshire *et al.*, 2005; Barron *et al.*, 2004), concordando con los registros continentales en los que se observó un incremento en los valores de Ca, sugiriendo un incremento en el ENOS.

En Chichancanab se reportó un periodo de baja precipitación de 475-250 aC (2300-2200 años cal aP) (Hodell *et al.*, 2005). Asimismo en el Cariaco, el registro muestra una baja en los valores de Ti con condiciones secas intermitentes entre 3000 y 2400 años cal aP con un ligero incremento posterior a los 2400 años cal aP (Haugh *et al* 2001).

Es así que el periodo comprendido entre 3100-2050 cal aP para el LSMO es un fase secaque en general concuerda con los datos de Yucatán y la cuenca de Guaymas, sin descartar que dentro de éste periodo de tendencias secas, se observaron incrementos en los valores de Ti, los cuales corresponden a la variabilidad reportada en otros registros. El registro de Laguna Pallcacocha presenta un importante incremento en los eventos El Niño, indicando condiciones secas para México concordando con lo observado para este periodo.

Un incremento en la precipitación se infiere de 2050 a 1750 años cal aP con el incremento tanto en los valores de Ti como en la SM tanto en el núcleo litoral como el central (Fig. 40). Hay cierta fluctuación en el aporte con un evento de sequía a los 1900 años cal aP en SMO y para el área baja de las tierras Mesoamericanas, también se reporta un breve periodo seco a los 1900 cal aP cambiando a condiciones estables de 1800 a 1200 cal aP (Neff *et al* 2006). Mientras que para Chichancanab es un periodo de baja precipitación ocurre de ca.

1850 a1775 aP (Hodell *et al.*, 2005). Para la cuenca del Cariaco se observó un leve incremento en el registro de Ti sugiriendo el movimiento hacia el norte de la ZITC, mientras que laguna Pallcacocha casi no registró eventos ENOS durante éste periodo.

El retorno hacia condiciones secas con bajos valores de Ti y SM y altas concentraciones de Ca se registra de 1750 a 1000 aP (Fig. 26). (Fig. 40). Esta señal climática también se registra en otros sitios como en Punta Laguna donde hay condiciones de máxima aridez de ca. 1225 a ca. 930 años cal aP, identificando dos eventos importantes de sequía (1171 y 1019 cal aP) (Curtis *et al.*, 1996). El registro del Cariaco indica el desplazamiento hacia el sur de la ZITC, indicando condiciones secas, las cuales parecen haberse conjugado con intensos eventos ENOS que provocaron la intensa sequía de éste periodo. En conclusión se observó para este periodo de 1750–1000 años cal aP una concordancia de condiciones secas entre los registros del LSMO con registros de Yucatán, El Cariaco y Pallcacocha.

En LSMO de 1000 a 120 años cal aP, hay un incremento en las condiciones de humedad con respecto al periodo anterior coincidiendo con los registros de mineralogía magnética de la parte litoral (Vázquez-Castro 2004). A partir de 1000 años aP se observa un incremento en los valores de Ti, al igual que en los valores de SM, aunque con fluctuaciones entre condiciones húmedas alternando con periodos secos que corresponde al denominado periodo CM. Asimismo, entre ca. 450 y 120 años cal. aP un ligero incremento de humedad con respecto al periodo anterior el cual es contemporáneo a la PEH. Evidencias de incremento en la humedad durante la PEH se han descrito para el Lago Verde, localizado en el

extremo oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (Lozano-García, *et al* 2007). Los registros paleoecológicos de Yucatán como en Salpetén, muestran las mismas tendencias con altos niveles lacustres entre 400 y 150 cal aP. (Rosenmeier *et al*, 2002), en Punta Laguna después del evento de sequía a los 943 cal aP, retornan condiciones un más húmedas como las actuales (Curtis *et al.*, 1996). De igual forma para Yucatán, condiciones húmedas son registradas en Tecoh de los 1065-765 aP (Medina-Elizalde *et al.*, 2010, 2012). En la porción centro-occidental de la FVTM en la Alberca y el Rincón de Parangueo, reportan sequías con duración de 3-7 años que coinciden con reportes históricos ENOS para el final de esta etapa (150, 143 y 128 años cal aP) (Kienel *et al.*, 2009).

En la cuenca del Cariaco se presentan condiciones variables, húmedas de los 1070 a los 850 cal aP, de los 850 a los 700 años cal aP se observa una reducción en los valores de T_i , entre 700 cal aP hasta ca. 550 años cal aP, retornan las condiciones húmedas y condiciones desfavorables se establecen de los 550-200 cal aP, con los valores más bajos de T_i (Haug, *et al.*, 2003). En Laguna Pallcacocha, se observó un incremento e intensidad en el registro de ENOS de 1000 a ca. 500 años cal. aP y posteriormente se reducen estos eventos ENOS.

En conclusión, de manera general se observó un ligero incremento en la humedad en el LSMO para la primera parte del periodo (de 1000 a 600 años cal aP que corresponden al CM), para el Cariaco hay una reducción en los valores de T_i a partir de 850 años aP aunque se registra un ligero incremento ca. 700 años cal aP y en Pallcacocha hay un notable incremento en los eventos de El Niño. Para la segunda parte del periodo (de 600 a 120 años cal aP que corresponden a

la PEH), el registro de LSMO indica que éste periodo es más húmedo que el previo, mientras que en el Cariaco se presentan condiciones secas con bajos porcentajes de Ti, para Pallcacocha se registra claramente una disminución en los eventos del ENOS.

De 120 años aP al presente (Fig. 24), se observa un decremento considerable en los valores de Ti y SM, así como una recuperación importante en los valores de Ca, reflejando condiciones parecidas a las actuales. Se documentan periodos secos documentados en este último siglo: 104, 95, 80, 70, 51, 27 y 17 años cal aP (este registro, Vázquez-Castro *et al.*, 2004, Sosa *et al.*, 2010). Esta sequías están en fase con las reportadas para la Península de Yucatán y para el centro de México (Mendoza *et al.*, 2007). Así, una serie de sequías cortas fueron registradas en la Alberca y el Rincón de Parangueo: 104 años cal aP, 114 años cal aP y una serie de años secos a los 90 años cal aP continuando a la mitad de los 78 años cal aP. Así mismo se reportaron sequías con duración de 3-7 años que coinciden con reportes históricos del ENOS centradas alrededor de principios de 104, 90 años cal aP (Kienel *et al.*, 2009). En Pallcacocha se reducen los eventos ENOS (Moy, 2002)

7.6 Ciclicidad y actividad Solar

El registro de alta resolución de Ti de la secuencia de LSMO permite hacer comparaciones con los datos obtenidos en la península de Yucatán y en el Cariaco para los últimos dos mil años. En particular las investigaciones en la península de Yucatán han relacionado el colapso de la civilización Maya con cambios climáticos, los cuales además se asocian con el forzamiento solar, dicho

factor puede resultar en ciclos de 24-27, 39 y 50 años (Hodell *et al.*, 2001, 2005). Al centrarse las investigaciones en éstos periodos de auge y colapso de las civilizaciones no se presentan reportes de si existe ciclicidad en otras épocas y si pueden ser comparadas con las reportadas para esos tiempos.

Los cambios climáticos históricos presentes en el registro de LSMO incluyen el periodo Clásico que es una fase de gran interés por que incluye el auge cultural Maya así como el declive demográfico. Los datos obtenidos para el LSMO, muestran que las condiciones secas prevalecen durante parte del Clásico, a partir de los 250 hasta 1000 dC (Fig. 24), con sequías más pronunciadas de los 600 a los 900 dC; hay posteriormente dos breves periodos de humedad de los 914-948 y 971- 1009 dC. En el análisis de ondeleta del porcentaje de Ti es evidente la ciclicidad de 40-60 años durante el periodo de 800 dC hasta los 1000 dC (Fig.25) lo cual sugiere que el mismo mecanismo para explicar el periodo de sequía está relacionado con la actividad solar. Este mismo ciclo de 40-60 años también se observa de ca. 2200-1140 aC que corresponde al periodo Formativo (Fig. 25) aunque este periodo no está documentado para el área Maya. Otra ciclicidad que se observa en el análisis de ondeleta del LSMO es la de 100 años que está presente en el periodo de 1300 a 1100 aC abarcando todo el Formativo y una pequeña parte del Clásico.

En otros registros paleoambientales de la península de Yucatán se detectan condiciones de sequía, por ejemplo, los datos de estalagmitas de Belice (Webster *et al.*, 2007) sugieren que el incremento en la población Maya ocurre en el periodo húmedo que va de los 550-100 aC, posteriormente a los 100 aC se presenta un periodo seco, con sequías más severas a los 78 aC, 5 aC y 141 dC, coincidiendo

este último con el abandono Preclásico. A los 750 dC se presentan condiciones húmedas con sequías centradas a los 780, 910, 1074 y 1139 dC (Webster *et al.*, 2007). Los datos de Chichancanab muestran sequías de los 125-210 dC, 750-875 dC y de 1000 a 1075 dC (Hodell 2001), así mismo reconocen un periodo de humedad de los 870-920 dC, señalando ciclicidad de 40-60 años de los 770-870 dC y de ~920-1100 dC (Hodell 2005). Además, para Chichancanab mencionan ciclicidades de ~208, 100, y 38 años. Como parte del ciclo de 208 años de recurrencia de sequía, señalan los eventos centrados en 485 aC y 208 aC así como las sequías entre 125 y 210 dC y a los 125 dC, 210 dC y ~800 dC. En el Cariaco se reportan periodos secos a los ~760, 810, 860 y 910, con una periodicidad de 40-47 años y se reporta además una ciclicidad de 200 años con los registros de foraminíferos de la misma cuenca (Haug *et al.*, 2003; Peterson y Haug, 2006).

