

UNIVERSIDAD DE COSTA RICA
FACULTAD DE CIENCIAS
ESCUELA CENTROAMERICANA DE GEOLOGÍA

**Paleopalinología y geoquímica del Lago Esmeralda, Chiapas,
México:
Una Reconstrucción Paleoecológica**

Tesis para optar por el grado académico de Licenciatura en Geología

María Cecilia Cordero Oviedo

Ciudad Universitaria Rodrigo Facio

Abril, 2015

UNIVERSIDAD DE COSTA RICA
FACULTAD DE CIENCIAS

ACTA DE DEFENSA DE TRABAJO FINAL DE GRADUACIÓN N° 871

Acta de la sesión N° 871 celebrada por la Facultad de Ciencias, en la Escuela de Geología, el 8 de abril del 2015, a las 16:00 horas, con el único propósito de proceder a la defensa pública del Trabajo Final de Graduación de la Srta. María Cecilia Cordero Oviedo, para optar por el grado de Licenciatura en Geología.

El Tribunal Examinador está constituido por las siguientes personas:

1. M.Sc. Guaria Cárdenes Sandí, Directora del Trabajo Final de Graduación.
2. Dr. Alexander Correa-Metrio, integrante del Comité Asesor.
3. M.Sc. Hernán Porras Espinoza, integrante del Comité Asesor.
4. M.Sc. María Juliet Betancur Vélez, miembro del Tribunal
5. Dr. Javier Trejos Zelaya, Decano Facultad de Ciencias, Presidente del Tribunal.

El Dr. Alexander Correa-Metrio no estuvo presente en la defensa.

Artículo I

El Presidente del Tribunal informa que el expediente de la estudiante, contiene todos los documentos que exige el Reglamento de Trabajos Finales de Graduación de la Universidad de Costa Rica, a saber:

1. Copia del Expediente Académico, extendida por la Oficina de Registro e Información.
2. Verificación en el Sistema de OAF, de "No Deudas con la Universidad": No tiene deudas
3. Certificación de delincuencia extendida por el Registro Judicial.
4. Estudio académico realizado por la Comisión de Currículo, de conclusión del plan de estudios.
5. Resumen del Trabajo Final de Graduación.

Artículo II

La señorita María Cecilia Cordero Oviedo realiza la exposición de su Trabajo Final de Graduación titulado: "Paleopalinología y geoquímica del Lago Esmeralda, Chiapas, México: Una Reconstrucción Paleoecológica".

Artículo III

Terminada la exposición, los miembros del Tribunal Examinador interrogan a la postulante durante el tiempo reglamentario, considerando que sus respuestas fueron: satisfactorias

Artículo IV

La persona que preside el Tribunal Examinador solicita a la postulante y al público, desalojar la sala para deliberar sobre el trabajo expuesto. Después de discutir los méritos de la señorita María Cecilia Cordero Oviedo y la calidad de su trabajo, declara que el mismo es:

aprobado por unanimidad.

OBSERVACIONES:

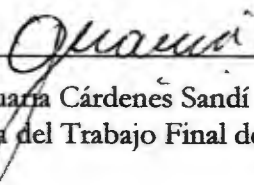
Por unanimidad de 4 votos, se acuerda otorgarle la mención honorífica. Además, se recomienda la publicación de los resultados.

Artículo V


De nuevo en la sala, la persona que preside el Tribunal Examinador comunica el resultado de la deliberación, a saber declarar a la postulante: Licenciada en Geología

en nombre de la Facultad de Ciencias. Este acuerdo será firme cuando la postulante haya cumplido con los requisitos que impone el artículo 36 del Reglamento de Trabajos Finales de Graduación y con la obligación de juramentarse.

Se da lectura al acta la cual firman la postulante y los miembros del Tribunal a las 17:50 horas.



M.Sc. Guara Cárdenes Sandí
Directora del Trabajo Final de Graduación



M.Sc. Hernán Porras Espinoza
Integrante del Comité Asesor



M.Sc. María Julliet Betancur Vélez
Miembro del Tribunal



Dr. Alexander Correa-Metrio
Integrante del Comité Asesor



María Cecilia Cordero Oviedo
Postulante

Dr. Javier Trejos Zelaya
Decano Facultad de Ciencias, Presidente del Tribunal

Dedicatoria

*A mi amada familia, Cordero Oviedo
¡Les debo todo!*

Agradecimientos

Primero que todo le agradezco al Dr. Alexander Correa-Metrio investigador de la Universidad Autónoma de México, por darme la oportunidad de demostrar que podía trabajar en ésta área de investigación, por la confianza depositada, su amistad y el apoyo en general durante mi estadía en México, millones de gracias Alex, no tengo palabras para lo agradecida que estoy.

A Guaria por creer en mí desde el principio, me impulso a trabajar en palinología y me alentó a arriesgarme en este campo.

A Hernán por querer leer mi tesis e interesarse por investigar, sacar tiempo para corregirla y hacerme comentarios cuando nadie más se interesó en ayudarme.

Agradezco a mi familia, mis papás y mis hermanas que siempre me han apoyado en cualquier objetivo que me proponga. Mis hermanas que me han enseñado a ser perseverante y valiente. Gracias al apoyo de mi familia me siento más segura de seguir adelante e ir por más retos. También a mis pequeños sobrinos por ser mi motivación a ser un mejor ejemplo para ellos.

A Dani le agradezco el apoyo incondicional, la preocupación por mis avances, las revisiones, las ayudas en Word, por sufrir conmigo en momentos difíciles y hacerme ver que con esfuerzo si se puede hacer todo y que aún puedo más. ¡Te amo mucho!

A Ire por preocuparse por mí siempre, como una hermana más, la quiero millones y ha sido un apoyo psicológico importante para mí en este proceso.

Agradezco a los chicos del grupo de trabajo del Instituto de Geología de la UNAM. A Esmeralda por ser mi maestra de polen y mi compañera de conteo. A Juan Felipe le agradezco el enseñarme todo lo que sé de procesamiento en el laboratorio, gracias por tener paciencia y por sacar el tiempo. A Mine gracias por ser tan buena persona y por ayudarme. A Yosa y Ale gracias por el apoyo y por ayudarme cuando lo necesitaba. A Day aunque en poco tiempo gracias por la ayuda. A la Dra. Liseth, gracias por las palabras alentadoras. A Susana Sosa gracias por ayudarme a reconocer polen, en el laboratorio y por ser tan buena conmigo. A todos los anteriormente mencionados les agradezco mucho el hacerme parte de este gran equipo de trabajo en el tiempo en el que estuve en el instituto, son demasiado especiales y les tengo gran aprecio. Espero poder seguirlos viendo.

A mi querido Benjamín, usted es un ser genial. Le agradezco a la vida de que nos conocimos porque usted es una de las pocas personas a las que puedo llamar amigo y paleo colega al mismo tiempo, con el que discuto mis ideas y proyectos. Gracias por ayudarme con los trámites de la UCR, sin usted me hubiera costado mucho todo esto. El apoyo psicológico y las regañadas también me sirvieron de mucho.

A Ire por ser un gran apoyo emocional en todo este proceso.

A Sergio Hernández gracias por decirme que si se podía y siempre pensar que todo me va a salir bien.

A Monse por estar pendiente y demostrar con acciones que aunque cueste si se puede.

A Juliet por ayudarme al final, fue un gran aporte en tan poco tiempo.

A la Universidad de Costa Rica por darme la oportunidad de estudiar en el mejor centro de enseñanza superior del país.

En general a todos y todas los que se han interesado en ayudarme o al menos preguntado durante este periodo.

Índice de Contenido

Índice de Figuras	vii
Índice de Tablas	ix
Resumen.....	x
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1. Justificación.....	1
1.2. Objetivos	3
1.2.1 <i>Objetivo General</i>	3
1.2.2 <i>Objetivos Específicos</i>	3
Capítulo 2. Antecedentes.....	4
2.1 Generalidades lacustres	4
2.2 Estudios palinológicos.....	5
2.3 Geoquímica de elementos traza.....	7
2.4 Mecanismos que controlan los patrones climáticos	7
2.4.1 <i>Introducción</i>	7
2.4.2 <i>Climas del Holoceno</i>	11
2.4.3 <i>Factores que determinan el clima en el área de estudio</i>	12
Capítulo 3. Área de estudio	16
3.1 Caracterización geológica	17
3.2 Caracterización biótica	21
Capítulo 4. Metodología.....	23
4.1 Trabajo de campo	23
4.2 Trabajo de laboratorio	24
4.2.1 <i>Palinología y Geoquímica</i>	24
4.2.2 <i>Cronología</i>	25
4.3 Trabajo de escritorio.....	26
4.3.1 <i>Estratigrafía</i>	26
4.3.2 <i>Palinología</i>	26
4.3.3 <i>Geoquímica de elementos traza</i>	27
Capítulo 5. Resultados	28
5.1 Cronología.....	28
5.2 Estratigrafía.....	29
5.3 Resultados del análisis palinológico.....	31

5.3.1 Espectro palinológico del registro sedimentario	31
5.3.2 Análisis Estadístico	34
5.3.3 Zonación Polínica	36
5.4 Geoquímica de elementos traza.....	39
5.4.1 Análisis de elementos traza	39
5.4.2 Susceptibilidad magnética.....	41
Capítulo 6. Discusión	43
6.1 Historia climática a través de datos palinológicos	43
6.2 Historia climática a través de la geoquímica y sedimentos	47
Capítulo 7. Conclusiones	52
Bibliografía	55
ANEXO 1	66
ANEXO 2	69

Índice de Figuras

Figura 2.1. Modelo de distribución de sedimentos de Twenhofel (1932).....	4
Figura 2.2. Perfil litológico de un escenario cárstico típico.....	5
Figura 2.3. A. Variaciones de Milankovitch. (Modificado de: Shakun et al., 2012) B. Variaciones de Milankovitch a través del tiempo (Tomado de: Nessa los, 2010).....	9
Figura 2.4. Temperaturas medias de superficie del Hemisferio Norte durante los últimos 11.000 años	11
Figura 2.5. Zona de convergencia intertropical (ZCIT).....	13
Figura 2.7. Anomalías climáticas típicas y circulación atmosférica de los meses Enero – Marzo durante años El Niño y La Niña	15
Figura 3.1. Mapa de ubicación de la Laguna Esmeralda en las Lagunas de Montebello Chiapas, México.....	16
Figura 3.2. Mapa Geológico Regional de una parte de Chiapas incluyendo las Lagunas de Montebello.....	19
Figura 3.3. Modelo de geoformas originadas por procesos cársticos.....	20
Figura 3.4. Formación de un cenote.....	21
Figura 4.1. Principio de funcionamiento de la sonda Livingston modificada.....	23
Figura 4.2. Fotografía de elementos de muestreo y muestras preparadas para análisis geoquímico.....	24
Figura 4.3. Analizador de fluorescencia de Rayos X.....	25
Figura 5.1. Modelo Cronológico para la Laguna Esmeralda.....	28
Figura 5.2. Columna estratigráfica de los sedimentos de la Laguna Esmeralda.....	30
Figura 5.3. Diagrama de taxa polínicos seleccionados de la Laguna Esmeralda.....	32
Figura 5.3. Continuación. Diagrama de taxa polínicos seleccionados de la Laguna Esmeralda.....	32
Figura 5.4. Puntajes en desviación estándar de las especies representadas en los ejes 1 y 2 del análisis de correspondencia sin tendencia (DCA).....	35
Figura 5.5. Puntajes en desviación estándar de las muestras representadas en los ejes 1 y 2 del análisis de correspondencia sin tendencia (DCA).....	36
Figura 5.6. Representación estratigráfica de los puntajes de los ejes 1 y 2 del análisis de correspondencia sin tendencia (DCA).....	38
Figura 5.7. Representación estratigráfica del análisis multielemental y susceptibilidad magnética de la Laguna Esmeralda.....	42

Figura 6.1. Representación estratigráfica de grupos funcionales de la Laguna Esmeralda.....	44
Figura 6.2. Elementos traza representados en ppm y comparación de sus concentraciones.....	51
Figura 7.1. Reconstrucción paleoambiental de la Laguna Esmeralda, Chiapas.....	54

Índice de Tablas

Tabla 1. Eigenvalores y longitudes de los cuatro primeros ejes del DCA..... 36

Tabla 2. Elementos traza con su valor en partes por millón (ppm) de los máximos, mínimos, desviación estándar y el porcentaje de cada elemento por muestra..... 41

Resumen

Dada su posición geográfica, el Parque Nacional Natural Lagunas de Montebello, Estado de Chiapas, México, constituye un área de gran relevancia en la conservación de la flora y la fauna. Esta es una zona kárstica está conformada por varias lagunas de agua azul verdosa, en medio de bosques formados por elementos tropicales y templadas. A pesar de la gran cantidad de lagos existentes en el área, cuyos sedimentos constituyen archivos naturales de la historia geológica y biológica reciente, no existe información con respecto a paleoflora y el paleoclima de la región. La presente investigación presenta por primera vez una reconstrucción paleoambiental basada análisis palinológicos y geoquímicos.

Se analizó un núcleo de sedimento de 1.66 m extraído de la Laguna Esmeralda (636000 W / 178211 N), cuya edad basal es de ~4300 años aP (años calibrados antes del presente). Los cambios en la laguna y sus alrededores se estudiaron a través del análisis polen y esporas, así como, geoquímica de elementos traza y susceptibilidad magnética de los sedimentos. Los datos generados se utilizaron para establecer las variaciones en los ensamblajes de plantas y clima a través del tiempo.

Los resultados indicaron que desde ~4300 años aP (183 cm) hasta los ~3800 años aP (170 cm) se dio la formación de la laguna, la cual se evidenció en una alta abundancia de taxa acuáticos, con un ambiente húmedo. Entre ~3800 y 2600 años aP (170 a 116 cm), los indicadores sugieren un ambiente de alta humedad bajo el cual se desarrolló, de acuerdo a la evidencia polínica, un bosque denso con elementos entremezclados de bosque tropical, bosque mesófilo y bosque de coníferas.

Entre ~2600 y 2000 años aP (116 y 90 cm), los indicadores sugieren un ambiente seco marcado por la disminución de taxa arbóreos (valores más bajos de toda la secuencia). Así, el espectro de polen sugiere dominancia de vegetación abierta estacional durante este periodo. Entre ~2000 y 900 años aP (90 y 40 cm), se presentó una transición hacia condiciones de mayor humedad, evidenciada en los indicadores geoquímicos y una recuperación paulatina de taxa de polen arbóreos, mientras los de vegetación abierta disminuyen. Finalmente, desde ~900 años aP (40 cm) hasta el presente se infiere un ambiente de más humedad que el periodo anterior, evidenciado por los indicadores geoquímicos, por la regeneración de los taxa de bosque y la continua disminución en los taxa de vegetación abierta.

Las variaciones observadas en los sedimentos de la laguna Esmeralda son muestra de que el Holoceno tardío está definido por dinámicas climáticas asociadas a la variación de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) y sistema El Niño (ENSO). Este contexto nos permitió definir el cambio climático expresado en los sedimentos depositados y de esa forma definir las dinámicas climáticas, las variaciones en la vegetación y las influencias antropogénicas y/o naturales sobre el sistema ambiental a través del tiempo. En este caso, no se observó influencia antropogénica.

Capítulo 1. Introducción

1.1. Justificación

En las últimas décadas, el estudio del cambio climático se ha convertido en el tema central de investigaciones a nivel mundial (Leyden et al., 1994; Paduano et al., 2003; Velásquez, 2013; Castañeda, 2013; Fernández, 2012; Nevle et al., 2011; Dansgaard et al., 1993; Steffensen et al., 2008); esto debido a la imperante necesidad de entender a profundidad las características y consecuencias del cambio climático. El análisis temporal de estos estudios varía entre décadas a milenios y son de carácter interdisciplinario abarcando campos como geología, biología, glaciología, climatología, antropología e historia (Hoffman, 2002; Aragón-Moreno et al., 2012). Particularmente, en el campo geológico, el estudio de las paleosecuencias sedimentarias lacustres permite reconstruir los ambientes cuaternarios; lo cual ha probado ser una herramienta útil para entender cambios en el clima del pasado (Birks & Birks, 1980; Hodell et al., 1999; Birks & Gordon, 1985).

Dentro de las investigaciones enfocadas a entender los cambios en el clima presentes, pasados y futuros los estudios palinológicos constituyen una poderosa herramienta para mejorar nuestras proyecciones de futuros escenarios de cambio climático. Dichos estudios analizan cualitativa y cuantitativamente el polen y esporas que se acumulan en los sedimentos a través del tiempo, los cuales reflejan los cambios de las comunidades vegetales (Birks & Birks, 1980; Birks & Gordon, 1985). Debido a que la vegetación responde a los cambios climáticos, es posible a través de los estudios paleopalínológicos establecer las variaciones en el paleoclima. Así, el estudio de las especies vegetales en términos de su abundancia y su localización en el tiempo y espacio permite reconstruir los paleoambientes a los cuales estuvieron asociados (Birks & Birks, 1980). Los cambios en la vegetación a partir de los sedimentos de un lago permite la inferencia de la evolución de los ambientes de la cuenca. Así, por medio de la relación que existe entre el polen moderno y las variables climáticas es posible la reconstrucción cuantitativa de los parámetros relacionados con el clima (Birks, 2003; Correa-Metrio et al., 2011).

Adicionalmente, la concentración de algunos elementos químicos en los sedimentos lacustres proporciona información que puede ayudar a definir ambientes de depositación y

condiciones ambientales determinadas, así como la reconstrucción de condiciones paleoclimáticas (Quiroz, 2012). Se han realizado investigaciones sobre el cambio climático basados en el estudio de las concentraciones de titanio (Ti) en los sedimentos extraídos en la cuenca de Cariaco, Venezuela, las cuales están asociadas positivamente a precipitación (Haug et al., 2001). En la Península de Yucatán durante la LIA (Little Ice Age), se ha reportado, mediante el uso de este indicador sedimentario, una reducción en la precipitación durante pequeña edad de hielo (LIA) en relación con una posición más hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical (Hodell et al., 2005). De igual manera, se ha utilizado la susceptibilidad magnética, una propiedad física de los sedimentos, para reconstruir los patrones de cambio en la disponibilidad de humedad regional (Hodell et al., 2008; Franco-Gaviria, 2014).

En el presente estudio se utilizaron datos palinológicos y geoquímicos de los sedimentos de la Laguna Esmeralda ubicada en el Parque Nacional Lagunas de Montebello, Chiapas para reconstruir los ambientes en las zonas altas de los Mayas, ubicadas en la parte occidental de Guatemala y el suroeste de México (Coe, 2011). La mayor parte de las investigaciones de esta índole se han realizado en las tierras bajas de los Mayas (Leyden, 2002; Curtis et al., 1998, Islebe et al., 1996, Hodell et al., 2001; Carrillo-Bastos et al., 2010), es decir la zona geográfica que abarca la Península de Yucatán y la zona oriental de Guatemala (Coe, 2011). Esta investigación estableció las variaciones en la vegetación y las dinámicas ambientales del área de estudio en los últimos ~ 4000 años cal AP, y se correlacionaron con los estudios realizados en las zonas bajas de los Mayas (Franco-Gaviria, 2014; Islebe et al., 1996; Carrillo-Bastos et al., 2010; Curtis & Brenner, 1996; Hodell et al., 2005). De ésta manera se busca producir un panorama general, en el cual se puedan observar las evidencias del cambio climático y sus causas naturales y/o antropológicas (Curtis & Brenner, 1996., Curtis et al., 2005). Al mismo tiempo, el resultado plasmado en la reconstrucción paleoecológica se relaciona con las dinámicas del clima en la región, la influencia de los mecanismos climáticos globales y los factores climáticos que afectan el área de estudio.

1.2 Objetivos

1.2.1 *Objetivo General*

Reconstruir la historia paleoclimática y paleoecológica de la cuenca de la Laguna Esmeralda, Chiapas (tierras altas de los mayas), durante el Holoceno tardío.

1.2.2 *Objetivos Específicos*

- Establecer el espectro polínico de la secuencia sedimentaria de la Laguna Esmeralda.
- Reconstruir los cambios en la vegetación del área durante el Holoceno tardío.
- Caracterizar geoquímicamente los sedimentos y relacionar dicha información con los cambios en el ambiente.

Capítulo 2. Antecedentes

2.1 Generalidades lacustres

La limnología es la rama encargada del estudio de los lagos y lagunas, asociada a esta rama se encuentra la paleolimnología, la cual se encarga de la interpretación de las condiciones y los procesos del pasado en las cuencas lacustres (lagos y lagunas) (Last & Smol, 2001).

Los lagos y lagunas se originan debido a glaciaciones, fuerzas tectónicas, actividad volcánica, represamiento, humedad del suelo, endorreísmo, erosión kárstica o por disolución del sustrato, erosión fluvial, erosión eólica, por impacto, entre otras (Roldán & Ramírez, 2008). Estos son sistemas abiertos continuos en interacción constante con su entorno, forman parte de una unidad mayor que incluye, la cuenca de drenaje que se encuentra en intercambio con la atmósfera (Roldán & Ramírez, 2008).

La sedimentación lacustre es la que se refiere a la depositación de los sedimentos hacia lagos y lagunas, donde predomina la sedimentación clástica (González, 1984). Uno de los primeros modelos utilizados para explicar la sedimentación lacustre corresponde a una serie de fajas concéntricas de sedimentos más gruesos en la zona de costa o en las orillas, hasta finos con una disminución de tamaño de grano hacia el centro de la cuenca (Fig. 2.1). Esta disposición es alterada por la desembocadura de ríos que pueden generar corrientes y transportar sedimentos arenosos hacia las partes más profundas (Twenhofel, 1932).

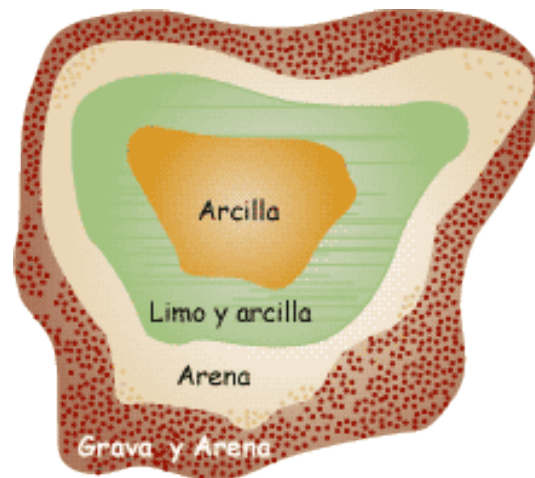


Figura 2.1. Modelo de distribución de sedimentos de Twenhofel (1932)

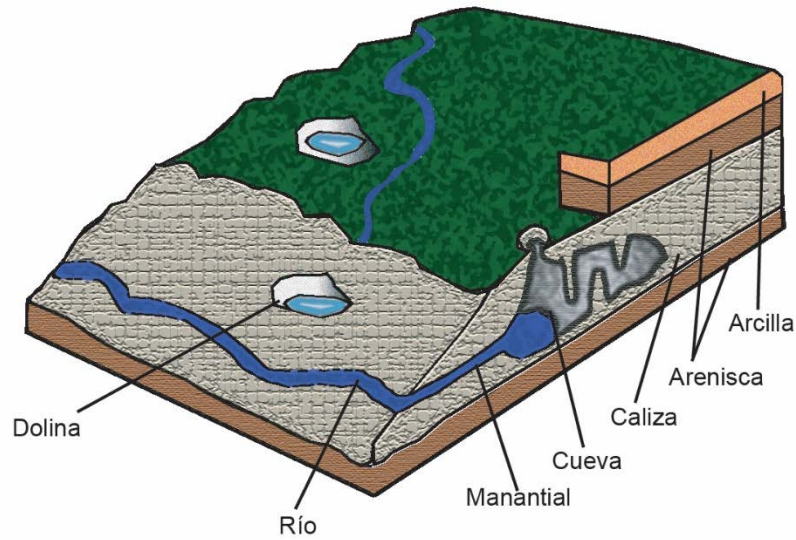


Figura 2.2. Perfil litológico de un escenario cárstico típico.

