



UNIVERSIDAD MICHOACANA DE
SAN NICOLÁS DE HIDALGO

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES METALÚRGICAS
MAESTRÍA EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

“EFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO Y LAS VARIACIONES DEL NIVEL DEL
MAR SOBRE LA VEGETACIÓN COSTERA DE CHIAPAS, MÉXICO DURANTE
EL HOLOCENO MEDIO Y TARDÍO”

TESIS

Que para obtener el grado de:

MAESTRA EN CIENCIAS

PRESENTA

DULCE MARÍA BOCANEGRA RAMÍREZ.

ASESORA

Doctora en Ciencias en Ecología y Desarrollo

Sustentable GABRIELA DOMÍNGUEZ VÁZQUEZ.

Morelia, Michoacán Julio del 2014.

Dedicada a las personas más importantes de mi vida

A mi Hijo Brandon por ser la luz de mi vida, mi razón de seguir luchando y tratar de ser mejor día a día.

A mis papas Esperanza Ramírez y Armando Bocanegra por todo el apoyo que me brindan, me brindaron y me brindaran.

A mi esposo Eduardo Gómez por todo el apoyo que me brindas y por siempre contar contigo.

A mis hermanos Pao, Gabby y Cesar por todo el tiempo que hemos compartido juntos

Mil Gracias ocupan el 99.9% de mi corazón los quiero mucho.

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada (331412) durante el periodo 2012-2014.

A la Coordinación de la Investigación Científica CIC 2013 por el proyecto vulnerabilidad ante el ENSO de la zona Sierra Madre- costa de Chiapas durante los últimos dos mil años otorgado a la Dra. Gabriela Domínguez Vázquez.

A mi asesora de tesis la Dra. Gabriela Domínguez Vázquez por el apoyo para la realización de la investigación, por los nuevos conocimientos enseñados, por la paciencia que me tuvo y sobre todo por confiar en mí muchísimas gracias.

A mis sinodales la Dra. Isabel Israde Alcántara, Dra. Sabina Irene Lara Cabrera, Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy, Dr. Cuauhtémoc Sáenz Romero y Dr. Miguel Morales Gámez, por su tiempo invertido en la revisión del trabajo y sobre todo por sus valiosas aportaciones para mejorar la tesis muchas gracias.

Al M.C Neftalí Raso Pérez y M.C Valerio Castro López por todo el gran apoyo en la realización de este trabajo infinitamente gracias.

A la UNAM campus Morelia y a la Dra. Bertha Aguilar Reyes por su apoyo e instalaciones facilitadas para realización del análisis de susceptibilidad magnética.

A la Universidad Nacional de Taipéi Taiwán por el apoyo en los análisis de geoquímica isotópica.

Al Dr. Miguel Morales Gámez y Oscar Martínez por su apoyo en la realización del análisis de carbón orgánico e inorgánico y al Dr. Pedro Corona Chávez por sus consejos y proporcionar el espacio del laboratorio de Petrología y Mineralogía de la UMSNH muchas gracias.

A todos mis compañeros de la maestría por sus consejos, apoyo y por los momentos de diversión que compartimos, especial mente a René Olivares, Victoria Gómez y Érica Garduño.

A todos y cada uno de las personas que aprecio y me aprecian, haciendo que mi vida sea más amena muchas gracias especial mente a mi familia, a mis amigas Gladis Ramírez y Marisol López que sean vuelto parte de mi familia.

ÍNDICE

ÍNDICE	4
RESUMEN.....	7
ABSTRACT.....	8
1. INTRODUCCIÓN.....	9
2. MARCO TEÓRICO.....	12
2.1. TÉCNICAS PALEOAMBIENTALES.....	12
2.2. VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR Y EVENTOS EXTREMOS QUE AFECTAN LAS COSTAS	14
2.3. INFLUENCIA DE LA SALINIDAD SOBRE LA VEGETACIÓN	17
2.4. CONDICIONES CLIMÁTICAS DURANTE EL HOLOCENO MEDIO Y TARDÍO.....	18
3. ÁREA DE ESTUDIO.....	21
3.1. UBICACIÓN GEOGRÁFICA.....	21
3.1.1. Localización	21
3.1.2. Fisiografía e Hidrología.....	23
3.1.3. Geomorfología.....	24
3.2. MARCO GEOLÓGICO DE TONALÁ CHIAPAS.....	25
3.3. CLIMA Y VEGETACIÓN.....	26
4. JUSTIFICACIÓN	33
5. HIPÓTESIS Y OBJETIVOS	34
5.1. OBJETIVO GENERAL.....	34
5.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	34
5.3. HIPÓTESIS.....	34
6. METODOLOGÍA.....	35
6.1. TRABAJO DE CAMPO.....	35
6.2. TRABAJO DE LABORATORIO	35
6.2.1. Estratigrafía.....	35
6.2.2. Susceptibilidad magnética.....	36
6.2.3. Carbón orgánico e inorgánico.....	36
6.2.4. Análisis palinológico	37
7. RESULTADOS	39
7.1. RESULTADOS DE LAS MUESTRAS DE LA LAGUNA LA JOYA.....	39
7.1.1. Estratigrafía de la laguna La Joya.....	39

7.1.2. Geocronología isotópica de ¹⁴ C de la laguna La Joya Chiapas, México.....	42
7.1.3. Análisis polínico de la laguna La Joya Chiapas, México.....	43
7.1.4. Análisis del carbón orgánico (CO) e inorgánico (CI) por el método de pérdida por ignición (LOI por sus siglas en inglés).	48
7.1.5. Susceptibilidad magnética de la laguna La Joya Chiapas, México	51
7.2. RESULTADOS DEL ESTERO EL CIEGÓN DE LA COSTA DE CHIAPAS, MÉXICO.....	53
7.2.1. Estratigrafía del estero El Ciegón.	53
7.2.2. Geocronología isotópica de ¹⁴ C del estero El Ciegón Chiapas, México.....	56
7.2.3. Análisis polínico del estero El Ciegón Chiapas, México.....	57
7.2.4. Carbón orgánico e inorgánico del estero El Ciegón por el método perdida por ignición.	64
7.2.5. Análisis de Susceptibilidad magnética del estero El Ciegón de la costa de Chiapas, México.	67
8. DISCUSIÓN.....	69
8.1. VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR EN LA COSTA DE CHIAPAS, MÉXICO.....	69
8.2. VEGETACIÓN: APORTE REGIONAL Y DE CULTIVOS.	73
8.3. EVENTOS CLIMÁTICOS Y DE ALTA ENERGÍA.....	75
8.4. COMPARACIÓN DE AMBOS NÚCLEOS.....	77
9. CONCLUSIONES.....	81
10. REFERENCIAS	83

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Fechamientos isotópicos de ¹⁴ C de la laguna La Joya Chiapas, México y su calculó calibrado en años antes del presente (a.P.).....	42
Tabla 2 Fechamientos isotópicos de ¹⁴ C del estero El Ciegón Chiapas, México calibrado en años antes del presente (a.P).	56

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa del relieve del municipio de Tonalá en Chiapas, México (Tomado de INEGI 2005).....	21
Figura 2. Mapa de localización de la laguna La Joya y el estero El Ciegón Chiapas, México.	23

Figura 3. Mapa de uso de suelo y vegetación del municipio de Tonalá (tomado de INEGI 2005).	27
Figura 4. Columna estratigráfica (275 cm a 0 cm) de la laguna la Joya costa de Chiapas.....	41
Figura 5. Curva de edad y tasa de sedimentación de la laguna La Joya Chiapas, México.....	43
Figura 6. Diagrama polínico de los principales taxa encontrados en la laguna La Joya de Chiapas, México.	47
Figura 7. Carbón orgánico de la laguna La Joya Chiapas, México.....	48
Figura 8. Carbón inorgánico de la laguna La Joya Chiapas, México.....	50
Figura 9. Análisis de susceptibilidad magnética comparada con la columna estratigráfica de la laguna La Joya.....	52
Figura 10. Columna estratigráfica (200 cm-0 cm) del estero El Ciegón costa de Chiapas.	55
Figura 11. Curva de edad y tasa de sedimentación del estero El Ciegón Chiapas, México.	57
Figura 12. Diagrama polínico de los principales taxa encontrados en el estero El Ciegón Chiapas, México.	63
Figura 13. Carbón orgánico del estero El Ciegón Chiapas, México.....	65
Figura 14. Carbón inorgánico del estero El Ciegón Chiapas, México.....	66
Figura 15. Análisis de susceptibilidad magnética comparada con la columna estratigráfica del estero El Ciegón.	68
Figura 16. Comparación de estratigrafía y susceptibilidad magnética de los núcleos analizados.	79
Figura 17. Resumen polínico de tipos de vegetación de la laguna La Joya y el estero El Ciegón costa de Chiapas, México.	80

RESUMEN

La costa de Chiapas se extiende por el Pacífico Sur Mexicano, donde se localizan varios sistemas lagunares-estuarinos, los cuales son sensibles a cambios climáticos y a su vez son sitios donde convergen las aguas de escorrentía y las aguas marinas. Un factor importante a considerar en esta zona costera es la ocurrencia de eventos extremos como tormentas y tsunamis. En el presente trabajo se realizó una reconstrucción paleoambiental a partir de dos núcleos extraídos de la zona costera, uno de la laguna La Joya (2.75 m de profundidad) y el otro del estero El Ciegón (2 m de profundidad). Se analizaron los cambios climáticos y las variaciones del nivel del mar durante el Holoceno medio y tardío, utilizando un enfoque multiproxy basado en análisis polínico, estratigrafía, carbón orgánico e inorgánico, susceptibilidad magnética y geoquímica isotópica. Los resultados obtenidos muestran que las oscilaciones del nivel del mar a partir del Holoceno medio modificaron la composición de la vegetación en la laguna La Joya y el estero El Ciegón con el aporte de agua salada a los sitios, indican que a los 1300 años cal a.P. ocurrió el cierre de la laguna La Joya impidiendo el aporte de agua marina, y en El Ciegón se estabilizó la vegetación de manglar en el mismo tiempo. Estos resultados indican que de continuar el cambio climático contemporáneo, aumentaría el nivel del mar provocando la migración y una posible extinción de la vegetación de manglar en el sitio. En la laguna La Joya la sedimentación muestra eventos de alta energía atribuidos a cambios climáticos durante el Holoceno medio (7100-4000 años cal a.P.). En la costa de Chiapas se registró la aparición de ocupación humana temprana entre los 7100 y los 6350 años cal a.P. en base a la presencia del polen de Cucurbitaceae.

Palabras clave: zona costera, cambios climáticos, eventos extremos, Holoceno.

ABSTRACT

The Chiapas Coast is extended by the Mexican South Pacific, where there are located several lagoon-estuary systems, which are sensible to climatic changes as at the same time where converge the rain waters coming from the mountain range waters and the marine waters. An important factor to considerate in this coast zone is the occurrence of extreme events such as torments and tsunamis. In this work, a paleoambience reconstruction was made from two extracted nucleos of the coast zone, one from de La Joya Lagoon (2.75 m depth) and the other from de El Ciegón estuary (2 m. depth). Climate changes and variations of the sea level were examined during the middle and the late Holocen, using a multi-proxi focus based on pollen analysis, estratigraphy, organic and inorganic charcoal, magnetic susceptibility and isotopic geochemistry analysis. The obtained results show that the oscilations of the sea level starting from the middle Holocen modified the composition of the vegetation in La Joya Lagoon and El Ciegón estuary with the aportation of salad water to those sites, indicate that in 1300 years cal b.P. occurred the closure of the La Joya Lagoon stoping the salad water aportation, and in the El Ciegón was estabilized the manglar vegetation at the same time. These results indicate that if the contemporary climatic changing continues, the sea level would rise provocating the migration and a posible extinction of the manglar vegetation in the site. In the La Joya Lagoon the sedimentation shows high energy events atributed to climatic changes during the middle Holocen (7100-4000 years cal BP). In the Chiapas coast was registered the appareance of early human ocupation between 7100 and 6350 years cal BP, based on the presence of the Cucurbitaceae pollen.

Clue words: coast zone, climatic changes, exteme events, Holocen.

1. INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas se ha recopilado evidencia suficiente para creer que el clima global está cambiando. Así, mientras los cambios en las condiciones ambientales pueden tener consecuencias serias por sí mismas, los principales impactos del cambio climático se sentirán en la variabilidad climática y en la ocurrencia de eventos extremos (*van Aalst, 2006*). En la literatura paleoclimática se menciona que uno de los acontecimientos más relevantes durante las últimas décadas, ha sido el reconocimiento de la complejidad climática del Holoceno, con la ocurrencia de cambios climáticos globales abruptos, los cuales han sido registrados en la escala del tiempo geológico en periodos del orden de cientos y miles de años, en el caso de los eventos del Holoceno corresponden a manifestaciones dentro de un ciclo climático dominante del orden de miles de años, el cual es independiente del mecanismo responsable del cambio climático glacial-interglacial (*Villa-Martínez, 2002*).

Ante un escenario incierto de cambio climático como el que actualmente enfrentamos, la reconstrucción paleoambiental resulta una herramienta muy útil para conocer tanto las variaciones en las condiciones ambientales en diferentes etapas del Holoceno y las consecuencias que sobre el “paleopaisaje” y los ecosistemas costeros ha tenido la variabilidad climática (*Meave y Kellman, 1994*). La evidencia de la variación climática global del pasado se encuentra en distintos indicadores o *proxies*. Los *proxies* son archivos naturales que por sus propiedades biológicas, físicas o químicas, proporcionan información, que pueden estar relacionadas con las condiciones ambientales presentes durante su formación (*Hillaire-Marcel y de Vernal, 2007*), entre ellos se encuentran polen fósil, diatomeas, gasterópodos, foraminíferos, isótopos de oxígeno, estratigrafía, etc. Los *proxies* se encuentran almacenados en sedimentos lacustres, estuarios, mares, hielo, etc., por esta razón, el material sedimentado

en el fondo de los lagos, nos permiten obtener el registro de los cambios ambientales, a través del estudio de microfósiles, de las características sedimentológicas, químicas y magnéticas de los mismos (*Smith y Bischoff, 1997; Israde- Alcántara et al. 2010; Osuna-Vallejo, 2012*). Las investigaciones palinológicas, son uno de los indicadores altamente utilizado en las reconstrucciones paleoambientales, ya que nos permiten reconocer la evolución, la migración y la extinción de las especies vegetales, así como su biodiversidad actual y pasada, eventos estrechamente relacionados con los cambios climáticos (*Van der Hammen, 1995*).

En los sistemas estuarinos mundiales encontramos las lagunas costeras que se caracterizan por su elevada productividad y biodiversidad. Sus variables químicas, físicas y biológicas tienen una dinámica particular determinada en gran medida por cuatro grandes componentes: (I) caudal y escurrimiento de los ríos, (II) entrada de agua marina y efecto de las mareas, (III) litología del lecho y transporte de sedimentos, (IV) y la atmósfera. Su alta productividad se debe al aporte de nutrientes, materia orgánica y sedimentos transportados por los cursos de agua tributarios (*Valdovinos et al., 2005*). En las costas tropicales los sedimentos de manglares conservan un registro continuo de las condiciones ambientales terrestres adyacentes, incluyendo la intensidad de las precipitaciones y la naturaleza de la cubierta vegetal (*Neff et al., 2006*). Este registro generalmente cubre solo los últimos 5000-7000 años a.P, a partir de la estabilización mundial del nivel del mar durante el Holoceno medio.

Los sedimentos costeros están influenciados por los cambios en el nivel del mar y por eventos marinos extremos como tsunamis, tormentas, huracanes y fenómenos meteorológicos relacionados con El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), que afectan el clima y los procesos de sedimentación, provocando cambios en la vegetación de la zona costera.

El presente trabajo se realizó en dos sitios de la costa de Chiapas, la laguna La Joya y el estero El Ciegón ambos pertenecientes al sistema lagunar de la localidad Cabeza de Toro, municipio de Tonalá Chiapas. El objetivo principal de este trabajo fue el de reconstruir los efectos que ocasionó el cambio climático y las variaciones del nivel del mar durante el Holoceno en los ecosistemas costeros del Pacífico Sur mexicano. Con la finalidad de contribuir al entendimiento que sobre los ecosistemas costeros ha ejercido la variabilidad climática y los cambios en el nivel del mar.

2. MARCO TEÓRICO.

2.1. TÉCNICAS PALEOAMBIENTALES.

El clima de la tierra ha sido y sigue siendo, por propia naturaleza, cambiante a lo largo del tiempo, por lo que la paleoclimatología, ciencia que estudia el clima pasado, nos proporciona las herramientas para entender estos cambios atmosféricos que han ocurrido a través del tiempo (*Creus Novau y Saz Sánchez, 2005*). El paleoclima se define como el clima que existió antes de que los seres humanos empezaran a hacer mediciones instrumentales de temperatura, precipitación, presión, velocidad y dirección de los vientos, etc. La paleoclimatología se basa en estudios de proxies, para inferir como fueron las condiciones climáticas y los procesos de cambio de las mismas. En algunas ocasiones se comparan los resultados obtenidos del proxy estudiado con algunas mediciones instrumentales, si ya se tienen, para el tiempo que se esté estudiando, con la finalidad de corroborar la información que se infiere del proxy.

Una de las técnicas más utilizadas en paleoclimatología es la disciplina que la botánica denomina palinología y que se encarga del estudio del polen tanto de épocas recientes como de épocas geológicas pasadas (*Sáenz, 1978*). El polen posee un alto rango de dispersión y conservación en sedimentos lacustres, además sus características morfológicas permiten su identificación a un alto nivel taxonómico (*Williams et al., 1993*). De esta forma se puede obtener una imagen muy cercana a la realidad de la vegetación de un sitio, que a su vez, es evidencia del clima prevaleciente en un tiempo dado (*Williams et al., 1993*).

Es indispensable en cualquier reconstrucción paleogeografía estudiar la estratigrafía del sitio donde se trabaja, puesto que proporciona herramientas para la interpretación de los eventos geológicos y paleoambientales ocurridos en el pasado, esto debido a que nos permite

reconstruir la historia de la Tierra, estableciendo una escala de tiempo geológico, que se basa en la identificación de los acontecimientos pasados y el orden sucesivo en el que ocurrieron (Cotillon, 1993). Los procesos registrados en los sedimentos, constituyen un archivo detallado de las variaciones climáticas, hidrológicas, sedimentológicas, geoquímicas y biológicas (Eugster y Kelts, 1983). En este sentido la estratigrafía nos permite determinar la edad relativa de los estratos, con base en las relaciones de depósito y el registro fósiles, edad que puede ser precisada por medio de una edad absoluta basada en técnicas de fechamiento isotópico. La susceptibilidad magnética se basa en la medición de la concentración de minerales ferromagnéticos (Evans y Heller, 2003), muchos de los sedimentos adquieren un magnetismo residual ambiental que puede ser medido, lo cual permite establecer variaciones climáticas y ambientales durante el depósito de los sedimentos en el lecho de los lagos, posteriormente los datos obtenidos por medio de esta técnica complementan los registros de polen, diatomeas y datos geoquímicos derivados del análisis de los sedimentos.

Las zonas costeras son sensibles a cambios climáticos principalmente por su hidrología, ya que son sitios donde convergen las aguas de escorrentía (lluvia) y las aguas marinas (marea). Las inundaciones están reguladas estacionalmente e influyen en la respuesta de distintos indicadores ambientales, tales como el Carbón Orgánico Total (COT) y CaCO_3 , no solo por la relación precipitación/evaporación, sino también por el aporte marino y cambios en la línea de la costa (Gutiérrez-Ayala et al., 2012). La presencia de COT es indicador del contenido de materia orgánica y de la productividad del sistema. Mientras que altas concentraciones de CaCO_3 indican una disminución en el balance de precipitación/evaporación, lo que puede interpretarse como condiciones de sequía (Smith y Bischoff, 1997; Israde-Alcántara et al. 2010; Ortega et al., 2010; Vázquez-Castro et al., 2008). Otra de las fuentes de acumulación

de carbonatos es la asociada a organismos calcáreos, como ostrácodos, gasterópodos, etc., que forman parte importante de la fauna asociada a los manglares (*Whitmore et al., 2005*). La acumulación de restos esqueléticos (bioclastos) de estos organismos está relacionada con cambios en la marea, así como eventos de transgresión marina (*Perry et al.2008*).

2.2. VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR Y EVENTOS EXTREMOS QUE AFECTAN LAS COSTAS

A lo largo de la historia climática del planeta se han registrado variaciones del nivel del mar. Antes de la última fase glacial (120 000 años) los niveles del mar se estima en 2-5 m más alto que la actualidad. Los niveles del mar cayeron durante la glaciación a un estimado de 130 m por debajo del nivel actual del mar (*Johnson, 2004*), y en el Holoceno medio con un nivel del mar de hasta 1.5 m por encima del nivel actual del mar (7700-2000 años a.P). Algunos autores mencionan que el nivel de mar comenzó a estabilizarse durante el Holoceno medio (*Kennett et al., 2010; Goman et al., 2005; Limaye et al., 2014*).

En la costa de la India investigaciones palinológicas demuestran que los manglares respondieron a los cambios ambientales debido a la afluencia de agua dulce controlados por las lluvias del monzón y a los cambios del nivel del mar, lo que llevó a cambios de la composición de especies. Mencionan que los niveles del mar más bajos, sobre todo en el Ultimo Máximo Glacial (UMG), reduce la superficie de manglares en gran medida, casi desapareciendo de la costa. Mientras que con la transgresión del mar ocurrida durante el Holoceno temprano (11000-9500 a.P.) y el incremento en la precipitación por el fortalecimiento de los monzones ocasionó un clima óptimo que ayudó a restablecer la cobertura de los manglares. El amplio desarrollo de los manglares en el Holoceno medio

(6500-4000 a.P.) a lo largo de la costa occidental de India coincidió con la estabilización global del nivel de mar y el óptimo climático del Holoceno. Sin embargo a partir de los 3500 a.P. reportan la disminución de la cobertura de manglar debido a la aridez, relacionado con el debilitamiento de los monzones (*Limaye et al., 2014*). En la costa norte de Tailandia los sedimentos responden a una regresión del nivel del mar del Holoceno temprano al tardío cambiando de un ambiente intermareal a uno de manglar moderno (*Rhodes et al., 2011*).

La evolución costera se piensa que es el resultado de procesos dinámicos graduales que resultan de la interacción entre las variables geofísicas como las corrientes marinas, las olas, el aporte de sedimentos y el cambio del nivel del mar (*Carter y Woodroffe, 1994*). Estos procesos graduales pueden ser interrumpidos por eventos extremos como las tormentas y los tsunamis, dejando a menudo evidencia sedimentaria y/o geomorfológica (*Hall et al., 2008*).

