



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**RECONSTRUCCIÓN DE LA VEGETACIÓN EN LA LAGUNA LA
NEGRA, QUINTANA ROO**

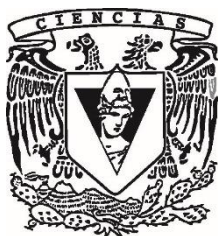
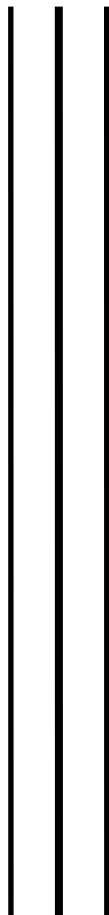
T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A:

MELISA ARANZA SÁNCHEZ ROJAS



DIRECTOR DE TESIS:

DR. YOHAN ALEXANDER CORREA METRIO



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Hoja de Datos del Jurado

1. Datos del alumno

Sánchez
Rojas
Melisa Aranza
22-32-88-80
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Ciencias de la Tierra
312244044

2. Datos del tutor

Dr.
Yohan Alexander
Correa
Metrio

3. Datos del sinodal 1

Dra.
Blanca Lucía
Prado
Pano

4. Datos del sinodal 2

Dra.
Elsa
Arellano
Torres

5. Datos del sinodal 3

Dr.
Fernando
Núñez
Useche

6. Datos del sinodal 4

Dra. en CT.
Blenda Dayenari
Caballero
Rodríguez

7. Datos del trabajo escrito

RECONSTRUCCIÓN DE LA VEGETACIÓN DEL HOLOCENO TARDÍO EN LA
LAGUNA LA NEGRA, QUINTANA ROO
85 p
2019



Este trabajo está dedicado a Maricruz y Alejandro, mis papás. Gracias por brindarme tanto apoyo, cariño y paciencia incondicional. Siempre estaré infinitamente agradecida con ustedes y con la vida por tenerlos como mis padres.

Son mi más grande amor.

Mi arrullo de estrellas.

Agradecimientos académicos

A la UNAM, por haber sido mi segunda casa desde hace casi diez años. Por darme muchas oportunidades, educación de alta calidad, grandes amigos, recuerdos bonitos y muchas experiencias académicas y personales, desde mi amada Prepa 2 y hasta mi egreso de la Facultad de Ciencias.

A la Facultad de Ciencias por brindarme sus instalaciones y sus recursos para formarme como científica. Gracias a mi Facultad conocí amigos, docentes e investigadores admirables.

A la carrera de Ciencias de la Tierra, porque me ha dado una visión multidisciplinaria de las interacciones terrestres y me enseñó que la Tierra es un planeta maravilloso y el objeto de estudio más precioso que existe.

Al Instituto de Geología de la UNAM, porque pude desarrollar mi tesis en sus instalaciones. También agradezco a la Q. Astrid Ameyalli Vázquez Salgado y al Dr. Francisco Martín Moreno, del LGA-A LANGEM, IGL, donde elaboré mi análisis geoquímico.

Al Dr. Alexander Correa Metrio, mi asesor. Gracias por permitirme ser parte de un laboratorio, cómo es el quehacer científico y por formarme como paleoecóloga. Gracias por ser mi mentor, por enseñarme el mundo de lo paleo, la importancia de la estadística y de R. Gracias por todo el tiempo que has dedicado en resolver mis dudas y por tu apoyo académico y personal.

A la Dra. Elsa Arellano Torres, a la Dra. Blanca Lucía Prado Pano, al Dr. Fernando Núñez Useche y a la Dra. Blenda Dayenari Caballero Rodríguez. Muchas gracias por su tiempo dedicado a la revisión de esta tesis, por sus comentarios, por su disposición para resolver mis dudas y por todo su apoyo en mi proceso de titulación.

Esta tesis fue financiada por el proyecto PAPIIT IN208819 "Los ecosistemas de manglar a través del Holoceno: estudios de caso del Golfo de México, el Caribe y el Pacífico mexicanos", y recibió apoyo adicional del Proyecto CONACYT 256406 "Los últimos 2,000 años en el centro de México: puntos de inflexión en las respuestas de la vegetación".

Agradecimientos personales

A mis papás, Mari y Ale, porque ustedes han sido mi fuente de amor, paciencia y apoyo incondicional más grande. Gracias por guiarme, enseñarme, cuidarme y educarme. Gracias por ser, por estar, por sacrificarse. Es imposible expresarles todo mi amor y agradecimiento en solo unas líneas. Esta tesis también es de ustedes dos. Los amo infinitamente.

A mi hermana, Tere. Gracias por tu paciencia, por hacerme reír como nadie más puede hacerlo, por ser mi cómplice, mi compañera de vida y por haberme apoyado como pudiste durante este proceso. Te amo con toda mi alma.

A toda mi familia porque ustedes, tías, tíos, primas, primos, sobrinas y sobrinos me recargan las pilas cada vez que los veo. En especial cuando veo a mis abues Tere y Conchita. Soy la más feliz porque aún puedo verlas, abrazarlas y platicar con ustedes. Gracias por cuidarme cuando estaba pequeña Tere, has sido una parte muy importante en mi vida y en mi educación. A ustedes dos, mis viejitas, las quiero con todo mi corazón.

Nuevamente le agradezco a Alex por todo su apoyo. Además de todo lo académico también te agradezco por los consejos, las risas, los recuerdos y los conocimientos que llevaré conmigo siempre. Sin duda he aprendido mucho de ti, Alex, y siempre estaré profundamente agradecida por formar parte de tu equipo.

A mis compañeros de laboratorio Ceci, Emmanuel, Gustavo, Ale, Melbi, Day, Juan Felipe, Carlos y Alexis, quienes han sido mi familia académica durante casi dos años. Gracias por el intercambio de conocimientos, por hacer amenas las horas compartidas en el lab, por su apoyo para resolver mis dudas, por las pláticas, los congresos, los consejos y las risas.

Sobre todo, le agradezco a Ceci quien, junto con Alex, me enseñó a ver polen. Gracias por ser mi mentora y algo así como una madre académica. Gracias por dedicarme tanto de tu tiempo, por siempre tener la disposición de ayudarme y escucharme, por tus consejos académicos y personales. Siempre estaré profundamente agradecida contigo, Ceci, ha sido un honor ser tu Padawan.

También quiero destacar mi agradecimiento a Day y a Emmanuel Gámez. Gracias Day por haberme apoyado mucho con las revisiones de esta tesis. Gracias Emmanuel por apoyarme con la estadística, con R y por tener la disposición de ayudarme siempre.

A mis amigas y amigos de la carrera con quienes compartí cuatro años de estudio, bailongos, Terrologos Fest, lloriqueos, alegrías y prácticas de campo inolvidables. Gracias a quienes me enseñaron qué sí es ser un buen compañero y amigo. Gracias Fer por ser mi partner in crime como Representante Estudiantil, no lo cambiaría por nada y ha sido una de las cosas más cool de toda la carrera. Gracias a Itzel Nieto, Mariana Peña, Silvana, Astrid, Dianita Galindo, Joshua, Cheche y a todos mis amigos. La licenciatura no habría sido lo mismo sin ustedes, los adoro. También gracias a mis amigos de toda la vida, quienes me han dado su apoyo incondicional a lo largo de mi vida y sobre todo en mi proceso de titulación: Karla, Liz, Luz, Areli, Max. Gracias por escucharme y estar siempre conmigo. Los amo.

A Mauricio, una de las personas que más me ha acompañado a lo largo de mi proceso de titulación. Gracias por llenarme de cariño y fortaleza para cumplir mis metas, tú me ayudas a ser una mejor persona. En el día más claro y en la noche más oscura.

Finalmente, quiero agradecer a cada una de las personas que han contribuido en mi vida de alguna u otra forma. De todos he aprendido algo y por esos aprendizajes he logrado llegar aquí.

Índice

i Resumen

ii Abstract

1. Introducción	1
2. Marco teórico	4
2.1. El sistema climático	4
2.2. Los sistemas lacustres	7
2.3. Los sedimentos en los sistemas lacustres y los estudios de reconstrucciones ambientales	9
2.4. El polen fósil como indicador ambiental	12
3. Antecedentes	14
3.1. Ocupación humana en la Península de Yucatán a través del Holoceno tardío.	14
3.2. Historia ambiental de la Península de Yucatán durante el Holoceno tardío o Megalayense	17
4. Área de estudio	20
4.1. Ubicación	20
4.2. Geología e hidrología	21
4.3. Clima	22
4.4. Vegetación	24
4.4.1. Bosque tropical perennifolio (BTP) y subperennifolio (BTSP)	25
4.4.2. Bosque tropical caducifolio (BTC) y Bosque tropical subcaducifolio (BTSC)	26
4.4.3. Manglares	27
4.4.4. Petenes y vegetación de dunas costeras	28
4.5. La laguna La Negra	29
5. Hipótesis	31
6. Objetivos	32
7. Justificación	33
8. Métodos	35
8.1. Trabajo de campo	35
8.2. Trabajo en laboratorio	37
8.2.1. Fechado y modelo de edad-profundidad	37
8.2.2. Análisis multielemental	38
8.2.3. Análisis de polen	39

9. Resultados	41
9.1. Descripción sedimentaria del núcleo	41
9.2. Modelo de edad	42
9.3. Análisis multielemental	43
9.4. Análisis polínico	45
9.4.1. Zona de polen I (78 – 40 cm)	45
9.4.2. Zona de polen II (40– 18 cm)	46
9.4.3. Zona de polen III (18 cm – 0 cm)	47
9.5. Análisis de correspondencia sin tendencia (DCA)	49
9.6. Análisis de componentes principales (PCA)	50
10. Discusión	51
10.1. La señal geoquímica	51
10.2. La señal palinológica	58
10.3. La historia ambiental de la laguna La Negra	62
10.3.1. Zona de polen I (2000 - 1050 AP)	64
10.3.2. Zona de polen II (1050 - 450 AP)	68
10.3.3. Zona de polen III (450 AP – presente)	71
11. Conclusiones	73
12. Referencias bibliográficas	75

i Resumen

La Península de Yucatán ha sido susceptible a la variabilidad climática y antropogénica en diversas escalas temporales y espaciales. Existen vestigios que muestran una dinámica socio cultural en el sureste de la Península de Yucatán a través del Holoceno tardío. Sin embargo, no hay suficientes reconstrucciones de la dinámica ambiental a través de este intervalo temporal en la región. La presente investigación se enfoca en el análisis palinológico y geoquímico del registro sedimentario de la laguna La Negra, ubicada en el estado de Quintana Roo, con el objetivo de reconstruir los cambios en la vegetación y en el clima, durante los últimos 2,000 años en la región.

Para llevar a cabo los objetivos, del centro de la laguna La Negra se extrajo un núcleo a una profundidad de 10 m. El sedimento del núcleo se describió de acuerdo con observaciones de coloración y textura, y posteriormente el núcleo fue seccionado cada centímetro. Del núcleo, se seleccionaron muestras de 21 profundidades y de cada muestra se realizó un análisis polínico, en el cual se contaron 300 granos de polen bajo el microscopio óptico. Cada grano de polen fue identificado a nivel de familia o género para representar la variabilidad ecológica. De igual forma, cada una de las 21 muestras seleccionadas fue sujeta a un análisis geoquímico utilizando la técnica de Análisis de Fluorescencia de Rayos-X (XRF).

Para facilitar la interpretación de los datos, los resultados de los análisis se ordenaron en tres zonas según las observaciones de cambios evidentes en los ensambles de polen. A lo largo de todo el registro de la laguna La Negra, se observaron cambios en los procesos erosivos y en las dinámicas de la vegetación e hidrológica. La Zona I (2000 AP -

1600 AP) se caracterizó por erosión antrópica asociada a la deforestación y cambios del uso de suelo causados por la civilización Maya. En la Zona II (1050 AP – 450 AP) se observaron evidencias de mayor cobertura vegetal y pérdida de erosión, probablemente como resultado del Colapso Maya. La Zona III mostró un decremento considerable de la precipitación. Los resultados de este trabajo indican cambios ambientales causados por variaciones en la hidrología y en las actividades humanas relacionadas con los impactos de los Mayas antiguos en el paisaje. De acuerdo con la interpretación del registro sedimentario, posiblemente la influencia humana fue el agente erosivo más significativo en la región, a través del periodo de tiempo estudiado.

ii Abstract

The Yucatan Peninsula has been highly susceptible to climate variability and anthropogenic activities at diverse temporal and spatial scales. There are vestiges that show considerable socio-cultural dynamics in the southeastern part of the Yucatan Peninsula through the late Holocene. However, there are not enough reconstructions of the environmental dynamics through this time interval in the region. This research focuses on the palynological and geochemical analysis of the sedimentary record of La Negra coastal lake, State of Quintana Roo, aiming to reconstruct vegetation and climate changes during the last 2,000 years in the region.

For this purpose, a 78 cm-long sediment core was extracted from the center of La Negra lagoon at a depth of 10 m. The sediment was described according to color and texture observations and then, the core was sectioned per centimeter. Samples from 21 depths were selected and each sample was analyzed for palynological content under optical microscope, using a pollen sum of 300 pollen grains. The pollen grains were identified in family or genus level to summarize the ecological variability. Each of the 21 depths selected, was also subjected to geochemical analysis, using X-Ray Fluorescence.

To facilitate data interpretation, the results from the sedimentary record were arranged in three zones based on observations of evident changes in the pollen assemblages. Through La Negra's record there were observed changes in erosive processes, and hydrological and vegetation dynamics. Zone I (2000 BP - 1650 BP) was characterized by anthropogenic erosion associated with deforestation and changes of land use caused by the ancient Maya. Zone II (1050 BP - 450 BP) evidenced vegetation recovery and less

erosion, probably as a result of the Classic Maya Collapse. Zone III showed a decrease of precipitation. The results of this research show environmental changes caused by variations in hydrology and human impact associated with the impacts of the ancient Maya on the landscape. According to the interpretation of the sedimentary record, human influence was likely the most significant erosive agent in the region through the studied time interval.

1. Introducción

El clima es el producto de la interacción entre los componentes del sistema terrestre en escalas espaciales y temporales diferentes. En los últimos años, los cambios del clima y el ambiente se han vuelto cada vez más relevantes, debido a las implicaciones económicas y sociales de la variabilidad climática (Mackenzie, 1998; Raymond, 2015). Las reconstrucciones climáticas y ecológicas han sido fundamentales para analizar las condiciones del clima previas a las mediciones instrumentales, pues ellas brindan información a largo plazo que permite conocer de forma integral la sensibilidad y vulnerabilidad en los ecosistemas.

Las reconstrucciones de las condiciones ambientales a través del Megalayense (~4,200 años calibrados antes del presente, denotado como *AP*) permiten evaluar la sensibilidad y vulnerabilidad de los organismos ante los cambios ambientales, entre ellos los seres humanos (Gornitz, 2009); algunos registros del Megalayense revelan cómo varias civilizaciones antiguas trataron de adaptarse a la variabilidad climática persistente (DeMenocal, 2011). En este sentido, debido a su pasado cultural y a su posición geográfica, la península de Yucatán es un escenario ideal para estudiar cómo la dinámica climática y antrópica han modificado el ambiente, y por ende la vegetación. La península de Yucatán cuenta con características geográficas que la han hecho altamente susceptible a la variabilidad climática y, además, es la cuna de una de las civilizaciones prehispánicas más importantes en Mesoamérica: los Mayas.

Los Mayas se relacionan con la influencia antrópica de la península de Yucatán a partir de 7,000 AP, cuando los antiguos pobladores nómadas se asentaron en la región

(Piperno, 2006). La evidencia arqueológica y paleoambiental apunta a una intensa ocupación humana en la península de Yucatán, con cambios sustanciales a través del tiempo por lo menos durante los últimos 4,000 años (Leyden, 2002; Anselmetti *et al.*, 2007). El ejemplo más conocido es el decaimiento cultural referido como Colapso Maya, durante el cual ocurrió una disminución de la población de casi 90% (Gill, 2000), probablemente vinculada con pulsos de sequía en la región. La dinámica socioeconómica, poblacional y cultural de los Mayas se determinó parcialmente por la variabilidad climática regional.

En la península de Yucatán se han desarrollado estudios de reconstrucciones ambientales con base en diferentes indicadores, por ejemplo polen fósil, isótopos de oxígeno, isótopos de estroncio, diatomeas y ostrácodos (Hodell y Woodruff, 1994; Hodell *et al.*, 1995; Curtis *et al.*, 1996; Islebe *et al.*, 1996; Leyden *et al.*, 1996; Whitmore *et al.*, 1996). Sin embargo, en el área de Chetumal, al sureste de la península, existen pocos trabajos de reconstrucciones ambientales relacionados con la dinámica de la vegetación durante el Megalayense (Torrescano y Islebe, 2006; Carrillo-Bastos *et al.*, 2010), a pesar de que en el área se han encontrado vestigios de tres ciudades Mayas importantes, Oxtankah, Dzibanché y Kohunlich, con registros de alta dinámica poblacional durante el Periodo Clásico, (ENAH, 2019) lo cual revela la posible actividad antrópica persistente en la región, que aunada a la variabilidad climática pudo modificar el paisaje.

En esta tesis se analiza el registro palinológico y geoquímico de la laguna La Negra, ubicada en Quintana Roo, para reconstruir los cambios de la vegetación y el clima durante los últimos 2,000 años en la región sureste de la Península de Yucatán. A partir del presente trabajo se busca dar respuesta a las siguientes preguntas de investigación:

- i) ¿Cómo ha sido la dinámica ambiental en la zona de la laguna La Negra, Quintana Roo durante los últimos 2,000 años?
- ii) ¿De qué manera se han relacionado los cambios en el ambiente con los cambios en la vegetación reflejados en el registro sedimentario?

2. Marco teórico

2.1. El sistema climático

El clima representa el promedio de las condiciones del estado del tiempo meteorológico durante un periodo de mínimo 30 años en una región (Cushman-Roisin y Beckers, 2009). Éste es el producto de la compleja interacción entre las distintas esferas terrestres o subsistemas del sistema climático: la litósfera, hidrósfera, biósfera y atmósfera. El sistema climático está altamente influenciado por el balance energético terrestre, cuya principal fuente de energía es el Sol (Raymond, 2015). Además, el sistema climático está determinado por diferentes mecanismos internos y externos de variación (Mitchell, 1976; Robock, 1978), los cuales interactúan en diferentes escalas espacio-temporales (Figura 1). Algunos ejemplos de los mecanismos de variación, conocidos como forzadores climáticos, son las emisiones de gases de efecto invernadero y los cambios en los parámetros de la órbita terrestre.

Todos los subsistemas dentro del sistema climático están acoplados, intercambiando energía y materia en diferentes escalas espacio-temporales y están sujetos a retroalimentarse. La retroalimentación es el proceso por el cual se pueden amplificar o disminuir los efectos de los forzadores climáticos (Raymond, 2015), ésta es positiva cuando el efecto de la anomalía se amplifica y es negativa cuando el efecto se reduce. Un par de ejemplos de factores con un papel importante en los procesos de retroalimentación son los cambios en el albedo y los cambios en las tasas de la evaporación del agua.

Los mecanismos de variación climática actúan juntos generando variabilidad dentro del sistema climático, la cual puede ser periódica, semi periódica y no periódica. El término *variabilidad* no es equivalente al concepto de cambio climático, pues un cambio en el clima

implica cambios en la tendencia central de las condiciones posibles del sistema. Los cambios climáticos se caracterizan por diferencias significativas en las condiciones medias entre un periodo de tiempo y otro (Hare, 1979).

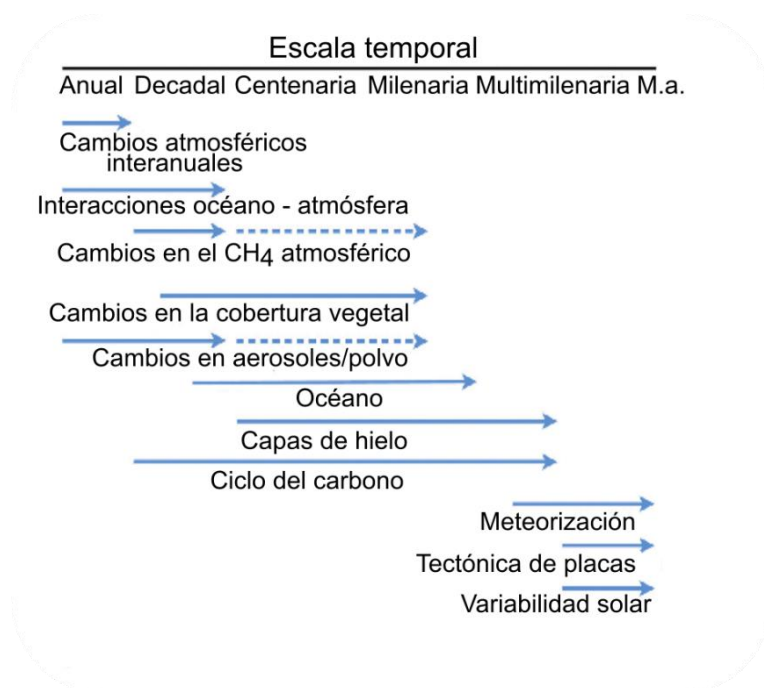


Figura 1: Ejemplos de procesos relacionados con las fluctuaciones climáticas y su escala temporal característica, abarcando la escala anual, decadal, centenaria, milenaria, multi milenaria y M.a. (millones de años). Modificado de Rohling *et al.* (2012).

