EL PAPEL Y LA RESPUESTA DE LAS ELEVACIONES MEDIAS EN MÉXICO FRENTE A LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS GLOBALES

REPORTE TÉCNICO
PROGRAMA DE INVESTIGACIÓN EN CAMBIO CLIMÁTICO

Por:
Alexander Correa-Metrio
Investigador Titular A
Instituto de Geología
Universidad Nacional Autónoma de México

Resumen

La variabildiad climática ha sido un componente inherente a la evolución de los ecosistemas tropicales a diferentes escalas espaciales y temporales. La presente investigación se estructura alrededor de la variabilidad ambiental de la región del Parque Nacional Lagunas de Montebello durnate los últimos 7000 años. A través del estudio de la geoquímica sedimentaria, el material carbonizado y el polen contenido en tres secuencias sedimentarias de sendos lagos ubicados dentro del área protegida, se recosntruyen las dinámicas de la precipitación, el disturbio y la historia de la vegetación de la región. De acuerdo a los resultados obtenidos, el clima regional ha estado estrechamente asociado a las dinámicas del Atlántico Norte. A nivel regional, las grandes sequías reportadas no parecen haber correspondido con eventos extremos en la región de estudio. Así, se ofrecen elementos que resaltan el posible papel de la región en el amortiguamiento de los efectos de climas extremos sobre los patrones de biodiversidad de la región. No obstante, se eivdencia un alto dinamismo del clima y la vegetación, resaltando el carácter relativamente nuevo del ecosistema forestal que ocupa el área hoy.

Tabla de Contenidos

1. Introducción 3
2. Área de estudio 4
3. Métodos 6
   3.1. Trabajo de campo 6
   3.2. Trabajo de laboratorio 8
   3.3. Análisis de datos 9
4. Resultados y discusión 10
   4.1. Núcleos de sedimentos: alcance temporal 11
   4.2. La evolución del clima en el Parque Nacional Lagunas de Montebello durante los últimos 7000 años 14
      4.2.1. La señal geoquímica de los lagos Esmeralda y Yalalush. 14
      4.2.2. El régimen de precipitación en el Parque Nacional Lagunas de Montebello durante los últimos 7000 años. 18
   4.3. La evolución de la vegetación 22
      4.3.1. El espectro de polen moderno en las elevaciones medias y altas de Chiapas 22
      4.3.2. El registro de polen fósil del Lago Esmeralda 24
      4.3.3. La evolución de la vegetación en el Parque Nacional Lagunas de Montebello durante los últimos 2800 años 25
5. Conclusiones 31
6. Productos 33
7. Referencias 34

1. Introducción

La flora del sureste de México y Guatemala está entre la mas diversa de los trópicos (Rzedowski 2006). Mientras las tierras bajas poseen un alto grado de endemismo (Ibarra-Manríquez et al. 2002), las elevaciones medias y altas contienen la mayor diversidad de *Pinus* y *Quercus* en el mundo (Nixon 2006, Rzedowski 2006). Estos patrones de alta diversidad son promovidos principalmente por la mezcla de vegetación proveniente de altas latitudes en Norte América y bajas en Centro y Sur América. La variabilidad ambiental a través del tiempo ha generado un alto dinamismo en estos patrones de diversidad. Por ejemplo, durante el útimo máximo glacial (aproximadamente 18,000 años antes del presente) la temperatura media anual en la Península de Yucatán estaba 5 °C por debajo de su valor actual, lo que causó migración de especies desde tierras altas hacia elevaciones bajas (Correa-Metrio et al. 2012a). Adicionalmente, se han presentado episodios recurrentes de sequía extrema a diferentes escalas temporales, asociados a cambios sustanciales de la composición y estructira de la vegetación (e.g. Curtis et al. 1998, Hodell et al. 2005a, Hodell et al. 2005b, Correa-Metrio et al. 2012b). La rápida recuperación de los bosques después de estos episodios de sequía implica la existencia de áreas con condiciones locales que favorecen la persitencia de pequeñas poblaciones, permitiendo la subsecuente recolonización del área.

Las áreas montañosas de elevaciones medias usualmente presentan una gran variedad de microclimas y condiciones húmedas que ayudan a balancear los efectos adversos de climas extremos sobre la vegetación tropical (Bush 2002a). A medida que el aire cargado de humedad asciende a través de las pendientes, se enfría y produce nubosidad y/o lluvia. Las nubes producen un efecto invernadero local que previene la ocurrencia de temperaturas extremadamente frías, un mecanismo que probablemente resultó crítico para la sobrevivencia de especies tropicales a las condiciones de la última edad de hielo (Bush and Silman 2004, Correa-Metrio et al. 2012a). De igual manera, la disponibilidad de humedad asociada con alta nubosidad y precipitación genera condiciones que previenen la sequía extrema y es muy probable

que este mecanismo haya prevenido la pérdida de diversidad tanto durante las sequías de la edad de hielo como aquellas mas recientes.

En el sureste de México, es probable que las las montañas de Chiapas hayan jugado un papel importante en el mantenimiento de la biodiversidad regional durante periodos de tiempo caracterizados por climas desfavorables para las poblaciones biológicas. Bajo el escenario moderno de cambio climático, México alcanzará temperaturas entre 2 y 5 °C mas altas que hoy (Christensen et al. 2007). Como consecuencia, la identificación de las áreas con potencial para servir como refugio para la flora y la fauna es crítica para priorizar esfuerzos en función de asegurar la protección de la biodiversidad existente. El entendimiento de las dinámicas ambientales del área del Parque Nacional Laguas de Montebello y su respueta a los cambios climáticos globales es importante en términos de políticas públicas de conservación. De esta manera, esta investiagación parte de la hipótesis que las montañas de Chiapas han servido como refugio para plantas, animales e incluso poblaciones humanas durante estadíos climáticos críticos del pasado, así como durante tiempos de cambio climático abrupto.

La investigación realziada se estructura alrededor de preguntas: i) en escalas de tiempo milenarias ¿Cual ha sido la asociación del clima de las elavaciones medias y altas de Chiapas con los patrones de variabilidad climática global?; ii) ¿cuál ha sido el papel del fuego en la dinásmica ambiental de la región del Parque Nacional Lagunas de Montebello? ii) a nivel regional ¿la sequías extremas reportadas para las tierras bajas se expresaron calramente en los altos de Chiapas?; iii) ¿cuál es la edad del tipo de bosque que conserva hoy en el Parque Nacional Lagunas de Montebello?

2. Área de estudio

El Parque Nacional Lagunas de Montebello (PNLM) está ubicado en el estado de Chiapas a elevaciones de entre 1400 y 1550 msnm. A una distancia de tan solo 60 km de las tierras bajas de Yucatán, esta área ofrece amplia diversidad topográfica como también un gradiente elevacional que facilitaría la migración y el rápido reacomodo

de la flora y la fauna ante cambios climáticos, tanto abruptos como de largo plazo (Fig. 1). Existen 59 lagos dentro de las mas de 6,000 hectáreas comprendidas dentro del área protegida de PNLM, ofreciendo una oportunidad excepcional para le estudio de las dinámicas ambietales del pasado a través de secuencias sedimentarias lacustres. De especial importancia es el hecho de que lagos ubicados en elevaciones medias no son muy comunes en la zona Neotropical.

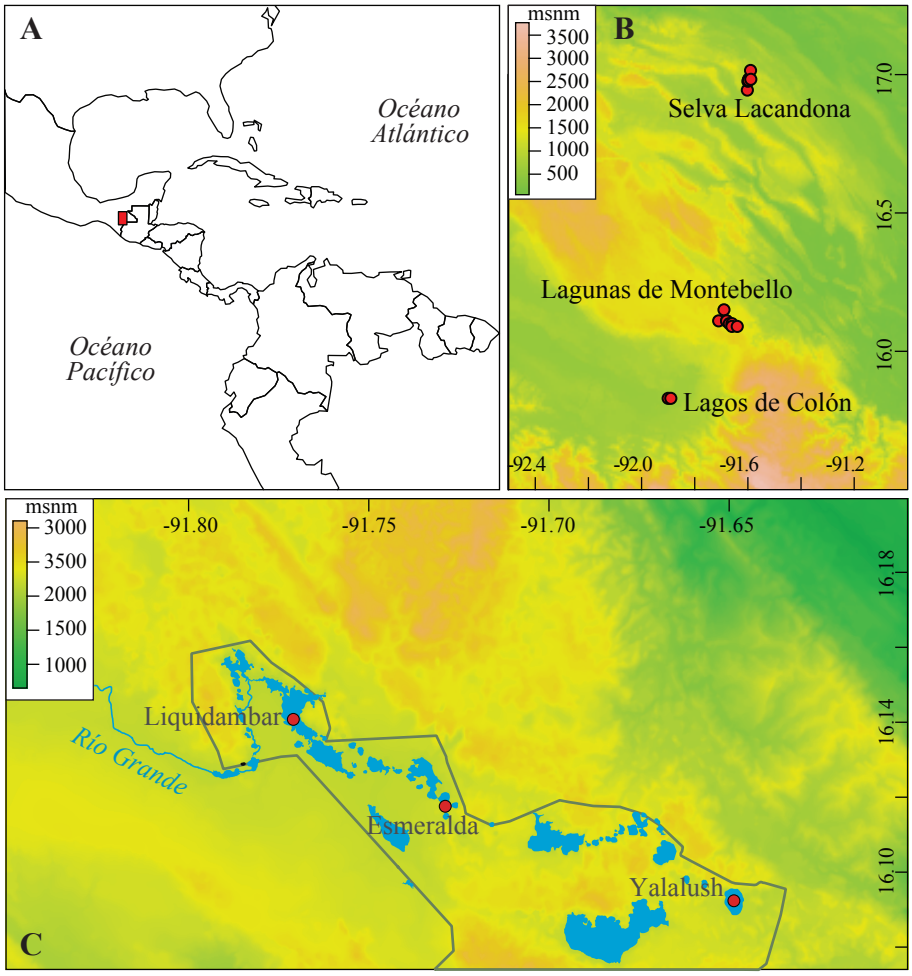

Figura 1. Área de estudio. A. Área de estudio en el contexto regional. B. Localidades muestreadas para análisis de sedimentos superficiales sobre un modelo digital de elevación. C. Lagos Liquidámbar, Esmeralda y Yalalush, en el contexto de la topografía regional del Parque Nacional Lagunas de Montebello; el polígono presenta el área cubierta por la reserva.

El clima regional pertenece a la categoría Am de la clasificación de Koeppen (1948). De acuerdo a los datos de la estación meteorológica Tziscao (CFE), la

temperatura media anual es de 17.5 ºC, con un rango anual de ~4 grados marcado por una mínima de 15.6 ºC en enero y máxima de 19.5 en mayo (Fig. 2). La precipitación anual alcanza un promedio de 2500 mm, con la estación seca (evapotranspiración potencial supera a la precipitación) ocurriendo entre marzo y mayo (Fig. 2).

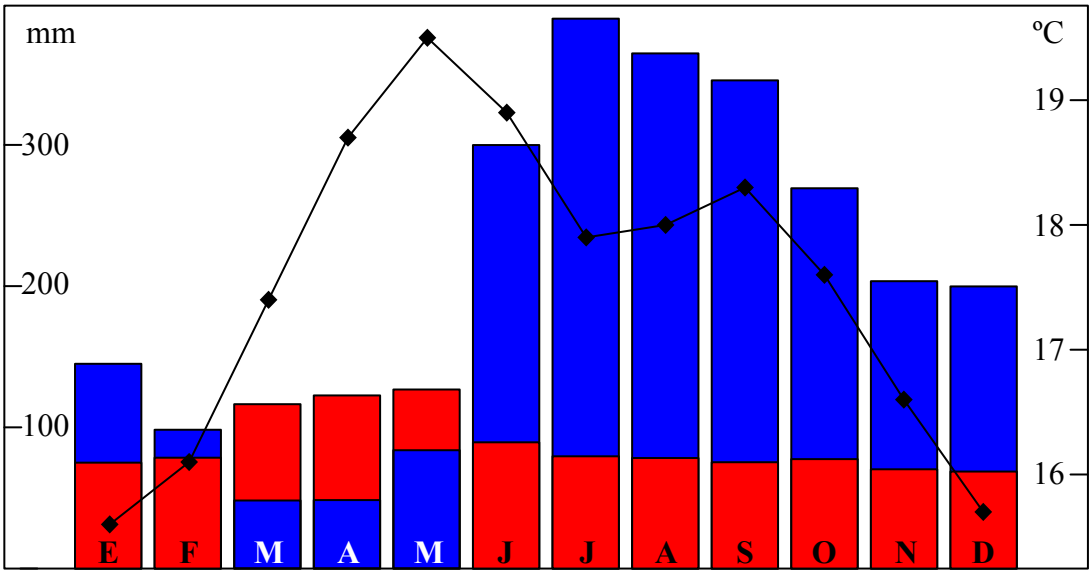

Figure 2. Climograma de la estación Tziscao, dentro del Parque Nacional Lagunas de Montebello. La precipitación media mensual en barras azules y la evapotranspiración potencial en rojo (escala de la izquierda para las dos series), la temperatura promedio mensual en la línea negra (escala de la derecha); estación meteorológica propiedad de la CFE (disponibles en http://smn.cna.gob.mx/climatologia/Estadistica/7231.pdf).