Durante el CM se observa un ligero incremento en los valores de T_i , sugiriendo ligero incremento en la humedad en LSMO (1000-1300 dC) con respecto al periodo anterior (Clásico). Para el centro y oeste de Estados Unidos los indicadores marinos y terrestres registran condiciones secas con episodios de sequías severas a partir de los 400-1300 dC, indicando que durante el periodo CM, mientras que el oeste de Norteamérica y este de África fueron secos, el norte de Sudamérica y sureste de África fueron húmedos (Lachniet *et al.*, 2004, Seager *et al.*, 2007), este argumento apoya lo encontrado en la cuenca del Cariaco donde altos pero variables valores de T_i caracterizan el periodo (de 1070-850 cal aP), sugiriendo un incremento en la humedad (Haug *et al.*, 2001).

Las bajas concentraciones de Ti en la región del Cariaco durante la PEH, son asociadas a condiciones secas y relacionadas con una posición más sureña de la ZITC, argumentando que en el Cariaco, el enfriamiento del giro Nor-Atlántico, incrementa el gradiente en la temperatura meridional en Norteamérica que conlleva un cambio en la posición media de la ZITC y que reduce la precipitación en el norte de las tierra bajas de los neotrópicos. (Haug *et al.*, 2003; Peterson y Haug, 2006). En la Península de Yucatán, (en Aguada X'caamal) se presenta durante la PEH un incremento en el $\delta^{18}\text{O}$, sugiriendo sequía regional; el argumento que ellos utilizan para explicar esta sequía es un cambio en la temperatura superficial del mar (2° - 3°C menor que el actual) y cambio en la circulación atmosférica sobre el Mar Caribe; con la temperatura más fría se reduce la evaporación y la convección sobre el Mar Caribe resultando en una baja precipitación (Hodell *et al.*, 2005b). De manera contraria en la región de Veracruz (Lago Verde), condiciones húmedas son registradas durante la PEH sugiriendo que este incremento se debe a una reducción de la estación seca y un incremento en la precipitación de invierno. En el LSMO los valores de Ti se incrementan un poco con respecto al CM sugiriendo condiciones húmedas como en el Lago Verde y contrario a lo encontrado para la Península de Yucatán y a la cuenca del Cariaco.

Capítulo 8 Conclusiones

1. Los resultados de esta investigación mostraron cómo las variaciones en la concentración de Ti de los sedimentos lacustres del LSMO son indicadoras de cambios hidrológicos durante el Holoceno tardío. Así, el registro de Ti en el LSMO documenta la ocurrencia de sequías históricas que se correlacionan con las previamente establecidas a través de otros indicadores, por lo que se considera al Ti como un indicador de cambios pluviales. Además, los resultados de esta investigación permiten ampliar el registro de sequías históricas documentadas para las zonas central y norte de México hasta la porción centro-occidental. Estos datos son relevantes ya que pueden ser utilizados para las predicciones de los efectos del cambio climático.

2. Para poder determinar con mayor precisión el cambio ambiental es necesario elaborar una buena correlación entre las lluvias polínicas modernas y las fósiles, que representan por medio de los granos de polen contenidos en estas los diversos tipos de vegetación. A partir del análisis de los conjuntos de polen depositados en las trampas y en las dragas muestreados en el LSMO, se demuestra que las proporciones de los tipos de polen en las dragas y las trampas son similares, reflejando la composición de las comunidades que se establecen en la cuenca. Esto sustenta la hipótesis que las lluvias de polen fósiles reflejan la composición y los cambios de la vegetación del pasado, pudiéndose realizar la reconstrucción de las comunidades que se desarrollaron durante el Holoceno tardío.

3. A través del análisis geoquímico se estableció el modelo de cambio ambiental para el Holoceno tardío de la cuenca del LSMO. La reconstrucción de las paleocomunidades a través del análisis palinológico y estadístico permitió conocer las respuestas de las comunidades a los cambios climáticos. El Bosque Mesófilo y Bosque Tropical Subcaducifolio se expandieron durante los periodos de humedad. Contrariamente bajo condiciones de baja humedad, se expandieron las comunidades del Bosque Tropical Caducifolio y el Bosque de *Quercus* y se incrementó la evaporación promoviendo la depositación de Ca.

4. Se distinguieron tres periodos (3500-3100, 2050-1750 y de 1000-130 años cal aP) con concentraciones altas de Ti y valores altos de SM, los cuales fueron interpretados como incremento en la precipitación, descarga de ríos y liberación de sedimentos detríticos al lago, que se correlacionan con el incremento en el nivel lacustre y la expansión de las comunidades vegetales afines a la humedad como el Bosque Tropical Subcaducifolio y el Bosque Mesofilo.

5. También se reconocieron cuatro periodos (4420 a 3500, 3100 a 2050, 1750 a 1000 y los últimos 120 años cal aP) de disminución en el aporte detrítico caracterizados por bajas concentraciones de Ti y valores bajos de SM asociados con el incremento en las concentraciones de Ca. Durante estos periodos de sequía, la vegetación respondió con la expansión de comunidades como son el Bosque Tropical Caducifolio y el Bosque de *Quercus* y la disminución en los niveles lacustres. El Análisis de regresión LOESS mostró que los taxa: Amaranthaceae, Asteraceae y Pteridofitas son afines a condiciones de mayor humedad siendo

positivos al Ti y especies como *Quercus*, *Pinus* y *Cyperaceae* son elementos afines a climas más cálidos respondiendo al incremento en Ca.

6. Se encontraron 4 cambios ecológicos en la vegetación local (628, 677, 1475 y 2034 años cal aP) y 7 cambios a nivel regional (154, 485, 1561, 2120, 2408, 3957 y 4150). Se detectaron 3 cambios rápidos en la vegetación local (1648, 677 y 1913 años cal aP) y tres cambios rápidos en la vegetación regional (496, 1149 y 2841 años cal aP). Esto puede indicar que las comunidades varían en el tiempo y que los cambios en las comunidades no necesariamente se presentan como cambios rápidos en la vegetación, sino que responden a la variación ambiental.

7. El cambio en las concentraciones de Ti y Ca en los sedimentos lacustres en la cuenca del LSMO son indicadores de cambio hidrológico y con la combinación de ambos proxies (geoquímico y biológico) fue posible documentar los cambios en la vegetación en respuesta a la variabilidad climática que caracterizó a la zona durante el Holoceno tardío. Se identificaron periodos durante los cuales se establecieron comunidades no análogas, se detectó cambios en la composición tanto en escala de decenas de años a centurias como son las sequías históricas y cambios que coinciden con el Periodo Cálido Medieval, la Pequeña Edad de Hielo y la denominada Sequía Maya. También se registró cambios abruptos en la vegetación con base en la tasa de cambio de vegetación en el NC a los 498, 1149, 2841 años cal aP y a los 648, 677 y 1913 años cal aP en el NL.

8. A partir del análisis de ondeleta en los datos de alta resolución de concentración de Ti se identifican periodicidades que se asocian a la periodicidad solar: 40-60 años, de 1200-1014 años cal aP (800 a 1000 dC). De 3082-2969 años cal aP (1300 a 1140 aC). De 80-120 (ciclo de Gleissberg), de 3750-3501 años cal aP (2200-1850 aC) y de 208 años (ciclo de Suess Wiggles) de 2329-1785 años cal aP (400 aC-200dC).

9. Aunque se observaron incrementos en el polen de maíz desde el Formativo, ninguno coincide con incrementos de partículas de carbón, valores altos de Ti y/o SM, indicando que el impacto humano en las comunidades vegetales en la zona fue poco importante. Seguramente el polen hallado sea solo de tipo ceremonial. El primer registro de polen de maíz encontrado en la secuencia lacustre de Santa Maria del Oro ocurre a 3585 años aP (1961 aC) siendo más antiguo que el encontrado en laguna San Pedro, Nayarit.