En los últimos años, el papel de los eventos extremos como tsunamis y tormentas en la conformación de la evolución costera y los cambios, ha sido cada vez más aceptado. Alrededor del mundo, los geólogos reconocen cada vez más las firmas de palaeotsunamis. En Australia la datación por radiocarbono en 39 sitios condujo a una propuesta de nueve eventos durante el Cuaternario, ocho de los cuales se produjo durante el Holoceno (*Courtney et al., 2012*). *Rhodes et al. (2011)* afirma que los ambientes de manglares son lugares potenciales para la preservación de los sedimentos asociados a paleotsunamis y deben considerarse como archivos viables en otros lugares, y sugieren que un tsunami se produjo entre 2720 y 4290 a.P. en la costa norte de Tailandia.

Durante el Holoceno medio y tardío registros en el mar Caribe infieren presencia de uno o varios tsunamis en los últimos 5000 años (intervalos de recurrencia 1000 años) y de ciclones

tropicales (intervalos de recurrencia de 10-100 años) en las Antillas de sotavento frente a la costa de Venezuela (*Engel y May, 2012*).

Las capas de arena y conchas en una secuencia sedimentaria continua en los yacimientos costeros reflejan condiciones de alta energía, provocados por eventos de tormentas o tsunamis (*Neff et al., 2006; Goman et al., 2005; Rhodes et al., 2011; Ramirez-Herrera et al., 2012*).

En México *Ramírez-Herrera et al. (2012)* reportan la presencia de dos tsunamis en Ixtapa-Zihuatanejo en los últimos 60 años, comentan la dificultad de distinguir entre depósito de tsunamis y de otros eventos de alta energía, como las mareas de tormenta o huracanes, indicando que para alcanzar dichos objetivos deben de utilizarse una serie de proxies. Mencionan que cambios marcados en la entrada de detritos, se indican mediante cambios en los valores de susceptibilidad magnética en los depósitos de tsunami y estos suelen llegar más metros tierra adentro que las tormentas o huracanes. Otra consideración es la frecuencia de tales eventos extremos, los tsunamis son menos frecuentes que las grandes tormentas. Datos históricos reportan que ocurrieron 19 huracanes en 57 años a lo largo de la costa pacífica de México (*NOAA, 2010*), y se esperaría ver numerosos depósitos de tormenta en el registro sedimentario, sin embargo no se observaron.

El fenómeno climático El Niño-Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés) es una alteración del sistema océano-atmósfera en el Pacífico Ecuatorial, que provoca fluctuaciones en la temperatura superficial del mar (*McPhaden, 2001*). Estas desviaciones de las temperaturas superficiales normales pueden tener impactos a gran escala no solo en los procesos oceánicos, sino también en el clima global y el cambio climático (*Magaña, 1999; NOAA, 2011*) afectando a los sistemas ecológicos y a las sociedades humanas a veces con

resultados catastróficos. En la costa de Oaxaca el registro estratigráfico de laguna Pastoría, indica un aumento en la actividad de huracanes en el Holoceno medio y tardío, posiblemente causado por el aumento de las frecuencias de El Niño (*Goman et al., 2005*).

2.3. INFLUENCIA DE LA SALINIDAD SOBRE LA VEGETACIÓN

Con el aumento del nivel del mar se incrementa la salinidad en las zonas costeras dificultando el desarrollo de hábitats poco tolerantes a la salinidad como humedales y marismas, migrando a zonas más altas o desapareciéndolas, afectando a las especies que viven en el hábitat. El aumento del nivel del mar también se asocia a mayor turbidez, a menor disponibilidad de nutrientes y a la disminución de la intensidad de la luz. Todas las especies tienen ciertas preferencias por el lugar donde viven, con base en las condiciones locales, como temperatura, la salinidad y la disponibilidad de alimentos y cuando estas condiciones cambian, en respuesta las plantas y los animales tienden a cambiarse a sitios con las condiciones adecuadas para ellos.

Los bosques de manglares, al igual que otros ecosistemas, están sujetas a diversos trastornos que varían en su naturaleza intrínseca (por ejemplo, geológicos, físicos, químicos, biológicos) en el tiempo y el espacio. Al habitar la interfaz entre la tierra y el mar en las latitudes bajas, los manglares ocupan un ambiente hostil, al ser todos los días sujetos a cambios de la marea, temperatura, del agua y exposición a variaciones en la salinidad, así como diversos grados de anoxia. Los manglares son altamente tolerantes a suelos salinos y por lo tanto, pueden presentar un alto grado de estabilidad ecológica (*Alongi, 2008*). La supervivencia depende de la composición y estructura de las comunidades de manglares en relación con el rango natural de las mareas; incluso un pequeño aumento en el nivel del mar inundaría manglares existentes. En las zonas áridas, donde los manglares crecen lentamente

debido a las altas concentraciones de sal, baja humedad, altas temperaturas y condiciones extremas de luz (*Cheeseman, 1994*), la salinidad es afectada por las lluvias y el alcance de la escorrentía de agua dulce.

2.4 CONDICIONES CLIMÁTICAS DURANTE EL HOLOCENO MEDIO Y TARDÍO.

El Holoceno es la última y actual época geológica del Cuaternario, es un periodo interglacial que comprende aproximadamente los últimos 10,500 años. Se dividió al Holoceno en tres etapas: Holoceno temprano, medio y tardío (*Roberts, 1998*). El Holoceno tardío abarca aproximadamente los últimos 4000 años y se distingue por presentar una gran variabilidad climática observada en estudios paleoclimáticos realizados alrededor del mundo.

Para el Sur de México se observa una amplia fluctuación climática. Para la Laguna Nája en Chiapas, se registró una sequía muy prolongada, (1,260 a.P. –730 a.P.) que con seguridad influyó en el colapso de la cultura Maya (*Domínguez-Vázquez e Islebe, 2008*), e infieren que las variaciones climáticas presentes en la zona lacandona desde el Pleistoceno y Holoceno han influenciado indudablemente la composición y distribución de la vegetación en el área.

Los estudios paleoecológicos realizados en la península de Yucatán, identifican cambios en la variabilidad climática de la región, fluctuaciones de la temperatura, así como periodos secos y fríos que han afectado en diferente grado distintas regiones de la península de Yucatán durante el Holoceno (*Hodell et al., 2007*).

En la zona costera se registran modificaciones en el nivel del mar, por medio de los cambios en la composición del manglar, que indican fluctuaciones estacionales de los niveles de inundación, así como variación en la precipitación regional en El Palmar y la reserva Los Petenes (*Torrescano-Valle e Islebe, 2006, Gutiérrez-Ayala et al., 2012*). Estas fluctuaciones

son observadas en los registros de Puerto Morelos (*Islebe y Sánchez-Sánchez, 2002*) y un periodo de sequía que abarcó entre cerca de 550 años (450-1000 a.P.). En la reserva de la Biosfera Ría Lagartos se observan periodos húmedos y secos durante los últimos 3800 años con condiciones más secas a 960 a.P., que coincide con la desaparición de la civilización maya clásica (*Aragón-Moreno et al., 2012; Domínguez-Vázquez e Islebe, 2008*).

En el centro de la península de Yucatán durante el Holoceno medio (6500-4700 cal años a.P.) proxies climáticos indican una transición de condiciones relativamente húmedas a condiciones ambientales más secas que prevalecieron durante el Holoceno tardío, destacando un evento seco inferido a los 1200 años cal a.P. Alrededor de 700 años a.P. (año 1200) las variables de sedimentos indican condiciones ambientales húmedas que caen dentro del periodo óptimo climático medieval (*Carrillo-Bastos et al., 2010*).

En el norte de la península de Yucatán las condiciones climáticas fueron cálidas y húmedas durante el Holoceno medio y más áridas para el Holoceno tardío, con base en los estudios realizados en el cenote San José Chucalcá y lago Chichancanab (*Leyden et al., 1996, Hodell et al., 2005*).

En la costa del océano Pacífico en Guatemala *Neff et al. (2006)*, reporta periodos secos intercalados de periodos húmedos después de 6500 años, y un periodo seco a los 1200 a.P. que coincide con el colapso de la cultura maya.

Para Chile central se sugieren condiciones cálidas y secas entre 7500 y 5700 años a.P., indican incremento de las precipitaciones entre 5700 y 3200 años a.P. y durante los últimos 3200 años cal a.P. hubo un predominio de condiciones climáticas más húmedas, aunque marcada por una fuerte variabilidad de las precipitaciones. Esta variabilidad es atribuida a una mayor frecuencia e intensidad del ENSO (*Villa Martínez, 2002*).

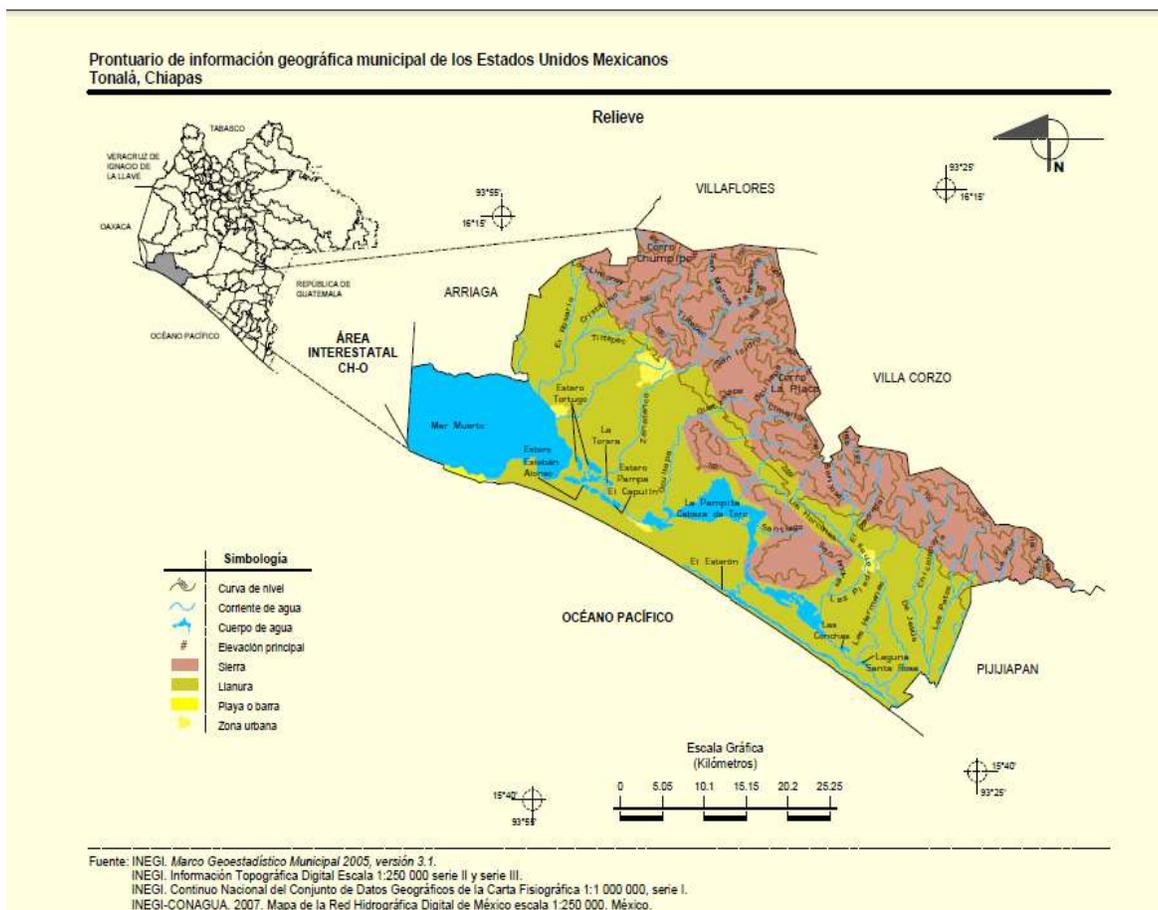
3. ÁREA DE ESTUDIO.

3.1 UBICACIÓN GEOGRÁFICA

3.1.1 Localización

La costa de Chiapas se extiende por el Pacífico Sur Mexicano, donde se localizan varios sistemas lagunares-estuarinos (Tapia-García et al. 1998). La laguna La Joya y el estero El Ciegón se encuentran ubicados en el municipio de Tonalá (Figura 1), entre los paralelos 15°40' y 16°15' de latitud norte; los meridianos 93°19' y 94°01' de longitud oeste. El municipio ocupa el 2.24% de la superficie del estado con altitudes entre 0 y 2 500 msnm (metros sobre el nivel del mar).

Figura 1. Mapa del relieve del municipio de Tonalá en Chiapas, México (Tomado de INEGI 2005).



El primer punto de muestreo es la “Laguna La Joya”, que se ubica entre las coordenadas $15^{\circ} 56' 49''$ latitud norte y $93^{\circ} 40' 26''$ longitud oeste (Figura 2), en la región noroccidental del estado de Chiapas. La laguna La Joya se encuentra conectada con otras lagunas y canales que terminan por conectarla con el Océano Pacífico que se localiza hacia la parte SW del sitio y desemboca al mar por medio de un canal de aproximadamente 2.4 km de longitud, el cual está comunicado todo el año al Océano Pacífico y se conoce con el nombre de Boca del Cielo.

El segundo punto de muestreo es un estero, que proviene de la laguna La Joya llamado “El Ciegón” y se localiza entre las coordenadas $15^{\circ} 55' 43''$ N y $93^{\circ} 40' 18''$ W (Figura 2).

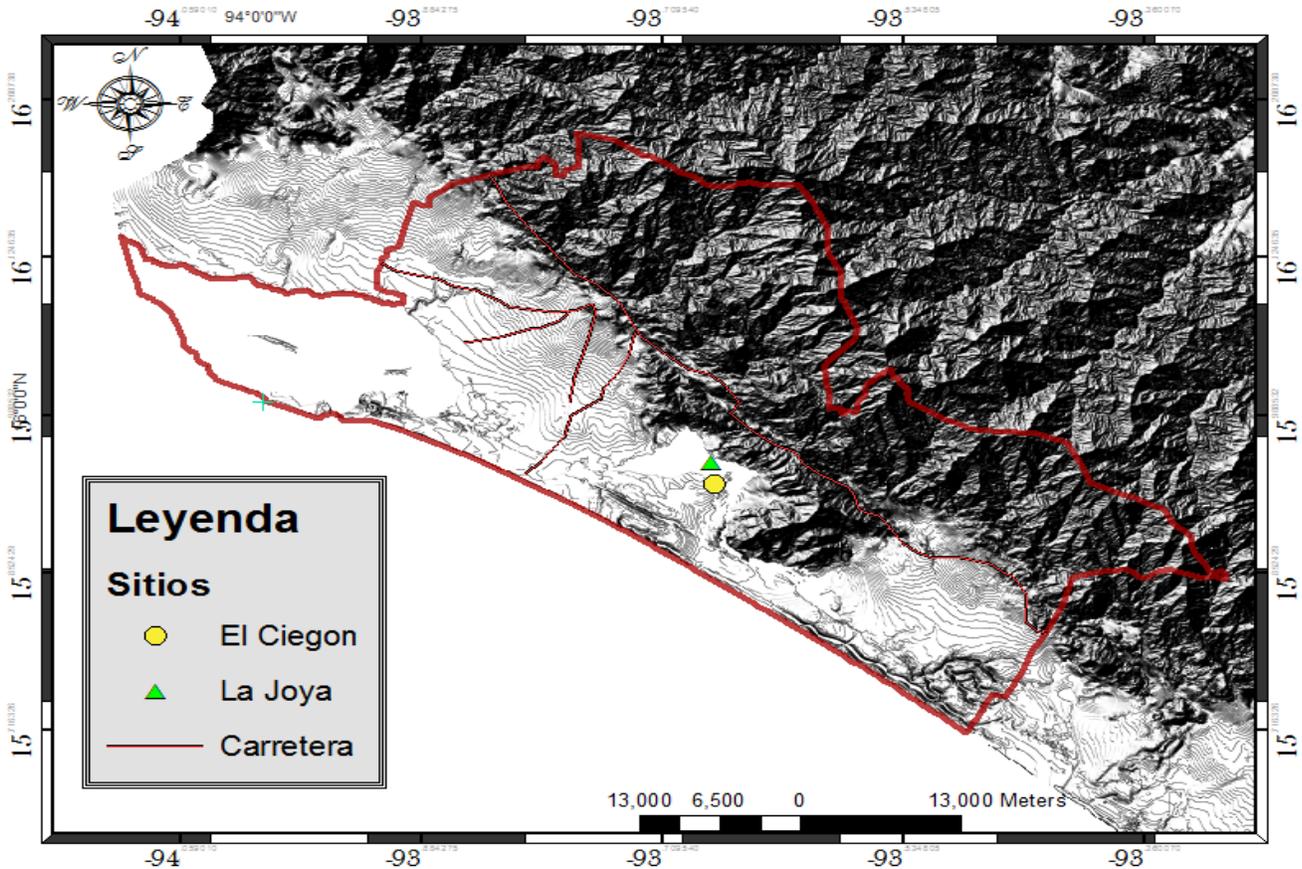


Figura 2. Mapa de localización de la laguna La Joya y el estero El Ciegón Chiapas, México.

3.1.2 Fisiografía e Hidrología.

La laguna La Joya y el estero El Ciegón pertenecen a la provincia fisiográfica Cordillera Centroamericana y a la subprovincia llanura costera de Chiapas y Guatemala (INEGI, 2005). La Joya se encuentra en una planicie costera inundable con elevaciones de 1 a 5 m., en algunas pequeñas zonas presenta lomeríos que no rebasan los 5 m. de altura, en la parte NE la rodean los cerros La Victoria, El Portillo y La Campana. Donde se encuentra la cota máxima a 600 msnm., presentando una influencia local sobre la laguna por los diversos arroyos provenientes de dichas elevaciones del terreno. Hacia la zona sur se presenta un área de pantano sujeta a inundación que favorece la creación de esteros que provienen de la laguna

entre ellos El Ciegón y se presenta una barra que separa el océano de la laguna localmente. Los dos sitios regionalmente están influenciados por la Sierra Madre de Chiapas que se localiza al NE de estas, teniendo amplia influencia por los ríos que bajan de estas zonas, encontrando la altura máxima de 2500 msnm. en las zonas que tienen influencia directa sobre la laguna y el estero.

La Joya es un cuerpo de agua perenne que pertenece a la región hidrológica Costa Chiapas y forma parte de la cuenca hidrográfica Río Pijijiapan y de la subcuenca laguna de La Joya. Las principales corrientes de agua son Ocuilapa y Santiago que abastecen a la laguna La Joya.

3.1.3. Geomorfología

Planicie costera del pacífico. Es una franja muy angosta que se extiende a lo largo de Chiapas con una longitud entre 260 y 280 km y de anchura entre 15 y 40 Km. Limita con la Sierra Madre de Chiapas y con el litoral del Pacífico; tiene una superficie estearina y lagunar de más de 87 000 ha con importantes sistemas lagunares estuarinos entre los que destacan: La Joya-Buena vista, Chantuto Panzacola, Carretas-Pereyra, y el más complejo de ellos el Mar Muerto (en Chiapas y Oaxaca) , casi totalmente separado del mar por barras de arena y cuyas tierras bajas adyacentes forman marismas. En la planicie costera predomina el agua salobre y en algunas partes se forman pantanos de poca profundidad, con una considerable captación de agua proveniente de los ríos de la Sierra Madre que aumentan su caudal durante la época de lluvias. (*González-Espinosa et al. 2005*)

Sierra Madre de Chiapas. Es una angosta faja que bordea de manera paralela la Planicie Costera y se extiende desde Oaxaca hasta Guatemala. En Chiapas tiene una longitud de 280 Km y una anchura desde 50 hasta 65 Km. Es una región sumamente accidentada y se eleva desde 1500 m hasta una altura máxima de 4000 m en el volcán Tacaná (límite de Chiapas y

Guatemala). Debido a su compleja fisiografía esta zona presenta numerosas cuevas y ríos muy estrechos en el lado del Pacífico. (*González-Espinosa et al. 2005*)

3.2. MARCO GEOLÓGICO DE TONALÁ CHIAPAS.

El área de estudio está representada por rocas ígneas intrusivas, metamórficas y sedimentarias, abarcando edades del Cámbrico al Holoceno (SGM, 2012). Las rocas más antiguas están compuestas por gneises y migmatitas que constituyen un complejo metamórfico, conformado por ortogneises y paragneises, en facies de anfibolitas y granulitas, los cuales conforman parte del Macizo de Chiapas, cuyo rango de edad de los protolitos pudiera ser del Paleozoico Cámbrico-Devónico, con un evento metamórfico predominante del Permo-Triásico Inferior, derivados de la denudación de un basamento de probable edad Precámbrica. Otra unidad cristalina está representada por las migmatitas de edad discutible Cámbrico-Devónico. Intrusionando a las rocas anteriores se encuentran unos metagranitos-metagranodioritas de edades Permo-Triásicas, conformando esta parte del Macizo de Chiapas. Sobreyaciendo, discordantemente, a la secuencia anterior se encuentra la Formación Todos Santos, representada por arenisca y conglomerado polimíctico compuesto de clastos de gneis y granito, así como por limolitas y areniscas, se les ha asignado una edad probable del Jurásico Medio (SGM, 2012). Así mismo, se identificó una unidad metavulcanosedimentaria, representada por intercalaciones de filitas, andesitas y tobas de composición máfica, intercaladas con esquistos de muscovita, cuya edad es del Jurásico Tithoniano- Cretácico Neocomiano. La última etapa de magmatismo en el área está representada por el emplazamiento de granito-granodiorita, que afecta posiblemente a todas las rocas anteriores, presentan una tendencia sensiblemente paralela a la costa del Pacífico. Su edad se considera del Terciario Oligoceno-Mioceno, con variación litológica a sienita, monzonita, diorita, gabro y tonalita; esta última con fechamientos del Mioceno (*Múgica, 1987 en el SGM, 2012*). Por

último, se tienen los depósitos recientes del Cuaternario-Holoceno constituidos por conglomerados poco consolidados, que conforma posibles abanicos aluviales de arena y grava; sedimentos que son producto de la erosión de las rocas preexistentes y depósitos de tipo lagunar y litoral.

3.3 CLIMA Y VEGETACIÓN

La Laguna La Joya y El Ciegón presentan clima cálido subhúmedo con lluvias en verano A (w), más húmedo (*INEGI 2005*). Con temperatura promedio anual de 29°C y precipitaciones de 2100 mm promedio anual.

La laguna La Joya se encuentra rodeada por pastizal inducido y se presenta hacia la parte sur, una distribución continua de manglar en la zona sujeta a inundación. El estero El Ciegón presenta vegetación de manglar en sus alrededores (*INEGI 2005*). Regionalmente ambos sitios están influenciados por selva alta, baja y mediana, así como por bosque de pino-encino y áreas de agricultura (Figura 3).