(Modificada de: Learnthings Ltd 2006)

El perfil litológico de un escenario cárstico se va a componer de arcillas, areniscas, calizas y gravas (Twenhofel, 1932). Estas granulometrías se van a observar en diferente disposición en dependencia de su contexto geomorfológico (Fig.2.2), donde además los sedimentos se van a clasificar según su origen en alóctonos y autóctonos (Cohen, 2003). Los sedimentos alóctonos provienen de ambientes externos al lago y presentan alguna alteración física o química, corresponden principalmente a detritos. Los sedimentos autóctonos son originados dentro del lago debido a la precipitación de sales disueltas, así como restos de animales o plantas acuáticas (Cohen, 2003) y suelen ser de granulometrías finas (Twenhofel, 1932). Los sedimentos provenientes principalmente de los ríos y que generan los procesos de depositación que ocurren en los lagos y lagunas son influenciados por condiciones climáticas y por una variedad de factores físicos, químicos y biológicos (Roldán & Ramírez, 2008).

2.2 Estudios palinológicos

El término palinología se refiere al estudio de polen y esporas (Sáenz, 1978; Traverse & Spackman, 1970). En la siguiente investigación se va a realizar el análisis de datos paleopalínológicos, que corresponde al estudio de polen y esporas (palinomorfos) fósiles (Manten, 1966).

La palabra polen significa “polvo fino” (Sáenz, 1978). El polen es el conjunto de células germinales masculinas de las plantas que se observan al abrirse los sacos polínicos en las anteras de los estambres de las flores, el cual al pasar al estigma del pistilo de una flor de la misma especie germina y alcanza el óvulo en el ovario, para dar lugar a la fecundación y producción de frutas y semillas (IICA, 2002). Los granos de polen están compuestos de una pared de esporopolenina, cuya resistencia les permite preservarse a través del tiempo ante las dinámicas geológicas que afectan el área de estudio, debido a esto el nivel de preservación permite la identificación de características morfológicas que permiten clasificar los granos en su familia, género y en algunos casos la especie (Sáenz, 1978). Estas características observables bajo microscopio corresponden con: tamaño, forma, número y tipo de aperturas de la pared, así como la estructura y ornamentación de la pared o exina de cada grano de polen (Kapp, 1969).

Los estudios palinológicos permiten definir las dinámicas terrestres y de los ambientes lacustres en diferentes temporalidades, permitiendo conocer condiciones húmedas o secas, así como el estudio de la deglaciación, su relación con los porcentajes de polen y el tipo de vegetación representada para poder realizar la reconstrucción del sitio de estudio (Lozano-García et al., 2013; Hoffmann, 2002; Velez et al., 2011).

El presente estudio forma parte de un sin número de investigaciones realizadas en México y Centroamérica de índole paleopalinológicos y paleoclimático (Correa-Metrio et al., 2012; Franco-Gaviria, 2014; Hodell et al., 1999; Correa-Metrio et al., 2011) en las cuales se utiliza el polen para investigar los efectos de los ciclos de Dansgaard-Oeschger y de los HSs (Heinrich Stadials) sobre la vegetación, para realizar la cuantificación de los cambios de temperatura, así como para observar la relación entre precipitación-temperatura-polen, y determinar especies indicadoras de ciertas condiciones climáticas (Bush, 2000). En Costa Rica los estudios realizados en palinología (Rodgers & Horn, 1996; Anchuskaitis & Horn, 2005; Orvis & Horn, 1999; Horn, 1992; Horn & Haberyan, 1993; Rodgers et al., 1996) buscan documentar los patrones de depositación del polen, indicando las características con las cuales se pueden determinar los principales tipos de vegetación. Este tipo de estudio busca generar una base de conocimientos para interpretar los cambios en el espectro del Holoceno

de Costa Rica, y para proyectar los cambios que se observarían si las reconstrucciones del pasado climático se pueden aplicar a Costa Rica (Rodgers et al., 1996).

2.3 Geoquímica de elementos traza

Los lagos se forman debido a procesos geológicos regionales y locales sobre un tipo de roca determinado. Estas rocas muestran en gran parte la composición química del material parental y de los sedimentos que se van depositando por el principio de horizontalidad (definido por Nicolás Steno en 1669), sobre las morfologías previamente definidas. Los minerales dentro de los sedimentos aportan los componentes químicos que con el tiempo se transportan hacia las cuencas más cercanas. Estos componentes químicos son indicadores de las características del clima y de las condiciones físicas del área circundante. Una de las razones por la que los sedimentos cambian su composición a través del tiempo, corresponde a los cambios en el ambiente. Por ello al estudiar los sedimentos depositados en diferentes periodos de tiempo se pueden definir los momentos en que se realizaron dichas variaciones, como por ejemplo los cambios de vegetación, humedad, precipitación, niveles del lago, productividad del lago y tasa de sedimentación (Meyers & Ishiwatari, 1993; Schillereff et al., 2014; Kern et al., 2013).

El estudio de la geoquímica en sedimentos lacustres se puede realizar mediante el análisis multi-elemental de sedimentos y rocas expuestas alrededor del lago. La meteorización química y asociación mineralógica puede ayudar a definir el origen de los sedimentos y detritos así como las condiciones de su formación (Roy et al., 2008).

2.4 Mecanismos que controlan los patrones climáticos

2.4.1 *Introducción*

El sistema climático global es una conexión entre la atmósfera, los océanos, las capas de hielo (criosfera), los organismos vivos (biosfera), sedimentos y rocas (geosfera) (Ereño et al., 2004). El clima global está determinado por los balances de radiación solar y terrestre, la regulación de este balance de energía depende de los flujos de energía, humedad, masa y momento dentro del sistema climático global constituido por las 5 componentes

anteriormente mencionadas, a las cuales se le suma una sexta componente como lo es el sistema antropogénico (Magaña, 2004; Ereño et al., 2004).

Los cambios ocurridos dentro del sistema climático global (cambio climático) son producidos por agentes forzantes (causas del cambio climático), estos agentes pueden ser externos, que actúan desde afuera del sistema climático o pueden ser externos que operan dentro del sistema. Además, los agentes forzantes también se clasifican en no-radiativos o radiativos. Los agentes forzantes no-radiativos son los que no afectan directamente el balance energético de la atmósfera (balance entre radiación solar entrante y la radiación terrestre saliente). Los agentes forzantes radiativos son procesos que alteran el balance de energía del sistema Tierra-atmósfera (Ereño et al., 2004).

Los mecanismos externos ocurren en escalas temporales desde 10 años hasta 10^9 años y se describen a continuación:

- Variaciones orbitales: que son explicadas en la teoría de Milankovitch la cual identifica tres tipos de variaciones que pueden actuar como forzantes del clima: **oblicuidad** o inclinación del eje de la Tierra, ésta afecta la distribución de la insolación en el espacio y en el tiempo. Si la oblicuidad aumenta también aumenta la cantidad de radiación solar en las latitudes altas, en verano y la insolación decrece en invierno (Fig. 2.3). La **excentricidad**, corresponde a la forma de la elipse. Las variaciones de este parámetro influyen en la cantidad total de radiación solar en el tope de la atmósfera terrestre (Fig. 2.3). La tercer variación es la **precesión** la cual se debe a la interacción gravitacional de otros cuerpos planetarios del sistema solar, el perihelio se mueve en el espacio con un adelantamiento de la órbita elíptica, afectando la intensidad de las estaciones del año. Afecta la distribución de la cantidad total de energía solar recibida por la Tierra a lo largo del tiempo (Fig. 2.3) (Ereño et al., 2004; Laskar et al., 1993).

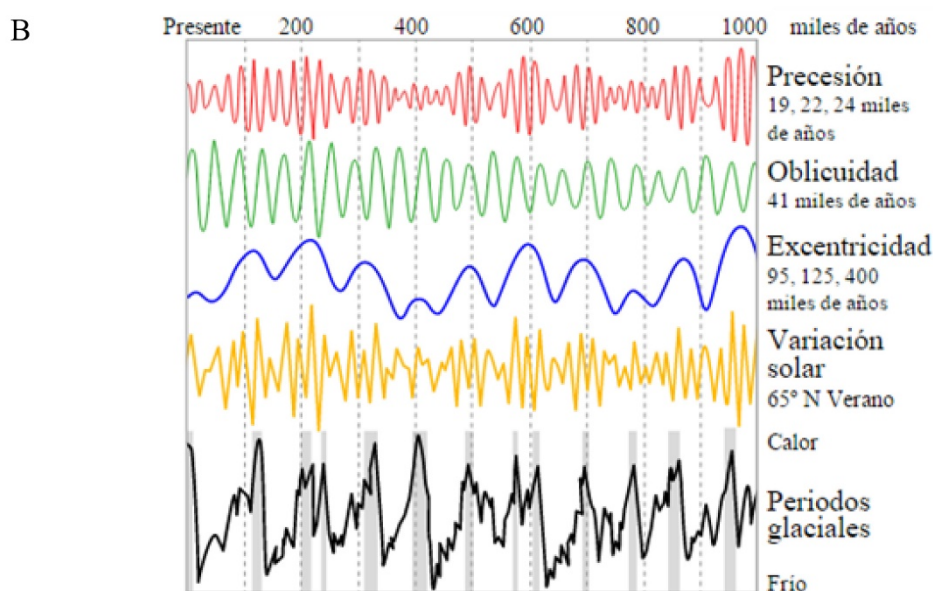
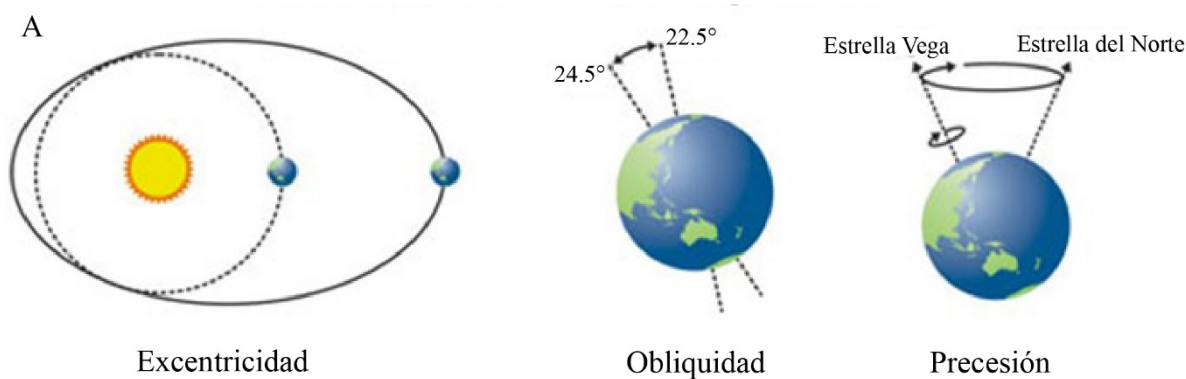


Figura 2.3. A. Variaciones de Milankovitch. (Modificado de: Shakun et al., 2012) B. Variaciones de Milankovitch a través del tiempo (Tomado de: Nessa los, 2010)

- Cambios en la insolación: El parámetro de insolación de la Tierra depende de los parámetros orbitales como la precesión y oblicuidad (Laskar et al., 1992). Además, también se define como una consecuencia de las diferencias orbitales y de la inclinación del eje de la tierra. Si a los movimientos de la tierra se le suma menor energía solar, por las manchas solares, la nieve se empieza a acumular en el polo norte y en Groenlandia durante el invierno y al no derretirse en verano se acumula y se forma hielo, produciendo un enfriamiento del clima principalmente en Eurasia y en América del Norte, por las corrientes de aire frío procedentes del ártico que visitan las tierras del hemisferio norte. Actualmente la situación

es contraria y por lo tanto, se deduce que la tierra tiene otro movimiento (Laskar et al., 1993; Muller, 1994; Muller & MacDonald, 1997). Las fluctuaciones climáticas de largo plazo son atribuidas a la insolación, mientras que los cambios abruptos del último periodo glacial son el resultado de otros mecanismos internos (Leyden et al., 1994).

- Orogenia: Las cadenas montañosas orientadas norte-sur, tienen la habilidad de influir sobre la circulación atmosférica global la cual mantiene una tendencia este-oeste a causa de la fuerza de Coriolis. En este desgaste químico, el dióxido de carbono es extraído de la atmósfera al reaccionar con minerales rocosos en descomposición para formar bicarbonatos, los cuales se pueden transportar a ríos hasta ser depositados como sedimentos en el mar. Este dióxido de carbono es secuestrado desde la atmósfera, reduce el efecto invernadero natural de la Tierra y causa enfriamiento (Ereño et al., 2004).

- Epirogénesis o epirogenia: son cambios en la disposición global de las masas terrestres. El reordenamiento de las masas continentales afecta la circulación oceánica superficial. La circulación oceánica está involucrada en el transporte latitudinal de calor regulador del clima por lo que la deriva continental puede forzar cambios en el clima en escalas de decenas a cientos de millones de años (Ereño et al., 2004).

- Actividad volcánica: la contaminación volcánica reduce la radiación solar directa, debida a la dispersión de los aerosoles de ácido sulfúrico los que son altamente reflectivos. Esta reducción es compensada por incremento en la radiación difusa y por la absorción de radiación terrestre saliente (efecto invernadero) (Ereño et al., 2004).

- Circulación oceánica: El agua cálida se encuentra con aire polar frío en el Atlántico norte, el calor es liberado hacia la atmósfera y el agua se enfría y se hunde. Esto es ayudado por el incremento en la salinidad que ocurre cuando se forma el hielo marino en las regiones árticas. El agua profunda así formada, se denomina Agua Profunda del Atlántico Norte (APAN), fluye hacia el sur a través del Atlántico occidental, alrededor del sur de África y Australia, y luego hacia el norte en el Océano Pacífico. El Atlántico Norte es más cálido que el Pacífico Norte. El aumento de la evaporación da lugar a un aumento de la salinidad con respecto al Pacífico Norte. Se piensa que este gradiente de salinidad conduce la circulación oceánica termohalina global. Se ha propuesto que los cambios en la salinidad entre el

Atlántico norte y el Pacífico norte pueden ser tan grandes que podría revertir la circulación termohalina global (Uriarte, 2010; Ereño et al., 2004).

2.4.2 *Climas del Holoceno*

El Holoceno es conocido como un período de calidez relativa y es considerado un ejemplo de episodio interglacial en el Cuaternario. Dentro del Holoceno Tardío se pueden describir los siguientes mecanismos relevantes de forzamiento del clima (Ereño et al., 2004).

- Fluctuaciones Neoglaciales a Fines del Holoceno: Registros para los últimos 4500 años indican que las temperaturas fueron más bajas que en el máximo térmico del Holoceno. Un enfriamiento conocido como la neoglaciación de la Edad de Acero ocurrió entre 2500 y 4500 años atrás (Fig 2.4). Un aumento moderado del clima cerca de los albores del Imperio Romano, antes del regreso a los climas más fríos durante la segunda mitad del primer milenio D.C. De allí siguió el óptimo Medieval (1100 a 1300 D.C.) (Fig 2.4) en el que las temperaturas Europeas alcanzaron uno de los niveles más cálidos de los últimos 4000 años (Uriarte, 2010; Ereño et al., 2004).

- La Pequeña Edad de Hielo: Comenzó alrededor del 1450 D.C. (Fig 2.4) donde hubo un marcado regreso a condiciones más frías. Aunque muchas regiones del mundo experimentaron enfriamiento durante el período 1450 a 1840 D.C., (Fig 2.4) su uso ha sido criticado debido a que no podría concluyentemente ser considerado un evento de significación global. No obstante, dentro de la estructura de fluctuaciones climáticas del Holoceno, su terminología puede ser justificada. Hay considerable evidencia de que la Pequeña Edad de Hielo consistió de dos estados principales fríos de alrededor de un siglo de duración. Esto ocurrió en los siglos diecisiete y diecinueve, con relativo calentamiento surgiendo en los siglos dieciséis y dieciocho. Los glaciares avanzaron en Europa, Asia y América del Norte, mientras que en el Atlántico Norte se expandió el hielo marino con efectos perjudiciales para las colonias de Groenlandia e Islandia.

En México durante la Pequeña Edad de Hielo los glaciares de las tres montañas más altas descendieron hasta una altitud de aproximadamente 4500 m. Actualmente y con los estudios realizados, basados en las observaciones durante la Pequeña Edad de Hielo en

México se indican tasas de retroceso donde es posible que los glaciares desaparezcan por completo en menos de 30 años (Vázquez, 2004; Ereño et al., 2004; Uriarte, 2010).

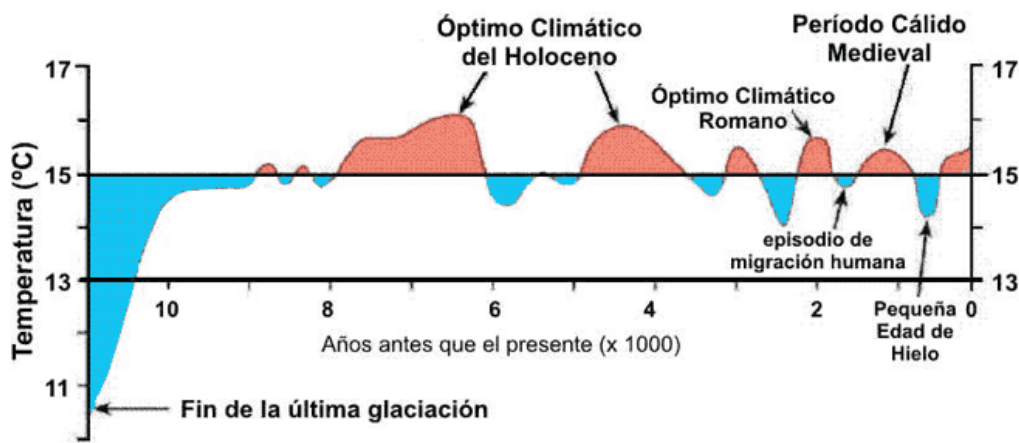


Figura 2.4. Temperaturas medias de superficie del Hemisferio Norte durante los últimos 11.000 años (Tomado de: Dansgaard et al., 1969)

2.4.3 Factores que determinan el clima en el área de estudio

Los estudios determinan que el sur de México y el norte de Centroamérica se ven influenciados climáticamente por las interacciones del Atlántico y el Pacífico (Correa-Metrio, et al., 2012; Hodell et al., 2008; Hodell et al., 2004) donde se interrelacionan factores climáticos, principalmente la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT ó ITCZ por sus siglas en inglés), la masa de agua cálida del Atlántico (AWP) y el fenómeno de El Niño - Oscilación del Sur (ENSO). A continuación serán explicados brevemente cada uno de ellos.

- Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT/ITCZ): Esta zona está caracterizada por condiciones de presión atmosférica relativamente baja, y vientos, que producen una gran cantidad de precipitación. La ZCIT se forma por la convergencia de los alisios de ambos hemisferios en la troposfera baja, los cuales promueven el ascenso del aire cálido y húmedo, el que se enfría y condensa para formar densos conglomerados de nubes en la troposfera; mientras que en los niveles superiores de la troposfera ecuatorial, se genera una circulación divergente, dando origen a los vientos contralisios con dirección polar (Fig 2.5). Esta zona tiene un gran desplazamiento latitudinal a lo largo del año, mientras durante el invierno se mantiene muy cerca del ecuador geográfico, invadiendo un poco el hemisferio sur (Sudamérica y África y el océano Indico), durante el verano boreal, se desplaza

completamente al hemisferio norte (especialmente en África y el sur de Asia) donde alcanza su máximo desplazamiento latitudinal (Reyes, 2002).

En la Península de Yucatán durante el verano, la migración hacia el norte de la ZCIT provee la humedad y la inestabilidad atmosférica que generan una fuerte precipitación. (Correa – Metrio et al., 2012). Sin embargo, se dice que técnicamente la ZCIT no llega a latitudes mayores a los aproximadamente 15°N (actualmente) en el Caribe y por tanto las lluvias del verano de la Península de Yucatán se relacionan a una intensa convección. Las anomalías de la precipitación en el Caribe se relacionan con la intensidad del ciclo anual, el cual es también expresado por la variabilidad interanual en la posición de la ZCIT. La importancia del ciclo anual ocurre durante los años de alta precipitación (anómalos) en el Caribe y se asocia con una posición más hacia el norte de la ZCIT (Hodell et al., 2008).

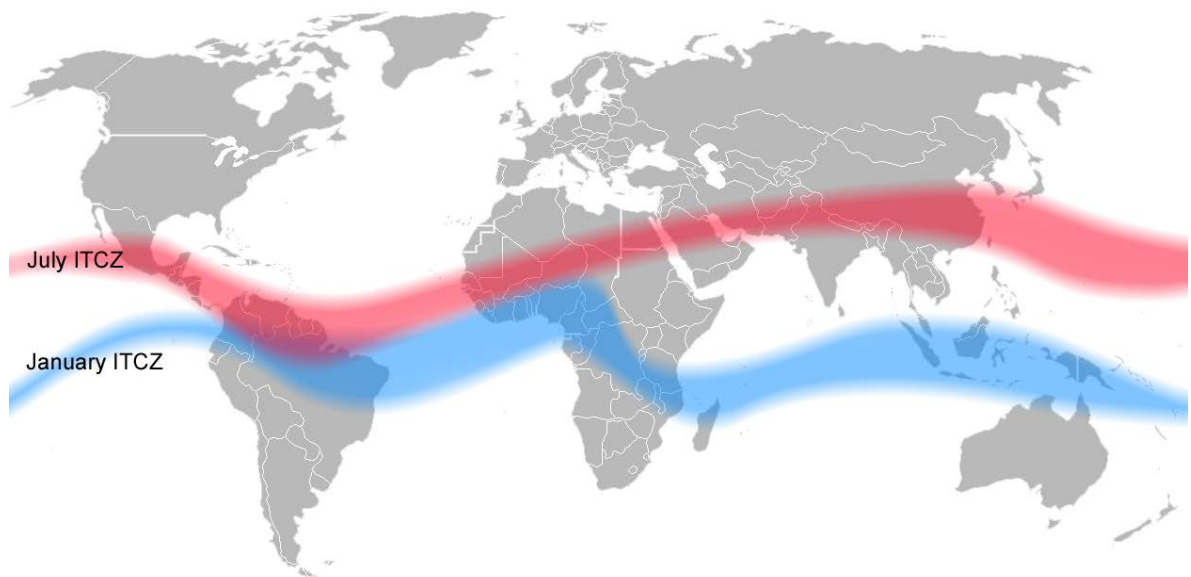


Figura 2.5. Zona de convergencia intertropical (ZCIT) (Tomado de: Mats Halldin, 2006)

- Masa de agua cálida del Atlántico (AWP): Ejerce una fuerte influencia sobre el clima de Centroamérica ya que actúa como una fuente de convección que añade la corriente de humedad y calor sobre la tierra durante el verano (Wang et al, 2006; Wang & Lee, 2007). Estas aguas se presentan sobre una región del Atlántico tropical durante todo el año (Wang et al, 2006) (Fig 2.6). La masa de agua cálida del Atlántico afecta la lluvia en Norteamérica en las estaciones de lluvia y de verano, pero con diferentes mecanismos. Además, AWP es

el punto donde se forman los ciclones tropicales debido a la humedad transportada desde la AWP, especialmente para Norteamérica (Wang, 2014) (Fig.2.6). Aunque la mayor parte de la variabilidad interanual de la AWP del Pacífico Mexicano está asociada con fenómenos El Niño o La Niña, en ciertos años aparecen anomalías térmicas que pueden provocar cambios en el clima regional de México, principalmente a lo largo de la costa del Pacífico (Trasviña et.al, 1999).