Bibliografía

- Acuña-Soto, R.; Sthahle, D.W.; Cleaveland, M.K. and Therrell, M.D. 2002. Megadrought and megadeath in 16th Century Mexico. *Emerging Infectious Diseases*. 8 (4): 360-362.
- Adams, D.K. and Comrie, C.A. 1997. The North American Monsoon. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 78 (10): 2197-2213.
- Amador, J.A.; Alfaro, E.J.; Lizano, O.G., Magaña, V.O. 2006. Atmospheric forcing of the Eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*. 69: 101-142.
- Andersen. S.Th. 1974. Wind conditions and pollen deposition in a mixed deciduous forest. II. Seasonal and annual pollen deposition 1967-1972. *Grana*, 14: 64-77.
- Andersen. S.Th. 1967. Tree-Pollen rain in a mixed deciduous forest in South Jutland (Denmark). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 3: 267-275.
- Anderson, R.S.; and Van Devender, T.R. 1995. Vegetation history and paleoclimates of the coastal lowlands of Sonora, Mexico-pollen records from packrat middens. *Journal of Arid Environments*, 30: 295-306.
- Aragón-Moreno, A.A.; Islebe, G. A.; Torrescano-Valle, N. 2012. A ~3800-yr, high-resolution record of vegetation and climate change on the north coast of the Yucatan Peninsula. *Review of Palaeobotany and Palynology* 178: 35–42.
- Aranda-Gómez, J.J.; Henry, C.D.; Luhr, J.F. 2000. Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIII: 59-71.
- Armienta, M.A.; Vilaclara, G.; De la Cruz, S.; Ramos, S.; Cenicerros, N.; Cruz, O.; Aguayo, A.; Arteaga-cabrera, F. 2008. Water chemistry of lakes related to active and inactive Mexican volcanoes. *Journal of Volcanic and Geochemical Research*. 178: 249-258.
- Badan, A. 2003. The effects of El Niño in Mexico: A survey. *Geofísica Internacional*, 42: 567-571.
- Barron, J.A.; Anderson, L. 2011. Enhanced Late Holocene ENSO/PDO expression along the margins of the eastern North Pacific. *Quaternary International*, 235: 3-12.
- Barron, J.A.; Bukry, D. 2007. Solar forcing of Gulf of California climate during the past 2000 yr suggested by diatoms and silicoflagellates. *Marine Micropaleontology* 62: 115-139.
- Barron, J, A.; Bukry, D.; and Bischoff, J. L. 2003. A 2000-yr-long record of climate from the Gulf of California. In: West, G.J., Blomquist, N.L. (Eds), *Proceedings of the Nineteenth Pacific Climate Workshop*, Asilomar, Pacific Grove, CA, March 3-6,

2002. Technical Report 71, Interagency Ecological Program from the San Francisco Estuary, Sacramento CA. pp.11-21.
<http://meteora.ucsd.edu/paclim/proceedings02.html>.
- Barron, J.A.; Bukry, D.; Bischoff, J.L. 2004. High resolution paleoceanography of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15000 years. *Marine Micropaleontology* 50: 185-207.
- Beach, T.; Dunning, N.; Luzzadder-Beach, S.; Cook, D.E.; Lohse, J. 2006. Impacts of the ancient Maya soils and soil erosion in the central Maya Lowlands. *Catena* 65: 166-178.
- Beaudoin, A B.;and Reasoner, M.A. 1992. Evaluation of differential pollen deposition and pollen focussing from three Holocene intervals in sediments from Lake O'Hara, Yoho National Park, British Columbia, Canada: intra-lake variability in pollen percentages, concentrations and influx. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 75: 103-131.
- Beekman, C.S. 2010. Recent Research in Western Mexican Archaeology. *Journal Archaeological Research* 18: 41–109.
- Bernal, J.P.; Lachniet, M.; McCulloch, M.; Mortimer, G.; Morales, P.; Cienfuegos, E. 2011. A speleothem record of Holocene climate variability from southwestern Mexico. *Quaternary Research*, 75: 104-113.
- Berrio, J.C.; Hooghiemstra, H.; Van Geel, B., and Ludlow-Wiechers B. 2006. Environmental history of the dry forest biome of Guerrero, Mexico, and human impact during the last c. 2700 years. *The Holocene*, 16: 63-80.
- Biondi, F. 2001. A 400-year tree-ring chronology from the tropical treeline of North America. *Ambio*, 30 (3): 162-166.
- Biondi, F., Gershunov, A., Cayan, D.R., 2001, North Pacific decadal climate variability since 1661. *Journal of Climate*, 14: 5-10.
- Bird, W.B. and Kirby, E.M. 2006. An alpine lacustrine record of early Holocene North American Monsoon dynamics from Dry Lake, southern California (USA). *Journal of Paleolimnology*. 35: 179–192.
- Birks, H.J.B. and H.H. Birks. 1980. *Quaternary Paleoecology*. Arnold. London. 289p.
- Birks, H.J.B. 1986. Numerical zonation, comparison and correlation of Quaternary pollen stratigraphical data. In Berglund B. E. (ed) *Handbook of Holocene Paleoecology and Palaeohydrology*. John Willey and Sons. Great Britain. 743-774pp.
- Bonilla-Barbosa, J.R. y Novelo-Retana, A. 1995. Manual de identificación de plantas acuáticas del parque Nacional Lagunas de Zempoala, México. Cuadernos 26. Instituto de Biología, UNAM. 168pp.

- Boyle, J.F. 2000. Rapid elemental analysis of sediment samples by isotope source XRF. *Journal of Paleolimnology*, 23: 213–221.
- Boyle, J.F. 2001. 5. Inorganic geochemical methods in paleolimnology. In: W.M. Last & J.P. Smol (Eds.) 2001. *Tracking environmental change using lake sediments. Volume 2. Physical and geochemical methods*. Kluwer Academy Publishers. Dordrecht. The Netherlands. 83-141pp.
- Bradbury, J.P., 1997. Sources of glacial moisture in Mesoamerica. *Quaternary International*, 43/44: 97–110.
- Bradbury, J.P. 2000. Limnological history of the Lago de Patzcuaro, Michoacan Mexico for the past 48, 000 years: impacts of Climate and men. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 163, 69–95.
- Brown, R.B. 1985. A summary of Late-Quaternary pollen records from Mexico west of Isthmus of Tehuantepec. AASP Foundation Pp. 71- IN: V.M. Bryant and R.G. Holloway (eds.). *Pollen records of Late-Quaternary North American Sediments*. AASP Foundation, Houston. [6 ka].
- Bullock, S.H. 1995. Plant reproduction in neotropical dry forest. En: *Dry forest of Central America and the Caribbean*. Bullock, S.H.; Mooney, A.A.; Medina, E. (eds). Cambridge University Press.
- Caballero-Miranda, M. 1995. Late Quaternary Palaeolimnology of Lake Chalco, the Basin of Mexico: New evidence for palaeoenvironmental and paleoclimatic change in central Mexico during the last 45,000 years. Ph.D. Thesis. Univ. Hull, UK. 286p.
- Caballero-Miranda, M. 1997a. The Last Glacial Maximum in the Basin of Mexico: the Diatom record between 34,000 and 15,000 Years B.P from Lake Chalco. *Quaternary International*, Vol. 43/44: 125-136.
- Caballero-Miranda, M. 1997b. Reconstrucción paleolimnológica del lago de Chalco, México, durante el último Máximo glacial- El registro de diatomeas entre 34,000 y 15,000 años A.P. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14 (1): 91-100.
- Caballero-Miranda, M., Lozano-García S., Ortega-Guerrero, B. Urrutia-Fucugauchi, J., and Macías, J. L. 1999. Environmental characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50,000 years. *Journal of Paleolimnology*, 22: 399-411.
- Caballero-Miranda, M., and Ortega-Guerrero, B. 1998. Lake levels since about 40,000 Years Ago at Lake Chalco, near Mexico City. *Quaternary Research*, 50: 69-79.
- Caballero, M., Ortega, B., Valadez, F., Metcalfe, S., Macías, J.L., Sugiura, Y. 2002. Sta. Cruz Atizapan: a 22-ka lake level record and climatic implications for the late Holocene human occupation in the Upper Lerma Basin, Central Mexico. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 186: 217-235.
- Caballero, M.; Rodríguez, A.; Ortega, B., Vilaclara, G.; Lozano, S. Hydrochemistry and ostracod and diatom communities in a deep tropical crater lake in Warren Mexico. En prensa.

- Caballero, M.; Vázquez, G.; Lozano-García, S.; Rodríguez, A.; Sosa-Nájera, S.; Ruíz-Fernández, A.C., and Ortega, B. 2006. Present limnological conditions and recent (ca 340yr) palaeolimnology of a tropical lake in the Sierra de los Tuxtlas, eastern Mexico. *Journal of Palaeolimnology*, 35: 83-97.
- Caballero, M.; Vilaclara, G.; Rodríguez, A.; and Juárez, D. 2003. Short-term climatic change in lake sediments from lake Alchichica, Oriental, Mexico. *Geofísica Internacional*, 42 (3): 529-537.
- Cárdenas, J. (Coordinador) 1994. Monografía geológica minera del estado de Nayarit. Consejo de Recursos Minerales, Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal. Subsecretaría de Minas e Industria Básica. México. D.F. 171p.
- Camprubí A.; Ferrari, L.; Cosca, M.; Cardellach, E.; and Canals, A. 2003. Ages of epithermal deposits in Mexico: Regional significance and links with the evolution of Tertiary volcanism. *Economic Geology*, 98: 1029-1037.
- Cerano-Paredes, J.; Villanueva-Díaz, J.; Arreola-Ávila, J.G.; Sánchez-Cohen, I.; Valdez-Cepeda, R.D. y García-Herrera, G. 2009. Reconstrucción de 350 años de precipitación para el suroeste de Chihuahua, México. *Madera y Bosques*, 15 (2): 27-44.
- Chepstow-Lusty, A.; Frogley, M.R.; Bauer, B.S.; Bush, M.B. and Tupayachi, H.A. 2003. A late Holocene record of arid events from the Cuzco region Peru. *Journal of Quaternary Science*, 18 (6): 491-502.
- Cheshire, H.; Thurow, J.; and Nederbragt, A.J. 2005. Late Quaternary climate change record from two long sediments cores from Guaymas Basin, Gulf of California. *Journal of Quaternary Science*, 20: 457-469.
- Chmura, G.L.; Stone, P.A.; Ross, M.S. 2006. Non pollen microfossils in Everglades sediments. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 141: 103-119.
- Cleveland, W.S.; and Devlin, S.J. 1988. Locally weighted regression: An approach to regression analysis by local fitting. *Journal of the American Statistical Association*, 83 (403): 596-610.
- Cleveland, M.K.; Stahle, D.; Therrell, M.D.; Villanueva-Diaz, J.; and Burns, B.T. 2003. Tree-ring reconstructed winter precipitation and tropical teleconnections in Durango, Mexico. *Climatic Change*, 59: 369–388.
- Constante, G.E.; Villanueva D,J.; Cerano, P.J.; Cornejo, O.E.H.; y Valencia, M.S. 2009. Dendrocronología de *Pinus cembroides* Zucc. Y reconstrucción de precipitación estacional para el sureste de Coahuila. *Revista Ciencia Forestal en México*, 34 (106): 17-38.
- Correa-Metrio, A., Bush, M.B.; Perez, L.; Schwalb, A.;and Kenneth, R.C. 2011. Pollen distribution along climatic and biogeographic gradients in Northern Central America. *The Holocene*, 21 (4): 681-692.