3. Métodos

3.1. Trabajo de campo

En 2012 y 2013 fueron recuperados núcleos de sedimentos de tres lagos localizados en el Parque Nacional Laguna de Montebello (PNLM). Los lagos muestreados fueron la Laguna Esmeralda (núcleo ESM12), el Lago Yalalush (núcleo YAL12) y el Lago Liquidámbar (núcleo LIQ13) (Fig. 1). Los nombres de los núcleos se compusieron de las tres primeras letras del nombre de la localidad seguidas por los dos últimos dígitos del año de recuperación de la secuencia. Las secuencias sedimentarias fueron

recuperadas mediante el uso de un nucleador Livingstone modificado (Colinvaux *et al.* 1999), el cual garantiza una recuperación de aproximadamente el 95% en incrementos de un metro. Adicionalmente, y con el propósito de generar un contexto moderno para la interpretación de los resultados de análisis fósiles, en 2012 fueron recolectadas muestras de sedimentos superficiales en 20 localidades (Fig. 1 y Tabla 1), nueve de ellas dentro del PNLM, seis al norte en la zona conocida como Selva Lacandona, y cinco al sur en la zona conocida como Lagos de Colón.

Tabla 1. Cuerpos de agua muestreados para el análisis de sedimentos superficiales. Índice de impacto humano tomado de Wildlife Conservation Society *et al.* (2005). El índice toma valores de entre 1 y 64, los cuales aumentan con el nivel de incidencia humana.

Zona	**Lago**	**Profundidad (m)**	**Latitud**	**Longitud**	**Elevación**	**Índice de impacto humano**
Lagos de Colón	Lago 3	3	15.83	-91.9	630	22
Lagos de Colón	Lago 4	11	15.83	-91.9	630	22
Lagos de Colón	Lago 1	4	15.83	-91.89	634	22
Lagos de Colón	Lago 2	4	15.83	-91.89	634	22
Lagos de Colón	Lago 5	4	15.83	-91.89	630	22
Lagunas de Montebello	Esmeralda	6.3	16.12	-91.73	1473	14
Lagunas de Montebello	Montebello	12	16.11	-91.71	1539	14
Lagunas de Montebello	5-Lagos 1	62	16.15	-91.69	1534	14
Lagunas de Montebello	5-Lagos 2	60	16.11	-91.68	1534	14
Lagunas de Montebello	Escondido	64	16.11	-91.68	1515	14
Lagunas de Montebello	Pojoj	40	16.1	-91.67	1537	22
Lagunas de Montebello	Kichayil	8	16.1	-91.66	1530	22
Lagunas de Montebello	Yalalush	12	16.09	-91.66	1503	22
Lagunas de Montebello	Gemelas	22	16.09	-91.64	1458	22
Selva Lacandona	Ocotalito	23	16.94	-91.6	920	22
Selva Lacandona	Nahá Atrás	5	16.98	-91.6	829	22
Selva Lacandona	Amarillo	9.5	16.98	-91.6	859	22
Selva Lacandona	Nahá Canal	5	16.98	-91.6	832	22
Selva Lacandona	Lacandón	2.6	17.02	-91.59	812	22
Selva Lacandona	Nahá Principal	20	16.98	-91.59	835	14

3.2. Trabajo de laboratorio

Los núcleos de sedimento y las muestras modernas fueron trasladados al Instituto de Geología de la UNAM en donde han sido almacenados en condiciones óptimas para garantizar la preservación de la evidencia fósil presente en éstos. Dos núcleos de sedimentos fósiles fueron submuestreados cada centímetro para el análisis geoquímico, dos de ellos cada ~4 cm para el análisis de material carbonizado y uno de ellos cada ~4 cm para el análisis de polen. Las líneas temporales cubiertas por las secuencias sedimentarias se establecieron mediante 12 fechamientos de radiocarbono (5, 3 y 4 para ESM12, LIQ13, y YAL12, respectivamente). Las fechas fueron obtenidas mediante la técnica de espectrómetro de aceleración de masa por la empresa comercial de servicios Beta Analytic Inc. (Miami, EEUU).

Los análisis de geoquímica elemental se llevaron a cabo sobre los tres núcleos mediante el uso de un analizador de fluorescencia de Rayos X Thermo Scientific NITON FXL 950. Muestras de un centímetro cúbico fueron secadas y molidas en mortero de ágata para posteriormente ser analizadas. Se determinaron concentraciones de As, Ca, Cu, Fe, K, Mn, Pb, Ti, Rb, Sr, Zn y Zr, todas ellas medidas en partes por millón (ppm) y eventualmente transformadas a porcentajes.

Muestras de los núcleos ESM12 y YAL12 fueron sometidas a análisis de material carbonizado para reconstruir la frecuencia del fuego a través del tiempo representado en las secuencias sedimentarias. Para este efecto, muestras de un centímetro cúbico fueron defloculadas mediante el uso de pirofosfato de sodio y las partículas de material carbonizado fueron separadas manualmente usando un estereomicroscopio (Clark 1988). Una vez separadas las partículas de cada muestra, se tomó una fotografía digital para calcular su número y sus tamaños mediante el uso de software especializado ImageJ (Rasband 2005). La concentración de material carbonizado fue entonces expresada como el área ocupada por las partículas carbonizadas en mm^2 por cada centímetro cúbico de sedimento (mm^2/cm^3).

Las muestras modernas y del núcleo ESM12 fueron sometidas a análisis palinológicos con el objetivo de caracterizar la representación polínica de las condiciones modernas de la región (muestras modernas) y para reconstruir las dinámicas de la vegetación en el tiempo (muestras fósiles). Para este análisis, se tomó

un centímetro cúbico de sedimento de cada muestra superficial y de cada profundidad seleccionada en el núcleo y fue tratado mediante técnicas estándar para la recuperación del contenido polínico (Faegri and Iversen 1989). Adicionalmente, se les sometió a separación gravimétrica (Krukowski 1988) con el objeto de obtener un material polínico lo más limpio posible. Una vez separado, el material polínico fue analizado bajo microscopio óptico a magnificaciones de 400 y 1000x, y los palinomorfos fueron identificados a nivel de familia o género mediante el uso de colecciones de referencia disponibles (Roubik and Moreno 1991, Colinvaux et al. 1999, Bush and Weng 2007). Las cuentas de polen se llevaron a cabo hasta alcanzar una suma de 200 granos de polen por muestra. Dada su alta representación en los espectro de polen, elementos de vegetación acuática y elementos pertenecientes a las familias Moraceae y los géneros *Quercus* y *Pinus* fueron contados, pero excluidos de la suma de polen (de acuerdo a Correa-Metrio *et al.* 2011). Posteriormente, las cuentas de polen de cada taxón encontrado fueron transformados a porcentajes de la suma de polen, de manera que los elementos excluidos eventualmente alcanzaron porcentajes por encima del 100%.

3.3. Análisis de datos

Las edades de radiocarbono obtenidas fueron calibradas en años antes del presente (AP en adelante) mediante la curva IntCal13, y se construyeron modelos Bayesianos profundidad-edad mediante el software Bacon (Blaauw and Christen 2011). Los resultados de los modelos cronológicos fueron utilizados para seleccionar dos secuencias sedimentarías para la reconstrucción del clima y la vegetación de manera que se garantizara la mayor cobertura temporal posible con modelos de profundidad-edad confiables.

Los registros geoquímicos de los núcleos ESM12 y YAL12 fueron explorados mediante el análisis de componentes principales (ACP) individuales (Legendre and Legendre 1998). Estos ACP fueron realizados usando únicamente las concentraciones de Ca, Fe, Sr, Ti, y Zr, dada la discontinuidad en el registro de los demás elementos causada por concentraciones por debajo de los límites de detección del equipo de

medición. Los resultados de los dos ACP fueron comparados a través una prueba de Procrustes (Borcard et al. 2011) con el fin de evaluar la posibilidad de combinar ambos registros en una sola reconstrucción climática. Los datos de los dos registros fueron mezclados en un único ACP para interpretar las relaciones entre los indicadores y así seleccionar los más adecuados para la interpretación ambiental.

Los datos palinológicos modernos y fósiles fueron analizados a través de un análisis de correspondencia sin tendencia (DCA, Hill and Gauch 1980), con el cual se interpretaron las condiciones ambientales evidenciadas en las muestras analizadas mediante la afinidad ambiental de los taxa encontrados (Correa-Metrio et al. 2014a). Las muestras modernas fueron tomadas como un referente para la interpretación de los ambientes representados por las muestras fósiles en dos sentidos: i) identificación del envoltorio de la variabilidad revelada por las muestras de polen fósil; y ii) cálculo de la distancia de las muestras fósiles a las muestras modernas para determinar el grado de similitud entre los ecosistemas forestales que ocupan el PNLM y aquellos del pasado.

4. Resultados y discusión

En las siguientes secciones se presentan los resultados, mismos que serán interpretados y discutidos de manera simultánea. Como primer paso y con base en los modelos cronológicos construidos, se seleccionaron dos secuencias para los análisis geoquímicos y de material carbonizado, y una para análisis de polen. Posteriormente, se reconstruyeron los cambios en la disponibilidad de humedad a través de la interpretación de las secuencias geoquímicas y de material carbonizado. Finalmente, se reconstruyó la vegetación y sus dinámicas a través de una secuencia polínica puesta en el contexto de los espectros de polen moderno de la región.

4.1. Núcleos de sedimentos: alcance temporal

Los núcleos recuperados de los lagos Esmeralda (ESM12), Liquidámbar (LIQ13) y Yalalush (YAL12) alcanzaron longitudes de 180, 670, y 352 cm, respectivamente (Fig. 3). De acuerdo a los modelos cronológicos construidos, las secuencias sedimentarías ESM12 y LIQ13 cubren los últimos 3100 y 3500 años, respectivamente. Por su parte, para la secuencia YAL12 se obtuvo una edad basal de ~7000 AP, pero su techo data de ~2200 años.

Tabla 2. Edades de radiocarbono reportadas por Beta Analytic Inc.

Código Beta Analytic	Lago	Material	Profundidad (cm)	Edad (años 14C)	Error
Beta-407437	Esmeralda	Restos vegetales	28	630	30
Beta-394170	Esmeralda	Extracto de polen	64	3050	30
Beta-407438	Esmeralda	Restos vegetales	117	1670	30
Beta-403912	Esmeralda	Madera	161	2250	30
Beta-345040	Esmeralda	Extracto de polen	166	3390	30
Beta-409556	Liquidámbar	Restos vegetales	54	30*	30
Beta-423226	Liquidámbar	Restos vegetales	332	640	30
Beta-372420	Liquidámbar	Restos vegetales	660	3200	30
Beta-394174	Yalalush	Restos vegetales	52	2630	30
Beta-345043	Yalalush	Extracto de polen	157	3730	30
Beta-394172	Yalalush	Restos vegetales	247	4590	30
Beta-335995	Yalalush	Extracto de polen	352	6270	40

*Moderno

En la secuencia ESM12, una de las fechas analizadas no estuvo en orden estratigráfico con respecto a las demás (Fig. 3A). Igualmente, la fecha basal arrojó una edad significativamente más vieja que la fecha suprayacente. Ambas muestras fueron derivadas de extractos de polen, una técnica que consiste en disolución de carbonatos y silicatos mediante el uso de HCl y HF. Es posible que esta técnica no haya sido efectiva para remover el carbón viejo proveniente de la disolución del basamento kárstico, de manera que se obtuvieron fechas contaminadas (Shotton

1972). Las demás fechas de esta secuencia fueron obtenidas mediante la defloculación y posterior separación manual de restos vegetales, de manera que se consideran confiables. De acuerdo al modelo obtenido, el Lago Esmeralda ha estado caracterizado por una tasa de sedimentación relativamente estable a través del tiempo de 0.065 cm/año (~15 años/cm).