- El Niño - Oscilación del Sur (ENSO): El Niño es una condición anómala en la temperatura del océano en el Pacífico tropical del este. El Niño corresponde al estado climático en el que la temperatura de la superficie del mar está 0.5°C o más, por encima de la media del periodo 1950-1979, por al menos seis meses consecutivos, en la región conocida como “Niño 3” (4°N - 4°S , 150°W - 90°W) (Trenberth, 1997).

En el océano Pacífico tropical, los vientos dominantes cerca de la superficie vienen del este y se les llama alisios. Estos vientos tienden a acumular el agua tropical más caliente hacia el lado oeste (Indonesia), donde la temperatura de la superficie del mar es más elevada ($> 28^{\circ}\text{C}$), el aire es más ligero formando una atmósfera inestable en la que hay gran formación de nubes y lluvias intensas. Por otro lado, el Pacífico tropical del este es más frío ($< 27^{\circ}\text{C}$) ya que presenta surgencias del fondo del océano. La presencia de aguas relativamente frías inhibe la formación de nubes y por tanto se producen pocas o nula cantidad de lluvias (Magaña et al, 1997).

Algunas investigaciones sugieren que un cambio en el clima se asocia con un aumento de la actividad de ENSO, la cual se produjo a través de los trópicos en 4,3 ka (Moy et al., 2002 en Lozano - García et al., 2013). En el centro de México se observa un aumento en las especies de *Pinus* e *Isoetes*, y altas concentraciones de partículas de carbón (indicador de incendios) entre 4,5 y 4,3 ka (kilo años) marcando un periodo seco el cual se correlaciona con el aumento de la actividad del fenómeno de El Niño (Lozano - García et al., 2013).

Los estudios realizados sobre el fenómeno de El Niño evidencian que en la actualidad ha aumentado el interés de estudiarlo a profundidad debido a que ha venido afectando el clima desde varios años atrás de forma variable y en diferente intensidad (Alexander et al. 2002; Magaña et al, 2007), lo cual afecta a la sociedad en general y el futuro de la misma.

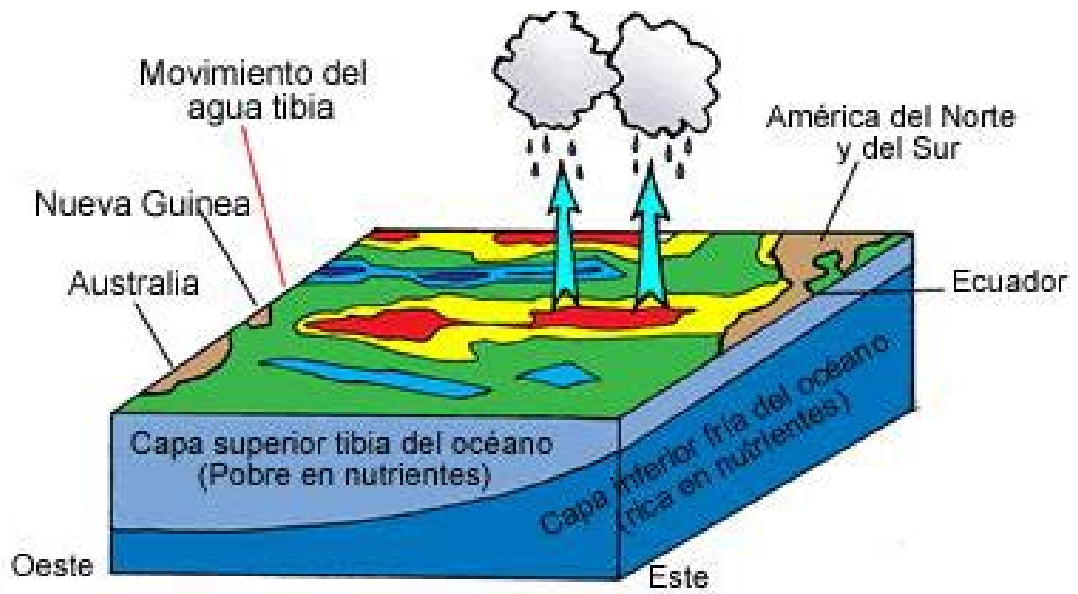


Figura 2.7. Anomalías climáticas típicas y circulación atmosférica de los meses Enero – Marzo durante años El Niño y La Niña. (Tomado de: Climate Prediction Center/NCEP/NWS).

Capítulo 3. Área de estudio

La laguna Esmeralda se ubica en la región Sur-Sureste del estado de Chiapas, México, en la frontera con Guatemala, dentro del Parque Nacional Lagunas de Montebello (INEGI, 1984). Con una superficie de 6425 hectáreas. Las coordenadas extremas del Parque Nacional son 16° 04' 40'' y 16° 10' 20'' latitud Norte y 91° 37' 40'' y 91° 47' 40'' longitud Oeste. La laguna se ubica según las coordenadas ITRF92 (Instituto Nacional de Estadística y Geografía, INEGI) en el punto 636000 W / 178211 N (Fig 3.1).

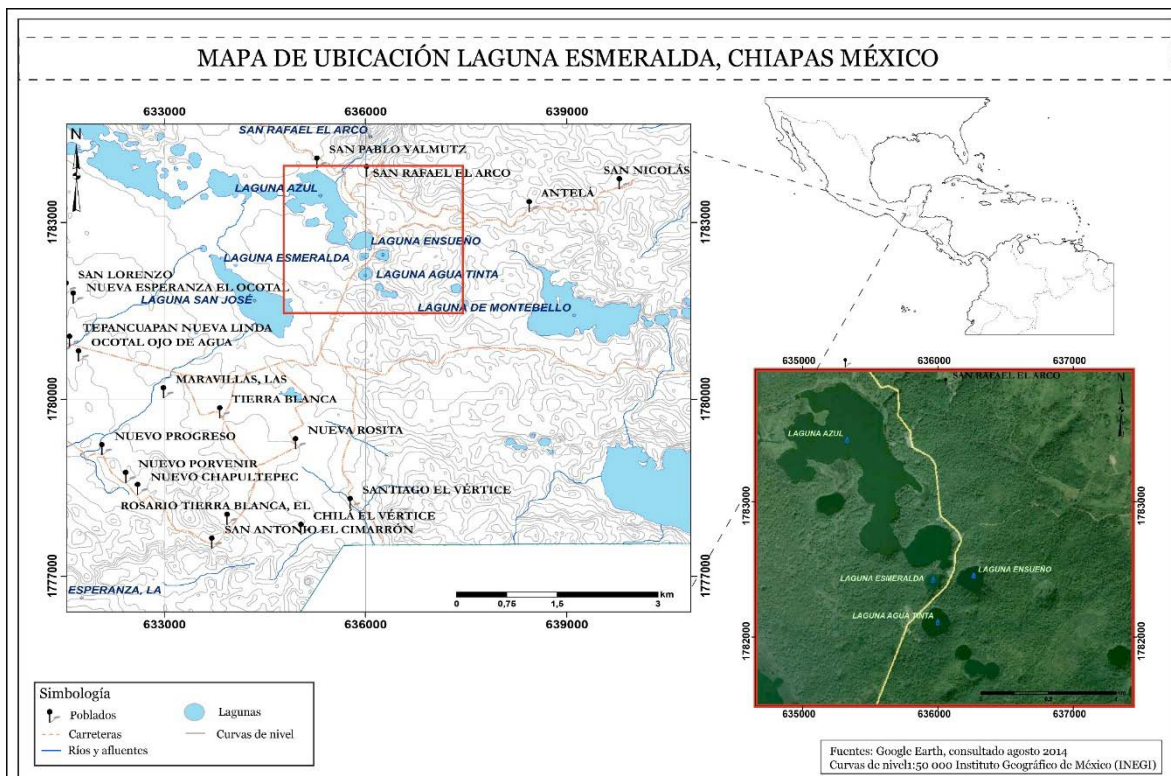


Figura 3.1. Mapa de ubicación de la laguna Esmeralda en las Lagunas de Montebello, Chiapas, México.

En el Parque Nacional Lagunas de Montebello se presenta clima templado húmedo con lluvias todo el año y en el extremo Noroeste se presenta un clima cálido húmedo con abundantes lluvias en verano (García, 1981). La temperatura media mensual es de 23,6 °C con una oscilación térmica anual de 5,6 °C; el mes más frío es enero con un promedio de 20,9 °C y el más cálido abril, con un promedio mensual de 25,6 °C (INEGI, 1984). Por su parte, la precipitación total anual es de 1862 mm, distribuida en dos periodos, uno de alta humedad y otro de relativa sequía, los cuales están bien definidos. Durante el periodo húmedo (de mayo a diciembre) llueve un promedio de 1716 mm, 92% de la precipitación total anual,

mientras que el restante 8% (146 mm), se distribuye en las escasas lluvias del periodo seco (INEGI, 1984).

El estudio hidrogeológico realizado por Juárez (2014) indica que la dirección del flujo de las aguas subterráneas viene desde el noroeste hacia el sur del área de estudio. Anteriormente se mencionó la relación de las aguas subterráneas con la formación de las lagunas donde el agua cumple un papel importante dentro de los procesos de erosión en los sistemas cársticos.

En este caso se puede asumir que las lagunas de Montebello reciben una recarga subterránea importante ya que se encuentran en la dirección del flujo, dicha evidencia respalda la teoría del origen geológico de las lagunas donde el agua erosiona la roca para luego generar uvalas. Además, se evidencia parte del aporte de las aguas acumuladas dentro de la laguna a través del tiempo.

3.1 Caracterización geológica

La laguna Esmeralda se ubica en el área lacustre de Montebello. Esta laguna posee aguas de colores azulados, las cuales se deben a factores como el material del fondo, la vegetación, la refracción de la luz e inclusive causas antropogénicas que provocan estos cambios de color como la contaminación con fertilizantes desde el subsuelo (Morales, 2013).

La geología regional se enmarca dentro de la provincia geológica Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas, y se conforma principalmente por extensos afloramientos de rocas sedimentarias calcáreas y arcillo-calcáreas pertenecientes al Grupo Sierra Madre de edad Mesozoica (Castro, 2009) (Fig 3.2). Las unidades geológicas corresponden con una secuencia de caliza, dolomía, marga y horizontes arcillosos de las formaciones pertenecientes al Grupo Sierra Madre en la parte superior (Castro, 2009). En la base se encuentran calizas de la Formación San Ricardo, datadas en el Cretácico Inferior (Castro, 2009). Sobreyaciendo estas formaciones, se define una secuencia de calizas con horizontes arcillosos de las Formaciones Angostura, Ocozocuahtla y Méndez, con edad de Cretácico Superior. (Castro, 2009). Seguidamente y siempre en orden ascendente en la estratigrafía, se define una secuencia de capas rojas de ambiente continental de edad eocénica (Castro, 2009). Por último, sobreyaciendo toda la secuencia se observan los sedimentos continentales, depósitos aluviales y tobas andesíticas por actividad volcánica holocénica, los cuales son datados cuaternarios (Castro, 2009) (Fig 3.2).

Las Lagunas de Montebello se encuentran dentro del terreno tectonoestratigráfico conocido como Terreno Maya, cuyo basamento son rocas metamórficas paleozoicas del Grupo Chuacús, sobre el cual descansan rocas mesozoicas y cenozoicas suprayacentes. Las fallas que delimitan este terreno en su extremo meridional corresponden con el sistema de fallas laterales Polochic-Mapastepec (Castro, 2009). Montebello se caracteriza por la formación de pliegues suaves, principalmente en las calizas y por la carstificación de las rocas, es decir, la disolución de los carbonatos por la actividad química del CO₂ en el agua, sobre todo a lo largo de fracturas, poros, impurezas, entre otros (Castro, 2009).

El proceso de carstificación está acompañado de una acumulación de materiales residuales en las calizas, principalmente arcillas. El material es mayoritariamente arcilloso y junto con un porcentaje de arenas, constituye las otras unidades litológicas que existen en Montebello distribuidas a menor escala como depósitos lacustres en los alrededores de los lagos y fluviales, a lo largo de arroyos intermitentes o cauces inactivos (CONANP – SEMARNAT, 2007). La mayor actividad morfológica de la carstificación se presenta subterráneamente (Fig 3.3) (CONANP – SEMARNAT, 2007). La carstificación resulta en la formación y ampliación de complejos sistemas subterráneos de cuevas y canales interconectados que constituyen almacenes y conductos temporales o permanentes del manto freático o cárstico (CONANP – SEMARNAT, 2007). Al encontrarse cerca de la superficie, la continua disolución de las calizas resulta, eventualmente, en una labilización de los techos calcáreos de estas concavidades y su consecuente derrumbe, con formación de depresiones redondas o alargadas que poco a poco se rellenan con sedimentos finos del suelo de alrededor y suelo formado *in situ* (Fig 3.3) (CONANP – SEMARNAT, 2007).

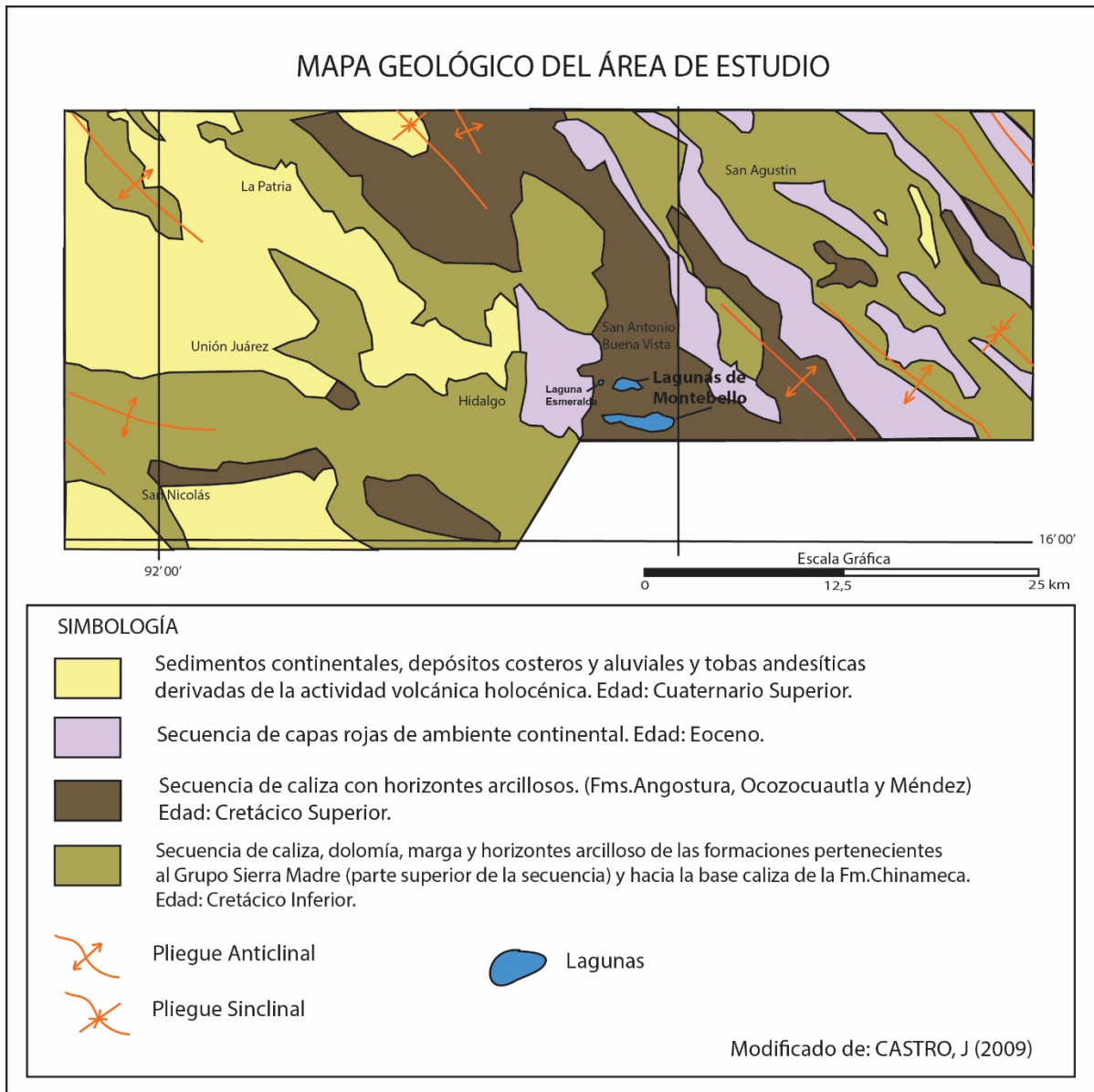


Figura 3.2. Mapa Geológico Regional de una parte de Chiapas incluyendo las Lagunas de Montebello.

Las lagunas de Montebello están comunicadas entre sí por conductos subterráneos y pequeños canales superficiales que funcionan como conductos activos, sobre todo en las temporadas de mayor precipitación ya que se alimentan de agua subterránea y de agua procedente de las lluvias (CONANP – SEMARNAT, 2007).

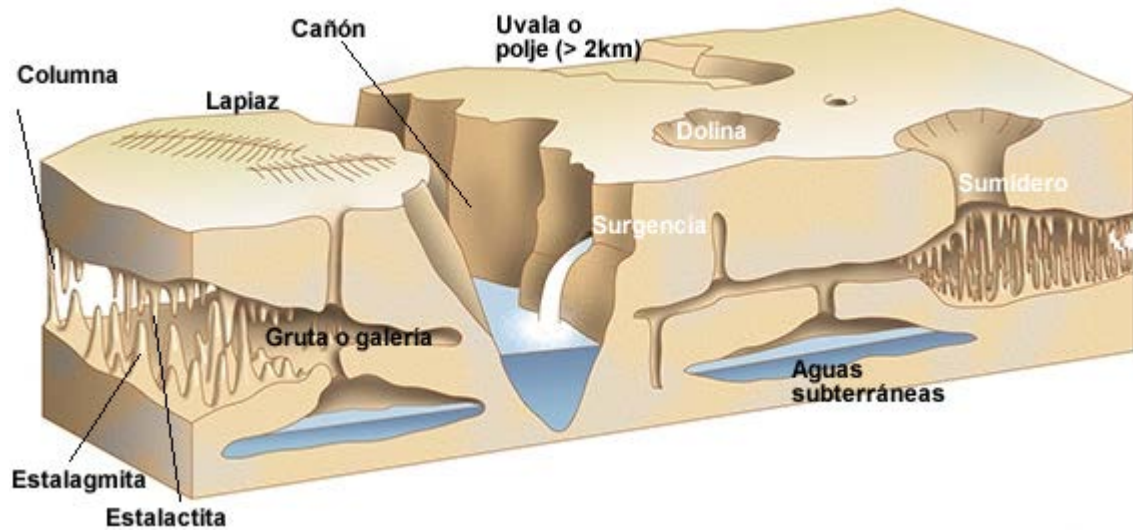


Figura 3.3 Modelos de geofomas originadas por procesos cársticos. (Tomada de: <http://www.apic.es>)

Anteriormente se mencionó sobre la predominancia de materiales de origen marino, del Cretácico Superior (Castro, 2009). Esto sugiere que durante un largo periodo la región estuvo ocupada por mares someros, con depósito de organismos y materiales sedimentarios que al consolidarse formaron rocas calizas (CONANP –SEMARNAT, 2007). Las rocas que afloran como calizas bien estratificadas y dispuestas en forma de bancos y capas poseen un espesor que alcanza los 80 m y una coloración grisácea y rojiza; textura masiva y con intercalaciones de núcleos fosilíferos delgados compuestos de dolomitas. Los depósitos fluviales son de composición variable y se presentan a lo largo de cauces y arroyos, formando mantos arcillosos, arcilloso-arenoso, arenas, guijarros y cantos rodados (INEGI, 1985; Vásquez y Méndez, 1994 en CONANP – SEMARNAT, 2007).

Geomorfológicamente, estas lagunas son “uvalas” las cuales son formaciones generadas por la evolución de la dolina, pero su desarrollo se produce más rápido en superficie que en profundidad, por medio de dolinas coalescentes que suelen generar depresiones amplias cerradas y de fondo plano o irregular donde se produce una intensa infiltración. En otras palabras, son antiguos cenotes donde la erosión de la roca caliza y los derrumbes los han ido uniendo con el paso del tiempo (López, 2012). Los cenotes son dolinas inundadas de origen kárstico localizadas en cavernas profundas debido a que el techo de las mismas se ha derrumbado, con el tiempo se rellena o disecca ya que son estructuras transitorias (Fig 3.4) (Beddows et al., 2013).

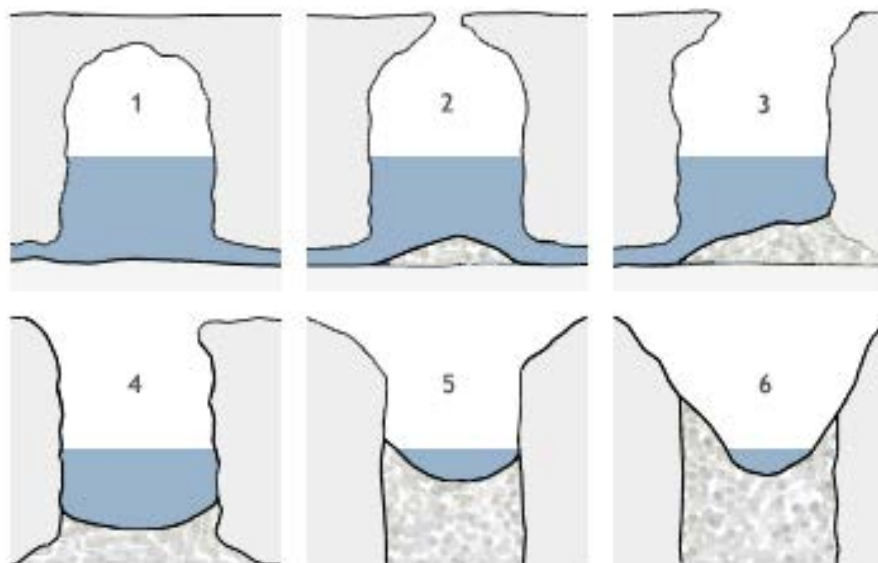


Figura 3.4. Formación de un cenote: 1, caverna abovedada con techo; 2 bóveda desplomada por la mitad; 3, techo caído en su mayoría; 4 cenote típico de paredes verticales; 5, paredes desgastadas; 6, cenote en forma de caldero con un manantial en el fondo (Tomada de Cenotes y Grutas de Yucatán. Gobierno del Estado de Yucatán. Secretaría de Ecología 1999)

La geomorfología alrededor de las Lagunas de Montebello corresponde con lomeríos de poca altura, con laderas de variable inclinación que pueden formar paredes abruptas en las partes superiores y orientados, más o menos, paralelamente en dirección SE a NW. En muchas partes la carstificación ha dejado cuevas en los lomeríos, grutas y oquedades (CONANP – SEMARNAT, 2007).

3.2 Caracterización biótica

La vegetación actual dentro del Parque Nacional Lagunas de Montebello corresponde a un bosque de clima templado. Las principales asociaciones son: bosque de coníferas, bosque de latifoliadas, bosque mesófilo de montaña, vegetación riparia, vegetación secundaria y zonas de cultivo (INEGI, 2000; Rzedowski, 2006). Específicamente, en el área de influencia de la Laguna Esmeralda predomina el bosque conocido como *bosque de pino-encino*, en sus cercanías se observa *bosque mesófilo de montaña (Bosque Nuboso)*, así como áreas de agricultura (CONANP – SEMARNAT, 2007).