- Correa-Metrio, A., Urrego, D.H., Cabrera, K.R. & Bush, M.B. 2010. paleoMAS: Paleoeological Analysis. R package version 1.1. The R Project for Statistical Computing. Available at: <http://CRAN.R-project.org/package=paleoMAS>. Accessed 1 March 2010. Costa, F.R.C., Guillaumet, J.-L., Lima, A.P. & Pereira.
- Cruz-Medina, R.I. 2006. Análisis de la influencia del ENSO en el Valle del Yaqui (Sonora, México) mediante modelos de regresión dinámica múltiple. *Revista Latinoamericana de Recursos Naturales*, 2 (2): 65-80.
- Curtis, J.H.; Hodell, D.A. and Brenner, M. 1996. Climate variability on Yucatan Peninsula (Mexico) during the past 3500 years, and implications for Maya cultural evolution. *Quaternary Research*, 46: 37-47.
- Cushing, E.J. 1967. Evidence for differential pollen preservation in late Quaternary sediments in Minnesota. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 4: 87-101.
- Davis, M.B., 1963. On the theory of pollen analysis. *American Journal Science*, 261: 897-912.
- Davis, M.B., and Brubaker, L.B. 1973. Differential sedimentation of pollen grains in lakes. *Limnology and Oceanography*, 18 (4): 635-646.
- Davis, M.B.; Ford, M.S. 1982. Sediment focusing in Mirror Lake, New Hampshire. *Limnology and. Oceanography*, 27:137-50
- Davis MB, Moeller RE, Ford J. 1984. Sediment focusing and pollen influx. In *Lake Sediments and Environmental History*, ed. EY Haworth, JWG Lund, pp. 261-93. Leicester, UK: Univ. Leicester Press.
- Davies, S.J.; Metcalfe, S.E.; MacKenzie, A.B.; Newton, A.; Endfield, G.H.; Farmer, J.G. 2004. Environmental changes in the Zirahuen basin, Michoacán, Mexico, during the last 1000 years. *Journal of Paleolimnology*, 31: 77-98.
- Díaz, S.C., Therrell, M.D., Stahle, W.D., Cleveland M.K. 2002. Chihuahua (Mexico) winter-spring precipitation reconstructed from tree-rings, 1647-1992. *Climate Research*, 22: 237-244.
- Díaz, S.C.; Touchan, R.; and Swetnam, T.W. 2001. A tree-ring reconstruction for Baja California Sur, Mexico: *International Journal of Climatology*, 21:1007-1009.
- Dean, W.E. 2000. Sun and Climate. U.S. Geological Survey Fact Sheet 0095. (USGS science for a changing world). www.geology.cr.usgs.gov/pub/fact-sheets/fs-0095-00/fs-0095-00.pdf.
- Douglas, M.W.; Maddox, R.A.; and Howard, K. 1993. The Mexican Monsoon. *American Meteorological Society*, 6: 1665-1677.
- Endfield, G.H.; and Fernández, T.I. 2006. Decades of drought, years of hunger: Archival investigations of multiple year droughts in late colonial Chihuahua. *Climatic Change*, 75: 391-419.

- Escobar, O.A., 2004, Desastres agrícolas en México. Catálogo histórico: Tomo II siglo XIX (1822-1900), Fondo de Cultura Económica, México, 280pp.
- Eugster, H.P. 1980. Geochemistry of evaporitic lacustrine deposits. *Annual Review Earth Planet Science*, 8: 35-63.
- Eugster, H.P. and Hardie, L.A. 1978. Saline Lakes. In: A. Lerman. (Ed.). *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*. Springer-Verlag. NY. 237-293pp.
- Faegri, K. and Iversen, J. 1989. *Textbook of Pollen Analysis*. IV Edition. John Willey & Sons. London. 328p.
- Fairbanks, R.G., Mortlock, R.A., Chiu, T.-C., Cao, L., Kaplan, A., Guilderson, T.P., Fairbanks, T.W., Bloom, A.L., Grootes, P.M. & Nadeau, M.-J. 2005. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine corals. *Quaternary Science Reviews*, 24: 1781–1796.
- Ferrari, L.; Valencia-Moreno, M.; Bryan, S. 2005 Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Volumen Conmemorativo del Centenario. Tomo LVII, (3): 343-378.
- Ferrari, L.; Conticelli, S.; Vaggelli, G.; Petrone, C. M.; Manetti, P. 2000. Late Miocene volcanism and intra-tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318: 161-185.
- Ferrari, L.; López, M. M, Rosas-Elguera, J. 2002. Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: Implications for the late subduction history of the Farallon plate. *Tectonics*, 21 (4): 17-1-17-24.
- Ferrari, L.; Nelson, S.A.; Rosas-Elguera, J.; Aguirre, G y Venegas, S. 1997. Tectonics and volcanism of the western mexican volcanic belt. Aguirre, G.; Aranda, J, Carrasco, G.; y Ferrari, L. (eds) *Magmatism and tectonics in the central and northwestern México*. D.F. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, excursión. p.85-129.
- Figueroa-Rangel, B.; Willis, K.J., and Olvera-Vargas, M. 2008. 4200 years of pine dominated upland forest dynamics in west-central Mexico: human or natural legacy? *Ecology*, 89: 1893-1907.
- Filonov, A.; Tereshchenko, I., y Vargas, A. C. 2005. Resultado del estudio del régimen termodinámico del lago volcánico Santa Maria del Oro, Nayarit. *Geos*. Vol. 25. No. 1: 139-140.
- Fisher, C.T.; Pollard, H.P.; Israde-Alcántara, I.; Garduño-Monroy, V.H.; and Banerjee S.K. 2003. A reexamination of human-induced environmental change within the Lake Pátzcuaro Basin, Michoacán, Mexico. *Proceedings of the National Academy of Science*, 100 (8): 4957–4962.

- Galván, J. 1991. Tumbas de tiro del valle de Atemajac, Jalisco. Colección Científica, 239. INAH. México.
- García-Acosta, V.; Pérez, Z.J.M., Molina del Villar, A., 2003, Desastres agrícolas en México. Catálogo histórico. Tomo I. Épocas prehispánica y colonial (958-1822): Fondo de Cultura Económica. México, 505pp.
- García, de M. E. 1989. Apuntes de Climatología. Talleres de Offscet Larios, S. A. México. D.F. 155p.
- Garza-Merodio, G. G., 2002, Frecuencia y duración de sequías en la cuenca de México de fines del siglo XVI a mediados del XIX: Boletín del Instituto de Geografía, UNAM 48 (2), 106-115.
- Gates, W.L.; Mitchell, J.F.B.; Boer, G.J.; Cubasch, U.; Meleshko, V.P. 1992. Climate Modelling, Climate Prediction and Model Validation. Contributors: D. Anderson; W. Broecker; D. Cariolle; H. Cattle; R.D. Cess; F. Giorgi; M.I. Hojfer; B.G. Hunt; A. Kitoh; P. Lemke; H. Le Treut; R.S. Lindzen; S. Manabe; B.J. McAvaney; L. Mearns; G.A. Meehl; J.M. Murphy; T.N. Palmer; A.B. Pittock; K. Puri; D.A. Randall; D. Rind; P.R. Rowntree; M.E. Schlesinger; C.A. Senior; I.H. Simmonds; R. Stoujfer; S. Tibaldi; T. Tokioka; G. Visconti; J.E. Walsh; W.-C. Wang; D. Webb. IPCC. Supplemental Report. 38p.
- Gauch Jr, H.G. 1982. Multivariate analysis in community ecology. Cambridge University press. 250pp.
- Gergis, J.L. and Fowler, A.M. 2006. How unusual was late 20th century El Niño-Southern Oscillation (ENSO)? Assessing evidence from tree-ring, coral, ice-core and documentary palaeoarchives, A.D. 1525-2002. *Advances in Geosciences*, 6: 173-179.
- Gill, R.B., 2000. The great Maya droughts: water, life, and death. University of New Mexico Press, Albuquerque.
- Goman, M.; and Byrne, R. 1998. A 5000 year record of agriculture and tropical forest clearance in the Tuxtlas, Veracruz, Mexico. *The Holocene* 8: 83-89.
- Goman, T.M.; Joyce A.; Mueller, R. 2005. Stratigraphic evidence for anthropogenically induced coastal environmental change from Oaxaca, Mexico. *Quaternary Research*, 63: 250– 260.
- Gómez-Tuena, A.; Orozco-Esquivel, M.T.; Ferrari, L. 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario, Tomo LVII (3): 227-283.*
- González-Elizondo, M., Jurado, E., Návar, J., González-Elizondo, M. S., Villanueva, J., Aguirre, O., Jiménez, J., 2005, Tree rings and climate relationships for Douglas-fir chronologies from the Sierra Madre Occidental, México: A 1681-2001 rain reconstruction: *Forest Ecology and Management*, 213: 39-53.