Aunado a la complejidad de la variabilidad climática, la influencia antrópica también ha afectado al sistema climático. Los efectos antrópicos en la atmósfera, biosfera, e hidrósfera causan efectos comparables con la acción geológica. Incluso se ha propuesto nombrar “Antropoceno” al intervalo de tiempo habitado por el ser humano (Crutzen y Stoermer, 2000). Entre los efectos antrópicos evidentes sobre el planeta están los cambios en el uso de suelo, la deforestación, la urbanización y las emisiones de gases de efecto invernadero (Karl y Trenberth, 2003). En la actualidad se le llama “Cambio global” al

conjunto de cambios y transformaciones de gran escala, producto de las actividades antrópicas que alteran el funcionamiento del sistema terrestre (Steffen *et al.*, 2005). Así, el estudio de las interacciones en el sistema climático en sus diferentes escalas es una materia complicada, la cual representa un gran reto para la comunidad científica.

2.2. Los sistemas lacustres

Los lagos y las lagunas son cuerpos de agua epicontinentales permanentes que constituyen alrededor del 1% de la superficie terrestre. Son sistemas naturales complejos formados en depresiones de la superficie terrestre con aportes de agua (Bates y Jackson, 1988), los cuales pueden tener origen tectónico, volcánico, por deslizamientos, por actividad de los glaciares, por actividad antrópica, por disolución de materiales parentales, entre otros (Hutchinson, 1957; Sly, 1978; Margalef, 1983).

Los múltiples procesos y factores de control que forman a los sistemas lacustres condicionan sus características. Los más importantes son: a) el clima, el cual depende de la posición geográfica y de los forzamientos del sistema climático; b) el contexto geomorfológico y tectónico de la zona, mismo que determina la hidrología y la geometría de la cuenca lacustre; c) el contexto geológico y la litología del sustrato que caracterizan a la cuenca de la que proceden el agua, parte del sedimento y de los nutrientes disueltos (Glenny Kelts, 1991); d) la biota que caracteriza la dinámica ecológica del lago y de su entorno.

Del clima dependen directamente las características del balance hidrológico del sistema lacustre. Mientras que el contexto geológico delimita la conexión entre el cuerpo lacustre y el área; la distinción entre cuencas endorreicas, cerradas o desconectadas y cuencas exorreicas, abiertas o conectadas regionalmente. De la biodiversidad y de la dinámica ecológica dependen la tasa de producción de la materia orgánica, las características de los afloramientos algales y el papel del cuerpo lacustre en el ciclo del carbono y los nutrientes (Arche, 2010).

Las múltiples relaciones entre los parámetros que controlan la dinámica lacustre poseen un amplio espectro de tipos de lagos y lagunas, así como una historia evolutiva única para cada sistema lacustre. Cuando los parámetros de control de un sistema lacustre cambian, el tiempo de respuesta del sistema es corto, y tanto los cambios en los parámetros como la respuesta en el cuerpo lacustre son reflejados de forma inmediata en su registro sedimentario. Los sedimentos de los sistemas lacustres ofrecen archivos ambientales de alta resolución, los cuales son los ambientes ideales para realizar estudios de reconstrucciones ambientales.

2.3. Los sedimentos en los sistemas lacustres y los estudios de reconstrucciones ambientales

La palabra “sedimento” deriva del latín *sedimentum*, que hace referencia al material sólido depositado sobre la superficie terrestre, como las partículas no consolidadas de los minerales, de la materia orgánica o las rocas preexistentes. El sedimento se produce y se transporta por acción del agua, hielo o viento, para luego ser depositado en las cuencas sedimentarias. Finalmente, los sedimentos llegan por gravedad a la zona de acumulación del cuerpo lacustre menos afectada por el viento y la erosión, usualmente dicha zona se encuentra en el fondo del lago o laguna; a este proceso se le conoce como sedimentación (Tarbuck y Frederick, 2005).

Los sedimentos acumulados en los cuerpos lacustres tienen origen alóctono y autóctono. Los sedimentos alóctonos se producen fuera de los cuerpos lacustres y son transportados hacia ellos por medio de ríos, lluvia y viento; estos pueden ser granos de polen, minerales, ceniza, restos vegetales, entre otros. Los sedimentos autóctonos se originan dentro del lago y pueden desprenderse de remanentes de organismos acuáticos y elementos químicos precipitados dentro del lago (Figura 2). Los sedimentos brindan información importante sobre las características locales y regionales del área donde se encuentra el sistema lacustre y del sistema lacustre *per se* (Smol, 2002; Cohen, 2003). Los sedimentos más comunes en los sistemas lacustres son: a) detríticos o clásticos; b) carbonatados; c) silíceos; d) derivados de la materia orgánica.

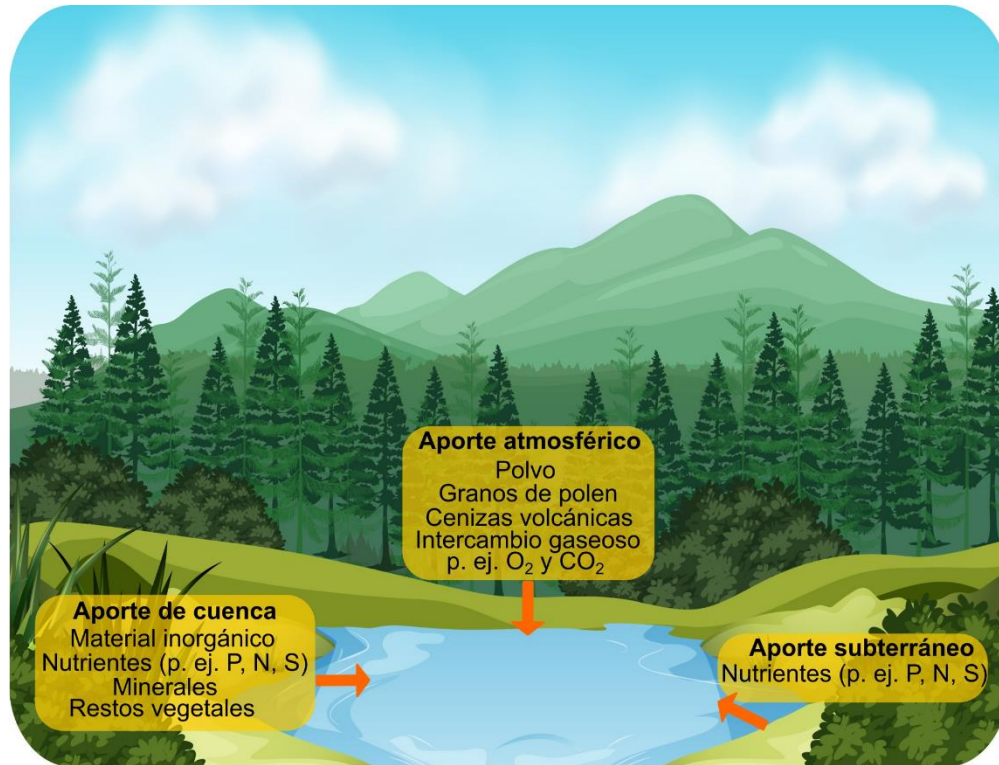


Figura 2: Fuentes comunes de sedimentos alóctonos y materiales autóctonos comunes dentro de un cuerpo lacustre.

Los sedimentos detríticos son minerales o fragmentos sólidos provenientes de rocas preexistentes derivados de la erosión y se transportan por medio de corrientes fluviales, viento, lluvia, derrumbes, entre otros. Presentan diferentes texturas y tamaños de grano según su composición, el área fuente del sedimento, los procesos de transporte hasta el cuerpo lacustre y el retrabajamiento dentro del mismo. En general, todas las sucesiones lacustres poseen una fracción detrítica, incluso proveniente de material fino transportado en suspensión por el viento (Arche, 2010).

Los sedimentos carbonatados son componentes mayoritarios de las aguas continentales y su precipitación se favorece por la actividad biológica. Parte de los carbonatos pueden ser detríticos, pero en la mayoría de los cuerpos lacustres se producen dentro de los mismos y proceden de: 1) precipitación inorgánica por saturación del agua o

por incrementos notables en la temperatura del agua; 2) acumulación en bioconstrucciones formadas por cianobacterias, como estromatolitos; 3) acumulación de elementos esqueléticos, como conchas, que pueden formar coquinas o fangos (ooze) orgánicos (Arche, 2010).

Los sedimentos silíceos suelen ser de origen biogénico y están relacionados con la presencia de diatomeas, cuya dominancia está ligada a los florecimientos estacionales. Por otro lado, los sedimentos derivados de la materia orgánica son un componente muy abundante en el sedimento de algunas cuencas lacustres. Las principales fuentes de materia orgánica en los lagos son la vegetación terrestre, los macrófitos lacustres, el zooplancton, el fitoplancton, el material carbonizado y los granos de polen (Smol, 2002).

Los sedimentos se acumulan siguiendo la Ley de Superposición definida por Nicolaus Steno, cuyo axioma establece que, si las capas sedimentarias depositadas no son deformadas, cada estrato es más antiguo que el de encima y más joven que el de abajo. Siguiendo la Ley de Superposición, en las cuencas lacustres algunos de los componentes sedimentarios son indicadores ambientales o *proxies*, los cuales se usan para reconstruir las condiciones ambientales, climáticas o ecológicas del pasado a partir de su análisis. Para llevar a cabo estudios de reconstrucciones ambientales, se extraen núcleos sedimentarios del centro de los lagos o lagunas y de acuerdo con el objetivo del estudio, pueden obtenerse con diferentes tipos de nucleadores. Entre los nucleadores más utilizados, destacan los nucleadores de gravedad (Cohen, 2003).

2.4. El polen fósil como indicador ambiental

Los granos de polen son estructuras que contienen los gametofitos masculinos de las plantas con semilla y se desarrollan a partir de las microsporas. Para las angiospermas, el proceso ocurre en las anteras de las flores y para las gimnospermas en los conos (Campbell y Reece, 2007). Los granos de polen cuentan con una pared compuesta de dos capas: intina y exina. La pared está hecha de celulosa, quitina y un polímero muy resistente denominado esporopolenina, que hace a la pared notablemente resistente para proteger al gametofito masculino en su viaje hacia el gametofito femenino de la planta (Cushing, 1967).

Los granos de polen pueden medir entre 5 μm (0.01 mm) y 100 μm (0.1 mm), tienen distinto número de poros y colpos, los cuales son aberturas por donde emerge el tubo polínico para fecundar al gametofito femenino (Bennet y Willis, 2002), también poseen diferentes patrones de ornamentación en la exina según las estrategias de polinización propias de cada taxa, como: a) zoogamia, donde los animales son los agentes polinizadores; b) anemofilia, donde el viento es el agente polinizador; c) hidrofilia, donde el agua es el agente polinizador; d) entomofilia, donde los insectos son los agentes polinizadores (Campbell y Reece, 2007).

Aunque los granos de polen son liberados al ambiente con fines reproductivos, la mayoría de ellos no fecunda a ningún gameto femenino. El polen excedente se mezcla en la atmósfera y eventualmente cae al suelo, donde parte de él es acumulado en los sedimentos de las ciénegas, ríos, lagos e incluso el mar (Bennet y Willis, 2002). En el sedimento el material genético muere en cuestión de horas, pero la pared del grano de polen se preserva gracias a la esporopolenina. De hecho, el registro más longevo de polen de angiosperma pertenece al Cretácico, hace 140 millones de años (Hughes, 1976; Crane *et al.*, 1995). Los

ambientes donde el polen se preserva mejor, generalmente presentan condiciones ácidas, anóxicas, con temperaturas y humedad constantes (Traverse, 2008).

El polen fósil está en función de la vegetación y la relación polen-vegetación está regida por la producción, transporte, la depositación del polen, la topografía y la distancia entre la vegetación y la cuenca de depósito. Los cambios en la comunidad polínica reflejan los cambios en la vegetación y por ende en el clima (Correa-Metrio *et al.*, 2014). Sin embargo, en los archivos algunos taxa pueden estar sobre representados o infra representados, e incluso ausentes (Dawson *et al.*, 2016), por lo cual es importante tener conocimientos de la vegetación presente en el área de estudio y del cuerpo lacustre para interpretar correctamente los registros de polen.

3. Antecedentes

3.1. Ocupación humana en la Península de Yucatán a través del Holoceno tardío.

Mesoamérica es una región cultural precolombina, la cual abarca una gran parte del territorio mexicano y centroamericano (Figura 3). Se divide en áreas culturales y cada una de ellas posee sus propias características culturales compartidas como lenguas, rasgos étnicos, gobierno y religiones, formando distintas civilizaciones (López y López, 2002).



Figura 3: Mapa de Mesoamérica entre 2,500 AEC y 1,521 AD donde AEC es la abreviatura de antes de la era común y AD es la abreviatura de *anno Domini*.

Para facilitar el estudio de Mesoamérica, se delimitaron tres horizontes culturales (Figura 4), o periodos: Preclásico (2,500 AEC – 200 AD), Clásico (200 AD – 900 AD) y Posclásico (900 EC – 1,521 AD) (López y López, 2002), cada uno con sus respectivas subdivisiones (Figura 4): El Periodo Preclásico se divide en Temprano (2,500 AEC – 1,200

AEC), Medio (1,200 AEC – 400 AEC) y Superior (400 AEC – 200 AD). El Periodo Clásico se divide en Temprano (200 AD – 650 AD) y Tardío (650 EC – 900 AD). El Periodo Posclásico se divide en Temprano (900 AD – 1,200 AD) y Tardío (1,200 AD – 1,521 AD).

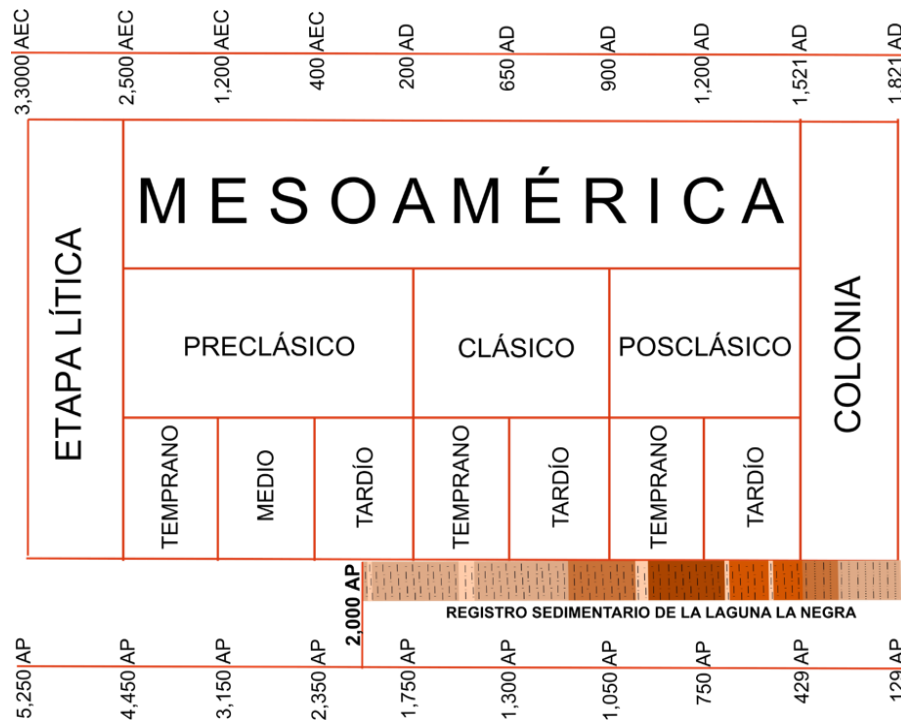


Figura 4: Horizontes culturales de Mesoamérica con sus respectivas subdivisiones. En la parte superior de la figura se observa la temporalidad en años en AEC (Antes de la Era Común) y AD (*anno Domini*). En la parte inferior de la figura se observa la temporalidad en AP (años calibrados Antes del Presente) y al núcleo sedimentario de la laguna La Negra, cuya temporalidad abarca desde 2000 AP. Todos los años antes del 0 del calendario utilizado en la actualidad son considerados como AEC y los posteriores al 0 como AD. Se considera a 1950 como el “presente” y AP son todos los años antes del mismo (Aitken, 1974).

Una de las civilizaciones Mesoamericanas más importantes es la Civilización Maya, la cual fue una civilización compleja y muy desarrollada, con amplios conocimientos en

arquitectura, matemáticas y astronomía. El auge de los Mayas ocurrió en el periodo Clásico y se estima que, tan solo en la península de Yucatán, la población pudo alcanzar los 13 millones de personas durante este periodo (Morley, 1968).

En la historia se conocen cuatro grandes declives socio-culturales de la civilización Maya: 1) el Abandono del Preclásico; 2) el Hiato Maya; 3) el Colapso Clásico; 4) el Abandono del Posclásico. El declive social más grande ocurrió durante el Colapso Clásico, referido como *Colapso Maya*, para el cual se ha reportado una disminución de la población de casi 90% (Gill, 2000). Las causas de los cuatro declives mayas, y sobre todo del Colapso Maya, son un tema controversial para muchos investigadores; una de las teorías más aceptadas es que éstos se detonaron por cambios en el clima y en el ambiente (Gill, 2000; Haug *et al.*, 2003; Diamond, 2005). Existen diversas evidencias de cambios en los patrones climáticos, sobre todo en el ciclo hidrológico, que contribuyeron en gran medida a cada uno de los declives en la civilización Maya (Dahlin, 1983; Hodell *et al.*, 1995; Curtis *et al.*, 1996; Leyden *et al.*, 1998; Hodell *et al.*, 2001; Rosenmeier, *et al.*, 2002; Haug *et al.*, 2003; Webster *et al.*, 2007).

Los efectos de los cambios en el clima y en el ambiente no fueron los mismos en toda la región Maya, y por ende el patrón de cambio cultural no fue uniforme. El colapso Maya fue más violento en el sureste de la planicie maya, pues la densidad de la población fue mayor que en otras partes de la región y las reservas de agua eran menores en comparación con las del norte (Hodell *et al.*, 1995).

3.2. Historia ambiental de la Península de Yucatán durante el Holoceno tardío o Megalayense

El Holoceno es la unidad estratigráfica más reciente del registro geológico, abarca desde 11,700 AP hasta el presente y se subdivide en: Holoceno temprano o Groenlandiense (11,700 AP – 8, 200 AP), Holoceno medio o Norgripiense (8,200 AP – 4,200 AP) y Holoceno tardío o Megalayense (4,200 AP – presente) (Walker *et al.*, 2012).

En particular, el Holoceno tardío o Megalayense comenzó con un evento de aridez registrado en latitudes medias y bajas, denominado evento 4.2 (Walker *et al.*, 2012), posiblemente provocado por la migración hacia el sur de la Zona Inter-Tropical de Convergencia (ITCZ, por sus siglas en inglés) (Mayewski *et al.*, 2004). La ITCZ es un sistema convectivo conocido como una banda estrecha de nubes aglomeradas formado a partir de la convergencia de los vientos alisios (Coca, 2001). La ITCZ reside en la tropósfera superior, sobre los océanos Pacífico y Atlántico y presenta un desplazamiento latitudinal a lo largo del año; usualmente se encuentra entre 5 y 10° N durante el verano boreal y entre 5 y 10° S durante el verano austral (Holton y Hakim, 2012). El evento 4.2 coincidió con uno de varios enfriamientos de las aguas superficiales del Atlántico Norte (Bond, 1997) y con la activación de El Niño Southern Oscillation (ENSO) moderno (Sun, 2000).

ENSO es un fenómeno meteorológico caracterizado por cambios en la temperatura superficial del océano Pacífico que ocurre entre cada 4 y 7 años (Cushman-Roisin y Beckers, 2009) compuesto por dos fases: El Niño y La Niña. Bajo condiciones normales, los vientos alisios soplan del este a través del Pacífico, acumulando grandes cantidades de agua caliente en la superficie del Pacífico occidental y acumulando agua fría en el Pacífico oriental. En la fase La Niña los vientos alisios soplan más fuerte y aumentan las diferencias

de temperatura entre ambos lados del Pacífico, lo cual incrementa las condiciones cálidas en las costas occidentales y las condiciones frías en las costas orientales. Durante las condiciones El Niño los vientos alisios son más débiles y permiten que el agua cálida permanezca frente a las costas del Pacífico occidental y que la superficie del Pacífico oriental permanezca fría (Cushman-Roisin y Beckers, 2009).