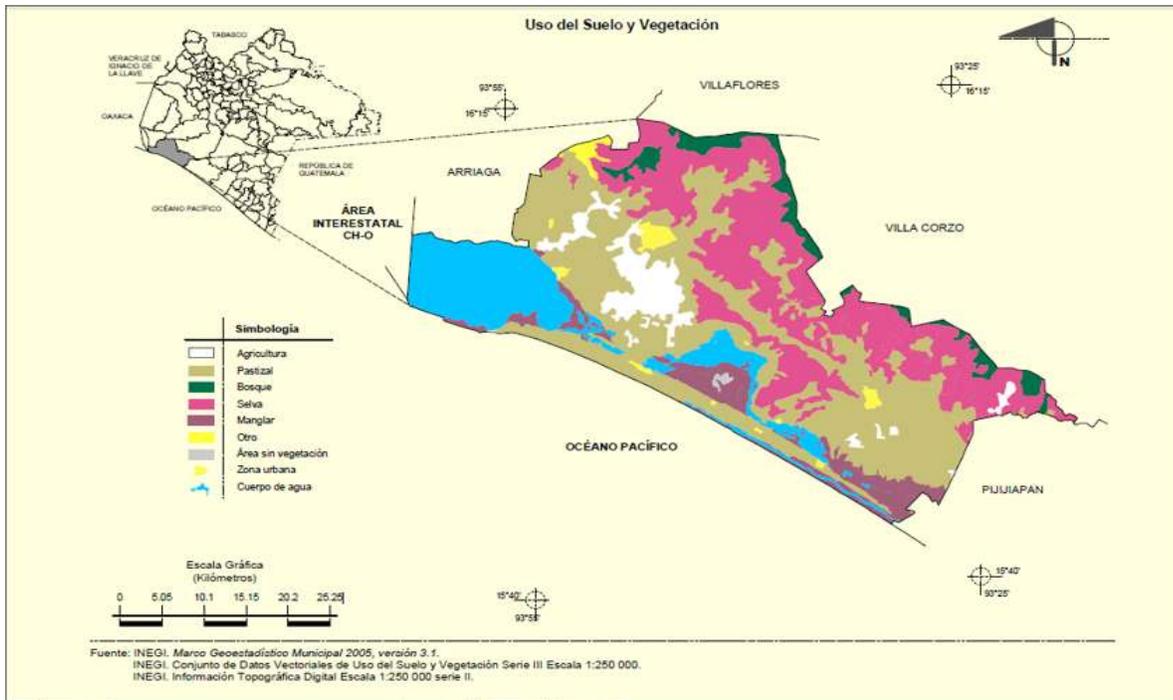


Figura 3. Mapa de uso de suelo y vegetación del municipio de Tonalá (tomado de INEGI 2005).

De acuerdo con los estudios sobre la flora de la región (INE, 1998), se distribuyen los siguientes tipos de vegetación:

Selva alta y mediana subperennifolia (*Selva Alta Subdecidua*, en parte: Miranda, 1952; *Bosque Tropical Perennifolio*, en parte: Rzedowski, 1978). Este tipo de vegetación se encuentra entre los 1,000 y los 1,400 msnm y se caracteriza porque algunos de sus representantes arbóreos en cierta temporada del año pierden sus hojas. El estrato arbóreo es alto, de hasta 40 m, con *Quercus* sp.(Encinos), *Phoebe chiapensis*, *Inga* spp.(Guatope de río), *Manilkara zapota* (Chicozapote) y otros; en el estrato arbustivo hay plantas de las familias Rubiaceae, Araliaceae, Euphorbiaceae, Malpighiaceae, Melastomataceae y Amaranthaceae, principalmente. Las plantas epifitas están presentes sobre todo en los estratos superiores.

Selva alta o mediana subcaducifolia. (*Selva Alta Subdecidua*, en parte: Miranda, 1952; *Bosque Tropical Perenifolio*, en parte: Rzedowski, 1978). Este tipo de vegetación se encuentra en altitudes de 400 a 700 msnm en la vertiente del Pacífico. La comunidad arbórea alcanza de 25 a 30 m de altura destacando especies como *Cedrela salvadorensis*, *Cnidocolus aconitifomes*, *Cochlospermum vitifolium*, *Swietenia humilis*(Caobilla) y *Tabebuia rosea*(Maculis). El estrato arbustivo en temporada de lluvias es muy cerrado por la cantidad de hierbas y bejucos; los arbustos más comunes son *Banisteropsis* spp., *Psychotria* spp. y *Solanum* spp. Se incluyen aquí remanentes de los llamados bosques riparios donde el árbol más característico en esta región es *Salix chilensis*(Sauce). Asimismo, se presenta en terrenos de pendientes muy fuertes y de naturaleza rocosa, generalmente de drenaje rápido.

Selva baja caducifolia. (*Selva Baja Decidua*: Miranda, 1952; *Bosque Tropical Caducifolio*: Rzedowski, 1978). Este tipo de vegetación se presenta en gradientes de altitud de 300 a 800 msnm aproximadamente; es muy diversa, con árboles deciduos y semideciduos, siendo muy característico durante los meses de secas debido a la pérdida de las hojas en casi la totalidad de los árboles. Después de las lluvias, este tipo de vegetación se transforma totalmente y aparece una gran cantidad de bejucos. La selva baja caducifolia se compone de una gran cantidad de árboles de hasta 12 m. pero en general es de 8 m., destacando *Capparis flexuosa*, *Crataeva tapia*, *Casearia nítida*, *Senna atomaria*, *Haematoxiylon brassileto* y otros, además de varios bejucos como *Heteropteris* sp., *Bomarea hiratella* y varios arbustos y hierbas. Se localiza principalmente en la parte occidental de la reserva aunque se encuentran varios manchones hacia el oriente que se conectan con la selva baja de la Depresión Central. Se reportan especies de *Applanesia paniculata*, *Dendrosida breedlovei*, *Clowesia dodsoniana*, *Bursera* sp., entre otras.

Sabanas. (*Sabana: Miranda, 1952; Vegetación Sabanoide: Rzedowski, 1978*). Este tipo de vegetación -inducida en La Sepultura- se encuentra en altitudes de 100 a 300 msnm; los incendios son normales en abril y mayo, por lo que las plantas que viven ahí tienen mecanismos de persistencia a pesar del fuego. La sabana se caracteriza por la asociación de pastos y árboles de baja talla muy espaciados, poca variación en altitud y suelo pobremente drenados. Su principal componente arbóreo es *Byrsonimia crassifolia* (*nanche*), pequeños árboles que no pasan de los 4 metros; existe además *Acacia pennatula*, aunque es muy esporádico. Los principales componentes de este tipo de vegetación son de las familias Poaceae y Cyperaceae, además de una gran variedad de hierbas de otras familias, principalmente Fabaceae, Scrophulariaceae y Polygalaceae.

Bosque de Pino-Encino. (*Pinares y Encinares, en parte: Miranda, 1952; Bosque de Coníferas: Rzedowski, 1978*). En la zona de la reserva, el bosque de pino se encuentra en altitudes que van de 300 a 1,500 msnm.; el dosel permanece siempre verde y el sotobosque, compuesto de arbustos y hierbas anuales, se seca en los meses menos húmedos. El bosque de pino se encuentra en suelos poco profundos y a lo largo de algunos filos y crestas expuestos a los vientos.

Pinares. La especie más frecuente es el *Pinus oocarpa*, misma que en la reserva encuentra su distribución altitudinal más baja en el estado (300 msnm); otros pinos reportados en la región son: *P. michoacana*, *P. chiapensis*, *P. ayacahuite* y *P. maximinoi* (*tenuifolia*). Las especies arbóreas que se intercalan son de las familias Fagaceae, Fabaceae y Malpighiaceae, con especies como *Byrsonima crassifolia*, *Eupatorium* sp., *Baccharis* sp., *Pteridium aquilinum*, *Aristida* sp. y *Paspalum plicatum*. Además existe una gran cantidad de arbustos, hierbas y pastos que están muy relacionados con los componentes de la Sabana, ya

que al igual que en ese tipo de vegetación, los incendios son comunes. En esta zona se han encontrado nuevos registros para el estado de Chiapas como *Heterotheca grammifolia*, *Wedelia acapulcensis*, y para la región *Dioon merolae* en localidades bien representadas.

Encinares. (*Pinares y Encinares, en parte: Miranda, 1952; Bosque de Quercus: Rzedowski, 1978*). En el área de la reserva, se distinguen dos tipos de encinares: secos y húmedos. Los primeros se encuentran entre los 700 y los 1,000 msnm, presentando una gran estacionalidad; este tipo de encinar ocupa localidades menos húmedas por lo que pocas veces se mezcla con la selva siempre verde; aquí los encinos pierden la totalidad de sus hojas de febrero a mayo. Los encinares secos se encuentran en zonas con suelos más profundos que los pinares pero a las mismas altitudes que estos, y en ocasiones forman mosaicos debido principalmente a las formaciones edáficas y al estado de conservación en el sitio; en este tipo de vegetación hay un solo estrato arbóreo de encinos y algún otro árbol esporádico, el sotobosque está compuesto por pocos arbustos y una gran cantidad de hierbas anuales.

Los encinares húmedos se encuentran entre los 1,200 y 1,500 msnm, con hojas aún en los meses más secos del año; estos encinares en ocasiones forman manchones dentro de la selva perennifolia y ciertos puntos representan asociaciones vegetales con resistencia a fuertes vientos; alcanzando alturas de hasta 50 m: ocupan las localidades más húmedas y puede mezclarse con la selva siempre verde con la que generalmente limita, los encinos observados para este tipo de asociaciones son: *Quercus aff. salicifolia*, *Quercus sapotaefolia*, *Quercus skinneri* y otras especies no determinadas.

Estas asociaciones se caracterizan por la presencia de encinos como únicos representantes del estrato arbóreo, de pequeños arbustos y de una gran cantidad de hierbas y epífitas en el sotobosque. Como nuevo registro para el estado se reporta *Perymenium subsquarrosum*.

Una de las posibles causas de la dominancia de *Quercus* en muchas de las regiones de ambas vertientes de la Sierra Madre de Chiapas, es que estos bosques tienen antecedentes de aprovechamientos forestales con poco más de 30 años (datos de campo, INE, 1998), los cuales fueron sumamente selectivos sobre especies de *Pinus*. De igual manera, existen los factores “incendio forestal” y “pastoreo extensivo” que han contribuido a eliminar la escasa regeneración natural de *Pinus*, originando en conjunto este cambio en la estructura natural.

Esta hipótesis es comprobable en los lugares donde se realizaron caminos para extracción de la madera, donde se observa una abundante proliferación de *Pinus* y muy escasa de *Quercus*, únicamente en estos sitios.

Selva Baja Caducifolia. (*Selva Baja Decidua: Miranda, 1952*). Este tipo de vegetación se presenta en gradientes de altitud de 300 a 800 msnm aproximadamente, principalmente en la vertiente del Pacífico; es muy diversa, con árboles deciduos y semideciduos, siendo muy característico durante los meses de secas debido a la pérdida de las hojas en casi la totalidad de los árboles. Después de las lluvias, este tipo de vegetación se transforma totalmente y aparece una gran cantidad de bejucos.

La selva baja caducifolia se compone de una gran cantidad de árboles de hasta 12 m. Aunque en general es en promedio de 8 m., destacando *Capparis flexuosa*, *Crataeva tapia*, *Casearia nitida*, *Senna atomaria*, *Haematoxylon brassileto*, *Bursera excelsa*, *B. simaruba*, *Cedrela salvadorensis*, *Croton guatemalensis*, *Eugenia hypargyrea* y *Bernardia yucatanensis* y otros, además de varios bejucos como *Heteropteris* sp., *Bomarea hiratella* y varios arbustos y hierbas. Se reportan especies de *Applanesia paniculata*, *Dendrosida breedlovei*, *Clowesia dodsoniana*, *Bursera* sp.

Manglar (Mangrove Swanp: *Miranda y Hernández, 1963*). Esta formación se presenta en toda la costa chiapaneca del pacífico donde forma una franja casi continua de bosque bajo en condiciones pantanosas salobres. Este tipo de vegetación se caracteriza por halófitos que exhiben una zonación generalizada, ganan terreno al agua, atrapan sedimentos, son aereos de resguardo para organismos mayores y ofrecen substratos a especies bentónicas. De la familia *Rhizophoraceae*, se encuentran el género *Rhizophora*, que tienen un total de 7 especies, de las que 2 se hallan en litoral del Pacífico. La especie pionera y más importantes es *Rhizophora mangle* (mangle rojo). De la familia *Avicenniaceae*, el género *Avicennia*, en la costa del Pacífico se representa 3 especies (*Contreras, 1988*).

La vegetación en la región de estudio es relativamente uniforme y densa y los árboles y arbustos tienen raíces zancudas y hojas simples con cutícula gruesa. El bosque alcanza generalmente 4-7 m de altura, pero ocasionalmente llega a 10-20 m. Las especies dominantes son: *Avicennia germinans*, *Conocarpus erecta*, *Laguncularia racemosa*, entre otros.

4. JUSTIFICACIÓN

Las investigaciones relacionadas con el cambio climático han sido de gran interés a nivel internacional, puesto que afectan directamente a la población. Para comprender y conocer la variabilidad climática del pasado son indispensables las reconstrucciones paleoclimáticas y la utilización de diversos proxies, que nos proporcionen una visión de los cambios ocurridos en el pasado. Al hablar del cambio climático no podemos dejar de lado los eventos extremos que afectan directamente a la sociedad, como sequías, inundaciones, huracanes, tsunamis etc. Además la zona ha experimentado en la última década eventos extremos relacionados con la intensificación del Niño y la Niña. Esto ha ocasionado en la zona extensos incendios que han cubierto toda la región durante la fase El Niño (1992), para después sufrir grandes avalanchas de lodo producidas por lluvias torrenciales en la Sierra-Costa durante la fase de La Niña, como lo ocurrido durante 1992 y 1997, lo que ha ocasionado no solo daños materiales, sino pérdidas humanas. Por lo que este trabajo se vuelve relevante, debido a las implicaciones y la importancia del tema, nos crea el interés de ampliar el conocimiento de los efectos que provocaron las variaciones del mar, así como la posible presencia de eventos extremos en el paleoclima y la vegetación de la zona costera de Chiapas.

5. HIPÓTESIS Y OBJETIVOS

5.1 OBJETIVO GENERAL

Determinar el efecto del cambio climático y las variaciones del nivel del mar en los cambios vegetacionales del paisaje costero, durante el Holoceno medio y tardío en la costa de Chiapas, México a través de un análisis multidisciplinario que involucra la utilización de diferentes proxies paleoambientales.

5.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Analizar palinológicamente los sedimentos para reconstruir los cambios en la composición de la vegetación.
- Describir la estratigrafía de los núcleos extraídos, para identificar cambios en la sedimentación que nos indiquen eventos importantes que puedan ser correlacionados con otros proxies.
- Realizar el análisis de las propiedades magnéticas y determinar las concentraciones de carbono orgánico e inorgánico, para identificar periodos de sequía y humedad que puedan ser relacionados con la variabilidad climática.

5.3 HIPÓTESIS

La ocurrencia de eventos climáticos relacionados con la variación del nivel mar durante el Holoceno medio-tardío en la costa de Chiapas, provocó cambios en la sedimentación y la vegetación del sitio.

6. METODOLOGÍA

6.1 TRABAJO DE CAMPO

En el presente trabajo se realizó una salida de campo en el año 2012 para extraer los núcleos de sedimento de la laguna La Joya y el estero El Ciegón en la costa de Chiapas. Para la obtención de los núcleos se utilizó una nucleadora de tipo ruso que extrae núcleos en medias cañas con longitudes de 50 cm. Se extrajo un núcleo de 2.75 metros de profundidad de la laguna La Joya y en el estero El Ciegón se logró extraer un núcleo de 2 metros. Todos los tramos fueron cubiertos con plástico y aluminio, para evitar su contaminación y fueron transportados al laboratorio de cuencas lacustres del Departamento de Geología y Mineralogía, del Instituto de Investigaciones Metalúrgicas de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo para almacenarlos en el refrigerador y realizar diferentes análisis (estratigrafía, análisis polínico, susceptibilidad magnética y carbón orgánico e inorgánico).

6.2 TRABAJO DE LABORATORIO

El trabajo de laboratorio consistió en realizar diferentes análisis a los sedimentos de los núcleos extraídos en las zonas de La Joya y El Ciegón en este sentido se llevaron a cabo análisis estratigráficos, palinológicos y se determinaron sus propiedades magnéticas, y se obtuvo el contenido de carbón orgánico e inorgánico (CO y CI, respectivamente). Con la finalidad de obtener una completa interpretación en la reconstrucción paleoambiental.

6.2.1 Estratigrafía

Antes de comenzar a segmentar los núcleos obtenidos de las localidades La Joya y El Ciegón éstos fueron fotografiados y descritos estratigráficamente. Las variaciones de color de los sedimentos fueron analizados por medio de las tablas Munsell.

La descripción estratigráfica de los núcleos La Joya y El Ciegón, se realizó en el laboratorio de Cuencas Lacustres del Instituto de Investigaciones Metalúrgicas de la UMSNH. La identificación de cambios en el registro sedimentario, se hizo a través del análisis de los sedimentos a cada centímetro, en donde se consideraron las características del color, textura, tipo de estratificación, presencia, abundancia y conservación de ostrácodos, gasterópodos y materia orgánica, así como reacciones químicas al HCl y H₂O₂. Estas reacciones fueron una indicación de presencia de carbonatos cuando reaccionaba al HCl y de materia orgánica cuando mostraban efervescencia a H₂O₂.

6.2.2 Susceptibilidad magnética.

La susceptibilidad magnética se realizó a cada centímetro en los núcleos extraídos utilizando un MS2 Magnetic Susceptibility Meter y un MS2c core Logging Sensor marca Bartington, los cuales se encuentran en el Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA), en la UNAM campus Morelia.

6.2.3 Carbón orgánico e inorgánico.

El contenido de carbón orgánico e inorgánico se realizó a cada 2 cm por el método de pérdida por calcinación en el laboratorio de Petrología y Mineralogía del Instituto de Investigaciones Metalúrgicas de la UMSNH.

Descripción de la metodología de pérdida por calcinación para obtener el CO y CI.

El método consiste en conocer las diferencias de peso en cada paso de la calcinación de la muestra. El sedimento se seca durante 24 horas en el horno a 100 °C para que pierda toda el agua. Posteriormente las muestras son puestas a quemar en una mufla a una temperatura de 550 °C por 4 hrs. Esto con la finalidad de conocer la cantidad de materia orgánica contenida en la muestra. Después, de este paso las muestras son colocadas de nuevo en la mufla a 950 °C por 2 horas para determinar la cantidad de carbono inorgánico en la muestra.

El contenido de carbono orgánico se calculó mediante la fórmula: $LOI\ 550 = ((DW\ 105 - DW\ 550) / DW\ 105) * 100$

El contenido de carbono inorgánico se calculó mediante la fórmula: $LOI\ 950 = ((DW\ 550 - DW\ 950) / DW\ 950) * 100$

6.2.4 Análisis palinológico

Para el análisis palinológico se obtuvieron muestras de sedimentos cada 5 cm y se procesaron en el Laboratorio de Cuencas Lacustres de IIM de la UMSNH con la técnica de los ácidos y acetólisis de *Erdtman (1952)*, posteriormente se realizó el conteo de polen en un microscopio óptico Carl Zeiss utilizando un aumento de 40x. Se leyeron las laminillas necesarias, hasta obtener un mínimo de 300 granos de polen de taxa leñosos por muestra. La identificación de los granos de polen se realizó comparando los ejemplares observados en la muestra con los registros en la literatura (*e.g. Palacios et al. 1991, Kapp et al. 2000, Lozano y Martínez-Hernández, 1990 y Ludlow et al. 2003*), y con la colección personal de polen de la Dra. Gabriela Domínguez Vázquez presente en el Laboratorio de Palinología de la Facultad

de Biología de la UMSNH. Los resultados del conteo, se graficaron utilizando el programa Tilia versión 1.7.16© (Grimm, 2011).

Preparación de muestras de sedimento para obtener polen.

En el laboratorio se procesaron las muestras tomando $\sim 1 \text{ cm}^3$ de sedimento; a cada una de estas muestras se le agregaron 2 tabletas de Lycopodium como marcador externo, las cuales se disolvieron en 10 ml de ácido clorhídrico (HCl) diluido al 10%. Las muestras se calentaron por espacio de 10 min para eliminar los carbonatos, se centrifugaron por 5 min a 3000 RPM, para posteriormente decantar el HCl, después se enjuagaron con agua destilada hasta obtener un pH neutro. Para cada muestra se agregaron 10 ml KOH diluido al 10% y se calentaron durante 25 min para eliminar ácidos húmicos, las muestras se centrifugaron y se decantó el KOH a las mismas revoluciones y se enjuagaron en una ocasión, posteriormente se tamizaron las muestras para eliminar el exceso de sedimento. Se realizaron otros dos enjuagues a cada muestra y se agregaron 5 ml de ácido fluorhídrico el cual se dejó en la muestra por 24 horas para eliminar los silicatos; transcurrido el tiempo las muestras se centrifugaron por 5 min a 3000 RPM y se decantó el HF de ellas, posteriormente se realizan los enjuagues necesarios para neutralizar las muestras. Se agregó nuevamente HCl, repitiéndose el mismo procedimiento, finalmente se realizó la acetólisis con la técnica de *Erdtman (1952)*, en la cual se agregó 10 ml de solución acetolítica y se calentó por espacio de 30 min; se centrifugó y decantó la solución acetolítica y se realizaron los enjuagues necesarios. Se pasaron las muestras procesadas a los tubos “eppendorf”, a los cuales se les agregó glicerina y safranina (colorante)

7. RESULTADOS

7.1. RESULTADOS DE LAS MUESTRAS DE LA LAGUNA LA JOYA

7.1.1. Estratigrafía de la laguna La Joya

La columna estratigráfica de la laguna La Joya la integra un núcleo de 275 cm de longitud. Está constituida por sedimentos arcillosos, limo-arcillosos, bandas de sedimento limo-arenoso que se intercalan con niveles de arenas finas. En la base del núcleo se observan bandas de arena fina con intercalaciones de estratos limo-arenosos y hacia la cima domina un estrato arcilloso (Figura 4).

La estratificación de la Joya es horizontal para todo el núcleo, con presencia de laminaciones en la base, del centímetro 200 al 275 con diferentes espesores.