- Grimm, E. C. 1988. Data analysis and display. In Huntley, B & Webb, T. III (eds). *Vegetation History*. Kluwer Academic Publishers. Netherlands. 42-76pp.
- Grimm, E.C. 1987. CONISS: A FORTRAN program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Geosciences*, 13: 13-35.
- Grimm, E.C. 1991-1993. TILIA 2 software: Springfield, Illinois State Museum.
<<http://intra.museum.state.il.us/pub/grimm/tilia/>>.
- Gutiérrez-Ayala, L.V.; Torrescano-Valle, N. y Islebe, G.A. 2012. Reconstrucción paleoambiental del Holoceno tardío de la reserva Los Petenes, Península de Yucatán, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29 (3): 749-763.
- Harnois, L. 1988. The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, 55: 319-322.
- Hass, J.N. 1996. Neorhabdocoela oocytes-palaeoecological indicators found in pollen preparations from Holocene freshwater lake sediments. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 91: 371-382.
- Haugh, G. H.; Haughen, K. A.; Sigman, D. S.; Peterson, L. C. Röhl, U. 2001. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*. 293: 1304-1308.
- Haug, G.H., Haughen, K. A., Sigman, D.S., Peterson, L.C. Röhl, U., 2001b, Cariaco Basin Trace Metal Data, IGBP PAGES/World Data Center A for Paleoclimatology Data Contribution Series #2001-071. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- Haugh, G. H.; Günther, D, Peterson, L. C.; Sigman, D. S.; Haughen, K. A.; Aeschlimann, B. 2003 Climate and collapse of Maya civilization. *Science*. 299: 1731-1735.
- Havinga, A.J. 1964. Investigation into the differential corrosion susceptibility of pollen and spores. *Pollen Spores*, 6: 621-635.
- Hays, J.D. and Perruzza, A. 1972. The significance of calcium carbonate oscillations in Eastern Equatorial Atlantic deep sea sediments for the end of the Holocene warm interval. *Quaternary Research*, 2: 355-362.
- 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: 2600-2622.
- Hodell, D.A.; Curtis, J.H.; Brenner, M. 1995. Possible role of climate in the collapse of Classic Maya civilization. *Nature*, 375: 391-394.
- Hodell, D. A.; Brenner, M.; Curtis, J. H. 2005. Terminal Classic drought in the northern Maya lowlands inferred from multiple sediment cores in Lake Chichancanab (Mexico). *Quaternary Science Reviews*. 24: 1413-1427.

- Hodell, D.A.; Brenner, M.; Curtis, J.H; Guilderson, T. 2001. Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands. *Science*, 292: 1367-1370.
- Hodell, D.A.; Brenner, M.; Curtis, J.H; Medina-González, R.; Chan Can-Ildefonso-E.; Albornaz-Pat, A.; Guilderson, T. 2005. Climate change on the Yucatán Peninsula during the Little Ice Age. *Quaternary Research*, 63: 109-121.
- Holmgren, C.A., Norris, J. and Betancourt, J.L. 2006. Inferences about winter temperatures and summer rains from the late Quaternary record of C₄ perennial grasses and C₃ desert shrubs in the northern Chihuahuan Desert. *Journal of Quaternary Science*, 22: 141–161.
- Hutchinson, G. E. 1975. A treatise on limnology. Part Vol. 1. Part 1 and Part 2. John Wiley & Sons Inc. Canada. 1015pp.
- Islebe, G., Sánchez, O., 2002. History of late Holocene vegetation at Quintana Roo, Caribbean coast of Mexico. *Plant Ecology*, 160: 187–192.
- Israde, I.; Caballero, M.; Vilaclara, G and Rodríguez-Ramírez. 2000. Paleolimnological records from Central Mexico basins, a multidisciplinary project 16 th International Diatom Symposium. Atenas. Pp50.
- Israde, A.I., Garduño-Monroy, V.H, Ortega, M.R., 2002, Paleoambiente lacustre del Cuaternario tardío en el centro del lago de Cuitzeo. *Hidrobiológica*, 12 (1): 61–78.
- Israde Alcántara, I.; Garduño Monroy, V.H.; Fisher, C.T.; Pollard, H.P.; Rodríguez Pascua, M.A. 2005. Lake level change, climate, and the impact of natural events: the role of seismic and volcanic events in the formation of the Lake Patzcuaro Basin, Michoacan, Mexico. *Quaternary International*, 135: 35–46.
- Israde, A.I. Velázquez-Durán, R.; Lozano-García, M.S.; Bischoff, J.; Domínguez, V. G.; Garduño, M.V.H. 2010. Evolución Paleolimnológica del Lago Cuitzeo, Michoacán durante el Pleistoceno-Holoceno. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62 (3):345-357.
- Izquierdo, G.; y Arellano, G. V. M. 1996. Calibración del espectrómetro de rayos X para el análisis de rocas calizas. *Actas INAGEQ 2*: 243-246.
- IPCC, 2012: Summary for Policymakers. In: *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation* [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)]. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, pp. 1-19.
- Jacobs, F.B. 1982. Modern pollen spectra from surface soil samples, northern Nayarit, southern Sinaloa, Mexico. *Journal of the Arizona-Nevada Academy Science*, 17: 1-14
- Jacobson, G.L.; Bradshaw, R.H.W. 1981. The selection of sites for paleovegetational studies. *Quaternary Research*, 16: 80–96.

- Janssen, C. R. and Ijzermans-Lutgerhorst, W. 1973. A Local Late-Glacial Pollen Diagram from Limburg, Netherlands. *Acta Bot. Neerl.*, 22 (3): 213-220.
- Jauregui, E. 2003. Climatology of landfalling hurricanes and tropical storms in Mexico. *Atmósfera*: 193-204.
- Kienel, U.; Bowen, W, S.; Byrne, R.; Park, J.; Böhnelt, H.; Dulski, P.; Luhr, J.F.; Siebert, L.; Haug, G, H.; Negendank, J, F.W. 2009. First Lacustrine varve Chronologies from Mexico: impact of droughts, ENSO and human activity since AD 1840 as recorded in maar sediments from Valle de Santiago. *Journal of Paleolimnology*, 42: 587-609.
- Lachniet, M. S., S. J. Burns, D. R. Piperno, Y. Asmerom, V. J. Polyak, C. M. Moy, and K. Christenson . 2004. A 1500-year El Niño/Southern Oscillation and rainfall history for the Isthmus of Panama from speleothem calcite. *Journal of Geophysical Research*, 109. D20117, doi:10.1029/2004JD004694.
- Last, W.M. 2001. Mineralogical analysis of lake sediments. Tracing environmental change using lake sediments. Volume 2. Physical and geochemical methods. Kluwer Academy Publishers. Dordrecht. The Netherlands. 143-187pp.
- Lau, K. M. and Hengyi, W. 1995. Climate signal detection using wavelet transform: How to make a time series sing. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 76 (12): 2391-2402.
- Leclerc. J.-A.; and Schrader. H. 1987. Variations of upwelling intensity record in varved sediment from the Gulf of California during the past 3,000 years. *Nature*, 329: 146-149.
- Lehman, J.T. 1975. Reconstructing the rate of accumulation of lake sediment: the effect of sediment focusing. *Quaternary Research*, 5: 541-550.
- Leyden, B.W., Brenner, M., Dahlin, B., 1998. Cultural and climatic history of Cobá, a lowland Maya city in Quintana Roo, Mexico. *Quaternary Research*, 49: 111–122.
- Likens, G.E.; and Davis, M.B. 1975. Post-glacial history of Mirror Lake and its watershed in New Hampshire, USA: an initial report. *Internationale Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie Verhandlungen* 19: 982- 993.
- Liu, K. and Lam, N.S. 1985. Paleovegetational reconstruction based on modern and fossil pollen data: an application of discriminant analysis. *Annals of the Association of American Geographers*, 75 (1): 115-130.
- Leng, M.J.; Metcalfe, S.E. and Davies, S.J. 2005. Investigating Late Holocene climate variability in central Mexico using carbon isotope ratios in organic materials and oxygen isotope ratios from diatom silica within lacustrine sediments. *Journal of Paleolimnology*, 34: 413-431.