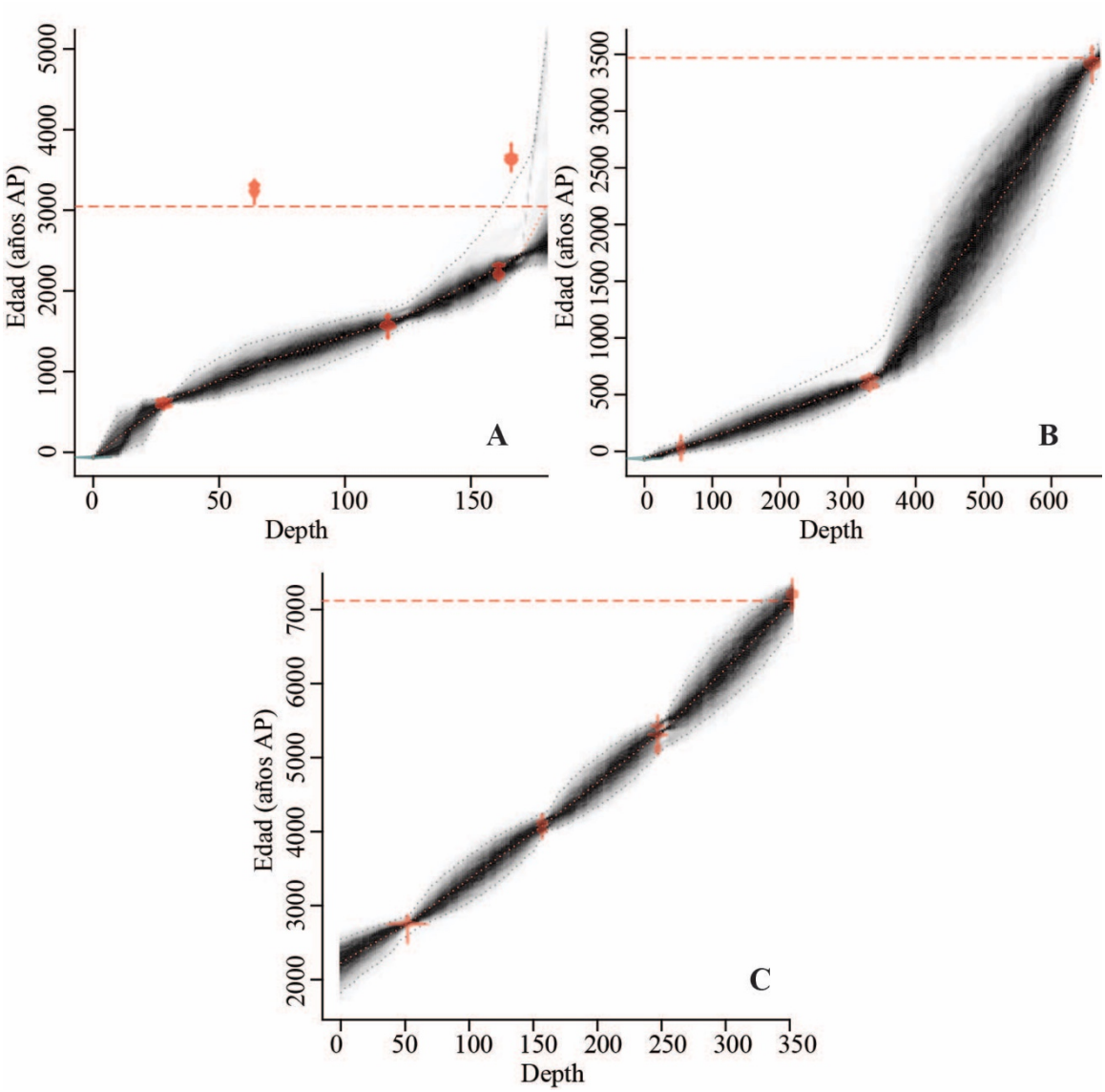

Figura 3. Modelos cronológicos de los lagos Esmeralda (A), Liquidámbar (B), y Yalalush (C). Profundidad en el eje X y edad en el Eje Y. Las distribuciones probabilísticas de las fechas calibradas se presentan en rojo. La edad basal calculada es representa por la línea roja discontinua.

En la secuencia sedimentaria LIQ13 todas fechas estuvieron en orden estratigráfico (Fig. 3B), de manera que su modelo de edad es confiable. Sin embargo, presentó dos tasas de sedimentación contrastantes: una baja (0.11 cm/año o 8.7 años/cm) entre la base del registro y 350 cm, y una alta (0.47 cm/año o 2.1 años/cm) entre 350 cm y la superficie. De hecho, una fecha de radiocarbono de material extraído a 54 cm de profundidad dio como resultado moderno, es decir posterior a 1950 AD (Bradley 2015). Así, por lo menos la mitad superior del núcleo LIQ13 se depositó durante los últimas 60 años. Aunque las lagunas se alimentan principalmente de agua subterránea, el sistema hace parte de la cuenca del Río Grande de Comitán (Durán Calderón et al. 2014), el cual hace un aporte sustancial de sedimentos durante la época de lluvias. Dada la intensificación de cambios en el uso de suelo, de bosque a cultivos, los procesos erosivos laminares probablemente se han incrementado, causando la colmatación del lago. Así, para establecer el espesor de la capa del depósito sedimentario afectado por la influencia de los procesos erosivos modernos, sería necesario realizar fechamientos de radiocarbono sucesivos desde los 350 cm hacia el fondo del registro.

Las fechas de los sedimentos del núcleo YAL12 resultaron en orden estratigráfico y sugieren una tasa de sedimentación constante (0.07 cm/año o 13.8 años/cm, Fig. 3C). A pesar de que no se recuperó la parte superior de la secuencia temporal (los últimos 2200 años), se considera que el modelo cronológico es sólido. La decapitación del registro pudo haber sido causada por problemas metodológicos en la extracción del mismo o, más probablemente, por procesos de erosión del fondo del lago.

Dados los resultados anteriores, los análisis posteriores sólo se realizaron sobre las secuencias ESM12 y YAL12. El cambio abrupto en las tasas de sedimentación del Lago Liquidámbar (Fig. 3B) implica un cambio sustancial en el estado del sistema, de manera que es posible que los resultados de análisis sedimentarios de la parte inferior y superior no sean comparables. Adicionalmente, se tiene la incertidumbre de a qué profundidad se puede atribuir el depósito a procesos modernos de colmatación. En las secciones siguientes se presenta una reconstrucción ambiental basada en la geoquímica multielemental y contenido de material

carbonizado de las secuencias YAL12 y ESM12, mientras la vegetación sólo es reconstruida para este último.

4.2. La evolución del clima en el Parque Nacional Lagunas de Montebello durante los últimos 7000 años.

En los siguientes apartados se presenta la interpretación e integración de la señal geoquímica de las secuencias sedimentarias de los Lagos Esmeralda y Yalalush. Posteriormente, se reconstruye la variabilidad ambiental de la región a través de una sección compuesta por los dos registros.

4.2.1. La señal geoquímica de los lagos Esmeralda y Yalalush.

El registro geoquímico de la mayoría de elementos analizados resultó fraccionado, ya que sus concentraciones estuvieron por debajo de los límites de detección del equipo utilizado para el análisis (Tabla 3). Dado el alto número de datos faltante, se seleccionaron Ca, Fe, Ti, Sr, y Zr para el análisis e interpretación de la señal geoquímica en los registros (Fig. 4).

Tabla 3. Porcentaje de muestras que registraron concentraciones por encima del límite de detección en los lagos Esmeralda (ESM, n=156) y Yalalush (YAL, n=295).

Sitio	As	Ca	Cu	Fe	K	Mn	Pb	Ti	Rb	Sr	Zn	Zr
ESM12	48.5	100	50.2	100	50.2	59.0	51.5	55.9	48.5	100	73.9	99.3
YAL12	8.5	56.3	1.4	100	78.3	4.1	5.4	99.0	60.3	70.5	97.3	100

En la geoquímica multielemental, mientras las concentraciones absolutas de los diferentes elementos reflejan principalmente la composición de los materiales parentales, las relaciones entre ellos ofrece información sobre las condiciones ambientales bajo las cuales se depositaron (Last and Smol 2001). Así, si las relaciones existentes entre los indicadores geoquímicos dentro de los núcleos ESM12 y YAL12 son similares, es posible construir una secuencia estandarizada compuesta que cubra una temporalidad desde ~7100 AP hasta el presente. En este sentido,

debido a que el ACP permite evaluar las relaciones entre indicadores, esta técnica fue usada como herramienta informativa para evaluar la similitud de las relaciones entre elementos en cada registro.

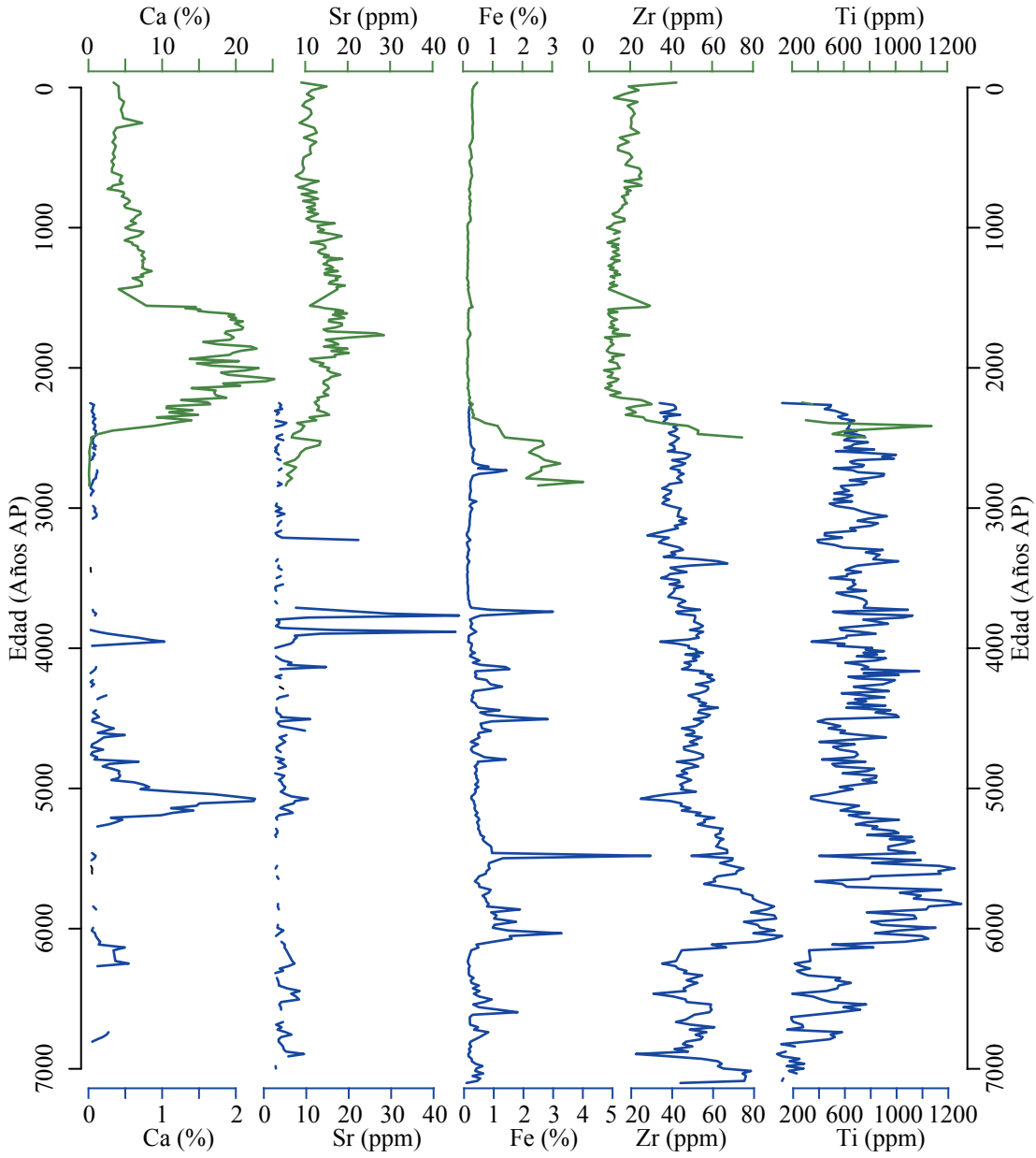

Figura 4. Registro geoquímico de los lagos Esmeralda (verde) y Yalalush (azul). Las concentraciones se presentan en sus unidades originales; note la diferencia de un orden de magnitud en las concentraciones de Ca de los dos registros.