Los efectos de ENSO fueron más pronunciados en las latitudes medias, después de 4,000 AP (Barron y Anderson, 2011). Los registros de ENSO en la península de Yucatán varían latitudinalmente. Por ejemplo, en Belice sugieren una posible disminución de la precipitación en la fase Niño (Frappier, 2002) y en el norte de la península de Yucatán, los registros de la cueva de Tzabnah, y los lagos Chichancanab y Punta Laguna sugieren un aumento en la precipitación en la misma fase (Roy *et al.*, 2017).

En la región Maya es difícil diferenciar los disturbios naturales y antrópicos en los registros ambientales. Entre 4,500 y 1,150 AP los registros sugieren la disminución en la precipitación, cambios en la cobertura vegetal, e incrementos en la tasa de erosión en los suelos (Anselmetti *et al.*, 2007; Mueller *et al.*, 2009), posiblemente ocasionados por el estrés climático asociado con la sequía regional, la extensión de la mancha urbana (Beach *et al.*, 2006; Sharer y Loa, 2006), la deforestación y las quemas agrícolas (Wahl *et al.*, 2006; Islebe *et al.*, 2008). El decremento de la precipitación disminuyó los eventos de inundación (Ramcharan y McAndrews, 2006), y esto redujo la extensión de los manglares (Urrego *et al.*, 2018). La transformación del paisaje producto de las actividades antrópicas ocurrió, sobre todo, durante el auge maya entre 1,750 y 1,150 AP (200 y 800 AD).

A nivel global, entre ~900 y 600 AP ocurrió la anomalía conocida como Periodo Cálido Medieval (*MCA: Medieval Climate Anomaly*) (Cook *et al.*, 2009; Mann *et al.*, 2009;

Trouet *et al.*, 2009; Graham *et al.*, 2011), con anomalías hidroclimáticas reportadas en diferentes partes del mundo (Diaz *et al.*, 2011). En Centroamérica se tienen registros de disminución en la precipitación asociados a este fenómeno (Correa-Metrio *et al.*, 2016), por el contrario en la Península de Yucatán se tienen registros de un clima más húmedo (Hodell *et al.*, 2001; Hodell *et al.*, 2005).

Entre 550 y 275 AP (~1450 AD – 1675 AD), se manifestó otro evento de carácter global conocido como La Pequeña Edad de Hielo (*Little Ice Age: LIA*) y, como lo indica su nombre, estuvo asociado con bajas temperaturas. En la Península de Yucatán, se ha asociado a la LIA con una disminución de la precipitación (Hodell *et al.*, 2005a; Hodell *et al.*, 2005b).

4. Área de estudio

4.1. Ubicación

La Península de Yucatán se localiza en el sureste de la república mexicana ($19^{\circ}40'$ - $21^{\circ}37'N$ y $87^{\circ}30'$ - $90^{\circ}26'O$). Es una provincia fisiográfica con una extensión de $\sim 140,000$ km^2 (Schmitter-Soto *et al.*, 2002; Duno-de Steffano *et al.*, 2012), la cual abarca tres estados mexicanos: Yucatán, Campeche y Quintana Roo. La Península limita al norte con el talud continental del Banco de Campeche, al sur con el Petén de Guatemala y Belice, al oriente con el talud continental del Mar Caribe, y al oeste con la planicie costera del Golfo de México (Figura 5).



Figura 5: Mapa de ubicación de la laguna La Negra. El mapa muestra la localización de la laguna con referencia a la Península de Yucatán y a la República Mexicana. La laguna se encuentra al sureste de Quintana Roo, entre Chetumal y la frontera con Belice.

4.2. Geología e hidrología

La península de Yucatán se compone principalmente por una plataforma carbonatada con pocos sistemas de drenaje superficial. La topografía es kárstica y está representada por cenotes, los cuales son formaciones generadas a partir de procesos de disolución de las rocas carbonatadas debido al ácido carbónico en la lluvia (Stringfield y LeGrand, 1974; Back y Hanshaw, 1978). La geología superficial de la península de Yucatán se caracteriza por poca existencia de suelo, donde la lluvia se transporta rápidamente hacia los acuíferos a través de fracturas o sumideros (Perry *et al.*, 2003; Pope *et al.*, 2007). El drenaje superficial de la península de Yucatán es limitado, la circulación es principalmente subterránea y el terreno es predominantemente plano, con elevaciones menores a 350 m (Lugo-Hupb *et al.*, 1992).

El norte de la península de Yucatán es una plataforma de carbonato parcialmente emergente con una extensa plataforma continental. El movimiento de las aguas subterráneas se ve influenciado por tres estructuras geológicas: El anillo de cenotes, producto del cráter de impacto del Chicxulub, la falla de Ticul y la zona de fractura de Holbox (Perry *et al.*, 1995). Por el contrario, el sur de la península de Yucatán se caracteriza por la presencia de fallas lineales, las cuales dieron origen a depresiones, y a su vez a cuerpos de agua alimentados por la precipitación, las descargas subterráneas y el mar, como es el caso del río Hondo, el río New River, en Belice y posiblemente de la bahía de Chetumal (Wilson, 1980). Los cuerpos de agua del sureste tienen bajo contenido de Cl^- , lo cual indicaría conexión marina relativamente baja. Por ejemplo, Bacalar tiene 104 partes por millón (ppm) y el Cenote Azul tiene 44 ppm, comparado con los ~19,000 ppm para el agua de mar (Perry *et al.*, 2003).

4.3. Clima

La Península de Yucatán está rodeada por el mar y su terreno es predominantemente plano, lo cual implica que la región sea regida por las interacciones entre los factores climáticos incidentes sobre ella, como: a) las corrientes marinas, b) la circulación de los vientos alisios, c) las ondas tropicales, d) las depresiones tropicales, e) los frentes fríos y nortes (Orellana *et al.*, 2010).

Las corrientes, transportadoras de humedad y calor, que bordean la península de Yucatán son cálidas. La corriente del Caribe cruza por el canal de Yucatán, formando la corriente homónima que fluye frente a la costa de Quintana Roo (Merino-Ibarra, 1984). La corriente del Golfo domina en la Bahía de Campeche, al oeste de la Península y se comunica con el canal de Yucatán. Por otro lado, los patrones de circulación atmosférica propios de las zonas tropicales también influyen en la humedad, pues delimitan la precipitación en la península de Yucatán. Por ejemplo, la celda anticiclónica atlántica Bermuda Azores determina las altas presiones y el predominio de aridez en el noroeste peninsular (Orellana *et al.*, 2009). En verano el anticiclón se desplaza hacia el norte y permite la entrada de los vientos alisios para proveer de lluvia a la región, formando un gradiente de noroeste a sur.

Como las corrientes marinas, las ondas tropicales también proveen de humedad la región. Las ondas tropicales se forman durante el verano y atraviesan la península de Yucatán de este a oeste, agudizando las lluvias estivales. De la misma manera, durante el verano y como consecuencia del sobrecalentamiento del océano, se forman las depresiones tropicales las cuales pueden ser formadoras de huracanes, otra fuente importante de humedad (Orellana *et al.*, 2009).

De octubre hasta abril, los frentes fríos y los nortes son comunes en la región. Los nortes se caracterizan por una fuerte componente de vientos del norte que impacta en el Caribe y en el golfo de México, los cuales llegan al territorio peninsular saturados de humedad y depositando lluvia invernal. En la península de Yucatán existen tres periodos de lluvia principales. El clima de la Península de Yucatán es cálido subhúmedo (Aw, de acuerdo a la Clasificación climática de Köppen) con una temperatura media anual de 26°C y con precipitación media anual de ~1200 mm.

En la península de Yucatán se presentan dos periodos de sequía: la de primavera, entre enero y abril, y la canícula, en julio y agosto (INEGI, 2019). La canícula es un mínimo relativo de precipitación, debido a perturbaciones en los vientos alisios. En verano se sobrecalienta la porción tropical del Pacífico oriental, por debajo de la ITCZ, lo cual disminuye la intensidad de los alisios y se genera un patrón bimodal del régimen pluvial en el Caribe. El patrón bimodal se expresa como dos máximos en la cantidad y frecuencia de precipitación, separado por un mínimo relativo conocido como canícula. Para la región del Caribe, los máximos de precipitación ocurren en mayo-junio y septiembre-octubre; el mínimo ocurre durante julio-agosto (Magaña *et al.*, 1999).

4.4. Vegetación

La península de Yucatán se define como una provincia biótica, conformada por Quintana Roo, Campeche, Yucatán, el norte de Belice, el departamento de Petén en Guatemala (Rzedowski, 1978) y las áreas circunvecinas de Tabasco y Chiapas (Durán *et al.* 1998; Fernández-Concha *et al.*, 2010). La región cuenta con ~2,329 taxa vegetales (Fernández-Concha *et al.*, 2010) predominantes del clima Aw. Los tipos de vegetación más importantes son: a) bosque tropical caducifolio (BTC) y subcaducifolio (BTSC); b) bosque tropical perennifolio (BTP) y subperennifolio (BTSP); c) selva baja inundable; d) manglar; e) petenes; f) vegetación de dunas costeras (Flores y Espejel, 1994; Rzedowski, 1978).

De todos los tipos de vegetación en la península de Yucatán, la vegetación predominante son los bosques tropicales, o selvas y según la caída de sus hojas se consideran: a) perennifolias, menos del 25% de las especies pierden sus hojas; b) subperennifolias, de 25 a 50% de las especies pierden las hojas; c) subcaducifolias, de 50 a 75% de las especies pierden las hojas; d) caducifolias, más del 75% de las especies pierden sus hojas (CONABIO, 2019).

4.4.1. Bosque tropical perennifolio (BTP) y subperennifolio (BTSP)

El BTP y el BTSP son las comunidades dominantes en el sur de la península de Yucatán. El BTP se desarrolla comúnmente en latitudes inferiores a 1000 m.s.n.m, con temperaturas medias anuales entre 20 y 26 °C y con una precipitación media anual entre 1500 y 4000 mm. Sin embargo, en la península de Yucatán este tipo de vegetación crece con un intervalo entre 1100 y 1200 mm de precipitación anual, probablemente compensado por la cantidad de humedad en el ambiente (Miranda, 1958). En el BTP residen varias especies, como *Brosium alicastrum*, *Bursera simaruba*, o *Manilkara zapota*, la cual es representativa de las comunidades denominadas zapotales. No todos los componentes del BTP son estrictamente perennifolios, pues algunos pierden sus hojas por una temporada corta (Miranda, 1958; Rzedowski, 1978) y es difícil de diferenciar entre especies del BTP y BTSP.

Al igual que el BTP, el cual no tiene preferencia por ningún tipo de sustrato específico, el BTSP habita en suelos bien drenados y puede adaptarse a terrenos inundados, usualmente conocidos como selva baja inundable (SBI) o *ak'alches*, las cuales son comunidades características de la región maya (Duch, 1991) y se encuentra en terrenos planos con drenaje deficiente, típico de paisajes kársticos. El BTSP mide usualmente entre 15 y 25 m y cubre la mayor superficie de Quintana Roo (Valdez-Hernández y Islebe, 2011). Aunque, también es posible encontrar especies leñosas, con un dosel menor a 10 m de altura, conocido como selva baja subperennifolia (White, 1988), la cual es característica de la península de Yucatán y no se encuentra en ninguna otra parte de México (Olmsted, 1986).

4.4.2. Bosque tropical caducifolio (BTC) y Bosque tropical subcaducifolio (BTSC)

El BTC ocupa una gran parte del norte de la península de Yucatán, con comunidades propias de temperaturas medias anuales entre 20 y 29 °C, de precipitación media anual entre 600 y 1200 mm y de altitudes menores a 1900 m.s.n.m. El BTC. Está dominado por especies arbóreas que pierden sus hojas durante la época seca del año, cuyas comunidades crecen en suelos pedregosos, con poca materia orgánica y generalmente bien drenados. El estrato arbóreo del BTC está representado mayormente por la familia Leguminosae, mientras que el estrato herbáceo está representado por las familias Poaceae y Euphorbiaceae. También abundan lianas leñosas de la familia Bignoniaceae (Rzedowski, 1978).

El BTSC presenta características intermedias entre el BTC y el BTP, con una fisionomía semejante a la del BTC y con fenología parecida a la del BTP. Por lo menos la mitad de la comunidad del BTSC defolia durante la temporada de sequía, sin embargo, muchos componentes permanecen siempre verdes y otros defolian por un periodo de pocas semanas (Rzedowski, 1978). El BTSC habita en regiones con temperaturas medias anuales entre 20 y 28° C, con precipitación promedio anual entre 1000 y 1600 mm. El BTSC puede desarrollarse tanto en suelos drenados como en sitios inundados en periodos cortos (Rzedowski, 1978). En la península de Yucatán el BTSC es una comunidad representativa del norte peninsular, con árboles de entre 15 y 12 m de altura máxima y entre las especies características de la comunidad se encuentran: *Bursera simaruba*, *Trema micrantha* *Mimosa bahamensis* y *Ceiba schotti* (Miranda, 1958; Palacio-Aponte *et al.*, 2002).

4.4.3. Manglares

Los manglares son una comunidad vegetal leñosa distribuida en los litorales de las regiones tropicales del mundo, entre 25°N y 30°S, aunque en Oceanía los manglares alcanzan latitudes de hasta 38.05°S y 38.45°S respectivamente (Hogarth, 2015). Para sobrevivir, los manglares requieren agua salada con oleaje débil, suelos profundos de textura fina y salinidades entre 3 y 35 g/L (Hogarth, 2015). En la península de Yucatán las especies de manglar más importantes son 1) *Rhizophora mangle*, o mangle rojo; 2) *Avicennia germinans*, o mangle negro; 3) *Laguncularia racemosa*, o mangle blanco; 4) *Conocarpus erecta*, o mangle botoncillo.

Además, los manglares pueden clasificarse de acuerdo a su distribución. En la península de Yucatán existen manglares de franja, de cuenca, enanos y ribereños. Los manglares de franja se distribuyen por toda la línea de costa y forman asociaciones con solo *Rhizophora mangle*, o *Avicennia germinans*; así como asociaciones mixtas, con *Laguncularia racemosa* y *Conocarpus erectus* (Granados-Sánchez *et al.*, 1998). Los manglares de cuenca se localizan tierra adentro de los manglares de franja, en depresiones topográficas donde reciben menor influencia de las mareas (Granados-Sánchez *et al.*, 1998). Los manglares enanos se asocian a sitios con poca disponibilidad de nutrientes y a cambios en la topografía (Febles y Sampedro, 1995; López-Portillo *et al.*, 1989). *Rhizophora mangle* es el taxon más común, con alturas menores a 2 m (Ward *et al.*, 1985). Los manglares ribereños se distribuyen en el sur de Quintana Roo, cerca del río Hondo. En él se encuentran *Rhizophora mangle*, *Avicennia germinans* y *Conocarpus erectus*. La última forma franjas alrededor de islotes combinándose con *Cladium jamaicense* de la familia Cyperaceae (Granados-Sánchez *et al.*, 1998).

4.4.4. Petenes y vegetación de dunas costeras

En la Península de Yucatán se les llama *petenes* a las islas de vegetación arbórea inmersas en marismas, las cuales son vegetación baja inundable conocida como, desarrolladas en terrenos bajos, pantanosos, contiguos a las costas, e influenciados por la salinidad, con abundantes taxa de Cyperaceae y Poaceae (Bush, 2002). Los taxa arbóreos predominantes en los petenes varían según la localización de los mismos. En algunos predominan los taxa de manglar como *Rhizophora mangle*, *Conocarpus erectus*, *Avicennia germinans* y *Laguncularia racemosa*. En otros predominan las especies selváticas, sobre todo de selva subperennifolia como *Bursera simaruba*. Los petenes también cuentan con niveles arbustivos y en ocasiones con palmas del género *Sabal* (Trejo *et al.*, 1993).

Por otro lado, la vegetación de dunas costeras se establece sobre las dunas de arena en las costas. En las dunas la vegetación se establece en una zona de pioneras y en una zona de matorrales. En la zona de pioneras cercana de la playa la vegetación crece prácticamente sobre arena móvil y en ella se desarrollan plantas herbáceas y arbustivas tolerantes a vientos fuertes y a la acción de las mareas. La zona de matorrales se ubica en el interior de la duna, donde la arena se encuentra fija y existe más materia orgánica en el suelo. En la zona de matorrales crece especies menos tolerantes a los cambios ambientales y generalmente dominan arbustos y árboles. La vegetación de ambas zonas se considera halófito (Miranda, 1958).

4.5. La laguna La Negra

La laguna La Negra se ubica al sureste de Quintana Roo en el municipio de Othón P. Blanco (Figura 6) aproximadamente a 10 km de Chetumal, a 800 m de distancia del río Hondo y a 10 km de distancia de la bahía de Chetumal. La laguna mide 10 m de profundidad y 370 m de diámetro y entre sus características limnológicas obtenidas en campo destacan un pH de 7.28, la temperatura del agua de 28.06 °C en verano, 7.42 mg/L de oxígeno disuelto (DO) y con salinidad de 1.43 g/L.

La laguna se ubica en la subprovincia denominada costa baja de Quintana Roo, la cual es susceptible a inundaciones (INEGI, 2015) y presenta varias fallas y fracturas geológicas que han dado forma a diferentes cuerpos de agua de la región como río Hondo, el río New River, en Belice, y la bahía de Chetumal (Wilson, 1980). Sin embargo, la laguna La Negra no se considera como una laguna de origen tectónico, pues su forma circular sugiere un origen kárstico.

A 23 km al noreste de la laguna se encuentran las ruinas de Oxtankah (Figura 5), la zona arqueológica más grande e importante descubierta en la bahía de Chetumal. A 70 km hacia el noroeste de La Negra se ubica el sitio arqueológico Dzibanché, y a 60 km hacia el suroeste se encuentra la zona arqueológica de Kohunlich (INAH, 2019). Además, a 16 km al oeste de La Negra, se encuentran las ruinas de Xul – Há, las cuales han sido poco estudiadas.

La precipitación en la zona de la laguna varía entre 1,200 y 1,500 mm anuales y la temperatura media anual de la zona es de entre 26 y 28 °C (INEGI, 2015). La laguna puede clasificarse como una cuenca exorreica, pues el aporte de agua proviene de la precipitación,

del drenaje superficial y probablemente del drenaje subterráneo, debido a la karsticidad de la zona.

En la zona de la laguna se presenta una baja cubierta de manglares y pantanos. La vegetación cercana al cuerpo de agua es el manglar ribereño del contorno del río Hondo, en el cual dominan *Rhizophora mangle*, *Conocarpus erectus* y taxa de la familia Cyperaceae (Granados-Sánchez *et al.*, 1998).



Figura 6: Fotografía aérea de la laguna La Negra. A la izquierda de la imagen se observa el río Hondo, del cual salen pequeños canales que conectan con la laguna La Negra. En el fondo se observa la laguna Milagros. En la imagen destaca la ausencia de elevaciones en el terreno. Créditos de fotografía: Johannes Bucker.

5. Hipótesis

El registro polínico, geoquímico y las características sedimentológicas de la laguna La Negra dependen de la dinámica climática y ecológica regional. Por lo tanto, en el registro sedimentario de los últimos 2,000 años de la laguna La Negra será posible encontrar cambios relacionados la variabilidad ambiental que se han reportado en la península de Yucatán. Con base en el supuesto de que la vegetación responde a la variabilidad ambiental, los cambios en los ensambles de polen reflejarán las variaciones en el ecosistema circundante, en términos de la erosión, deforestación, temperatura y humedad, parámetros que también se verán reflejados en la evidencia geoquímica de los sedimentos.

6. Objetivos

Objetivo general

Reconstruir los cambios de la vegetación y el clima durante los últimos 2,000 años en la región de la laguna La Negra, Quintana Roo, con base en su registro sedimentario.

Objetivos particulares

1. Identificar los principales cambios de la vegetación de la región de la laguna La Negra a través del análisis palinológico de los sedimentos del Holoceno tardío.
2. Utilizar el análisis geoquímico multielemental en los sedimentos de la laguna La Negra para inferir los principales cambios ambientales e hidrológicos ocurridos en la región.
3. Contribuir al entendimiento de la historia ambiental del sureste de la Península de Yucatán.

7. Justificación

Para un mejor entendimiento de los cambios en el ambiente se necesitan monitoreos de amplia duración que no pueden obtenerse únicamente con los registros instrumentales. Los registros instrumentales están limitados a solo brindar información de corto plazo sobre la variación y la evolución del ambiente, abarcando una pequeña fracción ($<10^{-7}$) de la historia terrestre (Mackenzie, 1998). Así, la única posibilidad de obtener una visión a largo plazo sobre la variabilidad ambiental y climática es mediante las reconstrucciones ambientales (Raymond, 2015).