- Lozano-García S. 1996. La vegetación del Cuaternario tardío en el centro de México: registros palinológicos e implicaciones paleoclimáticas. *Boletín de la Sociedad Botánica de México*, 58: 113-128.
- Lozano-García, S.; Caballero, M.; Ortega, B. Rodríguez, A.; and Sosa 2007. Tracing the effects of the Little Ice Age in tropical lowlands of Eastern Mesoamerica. *Proceedings of the National Academy of Science*, 104 (41): 16200-16203.
- Lozano-García, S.; Caballero, M.; Ortega, B.; Sosa, S.; Rodríguez, A.; Schaaf, P. 2010. Late Holocene palaeoecology of Lago Verde: evidence of human impact and climate change in the northern limit of the neotropics during the late formative and classic periods. *Vegetation History Archaeobotany*, 19: 177–190.
- Lozano-García S., and Ortega-Guerrero, B. 1994. Palynological and magnetic susceptibility records of Lake Chalco, central México. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109: 177-191.
- Lozano-García, S., and Ortega-Guerrero, B. 1998. Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico; correlation between Texcoco and Chalco basins. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 99: 77-93.
- Lozano-García S., Ortega-Guerrero, B., Caballero-Miranda, M., and Urrutia-Fucugauchi, J. 1993. Late Pleistocene and Holocene Palaeoenvironments of Chalco Lake, Central Mexico. *Quaternary Research*, 40: 332-342.
- Lozano-García, S., Sosa-Nájera, S., Sugiura, Y., Caballero, M., 2005. 23,000 yr of vegetation history of the Upper Lerma, a tropical high-altitude basin in Central México: *Quaternary Research* 64: 70– 82.
- Lozano-García, S.; Torres-Rodríguez, E.; Ortega, B.; Vázquez, G.; Caballero, M. 2013. Ecosystem responses to climate and disturbances in western central Mexico during the late Pleistocene and Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.12.006>
- Lozano-García, S. and Vázquez-Selem, L. 2005. A high-elevation Holocene pollen record from Iztaccíhuatl volcano, central Mexico. *The Holocene* 15 (3): 329-338.
- Lozano-García, S; and Xelhuantzi-López, S. 1997. Some problems in the late Quaternary pollen records of Central Mexico: Basins of Mexico and Zacapu. *Quaternary International*, Vol. 43/44: 117-123.
- Lozano, R. and Bernal, J.P. 2005. Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 22. No. 3:329-344.
- Mac, R.N.; Rutter, N.W.; Bryant, J.R.V.M. and Valastro, S. 1978. Reexamination of postglacial vegetation history in Northern Idaho Hager Pond, Bonner Co. *Quaternary Research*, 10: 241-255.

- Magaña, O.V. 1999. Los impactos del niño en México. Universidad Nacional autónoma de México y Dirección General de Protección Civil. Secretaría de Gobernación. México. 229pp.
- Magaña, O.V.; Amador, J.A.; Medina, S. 1999. The mid-summer drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 12: 1577-1588.
- Magaña, O.V.; Vázquez, J.L.; Perez, J.L. and Perez, J.B. 2003. Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geofísica Internacional*, 42: 313-330.
- Marchant, R. and Taylor, D. 2000. Pollen representivity of montane forest taxa in south-west Uganda. *New Phytology*, 146: 515-525.
- Martín, V.J. 2003. El tiempo y el clima. Cuadernos de Medio Ambiente. Editorial Rubes, S.L. España. 127p.
- Mckenzie, D. 2004. La historia del fuego y su relación con el clima. In: Lourdes Ruiz Villers y Jorge López Blanco (eds.). Incendios forestales en México. Métodos de evaluación. Universidad Nacional Autónoma de México. Centro de Ciencias de la Atmósfera. 13-28pp.
- Medeanic, S and Bagatin, S.M. 2010. Indicative value of non-pollen palynomorphs (NPPs) and palynofacies for palaeoreconstructions: Holocene peat, Brazil. *International Journal of Coal Geology*, 84:248-257.
- Medina-Elizalde, M.; Burns, S.J.; Lea, D.W.; Asmeron, Y.; von Gunten, L.; Polyak, V.; Vuille, M.; Karmalkar, A. 2010. High resolution stalagmite climate record from the Yucatán Peninsula spanning the Maya terminal classic period. *Earth and Planetary Science Letters*, 298: 255-262.
- Medina-Elizalde, M.; and Rholing, E.J. 2012. Collapse of Classic Maya civilization related to modest reduction in precipitation. *Science*, 335: 956-959.
- Meighan, C.W. 1976. The Archaeology of Amapa, Nayarit. *Monumenta Archaeologica 2*. The Institute of Archaeology, University of California, Los Angeles.
- Mendoza, B.; García-Acosta, V.; Velasco, V.; Jáuregui, E.; Sandoval-Díaz, R. 2007. Frequency and duration of historical droughts from the 16th to the 19th centuries in the Mexican Maya lands, Yucatán Peninsula. *Climatic Change*, 83: 151-168.
- Mendoza, B.; Jáuregui, E.; Sandoval-Díaz, R.; García-Acosta, V.; Velasco, V.; Cordero, G. 2005. Historical droughts in Central México and their relation with El Niño. *Journal of Applied Meteorology*, 14: 709-716.
- Metcalfe, S.E. 1995. Holocene environmental change in the Zacapu Basin, Mexico: a diatom-based record. *Holocene*, 5: 196-208.
- Metcalfe, S. E.; Bimpson, A.; Courtice, A. J.; O'Hara, S. L. O. and Taylor, D. M. 1997. Climate change at the monsoon /westerly boundary in Northern Mexico. *Journal of Paleolimnology*, 17: 155-171.

- Metcalfe, S.E.; Davies, S.J.; Braisby, J.D.; Leng, M.J.; Newton, A.J.; Terrett, N.L.; O'Hara, S.L. 2007. Long and short-term change in the Pátzcuaro Basin, central Mexico: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 247: 272–295.
- Metcalfe, S.E. and Hales, 1994. Holocene diatoms from a Mexican crater lake La Piscina de Yuriria. *Memoirs of the California Academy of Sciences*, 17: 501-505.
- Metcalfe, S.E.; O'Hara, S.L.; Caballero, M.; Davies S.J. 2000. Records of Late Pleistocene-Holocene climatic change in Mexico - a review. *Quaternary Science Review*, 19: 699-721.
- Metcalfe, S. E., Say, A.; Black, S.; and O'Hara, S. 2002. Wet conditions during the Last Glaciations in the Chihuahuan Desert, Alta Babicora Basin, Mexico. *Quaternary Research*, 57: 91-101.
- Metcalfe, S. E., Street-Perrot, F. A., Brown, R. B. Hales, P. E., Perrot, R. A. and Steininger, F. M. 1989. Late Holocene human impact on lake basins in central Mexico. *Geoarchaeology*, 4: 119-141.
- Miranda, G. 2008. Génesis de Nayarit. www.nayaritas.net.
- Molinar del Villar, A. 1997. Impacto de epidemias y crisis agrícolas en comunidades indígenas y haciendas del México colonial (1737-1742), en Virginia García Acosta (coord.), *Historia de desastres en América Latina*, vol 1, cieras- La Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres en América Latina, Colombia, 1996. 195-220pp.
- Mosiño, P.A. and García, E. 1974. The Climate of Mexico. In: *Climates of North America*. Bryson and Hare, (eds). *Word Survey of Climatology 11* Elsevier Scientific Publishing Co. Amsterdam. pp. 345- 404.
- Mountjoy, J.B. 1970. Prehispanic Culture History and Cultural Contact on the Southern Coast of Nayarit, Mexico. Ph.D. dissertation, Southern Illinois University. University Microfilms, Ann Arbor
- Mountjoy, J.B. 2000. Prehispanic Cultural Developments along the Southern Coast of Western Mexico. In *Greater Mesoamerica*, edited by Michael S. Foster and Shirley Gorenstein, pp. 81–106. University of Utah Press, Salt Lake City.
- Moy, C.M.; Seltzer, G.O.; Rodbell, D.; Anderson, D.M. 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*, 420: 162–165.
- Munsell soil color chart. 1975. Edition Munsell color Company Inc. Maryland. USA.
- Neff, H.; Persall, D. M.; Jones, J. G.; Arrollo de Pieters, B.; Freidel, D. E. 2006. Climate change and populations history in the Pacific lowlands of Southern Mesoamerica. *Quaternary Research*, 65: 390-400.
- Nelson, S.A.; and Sánchez-Rubio, G. 1986. *Trans-Mexican Volcanic Belt field guide*: Geological Association of Canada, Volcanology Division, 180p.