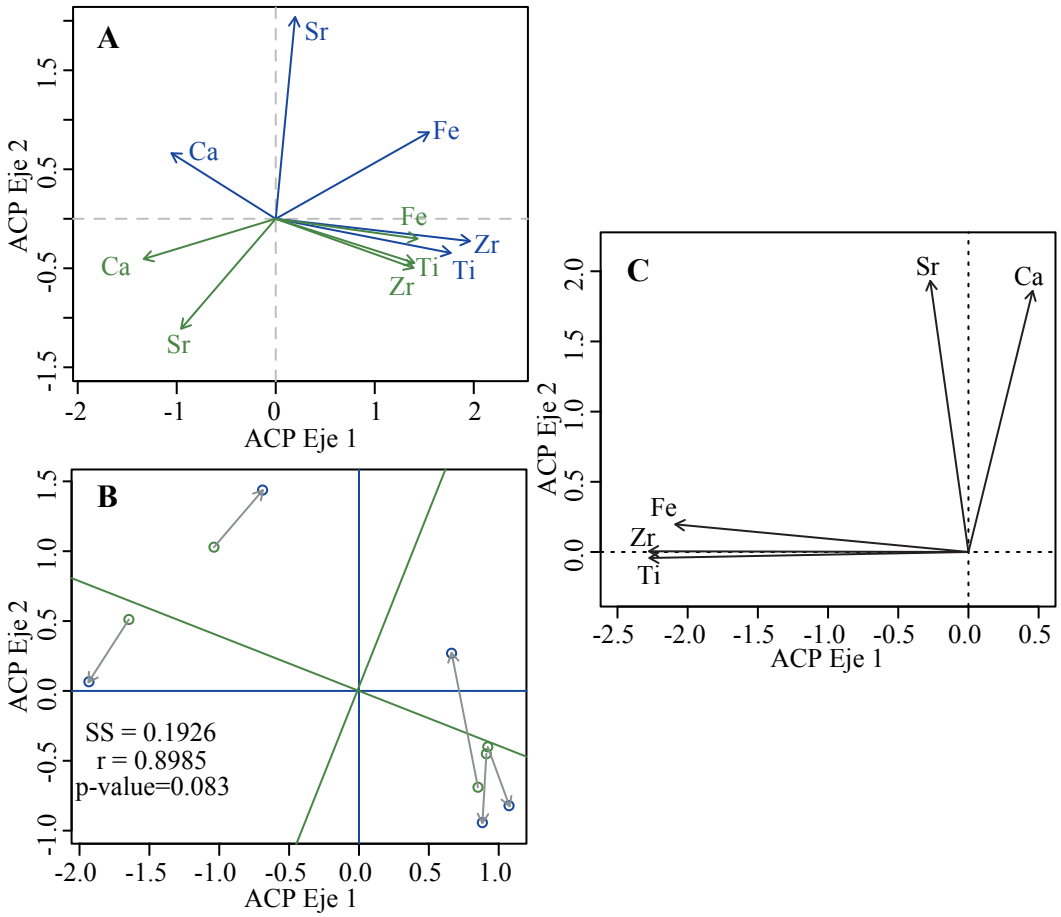

Figura 5. Análisis de Componentes Principales (ACP) de las concentraciones de Ca, Fe, Ti, Sr, y Zr en las secuencias sedimentarias ESM12 (verde en A) y YAL12 (azul en A); aunque los dos análisis se representan en el mismo plano, fueron realizados de manera independiente. B. Rotación de las ordenaciones individuales para comparar las relaciones entre elementos; ordenación fija YAL12 (en azul) y ordenación rotada ESM12 (en verde). C. Análisis de Componentes Principales incluyendo los datos de las secuencias ESM12 y YAL12.

De acuerdo a los resultados de los análisis de componentes principales (ACP) realizados con los registros individuales, las relaciones entre indicadores en los lagos Esmeralda y Yalalush son básicamente las mismas (Fig. 5). En ambos registros, la relación entre Ti y Zr es positiva y casi perfecta. Estos elementos son litogénicos conservativos (Boës et al. 2011), implicando que se derivan de la meteorización de los materiales parentales, y una vez depositados son muy estables. En ambos casos, el

Ca resultó negativamente asociado con Ti y Zr, mostrando el carácter autigénico de este elemento (Eugster and Hardie 1978), es decir su precipitación durante periodos de bajo nivel del lago. La relación del Fe con el Ti y el Zr en la secuencia ESM12 fue positiva, mientras en la secuencia YAL12 no hubo una relación clara. Este elemento también tiene su origen en la meteorización de los materiales parentales, pero una vez depositado es susceptible a procesos diagenéticos principalmente mediados por la disponibilidad de oxígeno (Wersin et al. 1991). En presencia de oxígeno, el Fe se oxida y se deposita en formas estables en el paquete sedimentario, mientras que en condiciones reductoras (usualmente cuando el nivel del lago es muy alto) se queda disuelto en la columna de agua. Es probable que, dada su baja profundidad (Tabla 1), en el Lago Esmeralda se dieran a través del tiempo condiciones de oxidación que permitieron una depositación de Fe que siguió la de otros materiales litogénicos (Fig. 5). De manera contrastante, en el Lago Yalalush la mayor profundidad probablemente produjo condiciones anóxicas que impidieron la precipitación del Fe, causando el desacople de esta señal de la registrada por el Ti y el Zr. Finalmente, en ambos registros se pudo observar una relación débil entre el Sr y el Ca, reiterando el potencial de este elemento como indicador de precipitación autigénica durante periodos de nivel del lago bajos (Eugster and Hardie 1978).

La comparación de los dos ACP mediante el análisis Procrustes reiteró la falta de diferencias significativas entre las señales geoquímicas de las secuencias ESM12 y YAL12 (Fig. 5B). Entonces, se procedió a calcular un tercer ACP de los datos combinados con miras a la interpretación de los resultados (Fig. 5C). Las relaciones entre elementos usando todos los datos mostraron dos grupos de elementos estrechamente asociados. Fe, Ti y Zr formaron el primer conjunto de señales asociadas, y por lo tanto redundantes. Entre ellos, se seleccionó el Zr para la interpretación del registro ya que, de acuerdo a lo expuesto anteriormente, el Fe es susceptible a transformaciones post-depositacionales, y el Ti presentó un registro muy fragmentado en la secuencia ESM12 (Fig. 4). Por su parte, el Sr y el Ca, estuvieron asociados positivamente, pero de manera débil, de manera que ambos fueron seleccionados para la reconstrucción ambiental.

Una característica interesante del ACP en el que se utilizaron todos los datos fue la independencia de los indicadores litogénicos (Fe, Ti y Zr) de los indicadores autigénicos (Ca y Sr) (Fig. 5C). Los primeros indican erosión probablemente asociada con precipitación y cobertura forestal; mientras que los segundos indican el nivel del lago, probablemente controlado por las sequías. La independencia entre estos grupos sugiere que si bien estos dos procesos podrían estar asociados, durante los últimos 7000 años en el área del PNLM, la erosión no ha estado estrictamente asociada a los periodos con mayores niveles de lluvia. Como ya se mencionó, mientras las concentraciones de los elementos están más asociadas con los lugares, su variabilidad a través del tiempo es producto principalmente de la variabilidad ambiental. Así, para la reconstrucción propuesta las concentraciones de Ca, Sr y Zr fueron estandarizadas para garantizar su comparabilidad y construir la sección compuesta.

4.2.2. El régimen de precipitación en el Parque Nacional Lagunas de Montebello durante los últimos 7000 años.

De acuerdo a las consideraciones de la sección anterior, mientras las concentraciones de Sr y de Ca se relacionan directamente con las sequías, las de Zr lo hacen con niveles erosivos, posiblemente asociados a la precipitación. De acuerdo a esta interpretación, durante los últimos ~7000 años, el registro de Ca del PNLM permitió la identificación de dos grandes sequías, una entre 5300 y 4800 AP, y la otra entre 2200 y 1600 AP (Fig. 6B). Por su parte, el registro de Sr permitió la identificación de un periodo de sequía pronunciada entre 4000 y 3700 AP, la cual también estuvo acompañada por un pico de Ca (Figs. 6A y 6B). Estos periodos de sequía pronunciada mostraron coincidencia con sequías reportadas para el Estado de Guerrero a través de un estudio de espeleotemas (Bernal et al. 2011), sugiriendo un carácter regional del déficit de humedad. De hecho, estas sequías aparentemente han tenido un alcance global y estuvieron relacionadas con descargas masivas de hielo en Atlántico Norte (Bond et al. 2001, Bernal et al. 2011). La humedad que se precipita en el centro y sur de México tiene como principal fuente el cuerpo de agua cálida del Océano Atlántico, del cual hacen parte el Golfo de México y el Mar Caribe (Wang et al. 2006). Mucha de la energía térmica almacenada en este cuerpo de agua es transportada desde

latitudes bajas por la corriente superficial del Atlántico, la cual obedece a los gradientes térmico y de salinidad que caracterizan a este océano (EPICA Community Members 2006). Cuando se descarga agua dulce en el Atlántico Norte, el gradiente de salinidad se contrae, causando menor transporte de calor desde el sur hasta el Caribe y el Golfo de México. La consecuencia de este proceso es una menor actividad convectiva, y por ende una disminución sustancial de la precipitación continental en el norte del Neotrópico. Estas sequías asociadas a dinámicas de escala de milenios del Atlántico Norte han sido parte de las dinámicas de la Península de Yucatán durante por lo menos los últimos 86000 años (Curtis et al. 1998, Correa-Metrio et al. 2012b). De acuerdo a los datos presentados, durante los últimos ~7000 años, el Atlántico Norte probablemente ha ejercido una influencia sustancial sobre los regímenes de precipitación de las zonas altas de Chiapas.

A medida que ha disminuido la insolación de verano en el Hemisferio Norte a través del Holoceno, la precipitación total anual también lo ha hecho (e.g. Hodell et al. 1991, Haug et al. 2001, Fig. 6G). Sin embargo, la serie compuesta de Zr no sugiere este patrón para la región del PNLM (Figs. 6D-F). El comportamiento en arco de la curva de Zr muestra niveles de erosión que disminuyen progresivamente entre 6000 y 3500 AP, permanecen en niveles mínimos entre 3500 y 2300 AP, y a partir de 2300 AP comienzan a incrementar. Esta tendencia sigue la trayectoria de la insolación de primavera (marzo-mayo) a 16º de latitud norte, estación del año en el que se presenta déficit de humedad en el PNLM (Fig. 2). Es probable que los niveles de precipitación de primavera estén asociados con la insolación durante esta estación del año. A más insolación se presenta un mayor calentamiento de la superficie de la Tierra y una vigorización del ciclo hidrológico. Este proceso aportaría cantidades sustanciales de humedad para las elevaciones medias dada la precipitación orográfica. Una mayor precipitación durante la época de déficit de humedad (marzo-mayo, Fig. 2) mantendría los suelos saturados, causando menor infiltración y mayor erosión, lo que se vería reflejado en los picos del registro de Zr (Fig. 6D-E). De hecho, los picos más altos de Zr se presentaron acompañados de niveles similares de insolación de primavera.

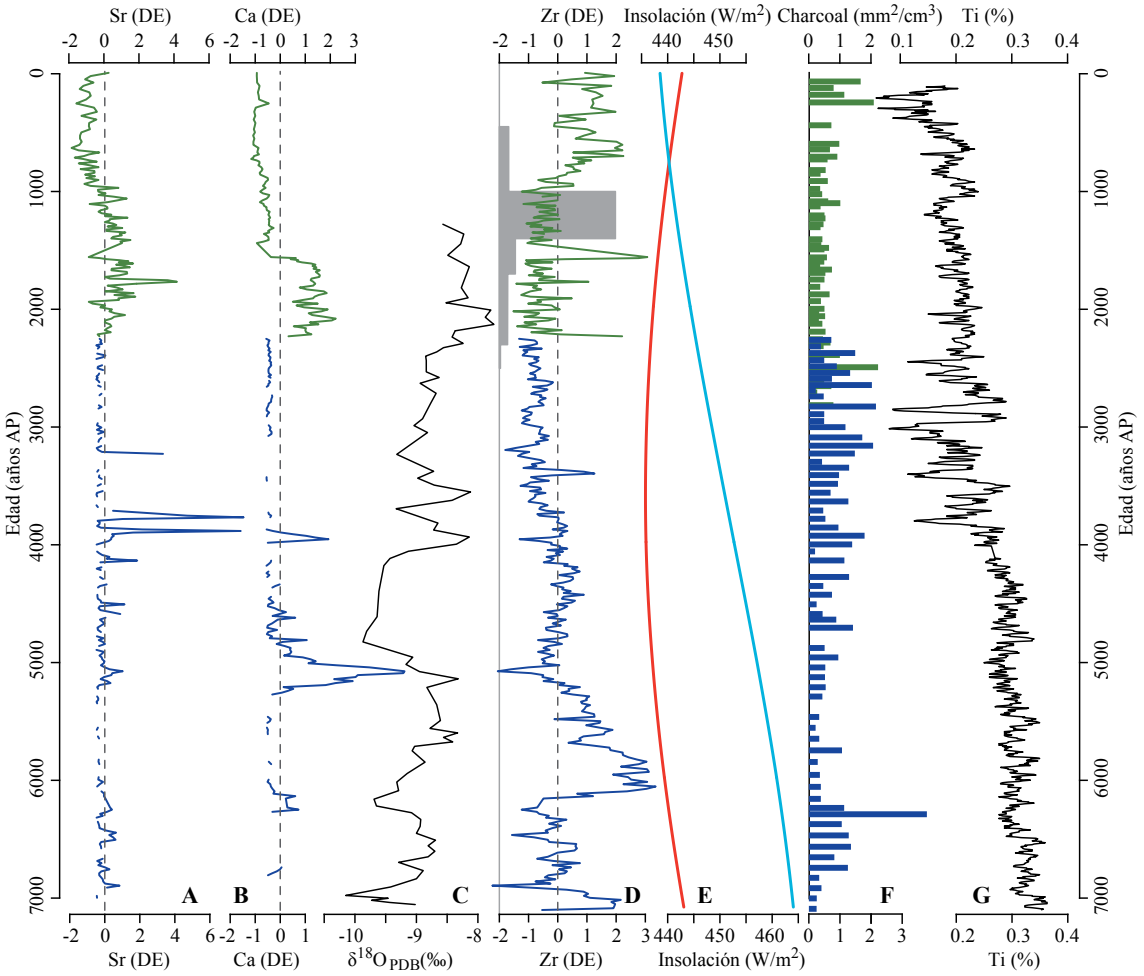

Figura 6. Registro geoquímico del Parque Nacional Lagunas de Montebello. Secuencia compuesta de los registros geoquímicos de los lagos Yalalush y Esmeralda (azul y verde en A, B, y D, respectivamente), expresada en desviaciones estándar. C. Registro de isótopos estables en la Cueva del Diablo, Guerrero, México (Bernal et al. 2011). D. Bajo la curva de circonio, los polígonos grises representan la cantidad relativa de artefactos de cerámica encontrados en el complejo arqueológico de Las Margaritas (~30 km noroeste del PNLM, Álvarez 1993), como indicador del nivel de ocupación del área. E. Curvas de insolación de primavera (rojo) y verano (azul) (datos de Paillard et al. 1996). F. Registro de material carbonizado de los lagos Esmeralda y Yalalush como indicador de la actividad del fuego en la zona del PNLM. G. Registro de titanio de la cuenca marina de Cariaco (Haug et al. 2001).