Reconstruir la vegetación proporciona datos valiosos sobre las respuestas de los ecosistemas ante diferentes factores bióticos y abióticos, en escalas mayores a cualquier observación directa (Brewer *et al.*, 2012). Los estudios paleoambientales pueden guiar las acciones de conservación para determinar los hábitats con menor perturbación y, por tanto, las áreas con prioridad de preservación. Además, las mejores predicciones de las respuestas ecológicas a las tendencias de calentamiento global dependen de la evaluación de la influencia de los cambios abruptos del clima en los ecosistemas del pasado (Correa-Metrio *et al.*, 2012). Una de las razones más importantes es que las referencias del pasado otorgan perspectivas valiosas sobre las posibles respuestas de las comunidades modernas al cambio (DeMenocal, 2011).

La península de Yucatán es una región de gran interés en los estudios paleoambientales. Su alta influencia marítima, el embate de diversos fenómenos hidrometeorológicos y su gran diversidad biológica, la han hecho especialmente sensible a la variabilidad climática. Reconstruir los últimos 2,000 años en esta región permite evaluar la sensibilidad y la vulnerabilidad de los organismos ante los cambios ambientales en una

escala de tiempo capaz de visualizar (Gornitz, 2009) el periodo del auge y de decadencia de los Mayas antiguos, así como su relación con la variabilidad climática persistente y con los cambios en el paisaje.

Ante el actual aumento de la variabilidad climática, es necesario conocer la sensibilidad y vulnerabilidad de los sistemas naturales y culturales de la península de Yucatán en todas las escalas posibles. Así, se seleccionó la laguna La Negra, y mediante su estudio se pretende proporcionar información sobre la variabilidad ambiental en la región.

8. Métodos

8.1. Trabajo de campo

En julio de 2016 se realizó una campaña de recuperación de sedimentos de cuerpos lacustres y lagunares en el estado de Quintana Roo, sureste de México. Entre las secuencias sedimentarias recuperadas se encuentra la de la laguna Negra, un cuerpo de agua léntico de 370 m de diámetro y 10 m de profundidad.

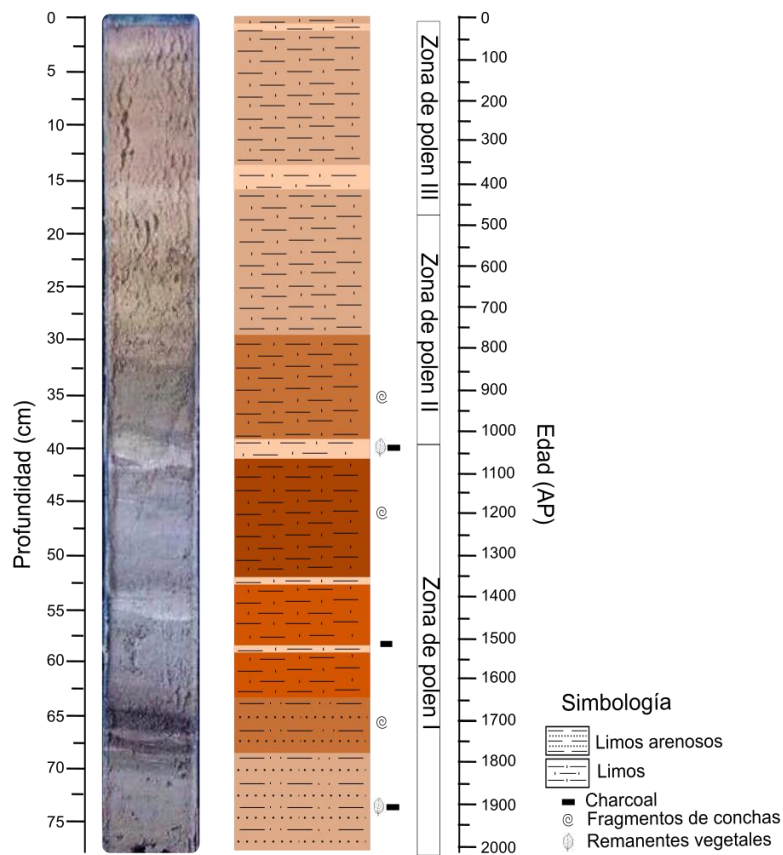


Figura 7: Núcleo sedimentario recuperado en la laguna La Negra, sureste del Estado de Quintana Roo.

En el centro de la laguna se montó una plataforma anclada a cuatro puntos, desde la cual se recuperó un núcleo de sedimento de 78 cm de largo con un nucleador de gravedad (Figura 7) el cual penetró en el perfil sedimentario y una vez lograda la extracción del sedimento, el tubo se cerró y se recuperó a la superficie del lago. Posteriormente, el núcleo se abrió y se describió el sedimento conforme a observaciones estratigráficas de textura y coloración. Finalmente, el núcleo se muestreó cada centímetro de manera transversal y las muestras se refrigeraron a aproximadamente 4°C en el Instituto de Geología de la UNAM.

8.2. Trabajo en laboratorio

8.2.1. Fechado y modelo de edad-profundidad

Se tomó material del centímetro 75 del núcleo, para fecharse mediante ^{14}C . El fechado se realizó en la *Queen's University Belfast*, en Irlanda del Norte, donde se utilizó espectrometría de masas con aceleradores (*AMS*, por sus siglas en inglés).

El ^{14}C se produce en la estratósfera como reacción de un bombardeo de átomos de nitrógeno. El carbono resultante se oxida rápidamente y se suma al dióxido de carbono atmosférico (CO_2), el cual se transmite a la biósfera (Libby, 1955) a través de la fotosíntesis y de la cadena trófica. El contenido de ^{14}C en los organismos está en equilibrio con el de la atmósfera mientras ellos viven y cuando mueren el intercambio cesa (Raymond, 2015) y la cantidad de ^{14}C registra la temporalidad en la cual el organismo o una fracción de él fue enterrado en el sedimento. En 1955, se estimó que el tiempo de vida media ($T_{1/2}$) del radiocarbono es de 5,568 años (Libby, 1955). Posteriormente se hizo la corrección a $5,730 \pm 30$ años (Godwin, 1962).

En el registro de la laguna La Negra, la edad de ^{14}C obtenida fue calibrada usando la curva IntCal13 (Reimer *et al.*, 2004), con la cual se obtuvo una edad calendario expresada en años calibrados antes del presente (AP). Esta edad y el supuesto de que la interfase agua-sedimento representa el año de extracción del núcleo (2016 AD), fueron usados para ajustar un modelo edad-profundidad a través del software Bacon (Blaauw y Christeny, 2011). Con Bacon se construyó un modelo Bayesiano que asigna un rango de posibles edades a cada profundidad. No obstante, dado que sólo se cuenta con una datación radiométrica, el resultado es similar a una interpolación lineal.

8.2.2. Análisis multielemental

Los análisis multielementales se han utilizado ampliamente para reconstruir la composición química los sedimentos lacustres, la cual aporta información de las variaciones ambientales del pasado, del cuerpo lacustre y del área donde se encuentra (Boyle, 2000). Para el análisis multielemental de este registro Del núcleo previamente muestreado de manera transversal por cada centímetro, se seleccionaron 21 profundidades y de cada una se tomó una muestra de 1 cm³ para el análisis multielemental, las cuales fueron liofilizadas con un aparato *Labconco*TM para luego ser molidas con un mortero. Posteriormente, se hizo el análisis multielemental con un analizador de Fluorescencia de Rayos X (XRF) *NITON XL3t – Thermo Scientific*[®], con tres repeticiones por muestra en el laboratorio de Geoquímica Ambiental. El análisis de XRF es una técnica no destructiva, que provee una fuente de rayos X para estimular los átomos en las muestras. Utiliza la emisión secundaria o fluorescente de rayos X característico de cada elemento (Boyle, 2000) para su detección. Finalmente toma en cuenta la intensidad de su emisión y determina la concentración de cada elemento.

Únicamente los elementos presentes en por lo menos el 50% de las muestras fueron utilizados para análisis numéricos posteriores. Se promediaron los datos obtenidos de las tres mediciones de XRF de cada muestra, se elaboró una gráfica por cada elemento y se descartaron los elementos con poca variabilidad estadística. Finalmente, con los datos obtenidos en el registro geoquímico se elaboró un Análisis de Componentes Principales (PCA), el cual es un análisis descriptivo cuyo objetivo es representar la importancia relativa de cada elemento y las correlaciones entre ellos en un espacio reducido (Legendre y Legendre, 1998).

8.2.3. Análisis de polen

Con la finalidad de reconstruir los cambios de la vegetación del pasado, el análisis de polen fósil se ha utilizado ampliamente como el principal indicador para determinar la respuesta de la vegetación ante los cambios ambientales (von Post, 1946; Delcourt & Delcourt, 1991). Para el análisis palinológico de este registro se tomó una muestra de 1 cm³ de cada una de las 21 muestras previamente seleccionadas para el análisis multielemental. Para la preparación de muestras se siguió el protocolo estándar de recuperación de palinomorfos (Faegri y Iversen, 1989). También se utilizó la separación gravimétrica (Krukowski, 1988), cuyo objetivo es concentrar a las esporas y granos de polen en las muestras. A cada muestra se le añadieron 0.5 ml de *LacCore Microsphere Pollen Spike Suspension* (2.5 x 10⁴ microesferas por muestra), para estimar el volumen analizado. De esta forma se pudo conocer el esfuerzo proporcional de muestreo para cada muestra, además se pudo conocer la concentración de polen. Este último atributo de la muestra se relaciona con la tasa de sedimentación de la laguna y la productividad alrededor de ella.

Las muestras preparadas se observaron bajo el microscopio óptico de luz transmitida *ZEISS*, bajo magnificaciones de 40x y 100x. En cada muestra se contaron entre 300 y 400 granos de polen. Cada grano se identificó a nivel taxonómico de familia o género mediante el uso de bibliografía especializada (Roubik y Moreno, 1991; Bush y Weng, 2007). La suma total de todos los taxa de polen en cada muestra se utilizó para generar una matriz de porcentajes. Ésta fue representada a través de un diagrama de polen en el programa *C2* (Juggins, 2007). Este diagrama se utilizó para visualizar e interpretar los cambios en la vegetación y dividir el registro en zonas de polen, mediante la observación de cambios evidentes en los ensambles de polen.

Con el registro polínico se elaboró un análisis de correspondencia sin tendencia (*DCA*, por sus siglas en inglés) (Hill y Gauch, 1980) . Esta técnica numérica resume la variabilidad de los datos, ordenando las muestras y/o los taxa en un plano dimensionalmente reducido. La ordenación se expresa en términos de desviaciones estándar, de manera que se puede calcular la distancia entre muestras, al mismo tiempo que se obtiene un estimador objetivo de los cambios relativos. El significado de los ejes se infiere con la posición relativa de los taxa, en términos de la distribución moderna de la vegetación parental (Correa-Metrio *et al.*, 2014).

9. Resultados

9.1. Descripción sedimentaria del núcleo

Se observaron variaciones en coloración y composición litológica del núcleo (Figura 7), según las cuales se determinó la textura de los sedimentos. Entre 78 cm y 69 cm el sedimento fue limo arenoso color café claro, con presencia evidente de material carbonizado y restos vegetales. Desde los 69 cm a 53 cm el sedimento fue limo arenoso café oscuro, con fragmentos de conchas. Entre los centímetros 63 y 53 el sedimento tuvo presencia de material carbonizado, y en el centímetro 54 se observó una banda de limo café claro. Entre los 53 cm y 40 cm, el sedimento fue limoso café oscuro. De los 40 cm a los 39 cm se observó una banda de limo café claro con material carbonizado y remanentes vegetales. Entre los 38 cm y 30 cm el sedimento cambió su coloración a café oscuro y tuvo fragmentos de conchas. Desde los 29 cm hasta los 0 cm el sedimento fue limoso poco consolidado de color café claro. Se presentaron dos bandeamientos con sedimento más claro entre los 16 cm y 14 cm y entre 2 cm y 1 cm.

9.2. Modelo de edad

La edad de la profundidad fechada (75 cm) fue de 1988 +/- 28 sin calibrar. De acuerdo al modelo de edad-profundidad (Figura 8), la edad basal del núcleo fue de aproximadamente 2013 AP con una incertidumbre de aproximadamente ~250 años. La tasa de sedimentación estimada fue de 0.95 mm/años.

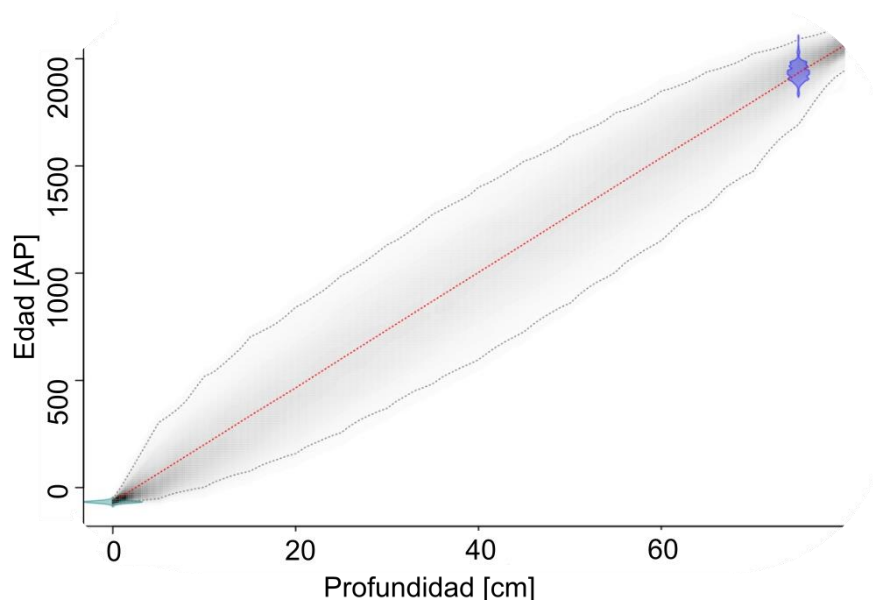


Figura 8: Modelo de edad del núcleo sedimentario. La silueta azul representa la fecha calibrada de radiocarbono, la sombra gris representa la incertidumbre de las edades calendarizadas más probables. Los intervalos de confianza del 95% se representan a través de las líneas negras punteadas, y la edad más probable a través de la línea roja.

9.3. Análisis multielemental

En total se cuantificaron 33 elementos y de estos solo las concentraciones de estroncio (Sr), rubidio (Rb), hierro (Fe), calcio (Ca), y potasio (K) superaron los filtros de persistencia y variabilidad a través del registro (Figura 9). El elemento más abundante del registro fue el Ca, cuyo valor mínimo se registró a los 65 cm con 28%. Desde el centímetro 53 hasta el 40, el Ca disminuyó. A partir de los 40 cm mostró una tendencia de aumento hasta la superficie del paquete sedimentario. Su valor máximo se registró a los 15 cm, con ~37%. Las tendencias del registro de Ca coincidieron con las del registro de Sr, el cual fue el elemento que presentó mayor variabilidad a lo largo del registro. Su valor máximo, ~0.195%, se observó en los 28 cm, mientras el mínimo, 0.155%, se observó entre los 70 cm y 65 cm. Su valor mínimo coincidió con el valor mínimo de Ca.

A pesar de ser menor en grandes cantidades comparado con el registro de Ca, el Fe fue el segundo elemento químico más abundante del registro. Los elementos menos abundantes fueron Rb y K, los cuales, junto con el Fe, presentaron tendencias semejantes. Cada uno mostró un pico positivo a los 65 cm y los picos máximos de estos elementos fueron de Rb 0.002%, Fe 0.5% y K 0.3%. A partir del centímetro 32 y hasta el techo del núcleo las concentraciones de Rb, Fe y K disminuyeron, alcanzando mínimos de $7.5 \times 10^{-4}\%$ en el centímetro 23 para el Rb, 0.2% en el centímetro 18 para el Fe y 0.05% en el centímetro 28. El registro del Rb no superó los filtros de persistencia del instrumento del centímetro 23 al 12 y del centímetro 10 al 5. Lo mismo sucedió con el registro del K del centímetro 30 al 7. Los elementos Rb, Fe y K presentaron una tendencia inversa a la de C y Sr.

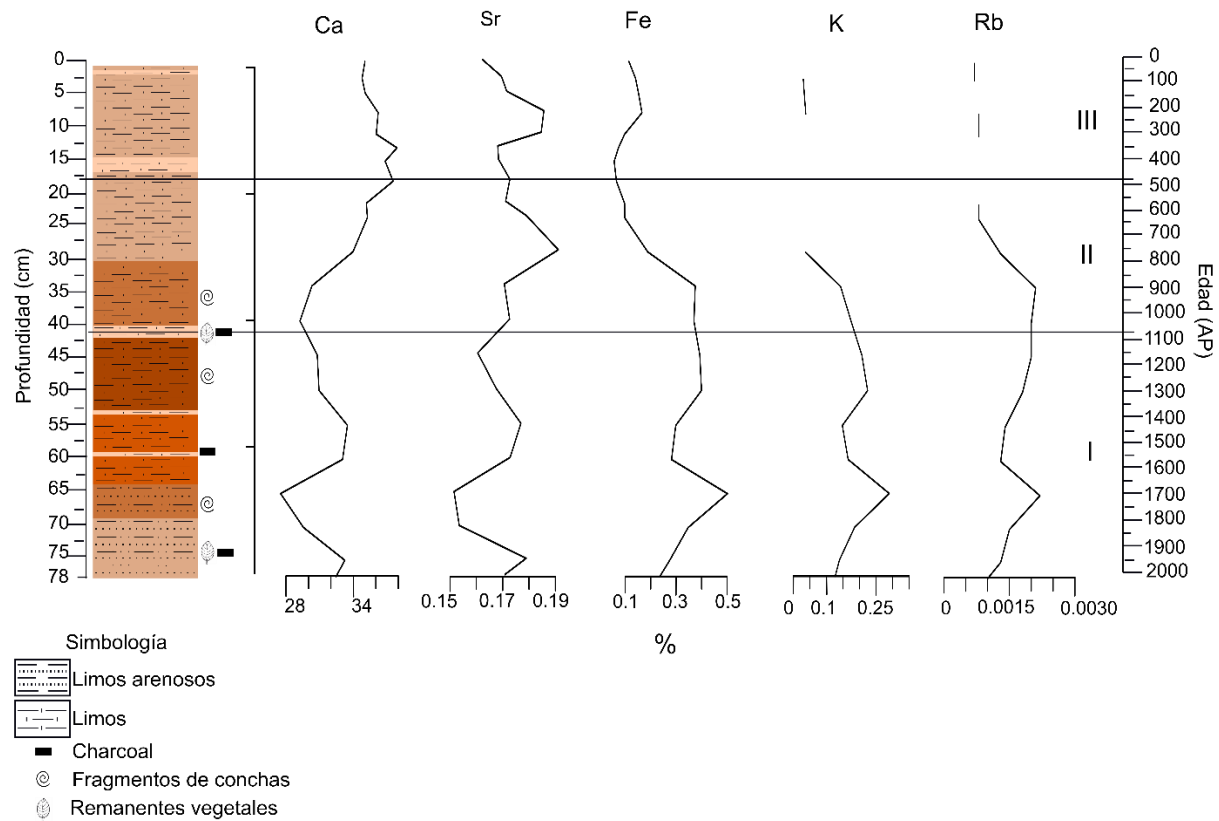


Figura 9: Registro geoquímico del núcleo sedimentario de la laguna La Negra dividido en tres zonas (I, II, III). Del lado izquierdo se observa la representación del núcleo sedimentario recuperado del cuerpo lacustre con su respectiva simbología. En el centro se presenta el porcentaje de los elementos Sr, Rb, Fe, Ca y K. La figura compara la profundidad (eje izquierdo) y la edad del registro (eje derecho).

9.4. Análisis polínico

Se identificaron 35 taxa y se definieron tres zonas de polen con base en cambios evidentes de los ensambles de polen para facilitar la descripción de los resultados (Figura 10).

9.4.1. Zona de polen I (78 – 40 cm)

Los taxa de la familia Cyperaceae presentaron abundancias mayores a 15% desde el centímetro 78 hasta el 60. Sin embargo, su porcentaje fue de 5% entre los centímetros 60 y 45. *Rhizophora* estuvo presente desde el centímetro 63 hasta el 40, con abundancias menores a 3%, mientras *Conocarpus* se encontró desde el centímetro 78 hasta el 40 con abundancias de entre 3% y 5%. *Trema* mostró abundancias de 7% entre los centímetros 78 y 70. Desde el centímetro 65, su porcentaje aumentó gradualmente hasta llegar a 15% en el centímetro 55. Las abundancias de *Trema* mostraron un comportamiento en anti fase con las abundancias de Moraceae, Arecaceae y *Mimosa*.