- Ogden, J. 1974. The reproductive strategy of higher plants. II. The reproductive strategy of *Tussilago far-fara* L. *Journal Ecology*, 62: 291-324.
- O'Hara, S.L., Street-Perrot, F.A. and Burt, T.P. 1993. Accelerated erosion around a Mexican highland lake caused by prehispanic agriculture. *Nature*, 362: 48-51.
- O'Hara, S.L., and Metcalfe, S.E. 1997. The climate of Mexico since the Azteca Period. *Quaternary International*, 43/44: 25-31.
- O'Hara, S.L., Metcalfe, S.E., and Street-Perrot, F.A. 1994. On the arid margin: The relationship between climate, humans and the environment. A review of evidence from the highlands of central Mexico. *Chemosphere*, 29 (5): 965-981.
- Ortega, E. F. y Castillo, C. G. (1996). El bosque mesófilo de montaña y su importancia forestal. *Ciencias Revista de difusión, Facultad de Ciencias*. No. 32: 32-39.
- Ortega-Guerrero, B.; Caballero, C.; Lozano-García, S.; Israde, I.; Vilaclara, G. 2002. 52000 years of environmental history in Zacapu Basin, Michoacan, Mexico: The magnetic record. *Earth and Planetary Science Letters*, 202: 663-675.
- Ortega-Guerrero, B.; Vázquez-Castro, G.; Caballero, M.; Israde, I.; Lozano-García, S.; Schaaf, P.; Torres, E. (2010) Late Pleistocene: Holocene record of environmental changes in Lake Zirahuén, Central Mexico. *Journal of Paleolimnology*, 44: 745–760.
- Ortega-Guerrero, B., Thompson, R., and Urrutia-Fucugauchi, J. 2000. Magnetic properties of lake sediments from Lake Chalco, Central Mexico, and their palaeoenvironmental implications. *Journal of Quaternary Science*, 15 (2): 127-140.
- Ortega-Rosas, C.I., 2003. Palinología de la Ciénega de Camilo: datos para la historia de la vegetación y el clima del Holoceno medio y superior en el NW de la Sierra Madre Occidental, Sonora, Mexico. Master thesis, Universidad Nacional Autónoma de México, México DF, 109p.
- Ortega-Rosas, C.I.; Peñalba, M.C.; Guiot, J. 2008. Holocene altitudinal vegetation belts and environmental changes in the Sierra Madre Occidental, Northwestern México, based on modern and fossil pollen data. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 151: 1-20
- O'Sullivan, P. O. 1983. Annually-laminated lake sediments and the study of Quaternary environmental changes- A review. *Quaternary Science Reviews*, 1: 245-313.
- Overpeck J. T. Webb T. III and J. T. Prentice. 1985 Quantitative interpretation of fossil pollen spectra: dissimilarity coefficients and the method of modern analogs. *Quaternary Research*, 23: 87-108.
- Palacios-Chávez, R. 1977. Lluvia de polen moderno en diferentes habitats del Valle de México. *Boletín de la Sociedad Botánica de México*, 36: 45-69.

- Peet, R.K.; Knox, R.G.; Case, J.S.; and Allen. R.B. 1988. Putting Things in Order: The Advantages of Detrended Correspondence Analysis. *American Naturalist*, 924-934.
- Pérez-Cruz, L. 2006. Climate and ocean variability during the middle and late Holocene recorded in laminated sediments from Alfonso Basin, Gulf of California, México. *Quaternary Research*, 65: 401-410.
- Peterson, L.C., Haug, G.H., Haughen, K.A., Röhl, U., 2000, Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. *Science*, 290: 1947-1951.
- Peterson, L.C., Haug, G.H. 2006, Variability in the mean latitude of Atlantic Intertropical Convergence Zone as recorded by riverine input of sediments to the Cariaco Basin (Venezuela). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234: 97-113.
- Piperno, D. R.; Moreno, J.E., Iriarte, J. I.; Holst, M.; Lachniet.; Jones, J.G.; Ranere, A.J.; and Castanzo, R. 2007. Late Pleistocene and Holocene environmental history of the Iguala Valley, Central Balsas Watershed of Mexico. *Proceedings of the National Academy of Science*, 104 (29): 11874–11881.
- Poore, R. Z.; Pavich, M.J.; Grissino-Mayer, H.D. 2005. Record of the North American southwest monsoon from Gulf of Mexico sediment cores. *Geology*, 33 (3):209-212.
- Poore, R. Z.; Quinn, M. T. and Verardo, S. 2004. Century scale movement of the Atlantic Intertropical Convergence Zone linked to solar variability. *Geophysical Research Letters*, 31: L12214.
- Prentice, C. 1985. Pollen representation, Source area and Basin Size: Toward Unified Theory of Pollen Analysis. *Quaternary Research*, 23: 76-86.
- Prentice, C. 1988. 2. Records of vegetation in time and space: the principles of pollen analysis. In Huntley, B. & Webb, T. III. (eds) *Vegetation History*. Kluwer Academic Publishers. Netherlands, 17-41pp.
- Ramos, J.; y López, L. 1996 Datos preliminares sobre el descubrimiento de una tumba de tiro en el sitio de Huitzilapa, Jalisco. En *Ancient Mesoamerica*, 7. Cambridge, University Press. 121-134pp.
- Reyes, S.; Douglas, M. W. y Maddox, R. A. 1994. El monzon del suroeste de norteamerica (TRAVASON/SWAMP).- *Atmósfera*, 7: 117-137.
- Rodríguez-Castañeda y Rodríguez Torres, 1992. Geología, estructural y estratigrafía del área entre Guadalajara y Tepic, Estados de Jalisco y Nayarit, México. UNAM, Instituto de Geología, *Revista*, 10: 99-110.
- Rojas, M.J. 1991. Estudio de la flora y la vegetación acuática vascular del lago de Cuitzeo, Michoacan. Tesis de licenciatura, Facultad de Ciencias. Universidad Nacional Autónoma de México. 78p.

- Romanek, C.S; Grossman, E.L; and Morse, JW. 1992. Carbon isotopic fractionation in synthetic aragonite and calcite: Effects of temperature and precipitation rat. *Geochimica et Cosmochimica acta* 56: 419-430.
- Romero-Centeno R.; and Zavala-Hidalgo, J.; Gallegos-James, A.; O'Brien J. 2003 NOTES AND CORRESPONDENCE. Isthmus of Tehuantepec Wind Climatology and ENSO Signal. *Journal of Climate*, 16: 2628-2639.
- Rosenmeier, M. F.; Hodell, D. A.; Brenner, M.; Curtis, J. H., and Guilderson, T. P. 2002. A 4000-year lacustrine record of environmental change in the southern Maya lowlands, Petén, Guatemala. *Quaternary Research*, 57: 183-190.
- Roy, P.D., Caballero, M., Lozano, R., Smykatz-Kloss, E., 2008, Geochemistry of late quaternary sediments from Tecocomulco lake, central Mexico: Implication to chemical weathering and provenance: *Chemie der Erde Geochemistry*, 68: 383-393.
- Roy, P.D.; Caballero, M.; Lozano S.; Morton, O.; Lozano, R.; Jonathan, M.P; Sánchez J.L.; Macías, M.C. 2012a. Provenance of sediments deposited at paleolake San Felipe, western Sonora Desert: Implications to regimes of summer and winter precipitation during last 50 cal kyr BP. *Journal of Arid Environments* xxx: 1-12
Doi:10.1016/j.jaridenv.2012.01.008.
- Roy, P.D.; Muthuswamy P.J., Pérez-Cruz, L.L., Sánchez-Córdova, M.M.; Quiroz-Jiménez J.D. and Romero, F.M. 2012b. A millennial-scale Late Pleistocene–Holocene palaeoclimatic record from the western Chihuahua Desert, Mexico. *Boreas*. DOI 10.1111/j.1502-3885.2012.00266.x
- Rull, V.; López-Saéz J.A.; Vegas-Vilarrúbia, T. 2008. Contribution of non-pollen palynomorphs to the paleolimnological study of a high-altitude Andean lake (Laguna Verde Alta, Venezuela). *Journal of Paleolimnology*, 40: 399–411.
- Rzedowski, J. 1978. *Vegetación de México*. Ed. LIMUSA. México. 431pp.
- Rzedowski, J. 1970. Notas sobre el bosque mesófilo de montaña en el Valle de México. *Anales de la Escuela Nacional de Ciencias Biológicas*, 18: 91-106.
- Rzedowski, J. 1996. Análisis preliminar de la flora vascular de los bosques mesófilos de montaña de México. *Acta Botánica Mexicana*, 35: 25-44.
- Rzedowski, J. 1998. Diversidad y orígenes de la flora fanerogámica de México. En Ramamoorthy, T.P., R. Bye, A. Lot y J. Fa (eds.), *Diversidad biológica de México: orígenes y distribución*. Instituto de Biología, UNAM, México. 129-145pp.
- Rzedowski, J. 2006. *Vegetación de México*. 1ª Edición digital, Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. México. 504 p.
- Seager, R.; Graham, N.; Herweijer, C.; Gordon, A. L., Kushnir, Y.; Cook, E. 2007 Blueprints for Medieval hydroclimate doi:10.1016/j.quascirev.2007.04.020.