Con base a las diferencias texturales y cambio de coloración de todo el núcleo, éste se dividió en tres unidades para su descripción desde la base (275 cm) hasta la cima (0 cm). Las unidades detalladas se describen a continuación, de la base a la cima:

La unidad C se encuentra integrada por un tramo de 75 cm de espesor, de la base hacia la cima (275 a 250 cm), está constituido por una sucesión de sedimentos arenosos finos con 2 cm de espesor de color café claro (2.5 Y 3/3 de la tabla de Munsell) que hacia la cima se intercalan con limos-arenosos con espesores entre 5 y 7 cm de color café rojizos (2.5 Y 5/2 de la tabla de Munsell). Hacia la cima de este tramo (250 a 200 cm) se observa la misma litología y color mencionado anteriormente cambiando el espesor a 4 cm en ambas litologías, se aprecia presencia de carbonatos en algunas muestras del intervalo y un aumento del porcentaje de ostrácodos. Se observa poco contenido de materia orgánica, presencia de muscovita y contacto difuso en todo el tramo.

La unidad B se integra por un paquete de 82 cm de espesor, los sedimentos forman estratos horizontales en todo el tramo con contacto transicional. Lo conforma un estrato de sedimentos limo-arcillosos con espesor de 17 cm de color café oscuro (10 YR 2/2) y baja presencia de ostrácodos. Le sobreyace una banda de sedimentos arcillosos de espesor de 5 cm con color café más oscuro (10 YR 2/1 de la tabla de Munsell). Le continúa un estrato de 25 cm limo-arcillosos de color café oscuro (10 YR 2/2). Sobreyaciendo se aprecia un estrato arcilloso de 28 cm de espesor de color café más oscuro (10 YR 2/1), muestra contenido de ostrácodos con bajo grado de conservación y presencia de carbonatos. En la cima del tramo se observa una banda de material limo-arcilloso de 7 cm de espesor color café oscuro (10YR 3/3). En todo el tramo se observa alta presencia de materia orgánica y presencia de muscovita en los primeros 47 cm del tramo de la base hacia la cima.

La unidad A la integra un paquete de 118 cm de espesor, presentando sedimentos arcillosos ricos en materia orgánica hacia la cima del núcleo, presenta estratos con contactos transicionales. En la base del tramo se observan coloraciones que van de café oscuro a café grisáceo (10 YR 2/2 a Gley 2.5 PB). Se aprecia del centímetro 85 a 96 restos de vegetación con coloración café más oscuro (10 YR 2/1). Del centímetro 55 al 65 alto contenido de ostrácodos y sedimentos de color casi negro (5 Y 3/1). Para los últimos 50 cm hacia la cima, se observan tonos ligeramente más oscuros que el anterior (de 2.5 Y 3/2 a 2.5 Y 3/3), con restos de vegetación.

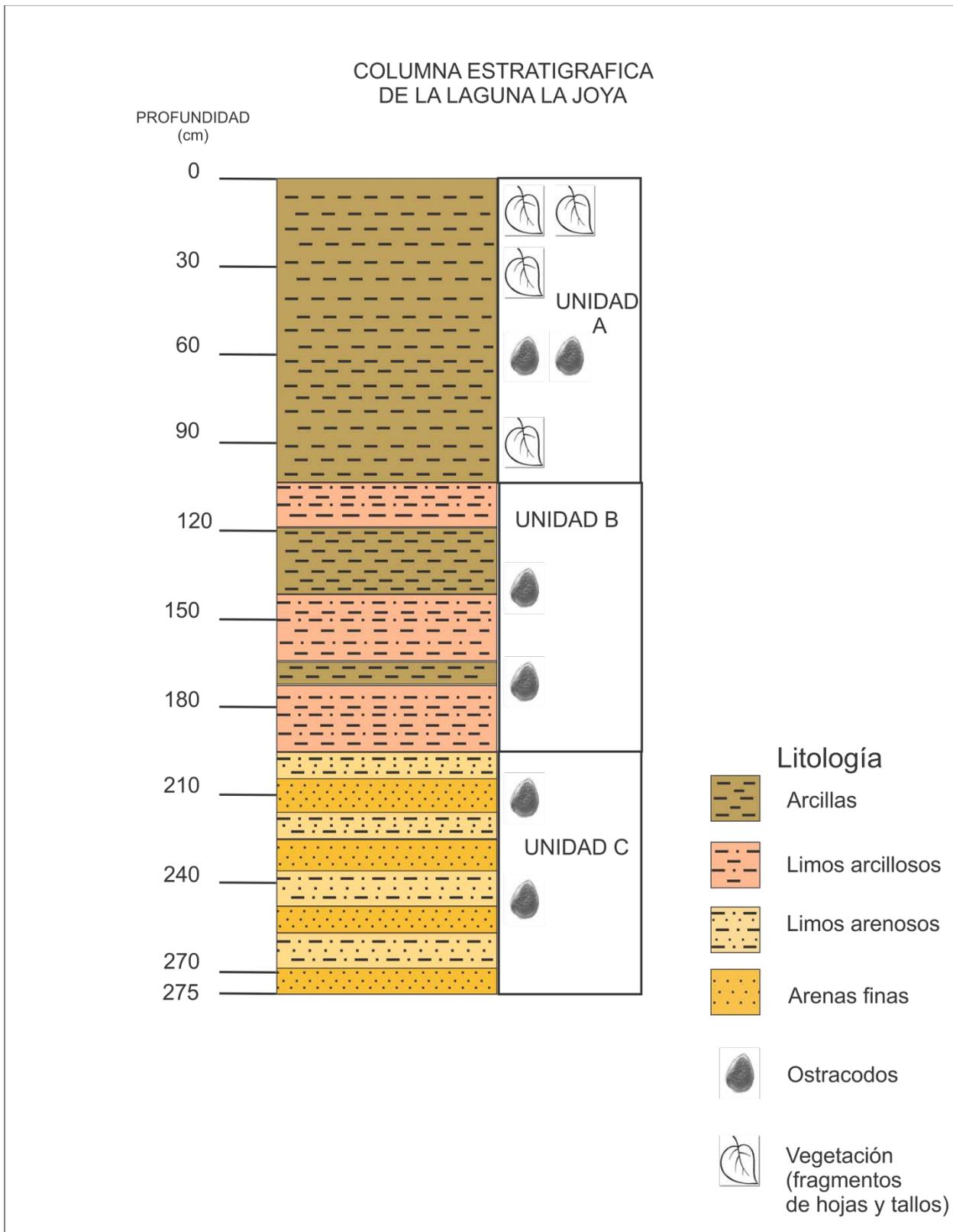


Figura 4. Columna estratigráfica (275 cm a 0 cm) de la laguna la Joya costa de Chiapas.

7.1.2. Geocronología isotópica de ^{14}C de la laguna La Joya Chiapas, México.

Para el análisis cronológico del núcleo de sedimento de la laguna La Joya se realizaron 10 fechamientos de sedimento, gasterópodos y ostrácodos en la Universidad Nacional de Taiwán de la ciudad de Taipéi, Taiwán, de los cuales se utilizaron 5 (Tabla 1) debido a que 5 de ellos muestran inconsistencias en la cronología, este fenómeno se tratara posteriormente, 6 muestras fueron tomadas de conchas de gasterópodos, ostrácodos y 3 de ellas se mostraron retrabajadas. Se utilizó el método isotópico de ^{14}C y a partir de las edades obtenidas se calculó la tasa de sedimentación a los 1421 a.P se obtuvo 0.041 cm/año aproximadamente, la menor tasa de sedimentación se obtuvo a los 2800 a.P. con 0.017 cm/año; para los 4029 a.P. se observa una cambio en la sedimentación con 0.078 cm/año, mientras en 4392 a.P. se obtuvo 0.060 cm/año y a los 5569 a.P. se calculó una tasa de sedimentación con valor de 0.040 cm/año (Figura 5). Las fechas ^{14}C fueron calibradas a años calendarios utilizando el programa CalPal ver.1.5.

Código de laboratorio	Profundidad (cm)	Tipo de muestra	Edad ^{14}C	Años Cal a.P.
NTUAMS671	59	Ostrácodo	1421 ± 6	1311-1329
NTUAMS672	83	Ostrácodo	2800 ± 11	2881-2926
NTUAMS673	179	Ostrácodo	4029 ± 16	4454-4519
NTUAMS783	201	Sedimentos	4392 ± 15	4901-5015
NTUAMS784	249	Sedimentos	5569 ± 29	6324-6391

Tabla 1. Fechamientos isotópicos de ^{14}C de la laguna La Joya Chiapas, México y su cálculo calibrado en años antes del presente (a.P.).

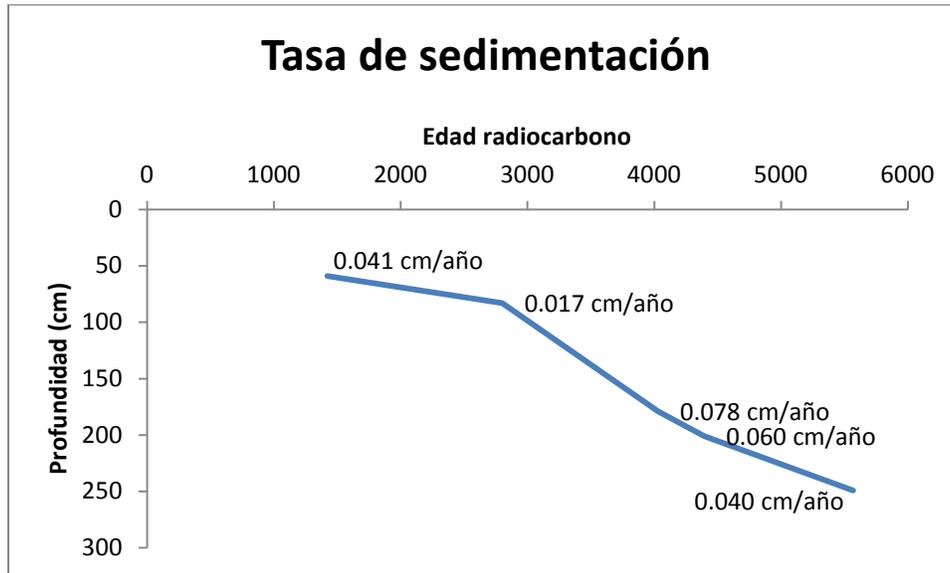


Figura 5. Curva de edad y tasa de sedimentación de la laguna La Joya Chiapas, México.

7.1.3. Análisis polínico de la laguna La Joya Chiapas, México.

Se identificaron 48 taxa polínicos, de los cuales destacan *Pinus*, *Ficus*, Moraceae, Solanaceae, Gramineae, *Rizophora* y *Conocarpus*. Los taxa fueron agrupados de acuerdo a su afinidad ecológica en cinco tipos de vegetación: bosque templado, bosque tropical, vegetación secundaria, manglar y humedal. El bosque templado incluye *Pinus*, *Quercus* y *Alnus*. Para el bosque tropical destacan los taxa Meliaceae, *Ficus*, Moraceae, *Cecropia*, Sapotaceae, Mimosoideae, Leguminosae, Myrthaceae, Ulmaceae, Urticaceae y Rubiaceae. La vegetación secundaria por Solanaceae, *Muntingia*, Compositae, Euphorbiaceae, *Piper*, Cyperaceae y Gramineae. El manglar estuvo representado principalmente por *Rizophora* y *Conocarpus*. El humedal por *Typha* y Chenopodiaceae.

El diagrama de polen se dividió en 4 zonas, basados en las principales divisiones del análisis de Coniss del programa Tilia (Figura 6). La zona 1A (275 cm-245 cm), zona 1B (245 cm-85 cm), la zona 2 (85 cm-50 cm) y la zona 3 (50 cm-0 cm). Las zonas se describen a continuación.

Zona 1A (275 cm-245 cm)

El bosque templado fluctúa entre 15% y 20%, siendo el *Pinus* el principal representante en la fluctuación ya que *Quercus* presenta porcentajes entre 3-5% y *Alnus* no supera el 1%. El bosque tropical fluctúa entre 30-40%, representado por *Ficus* con variaciones entre 5-10%, Moraceae con oscilaciones entre 7-12%, Sapotaceae con valores de 7% y 5%, Leguminosae con 12% principalmente, destacando un pico de 10% de Urticaceae al final de la zona. La vegetación secundaria fluctúa entre 35% y 30% en la zona, observando las Solanaceae con porcentajes de 10%, *Muntingia* con variaciones entre 7% y 5%, Compositae iniciando con 9% y al final de la zona aumenta a 14%. *Piper* oscila entre 5-2% y termina la zona en 8%, Gramíneae comienza con 15% y disminuye a 8%. Para el manglar se presentan porcentajes de 10% y al final de la zona aumenta a 12%, representado por *Conocarpus* con valores de 7% y aumenta a 10%, *Ryzophora* con valores entre 5% y 6%. La familia Cucurbitaceae se presenta en la zona con 5% al inicio y decrece hacia el final de la zona hasta llegar a 1%.

Zona 1B (245 cm-85 cm)

El bosque templado presenta porcentajes de 20% en la mayor parte de la zona con pequeñas variaciones entre 2% y 3% menos, presentando su pico máximo a los 195 cm con 25% y terminando la zona con 10%. El *Pinus* es el principal representante de esta zona entre 20% y 22%. El bosque tropical fluctúa entre 30% y 40%, destacando un pico de 60% a los 110 cm.

Los principales representantes son *Ficus* con 10% y 5% en la mayor parte de la zona y un pico 15% a los 110 cm. Las Moraceae con oscilaciones entre 5% y 20%. Sapotaceae con valores de 5% y 10% en toda la zona. La familia Leguminosae presenta valores de 10,12 y 5%. Myrthaceae muestra hacia final de la zona un pico de 10% y otro de 7% principalmente. La vegetación secundaria fluctúa entre 30% y 40%, destacando un descenso a 25% que coincide con el pico alto de 60% del bosque tropical en la zona. Solanaceae presenta 10% en la mayor parte de la zona y termina con 15% la zona. Las Compositae varían entre 5-10% y la Gramineae oscila entre 5% y 12%, para termina la zona con 3%. El manglar fluctúa entre 12% y 15%, mostrando el pico máximo del mangle hacia final de la zona con 23%, observado el pico en *Conocarpus* con el 15% y se presenta relativamente constante entre un 10% y 12% en toda la zona. También *Rizophora* se mantiene relativamente constante con 10%. La vegetación de humedal se presenta esporádica y con 1%.

La zona 2 (85 cm-50 cm)

El bosque templado comienza a descender en la zona 2, con pequeñas variaciones entre 9-10%, volviendo a ser el *Pinus* el taxa principal. El bosque tropical comienza con 25% y se va incrementando hacia final de la zona alcanzando porcentajes de 50% y termina en 70%. Los taxa principales del incremento son *Ficus* (20%), la familia Moráceae con picos de 30% y 40% principalmente. Resaltando que al terminar la zona comienza un aumentar de el género *Cecropia* y un pico importante de la familia Myrthaceae (15%). La vegetación secundaria comienza la zona alta con un porcentaje de 40% y presenta una tendencia decreciente, pero manteniendo porcentajes altos y hacia el final de la zona terminando en 25%. La familia Solanáceae desciende hacia final de la zona, al igual que Compositae, *Piper* y el género *Muntigia* desaparece al final de la zona. Se observa a Cyperaceae con su porcentaje más alto

del 10% en el núcleo, sin embargo también desciende al final de la zona. Solo Gramineae se mantiene constante en la zona con 10%. El manglar en esta zona comienza a descender con porcentajes de 9% y desaparece al final de la zona. La vegetación de humedal se ve representada con valores de 10% principalmente por Chenopodiaceae y *Typha*. Se vuelve a presentar Cucurbitaceae en una parte de la zona con 1%.

Zona 3 (50 cm-0 cm)

El bosque templado prácticamente desaparece en la zona y al final del núcleo se ve una leve recuperación con 7%, *Pinus* con 6% y *Quercus* con 1%. El bosque tropical presenta los porcentajes más altos en esta zona (entre 85-90%), de todo el núcleo y termina la zona con 65%. Siendo la familia Moraceae la de mayor porcentajes (65%), le continúa *Ficus* (25%) y *Cecropia* (20%) siendo su zona con mayor presencia. Se observan dos picos de Myrthaceae de 20% y 25% con sus mayores porcentajes. La vegetación secundaria presenta sus porcentajes más bajos (5%) del núcleo, sin embargo se observa una tendencia creciente hacia final de la zona (25%), siendo Gramineae y Compositae los principales contribuyentes en el incremento. El manglar prácticamente desaparece en la zona, se presenta *Rizophora* con 1% en algunos puntos. El Humedal se presenta al final de la zona con 4% de Chenopodiaceae.

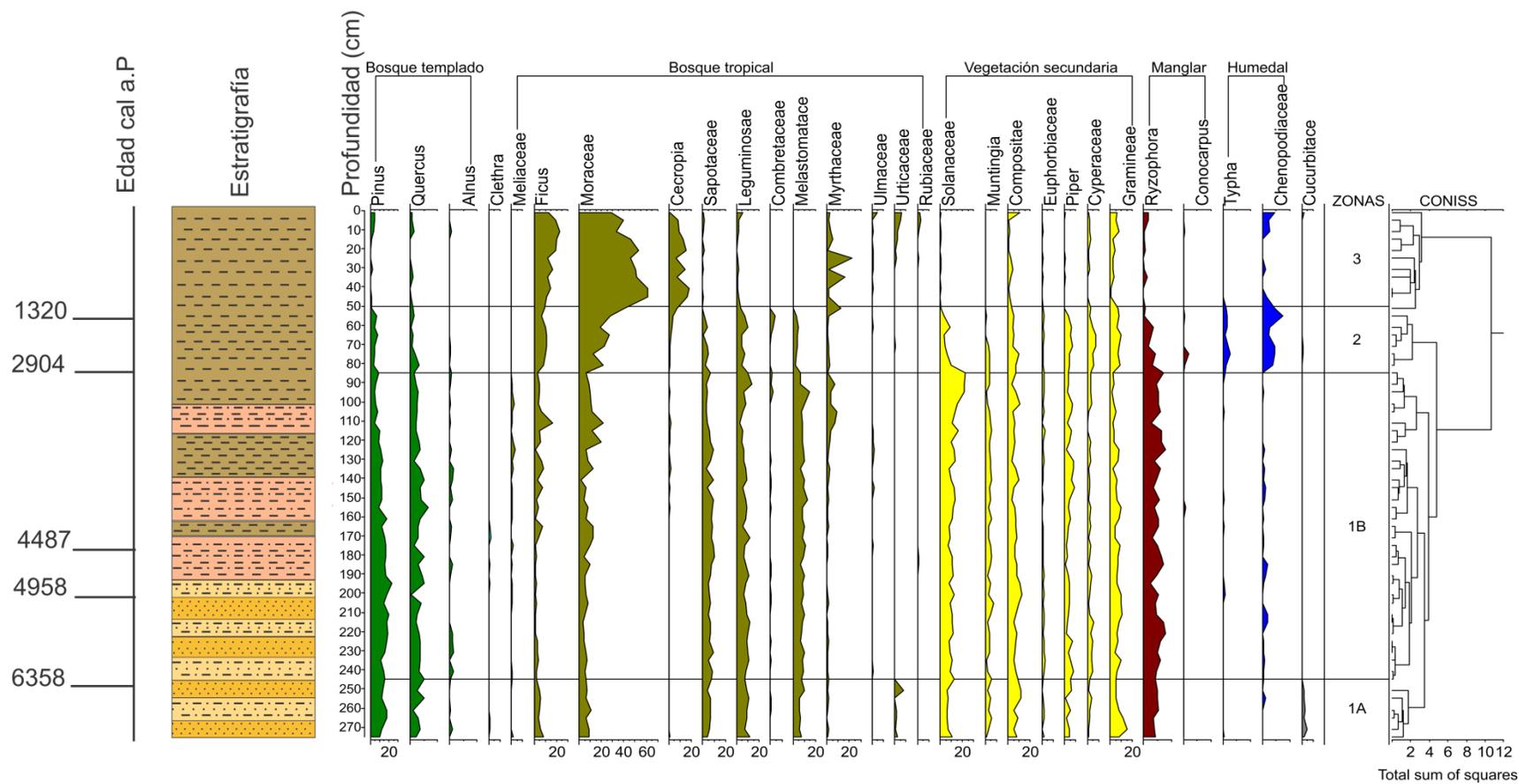


Figura 6. Diagrama polínico de los principales taxa encontrados en la laguna La Joya de Chiapas, México.

7.1.4. Análisis del carbón orgánico (CO) e inorgánico (CI) por el método de pérdida por ignición (LOI por sus siglas en ingles).

El carbón orgánico en la base del núcleo (7100 años cal a.P.) es bajo, oscilando entre valores de 4 y 6%, hasta los 4900 años cal a.P., donde comienza ascender, para alcanzar el pico máximo de carbón orgánico con valor de 70% a los 3100 años cal a.P. y desciende hasta un valor de 24% a los 2900 años cal a.P., donde se mantiene constante con valores de 22% hasta 2000 años cal a.P., a partir de ahí y hacia la cima del núcleo comienza a oscilar entre valores de 30 y 12% (Figura 7).

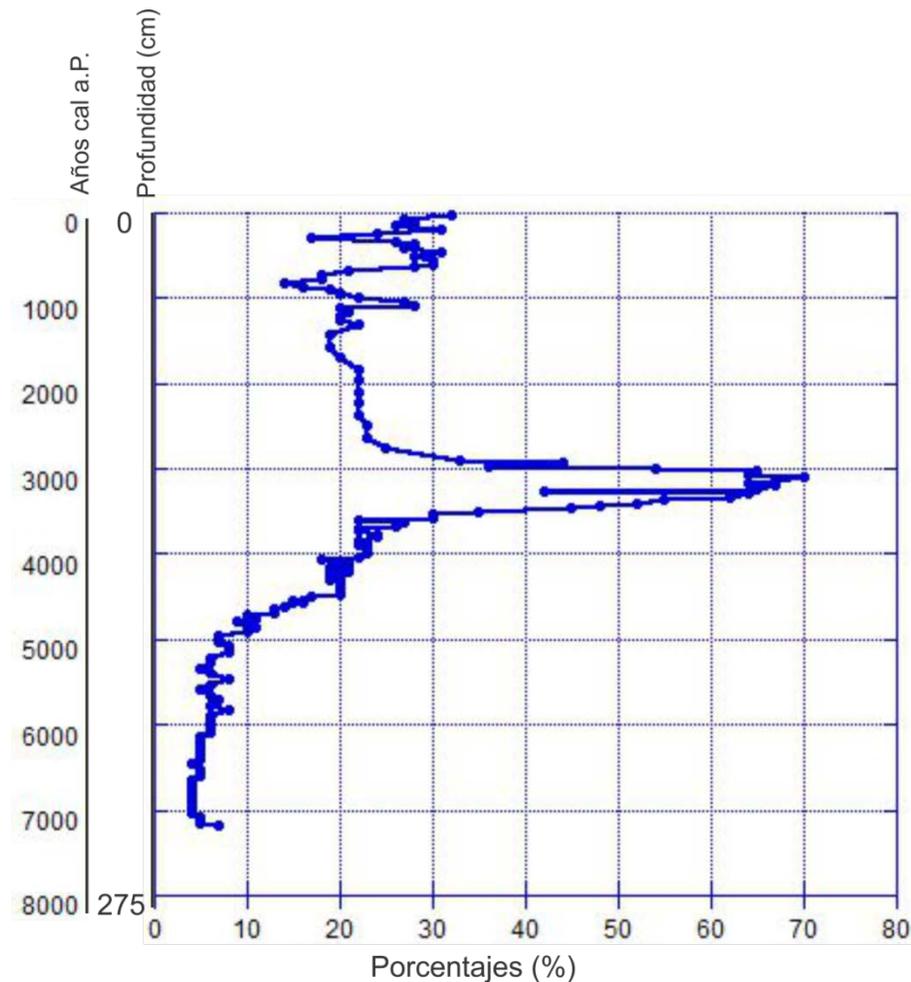


Figura 7. Carbón orgánico de la laguna La Joya Chiapas, México.