Alnus, Melastomataceae, *Miconia*, *Pinus*, *Quercus* y Ulmaceae mostraron poca variación en esta zona, con porcentajes menores a 5%. Su comportamiento fue inverso al de Moraceae, Arecaceae y *Mimosa*. Por otro lado, *Myrica* y Poaceae mostraron su abundancia máxima en el centímetro 50, con 15%, el cual coincidió con la disminución de los porcentajes de *Trema*, Moraceae, *Mimosa*, Arecaceae y *Conocarpus*.

9.4.2. Zona de polen II (40– 18 cm)

Los taxa de la familia Cyperaceae mostraron su abundancia máxima del registro en el centímetro 38, con 25%. Dicho porcentaje disminuyó gradualmente hasta ser menor a 5% en el centímetro 23. Así mismo, Arecaceae, Anacardiaceae, Araceae, *Mimosa*, Moraceae y *Trema* presentaron un decremento en el centímetro 23.

Rhizophora se presentó entre los centímetros 25 y 21, con su porcentaje máximo del registro (5%) en el centímetro 23. Entre tanto, *Conocarpus* se presentó en el registro desde el centímetro 40 hasta el 23 con abundancias de ~5%; entre los centímetros 23 y 22 su abundancia disminuyó a ~1% y desde el centímetro 22 hasta el 18 reapareció en el registro con abundancias de ~5%. En el centímetro 23 se mostró un aumento en las abundancias de Asteraceae, Melastomataceae, *Miconia*, *Myrica*, *Pinus*, *Quercus* y Ulmaceae. En tanto, Poaceae presentó su abundancia máxima del registro con 15% en el centímetro 23. A partir del centímetro 23 *Rhizophora* disminuyó su abundancia, alcanzando ~1% y la abundancia de *Conocarpus* aumentó a ~3%. Así mismo, los taxa de la familia Cyperaceae, Arecaceae, Anacardiaceae, *Mimosa*, y Moraceae, aumentaron. Por el contrario, los porcentajes de Asteraceae, Melastomataceae, *Miconia*, *Myrica*, *Pinus*, *Quercus* y Ulmaceae, Poaceae, disminuyeron. Mientras tanto, *Trema* permaneció constante hasta el centímetro 18.

9.4.3. Zona de polen III (18 cm – 0 cm)

La familia Cyperaceae mostró abundancias de 5% en el centímetro 18, donde aumentó gradualmente hasta alcanzar ~13% en el centímetro 15. Desde el centímetro 13 sus porcentajes se redujeron a 10% y se mantuvieron constantes hasta el presente. De igual forma, en el centímetro 15 *Trema* presentó su mayor abundancia en todo el registro con 35%; esto coincidió con el decremento de Moraceae, que disminuyó de ~40% hasta ~20%.

Poaceae mostró una abundancia de ~15% en el centímetro 18 la cual disminuyó de manera súbita hasta llegar a ~2% entre los centímetros 15 y 7. Sin embargo, su porcentaje incrementó a 6% en el centímetro 3 y permaneció así hasta el techo del núcleo. Del mismo modo, en el centímetro 3 Asteraceae presentó su mayor abundancia del registro: ~5%. Esto coincidió con un incremento en las abundancias de *Conocarpus* y Alismataceae.

Rhizophora estuvo presente desde el centímetro 18 hasta el 15 con abundancias de ~3%. A partir del centímetro 15 y hasta el 11, su porcentaje fue menor a 1%. Desde los 11 cm reapareció en el registro, y mostró porcentajes de 3% desde el centímetro 7 hasta el 0. Por su parte, Solanaceae tuvo su mayor y más constante presencia en el registro: ~5% a lo largo de toda la zona.

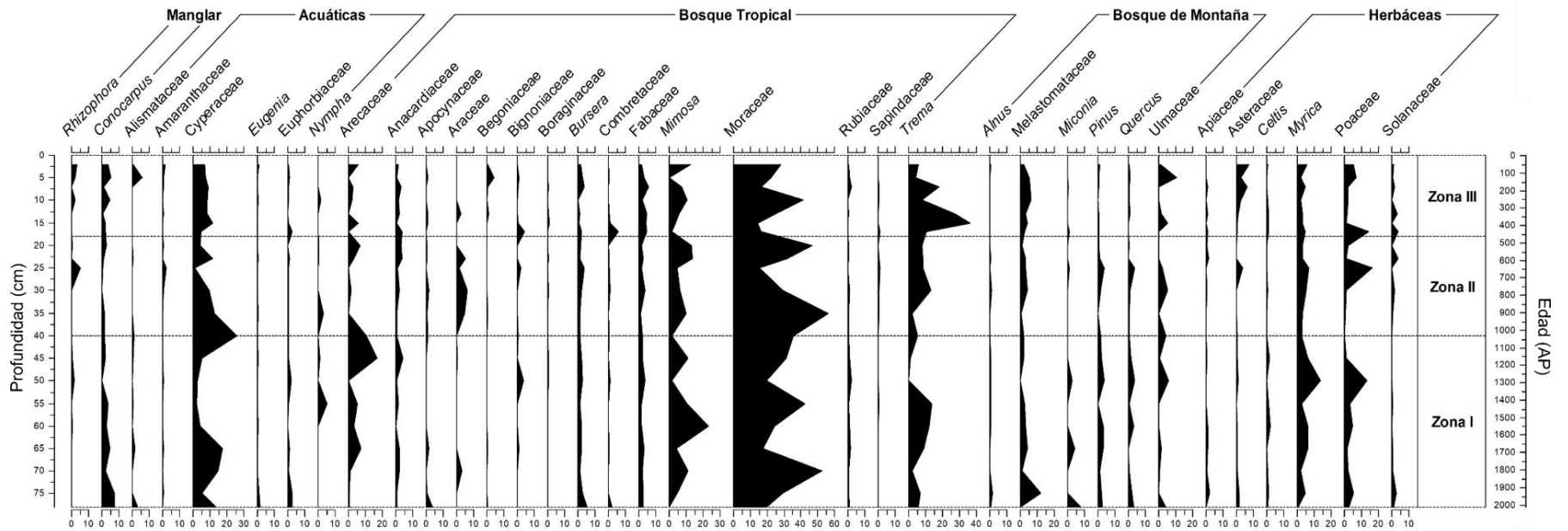


Figura 10: Diagrama de polen de la laguna Negra. Se muestran los taxa de polen dominantes en el registro, divididos en tres zonas de polen. Se compara cada uno con su edad AP (derecha) y con su profundidad (izquierda). El eje X está representado en %.

9.5. Análisis de correspondencia sin tendencia (DCA)

La ordenación de los taxa se realizó con un método *a priori*, implicando que no se utilizó información de las afinidades ecológicas de los taxa presentes en el registro (Legendre y Legendre, 1998). Se obtuvieron cuatro ejes con sus respectivas longitudes y valores propios (Tabla 1). Los ejes DCA 1 y DCA 2 presentaron los mayores valores propios, la mayor longitud y se consideraron representativos de la variabilidad de la vegetación a través del tiempo.

Tabla 1: Valores propios y longitud de los cuatro ejes del DCA.

	DCA 1	DCA 2	DCA 3	DCA 4
Valores propios	0.2190	0.0984	0.0693	0.0647
Longitud del eje	1.6714	1.1286	0.9840	1.0751

9.6. Análisis de componentes principales (PCA)

Se obtuvieron ocho ejes con sus respectivos valores propios, proporción explicada y proporción acumulada. Entre ellos, los ejes PCA 1 y PCA 2 explicaron la mayor parte de la varianza (Tabla 2). Por lo tanto, el PCA se interpretó en términos de los dos primeros ejes.

Tabla 2: Valores propios, proporción explicada de varianza y proporción acumulada a través de los ocho ejes del análisis de componentes principales.

	PCA 1	PCA 2	PCA 3	PCA 4	PCA 5	PCA 6	PCA 7	PCA 8
Valores propios	4.9174	2.0967	0.5261	0.2883	0.0895	0.0563	0.0209	0.0044
Proporción explicada	0.6147	0.2621	0.0657	0.0306	0.0112	0.0070	0.0026	0.0005
Proporción acumulada	0.6147	0.8768	0.9425	0.9785	0.9897	0.9968	0.9994	1.0000

10. Discusión

10.1. La señal geoquímica

Para la interpretación geoquímica de los sedimentos del registro de la Laguna La Negra se utilizó un Análisis de Componentes Principales (PCA) con la finalidad de conocer la importancia relativa de cada elemento y las correlaciones entre ellos. En la representación de los ejes del PCA, cada variable se asocia a un vector cuya magnitud refleja la importancia relativa de cada elemento en términos de la variabilidad (Legendre y Legendre, 1998). Adicionalmente, los ángulos entre vectores reflejan la relación entre los elementos con ángulos obtusos entre dos vectores representando correlaciones negativas, y ángulos agudos correlaciones positivas. Por su parte, ángulos cercanos a 90° representa independencia entre el comportamiento de los elementos (Legendre y Legendre, 1998) (Figura 11).

El calcio (Ca) es un elemento alcalinotérreo que forma parte de minerales como los anfíboles, plagioclasas, carbonatos, algunos sulfatos como el yeso y la anhidrita, además de algunos haluros como la fluorita (Tarbuck y Frederick, 2005). El Ca como catión (Ca^{+2}) es esencial para muchos organismos acuáticos (Gene, 2010). Por lo tanto, en los registros sedimentarios de los lagos, el Ca puede ser indicador de fuentes terrígenas en los sedimentos y también de sedimentos de origen biogénico (Zaragosi *et al.*, 2006). En el registro de la laguna La Negra el Ca fue el elemento más abundante, y como la laguna se ubica en la península de Yucatán la señal de Ca proporciona mayor información sobre los procesos *in situ* que del suministro de terrígenos en la laguna. Los procesos *in situ* hacen referencia a la precipitación de carbonato de calcio (CaCO_3) dentro el sistema lacustre.

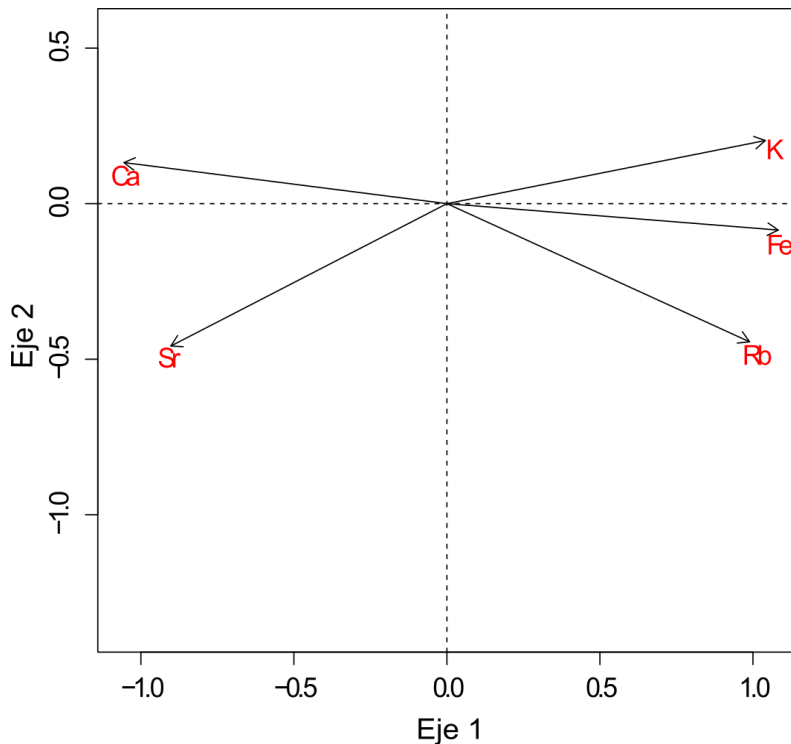


Figura 11: PCA del registro de La Negra. Cada elemento está asociado a un vector y a un ángulo, los cuales indican la relación con cada elemento al que se asocian. Cada elemento del diagrama es explicado por los ejes PCA 1 y PCA 2.

El estroncio (Sr) es un elemento alcalinotérreo y se encuentra en minerales como la celestita y estroncianita. Usualmente el Sr es fijado por organismos calcificantes (Zaragosi *et al.*, 2006) porque debido a su afinidad química puede sustituir al Ca en sus respectivas fases minerales. Ambos elementos, Ca y Sr, se relacionan con la meteorización de carbonatos en la cuenca y la precipitación de CaCO_3 con coprecipitación de SrCO_3 , por lo tanto, el Sr puede ser un indicador de materiales de origen biogénico (Kylander *et al.*, 2011). En el registro de La Negra el Sr también se consideró como un elemento indicador de procesos biogénicos *in situ*. En el PCA se observó una fuerte correlación positiva entre el Sr y el Ca, debido a que forman un ángulo menor de 90° (Legendre y Legendre,

1998). Esto es una característica propia de restos carbonatados de origen biogénico (Müller, 2012).

El hierro (Fe) es un elemento químico que se encuentra en todos los minerales ferromagnesianos (Tarbuck y Frederick, 2005) y generalmente está asociado con los sedimentos detríticos producto de la erosión en la cuenca de drenaje. Usualmente, la mayor parte del Fe en los registros sedimentarios se interpreta como aporte de terrígenos (Arche, 2010) y sus variaciones proporcionan una medida indirecta de la lluvia y escorrentía (Haug *et al.*, 2001). El Fe también está ligado a la degradación orgánica de restos vegetales en el lago o en su entorno y su variación puede atribuirse a cambios en las variaciones de óxido-reducción en el sedimento (Haug *et al.*, 2001; Richter *et al.*, 2006). En el registro de la laguna La Negra, el Fe es el segundo elemento químico más abundante. La señal de Fe está correlacionada positivamente con las señales de potasio (K) y rubidio (Rb)

El potasio (K) se encuentra en los silicatos claros como las micas y la ortoclasa. En los registros sedimentarios generalmente está asociado con el suministro terrígeno a los cuerpos de agua (Kuhlmann *et al.*, 2004). Por otro lado, el rubidio (Rb) es un elemento químico de la familia de los alcalinos y dada su afinidad química, se puede encontrar en distintos silicatos, como la lepidolita. Generalmente, en los registros sedimentarios, es un indicador del incremento de arcillas en el cuerpo lacustre (Richter *et al.*, 2006). En el PCA la correlación positiva entre Fe, K y Rb sugiere que los tres elementos indican señales similares. Como K y Rb son indicadores de aporte terrígeno a la laguna, la señal de Fe también se interpretó como un indicador de aporte terrígeno.

Con el propósito de corroborar la señal de los elementos considerados como indicadores terrígenos (Fe, K, Rb) la tendencia general de los tres elementos se comparó

con los últimos 2,000 años del registro de la variabilidad de ENSO sobre las costas del Pacífico occidental en el Holoceno, obtenido de la laguna Pallcacocha, Ecuador (Moy *et al.*, 2002) el cual es un registro de alta resolución de la actividad de ENSO en las costas del Pacífico oriental. El aumento en la actividad de ENSO es un indicador de condiciones El Niño, mientras que la disminución de la actividad de ENSO sugiere condiciones La Niña. (Figura 12).

ENSO es un modulador importante de la precipitación en la península de Yucatán (Magaña *et al.*, 2003; Bravo *et al.*, 2010; Salas-Flores *et al.*, 2014). En la región, las condiciones de El Niño se relacionan con el decremento de los ciclones tropicales en el Atlántico los cuales aportan humedad, mientras que, en condiciones La Niña los ciclones tropicales son más frecuentes y también los aportes de humedad (Jáuregui, 1967; Gray, 1984). Usualmente los efectos de ENSO en la península de Yucatán se reflejan en la disminución de la precipitación en época de lluvias, sin embargo, en época de secas los efectos de El Niño pueden aumentar la precipitación debido al aumento de frentes fríos (Bravo-Cabrera *et al.*, 2017). Si bien, ENSO no es el único forzamiento capaz de modificar el ciclo hidrológico en la península de Yucatán, existen registros claros de la actividad de El Niño en la península de Yucatán durante el Megalayense (Frappier, 2002; Roy *et al.*, 2017).

En el registro de la laguna La Negra los elementos Fe, K y Rb presentaron tendencias similares a las reflejadas en Pallcacocha (Moy *et al.*, 2002), sugiriendo que estos elementos químicos sí reflejaron cambios del aporte terrígeno en la laguna. Los registros mostraron que las condiciones El Niño en el Pacífico coincidieron con los periodos de

precipitación registrados en la laguna La Negra. Donde, probablemente, la precipitación registrada reflejó condiciones de El Niño durante el invierno.

El registro de terrígenos de la laguna La Negra también se comparó con los cambios de la posición de la ITCZ registrados en la cuenca de Cariaco (Haug *et al.*, 2003) (Figura 12). La ITCZ es un componente del sistema climático relacionado directamente con la lluvia en latitudes tropicales. Cuando la ITCZ migra hasta posicionarse sobre la cuenca de Cariaco, simultáneamente se posiciona sobre la península de Yucatán (Haug *et al.*, 2003). El aumento de titanio (Ti) registrado en la cuenca de Cariaco indicó un aumento de la precipitación en la península de Yucatán. Al comparar los registros, las condiciones El Niño registradas en Pallcacocha (Moy *et al.*, 2002) coincidieron con condiciones relativamente estables de aporte de humedad debidas a la migración de la ITCZ (Haug *et al.*, 2003).

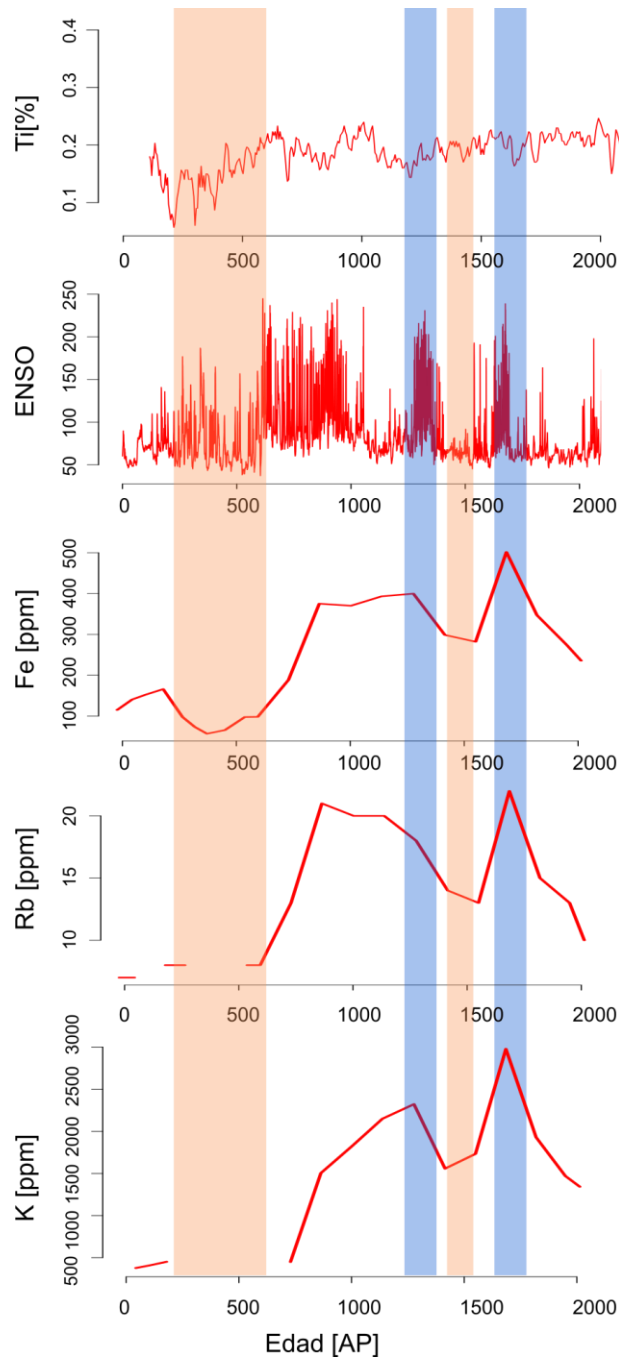


Figura 12: Cambios en la tendencia de Fe, Rb y K del registro de la laguna La Negra, comparados con la variabilidad de ENSO del registro de la laguna Pallcacocha en Ecuador (Moy *et al.*, 2002) y con el registro del desplazamiento de la ITCZ de la cuenca de Cariaco (Haug *et al.*, 2003). La barra azul indica los intervalos de tiempo en que coincidió el aumento de la precipitación, en los tres registros. La barra roja señala los intervalos de tiempo en que coincidió la disminución de la precipitación en los tres registros.