- Sedov, S; Lozano-García, S; Solleiro-Rebolledo, E; McClung de Tapia, E; Ortega-Guerrero, B; Sosa-Nájera, S. 2010. Tepexpan revisited: A multiple proxy of local environmental changes in relation to human occupation from a paleolake shore section in Central Mexico. *Geomorphology*, 122: 309–322.
- Senstrud, Gall, Mullen, Howard 1995. *Model Climatology of the Mexican Monsoon*. American Meteorological Society, 1775- 1794.
- Serrano, H.D.E.; 2004. *Procesos termodinámicos en el lago volcánico de Santa María del Oro, Nayarit*. Tesis para obtener el grado de Doctor en Ciencias (Oceanografía Física). Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, UNAM. 95p.
- Shen, C.; Liu, K.; Tang, L.; and Overpeck, T.J. 2008. Numerical analysis of modern and fossil pollen data from the Tibetan Plateau. *Annals of the Association of American Geographers*, 98: 755-772.
- Sosa-Nájera, S. 2001. *Registro palinológico del Pleistoceno tardío-Holoceno en el extremo meridional de la Cuenca de México: Paleoambientes e inferencias paleoclimáticas*. Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias, UNAM. México. 115p.
- Sosa-Nájera, S.; Lozano-García, S.; Roy, P.D.; Caballero, M. 2010. Registro de sequías históricas en el occidente de México con base en el análisis elemental de sedimentos lacustres: El caso del lago de Santa María del Oro. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62 (3): 437-451
- Stahle, D.W.; Cook, E.R.; Cleveland, M.K.; Therrell, M.D.; Meko, D.M.; Grissino-Mayer, H.D.; Watson, E.; and Luckman, B.H. Tree-ring data document 16 th Century megadrought over North America. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 81 (12): 121-125.
- Stahle, D.W.; Villanueva-Diaz, J.; Burnette, D.J.; Cerano-Paredes, J.; Heim, Jr. R.R. Fye, K.F.; Acuña-Soto, R.; Therrell, M.D.; Cleaveland, M.K.; and Stahle, D. K. 2011. Major Mesoamerican droughts of the past millennium. *Geophysical Research Letters*, 38: L05703, doi:10.1029/2010GL046472.
- Stockmarr, J. 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*, 13 (4): 515-621.
- Strong A.E.; Eadie, B.J. 1978. Satellite observations of calcium carbonate precipitations in the Great Lakes. *Limnology and Oceanography*, 23 (5): 877-887.
- Street-Perrott, F. A. and Harrison, S. P., 1985. Lake levels and climate reconstruction. In *Paleoclimate Analysis and Modeling* (A.D. Hecht, ed.), John Wiley, New York, 291-340.
- Sugita, S. 1994. Pollen representation of vegetation in Quaternary sediments: theory and method in patchy vegetation. *Journal of Ecology*, 82: 881-897.
- Taft, J.B.; Anderson, R.C.; and Iverson, L.R. 2009. Chapter 4. *Vegetation Ecology and Change in Terrestrial Ecosystems*. Illinois Natural History Survey. Special Publication 30: *Canaries in the Catbird Seat: The past, present and future of*

- biological resources in a changing environment. Taylor, C.A. and Warwick, CLE (ed). 35-72pp.
- Talbot, M.R.; and Kelts, K. 1986. Primary and diagenetic carbonates in the anoxic sediments of Lake Bosumtwi Ghana. *Geology*, 14: 912-916.
- Tauber, H. 1967. Investigations of the mode of pollen transfer in forested areas. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 3: 277-286.
- Therrell, M.D., Stahle, W.D., and Acuña-Soto, R., 2004, Aztec drought and the "course of one rabbit": *BAMS*, 1263-1272.
- Therrell, M.D., Stahle, W.D., Villanueva-Díaz, J., Cornejo-Oviedo, and Cleveland M.K., 2006, Tree ring reconstructed maize yield in Central Mexico: 1474-2001. *Climatic Change*, 74: 493-504.
- Téllez, V.O. 1995. Flora, Vegetación y Fitogeografía de Nayarit, México. Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias. Universidad Nacional Autónoma de México. 165p.
- Thompson R. 1980. Use of the word "influx" in palaeolimnological studies *Quaternary Research*, 14 269–270pp.
- Tormo, M.R.; Muñoz, R.A.; Silva, P.I.; Gallardo, L.F. 1996. Pollen production in anemophilous trees. *Grana*, 35: 38-46.
- Torrescano, N.; Islebe, G.A.. 2006. Tropical forest and mangrove history from southeastern Mexico: a 5000 yr pollen record and implications for sea level rise. *Vegetation History Archaeobotany*, 15: 191–195.
- Torres-Rodríguez, E.; Lozano-García, S.; Figueroa-Rangel, B.L.; Ortega-Guerrero, B y Vázquez-Castro, G. 2012. Cambio ambiental y respuestas de la vegetación de los últimos 17,000 años en el centro de México: el registro del lago de Zirahuén. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(3): 764-778.
- Tovar-González, R.C. 1987. Lluvia de polen en el volcán Popocatepetl: un estudio a lo largo de un transecto altitudinal. Tesis para obtener el título de Biólogo, Facultad de Ciencias, Universidad, Nacional Autónoma de México. México. 75p.
- Townsend, R. 1998. Before Gods, Before Kings. En *Ancient West Mexico: Art and Archaeology of the Unknown Past*, editado por R.F. Townsend, pp. 107-136. The Art Institute of Chicago, Chicago.
- Urrutia-Fucugauchi, J.; Lozano-García, M. S.; Ortega-Guerrero, B. and Caballero-Miranda, M. 1994. Palaeomagnetic and palaeoenvironmental studies in the southern basin of Mexico-I. Volcanosedimentary sequence and basin structure of Chalco lake. *Geofísica Internacional*, 33 (3): 421-430.
- Urrutia-Fucugauchi, J.; Lozano-García, M.S.; Ortega-Guerrero, B. and Caballero-Miranda, M. 1995. Palaeomagnetic and palaeoenvironmental studies in the southern basin of Mexico-II Late Pleistocene Chalco lacustrine record. *Geofísica Internacional*, 34 (1): 33-53.

- Valero-Garcés, B.L.; Laird, K.R.; Fritz, S.C.; Kelts, K. and Ito, E. and Grimm, E.C. 1997. Holocene climate in the Northern Great Plains inferred from sediment stratigraphy, stable isotopes, carbonate geochemistry, diatoms and pollen at Moon Lake, North Dakota. *Quaternary Research*, 48: 359-369.
- Van Geel, B. 1978. A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and The Netherlands. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 25: 1–120.
- Van Geel, B.; and Van der Hammen, T. 1978. Zygnemataceae in Quaternary Colombian sediments. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 25: 377–392.
- Vázquez-Castro, G. 2004. Caracterización de los sedimentos del Holoceno tardío del Lago Santa María del Oro, Nayarit, utilizando métodos de magnetismo ambiental. Tesis para obtener el grado de Maestro en Ciencias (Física del Interior de la Tierra). Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM. 153p.
- Vázquez-Castro, G.; Ortega-Guerrero, B.; Davies, S.J.; Aston, B.J. 2010. Registro sedimentario de los últimos ca. 17000 años del lago de Zirahuén, Michoacán, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62 (3): 325-343.
- Vázquez-Castro, G.; Ortega-Guerrero, B.; Rodríguez, A.; Caballero, M.; y Lozano-García, S. 2008. Mineralogía magnética como indicador de sequía en los sedimentos lacustres de los últimos ca. 2,600 años de Santa María del Oro, occidente de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25 (1): 21-38.
- Velázquez-Durán, R. 1999. Palinología en relación a los ambientes de los últimos 35,000 años en el lago de Cuitzeo, Michoacán, México. Tesis de licenciatura. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
- Verma, S.P.; Lozano-SantaCruz, R.; Girón-García, P. y Velasco, F. 1996. Calibración preliminar de Fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas. *Actas INAGEQ*, 2: 237-242.
- Villanueva-Díaz, J.; Cerano, P.C.; Stahle, W.D.; Luckman, H.B.; Therrell, M.D. 2006. Historical droughts in north-central Mexico. *INIFAP*: 1-5.
- Villanueva-Díaz, J.; Fulé, P.Z.; Cerano, P.C.; Estrada, A.J.E Sánchez, C.I. 2009. Reconstrucción de la precipitación estacional para el barlovento de la Sierra Madre Occidental con anillos de crecimiento de *Pseudotsuga menziesii* (Mirb.) Franco. *Rev.Ciencia Forestal en México*, 34 (105): 39-71.
- Villanueva-Díaz, J.; Luckman, H.B.; Stahle, W.D.; Therrell, M.D.; Cleveland M.K. Cerano, P.C.; Gutiérrez-García, G.; Estrada-Avalos, J.; Jasso-Ibarra, R. 2005. Hydroclimatic variability of the upper Nazas basin: Water management implications for the irrigated area of the Comarca Lagunera, México. *Dendrocronología*, 22: 215-223.
- Villanueva-Díaz, J.; Stahle, D.W.; Luckman, B.H.; Cerano-Paredes, J.; Therrell, M.D.; Cleveland, M.K.; Cornejo-Oviedo, E. 2007. Winter-spring precipitation reconstructions from tree rings for northeast México. *Climatic Change*, 83: 117-131.

- Wang, C.; Fiedler, P. 2006. ENSO variability and the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69: 239-266.
- Webster, J.W.; Brook, G. A.; Railsback, L. B.; Cheng, H.; Edwardw, R. L.; Alexander, C.; Reeder, P. P. 2007. Stalagmite evidence from Belize indicating significant droughts at the time of Preclassic abandonment, the Maya hiatus, and the Classic Maya collapse. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 25: 1-17.
- Wetzel, R.G. 1975. *Limnology*. W. B. Saunders Company. Ontario, Canadá. 743 pp.
- Wetzel, R. G. 2001. *Limnology. Lake and river ecosystems*. Academic Press, San Diego. 750pp.
- Williams, E. *El Antiguo Occidente de México: Un Área Cultural Mesoamericana*. FAMSI (Fundación para el Avance de los Estudios Mesoamericanos. INC). <http://www.famsi.org/spanish/research/williams/>
- Woodhouse, A.C. and Meko, D. 1997. Number of winter precipitation days reconstructed from southwestern tree rings. *Journal of Climate*, 10: 2663-2669.
- Zar, J.H. 1999. *Biostatistical Analysis*, 4th ed. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ. 662 pp., plus appendices.