El *Bosque mesófilo de montaña* ocupa menos del 1% del territorio del país (Rzedowski, 2006). Dentro del Parque, este tipo de vegetación se presenta en zonas donde la topografía es abrupta, protegiendo las laderas de la exposición. Los árboles más grandes

pueden alcanzar entre 20 y 30 m de altura, y están representados principalmente por especies como *Podocarpus matudai*, *Quercus laurina* y *Clethra mexicana*. En los sitios de mayor humedad y protegidos de la radiación pueden observarse especies como *Amphitecna silvícola*, *Dendropanax arboreus*, *Wimmeria montana* y *Beilschmiedia steyermarkii*. Las especies dominantes son principalmente lauráceas por ejemplo; *Persea* spp., *Nectandra* spp., *Oreapanax xalapensis*, *Cleyera theaeoides*, *Rapanea juergensenii*, *Parathesis chiapensis* y especies de *Psychotria* spp. Los helechos arborescentes son especies que se encuentran en densidades bajas y se encuentran en una categoría de riesgo como por ejemplo: *Magnolia sharpii*, *Hampea montebellensis*, *Ostrya virginiana*, *Podocarpus matudai*, *Zinowiewia rubra* (CONANP – SEMARNAT, 2007).

La denominación de Bosque Mesófilo de Montaña en ocasiones se utiliza solamente en México, en cambio se debe denominar *Bosque de Pino-Encino-Liquidámbar* (Breedlove, 1981). El bosque pino-encino-liquidámbar constituye una etapa sucesional en un bosque de latifoliadas que con el tiempo y en presencia de perturbaciones se puede llegar a convertir en bosques de pino (Ramírez-Marcial, 2006 en CONANP – SEMARNAT, 2007). Este tipo de bosque pino-encino-liquidámbar posee la característica distintiva de tener presencia de la especie *Liquidambar styraciflua*, en conjunto con el *Quercus* spp. y varias de especies de *Pinus* spp.

Los *Bosques de Pino* tienen una amplia distribución dentro del Parque, representando el 26% del número de especies totales registradas. Estas especies se asocian principalmente a sitios muy perturbados, adaptadas a condiciones extremas de temperatura y radiación solar como por ejemplo: *Pinus* spp., *Acacia pennatula*, *Vernonia patens*, *Myrica cerifera*, etc. Este tipo de vegetación se asocia a sitios con menor pendiente y elevación dentro del parque y es donde la afectación por incendios forestales ha sido más frecuente. Es llamada para su manejo como subzona de recuperación (CONANP – SEMARNAT, 2007).

Capítulo 4. Metodología

El material sedimentario que se analizó forma parte de un proyecto del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, financiado dentro del marco de proyectos de la Dirección General de Asuntos del Personal Académico (DGAPA) de la misma universidad. El núcleo que se va a estudiar corresponde a 1,66 m de sedimento de la Laguna Esmeralda, Chiapas, el cual fue extraído en julio del 2014 a cargo del Dr. Alexander Correa - Metrio.

4.1 Trabajo de campo

La primera etapa de trabajo consistió en la extracción del material del lago. Se seleccionó el punto dentro del lago para realizar la extracción, en este caso dentro de una sección plana y profunda. Seguidamente, se instaló una plataforma anclada a cuatro vientos para evitar al máximo el movimiento en el punto central ya que en ella se ubicó un tubo conductor (*casing*) hasta el fondo del lago. Para efectos de la perforación se utilizó una sonda *Livingstone* (Livingstone, 1955) modificada (Fig 4.1) la cual disminuye significativamente los problemas de contaminación y compresión, comunes en la extracción sedimentos no consolidados. El material recuperado se almacenó dentro de un cilindro de aluminio a bajas temperaturas (3 a 6°C) para la conservación de los indicadores paleoambientales.

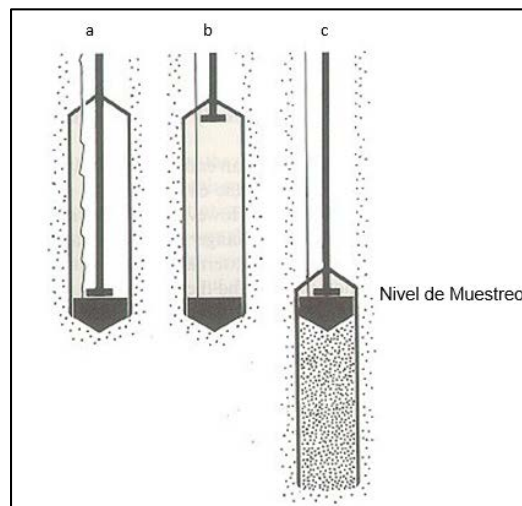


Figura 4.1. Principio de funcionamiento de la sonda Livingstone (Livingstone, 1955) modificada. *a:* El cilindro de muestreo cerrado es llevado hasta el nivel de muestreo. *b:* El sistema para abrir el pistón es activado halando el cable. *c:* El cilindro de muestreo es introducido dentro del sedimento a una profundidad igual a su longitud, mientras el cable permanece tenso y la muestra está lista para ser extraída.

4.2 Trabajo de laboratorio

4.2.1 Palinología y Geoquímica

El núcleo fue seccionado longitudinalmente, para posteriormente proceder a un muestreo puntual del mismo cada centímetro. Este muestreo consistió en tomar de dos a cuatro muestras de un centímetro cúbico en cada profundidad analizada, las muestras se utilizaron tanto para la extracción de polen y esporas para el análisis geoquímico (Fig 4.2). Las muestras para análisis palinológico fueron cubiertas con agua destilada hasta cubrir la cantidad de sedimento tomado para evitar oxidación y corrosión del material polínico. Por su parte, las muestras para análisis geoquímicos (Fig 4.2) fueron liofilizadas (proceso en el que se congela la muestra y posteriormente se introduce en una cámara de vacío para realizar la separación del agua por sublimación). Una vez listas y rotuladas las muestras, éstas se guardaron nuevamente a bajas temperaturas, aunque evitando congelación.



Figura 4.2. Fotografía de elementos de muestreo y muestras preparadas para análisis geoquímico.

Las muestras para análisis palinológico se prepararon mediante técnicas estándar (Anexo 1) que incluyen acetólisis (Faegri & Iversen, 1989) y separación gravimétrica de materiales (Krukowski, 1988). A cada muestra se le agregó una pastilla de *Licopodium clavatum* con 18,000 esporas como trazador exótico para el cálculo de concentración de polen.

El análisis geoquímico se realizó mediante el uso de un analizador de fluorescencia de Rayos X, marca Niton FXL (Fig 4.3), el cual determina la composición elemental de la muestra. El instrumento muestra los datos por cantidad para cada elemento en ppm (partes por millón).



Figura 4.3. Analizador de fluorescencia de Rayos X, Instituto de Geología UNAM.

El análisis de susceptibilidad magnética, el cual mide la respuesta de los sedimentos a un campo magnético inducido, se realizó en intervalos de cada 5 cm sobre un canal seleccionado del núcleo de la Laguna Esmeralda. El instrumento utilizado corresponde a un susceptibilímetro marca Bartington modelo MS3, y un sensor MS2E de 0.46 KHz con una resolución máxima de 2×10^{-6} SI.

4.2.2 Cronología

Se tomó una muestra en la base del registro (a 66 cm del tramo 2) y se realizó una extracción de polen para análisis de ^{14}C con el objeto de establecer una línea cronológica. Esta muestra fue enviada a *Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory* en Miami, Florida, USA, donde aplican el método de espectrometría de masas por aceleración (AMS). Este método realiza un conteo de los átomos de ^{14}C con un espectrómetro de aceleración de masas, lo cual produce mediciones más precisas (Radiocarbon Web-Info). Posteriormente la fecha de radiocarbono obtenida se calibró de acuerdo a la curva de calibración de Fairbanks (Fairbanks et al., 2005) y de esa forma se obtuvo la fecha en años calibrados antes del presente (cal AP de aquí en adelante). Además, se realizó el cálculo de la tasa de sedimentación en la base de la secuencia dividiendo la profundidad (en milímetros) sobre la edad (sin calibrar) del milímetro que se envió a datar. Esta metodología se ha utilizado en variadas investigaciones con resultados confiables, donde se han realizado más de dos

dataciones (Mueller et al., 2009; Veer et al., 2000; Valero et al., 2009; Cantarero, 2013; Franco, 2014), y algunas de estas zonas anteriormente estudiadas se ubican en latitudes similares o con características comparables al área de estudio. Por ejemplo, las tasas de sedimentación calculadas en la Selva Lacandona (Península de Yucatán) van desde 0,24 a 0,43 mm/día en el Holoceno temprano y medio respectivamente (Franco, 2014). Mientras que en el Lago Peten Itzá para la misma edad holocénica se calcularon tasas de sedimentación desde 0,2 mm/día en la unidad superficial (Maya Clay) hasta 0,3 mm/día en la capa cercana a la base de la secuencia (Mueller et al., 2009). Los datos se interpolan con el método lineal ya que de esa forma el modelo implica asumir tasas de sedimentación constantes entre dataciones consecutivas (Castañeda, 2013), aunque en la presente investigación solamente se trabaja con una datación.

4.3 Trabajo de escritorio

4.3.1 Estratigrafía

En este estudio se realizó una descripción mediante la observación de las características del sedimento tales como textura, color, reacción al HCl (10%), contenido de materia orgánica y clastos. Estas características permitieron la definición de unidades estratigráficas.

4.3.2 Palinología

Una vez preparadas las muestras, estas fueron examinadas bajo un microscopio óptico de luz transmitida ZEISS Standard 25 a magnificaciones de 400 y 1000x, para realizar el conteo de los palinomorfos. Los conteos de palinomorfos se realizaron hasta llegar a una suma de 200 granos, excluyendo para la suma los granos de Moraceae, *Pinus*, y *Quercus* así como los taxa acuáticos, debido a que se encuentran sobre-representados, lo que quiere decir que presentan abundancias mayores a 33% (Correa-Metrio et al., 2011). Los conteos se terminan si se alcanza a 2000 esporas marcadoras de *Licopodium clavatum* antes de contar los 200 granos de polen, y se debe asumir que la baja presentación corresponde a las características ambientales del área estudiada (Correa-Metrio et al., 2011).

Los palinomorfos fueron identificados con ayuda de claves palinológicas, bases de datos y recursos en línea (Roubik & Moreno, 1991; www.palдат.org) (Anexo 2).

Los conteos fueron transformados a porcentajes de polen. Posteriormente, estos datos se ingresaron en el programa C2 (versión 1.7.6) en el cual se construyó un diagrama estratigráfico de cada taxón.

Se realizó un análisis de correspondencia sin tendencia (DCA, por sus siglas en inglés) para resumir la variabilidad de la base de datos, utilizando el programa estadístico R (R Core Team, 2013). El análisis de correspondencia sin tendencia (DCA) es una técnica de reescalamiento multidimensional que sirve para resumir cambios ecológicos a través del tiempo. Esta técnica se basa en pocos supuestos y sus resultados pueden ser interpretados de manera directa en términos de recambio ecológico (Correa–Metrio et al., 2014). El análisis de correspondencia sin tendencia (DCA) muestra 3 mecanismos básicos los cuales ayudan en la interpretación de las secuencias fósiles (Correa–Metrio et.al, 2014): *a*) identificación del espacio ecológico a través de una interpretación de la ordenación de las especies; *b*) localización de momentos en el tiempo dentro del espacio ecológico definido por las especies así como la cuantificación de la distancia ecológica entre muestras, *c*) cálculo de distancias ecológicas como medio para poner muestras individuales en el contexto histórico ofrecido por la secuencia sedimentaria que se está estudiando.

4.3.3 Geoquímica de elementos traza

La concentración de algunos elementos químicos en los sedimentos lacustres proporciona información que puede ayudar a definir ambientes de depositación y condiciones ambientales en la cuenca.

En este estudio se tomaron los datos del laboratorio y se analizaron según su contenido en partes por millón por medio de gráficos de profundidad versus contenido del elemento en ppm, con los mismos se realizaron comparaciones y descripciones del contenido de los elementos con los datos palinológicos.

4.3.4 Susceptibilidad Magnética

La susceptibilidad magnética fue medida en intervalos de 5 cm por medio de un susceptibilímetro, el cual nos indica los datos inmediatamente. En esta investigación, principalmente se mide la señal de Fe presente en los minerales y su respuesta puede ser

altamente positiva al estar en contacto con sedimentos contengan minerales como por ejemplo magnetita, titanomagnetita, goetita y hematita (Last & Smol 2001).

Capítulo 5. Resultados

5.1 Cronología

La cronología del núcleo estudiado se construyó a partir de una fecha de radiocarbono (AMS). El extracto de polen se tomó en la parte basal del registro sedimentario, en 1,70 metros. La edad de radiocarbono fue de 3390 ± 30 (referencia de la muestra en Beta Analytic Beta-345040), la cual resultó en una edad calibrada de 3631 años cal AP. Así, la tasa de sedimentación calculada es de 0.45 mm/año (Fig 5.1). En este caso solamente se pudo realizar una datación y se utiliza una interpolación lineal como en estudios similares (Mueller et al, 2009; Veer et al, 2000; Valero et al, 2009; Cantarero, 2013; Franco, 2014). La edad para cada centímetro de sedimento fue interpolada linealmente tomando en cuenta la tasa de sedimentación calculada (Fig 5.1). La tasa de sedimentación aquí se asume uniforme a pesar de que los procesos de sedimentación son muy dinámicos y dependen de las condiciones locales, pero con una sola datación no es posible establecer una tasa de sedimentación más precisa.

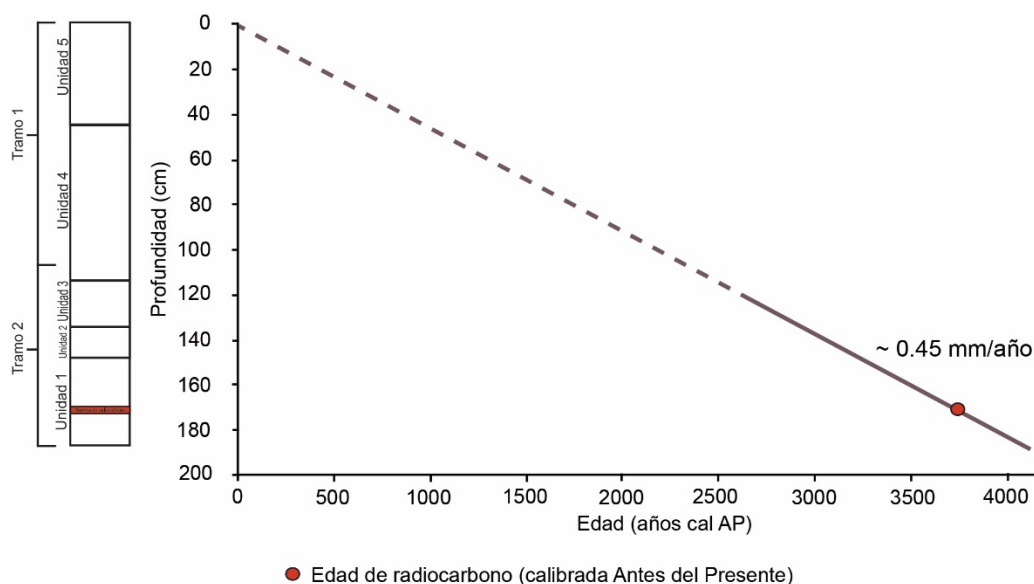


Figura 5.1. Modelo cronológico para la Laguna Esmeralda. (La línea punteada es asumida y la línea continua son datos calculados)

5.2 Estratigrafía

Según las observaciones realizadas en cuanto a color, textura, contenido de clastos, materia orgánica, reacción al HCl (10%), se definieron 5 unidades estratigráficas masivas (sin laminaciones) para el núcleo de la Laguna Esmeralda (Fig 5.2).

Unidad 1 (187 – 149 cm): En la base de la secuencia se observó un material tipo limo arenoso café oscuro, no reactivo al HCl (10%) y con poca o nula cantidad de materia orgánica. De acuerdo a la cronología propuesta, esta unidad abarca desde ~ 4099 hasta ~ 3200 años cal AP.

Unidad 2 (149 – 134 cm): Se observaron sedimentos limosos café claro, cuya reacción al HCl (10%) fue moderada, y un porcentaje bajo de materia orgánica. La unidad abarca temporalmente desde ~ 3200 hasta 2900 años cal AP.

Unidad 3 (134 – 114 cm): Esta unidad está formada por sedimentos gris claro, corresponde con arenas con un porcentaje bajo de clastos de color blanco de 0,4 a 0,8 mm. Esta sección mostró una reacción moderada al HCl (10%). La unidad abarca temporalmente desde ~ 2900 hasta 2500 años cal AP.

Unidad 4 (114 – 45 cm): Compuesta por sedimentos limo - arcillosos grises con clastos de color blanco de 0,5 a 0,8 mm, con el sedimento y los clastos reaccionando moderadamente al HCl (10%). La materia orgánica en esta unidad se presentó en un porcentaje bajo. El intervalo temporal que abarca esta unidad va desde ~ 2500 hasta 1000 años cal AP.

Unidad 5 (< 45 cm): Sobreyaciendo toda la secuencia anteriormente descrita se presentan sedimentos limo - arenosos café claro, con un alto porcentaje de materia orgánica y un grado alto de reacción al HCl (10%). Los centímetros al inicio de la secuencia poseen tonos naranja posiblemente causada por la oxidación de los sedimentos de la parte superior. La edad de ésta unidad abarca los últimos 1000 años.

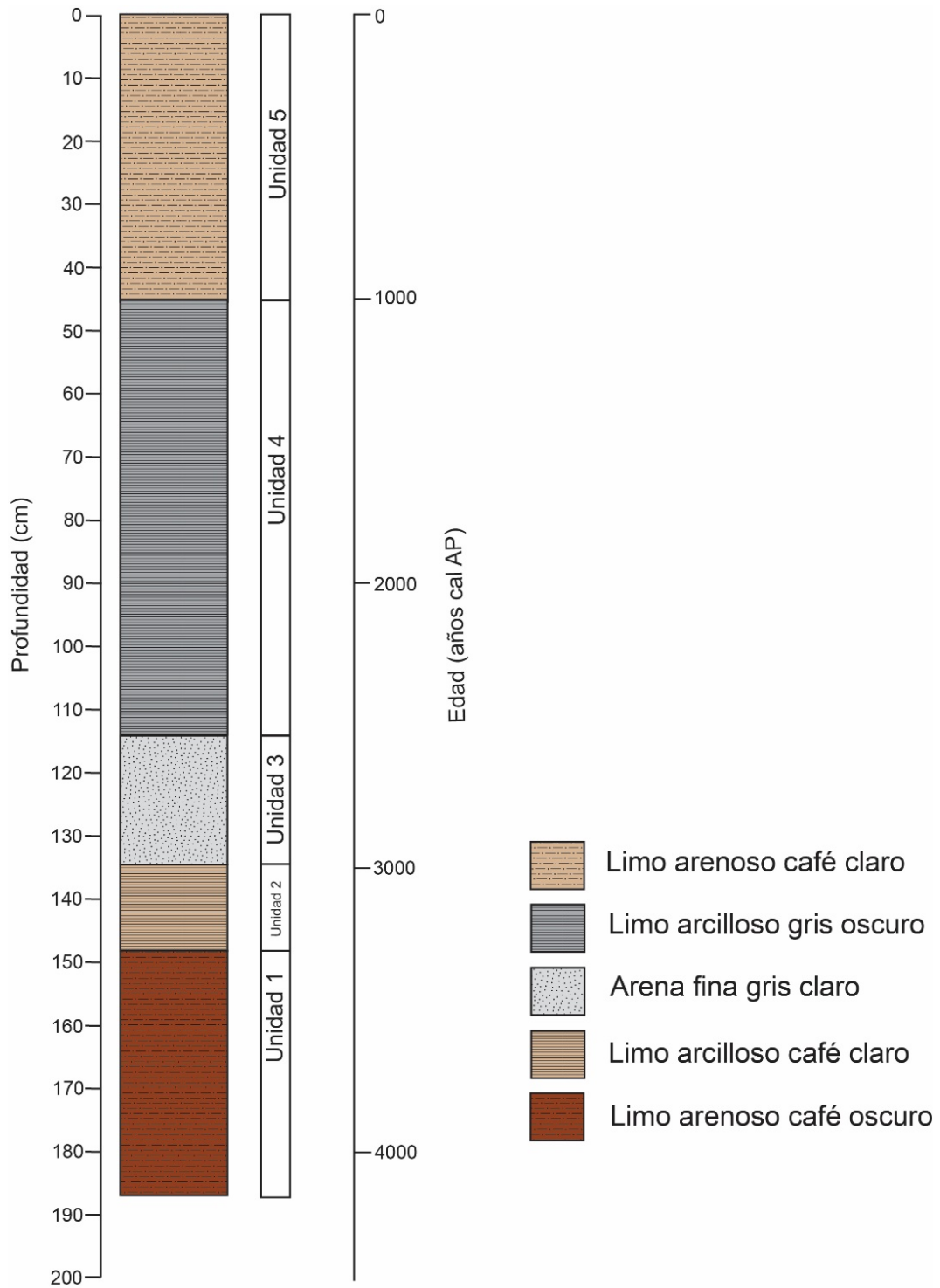


Figura 5.2 Columna estratigráfica de los sedimentos de la Laguna Esmeralda.

5.3 Resultados del análisis palinológico

5.3.1 Espectro palinológico del registro sedimentario

La suma total de granos de polen estuvo entre 76 y 248 granos, con una media de 207, en un total de 51 muestras. Por su parte, la cuenta de polen varió entre 163 y 1778, con un promedio de 693 granos de polen. En total los granos representaron 60 taxa clasificados en 33 familias, 27 géneros y sin morfoespecies no identificadas. El conteo de polen se traduce en esfuerzo de muestreo. Por otro lado, la concentración de polen estuvo entre 143,731 y 5,012 granos de polen por centímetro cubico, con un promedio de 53,300 (Fig 5.3).

Para efectos de análisis se seleccionaron 31 taxa ya que muestran cantidades significativas, los cuales presentan porcentajes altos. Las abundancias máximas se encontraron en las Poaceae y las mínimas en las Boraginaceae. Los géneros presentes a través de toda la secuencia fueron *Myrica*, *Quercus*, Asteraceae, *Celtis*, *Hedyosmum*, *Alchornea*, Bignoniaceae, *Alnus*, *Liquidambar*, Begoniaceae, Moraceae, *Pinus*, Cyperaceae y Poaceae, siendo *Myrica*, *Quercus* y Poaceae las que se muestran en mayor cantidad con respecto a los otros taxa (Fig. 5.3). Por otro lado, las esporas que se encontraron suman un total de 867, éstas se clasificaron dentro de 9 clases entre monoletes (78%) y triletes (22%) (Fig 5.3).