Los elementos ubicados en los ejes 1 y 2 del PCA (Figura 13) señalaron las tendencias en la variabilidad de los elementos a lo largo de los 2000 años registrados en el núcleo obtenido de la laguna La Negra. Así, el PCA proporcionó información sobre las afinidades entre los elementos del registro de la laguna La Negra.

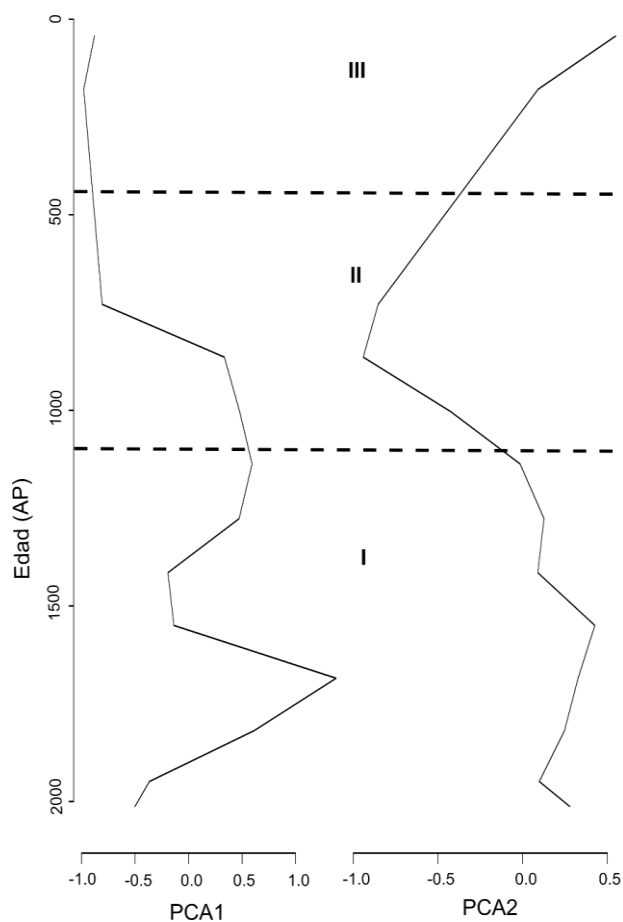


Figura 13: Ejes 1 y 2 del PCA. Se observan los ejes representativos del PCA comparados con la edad del núcleo. En ambos ejes se ilustran las divisiones de las tres zonas en las cuales se dividió el registro.

10.2. La señal palinológica

Para el análisis de la señal de polen se utilizó un Análisis de Correspondencia sin Tendencia (DCA), el cual se interpreta según el criterio del uniformismo biológico, asumiendo que las características ambientales asociadas con cada taxa son las mismas a lo largo del tiempo. Con el DCA se puede definir un contexto ecológico, climático y ambiental, acorde con la dinámica de las comunidades reflejada en las asociaciones polínicas en un lapso de tiempo (Correa-Metrio *et al.*, 2014). Los ejes del DCA son interpretados como gradientes ambientales expresados durante los últimos 2,000 años en la región de la laguna (Figura 14).

El eje 1 del DCA representa alta variabilidad en el registro. La mayor parte de los taxa distribuidos a lo largo del eje 1 tuvieron valores cercanos a cero y positivos. Únicamente cuatro taxa tuvieron valores negativos (*Nymphaea*, *Mimosa*, *Arecaceae* y *Araceae*). *Nymphaea* tuvo el puntaje más bajo y *Bignoniaceae* el más alto. *Nymphaea* es un género de plantas acuáticas y *Bignoniaceae* una familia de plantas abundantes en los bosques tropicales. Por lo tanto, el eje 1 puede interpretarse como expresión de la variabilidad misma de la comunidad y no como un gradiente ambiental en específico. En el eje 2, el ordenamiento de los taxa representa un gradiente en las condiciones de salinidad; los taxa asociados a mayor salinidad tuvieron valores negativos a lo largo del eje 2 y fueron: *Nymphaea*, *Mimosa*, *Melastomataceae*, *Conocarpus*, *Bursera*, *Sapindaceae*, *Poaceae*, *Begoniaceae*, *Alnus*, *Quercus*, *Eugenia*, *Amaranthaceae*, *Asteraceae* y *Rhizophora*. Los taxa asociados a menor salinidad se ubicaron en los valores positivos del eje 2 y estos fueron: *Euphorbiaceae*, *Anacardiaceae*, *Fabaceae*, *Ulmaceae*, *Araceae*,

Arecaceae, *Trema*, Cyperaceae, Solanaceae, Ulmaceae, Bignoniaceae, *Miconia*, Apocynaceae, Boraginaceae, Combretaceae.

El taxón con el puntaje más bajo en el eje 2 fue *Rhizophora* el cual tiene una marcada tolerancia a la salinidad y es el componente más común de las comunidades de manglar. *Rhizophora* se asocia a sustratos inestables y está presente comúnmente en áreas intermareales expuestas a los cambios del nivel del agua y la salinidad (Urrego *et al.* 2009). En esta ordenación el puntaje de *Rhizophora* fue seguido por los puntajes de Asteraceae y Amaranthaceae, familias con un gran número de especies típicas de suelos salinos.

Por otro lado, el taxón con el puntaje más alto en el eje 2 fue Combretaceae, el cual sin tomar en cuenta el ordenamiento, pudo asociarse con *Conocarpus* o *Laguncularia*, géneros de taxa de manglar, donde *Conocarpus* es el género menos resistente a la salinidad (Tomlinson, 1986) y *Laguncularia* forma asociaciones con *Rhizophora*, aunque generalmente se desarrolla en ambientes menos profundos (Rzedowski, 1978). Sin embargo, Combretaceae es una familia que comprende diferentes especies de árboles y arbustos, además de los manglares. Así, tomando en cuenta la ordenación se observó que los granos de polen identificados como Combretaceae no parecieron tener relación con los géneros *Conocarpus* ni *Laguncularia*, porque la posición de Combretaceae en el DCA correspondió con valores positivos en el eje 2, referidos a taxa no asociados con ambientes salinos; en este caso Combretaceae estuvo asociado con taxa de bosque tropical. Además, la posición de *Conocarpus* en el eje 2 sí se relacionó con las plantas que tolerancia a la salinidad y representó adecuadamente que *Conocarpus* es el género menos resistente a la salinidad, pues sus valores, aunque positivos, son cercanos al cero.

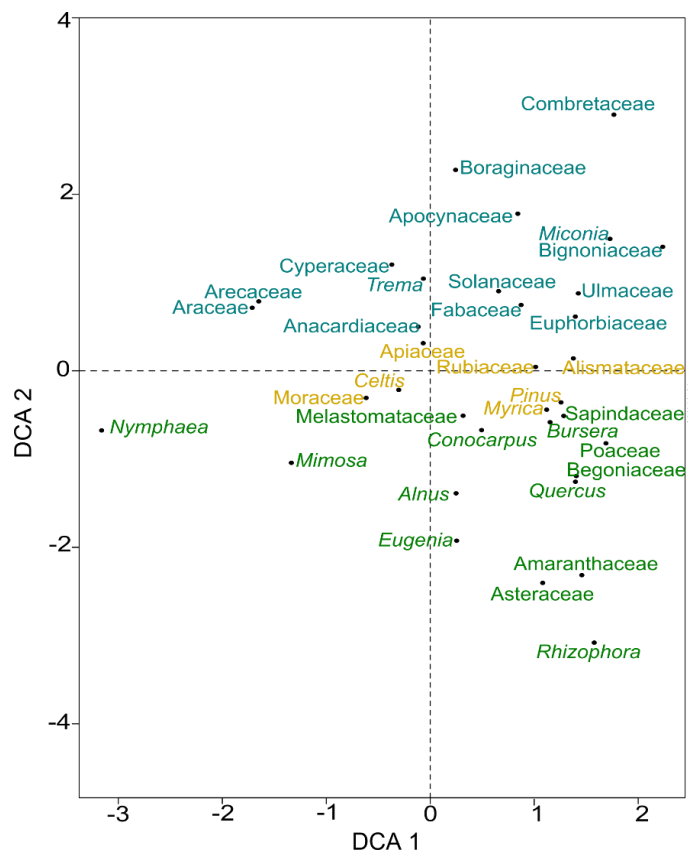


Figura 14: Ordenamiento de los taxa presentes en el registro de La Negra. Se observan los taxa del registro comprados con el eje 1 y eje 2 del DCA. Los taxa asociados a una mayor salinidad se ubican en los valores positivos del eje 2 (verdes). Los taxa con menor afinidad a la salinidad se encuentran en los valores negativos (azul). Los taxa con valores cercanos a cero (amarillo) no presentan asociaciones con la salinidad.

Los cambios más importantes del eje 2 corroboraron las zonas de polen identificadas a primera instancia en el diagrama de polen, debido a que el eje 2 muestran cambios significativos en la tendencia central en las edades 1050 AP, 550 AP y el presente, lo cual divide el registro en tres zonas (Figura 15). Así, el eje 2 se asoció con cambios en la salinidad y los cambios en el eje 2 del DCA señalaron tres cambios importantes en la tendencia central de los taxa.

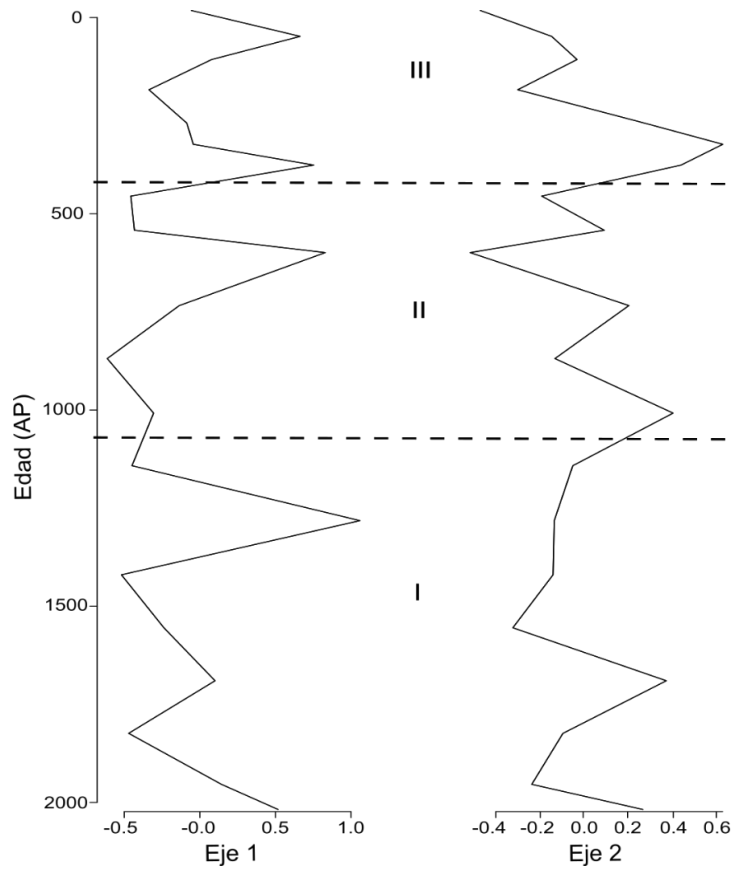


Figura 15: Ejes 1 y 2 del DCA. Se observan los ejes representativos del DCA comparados con la edad del núcleo. En ambos ejes se ilustran las divisiones de las tres zonas de polen, las cuales corroboraron las zonas identificadas a primera instancia en el diagrama.

10.3. La historia ambiental de la laguna La Negra

En el registro de la laguna La Negra, para interpretar la historia ambiental del (Figura 16) se utilizó la información interpretada en el DCA y el PCA, en la sección “10.1. La señal geoquímica” y en la sección “10.2. La señal palinológica”.

Adicionalmente, para referir a la temporalidad se utilizaron los años calendáricos AP y se buscó hacer una analogía entre las edades AP y las fechas AEC y AD, las cuales son utilizadas para reportar eventos históricos relacionados con Mesoamérica. A pesar de que el modelo de edad fue construido con base en una datación, este es confiable para hacer una interpretación, pues el núcleo se obtuvo con un nucleador de gravedad que mantuvo la superficie del mismo intacta. Sin embargo, es importante tomar en cuenta que la interpretación histórica puede estar desfasada por ~250 años.

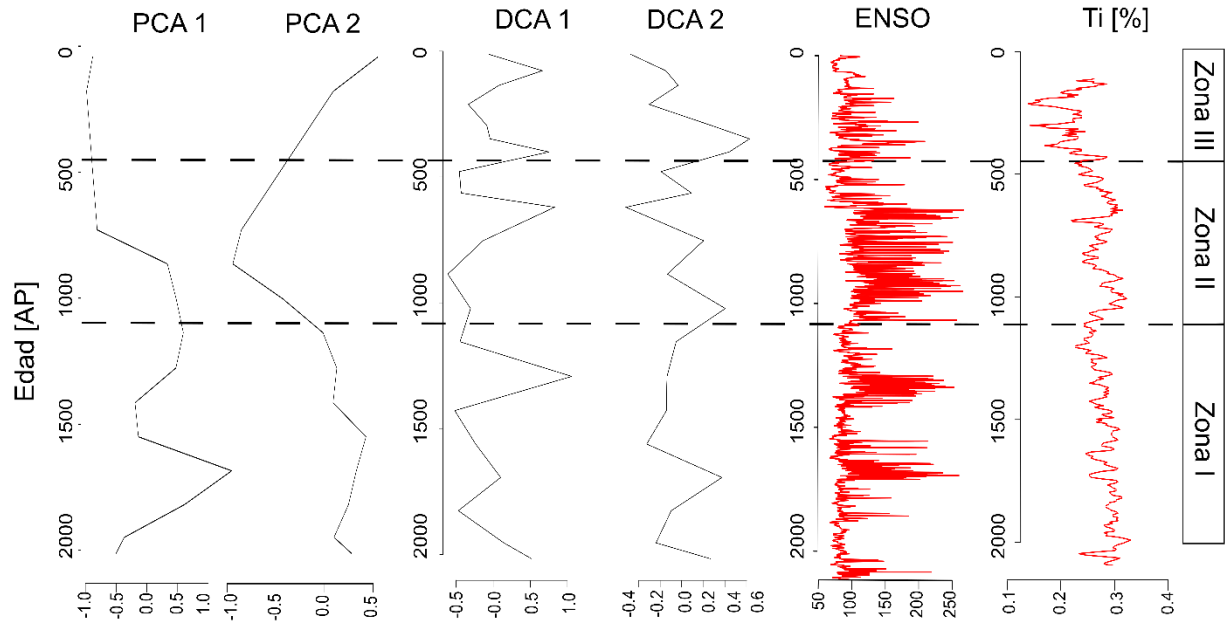


Figura 16: Ejes del DCA y PCA, donde se observa la variabilidad de los taxa de polen y los elementos químicos Ca, Sr, Fe, K y Rb. Ambos registros se comparan con la variabilidad de ENSO (Moy *et al.*, 2002) y con la precipitación asociada al desplazamiento de la ITCZ (Haug *et al.*, 2003).

10.3.1. Zona de polen I (2000 - 1050 AP)

Entre 2,000 y 1,650 AP (78 cm - 60 cm), correspondiente al intervalo de tiempo entre ~60 AEC y 300 AD, el registro sedimentario de La Negra mostró concentraciones relativamente altas de Fe, K y Rb, asociados al suministro de materiales terrígenos en la laguna. También, a través de este intervalo de profundidades se observaron remanentes vegetales en el núcleo, lo cual se consideró como una evidencia adicional del elevado aporte de sedimentos. En términos de la vegetación, la presencia de *Trema* y *Arecaceae* en este intervalo de tiempo indicaría mayor disponibilidad de humedad, pues ambas taxa son componentes asiduos de los bosques tropicales de la región (Rzedowski, 1978). *Arecaceae* fue abundante hasta 1,700 AP (250 AD), coincidiendo con los máximos de Fe, K y Rb y los mínimos de Ca y Sr, lo que corroboraría los incrementos de precipitación regional.

A pesar del aumento de humedad regional entre 2,000 y 1,650 AP, la laguna presentó evidencias de disminución de su tamaño. La evidencia vegetal consistió en altas abundancias de las taxa de *Cyperaceae* y *Poaceae* (~20% y ~10%, respectivamente) en comparación con el resto del registro, dado que la familia *Cyperaceae* usualmente se interpreta en términos del tamaño de un cuerpo lacustre en los registros sedimentarios (Bush, 2002). Cuando los cuerpos lacustres incrementan su tamaño, reducen el área de marismas y la abundancia de *Cyperaceae* disminuye. En cambio, si el cuerpo de agua disminuye en tamaño, el área de marismas se expande y *Cyperaceae* aumentan (Bush, 2002; González y Dupont, 2009; Urrego *et al.*, 2009). De manera conjunta, los registros de polen de *Poaceae* y *Cyperaceae* sugieren fluctuaciones repetidas en el área lagunar. En los registros sedimentarios de regiones con una precipitación media anual menor a 2000 mm, como es el caso del registro de la laguna La Negra, la abundancia de *Poaceae* se rige por la

disminución de la precipitación, los cambios hidrológicos, la estacionalidad, el efecto de la ocupación humana y la frecuencia e intensidad de los incendios (Bush, 2002).

Probablemente la disminución del tamaño del área lagunar fue causado por las actividades humanas. Los archivos históricos señalan que el periodo de entre 2,000 y 1,650 AP corresponde a los periodos Preclásico Tardío, Clásico Temprano y al inicio del Clásico Tardío. La laguna está situada cerca de al menos tres zonas arqueológicas: Oxtankah, la más grande en la bahía de Chetumal, cuyo mayor auge socio-cultural ocurrió durante el Preclásico Tardío y Clásico Temprano. Además de Dzibanché y Kohunlich, ambas con su auge socio-cultural durante el periodo Clásico (INAH, 2019). Por lo tanto, la evidencia geoquímica del aumento de terrígenos asociados a la precipitación regional, durante el intervalo temporal entre 2,000 y 1,650 AP, también estuvo relacionada con la erosión antropogénica debida a la deforestación y el uso de suelo reportados en la región (Brenner *et al.*, 2002; Anselmetti *et al.*, 2007).

El auge de Oxtankah, Dzibanché y Kohunlich, trajo consigo prácticas de uso que deterioraron el suelo, erosionándolo, modificando el paisaje y afectando a la vegetación. Esto pudo ser una de las causas de la poca representación de *Rhizophora* en el registro, pues a pesar de ser un taxón polínicamente prolífero, tuvo abundancias menores a 3%. Los porcentajes <25% de *Rhizophora* en los registros sedimentarios se consideran bajos y generalmente propios de sitios alejados de la costa (Urrego *et al.*, 2009).

La laguna La Negra se ubica a ~800 m de distancia del río Hondo y de los manglares ribereños a un costado del mismo. Probablemente la vegetación de manglar fue aprovechada para uso humano o la erosión de la zona haya afectado el desarrollo de los manglares. Incluso es posible que la alta abundancia de Cyperaceae alrededor de la laguna

fungiera como trampas de sedimento e impidiera la depositación de los detríticos más gruesos (Arche, 2010), y de los propágulos de *Rhizophora*. A pesar de que la laguna se ubique cerca de una zona de manglares ribereños, los manglares más cercanos a la laguna son enanos y poco abundantes. Los factores que limitan el crecimiento de los manglares son la temperatura, la salinidad y los nutrientes (Rzedowski, 1978), por ende, el registro de *Rhizophora* puede ser resultado de la poca interacción entre la laguna y el mar.

A diferencia de *Rhizophora*, *Conocarpus* se presentó a lo largo del registro y su abundancia relativamente alta indicó condiciones de baja salinidad (Moss *et al.*, 2005) y por tanto, de poca interacción mar-laguna en el sitio. El DCA confirma que *Rhizophora* es un indicador de alta salinidad en el registro de la laguna, mientras que Combretaceae indica baja salinidad. Además, hubo una constante presencia de herbáceas (Apiaceae, Asteraceae, *Celtis*, *Myrica*, Poaceae y Solanaceae), indicando impacto humano constante en la zona. Debido a la elevada ocupación humana registrada para el sur de la Península, los registros lacustres han mostrado mayores señales de impacto en el Periodo Clásico (Hodell *et al.*, 2005a), como es el caso de la laguna La Negra.

Entre 1,500 y 1,150 AP (400 AD – 800 AD) la familia Cyperaceae disminuyó abruptamente, alcanzando su abundancia mínima a través el registro. Conjuntamente, los taxa indicadores de humedad, *Trema* y Arecaceae, aumentaron sugiriendo un posible crecimiento del área de la laguna debido a la precipitación. La abundancia de los taxa de bosque de montaña (*Miconia*, *Pinus*, *Quercus* y Ulmaceae) aumentó, posiblemente por un mayor acarreo de materiales, dada una mayor precipitación regional y posible aumento de tamaño del cuerpo lacustre. La señal de polen está determinada por el tamaño de la superficie lagunar, indicando si la señal deriva de vegetación regional o local.