Una explicación alternativa de los niveles en aumento de Zr desde 1600 AP hacia el presente, serían los procesos erosivos derivados de la ocupación humana intensiva. Sin embargo, datos arqueológicos de la zona de Las Margaritas, a menos de 30 km del PNLM, sugieren que los niveles máximos de ocupación humana se dieron antes del aumento más importante de las concentraciones de Zr (1400 a 1000 AP, Fig.

6, Álvarez 1993, Borgstede and Romero 2003). Así, nuestros datos sugieren baja estacionalidad hacia la base del registro, misma que aumenta progresivamente para alcanzar niveles mínimos entre 3500 y 2300 AP, cuando empieza a disminuir hacia el presente.

El material carbonizado muestra que el fuego en la región del PNLM ha sido un factor siempre presente a través de los últimos ~7000 años, aunque variable en términos de su frecuencia (Fig. 6F). Entre la base del registro y 1000 AP, el fuego mostró una relación inversa con las concentraciones de Zr, demostrando la preponderancia del fuego durante periodos de condiciones secas. De particular significancia resultan los picos de material carbonizado presentes entre 3500 y 200 AP, pues muestran coincidencia con reducciones significativas de la precipitación en el norte de la región Neotropical reportadas a partir del registro de la Cuenca de Cariaco (Fig. 6G, Haug et al. 2001). Esta reducción en la disponibilidad de humedad ha sido asociada con reportes de una mayor frecuencia en la ocurrencia del fenómeno de El Niño durante este periodo (Moy et al. 2002). Por lo tanto, es posible que la expresión más evidente de una alta frecuencia de El Niño en el PNLM sea un incremento del fuego, el cual puede provocar cambios sustanciales en los ecosistemas dado su alto potencial como factor de disturbio. A pesar de un aparente incremento en la humedad durante los últimos 1000 años, el fuego también mostró un incremento, mismo que podría estar asociado a patrones post coloniales de ocupación y reclamo del territorio.

Uno de los episodios climáticos más estudiados de la zona que alguna vez ocuparon los antiguos Mayas son una serie de sequías acontecidas entre 1300 y 1000 años AP (e.g. Hodell et al. 1995, Hodell et al. 2001, Haug et al. 2003, Hodell et al. 2005a, Medina-Elizalde et al. 2010). Las concentraciones de Sr del registro del PNLM sugieren que el periodo entre 2200 y 800 AP estuvo dominado por condiciones variables y en general secas. Sin embargo, no se observa una anomalía de especial significancia durante el periodo del colapso maya. Evidencia arqueológica sugiere que la ocupación humana y la actividad constructiva en la zona Comitán-La Trinitaria-Las Margaritas, de la cual hace parte el PNLM, continuó 150 años después del colapso de la mayoría de las ciudades de las tierras bajas (Navarrete 2007). La

combinación de estas observaciones arqueológicas con el registro geoquímico presentado en esta investigación, sugieren que la serie de sequías que se expresaron ampliamente en las tierras bajas no lo hicieron claramente en la zona del PNLM. Muy posiblemente, el relieve regional moduló la sequía a través de subsidios de precipitación causados por el ascenso orográfico de aire cargado de humedad.

4.3. La evolución de la vegetación

4.3.1. El espectro de polen moderno en las elevaciones medias y altas de Chiapas.

En términos de la reconstrucción de la vegetación, el primer paso fue validar los espectros de polen regionales como representantes de la vegetación. Este paso se alcanzó a través del análisis de las 20 muestras superficiales localizadas en el PNLM y la región (Tabla 1 y Fig. 1). Los componentes dominantes de los espectros de polen estuvieron relacionados con tres factores principales: i) la elevación de los lagos analizados, misma que se expresa en términos de la temperatura promedio; ii) el nivel de disturbio de las cuencas de lago medido en términos del Índice de Ocupación Humana (Tabla 1) la profundidad del cuerpo de agua muestreado.

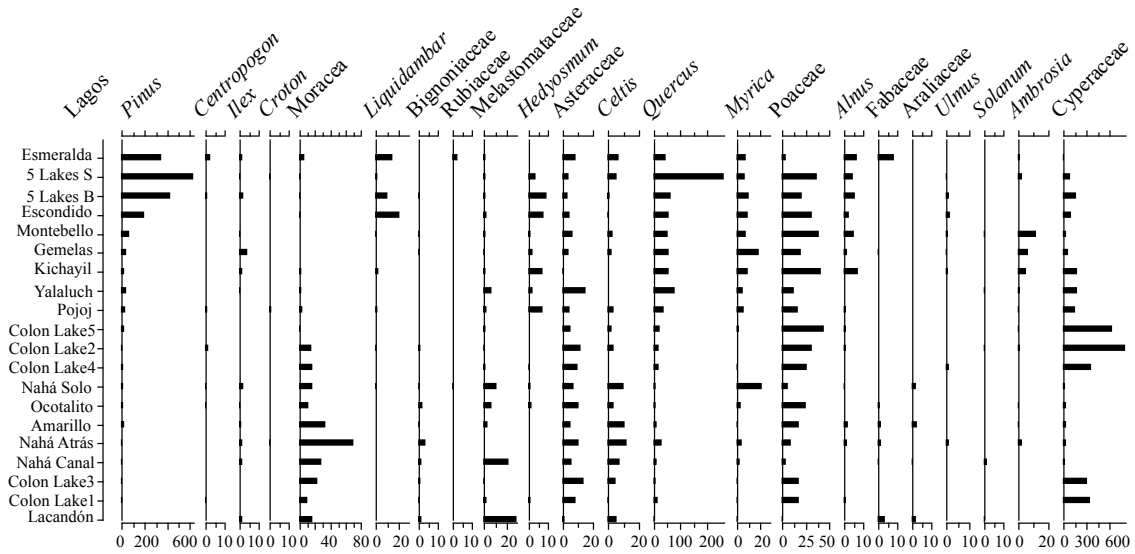

Figura 7. Espectros de polen moderno de las elevaciones medias y altas de Chiapas. Se presentan los taxa más representativos.

En total, se encontraron 120 taxa en las muestras modernas analizadas, lo que sugiere una b-diversidad alta, reflejada en un fuerte recambio espacial de taxa (Magurran 2004). La principal señal del recambio de especies presente en el gradiente altitudinal representado por las muestras modernas fue el reemplazamiento progresivo de Bignoniaceae, *Celtis*, y Melastomataceae por *Alnus*, *Liquidambar, Pinus*, y *Quercus* (Fig. 7). Estos patrones de reemplazamiento altitudinal de especies ha sido ampliamente documentado en estudios de polen y vegetación parental (e.g. Rzedowski 2006, Correa-Metrio et al. 2011). El nivel de disturbio parece expresarse en las abundancias de Asteraceae, taxón que aumenta en lugares con un Índice de Impacto Humano alto (Tabla 1 y Fig. 7). Sin embargo, es necesario un estudio que incluya una mayor variabilidad de este índice ya que en las observaciones presentadas en este estudio sólo se incluyen sitios con índice 14 y 22. El nivel del lago por su parte, se refleja claramente en las abundancias de Cyperaceae, las cuales están inversamente relacionadas con la profundidad del cuerpo de agua. A medida que el cuerpo de agua disminuye en tamaño, las orillas, donde se alcanzan profundidades lo suficientemente bajas para albergar taxa de la familia Cyperaceae, se acercan al centro del lago, obteniendo una mejor representación en el espectro de polen (Bush 2002b).

En conclusión, el análisis de estas muestras ofrece elementos que garantizan la confiabilidad de los espectros de polen modernos como representantes de los cambios en la vegetación regional. Tanto la composición como la contribución relativa de cada uno de los taxa representan aspectos de la vegetación relacionados con las condiciones ambientales regionales, tanto climáticas como sociales. Las 20 muestras modernas constituyen un referente que puede ser utilizado para generar un contexto para una interpretación objetiva de los resultados del estudio polínico del Lago Esmeralda.

4.3.2. El registro de polen fósil del Lago Esmeralda

Las 52 muestras de polen fósil de la secuencia ESM12 permitieron la reconstrucción de la vegetación durante los últimos ~2800 años, con una resolución promedio de ~50 años entre muestras contiguas (Fig. 7). Se encontraron 34 taxa polínicos, de los cuales los más representativos se encuentran en la Figura 7. Aunque el grueso de la interpretación de los cambios en la vegetación se presenta más adelante en términos de la comparación entre las muestras modernas y las fósiles, a continuación se esbozan los patrones principales de cambio de la vegetación a partir de la interpretación a priori de los cambios del espectro de polen a través del tiempo.

Los cambios más importantes representados en la secuencia polínica se presentaron en 2200, 1600, 1200 y 750 AP. Entre la base del registro y 2200, el espectro de polen resultó dominado por Cyperaceae, sugiriendo un cuerpo de agua joven y somero. La composición de los espectros de polen a través de este periodo sugiere la presencia de un bosque mesófilo de montaña (Correa-Metrio et al. 2011), aunque la representatividad del polen podría estar afectada por sesgos selectivos en la preservación del polen dada la aparente inestabilidad del cuerpo de agua (Birks and Birks 1980). El bajo nivel del lago sugerido por los altos porcentajes de Cyperaceae obedecería a un la alta estacionalidad discutida en la sección anterior. En ~2200 AP, la abundancia relativa de Cyperaceae disminuyó sustancialmente, y permanece estable en abundancias muy bajas a través del resto del registro, demostrando que independientemente de los cambios ambientales, el lago alcanzó y mantuvo el nivel que tiene en la actualidad.

Entre 2200 y 1600 AP, los taxa presentes sugieren el desarrollo de un bosque estacional dominado por elementos de montaña. Porcentajes relativamente altos de *Pinus* y Bignoniaceae y la disminución de *Quercus*, sugieren una vegetación adaptada a condiciones estacionales (Fig. 7). Entre 1600 y 750 AP, la disminución de *Pinus* a niveles de casi cero sugiere un aclareo sustancial de la vegetación, posiblemente asociado con climas secos o actividades antropogénicas. Los porcentajes relativamente altos de *Solanum* y *Ambrosia* ofrecen respaldo adicional a esta interpretación, la cual coincide con los tiempos de mayor ocupación reportados para

la región (Álvarez 1993, Borgstede and Romero 2003, Navarrete 2007). La recuperación de los altos porcentajes de *Pinus* entre 800 y 700 AP probablemente estuvo asociada con el abandono Maya de la región, el cual tomó lugar tiempo después del abandono de las tierras bajas (Navarrete 2007). Durante los últimos ~700 años, el aumento de *Liquidambar*, *Quercus*, *Myrica*, y *Ulmus*, acompañados por la disminución de Poaceae y *Pinus* sugieren la formación de los bosques que ocupan el área en la actualidad.