El carbón inorgánico (CI) en la base es generalmente bajo y constante con valores de 2% (hasta 8200 años cal a.P.), destacando cinco oscilaciones con valores de 1% y un incremento a 3% en este intervalo del núcleo. A partir de 4800 años cal a.P. se observa alta fluctuación entre 2 y 7%. El CI comienza a ascender y se presenta un pico de valor 6% a los 3900 años cal a.P., posteriormente desciende y oscila entre valores de 4 y 2%. Vuelve a incrementarse alcanzando un pico alto de valor de 7% a los 2900 años cal a.P. y desciende manteniéndose relativamente constante con valores de 4%, observándose la presencia de dos oscilaciones con valores de 3% en este intervalo. Se vuelve a incrementar hasta alcanzar otro pico alto de valor 7% a los 1200 años cal a.P. aproximadamente, y a partir de ahí se observan varias oscilaciones entre valores de 6 y 3%, destacando la presencia del tercer pico con valor de 7% a los 700 años cal a.P., así como dos oscilaciones bajas con valores de 2% a ~400 años cal a.P. (Figura 8).

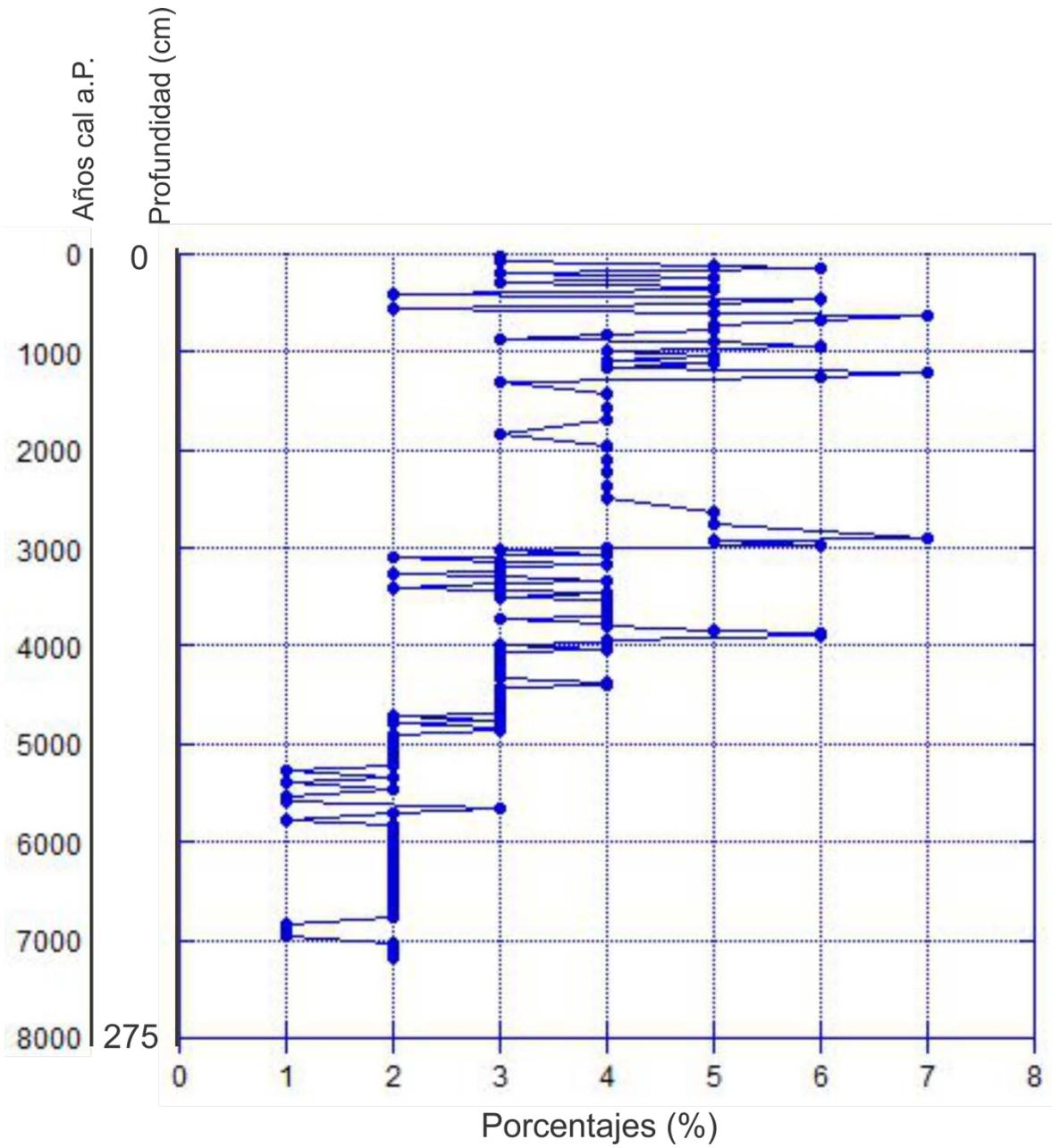


Figura 8. Carbono inorgánico de la laguna La Joya Chiapas, México.

7.1.5. Susceptibilidad magnética de la laguna La Joya Chiapas, México

De manera general la laguna La Joya muestra alta susceptibilidad magnética con drásticas oscilaciones en la base del núcleo, mostrando tres niveles con valores altos de susceptibilidad que coinciden con los estratos arenosos, los valores de susceptibilidad magnética descienden drásticamente en las arcillas y permaneciendo con valores bajos el resto del núcleo hacia la cima (Figura 9).

La alta fluctuación de susceptibilidad magnética que muestra la base del núcleo, se presenta de 275cm a 150cm (7100 a 4000 a cal a.P.), mostrando oscilación de valores entre 12.5 y 2.5, encontrando el pico más alto de susceptibilidad a los 255 cm con valor de 12.5 a los 6400 a cal a.P. aproximadamente. A partir del centímetro 150 los valores de susceptibilidad son menores de 29, con pequeñas fluctuaciones entre 0 y 1, destacando un pico de 1.5 a los 10 cm entre los ~300 años cal a.P. (Figura 9).

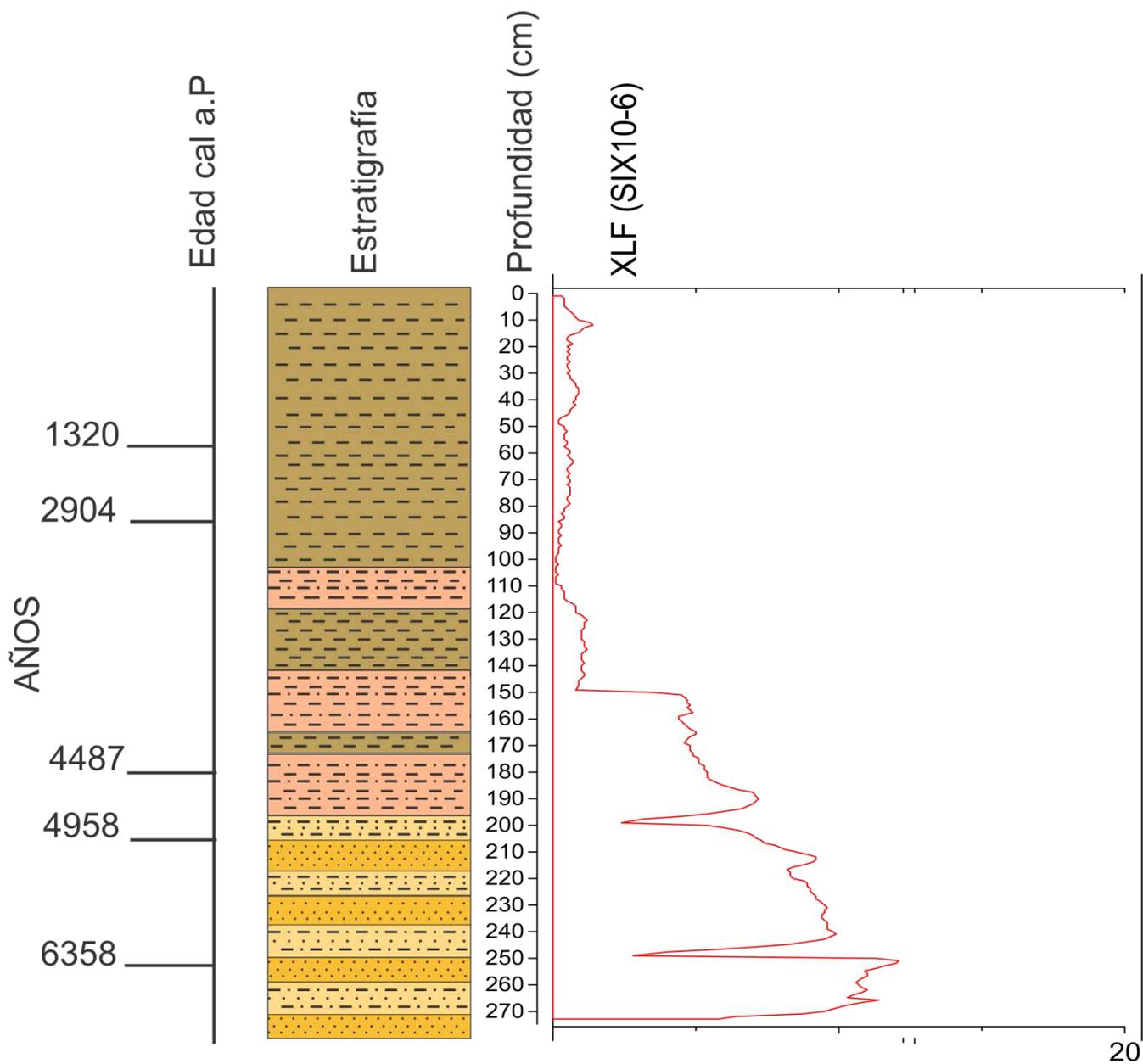


Figura 9. Análisis de susceptibilidad magnética comparada con la columna estratigráfica de la laguna La Joya.

7.2. RESULTADOS DEL ESTERO EL CIEGÓN DE LA COSTA DE CHIAPAS, MÉXICO.

7.2.1. Estratigrafía del estero El Ciegón.

La columna sedimentaria del estero El Ciegón de la costa de Chiapas, la integra un núcleo de 200 cm de longitud. La columna se caracteriza por presentar una dominancia de sedimentos limo-arenosos que pasan transicionalmente a sedimentos limo-arcillosos bandeados haciéndose más arcillosos masivos en su cima (Figura 10).

La estratificación del núcleo de El Ciegón es horizontal para toda la unidad. Mientras que la coloración y el contenido biológico es variable. Con base a eso se describe a detalle la columna estratigráfica.

En la base de columna estratigráfica se presenta un estrato de sedimentos limo-arenosos de 25 cm de espesor con coloración café oscuro (10YR 2/1) y poca presencia de materia orgánica. Se observarán gasterópodos los cuales estaban muy fragmentados, he iban incrementándose con forme avanzamos hacia la cima del estrato y con bajo grado de conservación.

Sobreyaciendo a este estrato se observa un estrato de sedimentos arcillosos de 6 cm de espesor con coloración café oscuro (10YR 2/1), con escasa presencia de vegetación y de gasterópodos (escasos mal conservados). Le sobreyace un estrato limo-arcilloso de 19 cm de espesor con la misma coloración que el anterior, con escaso contenido de materia orgánica y gasterópodos.

Hacia la cima sobreyace un estrato arcilloso de 150 cm de espesor, con estratos finos horizontales. En la base de este estrato se observan 28 cm de color oscuro (5YR 2.5/1), con escasa presencia de materia orgánica. Los 22 cm siguientes presenta coloración más oscura (7.5YR 2.5/1) e incremento de la materia orgánica. A la profundidad de 100 a 85 cm se vuelve

color café oscuro (10YR 2/1) en paralelo a la presencia de escasos gasterópodos y ostrácodos bien preservados. Del centímetro 85 al 27 se observa color oscuro (5YR 2.5/1) con mayor incremento de materia orgánica continuando los ostrácodos presentándose en bajos porcentajes. De 26 a 0 cm el color es negro (7.5YR 2.5/ 1) aumentando visiblemente tanto el contenido de gasterópodos como de materia orgánica de todo el núcleo.

COLUMNA ESTRATIGRAFICA DEL ESTERO EL CIEGON

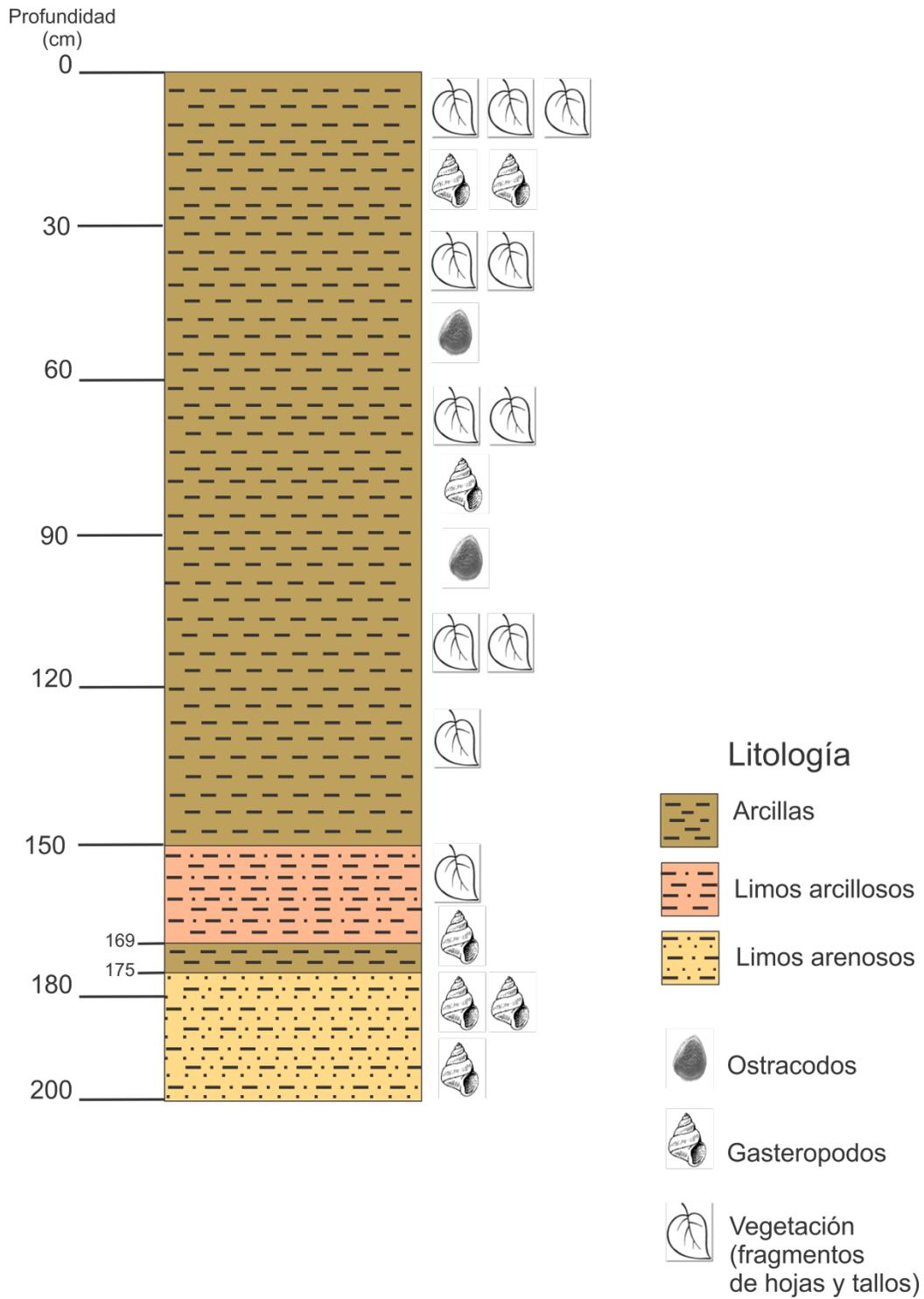


Figura 10. Columna estratigráfica (200 cm-0 cm) del estero El Ciegón costa de Chiapas.

7.2.2. Geocronología isotópica de ^{14}C del estero El Ciegón Chiapas, México

Para el análisis cronológico del núcleo de sedimentario del estero El Ciegón se realizaron 3 fechamientos (Tabla 2) en la Universidad Nacional de Taiwán de la ciudad de Taipéi, Taiwán. Se utilizó el método isotópico de ^{14}C y a partir de las edades obtenidas se calculó la tasa de sedimentación. Se registra una tasa de sedimentación de 0.019 cm/año a los 3557 a.P., observando de manera general una lenta tasa de sedimentación, mientras que a los 4600 a.P. se calculó 0.038 cm/año, mientras que a los 4762 a.P. se observa la mayor tasa de sedimentación alcanzando los 0.518 cm/año (Figura 11). Las fechas ^{14}C fueron calibradas a años calendarios utilizando el programa CalPal ver.1.5.

Código de laboratorio	Profundidad (cm)	Tipo de muestra	Edad ^{14}C	Años Cal a.P
NTUAMS812	71	Sedimentos	3557 \pm 21	3843-3885
NTUAMS813	111	Sedimentos	4600 \pm 25	5313-5435
NTUAMS816	195	Sedimentos	4762 \pm 15	5489-5567

Tabla 2 Fechamientos isotópicos de ^{14}C del estero El Ciegón Chiapas, México calibrado en años antes del presente (a.P).

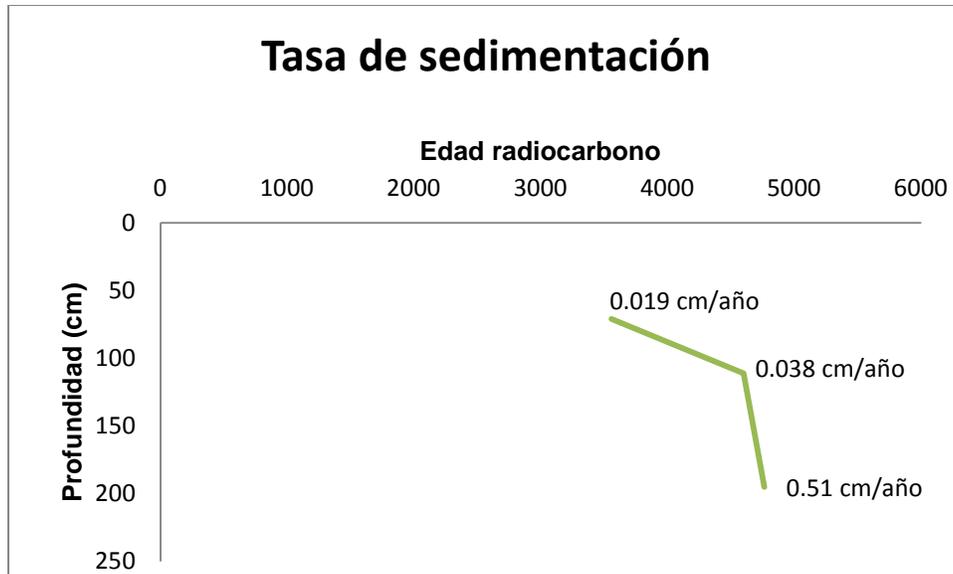


Figura 11. Curva de edad y tasa de sedimentación del estero El Ciegón Chiapas, México.

7.2.3. Análisis polínico del estero El Ciegón Chiapas, México.

Se identificaron 37 taxa polínicos, de los cuales destacan *Rizophora*, *Typha*, *Chenopodiaceae*, *Ficus*, *Moraceae*, *Gramineae* y *Pinus*. Los taxa fueron agrupados de acuerdo a su afinidad ecológica en cinco tipos de vegetación: bosque templado, bosque tropical, vegetación secundaria, manglar y humedal. El bosque templado incluye *Pinus*, *Quercus* y *Alnus*. Para el bosque tropical destaca los taxa *Malpighiaceae*, *Meliaceae*, *Ficus*, *Moraceae*, *Cecropia*, *Sapotaceae*, *Mimosoideae*, *Leguminosae*, *Bombacaceae*, *Myrthaceae* y *Ulmaceae*. La vegetación secundaria se integra por *Solanaceae*, *Muntingia*, *Compositae*, *Acalipha*, *Euphorbiaceae*, *Piper* y *Gramineae*. El manglar estuvo representado principalmente por *Rizophora*, *Laguncularia* y *Conocarpus*. El humedal por *Typha*, *Cyperus* y *Chenopodiaceae*.

El diagrama de polen se dividió en 5 zonas, basados en las principales divisiones del análisis de Coniss del programa Tilia (Figura 12). La zona 1A (200 cm-175 cm), zona 1B (175 cm-145

cm), la zona 1C (145 cm-90 cm), la zona 2 (90 cm-25 cm) y la zona 3 (25 cm- 0 cm . Las cuales se describen a continuación.