Generalmente las cuencas lacustres de mayor tamaño son menos sensibles a la vegetación local e integran una señal regional y las cuencas lacustres pequeñas incrementan la señal de componentes locales en los registros (Sugita, 1993). Por otro lado, los taxa *Poaceae* y *Myrica*, ambos herbáceas, aumentaron, probablemente por la alta densidad poblacional de las ciudades.

Entre 1,550 y 1,300 AP (400 AD – 650 AD), Fe, K y Rb disminuyeron su abundancia pero aumentaron entre 1,400 y 1,050 AP (550 AD – 900 AD), periodo en el que se han registrado varios eventos de sequía alternados con periodos de humedad en la península de Yucatán (Hodell *et al.*, 1995; Curtis *et al.*, 1996; Hodell *et al.*, 2005; Medina-Elizalde y Rohling, 2012), en el norte de Sudamérica (Haug *et al.*, 2003) y el centro de México (Bhattacharya *et al.*, 2015) concordando con el final del periodo Clásico, entre ~780 y ~900 AD. En Dzibanché se tienen registros de una ruptura sociopolítica en 1,050 AP (900 EC), lo que ocasionó el cese de las obras arquitectónicas en el sitio y su posterior abandono parcial (Gill, 2000). Las poblaciones de Oxtankah y Kohunlich disminuyeron progresivamente hasta finales del Clásico Tardío (INAH, 2016).

Entre 1,350 y 1,200 AP (600 – 750 AP) *Rhizophora* mostró abundancias de ~3% y *Conocarpus* disminuyó su abundancia. Posiblemente, el aumento de las comunidades de mangle rojo ocurrió a causa de la disminución poblacional. Sin embargo, el estrés climático y la poca interacción con el mar no proporcionaron las condiciones adecuadas para su crecimiento, pues el porcentaje de este taxón fue muy bajo.

10.3.2. Zona de polen II (1050 - 450 AP)

En 1,050 AP (900 AD) la familia Cyperaceae registró su abundancia máxima a través del registro, coincidiendo con el Colapso Maya e inicio del Posclásico. Aparentemente, ocurrió una reducción sustancial del tamaño de la laguna La Negra, sugiriendo su tamaño mínimo en los últimos ~2000 años. A partir de 1,050 AP, la abundancia de Cyperaceae disminuyó gradualmente, y el registro de varios taxa de bosque de montaña y bosque tropical (Arecaceae, Anacardiaceae, Araceae, *Mimosa*, Moraceae y *Trema*) aumentó por la posible ampliación del área lagunar y la señal captada (Sugita, 1993), así como la recuperación de la vegetación causada por el Colapso Maya.

Los indicadores Fe, K y Rb se mantuvieron constantes hasta 850 AP (1,100 AD), y a partir de entonces, los tres elementos disminuyeron gradualmente. El registro de K no se detectó en 750 AP (1,200 AD), discrepando con el registro de Sr, el cual señaló que su máximo aumento ocurrió en el mismo periodo de tiempo. El Ca también aumentó, indicando la posible meteorización de carbonatos en la laguna y la precipitación de CaCO_3 con coprecipitación de SrCO_3 , favorecida por la reducción de los elementos alóctonos en la misma. Probablemente, debido a la disminución del tamaño de la laguna la concentración de solutos aumentó y se favoreció la precipitación de CaCO_3 y SrCO_3 (Kylander *et al.*, 2011).

En el intervalo de tiempo entre 850 y 750 AP también se observa un desfase entre los registros de elementos terrígenos (Fe, K y Rb) con el registro de la intensidad de ENSO; el aporte terrígeno disminuyó, pero la actividad de El Niño fue más intensa. En este periodo de tiempo la actividad de El Niño fue la más prolongada de los últimos 2000 años, por lo cual probablemente en la laguna La Negra se registró la disminución de la precipitación

propia de condiciones El Niño en verano. La posible disminución de la precipitación y la ausencia de humanos por el Colapso Maya causaron la disminución de los elementos terrígenos en la laguna.

El periodo Posclásico Temprano finalizó y dio pie al Posclásico Tardío desde 1,200 AD; año en el cual se registró el abandono total de varias ciudades mayas, entre ellas Oxtankah, y Kohunlich (Gill, 2000). En 600 AP o 1,350 AD, Cyperaceae mostró porcentajes menores a 5%, lo cual indicaría el aumento de tamaño del cuerpo lacustre posiblemente relacionado con la disminución de la población. *Rhizophora* presentó su abundancia máxima en el registro con 5% y de manera discrepante *Conocarpus* disminuyó de porcentajes de ~5% a porcentajes de 3%, indicando la recuperación de *Rhizophora* en la zona. Simultáneamente, varios taxa de bosque tropical, y los de bosque de montaña disminuyeron (Arecaceae, Anacardiaceae, Araceae, *Mimosa*, Moraceae y *Trema*). Aunado a la disminución de Fe y Rb a comparación del resto del registro, y la ausencia de K, el incremento del tamaño del cuerpo lacustre podría ser causado por la disminución de la erosión antropogénica más que por la precipitación, pues las evidencias geoquímicas muestran una posible disminución de la precipitación. Estos resultados determinan a la ocupación humana como el agente erosivo más notorio en la región.

En 550 AP (1,400 AD), la señal de Rb cayó bajo los límites de detección de la técnica utilizada para su medición, y el registro de Fe se mantuvo bajo con ~0.2%. En contraste, el registro de Ca fue alto, con ~30%, así como la abundancia de los taxa Cyperaceae, *Conocarpus* y los taxa representativos de bosque de montaña. En cambio, los registros de *Rhizophora*, los taxa de herbáceos y los taxa de bosque de montaña fueron bajos, lo cual

indicaría la disminución de las condiciones salinas en la zona y menos erosión dada la recuperación de la vegetación.

10.3.3. Zona de polen III (450 AP – presente)

En 400 AP, el Fe disminuyó hasta llegar a su abundancia mínima dentro del registro. El registro de Sr se mantuvo relativamente constante desde 550 AP, y el de Ca mostró uno de sus valores más altos en comparación con el resto del registro. Al mismo tiempo, *Trema* presentó su mayor abundancia en todo el registro con 35%, aunado a la presencia de otros taxa de bosque tropical. Ocurrió lo contrario para la mayor parte de los taxa de montaña y para Moraceae, cuya abundancia fue baja.

Coincidiendo con 400 AP, en la península de Yucatán, entre 550 y 275 AP (~1450 AD – 1675 AD) se tienen registros de la pequeña edad de hielo (LIA), caracterizada por la disminución de la precipitación, lo cual podría ser una de las razones de la reducción en los elementos característicos de erosión (Fe, K, Rb), así como el aumento de Ca y Sr. Otra posibilidad de tal disminución estaría relacionada con la disminución de la población a nivel regional. Los registros históricos señalan que en 1492 AD los colonos europeos llegaron al continente americano. El proceso de mezcla cultural y biológica causó la muerte de la mayor parte de la población del continente americano, generando cambios ambientales drásticos en México, Centroamérica y en la región andina; incluso se especula sobre el efecto que tuvo la caída demográfica en las américas sobre el clima global (Koch *et al.*, 2019).

La disminución de la precipitación entre 550 y 275 AP registrada en la laguna La Negra, coincidió con el registro de Pallacocha en Ecuador (Moy *et al.*, 2002) y con el registro del desplazamiento de la ITCZ de la cuenca de Cariaco (Haug *et al.*, 2003). En ambos registros también se observó una marcada disminución de la precipitación. (Figura 12).

A partir de ~400 AP (~1550 AD) hasta el presente, la abundancia de Cyperaceae se ha mantenido constante. *Rhizophora* y *Conocarpus* se establecieron nuevamente a partir de 300 AP (1650 AD), con abundancias de ~3% y ~5% respectivamente. Los taxa herbáceos alcanzaron ~10% de abundancia y se mantuvieron constantes hasta el presente, al igual que la presencia de taxa de bosque tropical. El aumento de herbáceas indicaría la presencia de especies pioneras. Desde 200 AP hasta el presente, se observa un incremento en el registro de Fe, acompañado por la presencia intermitente de Rb y K, posiblemente por pulsaciones de precipitación posteriores a la LIA o por el cambio del nivel base erosivo.

En el eje 2 del DCA se observa que al inicio de la zona III, los taxa indicaron condiciones menos salinas, para después cambiar la tendencia y reflejar la recuperación y el establecimiento del manglar enano actual de *Rhizophora* en la zona. El PCA refleja la variabilidad del ambiente.

Finalmente, para el periodo entre 400 y 200 AP, se tienen registros de disminución de incendios y aumento de taxa de bosque tropical en la Península de Yucatán (Palka, 2009). La reducción de incendios pudo ser causada por la ausencia de impacto humano debido a la colonización, pues en la región se utilizaba el método de quema y roza para la agricultura. Si bien, en la Península de Yucatán la población disminuyó drásticamente años atrás, durante el periodo de invasión europea, la gran mortandad de las poblaciones originarias de América causó alteraciones ambientales a gran escala, debido a la recuperación de la vegetación natural (Koch, 2019).

11. Conclusiones

La península de Yucatán es un escenario ideal para estudiar cómo la variabilidad climática y las actividades humanas han modificado el ambiente. Una gran parte de los estudios paleoambientales en esta región utilizan evidencias históricas y arqueológicas, para obtener información sobre la evolución del ambiente bajo la influencia antrópica. Sin embargo, realizar tal tarea es un reto para la comunidad científica, debido a que la naturaleza de las evidencias y las resoluciones temporales entre los archivos son diferentes.

En esta tesis se documentó la historia ambiental de la zona de la laguna La Negra durante los últimos 2,000 años, con base en el análisis de los datos geoquímicos y biológicos obtenidos de los sedimentos del sistema lacustre. Los datos geoquímicos recabados de la concentración de Ca, Sr, Fe, K y Rb reflejaron cambios en la dinámica hidrológica de la zona. Adicionalmente, los datos biológicos recabados de los registros polínicos mostraron la evolución de la vegetación, cuyos cambios respondieron a la variabilidad climática y a la dinámica socio-cultural de los Mayas. Las actividades antrópicas mayas se asociaron con los pobladores de Oxtankah, Dzibanché y Kohunlich, las tres áreas urbanas más cercanas a la zona de estudio.

Los registros de polen y de geoquímica también se analizaron con un Análisis de Correspondencia sin Tendencia (DCA) y un Análisis de Componentes Principales (PCA), respectivamente. La importancia de utilizar tales análisis estadísticos se debe a que evalúan la variabilidad de los componentes. En este registro, el PCA corroboró las correlaciones entre cada proxy y el DCA analizó las asociaciones entre los taxa para verificar la información que proporcionada cada taxón. Al tomar en cuenta la información del DCA, se pudo diferenciar entre Combretaceae y *Conocarpus*. El registro mostró información

consistente con la naturaleza de los datos involucrados en la dinámica ecológica de la región.

Los cambios más notorios del registro ocurrieron entre 1,600 AP y 1,300 AP durante el auge de las ciudades mayas, en donde se registraron evidencias de la erosión y los cambios en el paisaje causados por los Mayas. También hubo cambios evidentes durante 1,050 AP (900 EC) cuya temporalidad corresponde con el Colapso Maya y se registró la recuperación de la vegetación en el área. Finalmente, se registraron cambios marcados entre 500 y 400 AP, durante el periodo de la pequeña edad de hielo (LIA), donde se registró claramente la ausencia de precipitación, la cual coincidió con los registros de Pallcacocha en Ecuador (Moy *et al.*, 2002) y con el registro del desplazamiento de la ITCZ de la cuenca de Cariaco (Haug *et al.*, 2003). A pesar de que el modelo de edad fue la debilidad de este estudio, la incertidumbre de las edades permitió inferir cambios relacionados con la cultura maya, con los cuales se pudo inferir que los seres humanos fueron el mayor agente erosivo, durante la temporalidad del estudio. El estudio de reconstrucción ambiental de la laguna La Negra aporta información para comprender mejor la dinámica del ambiente en el sureste del estado de Quintana Roo para los últimos 2,000 años. Conocer los cambios ambientales del pasado y la forma en que han cambiado hasta el presente, lo cual puede ofrecer las pistas sobre los cambios que podrían ocurrir bajo determinadas circunstancias en un futuro.

12. Referencias bibliográficas

- Aitken, M. J. (1974). *Physics and Archaeology*. (Oxford University Press, Ed.). Clarendon Press.
- Anselmetti, F. S., Hodell, D. A., Ariztequi, D., Brenner, M., & Rosenmeier, M. F. (2007). Quantification of soil erosion rates related to ancient Maya deforestation. *Geology*, 35(10), 915–918. <https://doi.org/10.1130/G23834A.1>
- Arche, A. (2010). *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid.
- Back, W. & B. B. H. (1978). *Hydrogeochemistry of the Northern Yucatan Peninsula, with a section on Mayan water practices*. Miami, Florida: New Orleans Geological Society.
- Barron, J. A., & Anderson, L. (2011). Enhanced Late Holocene ENSO/PDO expression along the margins of the eastern North Pacific. *Quaternary International*, 235(1–2), 3–12. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.02.026>
- Bates, R. L., & Jackson, J. A. (1988). *Glossary of Geology* (3 ed). American Geological Institute.
- Beach, T., Dunning, N., Luzzadder-Beach, S., Cook, D. E., & Lohse, J. (2006). Impacts of the ancient Maya on soils and soil erosion in the central Maya Lowlands. *Catena*, 65(2), 166–178. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2005.11.007>
- Bennet, K. D., & Willis, K. J. (2002). Pollen. In J. P. Smol, H. J. B. Birks, W. M. Last, R. S. Bradley, & K. Alverson (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments* (pp. 5–32).
- Bhattacharya, T., Byrne, R., Böhnell, H., Wogau, K., Kienel, U., Ingram, B. L., & Zimmerman, S. (2015). Cultural implications of late Holocene climate change in the Cuenca Oriental, Mexico. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. <https://doi.org/10.1073/pnas.1405653112>
- Blaauw, M., & Christeny, J. A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>
- Bond, G. (1997). A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278(5341), 1257–1266. <https://doi.org/10.1126/science.278.5341.1257>
- Boyle, J. F. (2000). Rapid elemental analysis of sediment samples by isotope source XRF, 213–221.
- Bravo-Cabrera, J. L., Azpra-Romero, E., Zarraluqui-Such, V., & Gay-García, C. (2017). Effects of El Niño in Mexico during rainy and dry seasons: an extended treatment. *Atmósfera*, 30(3), 221–232. <https://doi.org/10.20937/ATM.2017.30.03.03>
- Bravo Cabrera, J. L., Azpra Romero, E., Zarraluqui Such, V., Gay García, C., & Estrada Porrúa, F. (2010). Significance tests for the relationship between “El Niño” phenomenon and precipitation in Mexico. *Geofísica Internacional*, 49(4), 245–261.

- Brenner, M., Rosenmeier, M. F., Hodell, D. A., & Curtis, J. H. (2002). PALEOLIMNOLOGY OF THE MAYA LOWLANDS. In *Ancient Mesoamerica* (pp. 141–157).
- Brewer, S., Jackson, S. T., & Williams, J. W. (2012). Paleoecoinformatics: applying geohistorical data to ecological questions. *Trends Ecol. Evol.*, 27.
- Bush, M. B. (2002). On the interpretation of fossil Poaceae pollen in the lowland humid neotropics, 177, 5–17.
- Bush, M. B., & Weng, C. (2007). Introducing a new (freeware) tool for palynology. *Journal of Biogeography*. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2699.2006.01645.x>
- Campbell, N. A., & Reece, J. B. (2007). *Biología* (7ma edición). Editorial Médica Panamericana.
- Carrillo-Bastos, A., Islebe, G. A., Torrescano-Valle, N., & González, N. E. (2010). Holocene vegetation and climate history of central Quintana Roo, Yucatán Península, Mexico. *Review of Palaeobotany and Palynology*. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2010.02.013>
- Coca, S. R. (2001). *Introducción a la meteorología*. Universidad Autónoma de Baja California.
- Cohen, A. S. (2003). *Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems*. Oxford University Press. [https://doi.org/10.1669/0883-1351\(2004\)019<0184:br>2.0.co;2](https://doi.org/10.1669/0883-1351(2004)019<0184:br>2.0.co;2)
- CONABIO. (2019). Ecosistemas de México. Retrieved from <https://www.biodiversidad.gob.mx/ecosistemas/ecosismex>
- Cook, E. R., Seager, R., jr, R. R. H., Vose, R. S., Celine, H., & Connie, W. (2009). Megadroughts in North America: placing IPCC projections of hydroclimatic change in a long-term palaeoclimate context. *Journal of Quaternary Science*. <https://doi.org/10.1002/jqs>
- Correa-Metrio, A., Bush, M. B., Cabrera, K. R., Sully, S., Brenner, M., Hodell, D. A., ... Guilderson, T. (2012). Rapid climate change and no-analog vegetation in lowland Central America during the last 86,000 years. *Quaternary Science Reviews*, 38, 63–75. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.01.025>
- Correa-Metrio, A., Dechnik, Y., Lozano-García, S., & Caballero, M. (2014). Detrended correspondence analysis : A useful tool to quantify ecological changes from fossil data sets, 135–143.
- Correa-Metrio, A., Dechnik, Y., Lozano-García, S., & Caballero, M. (2014). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana VoluMen* 66.
- Correa-Metrio, A., Meave, J. A., Lozano-García, S., & Bush, M. B. (2014). Environmental determinism and neutrality in vegetation at millennial time scales. *Journal of Vegetation Science*, 25, 627–635.
- Correa-Metrio, A., Vélez, M. I., Escobar, J., St-Jacques, J. M., López-Pérez, M., Curtis, J., & Cosford, J. (2016). Mid-elevation ecosystems of Panama: future uncertainties in

- light of past global climatic variability. *Journal of Quaternary Science*, 31(7), 731–740. <https://doi.org/10.1002/jqs.2899>
- Crane, P. R., Friis, E. M., & Pedersen, K. R. (1995). The origin and early diversification of angiosperms. *Nature*, 374(6517), 27–33. <https://doi.org/10.1038/374027a0>
- Crutzen, P. J., & Stoermer, E. F. (2000). The “Anthropocene.” *Global Change Newsletter*.
- Curtis, J. H., Hodell, D. A., & Brenner, M. (1996). Climate Variability on the Yucatan Peninsula (Mexico) during the Past 3500 Years, and Implications for Maya Cultural Evolution. *Quaternary Research*, 46(1), 37–47. <https://doi.org/10.1006/qres.1996.0042>
- Cushing, E. J. (1967). Evidence for differential pollen preservation in late Quaternary sediments in Minnesota. *Rev. Palaeobot.*, 87–101.
- Cushman-Roisin, B., & Beckers, J.-M. (2009). *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics Physical and Numerical Aspects*. ACADEMIC PRESS.
- Dahlin, B. H. (1983). Climate and prehistory on the Yucatan peninsula. *Climatic Change*, 5(3), 245–263. <https://doi.org/10.1007/BF02423521>
- Dawson, A., Paciorek, C. J., McLachlan, J. S., Goring, S., Williams, J. W., & Jackson, S. T. (2016). Quantifying pollen-vegetation relationships to reconstruct ancient forests using 19th-century forest composition and pollen data. *Quaternary Science Reviews*, 137, 156–175. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.01.012>
- Delcourt, H. R., & Delcourt, P. . (1991). *Quaternary Ecology: A paleoecological perspective*. UK: Chapman & Hall, Cornwall.
- DeMenocal, P. B. (2011). Cultural Responses to Climate Change During the Late Holocene. *Science*, 667(2001), 667–673. <https://doi.org/10.1126/science.1059287>
- Diamond, J. (2005). *Collapse: How Societies Choose to Fail or Succeed*. New York: Viking Press.
- Diaz, H. F., Trigo, R., Hughes, M. K., Mann, M. E., Xoplaki, E., & Barriopedro, D. (2011). Spatial and Temporal Characteristics of Climate in Medieval Times Revisited. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(11), 1487–1500. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-10-05003.1>
- Duch G., J. (1991). *Fisiografía del estado de Yucatán. Su relación con la agricultura*. Texcoco, México: Universidad Autónoma Chapingo, Centro Regional de la Península de Yucatán, División de Ciencias Forestales.
- Duno-de Steffano, R., Can-Itza, L. L., Rivera-Ruiz, A., & Calvo-Irabien, L. M. (2012). Regionalización y relaciones biogeográficas de la Península de Yucatán con base en los patrones de distribución de la familia Leguminosae. *Revista Mexicana de Biodiversidad*, 83, 1053–1072.
- Faegri, K. & Iversen, J. (1989). *Textbook of pollen analysis*. (W. Chichester, Ed.).
- Febles Patrón, J. L., & Sampedro Batllori, E. (1995). Fluctuación diurna del nivel

hidrostático en petenes de la cuenca costera noroccidental del estado de Yucatán: efecto del desazolve y la canalización de manantiales. *Ingeniería Hidráulica En México*, 10.