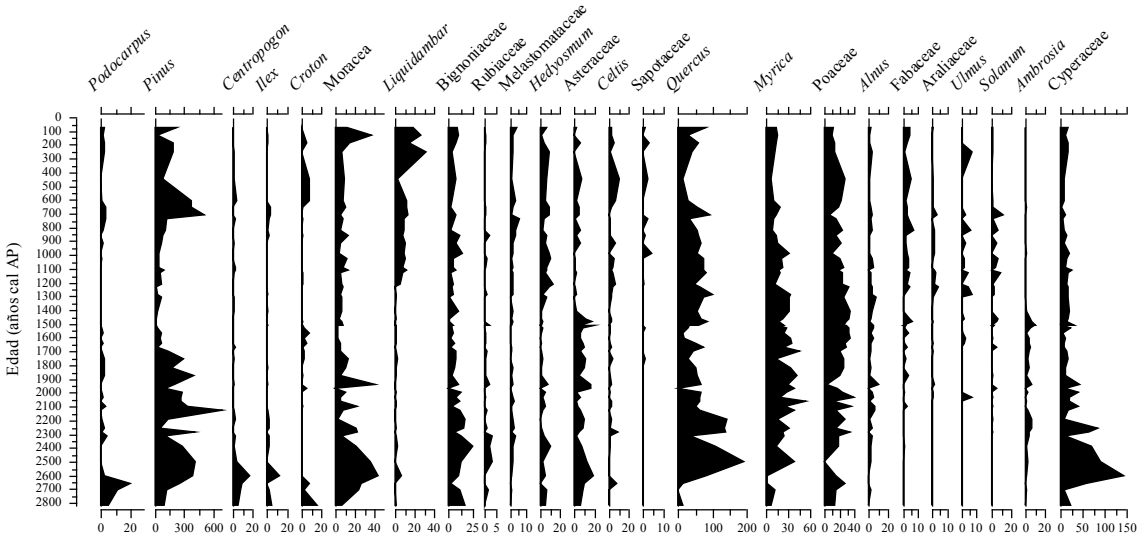

Figura 7. La secuencia de polen fósil del Lago Esmeralda. Se presentan los taxa más representativos de la secuencia fósil.

4.3.3. La evolución de la vegetación en el Parque Nacional Lagunas de Montebello durante los últimos 2800 años

El Análisis de Correspondencia sin Tendencia desarrollado sobre la base de datos compuesta por la mezcla de muestras modernas y fósiles permitió la interpretación semicuantitativa de los cambios en la vegetación (Correa-Metrio et al. 2014a). Los taxa encontrados en las muestras fósiles y modernas produjeron una clara separación de elementos de selva semidecidua (Selva Lacandona), selva decidua (Lagos de Colón), y bosque mesófilo de montaña (Lagunas de Montebello) (Fig. 8). Estos resultados garantizan la consistencia de la interpretación ambiental a través del estudio de los cambios de la vegetación (Correa-Metrio et al. 2014a).

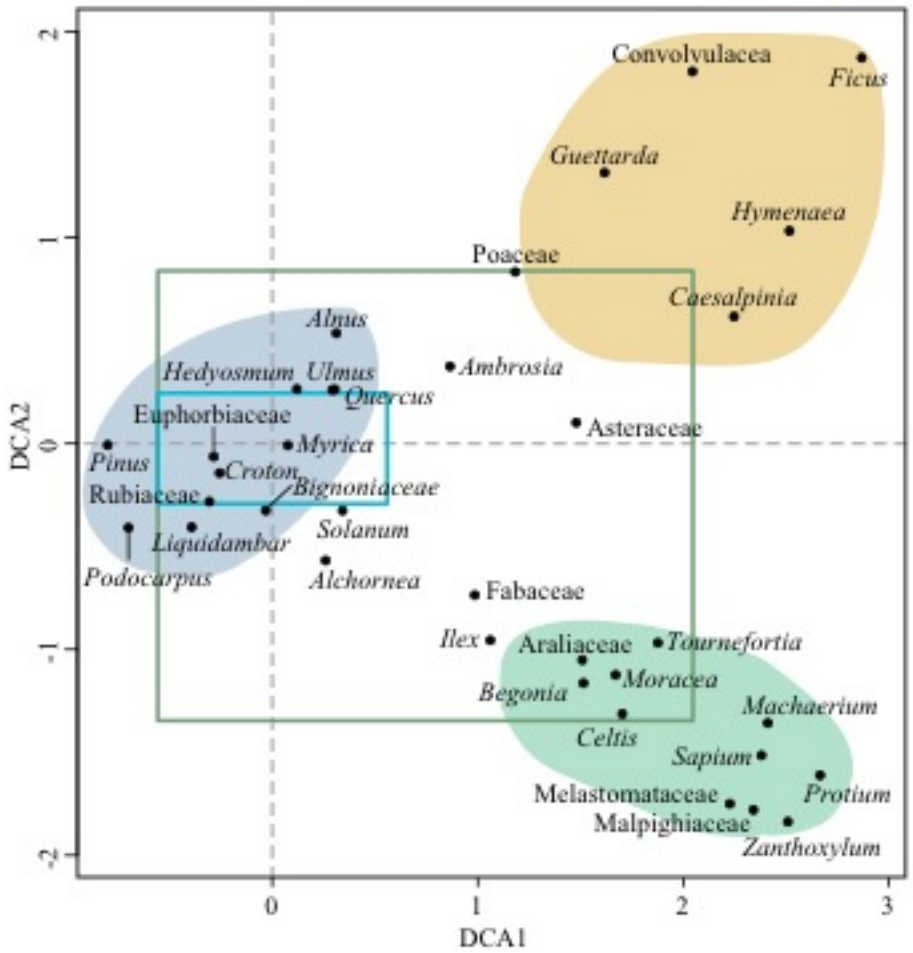

Figura 8. Ordenación de los taxa en el Análisis de Correspondencia sin Tendencia de las muestras de polen moderno y fósil del Parque Nacional Lagunas de Montebello. Los rectángulos verde y azul representan el espacio de la ordenación ocupado por las muestras fósiles del Lago Esmeralda y de las muestras modernas de toda la región, respectivamente. En sombreado de colores se presentan los taxa característicos de la selva tropical semidecidua (verde), de la decidua (amarillo), y del bosque mesófilo de montaña (azul) (afinidades ecológicas de los taxa tomadas de Marchant et al. 2002, Correa-Metrio et al. 2011, Correa-Metrio et al. 2014b).

La primera observación que surge de la ordenación es una separación de gradientes ambientales a escala regional, dentro de la cual las muestras fósiles y modernas del PNLM ocupan una pequeña porción. Este resultado refleja la capacidad del polen para reflejar patrones de b-diversidad, misma que ha sido reportada para la Península de Yucatán y otros lugares en el Neotrópico (e.g. Rodgers and Horn 1996, Bush 2000, Bush et al. 2001, Correa-Metrio et al. 2011). Sin embargo, dado el reducido espacio ocupado por la muestras fósiles con respecto a los espectros

modernos (Fig. 8), es evidente que durante los últimos 2800 años, la vegetación del PNLM no ha salido del envoltorio definido por el mosaico de vegetación moderno que ocupa la región. De hecho, en la ordenación todas las muestras fósiles del Lago Esmeralda se agruparon al rededor de las muestras provenientes del PNLM, especialmente alrededor de las obtenidas en los lagos 5-Lagos 1 y 2, Esmeralda, y Escondido, los cuales presentan los índices de impacto humano más bajos (Tabla 1 y Fig. 9). Durante algunos periodos de tiempo la zona parece haber sufrido perturbaciones (climáticas y/o antropogénicas) que acercan a las muestras fósiles a los lugares considerados con mayor impacto (Lagos Gemelas, Montebello, Kichayil, Pojoj, y Yalalush). No obstante, durante un periodo sustancial de tiempo, la cobertura forestal ha sido similar a la que se encuentra hoy alrededor del lago Esmeralda. Consecuentemente, el análisis ambiental de la ordenación será desarrollado únicamente en términos de la muestras y taxa provenientes del PNLM.

La interpretación de la variabilidad ambiental a partir de la evidencia polínica es posible a partir del hecho que los espectros de polen reflejan la vegetación y por ende las condiciones ambientales asociadas a ésta (Birks and Birks 1980, Delcourt and Delcourt 1991). Sin embargo, dada la naturaleza multivariada de los espectros de polen, la interpretación basada en taxa individuales se dificulta y es susceptible a sesgos (Correa-Metrio et al. 2011, Correa-Metrio et al. 2012c). En este sentido, el DCA ofrece un técnica confiable que resume de manera eficiente la información contenida en los espectros de polen (Correa-Metrio et al. 2014b). Además de la ordenación agrupada de taxa por tipos de vegetación mencionada anteriormente (Fig. 8), la ordenación de los espectros de polen modernos y fósiles de las elevaciones medias y altas de Chiapas mostró un gradiente de cobertura forestal a través de su Eje 1: mientras los taxa arbóreos estuvieron ordenados a la izquierda, los taxa herbáceos resultaron en el lado derecho de este eje (Fig. 9). Es posible entonces una aproximación a las condiciones de cobertura mediante la identificación de los puntajes en el Eje 1 del DCA para cada una de las muestras fósiles (Fig. 10). En términos del Eje 2 de la ordenación, éste aparentemente reflejó el tipo de vegetación, con el bosque semideciduo de la Selva Lacandona en el extremo negativo, el bosque mesófilo que caracteriza el PNLM con puntajes cercanos a cero, y el bosque

caducifolio de la región de Lagos de Colón con puntajes positivos (Figs. 8 y 9). Sin embargo, las muestras fósiles del Lago Esmeralda no mostraron variabilidad en este eje, ofreciendo evidencia adicional sobre la observación de que, durante los últimos 2800 años, la vegetación del PNLM no ha salido de la envoltura representada por el mosaico de vegetación moderno. Así, dada su señal plana (Fig. 10A), los puntajes del Eje 2 del DCA no serán discutidos con más profundidad.

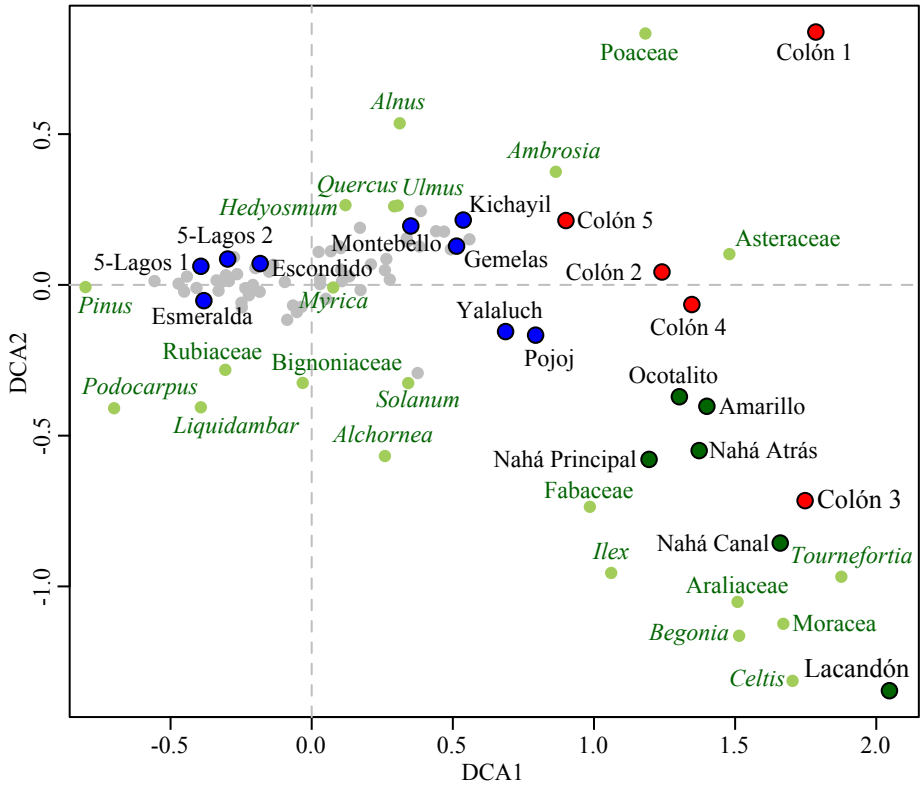

Figura 9. Ordenación de muestras en el Análisis de Correspondencia sin Tendencia de las muestras de polen moderno y fósil del Parque Nacional Lagunas de Montebello. Los puntos grises corresponden a las muestras fósiles del Lago Esmeralda, mientras las muestras modernas se presentan codificadas por colores (azul Parque Nacional Lagunas de Montebello, rojo Lagos de Colón, y verde Selva Lacandona). Se presentan algunos taxa en verde como referentes para la interpretación de la ordenación.