Zona 1A (200 cm-175 cm)

El bosque templado se presenta en la zona pequeñas fluctuaciones entre 10-15%, mostrando su pico máximo (20%) de todo el núcleo al final de la zona. Siendo el *Pinus* el mayor representante, mientras *Quercus* y *Alnus* se presentan constantes, pero con 3 y 1% respectivamente. El bosque tropical comienza la zona con 40% y disminuyendo a 30% al término de la misma, representado principalmente por *Ficus* con 10% descendiendo a 5% al final de la zona, Moraceae se mantiene constante con 10%, Sapotaceae se presenta con un 3% relativamente constante; Leguminosae comienza la zona con 10% decrece a un 5% y se vuelve a incrementar a 10% el resto la zona. La vegetación secundaria muestra poca fluctuación entre 20 y 25%, observando la presencia de Solanaceae y *Muntingia* con 4% en la mayor parte de la zona, Compositae al inicio de la zona presentando 8% disminuyendo a 1% y terminando la zona en 5%; *Piper* muestra un pico al comienzo de la zona de 10%, desciende y prácticamente desaparece del resto de la zona; Gramineae comienza con 4% incrementando a un 9% en la mayor parte de la zona. El Manglar comienza la zona en 20% incrementando a 25% a los 185cm, disminuyendo y terminando la zona en 15%, su principal representante es *Rhizophora*, mientras que *Laguncularia* y *Conocarpus* muestran entre 2 -1%. El humedal varía entre 9 y 14%, se aprecia a *Cyperus* iniciando la zona con 8% y posteriormente oscilando entre 5 y 3%; Chenopodiaceae comienza la zona con 1% y se incrementa a 9% manteniéndose relativamente constante el resto de la zona.

Zona 1B (175 cm-145 cm)

El bosque templado comienza 20%, desciende y presenta oscilación entre 9-15%, de manera general oscila con el taxa *Pinus*, mientras *Quercus* presenta 4% al inicio de la zona y terminando en 2%, *Alnus* muestra 1% en la mayor parte de la zona. El bosque tropical fluctúa entre 30 y 50%, representado principalmente por *Ficus* con 5% en el inicio de la zona, incrementando y oscilando entre 12-10% durante toda la zona. Moraceae varía entre 10 y 15%, Sapotaceae con un 1% al iniciar la zona y 4% al final de la misma. Leguminosae presenta 10% en la mitad de la zona y 5% en la otra mitad. La vegetación secundaria muestra valores de 20 y 25%, Solanaceae y Muntingia se presentan con 5% al inicio, descendiendo y desapareciendo al final de la zona. Compositae comienza con 5% incrementándose a 10% el resto de la zona, mientras que *Piper* comienza con 1% y se incrementa a 5% y Gramíneae muestra valores de 5 y 10%. El manglar se observa con 15% la mayor parte de la zona y una disminución a 10%, siendo *Rhizophora* el mejor representado con 9 y 13%, *Laguncularia* con 1 y 2%, mientras que *Conocarpus* 2% al inicio de la zona y desapareciendo hacia el final. El Humedal con valores de 5 y 7%, terminando la zona con 2%, representado por *Cyperus* con 2%, un pico de 3% y al final de la zona 1%. Chenopodiaceae con 2% relativamente constante.

Zona 1C (145 cm-90 cm)

El bosque templado fluctúa entre 5 y 15%, con *Pinus* mostrando 10% en la mayor parte de la zona, *Quercus* con valores de 5 y 2%, mientras que *Alnus* con 1% en algunos puntos de la zona. El bosque tropical presenta valores de 35, 40 y 50%, representado por *Ficus* que muestra su pico máximo (30%) al iniciar la zona, luego desciende y muestra valores entre 5 y 15%; se aprecia a Moraceae con valores de 10 y 7% en el intervalo, Leguminosae presenta

oscilaciones entre 5-10%, resaltando un pico de 25% a los 105 cm y se observa a Bombacaceae con un pico de 10% en el mismo nivel; se registra a Myrthaceae con 3 y 5% hacia la cima de la zona. Solanaceae y *Muntingia* se muestran con 3%, siendo constante en la zona Solanaceae y *Muntingia* con menor presencia. Compositae oscila entre 10 y 5% en toda la zona. *Piper* inicia la zona con 10% decrece y comienza a desaparecer, presentando un incremento de 5% al término de la zona. En tanto que Gramineae oscila entre 5 y 10%. El manglar presenta variación, comienza con 15% se incrementa a 25% decreciendo a 10% a los 110 cm y termina la zona con 30%, *Ryzophora* es el principal causante de la variación, mientras que *Laguncularia* y *Conocarpus* se observan en la zona con porcentajes que no superan el 5% de manera discontinua. En tanto que el humedal comienza la zona con 3 y 5%, incrementando a 15% con la disminución del manglar y disminuyendo a 7% al final de la zona con el incremento del mangle, está representado por *Typha* 5% en un punto de la zona que coincide con el descenso del mangle, *Cyperus* con porcentajes de 3 y 4% de manera discontinua y Chenopodiaceae con 2% iniciando la zona y 9% a los 110 cm, disminuyendo (3%) con el incremento del manglar .

Zona 2 (90 cm-25 cm)

El bosque templado muestra oscilaciones entre 5 y 12%, representado por *Pinus* (3-8%) y *Quercus* (2-4%) principalmente mostrando de manera general las mismas oscilaciones pero con diferentes porcentajes. El bosque tropical fluctúa entre 30 y 43%, mostrando su pico máximo (65%) al término de la zona, *Ficus* comienza con 9% la zona, decrece y desaparece prácticamente del registro. Moraceae presenta valores de 5 y 10% en el intervalo, se observa a *Cecropia* con un 3%, siendo Leguminosae el principal aportador de la Fluctuación, variando entre 10 y 20%, mostrando al final de la zona su pico máximo de 50% y Myrthaceae presenta

registros de 3 y 5% en la mayor parte de la zona. La vegetación secundaria comienza con 25%, disminuye y muestra oscilaciones entre 10 y 20%, se observa a *Muntingia* con 5% en algunos puntos de la zona, Compositae comienza con 10% y disminuye a 2%. Euphorbiaceae se observa con 4% de manera discontinua; *Piper* inicia la zona con 4%, para luego desaparecer prácticamente del registro y Gramineae se aprecia de manera continua con 5%, incrementando a 9% al final de la zona. La vegetación de manglar comienza con 20%, disminuyendo y oscilando entre 5 y 12% el resto de la zona, *Ryzophora* comienza con 15%, disminuye y oscila entre 4 y 7%, *Laguncularia* inicia la zona con 3% y prácticamente desaparece el resto de la zona. *Conocarpus* muestra porcentajes de 5,4 y 2% relativamente constantes. El humedal comienza en 10% la zona, se incrementa y oscila entre 36 y 20%, presenta un incremento alcanzando su pico máximo (40%) y decrece, terminando la zona con 5%, está representado por *Typha* y Chenopodiaceae con sus porcentajes más altos de todo el núcleo, *Typha* entre 10 y 25 %, mientras Chenopodiaceae con 10 y 20%, resaltando que el incremento del humedal concuerda con la disminución del manglar en la zona.

Zona 1 (25 cm-0 cm)

El bosque templado inicia en 4%, incrementa y presenta porcentajes de 11 y 7 el resto de la zona, *Pinus* representa entre el 3 -10%, *Quercus* entre el 1-5% y *Alnus* termina la zona con 1 y 2%. El bosque tropical comienza la zona con 65%, descendiendo a 30% y termina la zona con 40%, está representado por *Ficus* con un 2% al final de la zona, Moraceae con 9% al inicio y termino de la zona y el resto de la zona entre 2 y 1%; Sapotaceae inicia la zona con un 5% y termina con un 2%, Leguminosae es el principal representante con 40% y 30% en toda la zona, Myrtaceae con 5% de manera continua. La vegetación secundaria oscila entre 25 y 10%, Solanacea con 10 y 9% durante toda la zona; *Muntingia* con 7% al inicio y con 5% hacia

el final, Compositae 5% de manera discontinua y 5% de Gramineae generalmente continúo. El manglar muestra sus porcentajes más altos de todo el núcleo, iniciando con 10% e incrementando a 35% el resto de la zona, representado por *Ryzophora* principalmente con 30 y 25%, *Laguncularia* con 4% hacia el final de la zona, *Conocarpus* con 4% y un pico de 10% a los 10 cm, destacando que con el incremento del manglar prácticamente desaparece el humedal de la zona.

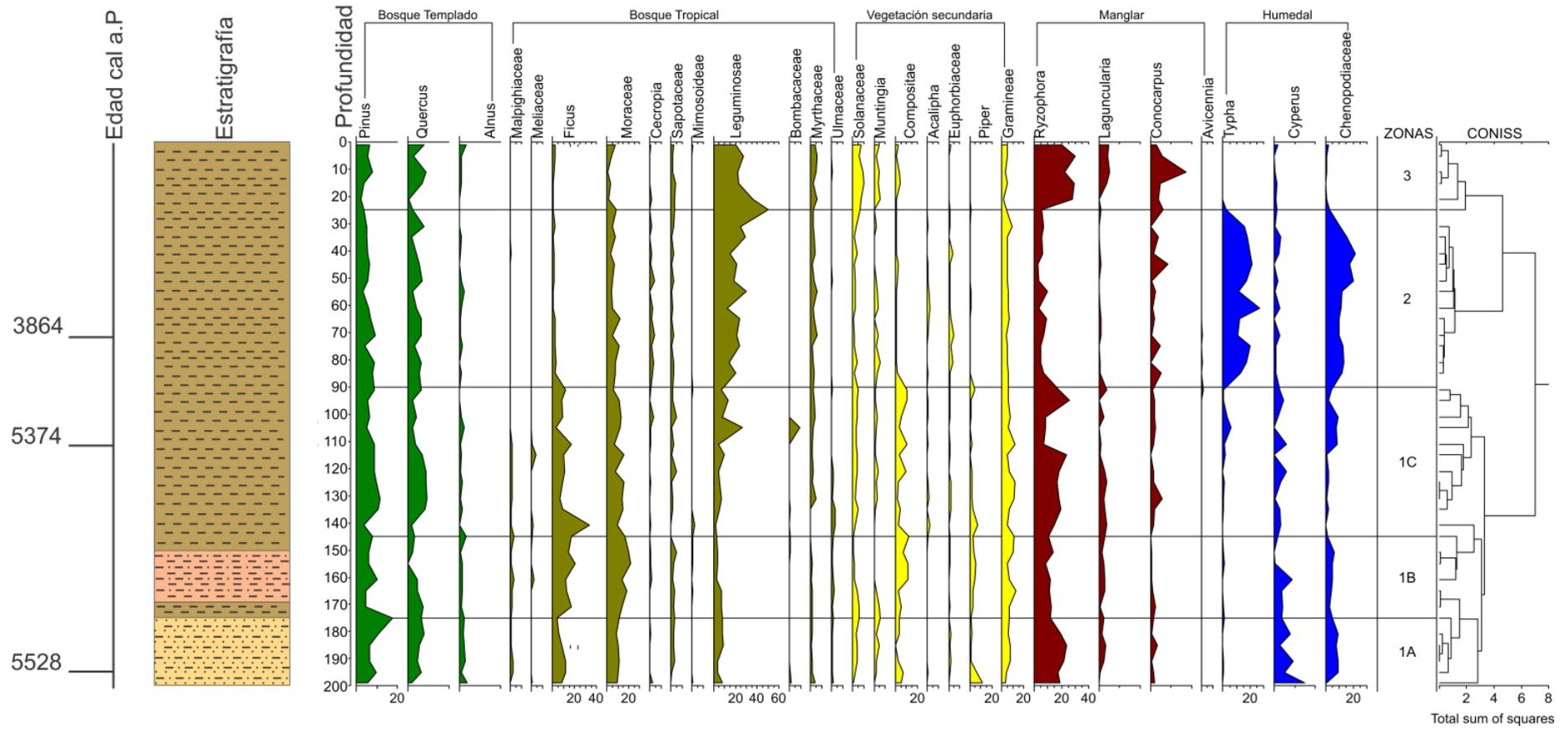


Figura 12. Diagrama polínico de los principales taxa encontrados en el estero El Ciegón Chiapas, México.

7.2.4. Carbón orgánico e inorgánico del estero El Ciegón por el método pérdida por ignición.

El carbón orgánico inicia bajo en la base del núcleo (5528 años cal a.P.), observando tendencia creciente con fluctuaciones y alto contenido, apreciando en la cima valores altos de carbón orgánico (Figura 13).

Los valores bajos presentes en la base del núcleo son menores de 10% y comienza a incrementarse alcanzando su pico máximo con valor de 60% a los 5500 años cal a.P. le continua alta fluctuación entre valores de 30% y 55% hasta los 4000 años cal a.P., a partir de ahí se observa un incremento a valor de 53% y desciende oscilando entre valores de 30% y 40% hasta los 1500 años cal a.P. aproximadamente, donde comienza a incrementarse mostrando valores altos entre 55% y 59% en la cima del núcleo (Figura 13).

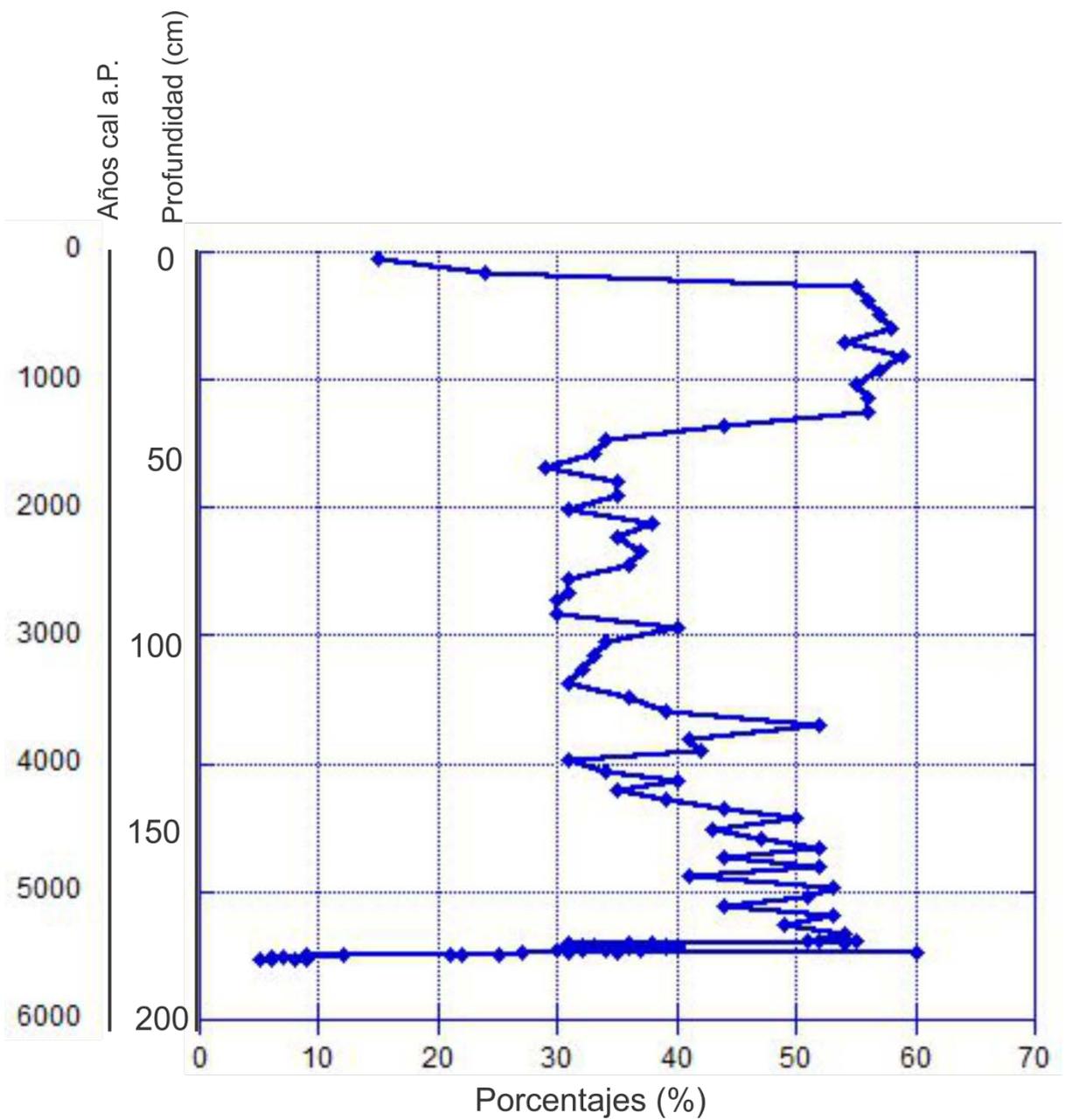


Figura 13. Carbón orgánico del estero El Ciegón Chiapas, México.

El carbón inorgánico en la base es bajo, incrementándose y presentando altas fluctuaciones con periodos de alto contenido y de bajo contenido, de manera general inferiores al carbón orgánico.

En la base los valores son entre 5-7%, incrementando y mostrando alta fluctuación con valores entre 13% y 27% hasta los 4500 años cal a.P. donde decrece y muestra oscilaciones entre valores de 7% y 20%. En la cima del núcleo se vuelve a incrementar a partir de los 1000 años cal a.P., mostrando valores entre 23% y 25% así como su pico máximo con valor de 33% al final del núcleo (Figura 14).

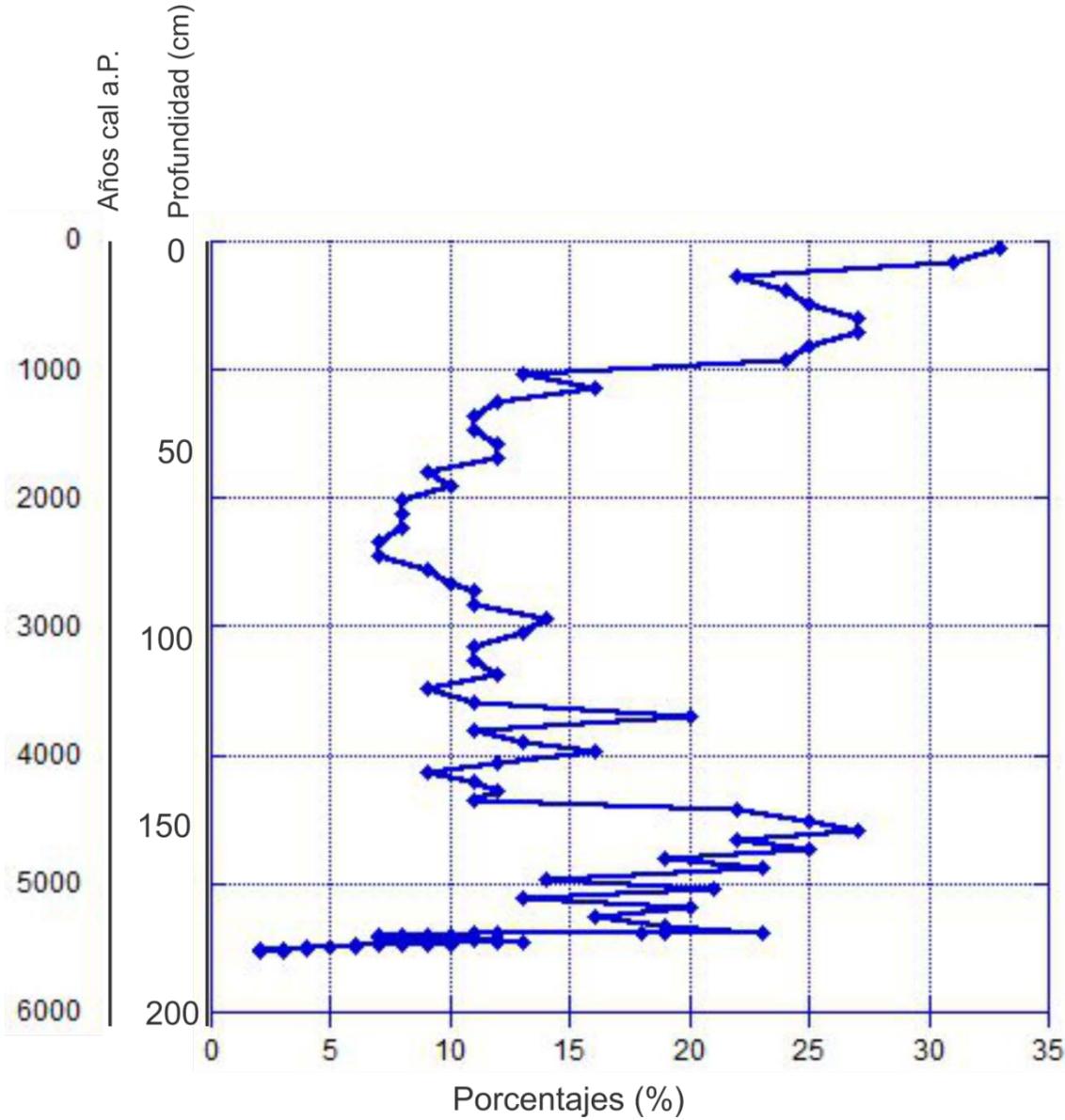


Figura 14. Carbón inorgánico del estero El Ciegón Chiapas, México.

7.2.5. Análisis de Susceptibilidad magnética del estero El Ciegón de la costa de Chiapas, México.

De manera general la susceptibilidad del núcleo de El Ciegón es baja, resaltando el pico máximo de susceptibilidad en la base del núcleo, descendiendo y permaneciendo relativamente constante con valores bajos hacia la cima (Figura 15).

En la base del núcleo se muestra el pico máximo de susceptibilidad a los 195 cm (5528 años cal a.P) con valor de 7, comienza a descender a valores de entre 6 y 2, hasta los 155 cm donde los valores son menores de 1, presentando de los 90 a los 50 cm valor 1, disminuyendo y en la cima terminando con valor de 1 (Figura 15).