- Fernández-Concha, C., J.L., T.-M., Duno de Stefano, R., & Ramírez, I. M. (2010). *Flora ilustrada de la Península de Yucatán: Listado Florístico*. Mérida, Yucatán: Centro de Investigación Científica de Yucatán, A.C., Mérida.
- Frappier, A. (2002). El Niño Events Recorded by Stalagmite Carbon Isotopes. *Science*, 298(5593), 565–565. <https://doi.org/10.1126/science.1076446>
- Gene E., L. (2010). *Biogeochemistry of inland waters*. (L. Gene E., Ed.). New York: Elsevier.
- Glenn, C. y Kelts, K. (1991). Sedimentary rythms in lake deposits. In W. R. Einsele & A. Seilacher (Eds.), *Cycles and events in stratigraphy* (pp. 188–221). Springer Berlin Heidelberg.
- Godwin, H. (1962). Half-life of radiocarbon. *Nature*, 195, 984.
- González, C., & Dupont, L. M. (2009). Tropical salt marsh succession as sea-level indicator during Heinrich events. *Quaternary Science Reviews*. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.12.023>
- Gornitz, V. (2009). *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Springer.
- Graham, N. E., Ammann, C. M., Fleitmann, D., Cobb, K. M., & Luterbacher, J. (2011). Support for global climate reorganization during the “Medieval Climate Anomaly.” *Climate Dynamics*, 37(5–6), 1217–1245. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0914-z>
- Granados-Sánchez, D., López-Ríos, ; G, De, ; F, Martínez-V, J., & Martínez-Castillo, ; J. (1998). *LOS MANGLARES DE QUINTANA ROO THE MANGROVES OF QUINTANA ROO*.
- Gray, W. M. (1984). Atlantic seasonal hurricane frequency: El Niño and 30 mb quasi biennal oscillation influences. *Monthly Weather Review*.
- Hare, F. . (1979). Climatic variation and variability: empirical evidence from meteorological and other sources. In *Proceedings of World Climate Conference* (pp. 51–87). Geneva: World Meteorological Organization.
- Haug, G. H., Gunther, D., Peterson, L. C., Sigman, D. M., Hughen, K. A., & Aeschlimann, B. (2003). Climate and the Collapse of Maya Civilization. *Science*, 299, 1731–1734.
- Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C., & Röhl, U. (2001). Southward migration of the intertropical convergence zone through the holocene. *Science*. <https://doi.org/10.1126/science.1059725>
- Hill, M. O., & Gauch, H. G. (1980). Detrended Correspondence Analysis: An Improved Ordination Technique. *Vegetatio*, 42(Kendall 1971), 47–58.
- Hodell, D. A., Brenner, M., & Curtis, J. H. (2005)a. Terminal Classic drought in the northern Maya lowlands inferred from multiple sediment cores in Lake Chichancanab

- (Mexico). *Quaternary Science Reviews*, 24(12–13), 1413–1427. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.10.013>
- Hodell, D. A., Brenner, M., Curtis, J. H., & Guilderson, T. (2001). Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands. *Science*, 292(5520), 1367–1370. <https://doi.org/10.1126/science.1057759>
- Hodell, D. A., Brenner, M., Curtis, J. H., Medina-González, R., Ildefonso-Chan Can, E., Albornaz-Pat, A., & Guilderson, T. P. (2005)b. Climate change on the Yucatan Peninsula during the Little Ice Age. *Quaternary Research*, 63(2), 109–121. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.11.004>
- Hodell, D. A., Curtis, J. H., & Brenner, M. (1995). Possible role of climate in the collapse of ancient Classic Maya civilization. *Nature*, 357, 391–394.
- Hodell, D. A., & Woodruff, F. (1994). Variations in the strontium isotopic ratio of seawater during the Miocene: Stratigraphic and geochemical implications. *Paleoceanography*, 9(3), 405–426. <https://doi.org/10.1029/94PA00292>
- Hogarth, P. J. (2015). *The biology of mangroves and seagrasses* (3th editio). Oxford University Press.
- Holton, J. R., & Hakim, G. J. (2012). *An introduction to dynamic meteorology. An Introduction to Dynamic Meteorology: Fifth Edition* (Fifth edit, Vol. 9780123848). <https://doi.org/10.1016/C2009-0-63394-8>
- Hughes, N. F. (1976). *The enigma of angiosperm origins*. Cambridge University Press.
- Hutchinson, G. E. (1957). *A Treatise on Limnology I, Geography, Physics and Chemistry*. John Wiley and Sons, New York.
- INEGI. (2015). *Anuario estadístico y geográfico de Quintana Roo 2015*.
- Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH). (2016). *Oxtankah Lujo y Poder*. México: Museo del Templo Mayor.
- Islebe, G. A., Hooghiemstra, H., Brenner, M., Curtis, J. H., & Hodell, D. A. (1996). A Holocene vegetation history from lowland Guatemala. *The Holocene*, 6(3), 265–271. <https://doi.org/10.1177/095968369600600302>
- J. Tarbuck, E., & Frederick K., L. (2005). *Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física* (8th Editio). Pearson Education, Inc.
- Jáuregui, O. E. (1967). Las ondas del Este y los ciclones tropicales en México. *Ing. Hidr. Méx*, 21.
- Juggins Steve. (2007). C2. Newcastle, England.
- Karl, T. R., & Trenberth, K. E. (2003). Modern Global Climate Change. *Science*, 302(5651), 1719–1723. <https://doi.org/10.1126/science.1090228>
- Koch, A., Brierley, C., Maslin, M. M., & Lewis, S. L. (2019). Earth system impacts of the European arrival and Great Dying in the Americas after 1492. *Quaternary Science*

- Reviews*, 207(February), 13–36. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.12.004>
- Krukowski, S. T. (1988). Sodium metatungstate: a new heavy-mineral separation medium for the extraction of conodonts from insoluble residues. *Journal of Paleontology*, 62(02), 314–316. <https://doi.org/10.1017/S0022336000030018>
- Kuhlmann, H., Meggers, H., Freudenthal, T., & Wefer, G. (2004). The transition of the monsoonal and the N Atlantic climate system off NW Africa during the Holocene. *Geophysical Research Letters*, 31(22), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2004GL021267>
- Kylander, M. E., Ampel, L., Wohlfarth, B., & Veres, D. (2011). High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: New insights from chemical proxies. *Journal of Quaternary Science*, 26(1), 109–117. <https://doi.org/10.1002/jqs.1438>
- Legendre, P., & Legendre, L. (1998). *Numerical Ecology*. Oxford: Elsevier Scientific.
- Leyden, B. W. (2002). Pollen evidence for climatic variability and cultural disturbance in the Maya Lowlands. *Ancient Mesoamerica*. <https://doi.org/10.1017/S0956536102131099>
- Leyden, B. W., Brenner, M., & Dahlin, B. H. (1998). Cultural and Climatic History of Cobá, a Lowland Maya City in Quintana Roo, Mexico. *Quaternary Research*, 49(1), 111–122. <https://doi.org/10.1006/qres.1997.1941>
- Libby, W. F. (1955). *Radiocarbon Dating*. Chicago: University of Chicago Press.
- López-Portillo, J., Ezcurra, E., & Maass, J. M. (1989). Los Petenes de Siaan Kaan, Quintana Roo y su relación con gradientes de presión hídrica. *Acta Botánica Mexicana*, 19–29.
- López Austin, A., & López Luján, L. (2002). La Periodización de la Historia Mesoamericana. *Arqueología Mexicana*, 6–15.
- Lugo-Hupb, J., Aceves Quesada, J., & Espinasa-Pereña, R. (1992). Rasgos geomorfológicos mayores de la península de Yucatán. *Revista Del Instituto de Geología*, 10(2), 143–150.
- Mackenzie, F. T. (1998). *Our changing planet : an introduction to earth system science and global environmental change*. (Prentice H). New Jersey.
- Magaña, V. ., Vázquez, J. L., Pérez, J. L., & Pérez, J. B. (2003). Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geofísica Internacional*, 42(3).
- Magaña, V., Amador, J. A., & Medina, S. (1999). The Midsummer Drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 12.
- Mann, M. E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R. S., Hughes, M. K., Shindell, D., ... Ni, F. (2009). Global signatures and dynamical origins of the little ice age and medieval climate anomaly. *Science*, 326(5957), 1256–1260. <https://doi.org/10.1126/science.1177303>
- Margalef, R. (1983). *Limnología*. Editorial Omega.

- Mayewski, P. A., Rohling, E. E., Stager, J. C., Karlén, W., Maasch, K. A., Meeker, L. D., ... Steig, E. J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62(3), 243–255. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.07.001>
- Medina-Elizalde, M., & Rohling, E. J. (2012). Collapse of classic maya civilization related to modest reduction in precipitation. *Science*, 335(6071), 956–959. <https://doi.org/10.1126/science.1216629>
- Merino-Ibarra, M. (1984). Aspectos de la circulación costera superficial del Caribe Mexicano con base en observaciones utilizando tarjetas de deriva. In *Contribución 470 del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología* (pp. 1–17). México: UNAM.
- Miranda, F. (1958). Estudios acerca de la vegetación. In *Los recursos del sureste y su aprovechamiento*. Instituto Mexicano de Recursos Renovables.
- Mitchell, J. M. (1976). An overview of climatic variability and its causal mechanisms. *Quaternary Research*, 6(4), 481–493. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(76\)90021-1](https://doi.org/10.1016/0033-5894(76)90021-1)
- Morley, S. G. (1968). *The Ancient Maya (Third Edition)*. Stanford: Stanford University Pres.
- Moss, P. T., Kershaw, A. P., & Grindrod, J. (2005). Pollen transport and deposition in riverine and marine environments within the humid tropics of northeastern Australia, 134, 55–69. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2004.11.003>
- Moy, C. M., Seltzer, G. O., Rodbell, D. T., & Anderson, D. M. (2002). Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*. <https://doi.org/10.1038/nature01194>
- Mueller, A. D., Islebe, G. A., Hillesheim, M. B., Grzesik, D. A., Anselmetti, F. S., Ariztegui, D., ... Venz, K. A. (2009). Climate drying and associated forest decline in the lowlands of northern Guatemala during the late Holocene. *Quaternary Research*, 71(2), 133–141. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2008.10.002>
- Müller, B. (2012). Trace Elements in Marine Sediments from the Oxfordian (Late Jurassic): Implications for Seawater Chemistry , Erosional Processes , Changes in Oceanic Circulation and More, 32–64.
- Olmsted, I. C., & R., D. G. (1986). Aspectos ecológicos de la selva baja inundable de la Reserva Sian ka'an, Quintana Roo, México. *Biótica*, 11, 151–179.
- Orellana, R. L., Espadas Manrique, C., & Nava Marín, F. (2010). Contexto físico. In D. R. & M. Méndez (Eds.), *Biodiversidad y Desarrollo Humano en Yucatán*.
- Palacio-Aponte, G. A., Noriega-Trejo, R., & Zamora-Crescendo, P. (2002). Caracterización físico-geográfica del paisaje conocido como " bajos inundables ". El caso del Área Natural Protegida Balamkín , Campeche Physico-geographical characterization of the land- scape denominated flood-prone lowlands . The case of the Protected. *Investigaciones Geográficas*, 49, 57–73.
- Palka, J. W. (2009). Historical Archaeology of Indigenous Culture Change in Mesoamerica. *Journal of Archaeological Research*, 17(4), 297–346. <https://doi.org/10.1007/s10814->

009-9031-0

- Perry, E., Marin, L., McClain, J., & Velazquez, G. (1995). Ring of Cenotes (sinkholes), northwest Yucatan, Mexico: Its hydrogeologic characteristics and possible association with the Chicxulub impact crater. *Geology*, 23(1), 17. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0017:ROCSNY>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0017:ROCSNY>2.3.CO;2)
- Perry, E., Velazquez-Oliman, G., & Socki, R. A. (2003). Hydrogeology of the Yucatán Peninsula.
- Piperno, D. R. (2006). Quaternary Environmental History and Agricultural Impact on Vegetation in Central America. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, 93(2), 274–296. [https://doi.org/10.3417/0026-6493\(2006\)93\[274:qehaai\]2.0.co;2](https://doi.org/10.3417/0026-6493(2006)93[274:qehaai]2.0.co;2)
- Pope, K. O., Ocampo, A. C., Fischer, A. G., Vega, F. J., Ames, D. E., King, D. T., ... Kletetschka, G. (2007). Chicxulub impact ejecta deposits in southern Quintana Roo, México, and central Belize. *Special Paper 384: Large Meteorite Impacts III*, 171–190. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2384-1.171>
- Ramcharan, E. K., & McAndrews, J. H. (2006). Holocene Development of Coastal Wetland at Maracas Bay, Trinidad, West Indies. *Journal of Coastal Research*, 223, 581–586. <https://doi.org/10.2112/04A-0001.1>
- Raymond, B. S. (2015). *PALEOCLIMATOLOGY Reconstructing Climates of the Quaternary*. (Elsevier, Ed.) (THIRD EDIT). Massachusetts.
- Reimer P.J., Baillie M.G. L., Bard E, Bayliss A, Beck JW, B. C., Blackwell PG, Buck CE, Burr GS, Cutler KB, Damon PE, E. R., Fairbanks RG, Friedrich M, Guilderson TP, Hogg AG, H. K., Kromer B, Gerry M, Sturt Ramsey CB, Reimer RW, R. S., Southon JR, Stuiver M, Talamo S, Taylor FW, van der P. J., & E., W. C. (2004). Intcal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years Cal Bp. *Radiocarbon*, 46(1), 1111–1150. https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.46.4183
- Richardson B., G. (2000). *The Great Maya Droughts: Water, Life, and Death*. Albuquerque: University of New Mexico Press.
- Robock, A. (1978). Internally and externally caused climate change. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35(6), 1111–1122. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1978\)035<1111:IAECCC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1978)035<1111:IAECCC>2.0.CO;2)
- Rohling, E. J., Sluijs, A., Dijkstra, H. A., Köhler, P., Van De Wal, R. S. W., Von Der Heydt, A. S., ... Zeebe, R. E. (2012). Making sense of palaeoclimate sensitivity. *Nature*, 491(7426), 683–691. <https://doi.org/10.1038/nature11574>
- Rosenmeier, M. F., Hodell, D. A., Brenner, M., Curtis, J. H., & Guilderson, T. P. (2002). A 4000-year lacustrine record of environmental change in the southern Maya lowlands, Petén, Guatemala. *Quaternary Research*, 57(2), 183–190. <https://doi.org/10.1006/qres.2001.2305>
- Roubik, D. W. & P. J. E. M. (1991). *Pollen and Spores of Barro Colorado Island* (Monographs). USA.

- Roy, P. D., Torrescano-Valle, N., Islebe, G. A., & Gutiérrez-Ayala, L. V. (2017). Late Holocene hydroclimate of the western Yucatan Peninsula (Mexico). *Journal of Quaternary Science*, 32(8), 1112–1120. <https://doi.org/10.1002/jqs.2988>
- Rzedowski, J. (1978). *Vegetación de México*.
- Salas-Flores, M. A., Hernández-Cerda, M. E., Villiacana-Cruz, J., Azpra-Romero, E., & Loma Barrié, C. (2014). The influence of strong El Niño phases on the rainfall over the Yucatan Peninsula, Mexico. *Scientific Annals of “Alexandru Ioan Cuza” University of Iasi - Geography Series*.
- Schmitter-Soto, J. J., Comin, F. A., Escobar-Briones, E., Herrera-Silveira, J., Alcocer, J., Suarez-Morales, E., ... Stenich, B. (2002). Hydrogeochemical and biological characteristics of cenotes in the Yucatán Peninsula (SE Mexico). *Hydrobiologia*, 467, 215– 228.
- Sharer, R., & Loa P., T. (2006). *The Ancient Maya*. (T. Loa P., Ed.). Stanford University Press.
- Sly, P. G. (1978). Sedimentary Processes in Lakes. In *Lakes: Chemistry, Geology, Physics* (pp. 65–89). Berlin: Springer.
- Smol, J. P. (2002). Sediments: an ecosystem’s memory. In *Pollution of Lakes and Rivers: A Paleoenvironmental Perspective*.
- Steffen, W., Sanderson, A., Tyson, P., Jäger, J., Matson, P., Moore, B. I., ... Wasson, R. J. (2005). *Global Change and the Earth System*. Berlin/Heidelberg: Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/b137870>
- Stringfield, V. ., & LeGrand, H. . (1974). Karst hydrology of northern Yucatan Peninsula, 26–44.
- Sugita, S. (1993). A model of pollen source area for an entire lake surface.
- Sun, D.-Z. (2000). Global climate change and ENSO: a theoretical framework. In H. F. Diaz & V. Markgraf (Eds.), *n El Niño: Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation, Multiscale variability and Global and Regional Impacts*. Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- THOMAS O., R., SJERRY, V. D. G., BOB, K., VAARS, A., GIELES, R., STIGTER, H. C. DE, ... WEERING, T. C. E. VAN. (2006). The Avaatech XRF Core Scanner : technical description and applications to NE Atlantic sediments. *Geological Society London Special Publications*, 39–50.
- Tomlinson, P. B. (1986). *The botany of mangroves*. *Journal of Tropical Ecology*. Cambridge University Press, Cambridge. Retrieved from https://www.cambridge.org/core/product/identifier/S0266467400002017/type/journal_article
- Torrescano, N., & Islebe, G. A. (2006). Tropical forest and mangrove history from southeastern Mexico: A 5000 yr pollen record and implications for sea level rise. *Vegetation History and Archaeobotany*. <https://doi.org/10.1007/s00334-005-0007-9>

- Traverse, A. (2008). *Paleopalynology* (2nd editio). Springer.
- Trejo, J. C., Durán, R., & Olmsted, I. (1993). Manglares de la Península de Yucatán. In S. I. Salazar & N. E. González (Eds.), *Biodiversidad marina y costera de México* (pp. 660–672). Comisión Nacional de Biodiversidad y Centro de Investigaciones Costeras de Quintana Roo.
- Trouet, V., Esper, J., Graham, N. E., Baker, A., Scourse, J. D., & Frank, D. C. (2009). Persistent Positive North Atlantic Oscillation Mode Dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science*, *324*(5923), 78–80. <https://doi.org/10.1126/science.1166349>
- Urrego, L. E., Bernal, G., & Polanía, J. (2009). Comparison of pollen distribution patterns in surface sediments of a Colombian Caribbean mangrove with geomorphology and vegetation. *Review of Palaeobotany and Palynology*, *156*(3–4), 358–375.
- Urrego, L. E., Correa-Metrio, A., & González-Arango, C. (2018). Colombian Caribbean mangrove dynamics: Anthropogenic and environmental drivers. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*. <https://doi.org/10.18268/BSGM2018v70n1a8>
- Valdez-Hernández, M., & Islebe, G. A. (2011). Tipos de vegetación en Quintana Roo. In *Riqueza biológica de Quintana Roo. Un análisis para su conservación*.
- von Post, L. (1946). The prospect for pollen analysis in the study of the earth's climatic history.
- Wahl, D., Byrne, R., Schreiner, T., & Hansen, R. (2006). Holocene vegetation change in the northern Peten and its implications for Maya Prehistory. *Quaternary Research*, *65*(3), 380–389.
- Walker, M. J. C., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L. C., Fisher, D. A., Long, A. J., ... Weiss, H. (2012). Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science*, *27*(7), 649–659.
- Ward, W. ., Weidie, A. ., Back, W., Andrews, A. ., & Society, N. O. G. (1985). Geology and hydrogeology of the Yucatan and quaternary geology of northeastern Yucatan Peninsula. *New Orleans Geological Society*.
- Webster, J. W., Brook, G. A., Railsback, L. B., Cheng, H., Edwards, R. L., Alexander, C., & Reeder, P. P. (2007). Stalagmite evidence from Belize indicating significant droughts at the time of Preclassic Abandonment, the Maya Hiatus, and the Classic Maya collapse. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *250*(1–4), 1–17.
- White, W. B. (1988). *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. New York: Oxford University Press.
- Whitmore, T. J., Brenner, M., Curtis, J. H., Dahlin, B. H., & Leyden, B. W. (1996). Holocene climatic and human influences on lakes of the Yucatan Peninsula, Mexico: an interdisciplinary, palaeolimnological approach. *The Holocene*, *6*(3), 273–287.
- Wilson, E. M. (1980). Physical geography of the Yucatan Peninsula. In *Yucatan: a world*

apart (pp. 5–40). The Univ. of Alabama Press.

Zaragosi, S., Bourillet, J. F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A., & Lanfumeu, V. (2006). The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). *Geo-Marine Letters*, 26(6), 317–329.