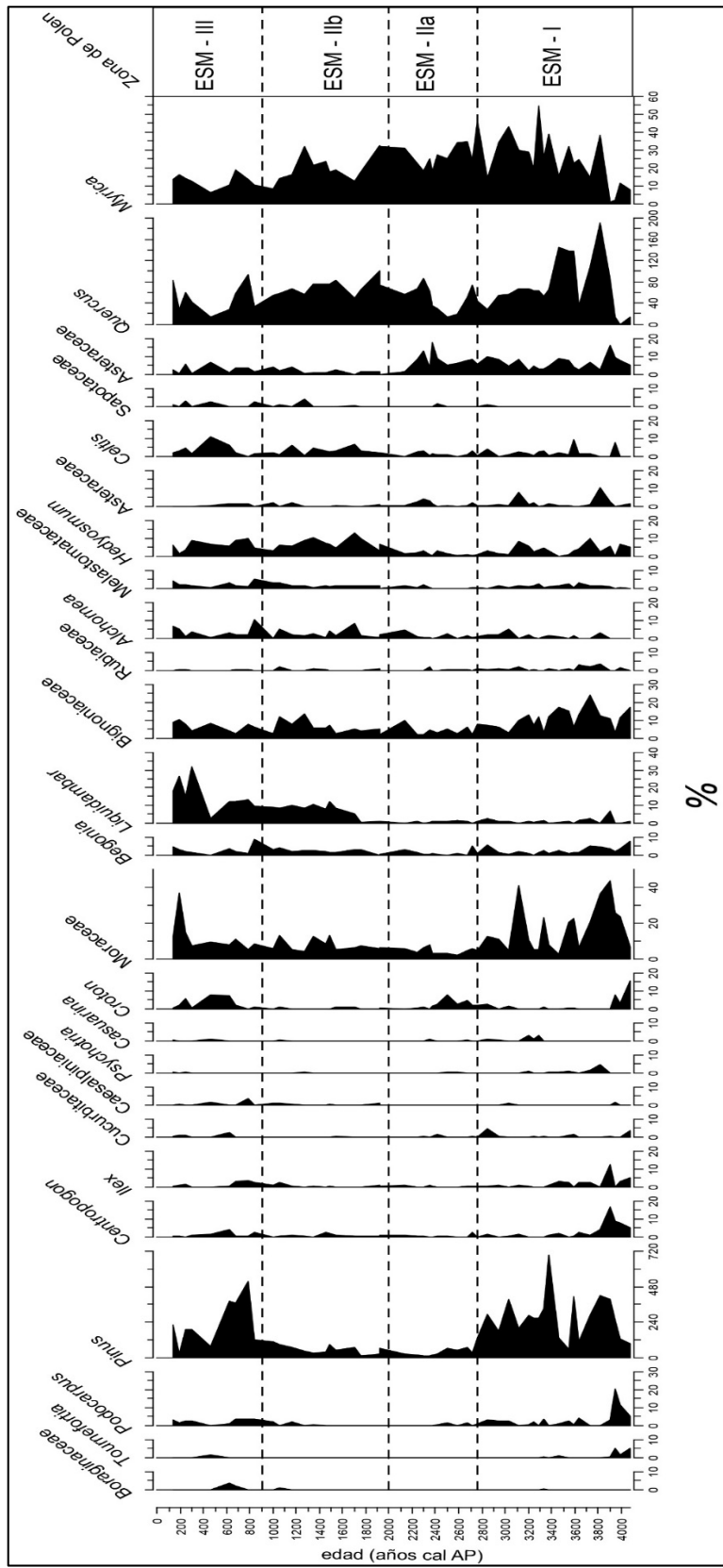


Figura 5.3. Diagrama de taxa polínicos seleccionados de la Laguna Esmeralda.

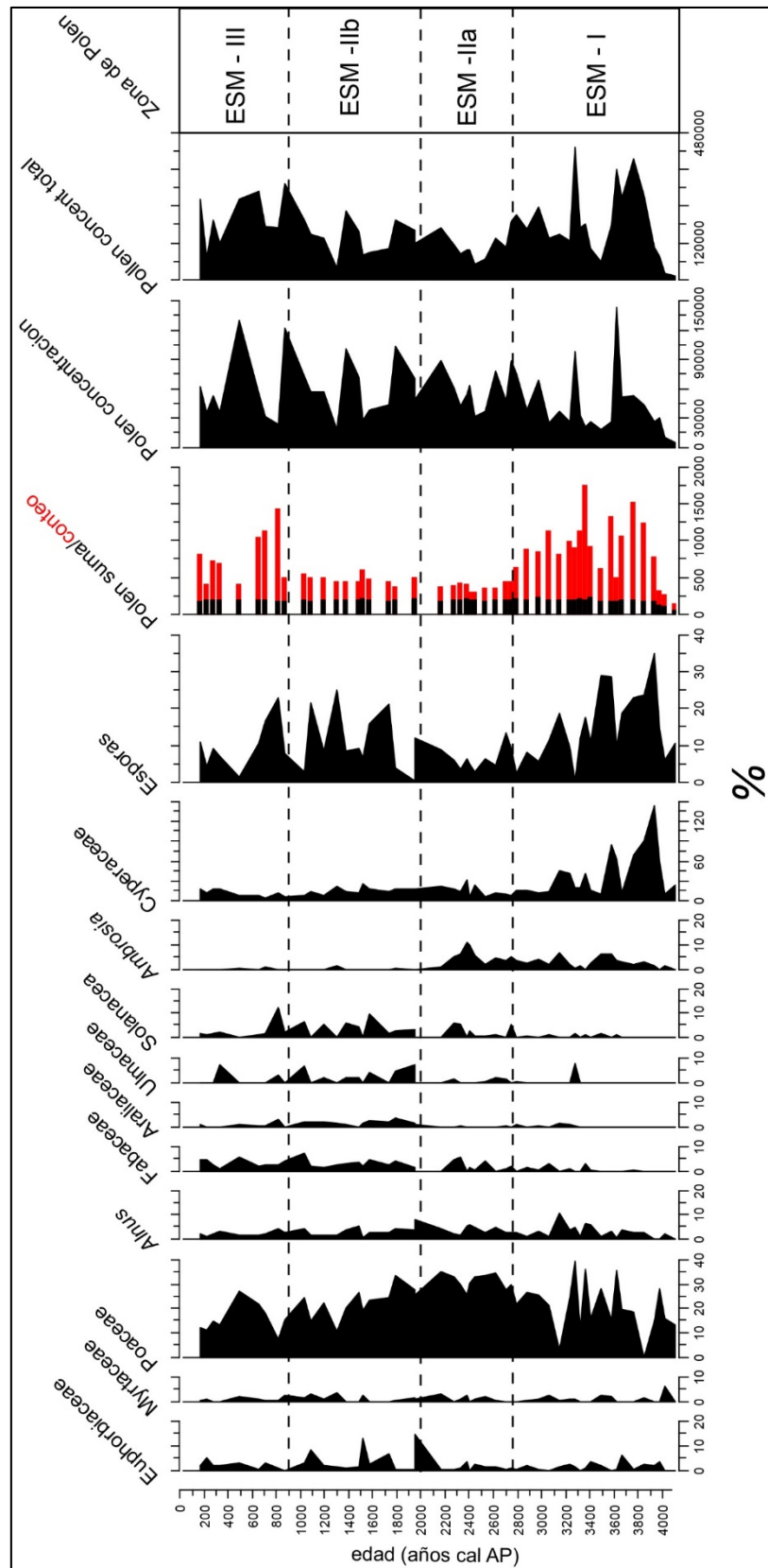


Figura 5.3. Continuación. Diagrama de taxa polínicos seleccionados de la Laguna Esmeralda.

5.3.2 Análisis Estadístico

Los valores propios (eigenvalores) obtenidos en el DCA para el primer y segundo eje fueron 0.19 y 0.05, cuyas longitudes de eje corresponden con 1.58 y 0.97 desviaciones estándar (de aquí en adelante), respectivamente (Tabla 1).

Tabla 1. Eigenvalores y longitudes de los cuatro primeros ejes del DCA.

Eje	Eigenvalores	Longitud del Eje
DCA1	0.1911	1.5882
DCA2	0.05687	0.97658
DCA3	0.06177	1.18743
DCA4	0.03672	0.79461

Los puntajes en el eje 1 para los taxa varían entre -1.47 (*Boraginaceae*) y 2.45 (*Ambrosia*). Mientras que para el eje 2 la variación de los puntajes para los taxa estuvo entre -2.66 (*Ulmaceae*) hasta 4.28 (*Tournefortia*) (Fig 5.4).

En relación al Eje 1, los taxa resultaron ordenados de menor a mayor puntaje de la siguiente manera: *Boraginaceae*, seguido por *Tournefortia*, *Pinus*, *Centropogon*, *Ilex*, hasta llegar a valores más altos como *Ambrosia*, *Solanaceae*, *Ulmaceae*. En ésta ordenación se puede observar que tanto los taxa de Bosque Mesófilo como los Termófilos y la Vegetación Abierta muestran el mayor porcentaje de sus especies con valores positivos en el Eje 1 y en el Eje 2 del DCA (cuadrante I) (Fig 5.4).

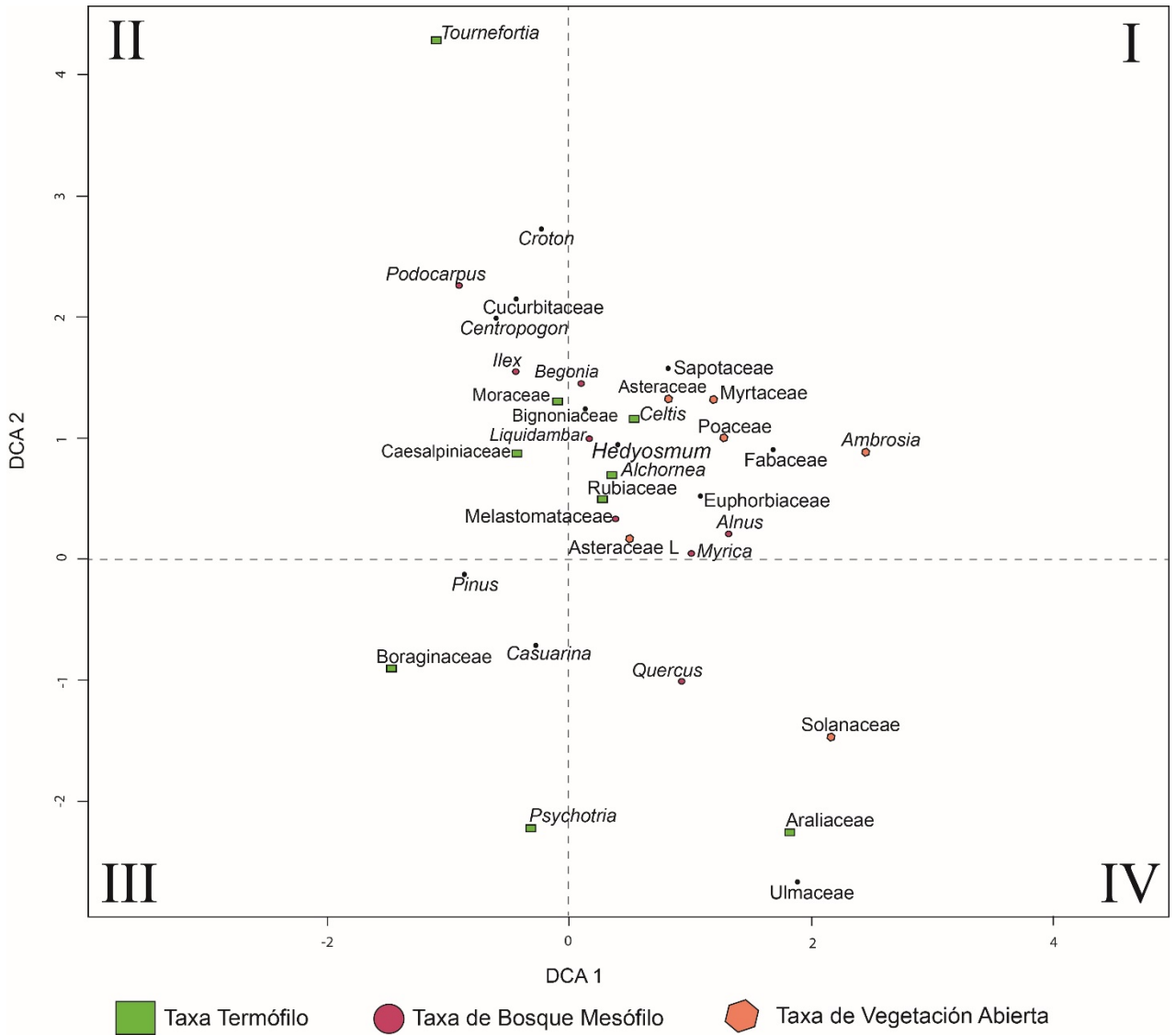


Figura 5.4. Puntajes de las especies ejes 1 y 2 del análisis de correspondencia sin tendencia (DCA).

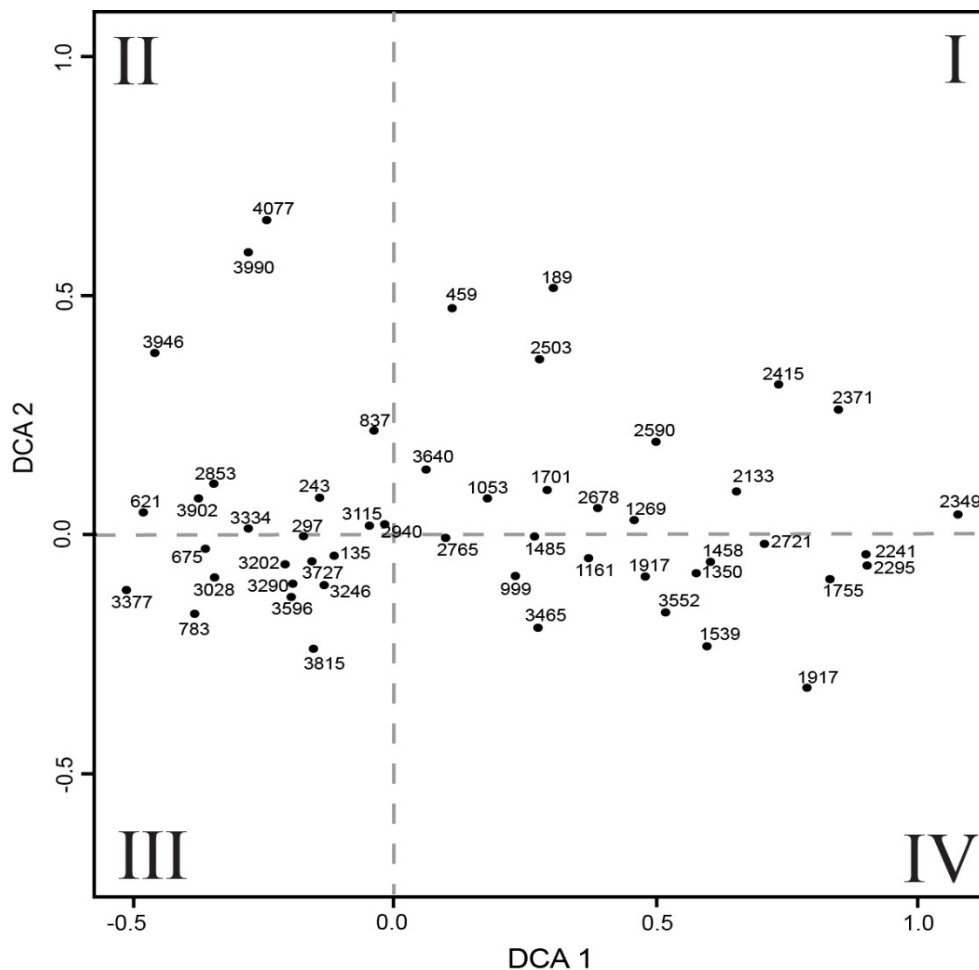


Figura 5.5. Puntajes de las muestras representadas en los ejes 1 y 2 del análisis de correspondencia sin tendencia (DCA).

5.3.3 Zonación Polínica

Se definieron 3 zonas de polen (Fig 5.3) las cuales se basan en los puntajes del Eje 1 del DCA de las muestras en su representación estratigráfica, y la presencia y abundancia de los taxa (Fig 5.6).

Zona ESM – I (187- 125 cm, ~4,099 - 2,750 años cal AP). En esta zona hay una respuesta general opuesta Eje 1 con respecto al Eje 2, en la mayor parte de los puntos máximos y mínimos del registro. Se observaron porcentajes sobresalientes de *Podocarpus* y de Cyperaceae alrededor de 3900 años cal AP (182 cm), mientras que a 3800 años cal AP (174 cm) hubo un aumento de un 10% en los valores de *Pinus*, *Centropogon*, *Ilex*, Moraceae,

Asteraceae, *Quercus* y *Myrica*. En esta zona hay taxa que muestran sus máximos puntajes como: *Pinus*, Cyperaceae, Moraceae, *Quercus* y *Myrica*.

Zona ESM – II (125 - 40 cm, ~2,750 - 900 años cal AP). Muestra la señal en la que el Eje 1 se opone a los valores del Eje 2, tanto en la subzona IIa como en la IIb. En el límite de la zona I y II (2750 años cal AP a 125 cm) se presentó una disminución de más del 5% en el porcentaje de *Pinus*, Moraceae, *Ilex* y *Centropogon*. Por otro lado, el porcentaje de *Ambrosia* y de Asteraceae disminuyó a los 2200 años cal AP (100 cm). Los valores de *Liquidambar* aumentaron en más de un 10% en aproximadamente 1800 años cal AP (82 cm). Por último, la cantidad de *Hedyosmum* presentó su máximo porcentaje alrededor de 1700 años cal AP (77cm). Debido a que se observó un cambio abrupto alrededor de 2000 años cal AP, la zona se subdividió en IIa (~ 2750 – 2000 años cal AP) y IIb (2000 – 900 años cal AP). Entre ~ 2750 y 2000 años cal AP, se presentó un aumento sustancial de *Ambrosia*, Asteraceae, *Centropogon*, Cucurbitaceae, Poaceae y Solanaceae, mientras que de 2000 a 900 años cal AP estos taxa disminuyeron abruptamente.

Zona ESM – III (40 – 0 cm, entre 900 años cal AP y el presente). Se observa una similitud entre los picos máximos y mínimos, se observa la tendencia a disminuir hacia el techo de la secuencia. En esta zona hubo un aumento en los valores de *Pinus* a los 800 AP (37 cm), así como también un aumento sustancial en *Croton* a los 700 AP (32 cm). A los 600 años cal AP (27 cm) aumenta el porcentaje de Boraginaceae. Por último, el *Liquidambar* presentó su máximo valor a los 300 años cal AP (13 cm).

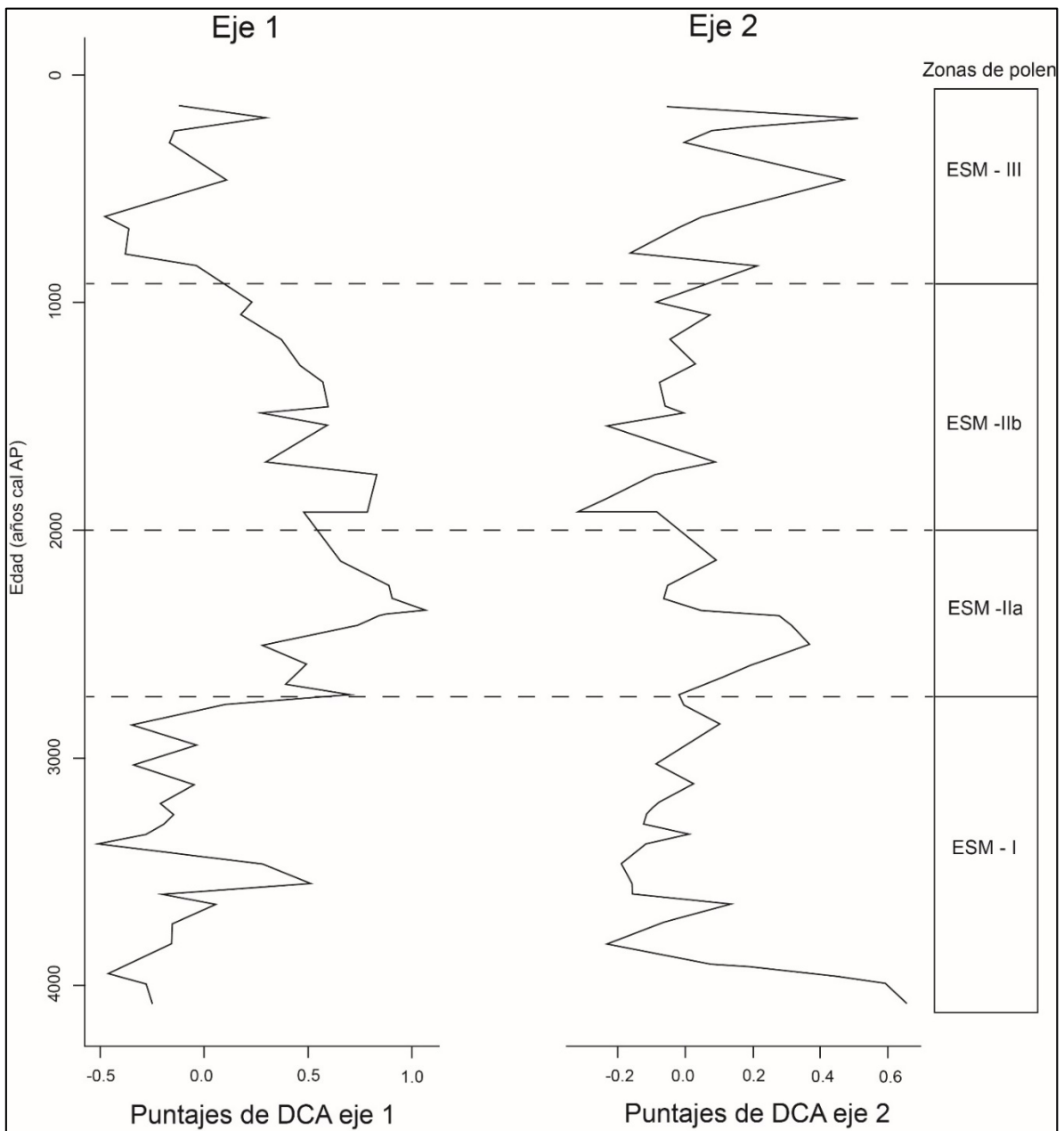


Figura 5.6. Representación estratigráfica de los puntajes de los ejes 1 y 2 del análisis de correspondencia sin tendencia (DCA).

5.4 Geoquímica de elementos traza

5.4.1 Análisis de elementos traza

Mediante el análisis de fluorescencia de rayos X se obtuvieron las concentraciones de Zr, Sr, Rb, Pb, As, Zn, Cu, Fe, Mn, Ti, Ca, K y Ba (Tabla 2). Sin embargo, para efectos de la presente investigación se realizaron los análisis solamente con los elementos que presentaron una continuidad aceptable en su registro, pues la mayoría de ellos estuvieron por debajo de los límites de detección del equipo. La continuidad aceptable se presentó para Zr, Sr, Fe y Ca y que los porcentajes de detección están por encima de los valores clave (Tabla 2 y Fig 5.7).

Tabla 2. Elementos traza con su valor en partes por millón (ppm) de los máximos, mínimos, desviación estándar y el porcentaje de cada elemento por muestra del registro de Laguna Esmeralda

Elemento	Mínimo	Máximo	Desviación Estándar	Porcentaje de detección*
Zr	6.68	567.79	122.6	98
Sr	4.81	28.25	3.8	100
Rb	3.98	4.56	0.2	3
Pb	13.72	34.61	6.2	8.3
As	7.95	12.99	2.1	3
Zn	14.95	87.08	19.8	51
Cu	28.29	56.08	8.7	6
Fe	935.39	40129.72	7138.4	100
Mn	74.72	190.4	28.8	22
Ti	109.04	6330.32	2361.5	17
Ca	711.5	252346.09	68779.6	100
K	441.65	835.64	117.8	6
Ba	94.04	201.09	40	3

*Porcentaje de detección: porcentaje de cada elemento en relación con las muestras en que se encontró y el total de las muestras. En negrita los que se utilizaron para el análisis.

La química de los elementos traza de las rocas carbonatadas se encuentra controlada en gran parte por la actividad de los cationes en las aguas, de las cuales se han precipitado. Los carbonatos formados diagenéticamente se puede generar la asociación a procesos específicos de oxidación de la materia orgánica, que posiblemente sea una de las principales productoras de carbonato (Theiling et al, 2007). Estos elementos traza que presentan una continuidad significativa (Zr, Sr, Fe y Ca) se describen individualmente a continuación.

El Zr y Fe mostraron una disminución desde ~ 186 – 170 cm (~ 4000 – 3700 años cal AP), mientras que Sr y Ca aumentaron desde ~ 186 – 175 cm (~ 4000 – 3800 años cal AP). Seguidamente, el Zr mantuvo oscilaciones con un valor máximo que sobresale a los 115 cm (~ 2500 años cal AP) al igual que Ca (en menor proporción). Por el contrario, el Sr mostró uno de los valores más bajos a la misma profundidad (115 cm) y un valor alto a los 130 cm de profundidad (~ 2800 años cal AP). Además, el Sr mostró una tendencia general a disminuir desde los 97 cm hasta los 35 cm de profundidad (~ 2100 – 780 años cal AP), con una pequeña tendencia general a disminuir en < 30 cm de profundidad. Por otro lado, después de la disminución tan significativa del Fe en la base del registro, el mismo presenta pequeñas oscilaciones hasta encontrar una pequeña tendencia a aumentar en < 58 cm de profundidad (~ 1200 años cal AP) (Fig 5.7).