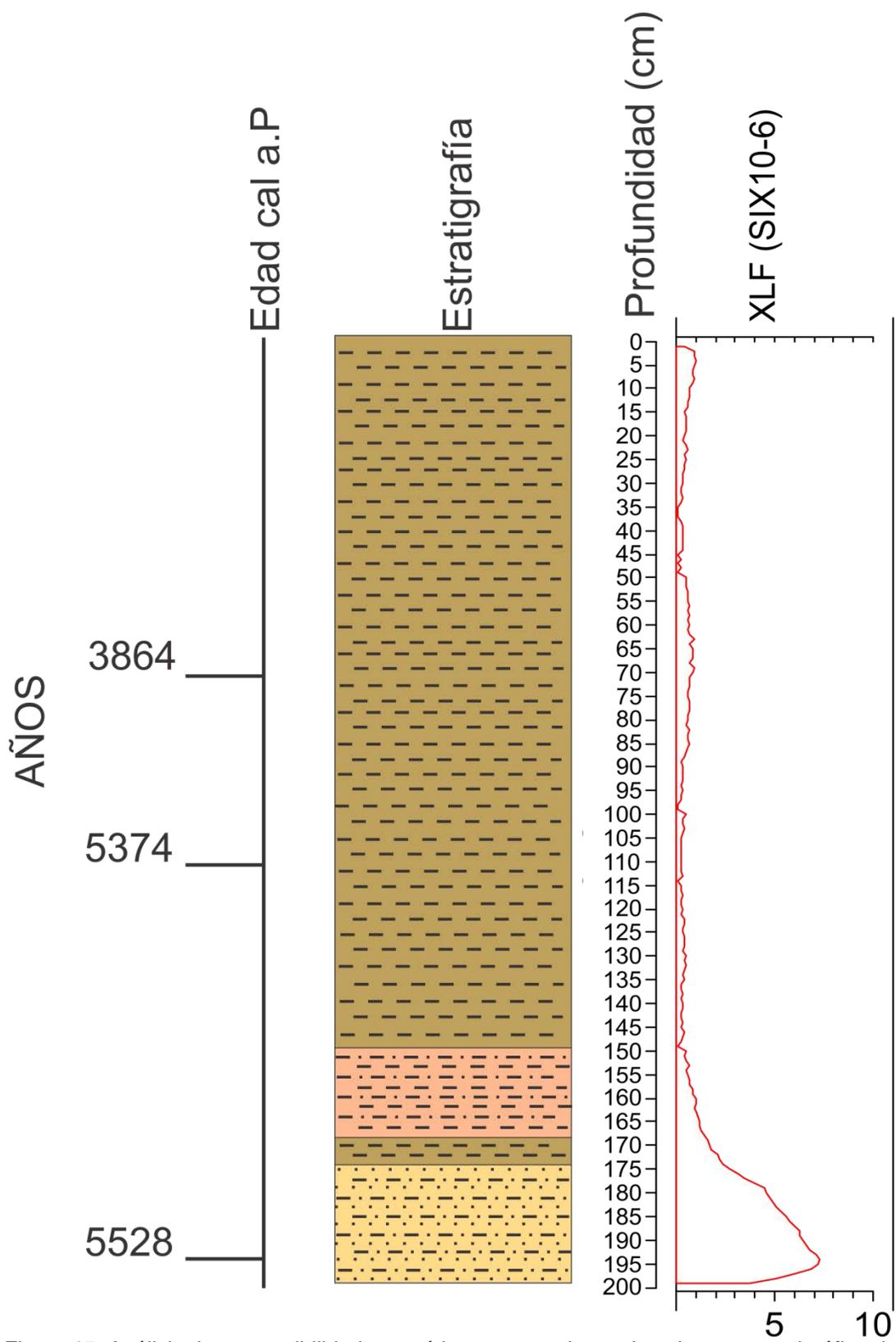


Figura 15. Análisis de susceptibilidad magnética comparada con la columna estratigráfica del estero El Ciegón.

8. DISCUSIÓN

En el presente trabajo se planteó observar los efectos del cambio climático y las variaciones del nivel del mar sobre la vegetación y la sedimentación de la costa del Pacífico Sur de Chiapas, durante el Holoceno medio y tardío. A través de un enfoque multi-proxy basado en análisis polínico, estratigráficos, contenido de carbón orgánico e inorgánico y susceptibilidad magnética.

Los dos núcleos obtenidos de la costa de Chiapas, presentaron importantes cambios en los proxis analizados, destacando dos eventos de la laguna La Joya, uno en la base del núcleo de alta energía y otro en la cima con importantes cambios en la salinidad del agua debido a variaciones del nivel del mar, mientras el estero El Ciegón presenta el evento más marcado hacia la cima del núcleo.

8.1. VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR EN LA COSTA DE CHIAPAS, MÉXICO.

Los niveles del mar y modificaciones geomorfológicas por efecto de la variabilidad climática han traído cambios significativos en los regímenes hidrológicos, que a su vez han alterado el hábitat de los manglares considerablemente (*Limaye et al., 2014*). Datos a lo largo de la costa del Pacífico sugieren que el nivel del mar se estabilizó entre 6000-5200 años cal a.P. (*Voorhies, 2004*). En el Caribe mexicano la línea de la costa fue establecida antes de 3800 años cal a.P., a raíz del aumento del nivel del mar en el Holoceno temprano (*Torrescano e Islebe, 2006*). Sin embargo, en nuestros sitios de estudio se observa como las oscilaciones del nivel del mar continuaron durante la transición Holoceno medio-tardío, estabilizándose aproximadamente a los 1300 años cal a.P.

En la laguna La Joya se puede apreciar como la variación del nivel del mar ha afectado el comportamiento de la vegetación. A partir de la estabilización mundial del nivel del mar durante el Holoceno medio y en la mayor parte del Holoceno tardío se muestra la vegetación de manglar constante con baja presencia en el núcleo (10-15%), indicando la incursión de agua salada en la laguna. Se observa un pequeño incremento de *Conocarpus* a los 2900 años cal a.P. aproximadamente, que está relacionado con menor inundación en el sitio (Tomlinson, 1994). En la cima del núcleo de la laguna La Joya de los 1300 años cal a.P. al presente, se observa la desaparición del manglar infiriendo que dejó de entrar agua salada a la laguna, siendo atribuido a una disminución del nivel del mar. En el Pacífico Sur Kennett et al. (2010) muestra una caída significativa en el polen de mangle rojo (4100-400 años cal a.P.), lo que indica que el ambiente se había vuelto mucho menos salobre o con menor influencia marina. En tanto que en la península de Yucatán a partir de 3000 años cal a.P., disminuye considerablemente el manglar y lo atribuyen a una fuerte variabilidad hidrológica (Gutiérrez-Ayala et al., 2012). Mientras que en la costa de India, la disminución del manglar desde los 3500 años a.P. se ha atribuido a la aridez del clima que prevalece y al debilitamiento de los monzones hasta hace 1500 años (Limaye et al., 2014). Sin embargo para algunas investigaciones en las costas de México los bajos porcentajes de manglar indican solo presencia cercana al sitio que se realiza el registro (Kennett et al., 2010; Carrillo-Bastos et al., 2010).

El resto de la vegetación también fluctúa entorno a los cambios en la salinidad de la laguna La Joya y a la presencia de mareas, afectando la composición y el clima prevaleciente del sitio. Se observa dominio de vegetación secundaria (40%) en la base del núcleo y muestra los porcentajes más altos entre los 2900 y 1420 años cal a.P. infiriendo cambios en la

precipitación (reducción del ciclo anual) y alta perturbación (*Torrescano e Islebe, 2006*) debido probablemente al evento de alta energía presente en la base del núcleo y/o a la perturbación causada por la presencia de mareas. En la cima del núcleo con la desaparición de manglar (1300 a cal a.P. al presente) desciende drásticamente la vegetación secundaria mostrando menor perturbación, debido probablemente al descenso del nivel del mar y por lo tanto menor influencia de las mareas. El bosque tropical se aprecia bien representado a partir de la base del núcleo (35%) con algunas oscilaciones que concuerdan con descensos de la vegetación secundaria principalmente, indicando poca humedad. Sin embargo con la retirada del agua salada de la laguna (~1300 a cal a.P.) el bosque tropical se observa altamente beneficiado, estableciéndose e incremento (90%) principalmente la familia *Moraceae*, que se muestra asociado a mayor régimen de precipitación y humedad (*Islebe y Sánchez- Sánchez, 2002*).

El núcleo del estero El Ciegón se caracteriza por fluctuaciones del manglar indicando la presencia de agua salada y por lo tanto oscilaciones del nivel del mar. Entre los 5528 años cal a.P. y los 5374 años cal a.P. el hábitat de manglar presenta pequeñas oscilaciones (20-25%), infiriendo variaciones en el aporte de agua salada para este intervalo. Al inicio de los 5370 años cal a.P. aproximadamente se aprecia una importante disminución del manglar (10%), favoreciendo al humedal por menor aporte de agua salada en el sistema y por el incremento importante del CI, indicando una disminución en el balance de precipitación/evaporación lo que puede interpretarse como condiciones de sequía (*Ortega et al., 2010; Vázquez-Castro et al., 2008*). Mostrando a los 4960 años cal a.P. aproximadamente un nuevo incremento del nivel de mar basado en el aumento de *Rizophora* (30%) y llevando a disminución del humedal. Sin embargo se presenta otra oscilación importante disminuyendo drásticamente el manglar (5-10%) y con ello el nivel del mar decrece hacia los 3950 años cal a.P. Siendo la vegetación

de humedal la más favorecida alcanzando valores altos por un largo periodo de tiempo (~2450 años) infiriendo una zona pantanosa por la presencia de taxa como *Typha* y *Chenopodiacea* que a su vez reflejan disminución de la precipitación (*Carrillo-Bastos et al., 2010*). Apoyando nuestros resultados registros de manglares en Yucatán marcan incrementos en el nivel del mar que provocan inestabilidad en la costa durante la transición Holoceno medio-tardío (*Torrescano e Islebe, 2006; Aragón-Moreno et al., 2012*).

Posteriormente se aprecia de los 1360 años cal a.P. al presente, la recuperación del manglar mostrando los valores más altos (35%) de todo el núcleo y así estableciéndose en el sitio, representando mayor aporte de agua salada que prácticamente desaparece al humedal, se observa una pequeña disminución del bosque tropical en este periodo, cabe mencionar que durante todo el núcleo el bosque tropical mantuvo altos porcentajes pero disminuye con el aumento del manglar y a la inversa. La vegetación secundaria se muestra relativamente constante durante todo el núcleo, apreciando pequeños descensos al disminuir el manglar, indicando la influencia de las mareas en la perturbación del sistema. El CO y el CI muestran sus valores más altos de todo el núcleo en este periodo indicando mayor productividad del sistema, con alto contenido de materia orgánica y de organismos calcáreos que forman parte importante de la fauna asociada a los manglares (*Whitmore et al., 2005*).

Efectos futuros del cambio climático contemporáneo con el aumento del nivel del mar.

El Cuarto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC, 2007) predice un aumento de la temperatura entre 1.1 y 6.4 grados centígrados en este siglo, acontecimiento que resultará en la reducción de la cantidad de hielo en el planeta y por consecuencia, el nivel del mar podría elevarse entre 10 y 23 pulgadas para

el año 2100. Los resultados en la vegetación de este trabajo nos indicaron que con las oscilaciones del nivel del mar durante el Holoceno medio y tardío, se afectó el comportamiento de la vegetación de la costa de Chiapas, el IPCC calcula que hacia el año 2080, el aumento en el nivel del mar podría convertir hasta un 33% de las zonas pantanosas del mundo en zonas netamente acuáticas (IPCC, 2007). De ocurrir dicha predicción, se infiere que causara la migración de la vegetación de manglar al interior del continente y en nuestra zona de estudio al presentar la Sierra Madre de Chiapas paralela a la costa, podría provocar la extinción de la vegetación de manglar debido a que necesita condiciones específicas para su adaptación y al presentarse dicha barrera ecológica no tendrá forma de establecerse en la región sumamente accidentada de la Sierra Madre de Chiapas (*González-Espinosa et al. 2005*).

8.2. VEGETACIÓN: APORTE REGIONAL Y DE CULTIVOS.

En la laguna La Joya el *Pinus* tiene presencia constante con bajo porcentaje (15%) entre 7100 y 3500 años cal a.P., comenzando a descender y prácticamente desaparece su aporte a partir de ~1300 a cal a.P. La presencia de *Pinus* nos indica el aporte regional y también puede reflejar un entorno más abierto (*Kennett et al., 2010*). En la selva lacandona ha sido identificado como un taxa que indica sequía (*Domínguez-Vázquez e Islebe, 2008*). En el estero El Ciegón la influencia de Bosque templado es constante y mantiene porcentajes bajos durante todo el núcleo, con pequeñas disminuciones.

El bosque tropical también está representado como aporte regional (*Kennett et al., 2010; Carrillo-Bastos et al. 2010*), presentando altos porcentajes en los dos sitios de estudio, indicando de manera general clima húmedo en la región. Sin embargo, en la laguna La Joya

se aprecia a partir de los 1300 años cal a.P. el dominio del bosque tropical reflejando un entorno menos abierto, reduciendo considerablemente el aporte de *Pinus* y la vegetación secundaria. En tanto que el estero El Ciegón el aporte regional del bosque tropical es relativamente constante.

Actividad humana en la costa de Chiapas

En la base del núcleo de la laguna La Joya, durante el Holoceno medio (c. 7100-6350 años cal a.P.) se registra el taxón de Cucurbitaceae con bajos porcentajes (5%), indicando presencia de cultivos. Este hallazgo es de relevancia porque se relaciona con ocupación humana temprana y la aparición de la agricultura en la costa de Chiapas. El registro desaparece rápidamente, debido probablemente a la inestabilidad del Holoceno tardío sobre la costa. En registros del Soconusco se reportó que el maíz ya se cultivaba en la región a los 6500 años cal a.P. (*Kennett et al., 2010*). En la península de Yucatán, en el centro de Quintana Roo se encuentra el primer registro de maíz alrededor de 3500 años cal a.P. (*Carrillo-Bastos et al. 2010*) y en la zona de manglar en los Petenes un primer y único registro de polen de maíz entre 2150 y 1750 años cal a.P (*Gutiérrez-Ayala et al., 2012*). En las llanuras costeras de Veracruz se registró el inicio de la agricultura a los 5000 años principalmente por *Zea mays* (*Sluyter y Domínguez-Vázquez, 2006*). En el centro de México destacan, el registro de maíz cerca de 5700 años a.P. en la Hoya de San Nicolás Valle de Santiago, Guanajuato (*Park et al., 2010*) y el registro más antiguo de la agricultura a los 6541 años a.P. en Alberca Valle de Santiago Guanajuato principalmente con calabaza (*Castro-López, 2013*).

Arroyo et al. (2002) mencionan que la costa del Pacífico de Guatemala y la costa adyacente del Sur de Chiapas, México se convirtieron en el escenario de los primeros pueblos asentados en el área maya poco después de 4000 a.P., cuando los primeros asentamientos del periodo Formativo proliferaron en toda la zona de manglar, aprovechando ecosistemas costeros de las zonas bajas, los cuales eran ricos en flora y fauna que proveían los recursos que estas comunidades necesitaban.

8.3. EVENTOS CLIMÁTICOS Y DE ALTA ENERGÍA

En la base del núcleo extraído de la laguna La Joya, entre el Holoceno medio y la transición al Holoceno tardío (7100-4000 años cal a.P.) se infiere un evento de alta energía proveniente del mar, basándonos en la estratigrafía, la cual nos muestra bandas de arena fina con intercalaciones de sedimentos limo-arenosos, que concuerda con la alta susceptibilidad magnética de la base del núcleo, indicando un aumento importante de detritos con minerales ferromagnéticos. En el caso de un tsunami o una tormenta, los cambios marcados en la entrada de detritos normalmente se indican con un fuerte incremento en los valores de susceptibilidad magnética seguidos por variaciones cortas y abruptas en los valores de susceptibilidad magnética (*Font et al., 2010*) como se presentan en nuestros resultados. En Ixtapa-Zihuatanejo *Ramírez-Herrera et al. (2012)*, encuentran datos similares, mostrando alta susceptibilidad en las bandas de arena encontradas en sus núcleos, atribuidos a la presencia de tsunamis en el sitio, basados en la comparación de datos históricos observando que los tsunamis son menos frecuentes que las grandes tormentas.

Los trabajos con registros de ondas de alta energía, previos a los generados por datos históricos, dificultan la interpretación de qué tipo de evento azotó las costas, sin embargo se

puede inferir de acuerdo a los datos. Durante el Holoceno medio-tardío se reporta un tsunami con base en concordancia a la similitud de la evidencia registra durante el depósito de tsunami de 2004 (*Rhodes et al., 2011*), mientras otro registro infiere un aumento en la actividad de huracanes durante el Holoceno medio-tardío basado en varios eventos registrados (*Goman et al., 2005*). Mientras que en otro registro se infiere una combinación de ambos eventos a partir de los últimos 5000 años de manera cíclica siendo los tsunamis los de menor frecuencia (*Engel y May, 2012*).

Debido a la falta de datos instrumentales para el tiempo de nuestro evento se dificulta una afirmación de si es tsunami o tormenta, sin embargo sí podemos inferir que alguno o varios de dichos eventos se presentaron en la zona afectando la sedimentación y debido a la presencia cíclica inferimos la presencia de varias tormentas en la transición Holoceno medio-tardío. Los valores de carbón orgánico (CO) son bajos (-10%) en este evento indicando baja productividad del sistema y niveles muy bajos (-2) de carbón inorgánico (CI) para la transición Holoceno medio-tardío.

El carbón orgánico de la laguna La Joya se incrementa mostrando un pico máximo al término del evento de alta energía a los ~3100 años cal a.P., indicando un alto contenido de materia orgánica y alta productividad del sistema (*Ortega et al., 2010; Vázquez-Castro et al., 2008*), de manera simultánea disminuye drásticamente la susceptibilidad magnética y la estratigrafía cambia a sedimentos arcillosos principalmente. El CO y el CI se muestran con alta fluctuación a partir de los 1300 años cal a.P., observando durante todo el núcleo mayor el CO que el CI asociado al alto contenido de materia orgánica en el sistema, sin embargo en este periodo se eleva el CI obteniendo sus porcentajes más altos (-10%).

En el estero El Ciegón no se muestra un gran evento, sin embargo se aprecia en la base del núcleo a los 5528 años cal a.P. el máximo pico de susceptibilidad magnética con valor de 7, que coincide con el estrato de sedimentos limo-arenosos y los porcentajes más bajos de carbón orgánico (CO) e inorgánico (CI) de todo el núcleo, infiriendo un probable evento de menor magnitud que el presente en La Joya. La estratigrafía muestra dominancia de sedimentos arcillosos, así como susceptibilidad baja (-1) en la mayor parte del núcleo. Indicando una estabilidad relativamente constante en la sedimentación.

Registro de eventos climáticos.

Se infirió a los 1000 años cal a.P. (957 d.C.) el óptimo climático medieval en base a las condiciones húmedas que muestra el registro de polen y las altas fluctuación de CO (20-30%). Mientras que las fluctuaciones del CI a los 500 años cal a.P. (1457 d.C) se interpretaron como condiciones secas y probable en relación con la pequeña edad de hielo, dado que estas fluctuaciones tanto en el CO y el CI se presentan en el tiempo de estos registros. En el occidente de México *Vázquez-Castro et al. (2008)* registran la pequeña edad de hielo de 1350-1850 d.C.

8.4. COMPARACIÓN DE AMBOS NÚCLEOS

En la estratigrafía ambos núcleos mantienen cierta similitud presentando en la cima sedimentos arcillosos, con diferentes espesores, estratos limo-arcillosos en la laguna La Joya y solo un estrato en el estero El Ciegón. En la base solo son materiales limo-arenosos para EL Ciegón probablemente debido a que se extrajeron solo 2 m y es más propensa a mayor erosión, al presentarse más cerca de la costa y tener mayor influencia de mareas, mientras

que en el núcleo de La Joya se obtuvieron 2.75 m y se observó arena fina en la base. La susceptibilidad magnética también presenta la misma tendencia de los valores altos en la base y en sedimentos limo-arenosos y arena fina, sin embargo La Joya presenta altas fluctuaciones y valores más altos de susceptibilidad, infiriendo mayor contenido de materiales ferromagnéticos en sus sedimentos así como eventos de alta energía (Figura 16). Tanto el carbón orgánico (CO) como el inorgánico (CI) se muestran fluctuantes en ambos núcleos y se observa que el CO es mayor que el CI durante todo el núcleo para los dos sitios, sin embargo se infiere que el carbón inorgánico de El Ciegón es producido por organismos calcáreos presentes en el manglar, ya que se aprecia la fluctuación del CI con las oscilaciones del polen del manglar.

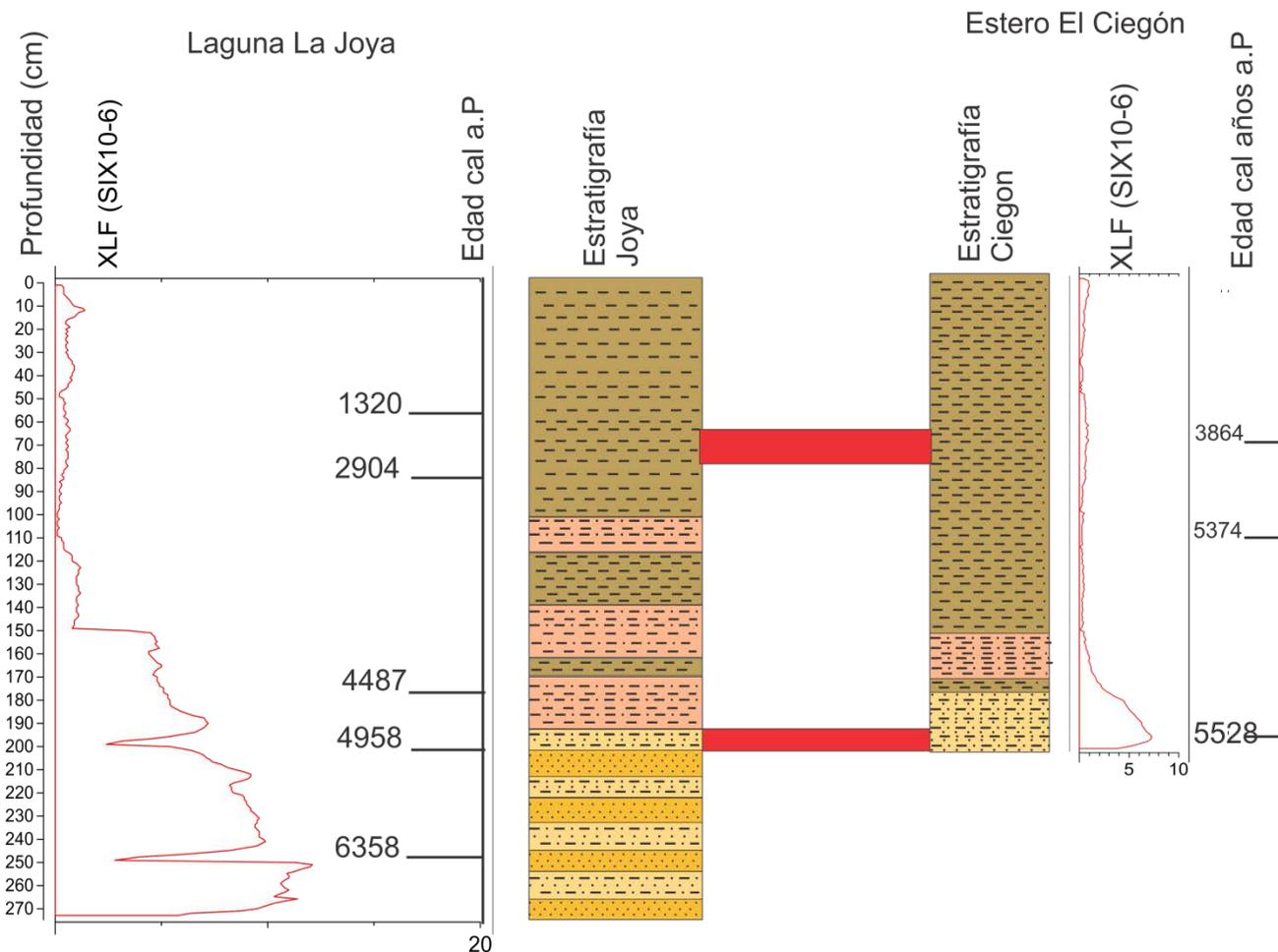


Figura 16. Comparación de estratigrafía y susceptibilidad magnética de los núcleos analizados.