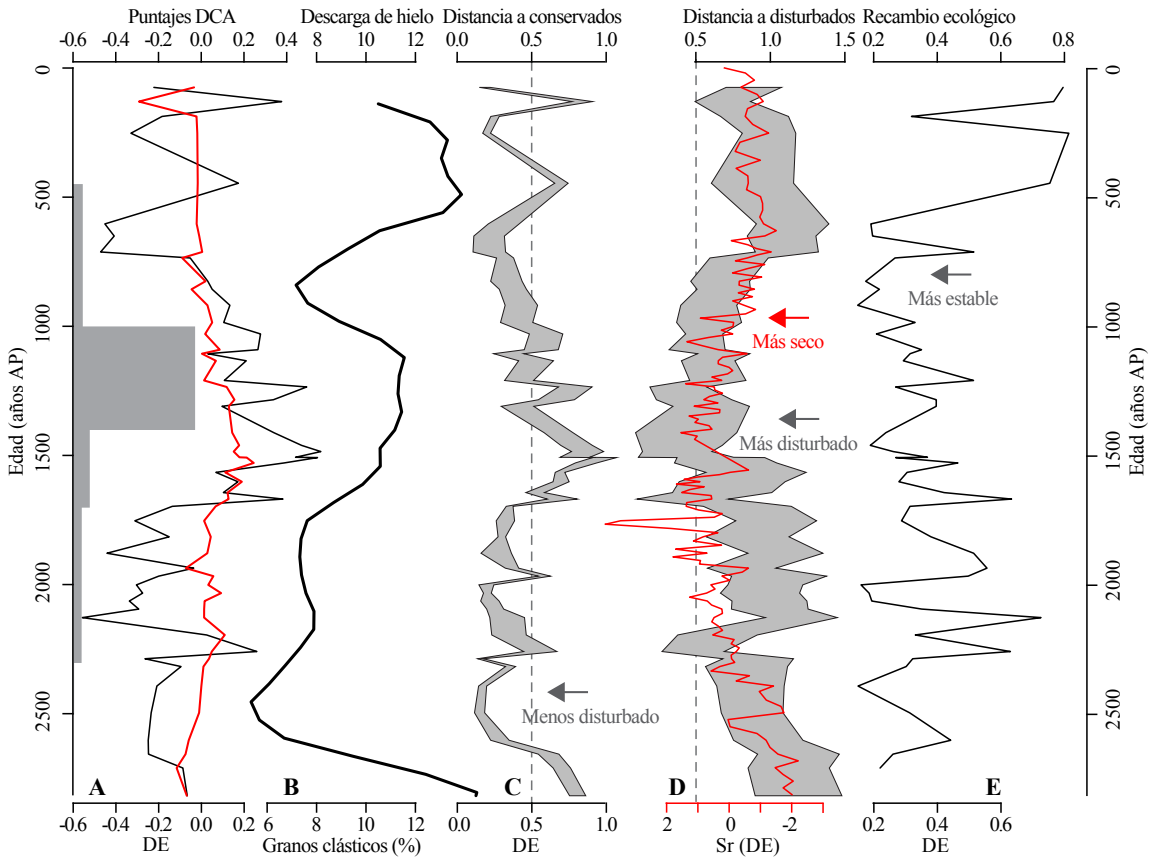

Figura 10. Reconstrucción ambiental de los últimos 2800 años en el Parque Nacional Lagunas de Montebello. A. Puntajes de los ejes 1 (negro) y 2 (rojo) del registro polínico fósil del Lago Esmeralda; los polígonos grises representan la cantidad relativa de artefactos de cerámica encontrados en el complejo arqueológico de Las Margaritas (~30 km noroeste del PNLM, Álvarez 1993), como indicador del nivel de ocupación del área. B. Porcentaje de materiales clásticos en registros del Atlántico Norte como indicadores de episodios fríos del Hemisferio Norte (Bond et al. 2001). C. Distancia euclidiana entre las muestras fósiles de polen y las muestras obtenidas de sitios con índice de impacto humano bajo en el PNLM (lagos 5-Lagos 1, 5-Lagos 2, Escondido y Esmeralda), calculada en términos de la ordenación DCA. D. Distancia euclidiana entre las muestras fósiles de polen y las muestras obtenidas de sitios con índice de impacto humano alto en el PNLM (lagos Gemelas, Kichayil, Montebello, Pojoj y Yalalush), calculada en términos de la ordenación DCA; en rojo la curva de estroncio estandarizado del registro sedimentario del Lago Esmeralda. E. Recambio ecológico calculado como la distancia euclidiana entre muestras consecutivas, calculada en términos de la ordenación DCA.

De acuerdo a la interpretación del Eje 1 del DCA, el registro polínico del Lago Esmeralda sugiere que el balance entre elementos arbóreos y herbáceos en el bosque de la región del PNLM fue altamente variable a través del tiempo (Fig. 10A). Aunque a través del periodo estudiado el área siempre ha estado cubierta por bosque,

(Fig. 7), se evidenció una disminución elementos arbóreos entre ~1700 y 750 AP. Adicionalmente, también se presentaron picos de pérdida relativa de cobertura en 100, 500 y 2200 AP, pero estos fueron eventos transitorios. La pérdida de cobertura entre 1700 y 750 AP, coincide con la evidencia de ocupación humana recabada de Las Margaritas, cerca del PNLM (Fig. 10 , Álvarez 1993). Sin embargo, el periodo de máxima ocupación (1400-1000 AP) no muestra ninguna coincidencia con el mencionado cambio de cobertura. Al igual que ha sido reportado para la Península de Yucatán (Anselmetti et al. 2007), los cambios reflejados en la secuencia sedimentaría se presentaron antes de la ocupación humana intensiva. De hecho, se ha sugerido que en el Neotrópico el establecimiento de condiciones ambientales relativamente estacionales ha sido precursor del florecimiento de la agricultura, y por ende de la consolidación de la ocupación humana del territorio (Piperno 2006). También resulta interesante que, al igual que el registro geoquímico, los datos polínicos no sugieren una sequía especialmente severa durante el periodo conocido como la sequía Maya (Hodell et al. 2001). Este hecho sugiere que, mientas la sequía en las tierras bajas alcanzó máximos posiblemente asociados con el colapso de las ciudades mayas de las tierras bajas, las condiciones en las elevaciones medias eran menos severas. De hecho, la persistencia de niveles poblacionales humanos importantes un par de siglos después del colapso de las tierras bajas (Navarrete 2007) ofrece evidencia adicional para esta interpretación.

Al igual que los indicadores geoquímicos de sequía, la evolución de cobertura forestal expresada por el Eje 1 del DCA sigue una trayectoria cercana a los cambios de temperatura en el Atlántico Norte (Fig. 10A-B). Dentro del periodo de tiempo cubierto por el registro sedimentario del Lago Esmeralda, los periodos de máxima (mínima) cobertura forestal mostraron coincidencia con los episodios relativamente cálidos (fríos) del Atlántico Norte. Como fue expuesto en el apartado geoquímico, condiciones cálidas en el Atlántico Norte vigorizan la circulación del Atlántico, trayendo condiciones húmedas al sur de México (EPICA Community Members 2006, Correa-Metrio et al. 2012b).

La secuencia polínica muestra similitudes con los espectros de polen modernos que siguen la trayectoria de cobertura forestal antes descrita (Fig. 10C-D).

Mientras los periodos de mayor cobertura forestal coinciden con alta similitud a las muestras modernas de los sitios menos disturbados, los periodos con menos cobertura coinciden con alta similitud del registro con respecto a muestras derivadas de lugares más impactados por las actividades antropogénicas. De hecho, la similitud entre la vegetación reflejada en las muestras fósiles y los sitios modernos relativamente disturbados sigue la trayectoria de la señal de estroncio de la misma secuencia (Fig. 10D), reiterando la preponderancia del clima en el desarrollo de la vegetación en la región del PNLM. Finalmente, cabe resaltar que, de acuerdo a la similitud con las muestras modernas (Fig. 10C) y la composición de los espectros de polen (Fig. 7), la estructura y composición del bosque que ocupa hoy el área del PNLM data de los últimos 700 años. No obstante, este periodo de tiempo también representa el de mayor inestabilidad de la vegetación, presentado cambios que duplican aquellos que caracterizaron el periodo entre 2800 y 700 AP (Fig. 10E).

5. Conclusiones

La evidencia recabada a través de la presente investigación muestra que, durante los últimos 7000 años, las condiciones climáticas han sido altamente variables en la región del PNLM. Esta variabilidad se ha manifestado principalmente en los regímenes de precipitación, los cuales han cambiado en términos de la cantidad total de precipitación al año, así como de su distribución estacional. En términos generales, se ha presentado una tendencia de largo plazo (miles de años) hacia menos precipitación anual, en concordancia con las tendencias reportadas para el norte del Neotrópico. Estas tendencias han estado aparentemente vinculadas con la disminución progresiva de la insolación de verano en el Hemisferio Norte a través del Holoceno. Sin embargo, en la región del PNLM la tendencia hacia condiciones más secas se revierte en ~800 AP, cuando se marca el inicio de una tendencia hacia mayor precipitación anual. Este reverso en la tendencia de la disponibilidad de humedad podría estar asociado a un aumento en la insolación de primavera. Mayor insolación de primavera reduciría la duración de la estación seca al vigorizar el ciclo hidrológico

durante este periodo del año. Sobrepuestos a esta tendencia de largo plazo, el análisis geoquímico y de polen evidenciaron largos periodos de sequía probablemente asociados a enfriamientos del Atlántico Norte, que debilitan el verano boreal. Este patrón de cambios sugiere que la precipitación anual y su distribución estacional en la región del PNLM está estrechamente vinculada a los patrones de cambio global reflejados en el Atlántico Norte. Este escenario plantea cambios importantes en relación a los procesos de calentamiento global modernos, cuya magnitud y dirección se está estimando mediante un reconstrucción cuantitativa del clima regional.

A través de los últimos 7000 años, el fuego ha sido un elemento constante en las dinámicas ecosistémicas del PNLM. Los periodos de mayor frecuencia de incendios parecen haber estado asociados a periodos con alta estacionalidad de la precipitación asociados a El Niño y a dinámicas del Atlántico Norte. Sin embargo, durante los últimos ~200 años el fuego a aumentado sin una señal evidente de condiciones mas secas. Esto puede deberse a los patrones modernos de colonización y ocupación del paisaje.

Durante el periodo de tiempo conocido como la sequía Maya, el registro sedimentario del Lago Esmeralda demuestra que las condiciones climáticas en la región del PNLM no fueron especialmente críticas. Mientras la evidencia muestra que en la Península de Yucatán entre ~1300 y 1000 AP se presentó una sequía probablemente asociada al colapso de las grandes ciudades mayas, el registro del PNLM muestra condiciones relativamente secas, pero no extremas. La evidencia aquí presentada aunada al hecho de que el abandono maya del área se presentó 150 años después del abandono de las tierras bajas, demuestran que la región del PNLM tiene un alto potencial como refugio ante periodos climáticos complicados para la biota. Esta aparente desconexión del clima del PNLM de los climas regionales posiblemente estuvo asociada a aportes importantes de humedad por parte de procesos de precipitación orográfica.

El Lago Esmeralda tiene 2800 años y alcanzó su forma y nivel actual en ~2200 AP. La evidencia polínica derivada de él demuestra que la vegetación de la cuenca del Lago Esmeralda no ha salido del envoltorio representado por el mosaico de vegetación regional. Esto no implica que la vegetación regional haya sido estable,

más bien implica que la variabilidad de la misma se ha presentado en términos del nivel de disturbio. De hecho, la vegetación que ocupa el área hoy, en términos de la composición de los diferentes taxa y sus abundancias relativas, no tiene más de 700 años. Así, el bosque que cubre el PNLM en la actualidad representa una novedad ecológica dentro de los últimos 2000 años.

6. Productos

Participación en eventos académicos con agradecimiento al PINCC

Eventos nacionales

Correa-Metrio, A., J.F. Franco-Gaviria, M. Caballero, P.D. Roy, y F. Romero. El Holoceno en las elevaciones medias de Chiapas: Transiciones críticas de un sistema climático no estacionario. Ponencia, Reunión Anual 2014 Unión Geofísica Mexicana. Noviembre, **2014**; Puerto Vallarta, Jalisco, México.

López-Pérez, M. y **A. Correa-Metrio**. Partículas de material carbonizado lacustre como indicador de regímenes de incendios en el centro y sur de México. Ponencia, Unión Geofísica Mexicana Reunión Anual 2013. Noviembre, **2013**; Puerto Vallarta, Jalisco, México.

Correa-Metrio, A., J.F. Franco Gaviria, M. Caballero, S. Lozano García, P.D. Roy, y J.A. Meave. El cambio climático global en las selvas de Chiapas. Ponencia, XIX Congreso Mexicano de Botánica. Octubre, **2013**; Tuxtla Gutiérrez, Chiapas, México.

Eventos internacionales

Franco-Gaviria, J.F., **A. Correa-Metrio**, & F. Romero. Holocene climate and vegetation dynamics in the Maya midlands. Poster, International Limnogeology Congress 2015. June, **2015**; Reno, Nevada. (Poster premiado como mejor trabajo de estudiante)

López-Pérez, M., & **A. Correa-Metrio**. 7,000 years of fire in tropical Mexico. Poster, International Limnogeology Congress 2015. June, **2015**; Reno, Nevada.

López-Pérez, M., **A. Correa-Metrio**. Relationships among charcoal particles from modern lacustrine sediments and remotely sensed fire events. Poster, AGU - Meeting of the Americas. May, **2013**; Cancún, Quintana Roo, México.