Zirconio: elemento de alto potencial iónico. Es típicamente inmóvil durante el intemperismo por la acción atmosférica, de modo que son buenos indicadores y confiables de las fuentes silíceas de la roca. El agotamiento de Zr puede indicar disminución de los sedimentos detríticos (Luna, 2008). En el presente trabajo además se considera el Zr como un elemento indicador de la proximidad con el material parental.

Estroncio: es uno de los elementos traza más importante de rocas carbonatadas. Es especialmente útil para estudios diagenéticos, ya que su química es muy similar a la del calcio. (Luna, 2008). Como por ejemplo la sustitución por calcio en el aragonito y calcita es de importancia si se observa bajo contenido de estroncio en un ambiente marino. Se cree que el contenido de Sr en una roca carbonatada disminuye al aumentar el grado de alteración por parte de las aguas continentales (Luna, 2008). En un sistema diagenético cerrado, el estroncio es más alto que el del calcio (Pingitore, 1978). En contraste, el estroncio en un sistema abierto puede escaparse del sitio y como resultado la calcita puede contener menos estroncio que la calcita del sistema cerrado (Pingitore, 1978). En este caso por ser un sistema abierto, la geoquímica realizada evidencia que los contenidos de calcio son más altos que los de estroncio. Además en contenido de estroncio es indicador de estados de humedad al disminuir la cantidad o de momentos secos al aumentar (Fig. 5.7).

Hierro: La presencia de hierro en las rocas carbonatadas puede ser explicada por factores como el hierro incorporado dentro de la calcita durante la precipitación, en la

reducción de condiciones de ambientes diagenéticos y del resultado del índice de la sedimentación de materiales detríticos en el ambiente deposicional (Brand, 1989)

Calcio: El contenido de calcio puede estar controlado por la afluencia terrígena, la reducción del carbonato es observada en los porcentajes de materiales derivados de la tierra (Luna, 2008).

5.4.2 Susceptibilidad magnética

Los datos de susceptibilidad magnética (SM) oscilaron entre 0.27 y 26.78 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$ con un promedio de 2.71 $\text{SI} \cdot 10^{-5}$. Estos valores se ven relacionados a la reacción de los sedimentos al HCl (10%), con valores mayores de SM asociados a menor contenido de carbonatos (Fig 5.7).

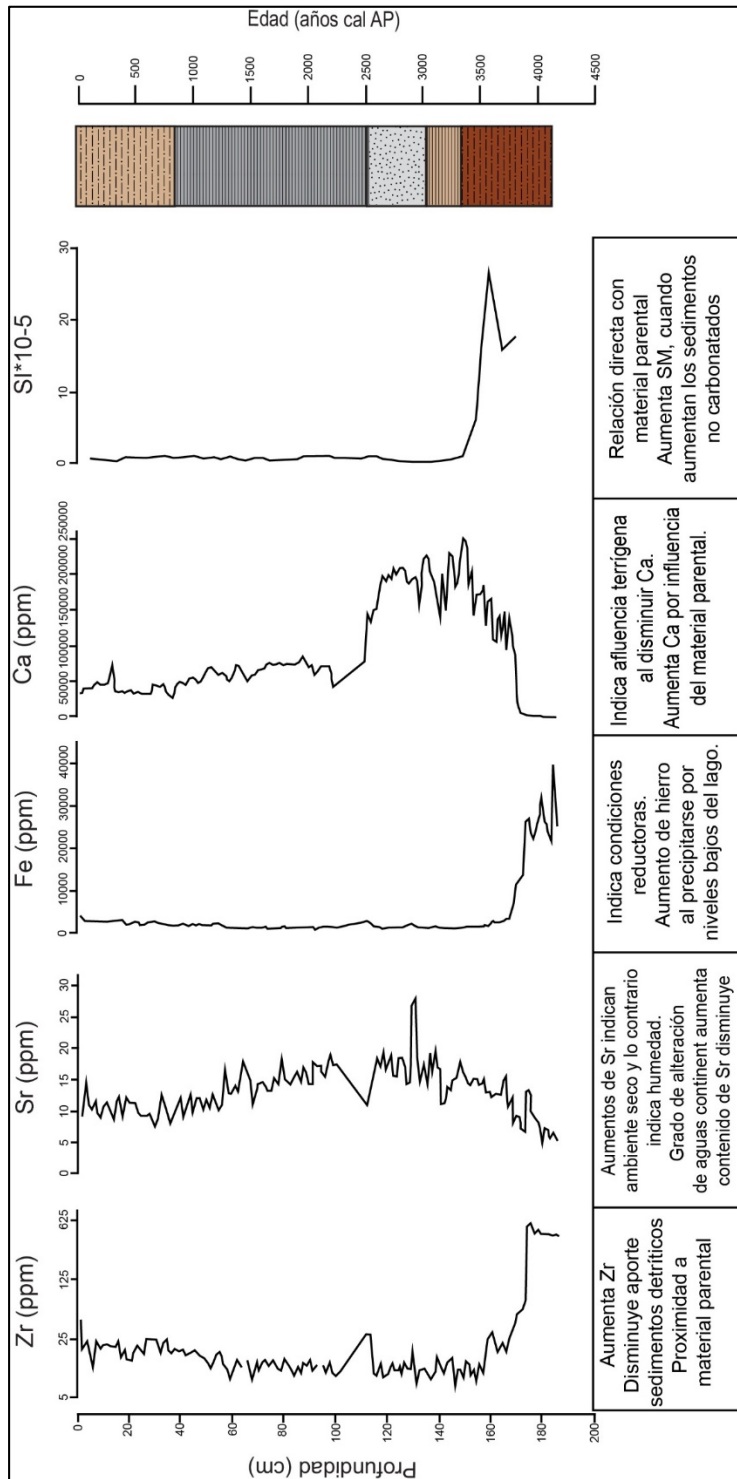


Figura 5.7. Representación estratigráfica del análisis multielemental y susceptibilidad magnética de la Laguna Esmeralda.

Capítulo 6. Discusión

6.1 Historia climática a través de datos palinológicos

El registro de la Laguna Esmeralda muestra los cambios locales en la vegetación durante los últimos ~ 4000 años (180 cm). Las variaciones responden a factores que afectan la laguna y su cuenca de captación, las mismas se observan desde su formación hasta la aparición de los bosques que actualmente dominan el área de estudio. La agrupación de los diferentes taxa en grupos funcionales o biomas facilita la observación de los cambios a través del tiempo. En el presente estudio se utilizaron las asociaciones presentes en la actualidad en la zona de Montebello: bosque tropical, bosque mesófilo, bosque de coníferas, vegetación abierta y vegetación acuática (CONANP – SEMARNAT, 2007) (Fig.6.1). En general, antes de los 2000 años cal AP se observaron tendencias generales a la disminución de bosques hasta que permanecen por más tiempo, mientras que la vegetación abierta mostró la señal opuesta. Después de los 2000 años cal AP se observó la recuperación progresiva del bosque y la disminución de la vegetación abierta.

El periodo entre ~ 4000 y 3800 años cal AP (180 – 175 cm) se caracterizó por un alto porcentaje de vegetación acuática más de un 100% y las concentraciones de polen mostraron un aumento significativo (Fig.6.1). Los taxa de bosque se encontraron en porcentajes altos para posteriormente iniciar una disminución progresiva. Algunas especies de Cyperaceae forman parte del sotobosque en los bosques de *Pinus* y *Quercus* (Ludlow-Wiechers & Diego-Pérez, 2002), y en este rango Cyperaceae mostró el mayor porcentaje de todo el registro (Fig 5.3). Las evidencias anteriores indican que posiblemente este periodo de tiempo corresponde con la formación de la laguna en el cual se presenta niveles bajos del lago. En el área se desarrollan bosques de coníferas (*Liquidambar*, *Myrica*, *Quercus* y *Pinus*), elementos de bosque mesófilo (Ulmaceae, *Podocarpus*, Melastomataceae, *Hedyosmum*, *Ilex*, Boraginaceae, Begoniaceae y *Alnus*) y elementos de bosque tropical (*Alchornea*, Araliaceae, Bignoniaceae, *Celtis*, Euphorbiaceae, Fabaceae, Caesalpinoideae, *Psycotria*, Rubiaceae, Sapotaceae, *Tournefortia* y Moraceae) (Fig 5.3 y 6.1), así como especies de Cyperaceae alrededor o dentro de la cuenca aprovechando la humedad. El bosque tropical también es llamado bosque tropical perennifolio (Rzedowski, 2006) y aparece en las cercanías del área

de estudio desde el Pleistoceno, en este caso le asignan el nombre de Selva Alta Perennifolia con horizontes de suelo muy bien desarrollados (Pérez & Sarukhán, 1970).

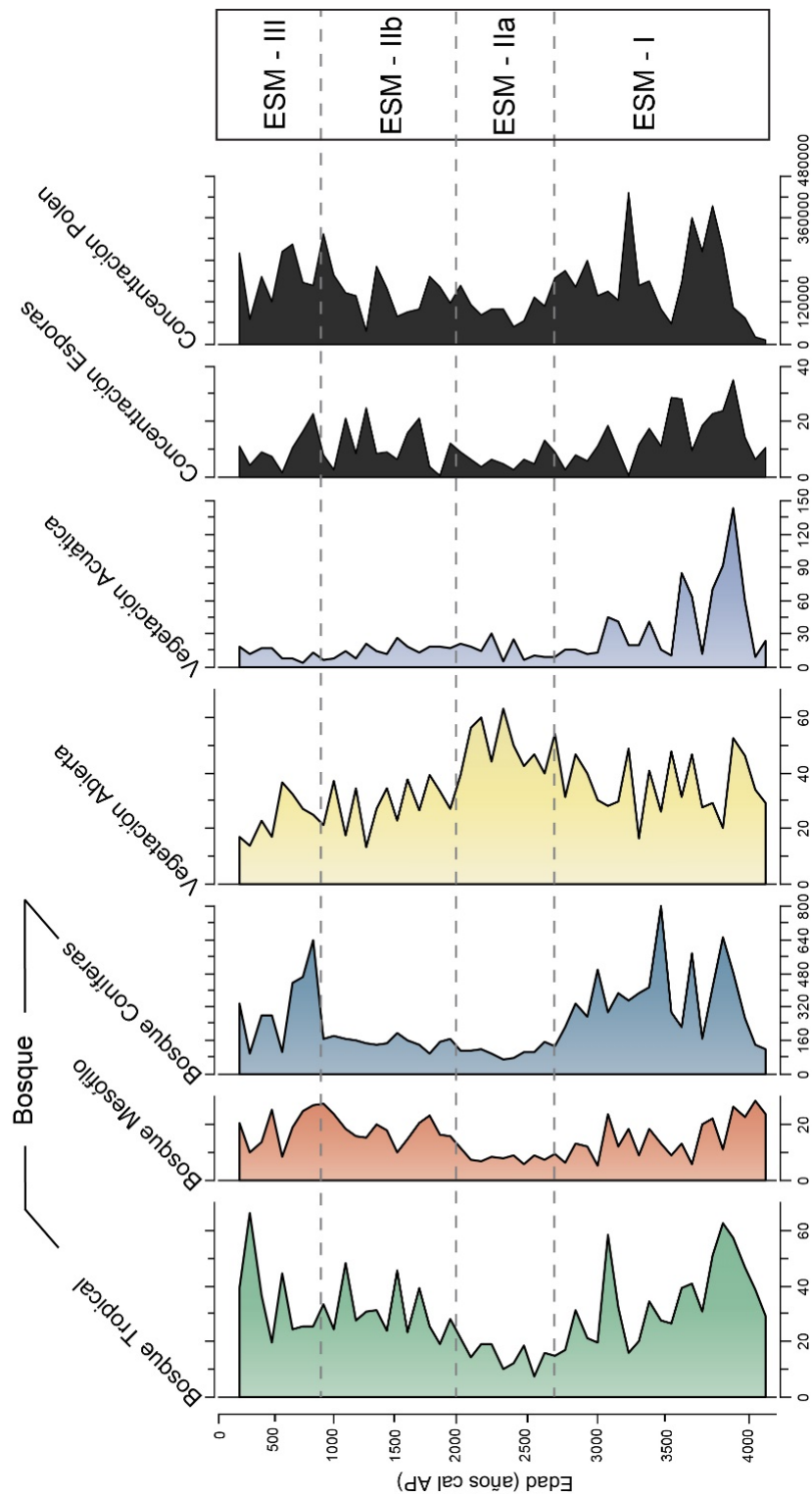


Figura 6.1. Representación estratigráfica de grupos funcionales de plantas de la Laguna Esmeralda.

Los periodos donde se infiere que el nivel del lago es bajo, los datos de polen evidencian una expansión de taxa de bosque, lo cual lleva a proponer dos explicaciones alternativas que pueden operar independientemente o en conjunto (Velez et al., 2011). En la primera al aumentar la cobertura vegetal la misma intercepta la lluvia, se reduce la escorrentía y la llegada del agua al lago. La segunda corresponde con un aumento en la evaporación a medida que se establecen climas más secos. Además de la expansión de la cobertura de bosque, el alto porcentaje de taxa acuático evidencia un nivel bajo del lago ya que para que estos se puedan desarrollar debe existir una alta concentración de nutrientes (Velez et al., 2011), los cuales se concentran en el fondo, al no tener suficiente agua para disolverse y por tanto se desarrollan mejor bajo estas condiciones.

Posteriormente, a partir de ~ 3800 hasta ~ 2700 años cal AP (175 cm – 125 cm) se observa una tendencia general a la disminución de los taxa arbóreas (Fig 6.1), probablemente debido a una progresión climática hacia condiciones más secas. Bajo condiciones de déficit de humedad, taxa propios de bosque mesófilo tienen dificultades para desarrollarse ya que en México este tipo de bosque corresponde casi estrictamente a climas húmedos de altura (Rzedowski, 2006). Esta condición se puede correlacionar en parte con los registros del Lago Peten Itzá donde se observa una reducción de bosque tropical entre ~ 4500 y ~ 3000 años cal AP indicando un cambio hacia condiciones más secas (Mueller et.al, 2009); por lo que la sequía en el área de estudio tiene carácter regional. Paralelamente, la vegetación abierta mostró un aumento progresivo, principalmente expresado en porcentajes crecientes de *Ambrosia*, *Asteraceae*, *Centropogon*, *Cucurbitaceae*, *Poaceae* y *Solanaceae*, respaldando la interpretación de condiciones progresivamente más secas (Fig 5.3). La vegetación acuática dentro de este periodo muestra una disminución progresiva y posteriormente un comportamiento relativamente estable en el cual muestra oscilaciones poco significativas, lo cual puede indicar el aumento paulatino del nivel del lago seguido de un periodo de estabilidad (Fig 6.1).

En el periodo comprendido entre 2700 y 2000 años cal AP (125 cm – 90 cm) se observaron las condiciones más secas de todo el registro, evidenciado principalmente en los valores máximos de la vegetación abierta, mientras que los taxa de bosque mostraron sus mínimos porcentajes. Los taxa registrados dentro de la vegetación abierta (*Ambrosia*,

Asteraceae, *Centropogon*, Cucurbitaceae, Poaceae y Solanaceae) son familias y géneros clasificados dentro del término maleza según la Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO: <http://www.conabio.gob.mx/malezasdemexico/>). La palabra maleza está ligada a la producción agrícola y no a un término originado en la naturaleza o taxonómicamente (Fuentes, 2008). Los taxa dentro de esta categoría actualmente se consideran resistentes a condiciones adversas (Labrada et.al, 1996), lo cual explica las altas abundancias durante este periodo.

La transición de 2000 años cal AP hacia 900 años cal AP (90 cm – 40 cm) está marcada por un cambio abrupto de los taxa de vegetación abierta ya que pasan de tener los mayores porcentajes a disminuir en un 30%. El aumento progresivo de los porcentajes de taxa de bosque mesófilo se puede correlacionar con la recuperación de la cobertura boscosa en presencia de condiciones húmedas. Por otro lado, el bosque tropical mostró condiciones estables con un nivel de humedad donde se puedan desarrollar estos taxa. El bosque de coníferas en este periodo muestra una ligera recuperación, y específicamente a partir de los 1700 años cal AP el género *Liquidambar* mostraron un aumento en sus abundancias lo cual posiblemente está indicando el momento de la aparición de los actuales bosques de *Liquidambar*; los cuales actualmente forman parte de los llamados bosques de coníferas y se desarrollan a altitudes entre 1500 y 3000 metros en el territorio mexicano (Rzedowski, 2006).

En registros del Lago Salpetén (Hodell & Brenner, 2002) en Guatemala así como otros registros de lagos de la Península de Yucatán (Hodell & Brenner, 1996), los resultados señalaron la existencia de condiciones secas a los ~ 1750 años cal AP, así como entre ~ 1300 y 1200 años cal AP y un valor importante indicando sequía a los 1200 años cal AP marcando el final del periodo clásico Maya. Estos periodos relacionados con periodos secos no son evidentes en el registro de la Laguna Esmeralda, sin embargo las tendencias generales no son totalmente contrarias (Fig 6.1). La diferencia más notoria es que en el registro de la Laguna Esmeralda a partir de los 2000 años cal AP se observa la recuperación de la cobertura boscosa hacia condiciones de humedad, lo cual también se evidencia en registros de Peten-Itza donde registros multi *proxy* indicaron la recuperación del bosque y la estabilización del suelo iniciando a los ~ 1100 a 1000 años cal AP (Curtis et al, 1998). Las diferencias entre registros

posiblemente se deben a la resolución del estudio donde solamente se dejan observar las tendencias generales para cada variación.

En la parte superficial del registro desde 900 años cal AP hacia el presente (40 cm – 0 cm), se observa un aumento abrupto en las especies del bosque tropical lo cual indica condiciones más húmedas, o de menor estacionalidad (Fig 6.1). El aumento en este periodo también se puede interpretar como impacto humano (Carrillo – Bastos et al, 2010; Curtis et al, 1996; Rosenmeier et al, 2002) donde predominan las especies del bosque tropical sobre el bosque de coníferas y mesófilo. Sin embargo, a los 900 años cal AP se mostró un aumento abrupto en el bosque de coníferas indicando recuperación de la cobertura boscosa, mientras que a partir de los 500 años cal AP disminuye el porcentaje de estas especies. Además se mantienen en cantidades que aún podemos interpretar como condiciones húmedas (Fig 6.1). Los taxa de bosque mesófilo mostraron un aumento progresivo en este periodo y se mantienen con oscilaciones poco significativas lo cual de igual forma indica condiciones donde predomina la humedad. Por otro lado, las cantidades de vegetación abierta en este periodo se mantienen bajas (menores a 10%) y con oscilaciones poco significativas (menores a 5%) por lo que permite reiterar las condiciones húmedas evidenciadas por los taxa de bosque.

En resumen, la Laguna Esmeralda mostró cambios abruptos y progresivos entre condiciones secas y húmedas, lo cual también se evidencia dentro de los estudios previamente realizados en la Península de Yucatán donde en general el clima del Holoceno tardío está marcado por eventos repetitivos de sequía-humedad con una duración del orden de varias décadas (Curtis et al, 1996).

6.2 Historia climática a través de la geoquímica y sedimentos

La Laguna Esmeralda muestra en su registro evidencias de los cambios en las condiciones climáticas a través de los datos geoquímicos y de la variación en la litología en los últimos 4000 años. Los sedimentos son indicadores de variaciones dentro y fuera del lago. Por ejemplo, el espesor de los sedimentos puede indicar la cantidad de tiempo en que se depositaron los sedimentos, la textura de los granos en cada litología puede indicar la energía con que se depositaron los sedimentos, y la reacción al HCl (10%) indica la composición

carbonatada o no de los sedimentos, lo cual puede ser clave para definir el origen de los mismos (Schillereff et al., 2014).

La columna estratigráfica descrita para la Laguna Esmeralda muestra desde arenas finas color gris claro (Unidad 3 en Fig 5.2) hasta limos arenosos de tonos café (Unidad 5 y 1 en Fig 5.2) y limos arcillosos de colores café claro y gris oscuro (Unidad 2 y 4 respectivamente en Fig 5.2). La unidad 4 de la secuencia podría correlacionarse con lo que en otras investigaciones se conoce como la “Arcilla Maya” la cual consiste en una unidad inorgánica con detritos (Mueller et al, 2009; Rosenmeier et al, 2002; Curtis et al, 1998). Sin embargo, los sedimentos de esta unidad muestran una reacción moderada al HCl (10%) y las características detríticas solamente se muestran en un contenido mínimo de clastos milimétricos de color blanco.

En la base del registro (~ 4000 hasta ~3250 años cal AP; 186 – 145 cm) se observaron limos arenosos con los valores de susceptibilidad magnética más altos de todo el registro. Estos sedimentos presentan poca cantidad de materia orgánica y son no carbonatados, de aspecto masivo, sin laminaciones, de estas evidencias se interpreta que son periodos de baja energía con mayor aporte terrígeno (con mayor porcentaje de cuarzo y arcillas) (Valero et al, 2009).. Por otro lado, otras investigaciones p.e. (Valero et al, 2009; Barreiro-Lostres, 2013) indican que al inicio de la inundación de la laguna en ambientes cársticos la sedimentación es principalmente de material detrítico fino, poco carbonatado y prácticamente sin materia orgánica. Lo cual puede sugerir que el material originario es producto de los procesos cársticos de descalcificación (Barreiro-Lostres, 2013). El proceso de descalcificación ocurre cuando el carbonato se convierte en bicarbonato de calcio, el cual si es soluble en agua, quedando solamente la arcilla (terra rossa), la cual pasa a depositarse en la base de los relieves cársticos como dolinas, uvalas, etc, ésta arcilla impermeabiliza y de esa forma se empiezan a inundar de agua proveniente de agua subterránea, precipitación y/o escorrentía (Pellicer, 1997).

En la base del registro, específicamente a los ~ 3800 años cal AP (175 cm) los valores del Zr su alto contenido (Fig. 6.2) puede indicar la proximidad al material parental, así como el bajo contenido de sedimentos detríticos. Por otro lado, el estroncio (Sr) muestra valores mínimos en este tiempo (Fig. 5.7 y 6.2) indicando la presencia de un periodo húmedo, lo cual

es respaldado con las evidencias palinológicas anteriormente mencionadas, donde los taxa de bosque muestran altos porcentajes. Sin embargo, el contenido de hierro (Fe), al realizar un detalle de sus valores más bajos, se observan porcentajes altos que van en disminución (Fig. 6.2), lo cual indica niveles bajos del lago desde el inicio de la formación hasta éste punto (~ 4000 hasta ~3250 años cal AP; 186 – 145 cm), donde el hierro no se puede reducir por el efecto del agua y se deposita en el fondo del lago. Por último, el proceso de descalcificación (Barreiro-Lostres, 2013) pudo generar los contenidos de calcio (Ca), desde ~ 4000 años cal AP (186 cm) hasta ~ 3800 años cal AP (175 cm) sea el más bajo de todo el registro para posteriormente recuperarse paulatinamente conforme los niveles del lago aumentan (Fig. 5.7 y 6.2).

Desde los ~ 3800 años cal AP hasta ~ 2600 años cal AP (175 cm – 115 cm) se observaron un aumento en las cantidades de Ca relacionados con un aumento paulatino del nivel del lago. Este cambio de nivel también se evidencia en los taxa palinológicos de bosques y la disminución abrupta en el contenido de Fe, ya que éste se reduce y genera condiciones anóxicas en el fondo. Por otro lado, la cantidad de Sr tiende a aumentar en este periodo, de manera progresiva lo cual indica condiciones secas. En el ~ 2600 años cal AP (115 cm) el Zr aumenta abruptamente por posibles aportes del material parental, mientras que el contenido de Sr disminuye abrupta mostrando condiciones húmedas transicionales. Sin embargo, posiblemente se trata de una disminución del nivel del lago (Fig. 6.2).