La vegetación muestra de manera general los mismos taxa pero en diferente proporción, destacando que el manglar se presenta con bajos porcentajes en la laguna La Joya y desaparece al final del núcleo, dejando de tener influencia de las mareas por el cierre de la laguna a finales del Holoceno tardío, mientras que el estero El Ciegón el manglar se observa con mayores porcentajes y más oscilaciones del nivel del mar, estableciéndose en el sitio al final del Holoceno tardío (Figura 17). El bosque tropical se mantiene con porcentajes altos en ambos núcleos, sin embargo en El Ciegón se mantiene constante y en La Joya incrementa drásticamente con la desaparición del manglar, indicando un entorno más cerrado, con mayor

humedad y altas precipitaciones, debido probablemente al incremento de la frecuencia y magnitud del ENSO durante el Holoceno tardío (Moy et al., 2002; Goman et al., 2005). La vegetación secundaria se presenta relativamente constante en ambos núcleos, pero con mayores porcentajes en La Joya y una disminución drástica con el aumento del bosque tropical, corroborando lo inferido anteriormente en las condiciones ambientales de La Joya para finales del Holoceno tardío. El humedal registra escasa presencia en la laguna La Joya, mientras en el estero El Ciegón se muestra en la mayor parte del núcleo, altamente representado con el descenso del manglar y desapareciendo, con la incursión de agua salada al final del Holoceno tardío. El aporte regional de polen está dado principalmente por el *Pinus* y *Quercus* mostrándose bien representado y constante en el estero El Ciegón, mientras que en la laguna La Joya el *Pinus* es el más representado y desaparece prácticamente hacia la cima del núcleo (Figura 17).

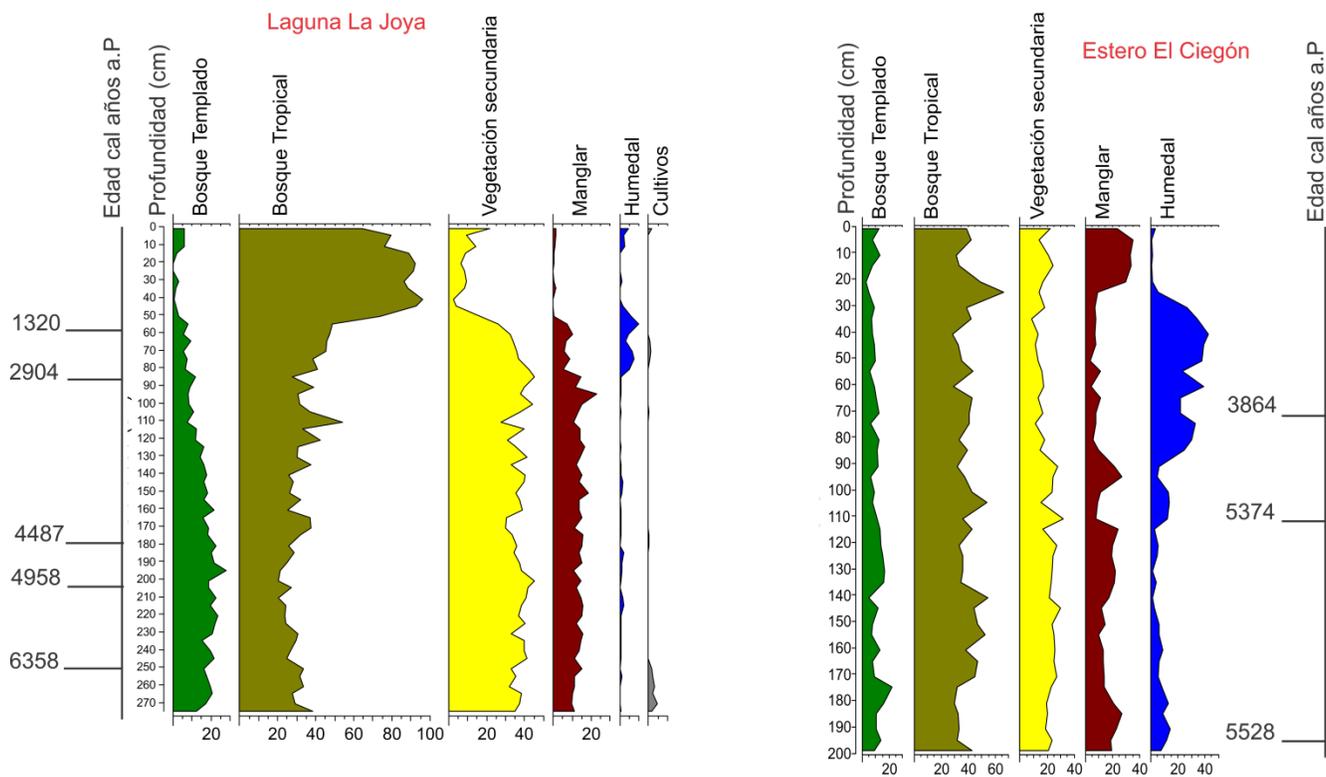


Figura 17. Resumen polínico de tipos de vegetación de la laguna La Joya y el estero El Ciegón costa de Chiapas, México.

9. CONCLUSIONES

De manera general se observó que las variaciones del nivel del mar durante el Holoceno medio-tardío afectaron la vegetación de ambos sitios. Infiriendo que a los 1300 años cal a.P. aproximadamente se dejaron de presentar variaciones del nivel del mar y se estabilizó la vegetación en ambos sitios.

Los resultados indican que hacia final del Holoceno tardío (~1300 años cal a.P.) la laguna La Joya se cerró y dejó de incursionar agua salada a la laguna, causando la desaparición de la vegetación de manglar en el sitio. Así, mismo se infiere que de continuar el cambio climático contemporáneo es de esperar que se incremente el nivel del mar obligando al manglar a migrar al interior del estado y al topar con la Sierra Madre de Chiapas, llevaría a la desaparición de la vegetación de manglar puesto que requiere condiciones específicas para su estabilización en un sitio.

Los cambios climáticos a través de eventos extremos continuos han afectado la sedimentación de la laguna La Joya, dejando registros de aportes marinos con alta energía durante el Holoceno medio, atribuidos a presencia cíclica de tormentas severas y algún posible tsunami, sin embargo se necesitan estudios complementarios que nos ayuden a una mejor interpretación de dichos eventos.

A través de los registros en el comportamiento del carbón orgánico e inorgánico y de la vegetación, en la laguna La Joya se infirió el registro de eventos climáticos a los 1000 años cal a.P. (957 d.C.) el óptimo climático medieval y a los 500 años cal a.P. (1457 d.C) la pequeña edad de hielo.

Se registró ocupación humana en la costa de Chiapas, durante el Holoceno medio (~7100-6358 años cal a.P.) a través del registro de polen de Cucurbitaceae, que indica la presencia de cultivos y por lo tanto la aparición de la agricultura para la costa.

10. REFERENCIAS

- Alongi D.M., 2008. Mangrove forests: Resilience, protection from tsunamis, and responses to global climate change. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 76 1-13.
- 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.
- Arroyo, B., H. Neff, D. Pearsall, J. Jones y D. Freidel. 2002. Últimos resultados del proyecto sobre medio ambiente antiguo en la Costa del Pacífico. En: Laporte, J.P., H. Escobedo y B. Arroyo (eds.), XV Simposio de Investigaciones Arqueológicas en Guatemala, pp. 415-424. Museo Nacional de Arqueología y Etnología de Guatemala, Asociación Tikal
- Castro-López, V. 2013. Influencia climática y antropogénica sobre la vegetación durante el Holoceno en el Bajío Mexicano. Tesis de Maestría. Instituto de Investigaciones Metalúrgicas. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Morelia, Michoacán, México, pp. 107.
- Carrillo-Bastos, A.; Islebe, G.A. y N. Torrescano-Valle, 2010. “Holocene vegetation and climate history of central Quintana Roo, Yucatán Península, Mexico” en *Review of Palaeobotany*, Volumen 160, pp. 189-196.
- Carter, R.W.G. and Woodroffe C.D. 1994. Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics. Cambridge University Press, Cambridge.
- Calpal.Uwe Danzeglocke quick cal 2007, ver.1.5. <http://www.calpal-online..>

- Cheeseman, J.M., 1994. Depressions of photosynthesis in mangrove canopies. In: Baker, N.R., Bowyer, J.R. (Eds.), *Photoinhibition of Photosynthesis: From Molecular Mechanisms to the Field*. BIOS, Oxford, pp. 377-389.
- Contreras, F., 1988. *Las Lagunas Costeras Mexicanas*, 2nd ed. Centro de Ecodesarrollo, Secretaria de Pesca, Mexico, p. 263.
- Cotillon Pierre, 1993. *Estratigrafía*. Primera edición. Editorial Limusa, S.A. de C.V. 220 páginas
- Courtney Claire, Dominey-Howes Dale, Goff James, Chagué-Goff Catherine, Adam D. Switzer y Bruce McFadgen. 2012. A synthesis and review of the geological evidence for palaeotsunamis along the coast of southeast Australia: The evidence, issues and potential ways forward. *Quaternary Science Reviews* 54: 99-125.
- Creus Novau José - Saz Sánchez Miguel A. 2005. Las precipitaciones de la época cálida en el sur de la provincia de Alicante desde 1550 a 1915. *Revista de Historia Moderna* n° 23 (pp. 35-48) issn: 0212-5862
- .Domínguez-Vázquez, G., Islebe, G.A., 2008. Protracted drought during the late Holocene in the Lacandon rain forest, Mexico. *Vegetation History and Archaeobotany*, 17, 327–333.
- Engel Max and May Simon Matthias, 2012. Bonaire's boulder fields revisited: evidence for Holocene tsunami impact on the Leeward Antilles. *Quaternary Science Reviews* 54: 126-141.
- Erdtman G. 1952. *Pollen Morphology and Plant Taxonomy. Angiosperms (An Introduction to Palynology I)*. Almqvist and Wiksell (Stockholm). 539 pp.
- Eugster, H. P. y Kelts, K., 1983. Lacustrine chemical sediments. *Chemical Sediments and Geomorphology*. Academic Press, London: 321-368.

- Evans, M.E., Heller, F., 2003, Environmental magnetism, principles and applications of enviromagnetics: San Diego, Academic Press, 299 p.
- Font, E., Nascimento, C., Omira, R., Baptista, M.A., Silva, P.F., 2010. Identification of tsunami-induced deposits using numerical modeling and rock magnetism techniques: a study case of the 1755 Lisbon tsunami in Algarve, Portugal. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 182: 87–198.
- González-Espinosa M., Ramirez-Marcial N. y L. Ruiz-Montoya. 2005. *Diversidad Biológica en Chiapas*. Editores Plaza y Valdés. 484 p.
- Goman Michelle T., Arthur Joyce and Raymond Mueller, 2005. Stratigraphic evidence for anthropogenically induced coastal environmental change from Oaxaca, Mexico. *Quaternary Research* 63: 250–260.
- Grimm, E., 2011. Tilia 1.7.16. Illinois State Museum. Research and Collection Center.
- Gutiérrez-Ayala L.V., Torrescano Valle N., Islebe G.A. (2012) Reconstrucción paleoambiental del Holoceno Tardío de la reserva Los Petenes, Península de Yucatán, México. *Rev Mex Cienc Geol* 29: 749–763.
- Hall, A.M., J.D. Hansom y J. Jarvis, 2008. Processes, patterns and rates of erosion by stormwaves on hard rock headlands: the Grind of the Navir, Shetland, Scotland. *Mar. Geol.* 248: 28-46.
- Hillaire Marcel C. y A. de Vernal. 2007. *Methods in late Cenozoic Paleoceanography: Introduction*. En: Hillaire Marcel C. y A. de Vernal (Eds.), *Proxies in Late Cenozoic paleoceanography*. First edition. Elsevier, 1-15.

- Hodell, D., Brenner M. y J. Curtis, 2005. "Terminal Classic drought in the northern Maya lowlands inferred from multiple sediment cores in Lake Chichancanab (Mexico)" en *Quaternary Science Reviews*, Volumen 24, pp.1413–1427.
- Hodell, D., Brenner M. y J. Curtis, 2007. "Climate and cultural history of the northeastern Yucatan Peninsula, Quintana Roo, Mexico" en *Climatic Change*, Volumen 83, pp. 215–240.
- INE. Instituto Nacional de Ecología. 1998. Biodiversidad de México.
- INEGI 2005. <http://www.inegi.org.mx/sistemas/mexicocifras/default.aspx?e=07>
- IPCC, 2007: *Cambio climático 2007: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático* [Equipo de redacción principal: Pachauri, R.K. y Reisinger, A. (directores de la publicación)]. IPCC, Ginebra, Suiza, 104 págs.
- Islebe, G.A. y O. Sánchez-Sánchez, (2002) "History of late Holocene vegetation at Quintana Roo, Caribbean coast of Mexico" en *Plant Ecology*, Volumen 160, pp. 187–192.
- Israde Alcántara Isabel, Velázquez-Durán Rodrigo, Lozano García Ma. Socorro, Bischoff James, Gabriela Domínguez Vázquez y Víctor Hugo Garduño Monroy. 2010. Evolución Paleolimnológica del Lago Cuitzeo, Michoacán durante el Pleistoceno-Holoceno. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Volumen 62, núm. 3, p. 345-357
- Johnson, D.P., 2004. *The Geology of Australia*, first ed. Cambridge University Press, Cambridge.

Kapp O. R., O. K. Davis y J. E. King. 2000. Pollen and Spores. Second edition.

AASP FOUNDATION. 279 pp.

Kennett Douglas J., Piperno Dolores R., Jones John G., Neff Hector, Voorhies Barbara, Megan K. Walsh and Brendan J. Culleton. 2010. Pre-pottery farmers on the Pacific coast of southern Mexico. *Journal of Archaeological Science* 37: 3401-3411.

Leyden, B.W., Brenner, M.A., Whitmore, T., Curtis, J.H., Piperno, D., Dahlin, B., 1996, A record of long and short-term climatic variation from northwest Yucatan: Cenote San Jose Chulchacá, *en* Fedick, S.L. (ed.), *The Managed Mosaic: Ancient Maya agriculture and resource use*: Utah, University of Utah Press, 30-50.

Limaye Ruta B., K.P.N. Kumaran and D. Padmalal, 2014. Mangrove habitat dynamics in response to Holocene sea level and climate changes along southwest coast of India. *Quaternary International* 325: 116-125.

Lozán García S. y E. Martínez Hernández. 1990. Palinología de los Tuxtlas: 37 especies arbóreas. *Publicaciones Especiales No. 3*. Instituto de Biología, UNAM. México, D.F. 61 p.

Ludlow W. B., L. Almeida L. y Sugiura Y. 2003. Palinomorfos del Holoceno en la Cuenca Alta del Río Lerma, Estado de México, México. *UNAM. Bol. Soc. Bot. Méx.* 72:59-105.

Magaña, V., 1999. Los impactos de El Niño en México. Dirección General de Protección Civil, Secretaría de Gobernación, México, 229 pp.

McPhaden J. Michael, 2001. El Niño and La Niña: Causes and Global Consequences Volume 1, *The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change*. pp 353–370.

- Meave, J. y M. Kellman (1994). Maintenance of rain forest plant diversity in tropical riparian forest fragments: implications for species conservation during Pleistocene drought. *Journal of Biogeography*, 21: 121-135.
- Miranda, F. 1952. La vegetación de Chiapas. Ediciones del Gobierno del Estado. Tuxtla Gtz. 2 vol. 596 p.
- Miranda F. y E. Hernández-Xolocotzi. 1963. Los tipos de vegetación de México y su clasificación. *Boletín de la Sociedad Botánica de México* 28:29-179
- Moy C.M., Seltzer G.O., D.T. Rodbell y D.M. Anderson, 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature* 420: 162-165.
- Neff H., Pearsall D.M., Jones J.G., Arroyo B., S.K. Collins and D.E. Friedel, 2006. Early Maya adaptive patterns: mid-late Holocene paleoenvironmental evidence from Pacific Guatemala. *Lat. Am. Antiq.* 17: 287-315.
- .NOAA. National Oceanic Atmospheric Administration, 2010. Historical Hurricanes tracks. <http://www.csc.noaa.gov/hurricanes/#>.
- NOAA. National Weather Service Climate Prediction Center. 2011. The ENSO Cycle. <http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/>
- Ortega, B., Vazquez, 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 Paleolimnology*, 44(3), 745-760.
- Osuna-Vallejo, V. 2012. Reconstrucción Paleoecológica durante el Pleistoceno tardío del Maar Rincón de Parangueo en Valle de Santiago, en el estado de Guanajuato. Tesis de

- Maestría. Instituto de Investigaciones Metalúrgicas. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Morelia, Michoacán, México, pp. 80.
- Palacios Chávez R., B. Ludlow W. y R. Villanueva G. 1991. Flora Palinológica de la Reserva de la Biosfera de SIAN KA'AN, QUINTANA ROO, MÉXICO. Centro de Investigaciones de Quintana Roo. 321 pp.
- Park, J., R. Byrne, H. Bohnel, R. Molina-Garza y M. Conserva. 2010. Holocene climate change and human impact, central Mexico: a record base on maar lake pollen and sediment chemistry. *Quaternary Science Reviews* 29: 618-632.
- Perry, C.T., Berkeley, A., Smithers, S.G., 2008, Microfacies characteristics of a tropical, mangrove-fringed shoreline, Cleveland Bay, queensland, Australia; sedimentary and taphonomic controls on mangrove facies development: *Journal of Sedimentary Research*, 78, 77-97.
- Ramírez-Herrera María-Teresa, Lagos Marcelo, Hutchinson Ian, Kostoglodov Vladimir, Machain María Luisa, Caballero Margarita, Goguitchaichvili Avto, Aguilar Bertha, Chagué-Goff Catherine, Goff James, Ruiz-Fernández Ana-Carolina, Ortiz Modesto, Nava Héctor, Bautista Francisco, Gloria I. López y Patricia Quintana. 2012. Extreme wave deposits on the Pacific coast of Mexico: Tsunamis or storms? — A multi-proxy approach. *Geomorphology* 139–140: 360–371.
- Rhodes Brady P., Kirby Matthew E., Kruawun Jankaew and Montri Choowong. 2011. Evidence for a mid-Holocene tsunami deposit along the Andaman coast of Thailand preserved in a mangrove environment. *Marine Geology* 282: 255–267.
- Roberts, N.1998. *The Holocene: an environmental history*. 2da. edición. Blackwell Publishing, Oxford, UK.

- Rzedowski , J. 1978. Vegetación de México. Ed. Limusa. México. 432 pp.
- Sáenz R. C. 1978. Polen y Esporas (Introducción a la Palinología y Vocabulario Palinológico)
H. Blume Ediciones. Madrid, España 219 pp.
- Servicio Geológico Mexicano 2012. Tonalá Chiapas, carta geológica minera Huixtla.
<http://www.sgm.gob.mx>.
- Sluyter, A. y G. Dominguez-Vazquez. 2005. Early maize (*Zea mays* L.) cultivation in Mexico:
Dating sedimentary pollen records and its implications. *PNAS* 103 (4): 1147-1151.
- Smith G. I. y J.L. Bischoff. 1997. An 800,000-Year Paleoclimatic Record from Core OL-92,
Owens Lake, Southeast California. U.S. Geological Survey .Special paper 317.
California 94025. 165 pág.
- Strahler Arthur N. 2005. *Geografía física*. Barcelona: Ediciones Omega, tercera edición.
- Tapia-García M., Suárez Núñez C., Cerdenares G., de Guevara L., Macuitl Montes M. C.,
García Abad M. C. 1998.Composición y distribución de la ictiofauna en la Laguna del
Mar Muerto, Pacifico mexicano. *Rev. biol. trop* [revista en la Internet]. [Citado 2012
Jun13]; 46(2): 277-284.
- Tomlinson, P.B., 1994, *The Botany of Mangroves*: Cambridge University Press, 419 pp.
- Torrescano-Valle, N. y G.A. Islebe, 2006.“Tropical forest and mangrove history from
southeastern Mexico: a 5000 yr pollen record and implications for sea level rise”.
Vegetation History and Archaeobotany, Volumen 15, pp. 191-195.
- Valdovinos, C; D Figueroa; F Peña-Cortés; E Hauenstein; B Guíñez & V Olmos. 2005. *Visión
sinóptica de la biodiversidad acuática y ribereña del lago Budi*. Cap. 22. Pp 407-417,
en: C Smith-Ramírez; JJ Armesto & C Valdovinos (eds.). *Historia, biodiversidad y
ecología de los bosques costeros de Chile*. Editorial Universitaria, Santiago, Chile.

- Van Aalst, Maarten. K. 2006. "Philippines Climate Change Adaptation Agenda: Coordination and Implementation of Climate Risk Management." World Bank Philippines Country Office, Manila.
- Van der Hammen, T., 1995. *Global change, biodiversity and conservation of Neotropical montane forests*. En: S.P. Churchill, H. Balslev, E. Forero & J.L. Luteyn (eds.) *Biodiversity and Conservation of Neotropical Montane Forests*, pp, 603-607. The New York Botanical Garden. New York.
- Vázquez-Castro Gabriel, Ortega-Guerrero Beatriz, Rodríguez Alejandro, Caballero Margarita y Lozano-García Socorro, 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*, v. 25, núm. 1, p. 21-38.
- Villa Martínez R.P. 2002. Historia del clima y la vegetación de Chile central durante el holoceno: una reconstrucción basada en el análisis de polen, sedimentos, microalgas y carbón. Tesis Entregada a la Universidad de Chile en cumplimiento parcial de los requisitos para optar al grado de Doctor en Ciencias con mención en Ecología y Biología Evolutiva.
- Voorhies, B., 2004. *Coastal Collectors in the Holocene: The Chantuto People of Southwest Mexico*. University of Florida, Gainesville.
- Whitmore, J., Gajewski, K., Sawada M., Williams, J.W., Shuman, B., Bartlein, P.J., Minckley, T., Viau, A.E., Webb, T., Shafer, S., Anderson, P., Brubaker L., 2005, *Modern pollen*

data from North America and Greenland for multi-scale paleoenvironmental applications: *Quaternary Science Reviews*, 24, 1828-1848.

Williams, M.A.J.; Dunkerley, D.L.; de Deckker, P.; Kershaw, A.P. y T.J. Stokes, 1993. *Quaternary environments*. Edward Arnold, Great Britain.