Formación de personal con agradecimientos explícitos al PINCC

Tesis terminadas

Nombre del estudiante: Juan Felipe Franco Gaviria
Adscripción: Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM
Nivel: Maestría.
Título de la Tesis: Dinámicas de la vegetación y el clima del Holoceno en la Selva Lacandona, Estado de Chiapas, México (Producto indirecto del proyecto)
Fecha de Titulación: 01/08/2014

Tesis en desarrollo

Nombre del estudiante: Juan Felipe Franco Gaviria
Adscripción: Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM
Nivel: Doctorado, tutoría
Título de la Tesis: Cambio ambiental a largo plazo en México tropical: la importancia relativa del clima y el impacto humano (producto directo del proyecto).
Fecha tentativa de Titulación: 15/09/2017

Nombre del estudiante: Minerva López Pérez
Adscripción: Posgrado en Ciencias Biológicas, UNAM
Nivel: Maestría
Título de la Tesis: Reconstrucción cuantitativa de los regímenes de incendios en el Estado de Chiapas, México, durante los últimos 7,000 años (producto directo del proyecto).
Fecha tentativa de Titulación: 15/08/2016

Artículos científicos

Correa-Metrio, A., Cordero-Oviedo, C., G.M. Cárdenes, M. Esperón & J.F. Franco-Gaviria. En preparación. The last 3,000 years in the middle elevations of tropical México. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* (Producto directo del proyecto).

Correa-Metrio, J.F. Franco-Gaviria, M. López Pérez & M.F. Romero. En preparación. The influence of the North Atlantic on the climate dynamics of the Neotropical middle elevations. *The Holocene.* (Producto directo del proyecto).

7. Referencias

Álvarez, C. 1993. El patrón de asentamiento en Las Margaritas, Chiapas y su cronología tentativa.*in* VI Simposio de Investigaciones Arqueológicas en Guatemala 1992. Museo Nacional de Arqueología y Etnología, Guatemala, Ciudad de Guatemala.

Anselmetti, F. S., D. A. Hodell, D. Ariztegui, M. Brenner, and M. F. Rosenmeier. 2007. Quantification of soil erosion rates related to ancient Maya deforestation. Geology **35**:915-918.

Bernal, J. P., M. S. Lachniet, M. T. McCulloch, G. Mortimer, P. Morales, and E. Cienfuegos. 2011. A speleothem record of Holocene climate variability from southwestern Mexico. Quaternary Research **75**:104-113.

Birks, H. J. B., and H. H. Birks. 1980. Quaternary palaeoecology. University Park Press, Baltimore.

Blaauw, M., and J. A. Christen. 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. Bayesian Analysis **6**:457-474.

Boës, X., J. Rydberg, A. Martinez-Cortizas, R. Bindler, and I. Renberg. 2011. Evaluation of conservative lithogenic elements (Ti, Zr, Al, and Rb) to study anthropogenic element enrichments in lake sediments. Journal of Paleolimnology **46**:75-87.

Bond, G., B. Kromer, J. Beer, R. Muscheler, M. N. Evans, W. Showers, S. Hoffmann, R. Lotti-Bond, I. Hajdas, and G. Bonani. 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. Science **294**:2130-2136.

Borcard, D., F. Gillet, and P. Legendre. 2011. Numerical Ecology with R. Springer, New York.

Borgstede, G. J., and L. A. Romero. 2003. Patrones de asentamiento y variación en las tierras altas occidentales de Guatemala. Pages 897-912 *in* XVI Simposio de Investigaciones Arqueologicas en Guatemala. Instituto de Antropologıa e Historia, Guatemala City.

Bradley, R. S. 2015. Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary. Elsevier Inc., Oxford, UK.

Bush, M. B. 2000. Deriving response matrices from Central American modern pollen rain. Quaternary Research **54**:132-143.

Bush, M. B. 2002a. Distributional change and conservation on the Andean flank: A palaeoecological perspective. Global Ecology and Biogeography **11**:463-467.

Bush, M. B. 2002b. On the interpretation of fossil Poaceae pollen in the lowland humid neotropics. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **177**:5-17.

Bush, M. B., E. Moreno, P. E. De Oliveira, E. Asanza, and P. A. Colinvaux. 2001. The influence of biogeographic and ecological heterogeneity on Amazonian pollen spectra. Journal of Tropical Ecology **17**:729-743.

Bush, M. B., and M. R. Silman. 2004. Observations on Late Pleistocene cooling and precipitation in the lowlands Neotropics. Journal of Quaternary Science **19**:677-684.

Bush, M. B., and C. Weng. 2007. Introducing a new (freeware) tool for palynology. Journal of Biogeography **34**:377-380.

Christensen, J. H., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, R. Held, R. Jones, R. K. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C. G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Saar, and P. Whetton. 2007. Regional climate projections.*in* S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Avery, M. Tignor, and H. L. Miller, editors. Climate change 2007: The

physical science basis. Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA.
Clark, J. S. 1988. Particle motion and the theory of charcoal analysis: source area, transport, deposition, and sampling. Quaternary Research **30**:67-80.
Colinvaux, P., P. E. de Olivera, and P. J. E. Moreno. 1999. Amazon Pollen Manual and Atlas. Harwood Academic Publishers, Amsterdam.
Correa-Metrio, A., M. B. Bush, K. R. Cabrera, S. Sully, M. Brenner, D. A. Hodell, J. Escobar, and T. Guilderson. 2012a. 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., M. B. Bush, D. A. Hodell, M. Brenner, J. Escobar, and T. Guilderson. 2012b. The influence of abrupt climate change on the ice-age vegetation of the Central American lowlands. Journal of Biogeography **39**:497-509.
Correa-Metrio, A., M. B. Bush, L. Pérez, A. Schwalb, and K. R. Cabrera. 2011. Pollen distribution along climatic and biogeographic gradients in northern Central America. The Holocene **21**:681-692.
Correa-Metrio, A., Y. Dechnik, M. S. Lozano-García, and M. Caballero. 2014a. Detrended correspondence analysis: A useful tool to quantify ecological change from fossil data sets. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana **66**:135-143.
Correa-Metrio, A., M. S. Lozano-Garcia, S. Xeltzuantzi, M. S. Sosa-Najera, and S. E. Metcalfe. 2012c. Vegetation in western central Mexico during the last 50 000 years: modern analogs and climate in Zacapu Basin. Journal of Quaternary Science **27**:509-518.
Correa-Metrio, A., J. A. Meave, S. Lozano-García, and M. B. Bush. 2014b. Environmental determinism and neutrality in vegetation at millennial time scales. Journal of Vegetation Science **25**:627-635.
Curtis, J. H., M. Brenner, D. A. Hodell, R. A. Balser, G. A. Islebe, and H. Hooghiemstra. 1998. A multi-proxy study of Holocene environmental change in the Maya lowlands of Peten, Guatemala. Journal of Paleolimnology **19**:139-159.
Delcourt, H. R., and P. A. Delcourt. 1991. Quaternary Ecology: A paleoecological perspective. Chapman & Hall, Cornwall, UK.
Durán Calderón, I., O. A. Escolero Fuentes, E. Muñoz Salinas, M. Castillo Rodríguez, and G. Silva Romo. 2014. Cartografía geomorfológica a escala 1: 50,000 del Parque Nacional Lagunas de Montebello, Chiapas (México). Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana **66**:263-277.
EPICA Community Members. 2006. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. Nature **444**:195-198.
Eugster, H. P., and L. A. Hardie. 1978. Lakes, Chemistry, Geology, Physics.*in* A. Lerman, editor. Saline lakes. Springer, Berlin.
Faegri, K., and J. Iversen. 1989. Textbook of pollen analysis. 4th edition. Wiley, Chichester.

Haug, G. H., D. Gunther, L. C. Peterson, D. M. Sigman, K. A. Hughen, and B. Aeschlimann. 2003. Climate and the collapse of Maya civilization. Science **299**:1731-1734.

Haug, G. H., K. A. Hughen, D. M. Sigman, L. C. Peterson, and U. Rohl. 2001. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. Science **293**:1304-1308.

Hill, M. O., and H. G. Gauch. 1980. Detrended correspondence analysis: an improved ordination technique. Vegetatio **42**:41-58.

Hodell, D. A., M. Brenner, and J. H. Curtis. 2005a. Terminal Classic drought in the northern Maya lowlands inferred from multiple sediment cores in Lake Chichancanab (Mexico). Quaternary Science Reviews **24**:1413-1427.

Hodell, D. A., M. Brenner, J. H. Curtis, and T. Guilderson. 2001. Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands. Science **292**:1367-1370.

Hodell, D. A., M. Brenner, J. H. Curtis, R. Medina-González, E. Ildefondo-Chan Can, A. Albornaz-Pat, and T. P. Guilderson. 2005b. Climate change on the Yucatan Peninsula during the Little Ice Age. Quaternary Research **63**:109-121.

Hodell , D. A., J. H. Curtis, and M. Brenner. 1995. Possible role of climate in the collapse of ancient Maya civilization. Nature **357**:391-394.

Hodell, D. A., J. H. Curtis, G. A. Jones, A. Higuera-Gundy, M. Brenner, M. W. Binford, and K. T. Dorsey. 1991. Reconstruction of Caribbean climate change over the past 10,500 years. Nature **352**:790-793.

Ibarra-Manríquez, G., J. L. Villaseñor, R. Durán, and J. Meave. 2002. Biogeographical analysis of the tree flora of the Yucatan Peninsula. Journal of Biogeography **29**:17-29.

Koeppen, W. 1948. Climatología: con un estudio de los climas de la tierra. Fondo de Cultura Económica, Ciudad de México.

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.

Last, W. M., and J. P. Smol, editors. 2001. Physical and Geochemical Methods. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.

Legendre, P., and L. Legendre. 1998. Numerical Ecology. Elsevier Scientific, Oxford.

Magurran, A. E. 2004. Measuring biological diversity. Blackwell Science Ltd, Oxford.

Marchant, R., L. Almeida, H. Behling, J. C. Berrio, M. Bush, A. Cleef, J. Duivenvoorden, M. Kappelle, P. de Oliveira, A. T. de Oliveira-Filho, S. Lozano-Garcia, H. Hooghiemstra, M.-P. Ledru, B. Ludlow-Wiechers, V. Markgraf, V. Mancini, M. Paez, A. Preto, O. Rangel, and M. L. Salgado-Labouriau. 2002. Distribution and ecology of parent taxa of pollen lodged within the Latin American Pollen Database. Review of Palaeobotany and Palynology **121**:1-75.

Medina-Elizalde, M., S. J. Burns, D. W. Lea, Y. Asmerom, L. von Gunten, V. Polyak, M. Vuille, and A. Karmalkar. 2010. High resolution stalagmite climate

record from the Yucatan Peninsula spanning the Maya terminal classic period. Earth and Planetary Science Letters **298**:255-262.

Moy, C. M., G. O. Seltzer, D. T. Rodbell, and D. M. Anderson. 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millenial timescales during the Holocene epoch. Nature **420**:162-165.

Navarrete, C. 2007. El complejo escénico de Chinkuntic, Chiapas.*in* XX Simposio de Investigaciones Arqueológicas en Guatemala, 2006. Museo Nacional de Arqueología y Etnología, Guatemala, Guatemala City.

Nixon, K. C. 2006. Global and neotropical distribution and diversity of oak (genus *Quercus*) and oak forests. Pages 4-13 *in* M. Kapppelle, editor. Ecology and conservation of neotropical montane oak forests. Springer, Berlin Heidelberg.

Paillard, D., L. Labeyrie, and P. Yiou. 1996. Macintosh program performs time-series analysis. Eos Trans. AGU **77**:379.

Piperno, D. R. 2006. Quaternary environmental history and agricultural impact on vegetation in central America. Annals of the Missouri Botanical Garden **93**:274-296.

Rasband, W. S. 2005. ImageJ version 1.32j. National Institute of Health, USA, Bethesda.

Rodgers, J. C., and S. P. Horn. 1996. Modern pollen spectra from Costa Rica. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **124**:53-71.

Roubik, D. W., and P. J. E. Moreno. 1991. Pollen and Spores of Barro Colorado Island. Monographs in Systematic Botany 36, Missouri Botanical Garden.

Rzedowski, J. 2006. Vegetación de México. Page 504 pp. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, México D.F.

Shotton, F. W. 1972. An Example of Hard-Water Error in Radiocarbon Dating of Vegetable Matter. Nature **240**:460-461.

Wang, C., D. B. Enfield, S. K. Lee, and C. W. Landsea. 2006. Influences of the Atlantic Warm pool on Western Hemisphere summer rainfall and Atlantic hurricanes. Journal of Climate **19**:3011-3028.

Wersin, P., P. Höhener, R. Giovanoli, and W. Stumm. 1991. Early diagenetic influences on iron transformations in a freshwater lake sediment. Chemical Geology **90**:233-252.

Wildlife Conservation Society, Center for International Earth Science Information Network, and Columbia University. 2005. Last of the Wild Project, Version 2, 2005 (LWP-2): Global Human Influence Index (HII) Dataset (Geographic). NASA Socioeconomic Data and Applications Center (SEDAC), Palisades, NY.