Desde los ~3250 a 3000 años cal AP (145 cm - 135 cm) se depositaron limos café claro, con mayor cantidad de materia orgánica y clastos aislados de color blanco dentro del sedimento y reacción de moderada a baja al HCl (10%) lo cual indica depositación en ambiente de baja energía. Además, la disminución del zirconio (Zr) indica un aporte detrítico creciente, lo cual se evidencia con hasta los ~2600 (115 cm) (Fig.6.2). De 3250 hacia los 3000 años cal AP se sedimentaron limos café claro. Lo cual puede indicar un paulatino aumento del nivel del lago hacia condiciones más dinámicas. Así mismo, la alternancia de capas claras y oscuras de limos implicaría cambios en las condiciones redox, (Fe) más reductoras durante la sedimentación de los limos oscuros en las diferentes fases de cambio de la laguna (Barreiro-Lostres, 2013). El registro de sedimentos muestra una capa de arenas de grano fino a medio desde 3000 hasta 2500 años cal AP (135 cm - 114 cm). Las facies de

arenas son indicadoras de un aumento en la energía de depositación posiblemente relacionado con un aumento en escorrentía superficial y retrabajo de sedimento. Por lo tanto, estas condiciones pueden ser indicadoras de un aumento del transporte de sedimentos al lago desde la cuenca o un descenso del nivel del lago (Barreiro-Lostres, 2013).

La laguna vuelve a su estado de baja energía al depositarse nuevamente limos arcillosos gris claro con una reacción moderada al HCl (10%) desde ~ 2500 hasta 1000 años cal AP (114 cm - 45 cm). El color gris de los sedimentos puede ser indicador de anoxicidad, donde posiblemente el nivel del lago se mantiene relativamente alto y poco cambiante. Las evidencias de los taxa del análisis palinológico, el bajo porcentaje de materia orgánica y el poco aporte de material carbonatado indican que este periodo presenta las condiciones más secas de todo el registro. Las evidencias anteriores se pueden respaldar con el contenido de Ca, el cual disminuye desde ~ 2600 hasta ~ 2250 años cal AP (115 cm – 100 cm), el cual se mantiene bajo en relación al periodo de ~ 3800 a 2500 años cal AP (175 cm – 114 cm) y se mantiene con pequeñas variaciones (Fig. 6.2), además ésta observación puede ser indicadora de una disminución en la erosión. Desde ~ 2600 hasta 2250 años cal AP (115 cm – 100 cm) el contenido de Fe disminuye por lo cual se asume que a partir de este momento se producen aumentos paulatinos del nivel del lago, lo cual es una tendencia sostenida desde ~ 2250 años cal AP hasta el presente (Fig. 6.2).

La baja energía de depositación continua durante el periodo de 1000 años cal AP hacia el presente (45 cm – 0 cm), con limos arenosos café claro con alto contenido de materia orgánica, los cuales presentan los valores más bajos de susceptibilidad magnética. Dichas condiciones indican poco aporte terrígeno y menor energía cada vez, además del aporte de materia orgánica y material carbonatado reciente.

Luego, desde los ~ 2250 años cal AP (100 cm) hasta el presente, el Zr y Sr tienen tendencias contrarias. Particularmente, entre 1400 y 750 cal AP hay disminución y aumento en el contenido de Zr por posibles variaciones en el aporte de material detrítico, así como aumento y disminución en el contenido de Sr donde se dan cambios de disponibilidad de humedad.

Por último, en el presente se observan condiciones similares al inicio del registro (poner tiempo \$\$\$) en contenido de Zr y Sr indicando la disminución en el aporte de

sedimento detrítico, que a su vez indica condiciones más húmedas. Por otro lado en este mismo periodo, el contenido de Fe presenta un aumento lo cual indica una disminución paulatina en el nivel del lago, mientras que las bajas concentraciones de Ca sugieren un aumento del aporte terrígeno.

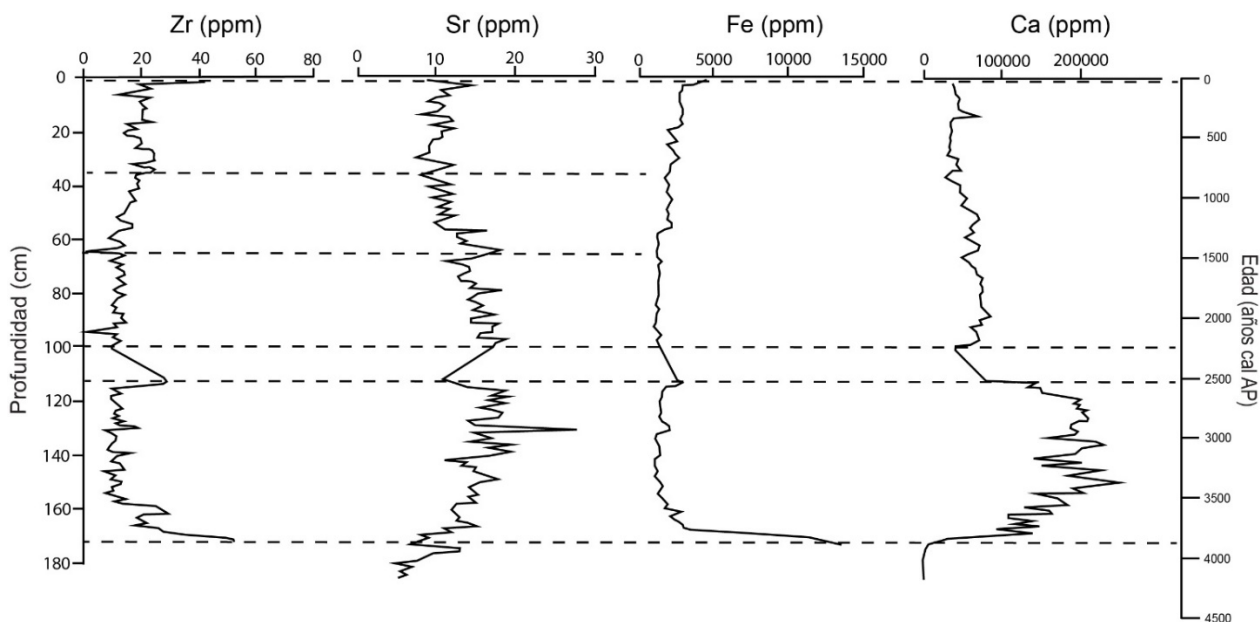


Figura 6.2. Elementos traza representados en ppm y comparación de sus concentraciones del registro de la Laguna Esmeralda

(El Zr y Fe poseen una escala modificada para poder realizar las comparaciones)

Capítulo 7. Conclusiones

El registro de la laguna Esmeralda nos brinda la historia de los últimos 4000 años en la zona de Lagunas de Montebello en las tierras altas de los Mayas. En términos generales la vegetación en el área es una transición entre elementos de bosque mesófilo, taxa termófilos y vegetación abierta. Los cambios en la vegetación están así mismo ligados a cambios en la cuenca como cambios en los procesos erosivos, cambios en el ambiente, niveles del lago y aportes de detritos y continentales. Los sedimentos depositados durante este periodo indican un aumento en la energía con que se depositan los sedimentos.

Al inicio ~4000 – 3800 años cal AP se presentan condiciones húmedas que generan el desarrollo de bosques en la zona. Las elevadas abundancias de Cyperaceae así como las altas cantidades de Fe y Zr indican condiciones húmedas, sin embargo el lago presenta relativamente bajos niveles. (Fig 6.2). Por otro lado, el tipo de sedimento depositado indica baja energía con mayor aporte terrígeno y de aspecto masivo.

Entre ~3800 – 2700 años cal AP los elementos traza como el Ca y el Zr indican un aumento en el nivel de la laguna y mayor aporte de detritos a la cuenca, donde además disminuye la cantidad de Cyperaceae lo cual respalda la tendencia de los elementos traza con respecto al nivel de la laguna (Fig.5.3).

Luego, ~2700 – 2000 años cal AP) un ambiente seco evidenciado por los taxa palinológicos de vegetación abierta observados. Estos taxa corresponden a concentraciones altas de vegetación abierta y bajas concentraciones de taxa de bosques (Fig 6.1). El porcentaje en el contenido de Sr es alto a los ~2250 años cal AP (Fig. 6.2) es también consistente con condiciones secas en este periodo. Cambios en el contenido de hierro sugieren aumentos periódicos en el nivel del lago a partir de los ~2250 (Fig. 6.2).

El área experimenta una recuperación del bosque aunado a una disminución en los taxa de vegetación abierta, lo que implica una tendencia hacia condiciones más húmedas. Especialmente se destaca la presencia del género *Liquidambar* ~1700 años cal AP, lo cual representa el inicio de la dominancia de este género en el área. En este periodo el nivel de la laguna presenta pequeños aumentos, y se infiere niveles más altos que los anteriores.

Durante los últimos aprox. 900 años cal AP, el área presenta nuevamente condiciones húmedas evidenciadas por el aumento en taxa de bosques y la disminución en taxa de vegetación abierta, así como la disminución en el contenido de Sr (Fig 6.2). Los sedimentos depositados indican que se mantiene poca actividad terrígena y menor energía, con un aporte de materia orgánica y material carbonatado reciente. En este caso se dan oscilaciones insignificantes del nivel del lago las cuales lo llevan a tener su nivel actual.

En resumen, podemos definir que las condiciones climáticas de la zona de estudio se ven influenciadas directamente por los cambios transicionales del fenómeno “El Niño” el cual se mueve dentro de la Zona de Convergencia Intertropical, la cual genera una influencia indirecta debido a que no se puede puntualizar acerca de la misma dentro del registro estudiado.

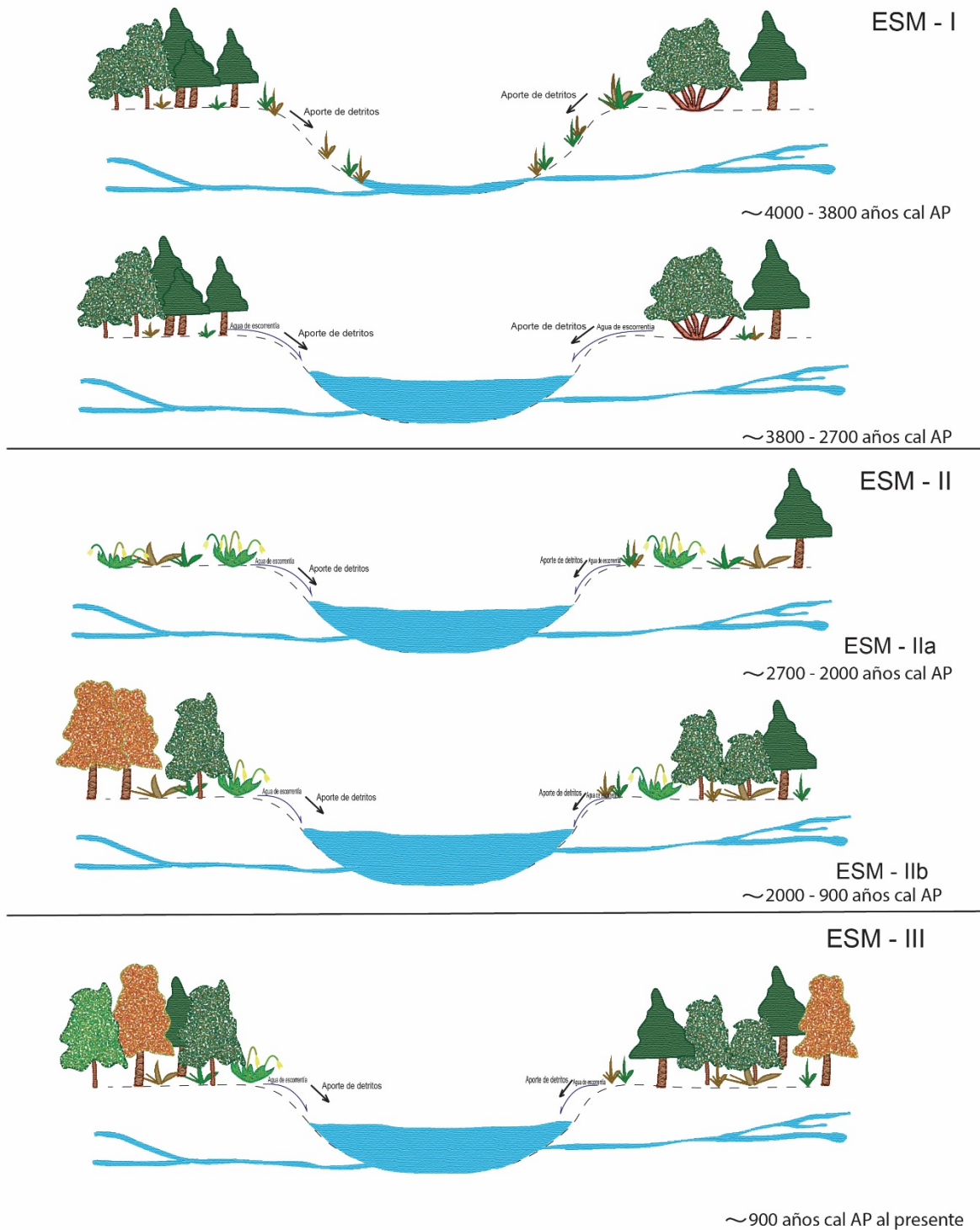


Figura 7.1 Reconstrucción paleoambiental de la Laguna Esmeralda, Chiapas.

Bibliografía

- ALEXANDER, M. A., I. BLADÉ, M. NEWMAN, J. R. LANZANTE, N.-C. LAU, & J. D. SCOTT., 2002: The atmospheric bridge: the influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over global oceans. – *Journal of Climate* 15.
- ANCHUKAITIS, K.J., 2005: A 2000 – year reconstruction of forest disturbance from southern Pacific Costa Rica. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology* 221: 35 – 54.
- ARAGÓN-MORENO, A.A., ISLEBE, G.A. & TORRESCANO-VALLE, N., 2012: A ~3800-yr, high-resolution record of vegetation and climate change on the north cost of the Yucatan Peninsula. – *Review of Palaeobotany and Palynology* 178: 35 – 42.
- BARREIRO – LOSTRES, F., MORENO, A., GIRALT, S. & VALERO – GARCÉS, B.L., 2013: Evolución sedimentaria del lago kárstico de la Parra (Cuenca) durante los últimos 1600 años: Paleohidrología, clima e impacto humano. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 39: 179 – 193.
- BEDDOWS, P., BLANCCHON, P., ESCOBAR, E. & TORRES – TALAMANTE, O., 2013: Los cenotes de la Península de Yucatán, 35 págs. <http://www.seduma.yucatan.gob.Mx/cenotes-grutas/documentos/cenotes-peninsula.pdf>. [Consulta: 20 de febrero de 2014].
- BIRKS, H. J. B., 2003: Quantitative palaeoenvironmental reconstructions from Holocene biological data. - En: MACKAY, A., BATTARBEE, R., BIRKS, J. & OLDFIELD, F. (eds.): *Global change in the Holocene*. - London: Arnold.
- BIRKS, H. J. B. & BIRKS, H. H., 1980: *Quaternary palaeoecology*, Baltimore, University Park Press.
- BIRKS, H. J. B. & GORDON, A. D., 1985: *Numerical Methods in Quaternary Pollen Analysis*, London, Academic Press.
- BRAND, U., 1989: Biogeochemistry of Late Palaeozoic North American brachiopods and secular variation of sea water composition. – *Biogeochemistry* 7: 159-193.
- BREEDLOVE, D.E., 1981: *Introduction to the Flora of Chiapas*. Cal. Acad. of Sci., San Francisco, Cal. 35 págs.
- BUSH., M., 2000: Deriving Response Matrices from Central American Modern Pollen Rain. – *Quaternary Research* 54: 132-143.
- CANTARERO, S., 2013: Multiproxy paleoclimatic record from geochemical analyses of Lake Chalco sediments, a closed basin lake in central Mexico. Thesis for the Degree of Master of Science. University of Minnesota, USA.

- CARRILLO - BASTOS, A., ISLEBE G., TORRESCANO – VALLE, N. & GONZALES, N.E., 2010: Holocene vegetation and climate history of central Quintana Roo, Yucatán Peninsula, Mexico. – *Review of Palaeobotany and Palynology* 160: 189-196.
- CARRILLO - BASTOS, A., ISLEBE G. & TORRESCANO, N., 2013: 3800 Years of Quantitative Precipitation Reconstruction from the Northwest Yucatan Peninsula. – *Plos One* 8 (12): 1-10.
- CARLSON, A.E., 2013: The Younger Dryas Climate Event. – *Encyclopedia of Quaternary Science*, Elsevier Ed. 126-134.
- CASTAÑEDA, I. M., 2013: Paleoecología de Alta Resolución del Holoceno (11000 Años), en el Páramo de Belmira, Antioquia (Colombia). Tesis para optar por el grado de Magíster en Geomorfología y Suelos énfasis en la Línea de investigación en Palinología y Paleoecología. Universidad Nacional Colombia Sede Medellín, Facultad de Ciencias, Colombia.
- CASTRO, J., 2009: Estructura Geológica del estado de Chiapas. Instituto de Geofísica UNAM, México. <http://www.proteccioncivil.chiapas.gob.mx/site/micrositios/SmNacPC2009/geologiachiapas.pdf>. [Consulta: 17 de febrero de 2014].
- CONANP (Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas), SEMARNAT (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales); 2007: Programa de Conservación y Manejo Parque Nacional Lagunas de Montebello. Ed. – 200 págs. EDM, México DF.
- COBAESGEO: <http://cobaesgeo.foroactivo.com/t1479-zonas-climaticas-del-mundo#3098>. [Consulta: 28 de febrero de 2015].
- COE, M. D., 2011: *The Maya*, New York, Thams & Hudson.
- COHEN, A. S., 2003: *Paleolimnology: The history and evolution of lake systems*. Oxford University Press, New York.
- CORREA-METRIO, A., BUSH, M. B., PÉREZ, L., SCHWALB, A. & CABRERA, K. R., 2011: Pollen distribution along climatic and biogeographic gradients in northern Central America. – *The Holocene* 21: 681-692.
- CORREA-METRIO, A., BUSH, M. B., CABRERA, K.R., SULLY, S., BRENNER, M., HODELL, D., ESCOBAR, J. & 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.

- CORREA-METRIO, A., DECHNIK, Y., LOZANO-GARCIA, S. & CABALLERO, M., 2014: Detrended correspondence analysis: A useful tool to quantify ecological changes from fossil data sets. – *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 66: 135-143.
- CURTIS, J., HODELL, D. & BRENNER, M., 1996: Climate Variability on the Yucatan Peninsula (Mexico) during the Past 3500 Years, and Implications for Maya Cultural Evolution. – *Quaternary Research* 46: 37 – 47.
- CURTIS, J., BRENNER, M., HODELL, D., BALSER, R., ISLEBE, G. & HOOGHIEMSTRA, H., 1998: A multi – proxy study of Holocene environmental change in the Maya Lowlands of Peten, Guatemala. – *Journal of Paleolimnology* 19: 139 – 159.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S.J., MOLLER, J. & LANGWAY, J., 1969: One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland Ice Sheet. – *Science* 166: 377 – 380.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N.S., HAMMER, C.U., HVIDBERG, C.S., STEFFENSEN, J.P., SVEINBJORNSDOTTIR, A.E., JOUZEL, J.P. & BOND, G., 1993: Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. – *Letters to nature* 364: 218 – 220.
- EREÑO, C., 2004: Cambio Climático Global. Seminario Universidad de Buenos Aires, Argentina. <http://www.filo.uba.ar/contenidos/carreras/geografia/catedras/cambioclimatico/sitio/sitio/sitio/sitio> [Consulta: 17 de noviembre de 2014].
- FAEGRI, K. & IVERSEN, J., 1989: *Textbook of pollen analysis*, Chichester, Wiley.
- FAIRBANKS, R. G., R. A. MORTLOCK, T.-C. CHIU, L. CAO, A. KAPLAN, T. P. GUILDERSON, T. W. FAIRBANKS, A. L. BLOOM, P. M. GROOTES, AND M.-J. NADEAU, 2005: Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, ^{238}U and ^{14}C dates on pristine corals. – *Quaternary Science Reviews* 24:1781-1796.
- FERNANDEZ, M., 2014: Los paleoambientes de Patagonia meridional, Tierra del Fuego e Islas de los Estados en los tiempos de las primeras ocupaciones humanas. Estudio basado en el análisis de diatomeas. Tesis para optar por título de Dr. Ciencias Naturales, Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Argentina.

- FRANCO - GAVIRIA, J.F., 2014: Dinámicas de la vegetación y el clima del holoceno en la Selva Lacandona, estado de Chiapas, México. Tesis para optar por título de Maestría, Universidad Autónoma de México, México.
- FUENTES, C., 2008: Biodiversidad de malezas. – En: Karam, D., Tapico, M.H. & Baptista da Silva, J., (Ed): A Ciencia das Plantas Daninhas na Sustentabilidade dos Sistemas Agrícolas. – Ouro, Brasil.
- GARDUÑO, R., 2004: ¿Qué es el efecto invernadero? – En Martínez, J., Fernández, A. & Osmaya, P., (Ed): Cambio Climático: una visión desde México. – SEMARNAT & INE, México, DF; 29-39.
- GALLEGOS, A., 2004: Clima oceánico: los mares mexicanos ante el cambio climático global – En Martínez, J., Fernández, A. & Osmaya, P., (Ed): Cambio Climático: una visión desde México. – SEMARNAT & INE, México, DF; 41-51.
- GARCÍA, E., 1981: Modificaciones al Sistema de clasificación climática. Publicaciones UNAM. México, D.F.
- GONZÁLES, D., 1984: Ambientes Sedimentarios y Facies. En Ciclo de Seminarios de Sedimentología, I.G.M.E. Vol. 1 Sedimentación en Costas siliciclásticas, deltas y mares someros. División de Geología del I.G.M.E, Ministerio de Industria y Energía, Madrid, España.
- HAUG, G. H., HUGHEN, K. A., SIGMAN, D. M., PETERSON, L. C. & ROHL, U., 2001: Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. – Science, 293: 1304-1308.
- HODELL, D., BRENNER, M., KANFOUSH, S., CURTIS, J., STONER, J., XUELIANG, S., YUAN, W. & WHITMORE, T., 1999: Paleoclimate of Southwestern China for the Past 50,000 yr Inferred from Lake Sediment Records. – Quaternary Research, 52: 369 – 380.
- HODELL, D.A., BRENNER, M., CURTIS, J. & GUILDERSON, T., 2001: Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands. – Science, 292: 1367-1370.
- HODELL, D., BRENNER, M., & CURTIS, J., 2004: Terminal Classic drought in the northern Maya lowland inferred from multiple sediment cores in Lake Chichancanab (México). – Quaternary Science Reviews, 24: 1413 – 1427.

- HODELL, D., BRENNER, M., CURTIS, J., MEDINA, R., CHAN CAN, I., ALBORNAZ, A., & GUILDERSON, T., 2005: Climate Change on the Yucatan Peninsula during the Little Ice Age. - *Quaternary Research*, 63: 109 – 121.
- HODELL, D. A., ANSELMETTI, F. S., ARISTEGUI, D., BRENNER, M., CURTIS, J. H., GILLI, A., GRZESIK, A., GUILDERSON, T. J., MÜLLER, A. D., BUSH, M. B., CORREA-METRIO, A., ESCOBAR, J. & KUTTEROLF, S; 2008: An 85-ka record of climate change in lowland Central America. - *Quaternary Science Reviews*, 27: 1152-1165.
- HOFFMANN, C., 2002: Pollen distribution in sub-Recent sedimentary environment of the Orinoco Delta (Venezuela) – an actuo-paleobotanical study. – *Paleobotany and Palynology*, 119: 191-217.
- HORN, S.P., 1993: Postglacial Vegetation and fire history in the Chirripó Páramo of Costa Rica. – *Quaternary Research*, 40: 107-116.
- HORN, S.P. & Haberyan, K., 1993: Costa Rican Lakes – *National Geographic Research and Exploration*, 9(1): 86-103.
- ISLEBE, G. A., HOOGHIEMSTRA, H., BRENNER, M., CURTIS, J. H. & HODELL, D. A., 1996: A Holocene vegetation history from lowland Guatemala. - *The Holocene*, 6: 265-271.
- IICA., 2002: Producción de Polen. – 30 págs. Editorial IICA, San José, Costa Rica.
- INEGI., 1984: Carta de Efectos Climáticos Regionales. Mayo-octubre y noviembre-abril. Las Margaritas. Escala 1:250 000. (E15-12-D15-3).
- INEGI., 1985: Carta de Efectos Climáticos Regionales. Escala 1:250 000.
- INEGI. 2000. Conjuntos de Datos Vectoriales Edafológicos. 1:250,000. Las Margaritas. 1: 250 000. (E15-12, D15-3).
- JUÁREZ, E.L., 2014: Análisis hidrogeoquímico de la Cuenca del Río Grande Comitán. Tesis Profesional de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- KAPP, R., 1969: Pollen and Spores. - 247 págs. Wm.C. Brown Company Publishers, United States of America.
- KERN, A.K., HARZHAUSER, M., SOLIMAN, A., PILLER, W.E. & MANDIC, O., 2013: High-resolution analysis of upper Miocene lake deposits: Evidence for the influence of Gleissberg – band solar forcing. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 370: 167 – 183.

- KRUKOWSKI, S. T., 1988: Sodium metatungstate; a new heavy-mineral separation medium for the extraction of conodonts from insoluble residues. – *Journal of Paleontology*, 62: 314-316.
- LABRADA, R., CASELEY, J.C. & PARKER, C., 1996: Manejo de malezas para países en desarrollo. FAO y Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma. <http://www.fao.org/docrep/T1147S/t1147s00.htm#Contents> [Consulta: 6 de diciembre de 2014].
- LASKAR, J., JOUTEL, F., & BOUDIN, F., 1993: Orbital, precessional, and insolation quantities for the Earth from -20Myr to + 10 Myr. – *Journal of Astronomy and Astrophysics*, 270: 522 – 533.
- LAST, W. & SMOL, J., 2001: Tracking environmental change using lake sediments Vol 1: Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques. – 473 págs. Kluwer Academic Publishers, New York, USA.
- LEYDEN, B., BRENNER, M., HODELL, D. & CURTIS, J., 1994: Orbital and internal forcing of climate on the Yucatan Peninsula for the past ca. 36 ka. – *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 109: 193 – 210.
- LEYDEN, B., 2002: Pollen evidence for climatic variability and cultural disturbance in the Maya lowlands. – *Ancient Mesoamerica*, 13: 85-101.
- LINNAEUS, C., 1750. *Philosophy of Botany*. Stockholm ('1751') - 362 págs. Mangin, M.L., 1899. Observations sur la membrane du grain de pollen mur. – *Bull. Soc. Bot. Fr.*, 36: 274–283.
- LIVINGSTONE, D.A; 1955: A lightweight piston sampler for coring lake deposits. – *Ecology*, 36: 137-137.
- LÓPEZ, S.A; 2012: Parque Nacional Lagunas de Montebello. <http://todochiapas.mx/2012/04/parque-nacional-lagunas-de-montebello/comment-page-1/#comment-5992>. [Consulta: 18 de febrero de 2014].
- LOZANO-GARCIA, S., 2004: Evidencia de cambio climático: cambios en el paisaje – En Martínez, J., Fernández, A. & Osmaya, P., (Ed): *Cambio Climático: una visión desde México*. – SEMARNAT & INE, México, DF, 65-76.
- LOZANO-GARCIA, M. S., TORRES-RODRÍGUEZ., ORTEGA, B., VÁZQUEZ, G & CABALLERO, M; 2013: Ecosystem responses to climate and disturbances in western central México

- during the late Pleistocene and Holocene. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 370:184-195.
- LUDLOW-WIECHERS, B. & DIEGO-PÉREZ, N; 2002: Utilidad e importancia histórica y cultural de las Cyperaceae. – *Etnobiología*, 2:90-102.
- LUNA, J., 2008: Petrografía y Geoquímica de Isótopos estables en calizas de la Formación El Abra, Hidalgo, México: Implicaciones de ambientes diagenéticos. Tesis para optar el título de Ingeniería Geología Ambiental. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, México.
- MAGAÑA, V., PÉREZ, J.L., CONDE, C., GAY, C & MEDINA, S; 1997: El fenómeno de El Niño y la Oscilación del Sur (ENOS) y sus impactos en México. http://www.atmosfera.unam.mx/cclimat/DISCUSSION_ART/nino.pdf. [Consulta: 17 de noviembre de 2014].
- MAGAÑA, V., 1999: Los impactos de El Niño en México, Centro de Ciencias de la Atmósfera. UNAM, México. http://www.atmosfera.unam.mx/editorial/libros/el_nino/index.html. [Consulta: 17 de noviembre de 2014].
- MAGAÑA, R, V., 2004a: Los impactos del niño en México. Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México, Secretaría de Gobernación. México, 229 p.
- MAGAÑA, R, V., 2004b: El cambio climático global: comprender el problema – En Martínez, J., Fernández, A. & Osmaya, P., (Ed): Cambio Climático: una visión desde México. – SEMARNAT & INE, México, DF, 17-27.
- MANTEN, A.A., 1966: Half a century of modern palynology. *Earth-Sci. Rev.* 2, 277–316.
- MEYERS, P.A. & ISHIWATARI, R., 1993: Lacustrine organic geochemistry – an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. – *Org. Geochem*, 20: 867 – 900.
- MORALES, M; 2013: Realizan estudio hidrológico a Lagunas de Montebello, en Chiapas. <http://www.oem.com.mx/oem/notas/n3077896.htm>. [Consulta: 13 de febrero de 2014].
- MUELLER, A.D., ISLEBE, G.A., HILLESHEIM, M., GRZESIK, D.A., ANSELMETTI, F.S., ARIZTEGUI, D., BRENNER, M., CURTIS, J.H., HODELL. D.A. & VENZ, K.A., 2009:

- Climate drying and associated forest decline in the lowlands of northern Guatemala during the late Holocene. – *Quaternary Research*, 71: 133 – 141.
- MULLER, R.A., 1994: Glacial cycles and orbital inclination. – Lawrence Berkeley Laboratory Report LBL-35665.
- MULLER, R.A. & MACDONALD, G.J., 1997: Spectrum of 100-kyr glacial cycle: Orbital inclination, not eccentricity. – *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 94: 8329 – 8334.
- NESSA LOS, 2010: http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Milankovitch_Variations-es.svg [Consulta: 28 de febrero de 2015].
- NEVLE, R.J., BIRD, D.K., RUDDIMAN, W.F. & DULL, R.A., 2011: Neotropical human-landscape interactions fire, and atmospheric CO₂ during European conquest – *The Holocene*. 1-12.
- ORVIS, K.H., 1999: Quaternary Glaciers and Climate on Cerro Chirripó. – *Quaternary Research*, 54: 24-37.
- PADUANO, G., BUSH, M., BAKER, P., FRITZ, S. & SELTZER, G., 2003: A Vegetation and Fire History of Lake Titicaca since the Last Glacial Maximum. – *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 194 (1-3): 259-279.
- PELLICER, F., 1997: El Karst: Cuevas, Simas y Dolinas. – *Naturaleza de La Rioja*: 89-104.
- PINGITORE, N.E., 1978: The behavior of Zn and Mn during carbonate diagenesis: theory and application. – *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 199-814.
- QUIROZ, J.D., 2012: Variabilidad Climática de los últimos 80 ka cal AP en el norte de México con proxies geoquímicos en sedimentos lacustres. Tesis para optar por el grado de Maestro en Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de México, D.F.
- RADIOCARBON WEB-INFO, UNIVERSITY OF OXFORD. <https://c14.arch.ox.ac.uk/embed.php?File=ams.html>. [Consulta: 20 de noviembre de 2014].
- R CORE TEAM 2013. R: A language and environment for statistical computing. Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing.
- REYES, S., 2002: Introducción a meteorología. Universidad Autónoma de Baja California, 428. pp.

- RODGERS, J.C. & HORN, S.P., 1996: Modern pollen spectra from Costa Rica. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 124: 53-71.
- ROLDÁN, G. & RAMÍREZ, J.J., 2008: Fundamentos de limnología neotropical [2ª ed.]. - 373 págs. Editorial Universidad de Antioquia, Colombia.
- ROSENMEIER, M.F., HODELL, D.A., BRENNER, M. & CURTIS, J., 2002: A 4000 – Year Lacustrine Record of Environmental Change in the Southern Maya Lowlands, Petén, Guatemala. – *Quaternary Research*, 57: 183-190.
- ROUBIK, D. W. & P. J. E. MORENO., 1991: Pollen and Spores of Barro Colorado Island. – *Monographs in Systematic Botany* 36, Missouri Botanical Garden.
- ROY, P.D., CABALLERO, M & SMYKATZ-KLOSS, W., 2008: Geochemistry of late quaternary sediments from Tecocomulco lake, central México: Implication to chemical weathering and provenance – *Chemie der Erde Geochemistry*, 68: 383-393.
- RZEDOWSKI, J., 2006: Vegetación de México. 1ª Edición digital, Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, México, 504 pp.
- SAENZ, C., 1978: Polen y Esporas [1ª ed.] – 219 págs. Editorial H. Blume, España.
- SCHILLEREFF, D.N., CHIVERRELL, R.C., MACDONALD, N., 2014: Flood stratigraphies in lake sediments: A review. *Earth Science Reviews*, 135: 17 – 37.
- SECRETARÍA DE ECOLOGÍA, 1999: Cenotes y Grutas de Yucatán. Gobierno del Estado de Yucatán. En <http://www.divehouse.com.ar/bio/espeleo1.htm>. [Consulta: 28 de febrero de 2015].
- SMITHSONIAN, s.f: Viviendo el Tiempo Maya, sol, maíz y el calendario, glosario; <http://maya.nmai.si.edu/sites/default/files/resources/site-glossary-es.pdf>. [Consulta: 20 de febrero de 2014].
- STEFFENSEN, J.P., ANDERSEN, K.K., BIGLER, M., CLAUSEN, H.B., DAHL-JENSEN, D., FISCHER, H., GOTO-AZUMA, K., HANSSON, M., JOHNSEN, S.J., JOUZEL, J., MASSON-DELMOTTE, V., POPP, T., RASMUSSEN, S.O., RÖTHLISBERGER, R., RUTH, U., STAUFFER, B., SIGGAARD-ANDERSEN, M.L., SVEINBJÖRNSDÓTTIR, A.E., SVENSSON, A.

- & WHITE, J.W.C., 2008: High-Resolution Greenland Ice Core Data Show Abrupt Climate Change Happens in Few Years.- *Science*, 321: 680-684.
- Theiling, B.J., Railsback, L.B., Holland, S.M. & Crowe, D.E, 2007: Heterogeneity in geochemical expression of subaerial exposure in limestones, and its implications for sampling to detect exposure surfaces. – *J.Sediment. Res*, 77: 159 – 169.
- TRASVIÑA, A., LUCH, D., FILONOV, A.E. & GALLEGOS, 1999: Oceanografía y El Niño. En: *Los Impactos de El Niño en México*. Ed: Magaña, V. Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM, México.
- TRAVERSE, A. & W. SPACKMAN, 1970: Catalog of Fossil Spores and pollen - history and status. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 10: 165-73.
- TRENBERTH, K.E., 1997: The definition of El Niño. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 78: 2771-2777.
- TWENHOFEL, W.H., 1932: *Treatise on sedimentation* (2d ed): Baltimore, The Williams & Wilkins Co., 926 p.
- URIARTE, A., 2010: Historia del clima de la Tierra. [2ª ed.] En <http://www.elkar.com>. [Consulta: 17 de noviembre de 2014].
- VALERO, B., MORELLÓN, M., MARTÍN, C., MORENO, A., CORELLA, P., GONZALES, P., RICO, M., MATA, M. & NAVAS, A., 2009: Una visión paleolimnológica de tres lagos kársticos (Zoñar, Estanya y Taravilla): evolución sedimentaria y paleohidrológica, clima e impacto humano e implicaciones para la gestión y conservación. – *Boletín Geológico y Minero*, 120: 479 – 496.
- VÁZQUEZ, L., 2004: Investigaciones de los glaciares y del hielo de los polos – En Martínez, J., Fernández, A. & Osmaya, P., (Ed): *Cambio Climático: una visión desde México*. – SEMARNAT & INE, México, DF, 53-63.
- VEER, R., ISLEBE, G. & HOOGHIEMSTRA, H., 2000: Climatic change during the Younger Dryas chron in northern South America: a test of the evidence. – *Quaternary Science Reviews*, 19: 1821 – 1835.
- VELÁSQUEZ, R.E., 2013: Paleoecología de alta resolución del final de la última glaciación y la transición al Holoceno en el páramo de Belmira (Antioquia). Tesis para optar al título de Magister en Medio Ambiente y Desarrollo. Universidad Nacional Colombia Sede Medellín, Facultad de Ciencias, Colombia.

- VELEZ, M.I., CURTIS, J., BRENNER, M., ESCOBAR, J., LEYDEN, B. & POPENOE DE HATCH, M., 2011: Environmental and Cultural Changes in Highland Guatemala Inferred from Lake Amatitlán Sediments. – *Geoarchaeology: An International Journal*, 26 (3): 1-19.
- WANG, C., ENFIELD, D.B., & LEE, S.K., LANDSEA, C.W., 2006: Influences of the Atlantic Warm pool on Western Hemisphere summer rainfall and Atlantic hurricanes. – *Journal of Climate*, 19: 3011- 3028.
- WANG, C., & LEE, S.-K., 2007: Atlantic warm pool, Caribbean low-level jet, and their potential impact on Atlantic hurricanes. – *Geophysical Research Letters*, 34: L02703.
- WANG, C., L. HAILONG, S-K., & ATLAS, R., 2011. Impact of the Atlantic warm pool on United States landfalling hurricanes. – *Geophysical Research Letters*, 38, L19702, doi:10.1029/2011GL049265.
- WANG, C., 2014: Impact of the Atlantic Warm Pool on the North American Rainfall. NOAA/CPO/MAPP Webinar Conference. Miami, Florida.

ANEXO 1

Protocolo de preparación de muestras en el laboratorio

Materiales/Equipo

- Tubos de ensayo de 10 ml
- Becker de 200 ml
- Probeta de 200 ml
- Pinzas
- Agitadores
- Pipetas
- Centrifuga
- Horno
- Cama calentadora de tubos de ensayo
- H₂O destilada
- Ácido Clorhídrico (HCl al 10%)
- Hidróxido de Potasio (KOH)
- Glicerina

Acetolisis

- Ácido Sulfúrico (H₂SO₄)
- Anhídrido Acético (CH₃CO)₂
- Pirofosfato de Sodio (Na₄P₂O₇)

Separación gravimétrica

- Politungsteno

Procedimiento, unidades y términos.

Eliminación de carbonatos y ácidos húmicos

- Agregar una muestra de sedimento de 1 cm³ en un frasco con HCl al 10%, de esta manera se eliminan los carbonatos.
- A cada muestra se le incorpora una tableta de *Lycopodium sp.* Con el fin de calcular la concentración polínica del sedimento.
- Centrifugar
- Agregar H₂O
- Centrifugar
- Agregar KOH para eliminar ácidos húmicos
- Calentar las muestras por 10 minutos a 85 °C
- Centrifugar
- Deshidratación de la muestra con Ácido Acético Glacial
- Centrifugar

Acetolisis

Esta técnica tiene la ventaja de mostrar con una gran precisión todos los detalles de ornamentación de la exina a través de la eliminación del protoplasma y la intina del polen.

- Preparar una solución acetolítica de 5 ml por muestra, esta solución se compone de 9 partes de Anhídrido Acético por 1 parte de ácido sulfúrico.
- Agregar cuidadosamente la solución a las muestras, es probablemente que algunas presenten alta ebullición.
- Calentar las muestras por 10 minutos a 85 °C
- Centrifugar
- Agregar Ácido Acético Glacial
- Centrifugar
- Agregar H₂O
- Centrifugar
- Agregar Pirofosfato de Sodio
- Calentar las muestras por 10 minutos a 85 °C
- Centrifugar

Separación gravimétrica

Esta técnica es utilizada para separar los minerales del material orgánico, en este caso los granos de polen que corresponde al material de interés quedan en suspensión. Para esta técnica es necesario cambiar los recipientes por elementos de menor tamaño.

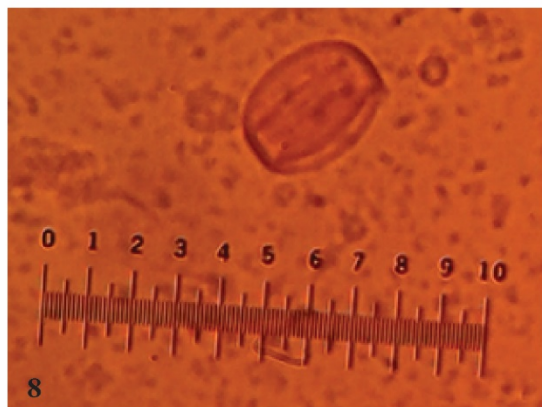
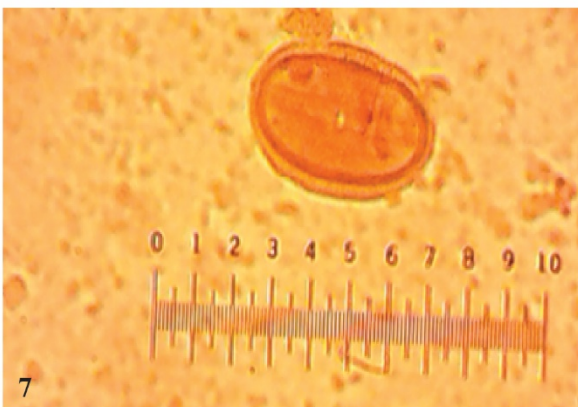
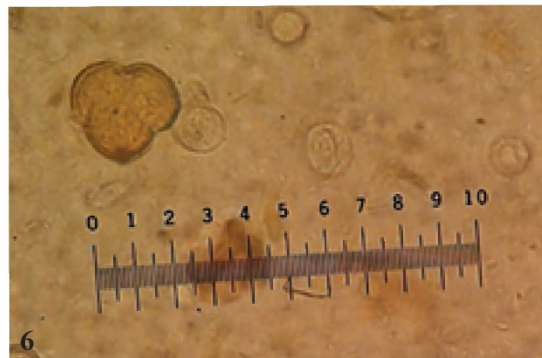
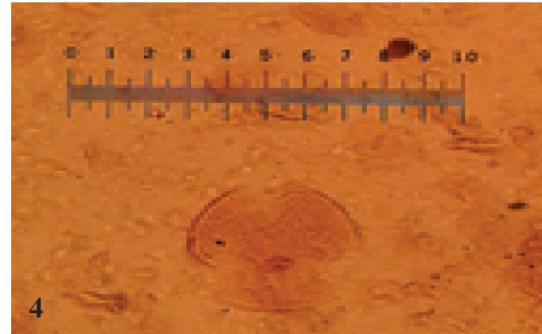
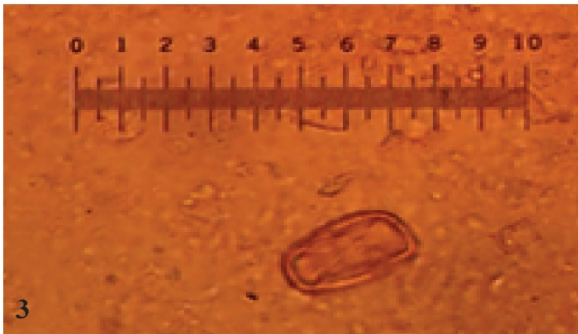
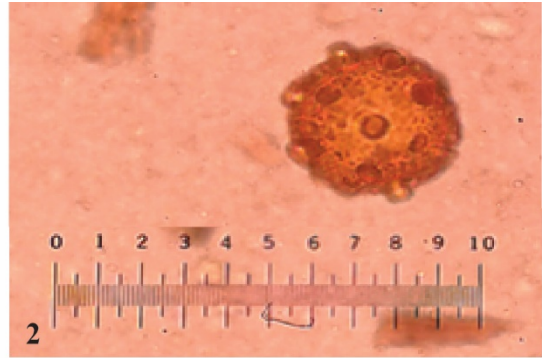
- Preparar 2 gr/cm³ por muestra de sustancia separadora con Politungsteno y agua destilada.
- Centrifugar
- Con una minipipeta se toma todo el material en suspensión y se regresa a los recipientes de mayor tamaño.
- Agregar H₂O y centrifugar por 6 minutos
- Agregar H₂O y centrifugar por 3 minutos
- El material resultante se lleva a nuevo recipiente, se les agregan 6 gotas de glicerina y se llevan al horno por dos días a temperaturas entre 60 a 70 °C.
-

Nota

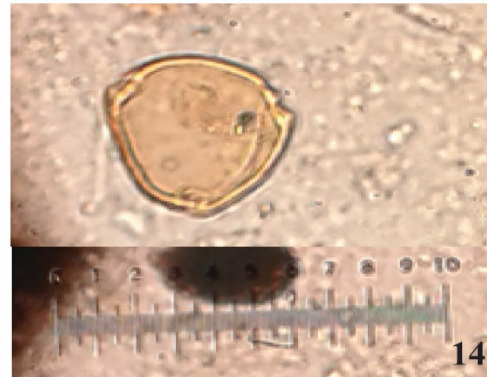
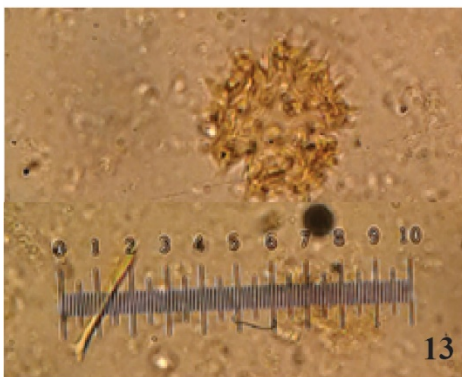
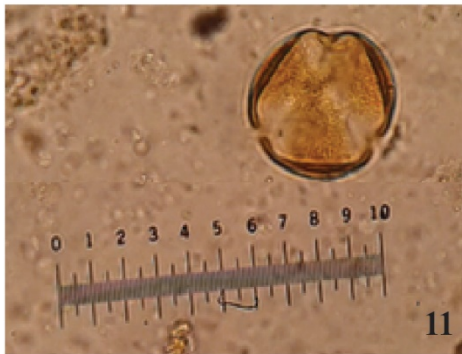
Cada vez que la muestra de sedimento sea sometida a una solución diferente, se deben centrifugar a una velocidad de entre 2000 – 3000 RPM por 3 minutos. Luego se retira el residuo resultante.

ANEXO 2

Láminas con palinomorfos



Placa 1: 1. *Myrica* (vista polar), 2. *Tournefortia*, 3. Cyperaceae (vista polar), 4. Bignoniaceae (vista polar)
5. *Pinus* y *Myrica*, 6. Rubiaceae (vista polar), 7. Acanthaceae (vista ecuatorial), 8. *Quercus* (vista ecuatorial)



Placa 2: 9. Espora trilete, 10. Anacardiaceae (vista ecuatorial), 11. Bignoniaceae (vista polar), 12. Alchornea (vista polar)
13. Asteraceae, 14. Celtis (vista polar)